

Extrait du Géologie et géo-tourisme

<http://jfmoyen.free.fr>

# L'histoire de l'atmosphère

- Textes et documents pédagogiques - Fragments -

Date de mise en ligne : vendredi 25 ao2006

## **Description :**

Composition et évolution de l'atmosphère terrestre, de la formation de la Terre à nos jours.

---

**Géologie et géo-tourisme**

---

Texte écrit en Août 2006 pour f.s.g.

Mise à jour (Janvier 2007)

J'ai finalement pris le temps de re-formatter cet article proprement et de l'illustrer. Il se trouve [ici](#), dans la rubrique [polys](#).

---

Il y a plusieurs problèmes connexes dans cette histoire, et plusieurs angles d'approche :

- Des bilans de masse planétaires, basées sur les compositions des météorites et des corps du système solaire, qui nous renseignent sur les concentrations en volatils (H, C, N ...) de la Terre, sans vraiment nous dire où ils se trouvent dans la planète. On est souvent amené à discuter de l'ensemble du réservoir de volatils, atmosphère + océan, sans être capable de les différencier ;
- Des données sur l'atmosphère (enregistrées surtout dans des roches formées près de la surface) ou sur l'océan (roches sédimentaires) ;
- Des données sur le climat (enregistrées elles aussi dans les roches), qui contraignent quelque peu la composition atmosphérique (effet de serre...) ;

## (1) L'atmosphère primitive : date et durée de sa formation

Elle se forme lors de la période d'accrétion de la Terre et du système solaire. Diverses considérations isotopiques et géochimiques suggèrent que les volatils "majeurs" (C, H, N) ressemblent à de la matière chondritique (plutôt qu'à celle de la nébuleuse proto-planétaire), et proviendrait au moins en partie de la capture de météorites lors de la période de fin de l'accrétion (et non pas seulement de la condensation initiale de la planète). Il semble probable que, dès 4.3 Ga (soit 200 Ma après la formation de la Terre), l'atmosphère (et la Terre en général) était, au point de vue chimique, "stabilisée" et évolue à partir de ce moment en vase clos.

Mais les arguments qui amènent à cette conclusion, largement basés sur les données isotopiques (D/H, isotopes des gaz rares) ne donnent que peu d'information sur la nature de l'atmosphère &mdash; ils renseignent en fait sur les flux de volatils vers la Terre, sans nous dire où ils se trouvent dans la planète.

## (2) Que sait-on sur l'atmosphère ancienne ?

D'abord, il faut noter qu'on ne sait que très peu de chose sur l'atmosphère qui pouvait exister avant les plus anciennes roches connues : on est ramené au problème ci-dessus, on peut faire un bilan de masse à l'échelle de la planète mais on ne sait pas où se trouvaient les éléments concernés.

Les témoins dont on dispose sont géologiques :

- Les plus anciens minéraux connus sont des zircons (à Jack Hills, en Australie). Certains datent de 4.3 Ga (mais ils se trouvent dans des sédiments plus récents, autour de 2.7 Ga &mdash; ce sont donc des minéraux totalement hors contexte). Ils ont été analysés de toutes les façons possibles et imaginables (chercher les

papiers de Mark Harrison, Simon Wilde ou Martin Whitehouse). Parmi d'autres informations, ils ont des rapports isotopiques de l'oxygène qui supposent qu'ils se sont formés dans des magmas qui se sont formés en présence d'eau sous forme liquide, ce qui suggère l'existence d'océans dès cette date. -\* Ensuite, on a des roches magmatiques à 4.04 Ga (gneiss d'Acasta, Slave Province, Canada). Ce sont, là encore, des magmas qui se sont formés en présence d'eau, ce qui suggère aussi l'existence d'eau libre.

- Les premières roches "de surface" (et donc directement utilisables pour le propos qui nous occupe) sont les sédiments d'Isua, au Groënland (googlez gaiement pour plus d'infos, cherchez par exemple le travail de John Myers). Ils sont datés à 3.82 Ga, mais il ne faut pas perdre de vue que c'est un tout petit fragment, qui plus est qui a subi déformation et métamorphisme après, ce qui rend son interprétation délicate. On s'empaille allègrement sur la façon d'interpréter les roches d'Isua. -\* Ensuite, les données deviennent de plus en plus abondantes. On a deux régions où il y a de bons enregistrements depuis 3.5 à 3.2 Ga, c'est Pilbara (en Australie) et Barberton (en Afrique du Sud). Et puis à partir de 3.2 Ga, on a à peu près tout ce qu'on veut.

Autrement dit, on a un "trou noir" entre 4.55 Ga (formation de la Terre) et 3.5 Ga, avec une petite "fenêtre" à 3.8 Ga, et des informations indirectes (zircons de Jack Hills, gneiss d'Acasta) dispersées. Bref, un milliard d'années d'histoire de la Terre nous est virtuellement inaccessible !

### (3) A partir de quand l'atmosphère est-elle similaire à celle que l'on connaît maintenant ?

Si on veut faire des comparaisons à long terme, il devient difficile de parler de concentration (qui n'est qu'une proportion de la pression totale), il faut parler plutôt en termes de pression partielle de tel ou tel gaz.

L'atmosphère actuelle, pression totale = 1 B, contient 80 % d'azote, 20 % d'oxygène, 300 ppm de CO<sub>2</sub> soit 0.8 B d'azote, 0.2 B d'O<sub>2</sub> et 0.3 mB de CO<sub>2</sub>.

**(a) L'azote** : a priori, c'est un gaz passif, qui a toujours été présent et ne s'est que très modérément combiné avec autre chose. En première approximation, on peut supposer qu'il est resté proche de 0.8 B tout le temps (en tout cas, rien ne laisse supposer le contraire). Notez que ça représente 80 % d'une atmosphère à 1 bar (comme maintenant) mais seulement 0.8 % d'une atmosphère vénusienne à 90 B !

**(b) L'oxygène** : A partir de ca. 2 Ga, les conditions enregistrées dans les sédiments sont le plus souvent oxydantes (disparition de minéraux réduits type uraninite, apparition de minéraux oxydés (oxydes de fer). Ceci implique une atmosphère dominée par l'oxygène. Avant en revanche, les conditions enregistrées sont plus souvent réductrices, ce qui suppose une atmosphère avec pas ou peu d'O<sub>2</sub> libre. On passerait de 1% à 15% d'O<sub>2</sub> (enfin, de 0.01 à 0.15 B). Mais le timing de cette transition est contesté (cf. Ohmoto).

**(c) Le CO<sub>2</sub>** : La valeur actuelle, 300 ppm, correspond à 0.3 mB de pression partielle.

- La limite absolue sur la teneur en C est énorme : si on considère tous les carbonates sur Terre, il y a de quoi faire 60 B (60 fois la pression actuelle !) de CO<sub>2</sub>. Sur Vénus, il y a 90 B de CO<sub>2</sub>, ce qui suggère que cette valeur correspond à celle d'une planète tellurique "normale" (ou rien d'autre n'a eu lieu pour piéger ce CO<sub>2</sub>). Mais une telle atmosphère a-t-elle existé sur Terre ?
- A partir de 0.6 Ga, on a des données continues et crédibles sur les taux de CO<sub>2</sub> atmosphériques (principalement des données isotopiques dans les carbonates), qui montrent qu'il a varié, quand même, entre 20 fois le taux actuel (6 mB) et le taux actuel.
- D'autre part, il est de plus en plus clair que la fin du Protérozoïque (0.9 - 0.6 Ga) a été marqué par une période

de glaciation majeure ("snowball"), alors même que la plupart des continents étaient sous l'équateur. On ne sait pas trop ce que ça implique en terme de teneur en CO<sub>2</sub> — ça dépend pas mal des modèles, qui prédisent des valeurs maxis de 0.1 à 1 mB (selon, en gros, que l'on considère uniquement l'effet de serre, qui doit être faible pour avoir une méga-glaciation, ou aussi des paramètres orbitaux divers et variés). Les "fortes" teneurs en CO<sub>2</sub> du début du Phanérozoïque auraient contribué à la déglaciation de la "snowball".

- De 2.8 à 2.2 Ga, les minéraux observés dans les paléosols sont des silicates de fer (et pas des carbonates de fer), ce qui suggère que la P CO<sub>2</sub> atmosphérique n'était pas trop brutale (pas pire que 30 mB, ce qui est déjà pas mal).
- En revanche, d'après les données astronomiques, on pense que la luminosité du soleil était plus faible dans le passé ; pour garder une température de surface compatible avec l'existence d'eau liquide (indiscutable dans les sédiments, même les plus anciens — on voit de superbes figures de courant à 3.5 Ga dans le Pilbara, c'est moins évident mais probable quand même à 3.8 Ga à Isua) il faut donc un effet de serre nettement plus actif. Si il n'est dû que au CO<sub>2</sub>, il faut 0.2 B de CO<sub>2</sub> au minimum. Notez que la même existence d'eau liquide empêche l'existence d'une situation à la vénusienne avec des températures > 100 °C (ou un peu plus, le point d'ébullition serait décalé par les hautes pressions) : on ne peut donc pas avoir des P CO<sub>2</sub> énormes de l'ordre de 60 B, toute l'eau serait vaporisée.
- Il y a donc ambiguïté sur ce qui se passe à cette période ; les incertitudes sur P CO<sub>2</sub> vont de 30 mB à, disons, 0.5 B. Notez que c'est déjà deux à trois ordres de grandeur plus faible que l'atmosphère primitive. Une possibilité est que l'atmosphère ait déjà été pauvre en CO<sub>2</sub> (30 mB), mais avec un effet de serre causé surtout par d'autres gaz (SO<sub>2</sub>, méthane), pas impossible en contexte réducteur et sans doute à volcanisme très actif (en raison de la chaleur interne plus forte).

**(d) En résumé :** L'atmosphère primitive (60 B de CO<sub>2</sub>) a disparu sans doute très vite si elle a existé (et on a assez de C sur Terre pour qu'elle ait existé), on n'en trouve plus de traces dans les enregistrements géologiques à partir de 3.5 Ga (mais où va ce CO<sub>2</sub> ?). Par analogie avec Vénus, et avec la composition des chondrites carbonées supposées fournir les volatils, elle devait aussi contenir pas mal d'eau.

De 3.5 (et sans doute 4.2 — cf isotopes oxygène dans les zircons) à 2.2 Ga, on a une atmosphère pauvre en O<sub>2</sub> (0.01 B), et modérément riche en CO<sub>2</sub> (30 mB - 0.2 B). On a sans doute une pression totale proche de 1 B. Grosses incertitudes sur la teneur en CO<sub>2</sub> et la nature des gaz à effet de serre.

Vers 2.2 Ga, l'atmosphère passe à 0.15 B de O<sub>2</sub>, sans doute par photosynthèse (mais d'où vient l'O<sub>2</sub> ? Si on était à 0.2 B de CO<sub>2</sub> avant, Ok, mais si on était à 30 mB il n'y a pas assez de CO<sub>2</sub> atmo pour faire tout cet O<sub>2</sub> !); le CO<sub>2</sub> se réduit jusqu'à des valeurs ne dépassant plus 5-10 mB. A partir de ce moment, on a une atmosphère très similaire à ce qu'on a maintenant : 0.15 B de O<sub>2</sub> et 0.1 - 10 mB de CO<sub>2</sub>. Les variations du CO<sub>2</sub> provoquent des glaciations, comme maintenant. Mais ces variations (de 0.1 à 10 mB) sont ultra-mineures par rapport aux changements évoqués ici.

**(e) Donc, deux questions principales :**

1. La Terre a-t-elle eu une atmosphère "primitive" à la vénusienne, à 60-90 B de CO<sub>2</sub> ? Si oui, comment s'en est-elle débarrassé ? Et si non, où le C était-il stocké lors de la formation de l'atmosphère (dont les arguments sur les bilans de masse suggèrent qu'elle est d'origine "externe" plus que liée au pur dégazage)
2. Comment la Terre est-elle passée de l'atmosphère "Archéenne" (CO<sub>2</sub> moyen, 0.01 B O<sub>2</sub>) à l'atmosphère actuelle (0.1 - 10 mB de CO<sub>2</sub> et 0.15 B O<sub>2</sub>) ?

A ça se superposent des questions pas tristes de bilan de masse : où était le carbone à l'Archéen, si il n'était pas dans l'atmosphère ? (il y a maintenant 60 B de CO<sub>2</sub> dans les carbonates, mais il n'y a quasiment pas de carbonates Archéens, ils apparaissent à 2.2 Ga surtout !) Et d'où vient le O<sub>2</sub> qui se forme à 2.2 Ga, si ce n'est du CO<sub>2</sub> atmosphérique ? Manifestement il nous faut un autre réservoir de carbone quelque part.

# (4) De l'atmosphère primitive à l'atmosphère Archéenne

Le problème ici est de soustraire du CO<sub>2</sub> à l'atmosphère primitive, pour la faire passer de 60 B à &mdash; au maximum&mdash; 0.2 B de CO<sub>2</sub>. Dans la mesure où nous n'avons pas de réservoir "visible" de carbonates de cette âge, le plus logique est de le cacher dans le manteau. C'est aussi une conclusion attendue, parce que le manteau actuel (et ça n'a pas changé depuis les plus anciennes laves mantelliques, à l'époque 3.8 Ga) est oxydant &mdash; alors que le matériel parent de la Terre, les chondrites, est réducteur. Ça montre que le manteau a changé entre sa formation (4.5 Ga) et 3.8 Ga, donc globalement le même timing que le changement d'atmosphère. Le passage d'un état réducteur à un état oxydant s'explique bien par un ajout d'eau (et de CO<sub>2</sub>) au manteau ; ça tombe bien, il faut aussi se débarrasser d'H<sub>2</sub>O pour passer de l'atmosphère primitive à l'atmosphère Archéenne.

### (a) Précipitation et recyclage de carbonates

La façon la plus plausible de faire passer du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère au manteau est la précipitation de carbonates. Le plus commun (à l'heure actuelle) est le carbonate de calcium, CaCO<sub>3</sub> ; il se forme principalement par altération des roches silicatées, et des réactions du genre minéral + eau + CO<sub>2</sub> = minéral d'altération (argile) + ions HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et Ca<sup>2+</sup>, qui ultérieurement précipitent dans les océans. En fait n'importe quel silicate (même non carbonaté) peut faire opérer ce genre de réactions.

Ensuite, ces carbonates précipitent au fond de l'eau (océan) et sont recyclés dans les subductions, et partiellement détruits (et retournent à la surface via les volcans), partiellement enfouis dans le manteau. Evidemment, l'eau suit le même trajet.

Le problème, c'est que ce processus nécessite des subductions (pas sûr qu'elles pouvaient exister si le manteau était très chaud), de l'eau libre et des roches à altérer. C'est surtout l'eau libre qui pose problème : avec 60 B de CO<sub>2</sub>, il y a des chances qu'il ait fait trop chaud. Par contre c'est un processus qui s'auto-entretient : dès qu'il y a de l'eau, on peut altérer, piéger plus de CO<sub>2</sub>, refroidir plus l'atmosphère, etc.

Un autre problème, c'est qu'on ne connaît guère de carbonates en quantité significative avant 2.2 Ga ; il faut donc supposer qu'ils ont existé en masse au tout début de l'histoire de la Terre, puis ne se sont plus formés (ou n'ont plus été préservés ?) jusque vers 2.2 Ga, date à laquelle on a de nouveau pu les former.

### (b) Dissolution dans un "océan magmatique"

Un mécanisme alternatif prend place dans une terre entièrement fondue ("océan magmatique"), dont on pense, par un certain nombre d'arguments isotopiques et géochimiques, qu'elle a existé au moins quelques dizaines de millions d'années après l'accrétion. Dans ce cas, on peut envisager dissoudre H<sub>2</sub>O et CO<sub>2</sub> dans le magma de l'océan magmatique, de façon directe. Ça semble plus simple (mais ça nécessite des processus très différents de la géologie qu'on peut observer maintenant, ce que les géologues détestent par principe !). Dans cette hypothèse, on aurait donc un bombardement météoritique tardif (vers 4.4 - 4.2 Ga, ce qui collerait assez bien avec les périodes riches en cratères sur la Lune). Ce bombardement n'apporte que quelques pour-cents (et encore) de la masse totale de la Terre, mais une grosse part de ses volatils (le reste vient du dégazage du manteau). Sous l'effet du bombardement, la Terre devient ou redevient fondue, ce qui permet les effets chimiques souhaités et la dissolution d'eau et de CO<sub>2</sub> dans le manteau. On émerge de cette période avec une terre où l'atmosphère a été appauvrie en CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O, suffisamment pour être revenue à +/- 1 B de pression totale ; la composition atmosphérique à ce moment (deux scénarios possibles, voir plus bas) permet un effet de serre tel que la température moyenne soit entre 0 et 100 °C (eau liquide).

### (c) L'atmosphère Archéenne post 4.2 Ga

Deux compositions atmosphériques permettent de faire ça :

- ▶ une composition à "haut CO<sub>2</sub>" (0.2 B), dans laquelle un équilibre s'établit entre le CO<sub>2</sub> recyclé (subduction) et le CO<sub>2</sub> libéré par les volcans ;
- ▶ une composition à bas CO<sub>2</sub> (30 mB), compensé par d'autres gaz à effet de serre (CH<sub>4</sub>, SO<sub>2</sub>). L'un comme l'autre sont peu communs dans les processus abiotiques actuels, les gaz volcaniques sont plutôt oxydants. Mais peut être qu'un manteau réduit (pas encore oxydé, plutôt ?) aurait pu induire un volcanisme qui dégage CH<sub>4</sub> plutôt que CO<sub>2</sub> ? D'autre part, il est possible que des bactéries chimiosynthétiques qui forment leur énergie par  $4 \text{H}^+ + \text{CO}_2 = \text{CH}_4 + 2 \text{H}_2\text{O}$  aient pu exister très tôt.

**(d) En résumé :** on ne sait pas trop. Il est probable qu'il y ait eu une atmosphère primitive dense à H<sub>2</sub>O + CO<sub>2</sub> ; mais on n'en est pas trop sûr, et on ne sait pas très bien comment elle aurait pu disparaître !

## (5) De l'atmosphère Archéenne à l'atmosphère actuelle

C'est le changement majeur à 2.2 Ga. La libération d'O<sub>2</sub> semble indispensablement liée à la photosynthèse, qui est le seul mécanisme capable de produire des masses d'O<sub>2</sub> ; mais, comme je l'ai expliqué dans les posts précédents, la photosynthèse à elle seule ne peut rien si on ne piège pas le carbone dissocié de l'oxygène. D'autre part, la photosynthèse apparaît, chez les cyanobactéries, dès 3.5 Ga ; il lui faut donc 1.3 Ga avant d'avoir un effet sur l'atmosphère ! Enfin, il n'est pas certain qu'il restait dans l'atmosphère Archéenne suffisamment de CO<sub>2</sub> pour produire tout l'O<sub>2</sub> nécessaire par des réactions de type photosynthétiques.

La dernière objection est relativement facile à lever : il suffit que le CO<sub>2</sub> atmosphérique soit en équilibre entre ses "sources" (volcans principalement) et ses "puits" (carbonates, formation d'O<sub>2</sub> par photosynthèse) pour qu'il reste à un niveau constant. Dans ce cas on a un équilibre dynamique, ou le CO<sub>2</sub> atmosphérique est de façon continue transformé en O<sub>2</sub> (ou en carbonates), et réalimenté par les volcans &mdash; donc on prélève de l'O<sub>2</sub> du manteau (source ultime du volcanisme) pour le transformer en O<sub>2</sub>, via le CO<sub>2</sub> atmosphérique. En revanche, ça ne règle pas le problème du piégeage du C...

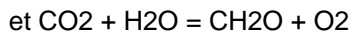
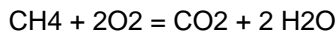
### (a) Le retard de croissance d'O<sub>2</sub>

Plusieurs raisons peuvent expliquer le décalage entre l'apparition des cyanobactéries et la croissance d'O<sub>2</sub> :

- L'oxydation progressive de réservoirs réduits. Au fur et à mesure que de l'O<sub>2</sub> est libéré, il est d'abord utilisé pour oxyder les minéraux/éléments réduits présents sur Terre :
  - le fer (sous forme Fe<sup>2+</sup>, libéré par exemple par hydrothermalisme autour des volcans sous-marins), par exemple. Jusque vers 2.2 Ga, on connaît un type de roches (les BIF, ou "banded iron formations", qui sont des sédiments chimiques riches en fer, alternativement oxydé et réduit. L'existence de BIF prouve la présence de fer réduit dans les océans ; on pense que les BIF se forment au contact entre des "poches" oxydantes et des domaines réduits, là où l'interaction entre les deux permet le dépôt alternatif de niveaux à Fe<sup>3+</sup> et Fe<sup>2+</sup>). Aussi longtemps que tout le fer des océans n'est pas oxydé, tout l'oxygène formé sert à créer du Fe<sup>3+</sup>. Le problème, c'est que le taux d'alimentation en Fe<sup>2+</sup> est relativement faible, et que la plupart des BIF se sont formés entre 2.2 et 2.0 Ga, ce qui suggère une phase de "nettoyage" de l'océan extrêmement rapide, peu compatible avec une production lente et régulière d'O<sub>2</sub>.
  - On peut aussi penser à (la fin de ?) l'oxydation du manteau, selon des processus analogues, encore que

rien ne laisse penser que le manteau ait été encore réduit après 3.8 Ga.

- Le méthane atmosphérique, si il y en avait, a aussi du être oxydé de la même façon. Ce serait assez élégant, d'ailleurs, parce que l'oxydation de CH<sub>4</sub> donne du CO<sub>2</sub>, qui est immédiatement recyclé par la photosynthèse ; on aurait donc deux réactions couplées :



Il faut quand même fournir une mole de CO<sub>2</sub> en plus par "tour", donc ça ne règle pas les autres problèmes...

- L'intoxication des cyanobactéries. Ces organismes-là n'aiment pas les conditions oxydantes &mdash; celles qui survivent encore de nos jours se trouvent dans des milieux confinés et réducteurs. Et elles sont apparues, évidemment, dans une Terre réductrice. La formation d'O<sub>2</sub> par photosynthèse conduit donc à une auto-intoxication des cyanobactéries, qui limite fortement leur développement et la formation d'O<sub>2</sub>. Jusqu'à quand ? Peut-être, jusqu'à ce que l'évolution produise des formes plus tolérantes à l'oxygène ?
- L'impossibilité de la croissance des cyanobactéries. Il leur faut ds milieux favorables : faible profondeur d'eau (pour photosynthétiser), c'est à dire ce qu'on appellerait maintenant des plate-formes continentales. Si la tectonique des plaques ne fonctionnait pas pareil à l'Archéen, il est possibles que de tels sites étaient plus rares. On ne connaît que pas ou peu d'exemples de PF Archéennes.
- Le non-piégeage de matière organique. Si la MO n'est pas piégée, elle est dégradée immédiatement par la réaction inverse de la photosynthèse. Le taux d'O<sub>2</sub> ne peut croître que si la MO est piégée, et ça implique sans doute, là aussi, des contextes géologiques particuliers (continents stables). Ceci dit, je ne suis pas certain qu'on trouve des preuves claires de sédiments carbonés en quantités significatives à 2.0 Ga, ce qui relativise cet argument.

### **(b) Un changement de style tectonique ?**

Les deux derniers points ci-dessus pointent vers la même idée : un changement majeur de style tectonique vers 2.2 - 2.0 Ga, qui dès lors permet le développement des cyanobactéries et le piégeage de MO dans les sédiments. Sans rentrer dans les détails, il y a plein de raisons géologiques qui nous font penser à un changement important de style géologique vers 2.0 - 2.2 Ga : changement de structures, de composition des laves, de conditions métamorphiques... C'est probablement le moment où le refroidissement de la Terre solide permet la mise en place d'une "vraie" tectonique des plaques. Dans ce nouveau contexte, il est possible de créer des marges passives et des plate-formes continentales, qui sont à la fois des site de croissance des stromatolithes, et des sites de piégeage de matière organique.

A ce moment, on peut donc avoir un "boom" de croissance des cyanobactéries, avec libération majeure d'O<sub>2</sub>, suffisante cette fois pour saturer le Fe<sup>2+</sup> (pic de BIF), d'autant que le refroidissement de la Terre cause aussi le ralentissement de l'hydrothermalisme océanique. La matière organique résultante est piégée dans les sédiments, qu'on "sait" maintenant stocker. L'oxygène en trop passe dans l'atmosphère, qui devient l'environnement oxydant et riche en O<sub>2</sub> (0.15 B) qu'on connaît.

Il est bien possible que les cyanobactéries, qui se retrouvent maintenant dans un contexte essentiellement oxydant, en crèvent toutes (sauf dans quelques "oasis réductrices") : c'est la première extinction en masse... C'est bien triste pour elles, mais du point de vue atmosphérique, c'est trop tard, on a basculé vers un autre état stable dominé par

O<sub>2</sub>.

Enfin, évidemment, ce changement s'accompagne d'une réduction du CO<sub>2</sub> atmosphérique (et peut être, selon la teneur en CO<sub>2</sub> au début de la transition, d'une diminution du CO<sub>2</sub> dans la Terre solide, libéré dans l'atmosphère pour être cassé en C + O<sub>2</sub>, mais il y a de la marge de ce côté).

### (c) Stable ou instable ?

Ou, pour poser la question autrement, cette évolution était-elle inévitable, ou est-elle le produit d'une suite de coïncidences étonnantes ? En effet, on peut remarquer que la luminosité du soleil a augmenté au cours du temps, si bien que à 2.0 Ga, le soleil était assez chaud pour que même une atmosphère pauvre en CO<sub>2</sub> génère un effet de serre suffisant pour garder une température de surface permettant l'eau liquide, et donc le développement d'une biosphère. Donc, une "heureuse coïncidence" : si ce changement avait eu lieu un peu plus tôt, la nouvelle atmosphère oxydante n'aurait pas pu soutenir une biosphère, l'eau aurait gelé, les cyanobactéries seraient mortes &mdash; fin de l'histoire.

Sauf que le système a des rétroactions :

- en cas de chute des températures (par diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique, libération d'O<sub>2</sub> amenant à la destruction du CH<sub>4</sub>, et baisse globale de l'effet de serre), les organismes photosynthétiques disparaissent. Le phénomène est donc enrayé.
- de plus, en cas de chute des températures et de glaciation, il n'y a plus d'eau liquide. Donc plus de précipitation de carbonates... tandis que les volcans continuent à relarguer du CO<sub>2</sub>.
- quand aux bactéries chimiosynthétiques méthanogènes, elles vivent près de sources chaudes hydrothermales dans les fonds océaniques, et sont assez insensibles aux conditions atmosphériques ; elles continuent donc à relarguer du méthane.

Au bout d'un moment, donc, le système se réchauffe et permet la reprise des cyanobactéries.

En fait, il existe des traces de glaciations anciennes, à 2.7 Ga et 2.3 Ga au moins. Il est donc très possible que ce genre de choses aient bel et bien eu lieu ; en quelque sorte, le système climatique a "essayé" plusieurs fois de basculer vers un monde oxydant, mais n'y est pas arrivé. Ce n'est que quand la luminosité solaire a assez augmenté qu'un état oxydé est devenu stable ; la bascule suivante a été la bonne.

Est-ce à dire que les conditions tectoniques (dont je parle plus haut) permettaient le piégeage de MO et le développement de plate-formes dès 2.7 Ga ? Question ouverte, qui branche sur un autre grand débat, celui des styles de géodynamique à l'Archéen.

**(d) En résumé** Le passage vers une atmosphère à oxygène, à 2.2 - .0 Ga, résulte de la combinaison de plusieurs facteurs :

- L'existence d'êtres photosynthétiques (qui étaient là dès 3.5 Ga) ;
- Des conditions "externes" qui leur permettent de s'exprimer, que ce soit un changement géodynamique (plate-formes et marges passives) ou un changement astronomique (activité solaire). Ou les deux ensemble, bien sûr.
- La source ultime de cet O<sub>2</sub> est soit le CO<sub>2</sub> atmosphérique (dans l'hypothèse où il était présent à hauteur de .2 B dans l'atmosphère Archéenne, et on ne peut pas s'empêcher de remarquer que c'est à peu près la quantité qu'il faut pour faire 0.15 B d'O<sub>2</sub> !) ; soit le CO<sub>2</sub> du manteau, recyclé via les volcans dans l'atmosphère et consommé



petit à petit.

## (6) Les fluctuations de l'atmosphère actuelle

Je serais assez rapide là dessus, ce n'est pas mon propos principal...

Depuis 2.0 Ga, l'atmosphère évolue dans des limites assez proches de l'atmosphère actuelle, avec quand même des fluctuations non-négligeables. Deux cycles régulent le taux de CO<sub>2</sub> atmosphérique :

- photosynthèse/respiration :  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2$ , qui n'est efficace à l'échelle géologique qu'en cas de piégeage de CH<sub>2</sub>O (matière organique) sous forme de charbon, pétrole et autres black shales. C'est ce cycle là que l'homme est en train de perturber depuis la révolution industrielle. Des versions rapides du même existent (les échanges biomasse - atmosphère), mais leur effet est faible à négligeable pour des périodes géologiques longues. Disons que ça induit des oscillations rapides, superposées aux cycles longs liés aux sédiments.
- altération/précipitation : Comme je l'ai écrit plus haut, l'altération des roches consomme du CO<sub>2</sub>, pour former des ions dissous et ultimement des carbonates, finalement recyclés dans le manteau. Par ailleurs, le volcanisme libère du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère.

Contrairement à ce que j'ai pu écrire ou sous-entendre, le principal cycle n'implique donc pas O<sub>2</sub>....

Plusieurs paramètres contrôlent la composition de l'atmosphère (et la température terrestre), en jouant sur ces cycles (le second, le cycle long en particulier) :

### (a) Les cycles orogéniques/rupture des continents

De façon schématique, les continents se fragmentent en créant des rifts et des océans, donc du volcanisme important (d'où relargage de CO<sub>2</sub>) ; et se regroupent en formant des chaînes de montagnes, qui s'altèrent et consomment du CO<sub>2</sub>. L'histoire récente du climat, pour autant qu'on puisse en juger, témoigne d'une alternance de périodes globalement froides, lors du regroupement des continents (Permien, présent) et de périodes chaudes, lors de la phase de dispersion des continents (Crétacé).

### (b) D'autres changements tectoniques

Vers 0.9 - 0.8 Ga, on voit apparaître les premiers indices d'une tectonique, cette fois totalement similaire à celle que l'on connaît maintenant : métamorphisme BT/HP des zones de subductions (éclogites, schistes bleus) et ophiolites. On peut imaginer que ce changement a des conséquences sur l'atmosphère, par exemple en permettant des chaînes de montagnes atteignant des altitudes importantes, et donc une altération majeure ? Faut-il attribuer la "snowball" protérozoïque (1.0 - 0.8 Ga) à ce changement tectonique, qui piégerait tout le carbone atmosphérique dans des carbonates et/ou le manteau, avant que l'équilibre ne soit rétabli ?

### (c) Les évolutions de la biosphère

Plusieurs inventions biologiques ont pu jouer un rôle important, en jouant sur l'un ou l'autre cycle :

- L'invention de la coquille (de carbonate de calcium), à la limite précambrien-cambrien (0.6 Ga, soit 600 Ma) est

un moment important, qui facilite le piégeage du CO<sub>2</sub> sous forme de carbonates.

- On a attribué la diminution du CO<sub>2</sub> atmosphérique (vers 400-300 Ma) à l'invention de la lignine par les arbres. Seuls les champignons savent la dégrader ... mais ils n'apparaissent que 50 Ma plus tard. Il y aurait donc une période de 50 Ma pendant laquelle la MO formée par les arbres ne peut pas être dégradée, et reste piégée (puis est fossilisée, contribuant aux gisements de charbon).

Pour être complet, on peut mentionner que le climat dépend, en partie du potentiel d'effet de serre de l'atmosphère (largement lié au CO<sub>2</sub>), mais aussi de la quantité d'énergie solaire reçue. On ne peut donc pas établir un lien direct entre CO<sub>2</sub> et température (sauf si on sait que les autres choses ne bougent pas...). Les paramètres suivants peuvent jouer :

### **(d) La géographie**

Les glaciations (qui sont, au moins en partie, des phénomènes climatiques auto-entretenus, ou en tout cas avec des feed back positifs du genre froid -> neige -> albédo augmente -> encore plus froid) ne peuvent opérer que dans un contexte favorable, avec des continents à des latitudes assez élevées pour que le climat y soit potentiellement froid. Le hasard de la disposition des continents joue donc un rôle, lui aussi.

### **(e) Des variations de l'ensoleillement**

On a proposé que la quantité d'énergie solaire qui arrive sur Terre ait variée au cours du temps, soit pour des causes internes, soit en raison par exemple de traversée de nuages et poussières galactiques causant une "ombre" sur Terre. La aussi, la snowball protérozoïque a été interprétée de cette façon.

### **(f) Les variations orbitales de la Terre**

On tombe dans les classiques "cycles de Milankovitch" ; notez qu'ils jouent à des échelles de temps de 10-100 000 ans, soit un millième des échelles de temps utilisées jusqu'ici ! Autant dire qu'ils sont indiscernables dans les phénomènes discutés plus haut, bien qu'ils aient sans doute eu lieu. Il semble plausible qu'ils n'aient un effet majeur que quand le climat est globalement assez froid pour qu'il soit possible de déclencher une glaciation &mdash; quand le climat est trop chaud, il y a bien des oscillations mais elles sont moins spectaculaires.

Enfin, il y a toutes sortes de feedbacks entre CO<sub>2</sub> et climat : par exemple, un climat plus froid défavorise la photosynthèse, donc limite la consommation de CO<sub>2</sub> atmosphérique...