



LE CHOIX
D'UNE AUTRE
SCOLARITÉ

ENSEIGNEMENT SCIENTIFIQUE

Terminale

première partie -

Extrait de cours Enseignement Scientifique Terminale

PROGRAMME D'ENSEIGNEMENT SCIENTIFIQUE

Classe de Terminale

Rédacteur : Éric Jacobi

ORGANISATION DE LA PREMIERE PARTIE

Séquences	Leçons	Devoirs à soumettre
1	Thème 1 : Science, climat et société Partie I : L'atmosphère terrestre et la vie Chapitre 1 : De l'atmosphère primitive à l'atmosphère d'aujourd'hui	
2	Chapitre 2 : Des climats du passé au climat actuel	Devoir n° 1
3	Chapitre 3 : La constatation des variations récentes du climat	
4	Partie II : La complexité du système climatique Chapitre 1 : Météorologie et climat Chapitre 2 : le rôle de l'Homme dans la modification du climat	
5	Partie III : Le climat du futur Chapitre 1 : Le climat de demain	Devoir n° 2
6	Chapitre 2 : Le climat de demain, une modélisation délicate	
7	Partie IV Énergie, choix de développement et futur climatique Chapitre 1 : Les énergies dans le monde Chapitre 2 : Comment agir individuellement face au réchauffement climatique	
8	Chapitre 3 : Action sur la santé et avenir des énergies	Devoir n° 3
9	Thème 2 : Le futur des énergies Partie I : Histoire de l'électricité et production d'électricité Chapitre 1 : Histoire de l'électricité	

En fin de fascicule :

- Les corrigés des exercices non à soumettre
- puis les énoncés des devoirs à soumettre

Extrait de cours Enseignement Scientifique Terminale

SEQUENCE 1

THEME 1 : SCIENCE, CLIMAT ET SOCIETE

PARTIE I : L'ATMOSPHERE TERRESTRE ET LA VIE

Chapitre 1: De l'atmosphère primitive à l'atmosphère d'aujourd'hui

La planète Terre est une **planète tellurique** formée majoritairement de **silicates** renfermant un **noyau de fer et de nickel**. Elle est entourée aujourd'hui d'une **atmosphère originale** composée de 78 % de **diazote (N_2)**, 21 % de **dioxygène (O_2)**, 0,03 % de **CO_2** et de quantités variables de vapeur d'eau. D'autres planètes telluriques possèdent une atmosphère comme **Mars et Vénus**, de composition bien différente : 95 % de **CO_2** et 5 % de **N_2** .

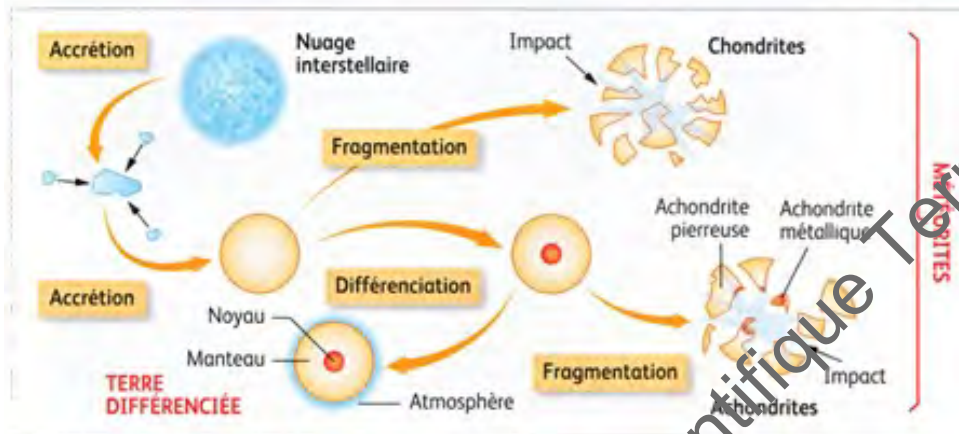
La planète Terre se distingue des autres planètes du système solaire par la **présence de la Vie**. Cette particularité peut avoir un lien avec l'**originalité de la composition de l'atmosphère terrestre**.

Comment reconstituer la composition de l'atmosphère primitive et comment a-t-elle évolué ?



I) La formation de la planète et la mise en place d'une atmosphère

La Terre s'est formée il y a 4,5 Ga par accrétion.



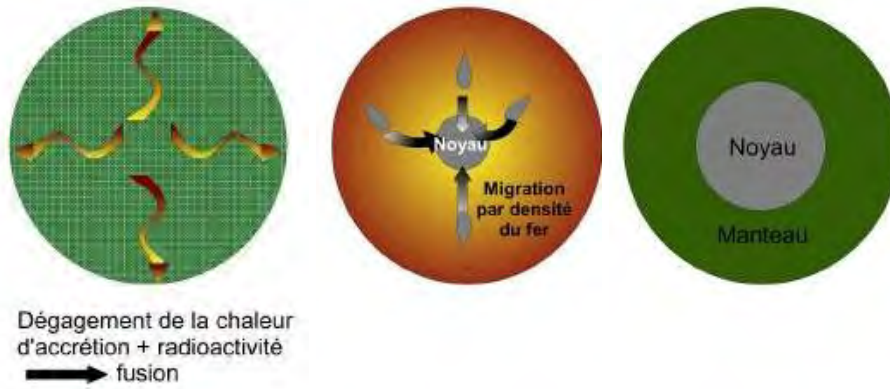
Période : De 4,5 à 4,4 millions d'années

Composition : He (Hélium) et H (Hydrogène).

La Terre s'est formée par accrétion (agglomération) de particules à l'intérieur d'un grand nuage qui est à l'origine du système solaire. Ce nuage est essentiellement formé d'Hélium et d'Hydrogène, quand le globe terrestre arrive à sa taille définitive, les gaz qui constituent son atmosphère primitive sont donc l'Hélium et l'Hydrogène.

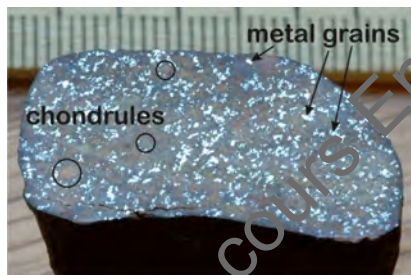
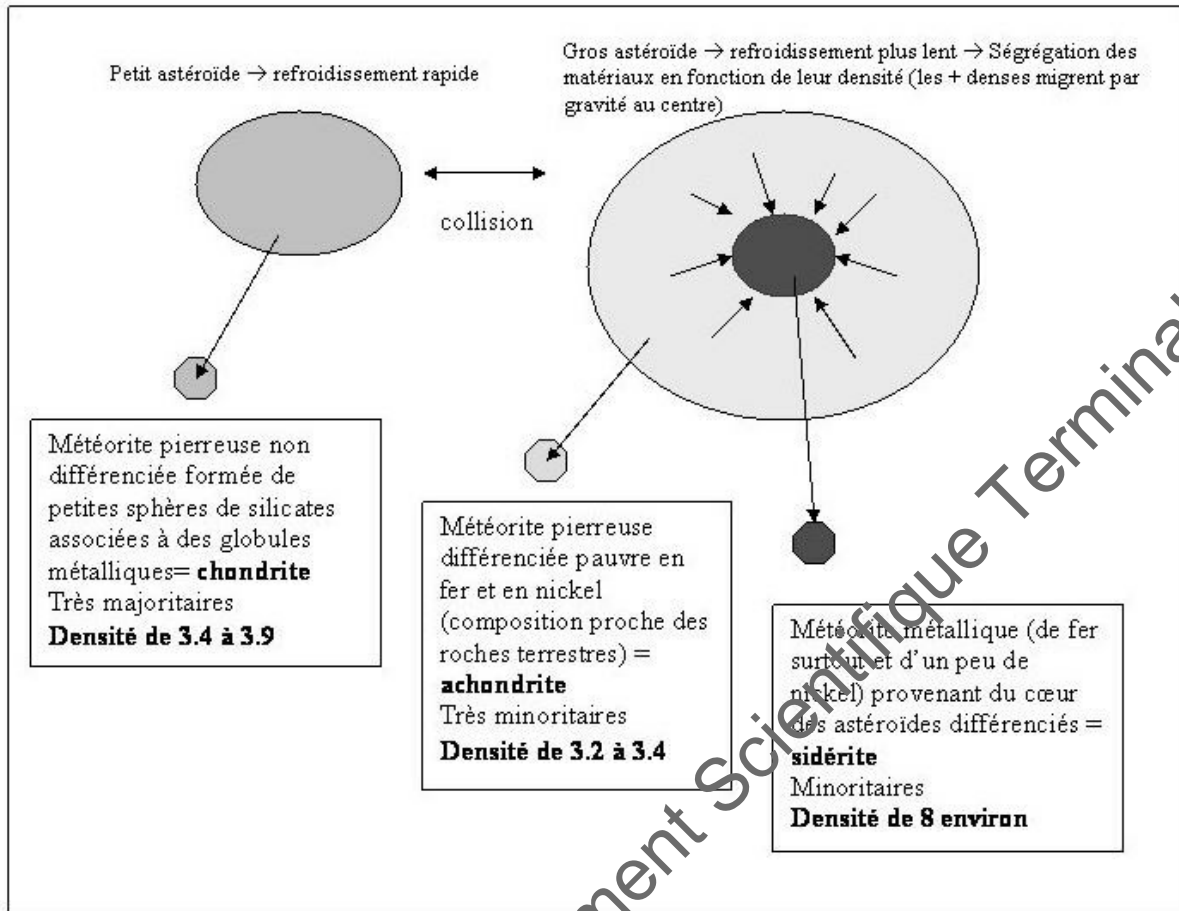
L'accrétion s'est faite par collision des particules les unes avec les autres ce qui a produit un échauffement important, de plus la présence de particules radioactives fait qu'au début de son existence, la température à la surface du globe terrestre est supérieure à 1500° C.

On considère aujourd'hui que la Terre s'est formée en même temps que les autres planètes telluriques du système solaire par accrétion et collision avec d'autres corps célestes (comètes apportant de l'eau et astéroïdes constitués de roches). Certains corps, de très grande taille, sont restés stables et ont subi une différenciation, c'est-à-dire une organisation en enveloppes liée à la migration des éléments suivant leur densité : le noyau terrestre contenant les éléments les plus dense (fer et nickel) est surmonté du manteau, les éléments moins denses migrant vers sa périphérie. Parallèlement la Terre se refroidit : une croûte s'installe entourée d'une atmosphère.



D'autres corps solides mais trop petits pour subir une différenciation, se sont fragmentés et sont devenus des astéroïdes indifférenciés particuliers appelés chondrites. On considère donc que la composition de météorites indifférenciées comme les chondrites correspond à la composition de la Terre primitive indifférenciée.

Classes de météorites		Densité	Minéraux	Nombre de spécimens et proportion / total des météorites connues
Météorites indifférenciées	Rocheuses	3,5-4	Chondrites	Silicates et fer intimement liés 712 / 85,5 %
			Achondrites	Pauvres en Ca
Météorites différenciées	Ferreuses	Environ 8		Riches en Ca (leucrites)
			Sidérites	Alliage de fer et de nickel (sous forme métal) 42 / 5 %



Une chondrite



Une achondrite



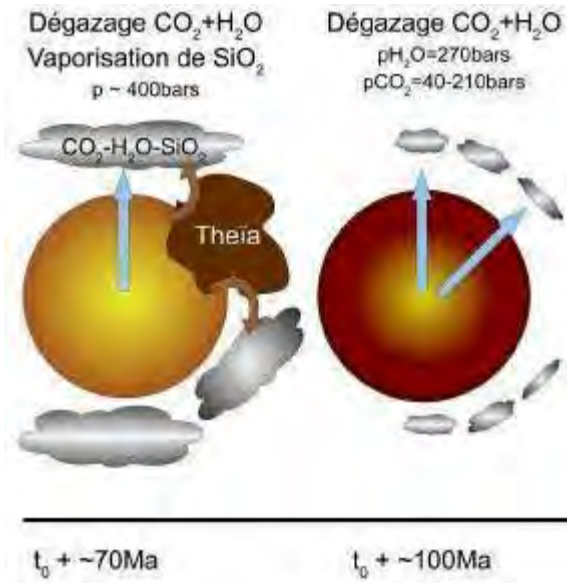
Une sidérite

II) L'atmosphère primitive et l'apparition de l'eau

Période : De 4,4 à 4 milliards d'années.

Composition : 85 % H₂O (eau), 10 à 15 % de CO₂ et 1 à 3 % de N₂ (diazote).

L'allumage de la centrale nucléaire solaire, il y a 4,4 milliards d'années, va produire un souffle très violent qui va emporter les gaz légers des planètes les plus proches du soleil vers les plus lointaines. Il ne reste dans l'atmosphère terrestre que les gaz lourds comme le méthane, ammoniac et acide cyanitique.



Gaz chondritiques (en %)	
H_2O	80 ± 10
CO_2	20 ± 10
N_2	1 ± 5
O_2	0

Composition des gaz chondritiques.

L'intérieur du globe terrestre est toujours soumis à de très fortes températures. Celles-ci sont à l'origine d'une très grande activité volcanique en surface. Les nombreuses éruptions volcaniques entraînent la libération de gaz emprisonnés à l'intérieur du globe terrestre qui enrichissent l'atmosphère : diazote, vapeur d'eau et dioxyde de carbone.

L'analyse de la composition des gaz chondritiques obtenus par dégazage d'une chondrite fortement chauffée, permet de se faire une bonne idée de la composition en gaz de l'atmosphère primitive.



Gaz volcaniques (en %)	
H_2O	83 ± 3
CO_2	12 ± 4
N_2	5 ± 3
O_2	0

Composition des inclusions fluides dans les roches volcaniques.

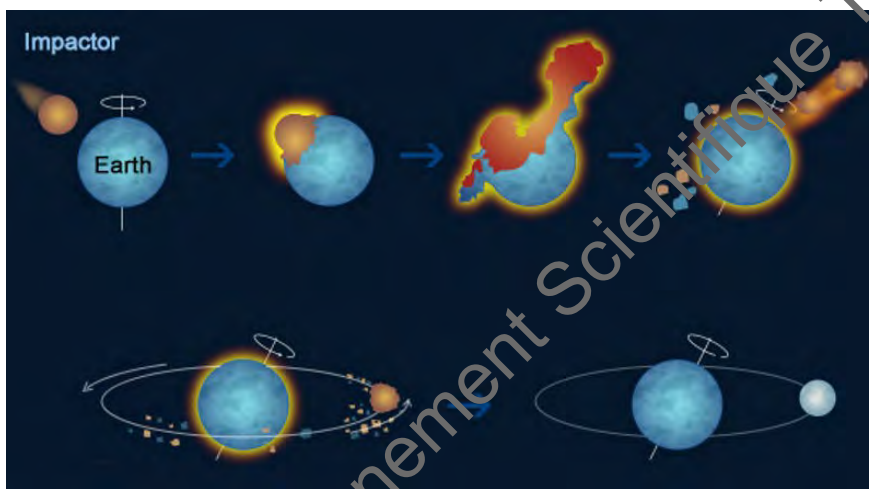
Une autre piste est celle des gaz volcaniques, qui correspondent à la fraction non dégazée des gaz originels du globe.

On remarque que l'ordre de grandeur dans les deux cas est très proche. On peut donc considérer que l'hypothèse de l'accrétion et de la différenciation avec dégazage est bonne et que la composition en gaz de l'atmosphère primitive est une moyenne entre les valeurs ainsi déterminées (avec une forte marge d'incertitude).

On peut donc établir un tableau de comparaison entre atmosphère primitive supposée et atmosphère actuelle mesurée.

	Atmosphère primitive	Atmosphère actuelle
H ₂ O	~ 80 %	Traces
CO ₂	~ 15 %	0,03 %
N ₂	~ 5 %	78 %
O ₂	0 %	21 %

L'atmosphère primitive est donc très riche en vapeur d'eau et dioxyde de carbone. On note l'absence de dioxygène.



Information supplémentaire : La formation de la Lune

En résumé: La Terre est une planète différenciée, résultat d'une migration des éléments au cours de son refroidissement. Ses enveloppes fluides sont le résultat du dégazage du manteau supérieur. Les gaz rares se sont dissous dans l'océan de magma primitif (à l'exception du xénon peu soluble) et continuent toujours d'être dégazés par le volcanisme. Les gaz les plus légers se sont échappés dans l'espace (ex : Hélium) et les plus lourds se sont accumulés dans l'atmosphère. Après la vapeur d'eau, le CO₂ est le gaz le plus rejeté par les volcans mais sa concentration dans l'atmosphère actuelle ne représente que 0.03%

L'atmosphère primitive était composée de 12% de CO₂, or aujourd'hui on n'en compte plus que 0.03%. Où est-il passé ?

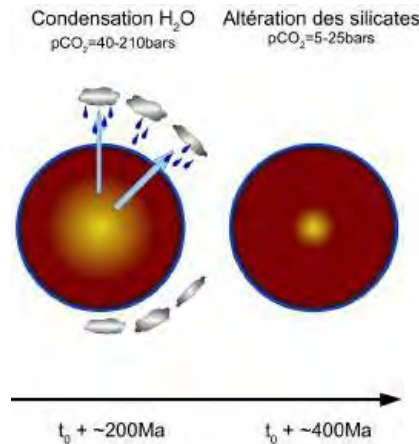
III) La chute de la concentration du CO₂ atmosphérique.

Période : De 4 à 3,3 milliards d'années.

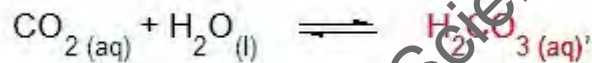
Composition : elle évolue de 85% de H₂O, 10 à 15% de CO₂, 1 à 3% de N₂ vers la composition actuelle.

Il y a 4,4 milliards d'années environ, la surface de la Terre se **refroidit progressivement**. La vapeur d'eau atmosphérique **se condense et précipite à la surface de la planète**. Les

océans se forment. L'atmosphère s'est ainsi vidée de sa vapeur d'eau. L'atmosphère primitive présente une forte concentration en dioxyde de carbone (60 à 70 %).

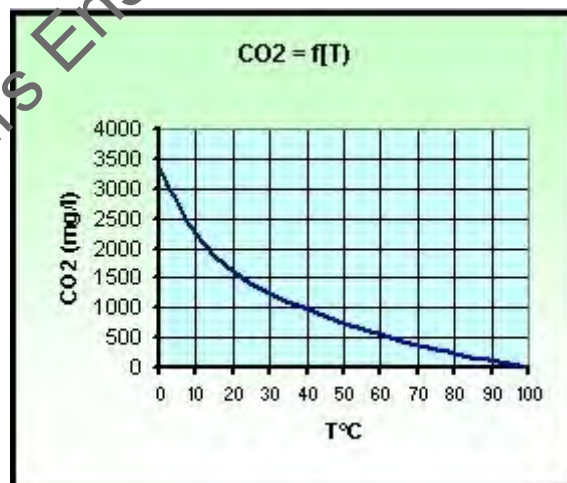


En précipitant, la vapeur d'eau a entraîné le CO₂ atmosphérique, qui s'est retrouvé dissout dans les océans selon la réaction :



Le CO₂ participant (avec la vapeur d'eau) à l'effet de serre, son stockage dans les océans a contribué à abaisser la température sur la planète. A 3,5 Milliards d'années, la température est tombée à environ 300°C. A 3,2 Milliards d'années elle n'est plus que de 100°C. On observe les traces des premières glaciations il y a 2,5 Ga.

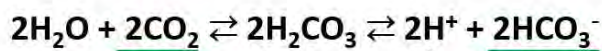
La courbe de dissolution du CO₂ dans l'eau montre que plus la température baisse et plus la solubilité du CO₂ augmente.



L'eau de pluie chargée en CO₂ est acide et use les roches volcaniques en arrachant entre autres minéraux du calcium. L'association entre le CO₂ et le calcium donne du carbonate de calcium (calcaire), le calcaire précipite dans l'eau des mers et des océans et forme des couches de calcaire qui vont donner les premières roches sédimentaires.

L'ensemble de ces événements (baisse du taux de CO₂ et de la vapeur d'eau) fait que l'azote devient le constituant majeur de l'atmosphère terrestre. Au début de cette période l'atmosphère n'est pas vivable car il n'a pas d'oxygène. La vie apparaît sous forme de bactéries il y a 3,6 milliards d'années. Les premiers êtres vivants sont anaérobiques, c'est à dire qu'ils n'utilisent pas d'oxygène.

Etape 1 : Dissolution du CO₂ dans les océans :

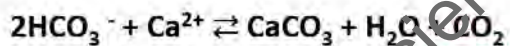


Acidification de l'eau

Etape 2 : Altération des silicates et précipitation des carbonates :



Altération des silicates



Précipitation des carbonates

Etape 1 et étape 2 permettent le piégeage définitif du CO₂ dans les océans et les roches carbonatées.

Plusieurs indices indiquent que la teneur en CO₂ a chuté progressivement :

- On trouve des conglomérats de 3,5 milliards d'années (Ga) : ce sont des cumulus de débris de roches (sédiments) qui ont été roulés et usés par l'eau. Si le taux de CO₂ atmosphérique avait été proche de l'actuel, la température de la Terre aurait été de -20°C donc sans eau liquide. Le taux de CO₂ était donc fort à l'époque. De plus les minéraux silicatés des roches de la croûte subissent une altération : l'eau de pluie est donc acide donc chargée en acide carbonique.

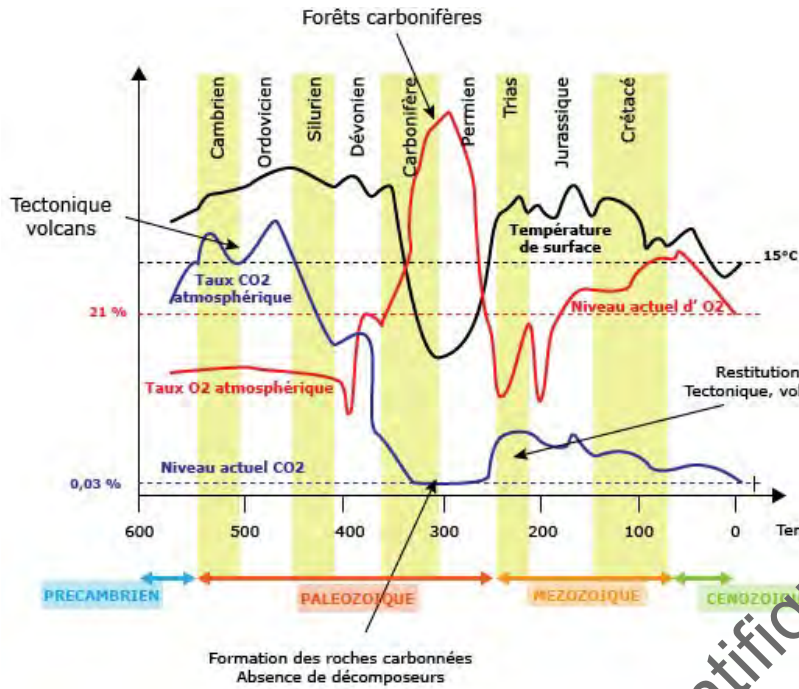


Une roche âgée de 3,5 milliards d'années à Baberton (Afrique du Sud)

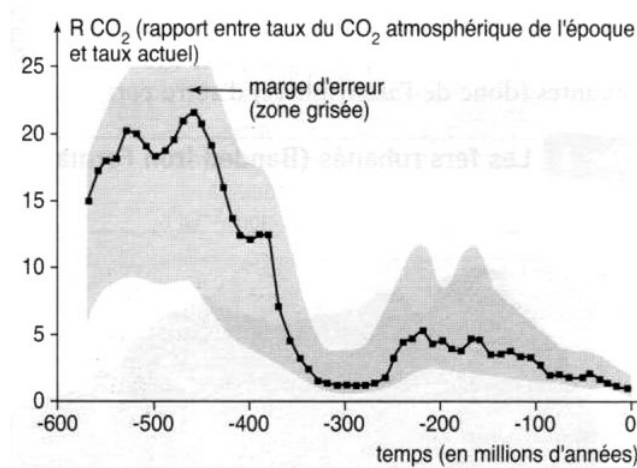
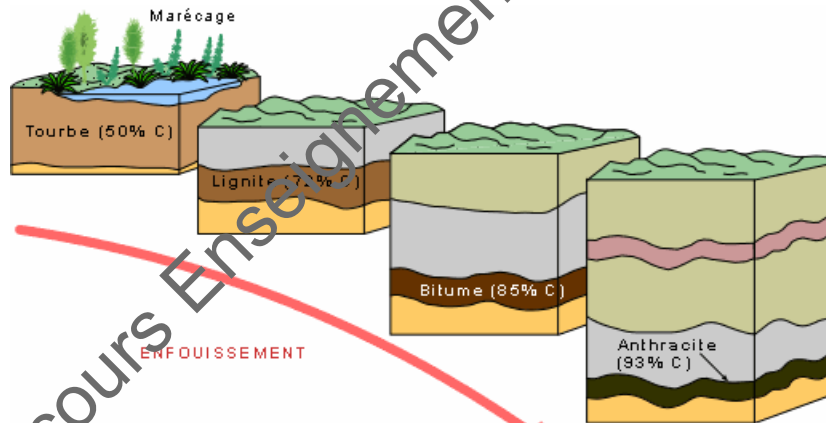
Quelques chiffres concernant les réservoirs actuels de carbone inorganique

- atmosphère : 800 Gt (gigatonnes) de carbone
- océans : 38 000 Gt de carbone
- roches carbonatées : 70 000 000 Gt de carbone

- La formation des roches carbonatées et carbonées pourrait expliquer le stockage du CO₂. Les ions Ca²⁺ libérés par cette altération précipitent dans les océans sous forme de carbonate de calcium : c'est la formation de roches carbonatées.
- Des traces glaciaires âgées de 2,6 Ga ont été trouvées en Amérique du Nord et en Finlande : si à cette époque le taux de CO₂ était le même que celui d'il y a 3,5 Ga, il aurait fait trop chaud et les glaciers n'auraient pu se former.
- En admettant que la quantité totale de carbone est à peu près constante depuis -600 Ma, la connaissance des quantités de roches carbonées (charbon, pétrole) et carbonatées (calcaires), formées à une période donnée, permet de déduire la quantité de CO₂ atmosphérique correspondant à la formation de ces roches.



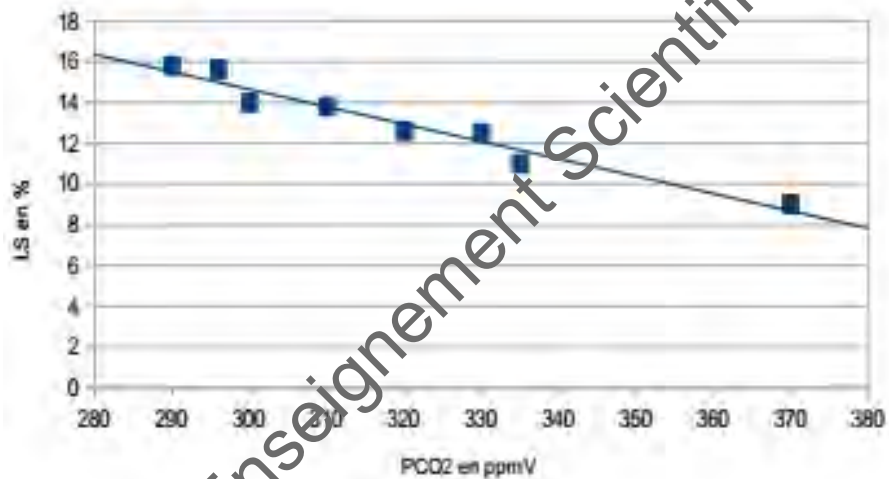
- La photosynthèse à l'origine de la matière organique et l'enfouissement rapide de celle-ci permet le piégeage du CO₂ atmosphérique dans les roches carbonées (pétrole, charbon...)





L'anthracite (roche carbonée)

- De plus, à partir de -300 Ma, l'étude de feuilles fossiles permet d'établir que la quantité de CO₂ atmosphérique diminue progressivement. En effet on a pu établir expérimentalement que la quantité de stomates est directement liée à la concentration en CO₂ : plus il y a de stomates, moins il y a de CO₂ dans l'atmosphère.



Indice stomatique en fonction de la teneur en CO₂



Empreinte de la face inférieure d'une feuille de ginkgo biloba actuel vue au microscope optique

- Un zircon est un minéral très résistant formé exclusivement de silice. Le plus vieux matériau terrestre connu à ce jour est un zircon âgé de 4,4 milliards d'années.

Les Jack Hills sont une chaîne de collines du Mid West (Australie-Occidentale). Ils sont surtout connus comme le site du plus ancien minéral d'origine terrestre trouvé à ce jour : les zircons hadéens qui se sont formés il y a environ 4,39 milliards d'années. Ces zircons ont permis une recherche révolutionnaire sur les conditions de la terre dans l'éon Hadéen. En 2015, des « restes de vie biotique » ont été découverts dans des roches de 4,1 milliards d'années. Selon l'un des chercheurs, « si la vie est apparue relativement rapidement sur Terre... alors elle pourrait être courante dans l'univers ».

En résumé : La vapeur d'eau s'est très tôt condensée pour former les océans qui ont piégé le CO₂ issu du dégazage volcanique par dissolution. Les eaux acidifiées ont facilité la précipitation des carbonates de calcium.

Le CO₂ participant (avec la vapeur d'eau) à l'effet de serre, son stockage dans les océans a contribué à abaisser la température sur la planète, ce qui explique les traces des premières glaciations il y a 2,5 Ga.

Extrait de cours Enseignement Scientifique Terminale

IV) Avec l'arrivée du dioxygène, l'atmosphère devient vivable

Période : De 3,2 à 2 milliards d'années à aujourd'hui.

Composition: N₂: 78%; O₂: 21%, H₂O variable, CO₂ 0,03%

Comment expliquer l'apparition de dioxygène vers -2 milliards d'années sur la planète et l'augmentation de son taux dans l'atmosphère terrestre au cours du temps ? Quels sont les indices que l'on peut utiliser ?

A) Les témoins sédimentaires de l'arrivée de dioxygène dans l'atmosphère

1. L'uraninite

Aujourd'hui, la majorité des minéraux sont oxydés.

Ils se sont formés dans une **atmosphère riche en O₂**.

Ezulwini Uranium and Gold Mine, Gauteng, South Africa



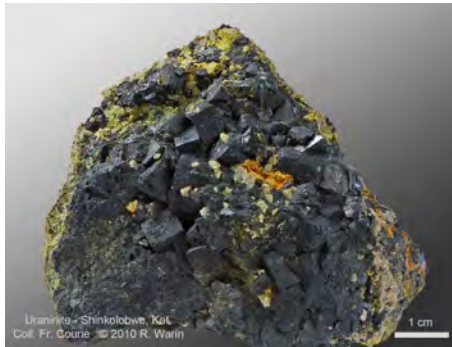
The project lies within the Witwatersrand Basin, an Archean (about 2.7 billion years-old) sedimentary basin that contains a stratigraphic sequence about 6km thick.

Mais certains **paléosols** révèlent la présence de **minéraux réduits**: les **uraninites (UO₂)** et la **sidérite (carbonate de fer)** n'ayant pu se former qu'en présence d'une **atmosphère pauvre en O₂**. La forme UO₂ (uraninite) est la forme réduite de l'uranium, et la forme UO₃ la forme oxydée.

La présence d'uraninite dans un milieu indique donc l'absence de dioxygène dans le milieu en question. UO₂ est un oxyde d'uranium. Il peut donc se former sans la présence de dioxygène libre.

Au moment de la formation de la Terre, l'uranium était déjà lié à l'oxygène, en l'absence totale d'O₂ libre dans la nébuleuse ou l'atmosphère primitive. L'uraninite UO₂, qui s'est

formée en l'absence de dioxygène libre, a eu une histoire géologique (interne), a parfois été concentrée dans des granites et des filons, et a pu être érodée. Dans une atmosphère dépourvue en oxygène, UO_2 , alors insoluble (elle l'est dans les eaux oxygénées), a pu être transportée, a pu donner des sables, et être déposée sous forme de roches sédimentaires détritiques. C'est ce qui arrive jusque vers -2 milliards d'années.



Uraninite UO_2



Uraninite UO_3

La France exploite des gisements moins anciens dans des bassins qui ont permis la réduction de l' UO_3 .



Les gisements d'uranium sédimentaire sont très nombreux de -3.5 à -2.2 Ga car à cette époque l'uraninite pouvait précipiter dans des eaux de surface peu oxygénée. Après 2.2 Ga, ils sont moins nombreux car l'atmosphère et donc les eaux de surface sont devenues plus riches en dioxygène ce qui a favorisé la solubilisation de l'uraninite.

2. Les gisements de "fers rubanés"



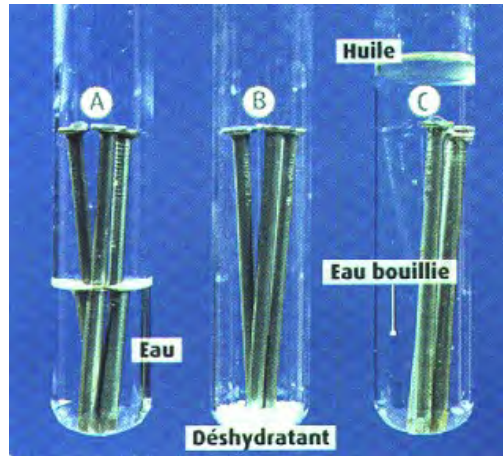
L'**hématite** (Fe_2O_3) est un minéral oxydé qui apparaît sous la forme de **bandes rouges** (Bed Reds) en alternance avec des **bandes de silice** dans les faciès les plus classiques. On appelle ces **gisements de minerais de fer**: les **fers rubanés** (ou Band Iron Formation, BIF). On décrit plusieurs gisements à la surface du globe. Ils sont **datés de l'Archéen** (- 3,8 Ga) (ex. site de Barbeton au Sud de l'Afrique) ou du **Protérozoïque Inférieur** (- 2,5 à - 1,9 Ga).

Cette **alternance de minéraux oxydés et réduits** aurait pu se former lors de la **transition atmosphère réduite / atmosphère oxydée**.

Le Fe^{2+} soluble qui provient de l'hydrothermalisme, du volcanisme sous-marin et de l'érosion des continents, s'oxyde en Fe^{3+} insoluble dans une eau devenue oxydante.

La formation de Barbeton, en Afrique du sud, montre des roches à l'aspect particulier, dit rubané, formées d'une alternance de couches rouges et de couches plus grises. Ces minerais de fer rubané (BIF) ne peuvent donc apparaître qu'en présence de dioxygène. Ces BIF représenteraient les plus anciennes traces de la présence de dioxygène sur la planète. On sait que cette formation est le résultat d'un dépôt sédimentaire.

On en déduit que l'apparition du dioxygène s'est faite dans le milieu océanique primitif il y a environ 3 milliards d'années avant d'être rejeté dans l'atmosphère.



Au bout de quelques jours, on obtient les résultats suivants :



On constate que l'oxyde de fer n'apparaît qu'en présence d'eau et de dioxygène.

Ou bien :

Solubilisation du sulfate de fer

PR5 Panreac
41305 1017
Sulfate de fer (II) (FeSO₄)
Eau

Une pointe de spatule de sulfate de fer (FeSO₄) dans l'eau du robinet.

EXPERIENCE 1

ajout d'hydroxyde de sodium (10⁻² mol · L⁻¹)

Solution limpide → Précipité vert caractéristique des ions Fe²⁺

EXPERIENCE 2

Solution limpide → Bullage de dioxygène dans la solution → Brunissement de la solution (ions Fe³⁺) → ajout d'hydroxyde de sodium (10⁻² mol · L⁻¹) → Précipité rouille caractéristique des ions Fe³⁺

Doc. 4 Des expériences pour comprendre.

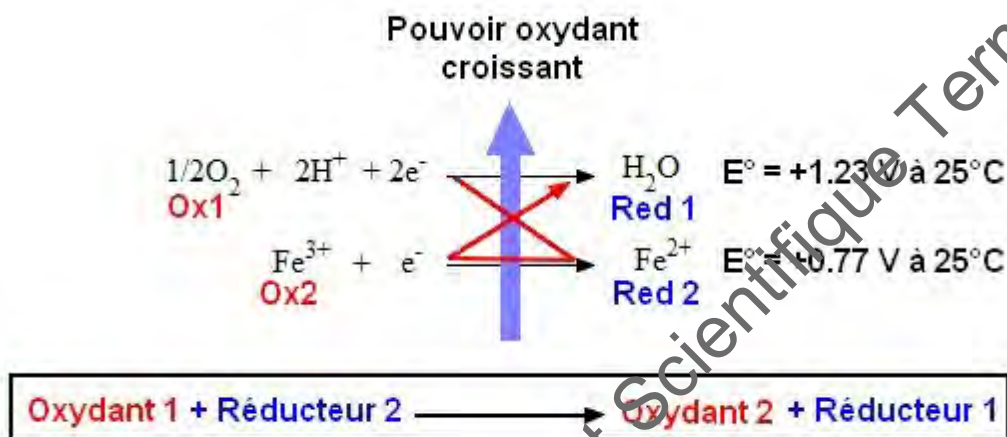
Expérience pour comprendre les conditions nécessaires à la formation de fer oxydé:

En solution : $\text{FeSO}_4 \rightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$

Ajout de soude : $\text{Fe}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{Na}^+ + 2\text{OH}^- \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_2 + \text{Na}_2\text{SO}_4$

En rajoutant de l'oxygène avec le bulleur, on oxyde le fer selon l'équation bilan d'oxydo-réduction : $1/2\text{O}_2 + 2\text{H}^+ + 2\text{Fe}^{2+} \rightarrow 2\text{Fe}^{3+} + \text{H}_2\text{O}$

Rappel de chimie sur la règle du gamma appliquée aux couples red-ox ($\text{Fe}^{2+} / \text{Fe}^{3+}$) et ($\text{H}_2\text{O} / \text{O}_2$) :

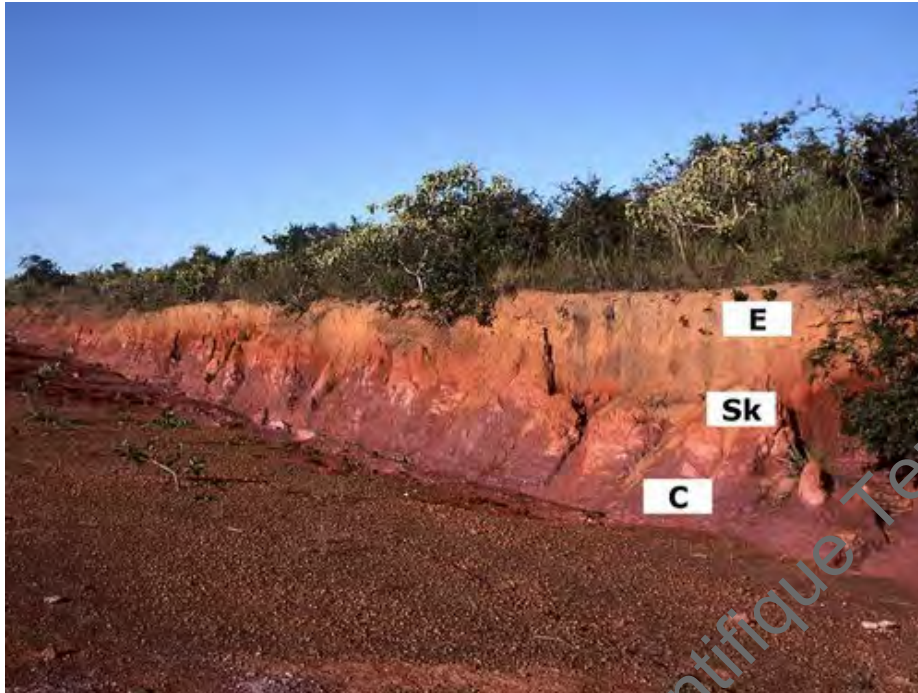


Avec les OH^- de la soude : $\text{Fe}^{3+} + 3(\text{OH}^-) \rightarrow \text{Fe}(\text{OH})_3$

3. L'étude des paléosols

Sol actuel sous climat tropical subhumide. Couvert végétal : savane arborée (cerrado).
Hauteur de la coupe : 200 cm.

Le sol est relativement peu épais. On distingue un horizon clair, lessivé (E), un horizon jaune-rouge, à structure pédologique (Sk) un horizon rouge violet, à structure lithologique (C - schistes). Le sol est très différencié, lessivé. Dénomination WRB : Acrisol.



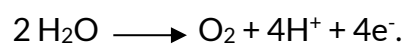
Strates de grès rouges de la Blyde river en Afrique du sud (âge : -2.2 Ga) A partir de 2.2 Ga, les dépôts fluviatiles sont riches en hydroxydes de fer. Les sols de l'époque (paléosols) devaient ressembler aux sols tropicaux actuels : les latérites.



B) Quel mécanisme pourrait être à l'origine de l'apparition du dioxygène sur la planète ?

On voit apparaître des **minéraux oxydés** qui ne peuvent se former que dans un **milieu oxydant**.

L'apparition de l'O₂ dans l'atmosphère est tout d'abord due à la **photolyse de l'eau** :



Mais un tel mécanisme ne peut expliquer la grande quantité de dioxygène sur la planète.

Observation: on note dans des roches de 3,5 milliards d'années, l'apparition des cyanobactéries.

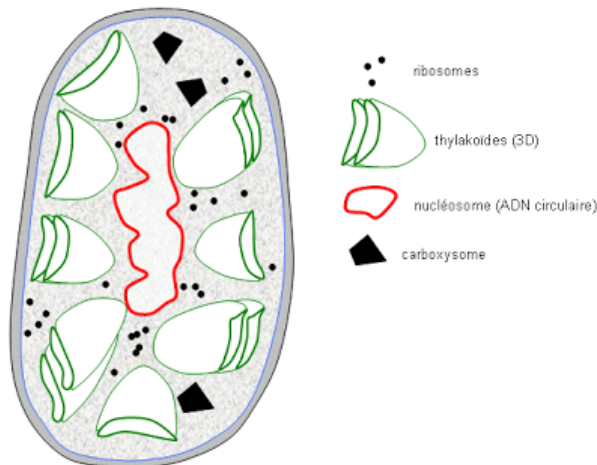


Une étude précise de la structure des cyanobactéries a pu mettre en évidence la présence de thylakoïdes qui sont les structures contenant la chlorophylle. Or la chlorophylle est le pigment qui permet la photosynthèse.



Une algue verte

ultrastructure de cellule cyanobactérienne
(d'après bulletin APBG - 2 - 2006) - taille- L= 2,2 µm environ
légende : paroi, membrane plasmique, cytoplasme, ...



Le mécanisme de la photosynthèse est bien connu : $6 \text{CO}_2 + 6 \text{H}_2\text{O}$ donne $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_6 + 6\text{O}_2$

Le dioxygène est un produit secondaire de la photosynthèse.

Hypothèse : Les cyanobactéries seraient responsables de la production de dioxygène par photosynthèse. Elles devaient exister en très grandes quantités dans l'océan primitif.

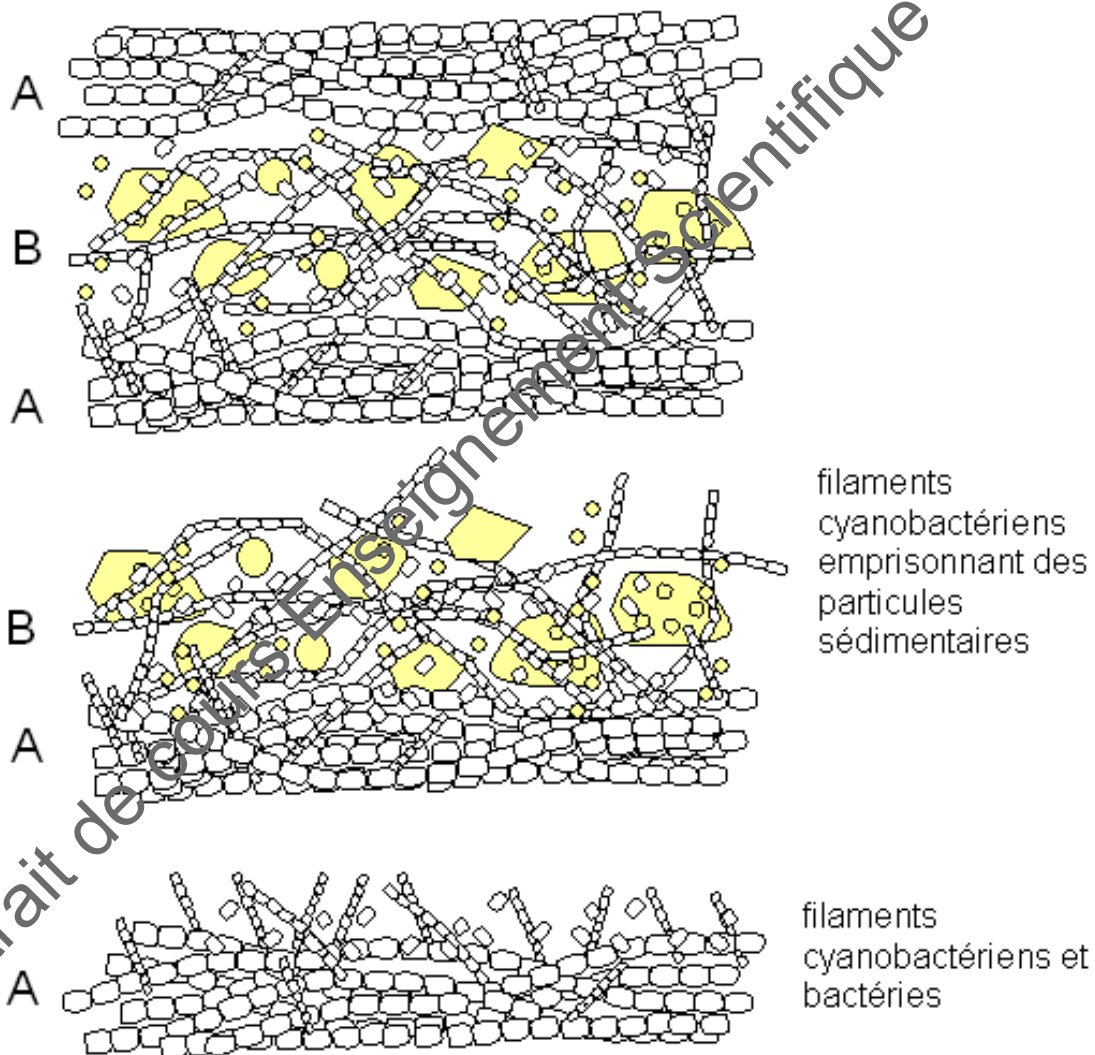
Observations / recherche d'indices : Des colonies cyanobactériennes sont connus encore actuellement, notamment au niveau de Shark Bay en Australie



Ces colonies, connues sous le nom de « stromatolites » sont installées dans les zones intertidales (zones de balancement des marées). Ces colonies sont alternativement immergées et émergées.

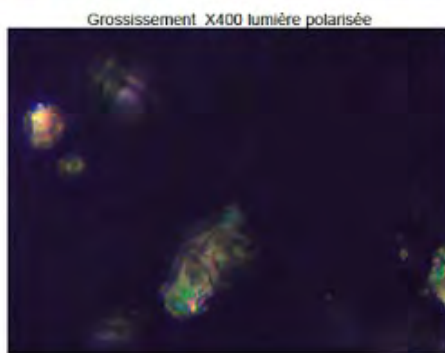
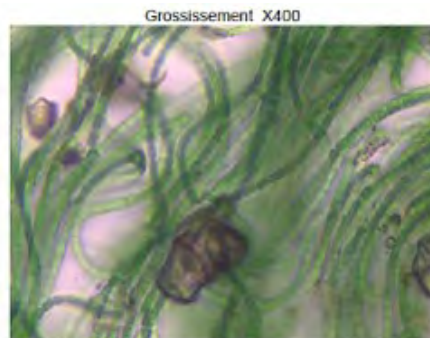


Si on fait une coupe transversale dans un stromatolithe, on constate l'existence d'une série de couches de carbonate de calcium (CaCO_3).



La présence de ces masses de CaCO_3 s'explique facilement. Lorsque le CO_2 dissout dans l'eau est capté par les cyanobactéries, les ions hydrogénocarbonates solubles dans l'eau, passent à l'état de carbonates insolubles et précipitent en donnant ces stromatolithes.

Une expérience faite en laboratoire permet de constater que des cyanobactéries éclairées du genre *Anabaena* en suspension dans une eau riche en hydrogénocarbonate produisent des cristaux de carbonate bien visibles ;



On connaît des stromatolithes fossiles de très grandes dimensions, comme dans le massif allemand du Harz.



Colonnes stromatolithiques datant du Protérozoïque (environ 2 milliards d'années)

En résumé : Les premiers producteurs de dioxygène sont probablement des procaryotes, proches des cyanobactéries actuelles, qui édifiaient des constructions calcaires "en chou-fleur" : les stromatolithes dont les plus anciens sont datés autour de -3,5 Ga. Ces cyanobactéries consomment du CO₂ et libèrent du dioxygène par photosynthèse.

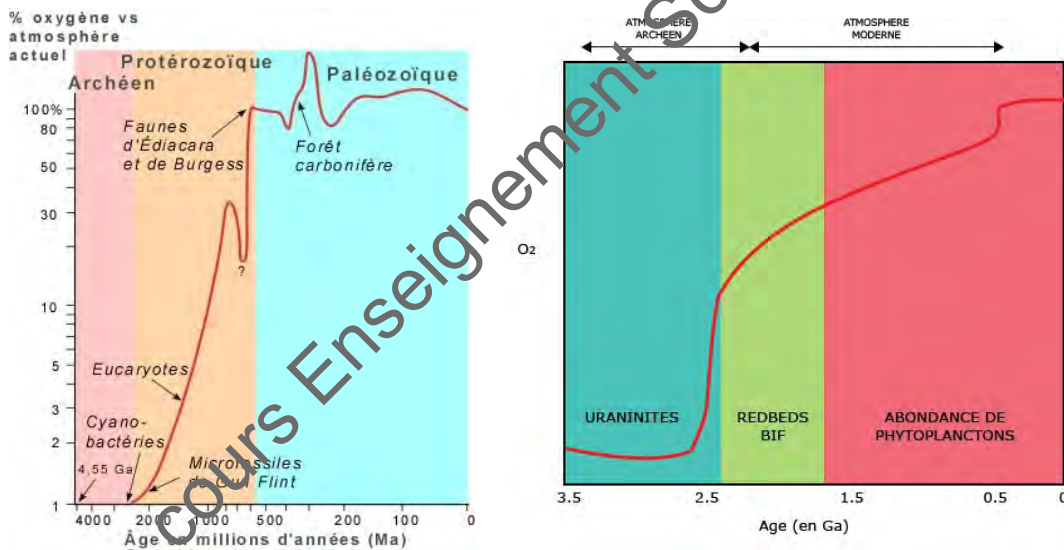
On peut donc estimer que c'est l'apparition de la photosynthèse aquatique qui a permis l'apparition du dioxygène. Ce dernier a été libéré dans les océans et se trouvait donc à l'état dissout dans un premier temps.

C'est ainsi qu'il a oxydé le minerai de fer des fonds océaniques. Une fois les minerais totalement oxydés et l'océan saturé en dioxygène, celui-ci a pu diffuser dans l'atmosphère il y a 2,2 milliards d'années.

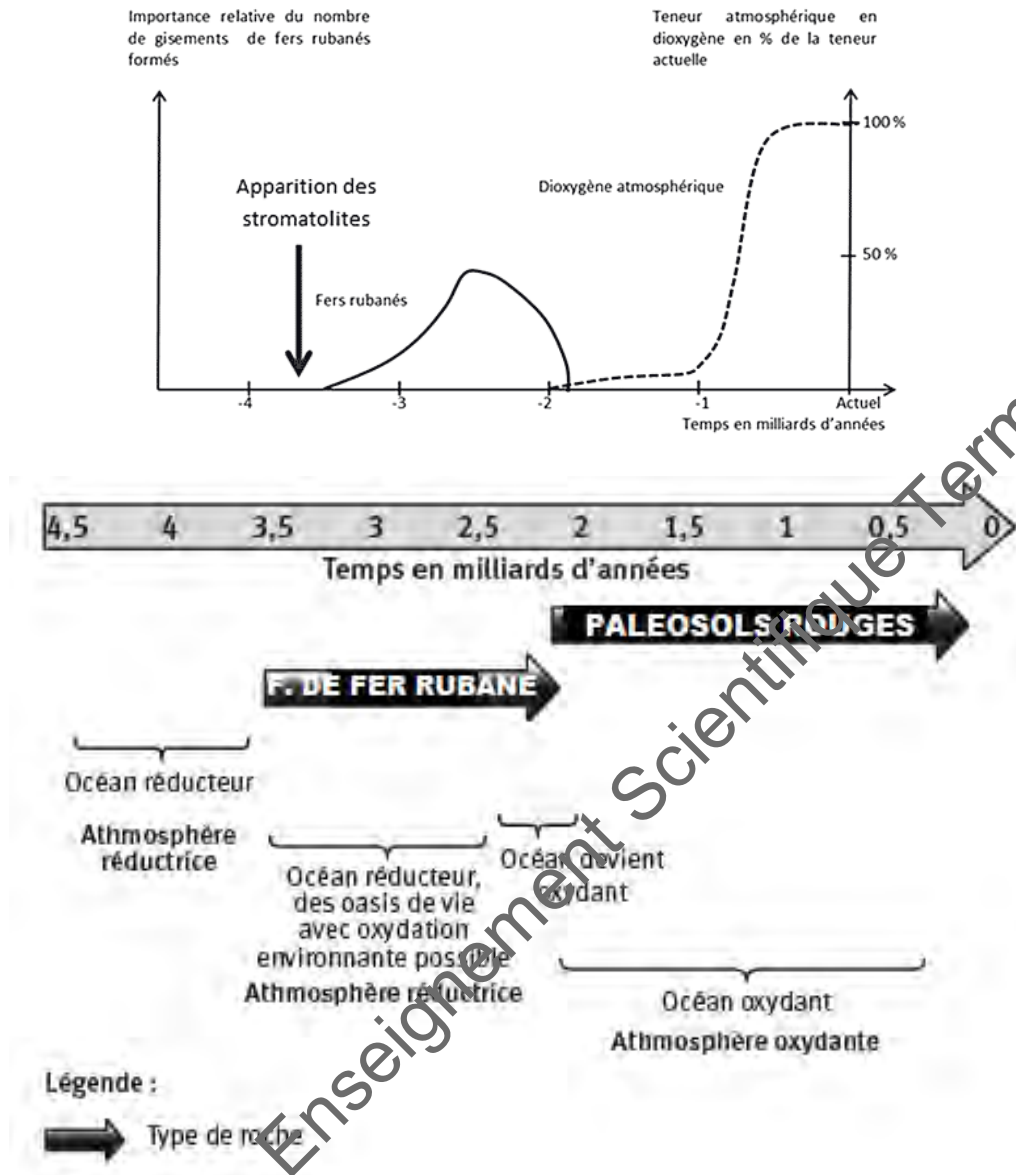
Au cours de l'Archéen on passe ainsi d'une atmosphère primaire sans dioxygène à une atmosphère secondaire avec dioxygène.

La production de dioxygène a, dans un premier temps, causé des extinctions massives chez les bactéries anaérobies mais elle a ensuite permis d'accélérer l'évolution des espèces grâce à l'apparition de la respiration.

Le dioxygène atmosphérique a permis la mise en place de la couche d'ozone (O₃) qui, en stoppant les UV les plus nocifs, a permis l'apparition de la vie aérienne il y a 400 millions d'années environ. On observe de la même manière plusieurs variations du taux de dioxygène au cours de l'histoire de la planète en lien avec le développement de grandes flores. Encore actuellement, c'est l'activité photosynthétique des végétaux qui assurent la présence du dioxygène sur notre planète.



Les arguments pétrographiques de la transformation de l'atmosphère terrestre en une atmosphère oxydante.



V) Évolution vers l'atmosphère moderne

Période : De 2 milliards d'années à aujourd'hui.

Composition: N₂: 78% O₂: 21% H₂O: variable CO₂: 0.036%

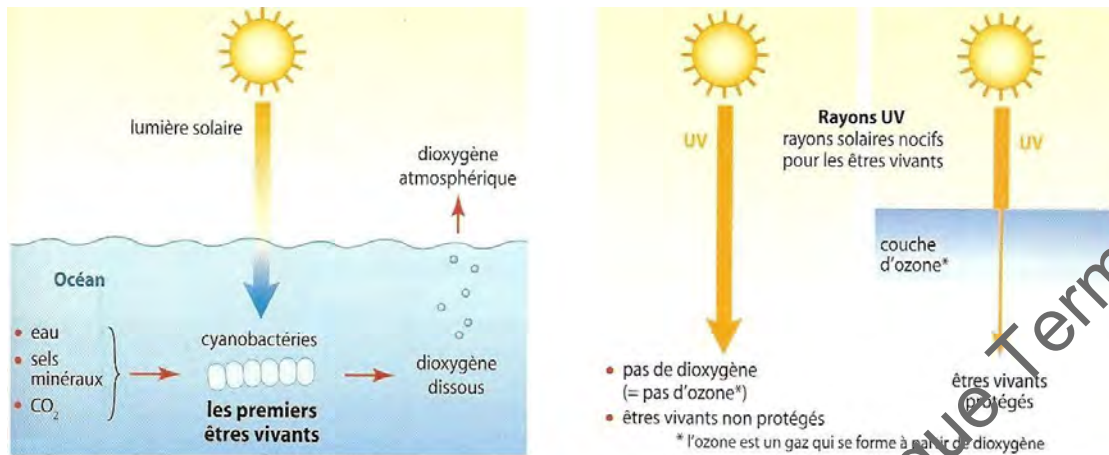
C'est au précambrien que la Vie sur Terre explose. Le taux de dioxygène atmosphérique dépend de la tectonique.

Une forte activité volcanique associée à une dislocation des continents va être à l'origine d'une augmentation du taux de CO₂ dans l'atmosphère ce qui va favoriser une température de surface plus élevée (effet de serre).

A partir de 2 milliards d'années, la présence de dioxygène dans l'atmosphère permet la diversification des formes de vie. Des algues vertes se développent, des êtres vivants non photosynthétisants apparaissent.

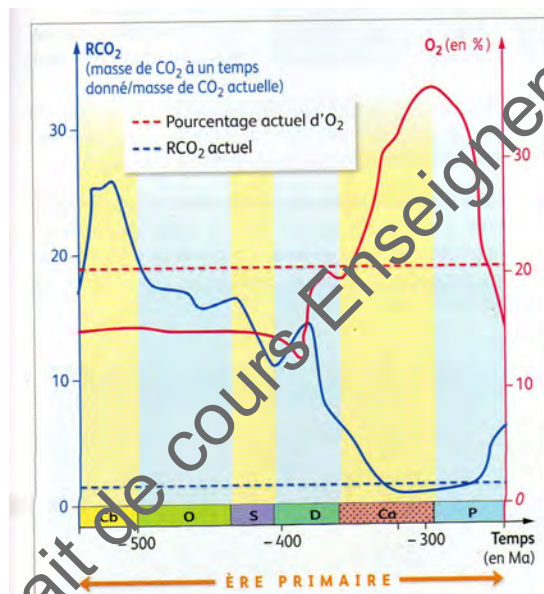
La présence d'oxygène dans l'atmosphère permet l'apparition d'une couche d'ozone (O₃), en effet sous l'action du rayonnement solaire, les molécules de dioxygène

s'associent et se transforment en ozone. L'absorption de certains UV (rayons Ultraviolets) pour la formation de ces molécules d'ozone, les empêche d'arriver jusqu'au sol, permettant ainsi à la vie de sortir des océans.



La production de dioxygène par les cyanobactéries a bouleversé les conditions de vie sur Terre.

Le taux de dioxygène dans l'atmosphère provient de l'action combinée des plantes vertes et des êtres vivants aérobies et finit par arriver à un certain équilibre, du au cycle qui s'établit entre les plantes vertes et les êtres aérobies.



Évolution de l'O₂ et du CO₂ atmosphériques au cours de l'Ère Primaire.

Points noirs : période d'enfouissement important de matière organique.
Cb = Cambrien, O = Ordovicien, S = Silurien, D = Dévonien, Ca = Carbonifère, P = Permien.

Les êtres vivants sont les principaux responsables de la « séquestration » du carbone sous forme de carbonates (stromatolites, récifs coralliens, tests d'organismes planctoniques...). Une fois ces organismes morts, une partie des squelettes carbonatés échappe à la dissolution, sédimente et constitue des roches calcaires.

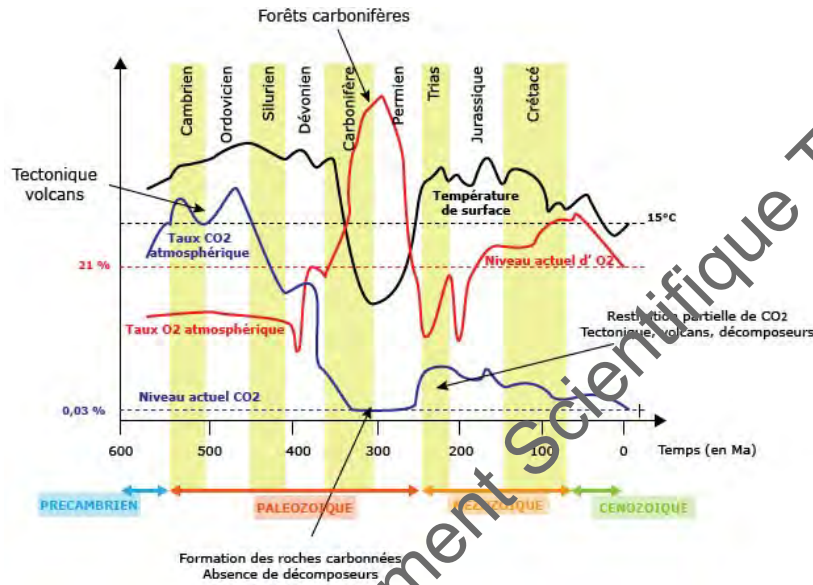
Au carbonifère, on note une forte activité photosynthétique qui va permettre la capture du CO₂ dans la biomasse.

C'est durant cette période qu'elle est rapidement enfouie mais n'est pas décomposée. La majorité des gisements pétrolifères se forme à ce moment-là.

Il y a environ 65 millions d'années, une météorite serait rentrée en collision avec la Terre projetant une couche de poussières dans l'atmosphère vivable, ce qui a pu faire varier dans une faible proportion la composition de l'atmosphère. Il en est de même pour les éruptions volcaniques importantes de l'époque.

Depuis 150 ans, l'activité humaine est à l'origine de variations non négligeables de la composition et de la température de notre l'atmosphère.

En résumé :

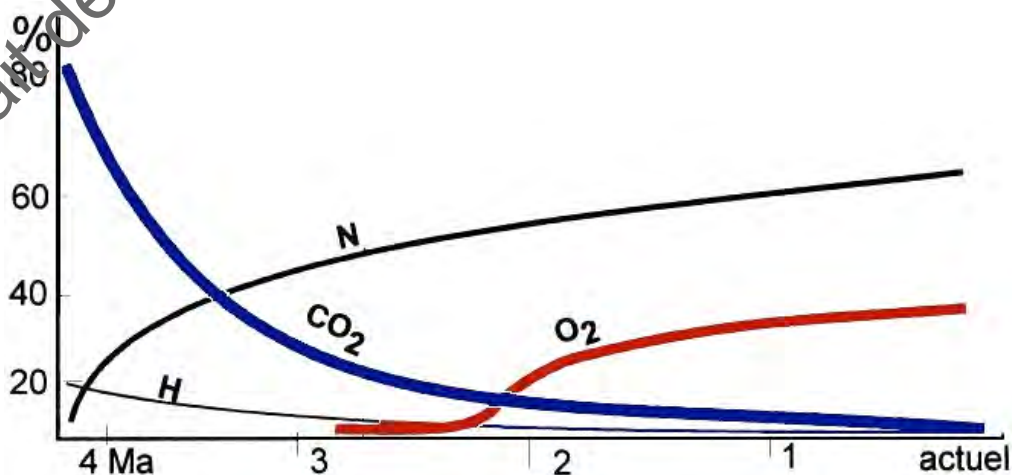


Évolution de la composition de l'atmosphère terrestre en O₂ et CO₂.

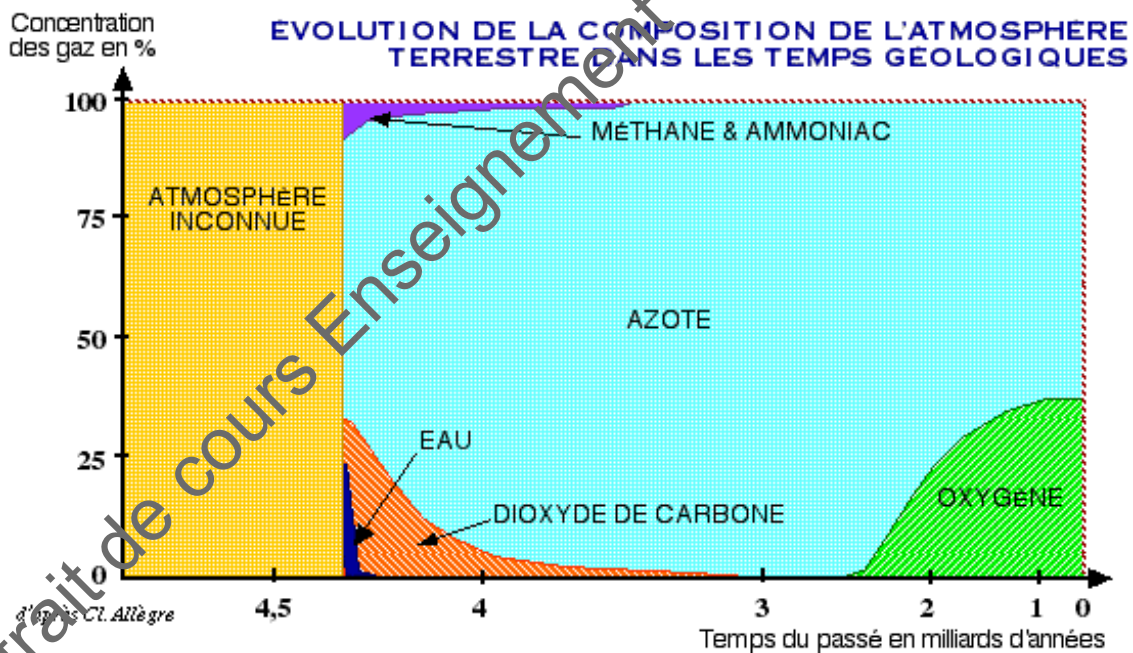
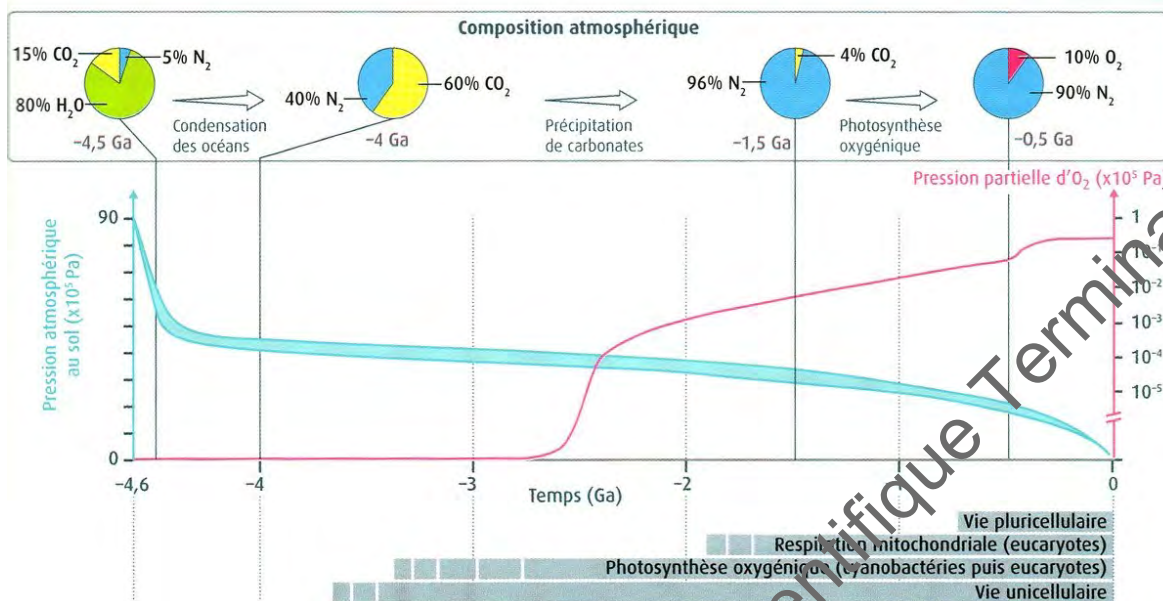
La composition de l'atmosphère récente correspond encore à celle de l'atmosphère actuelle. La présence de dioxygène est directement liée à la Vie sur Terre.

La Terre possède aujourd'hui une atmosphère originale puisqu'elle contient du dioxygène (21 %) et une faible quantité de CO₂ (0,03 %). **L'étude des roches montre que cette composition a varié au cours des temps géologiques.**

On a pu construire une courbe d'évolution des gaz atmosphériques au cours du temps.



Attention, ce graphe ne tient pas compte de la teneur en H₂O de l'atmosphère primitive, d'où la différence de pourcentage.



La production de dioxygène a, dans un premier temps, causé des extinctions massives chez les bactéries anaérobies mais elle a ensuite permis d'accélérer l'évolution des espèces grâce à l'apparition de la respiration. Plus tard, elle a permis la conquête des milieux continentaux par la mise en place de la couche d'ozone



Énoncés des exercices non à soumettre en séquence 1

Exercice 1 : Indiquez-la ou les bonne(s) réponse(s)

1. Sur la Terre juste après sa formation :

- la température est telle qu'il n'y a pas d'océan d'eau liquide à sa surface.
- la surface terrestre est plus froide qu'aujourd'hui.
- les concentrations en dioxyde de carbone et en vapeur d'eau sont responsables d'un très fort effet de serre.
- la vie est probablement possible.

2. 150 millions d'années après la formation de la Terre :

- les océans d'eau liquide n'étaient pas formés.
- l'atmosphère contenait principalement du dioxyde de carbone.
- la surface était constituée de roches fondues.
- l'effet de serre était probablement encore très fort.

3. Le dioxygène de l'atmosphère terrestre :

- a principalement une origine biologique.
- a été présent dès la formation la Terre.
- a vu sa proportion dans l'atmosphère globalement diminuer.
- est consommé lors de la respiration des êtres vivants.

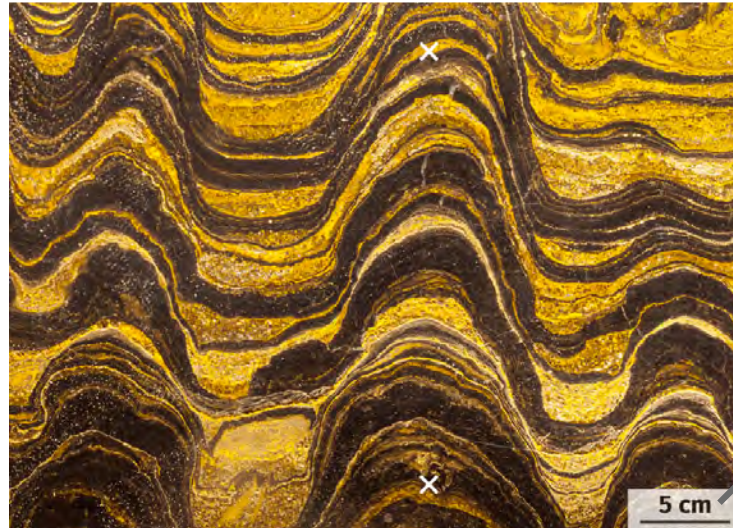
Exercice 2 : Croissance de stromatolithes

Mettre en relation la production de dioxygène (O_2) dans l'atmosphère avec des indices géologiques

Actuellement, il est possible de trouver des stromatolithes dans le désert argentin. Ceux-ci se développent par exemple dans le lac Socompa.

Questions :

- Décrire la croissance des stromatolithes.
- Calculer la durée nécessaire pour une augmentation d'épaisseur équivalente à la distance entre les deux croix blanches pour une vitesse de croissance de 0,4 mm par an.
- Proposer une hypothèse expliquant l'alternance de bandes plus claires et de bandes plus foncées ?



Coupe dans un stromatolithe.

Exercice 3 : Les défis de la terraformation de Mars

Déterminer l'état physique de l'eau pour une température et une pression données



Vue d'artiste d'une colonie martienne.

	Terre	Mars
Teneur en O ₂ (%)	21	Traces
Teneur en CO ₂ (%)	0,0415	96
Teneur en N ₂ (%)	78	1,9
Teneur en Ar (%)	0,93	1,9

	Terre	Mars
Épaisseur (km)	800	200
Pression (atm)	1	0,006
Température moyenne (°C)	15	-140 à 20

Comparatif des atmosphères terrestre et martienne.

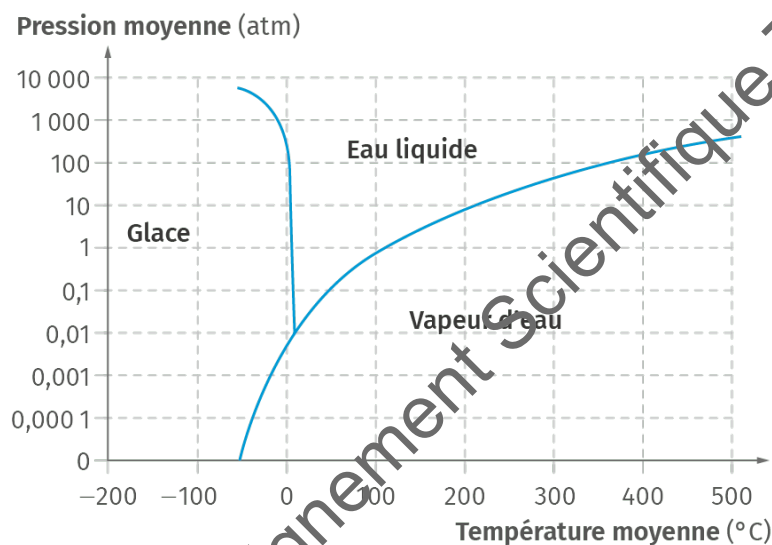


Diagramme de phases de l'eau (H₂O).

Si des missions spatiales visant à habiter sur Mars sont planifiées avant 2030, l'établissement d'une colonie humaine sur la planète rouge est envisageable avant la fin du XXI^e siècle. L'étape suivante pourrait consister à terra former Mars, c'est-à-dire transformer son atmosphère pour la rendre habitable par l'humain, malgré sa faible gravité.

Questions

1. Relever les conditions qui rendent l'atmosphère de Mars inhospitalière.
2. Formuler les paramètres à modifier et proposer des pistes de solutions pour terra former Mars.

Exercice 4 : Comparaison des atmosphères des planètes telluriques

Compétence principalement travaillée : Analyser des données en lien avec l'évolution de la composition de l'atmosphère.

Vénus et la Terre sont deux planètes telluriques du système solaire qui présentent à leur surface une atmosphère différente.



L'atmosphère de Vénus est plus dense et plus chaude que celle de la Terre. La température et la pression à la surface sont respectivement de 740 K (soit environ 470 °C) et 93 bars. Des nuages opaques faits d'acide sulfurique se trouvent dans l'atmosphère, rendant l'observation optique de la surface impossible. Les principaux gaz atmosphériques de Vénus sont le dioxyde de carbone et l'azote. Les autres composants sont présents seulement sous forme de traces.

Nuages de l'atmosphère de Vénus révélés par ultraviolet.

Gaz	Proportion (%)
Dioxyde de carbone CO ₂	96,5
Diazote N ₂	3,5

Composition de l'atmosphère de Vénus.



La pression et la composition exactes de l'atmosphère de Mars sont connues depuis moins d'un demi-siècle et remontent aux premières analyses *in situ* effectuées en 1976 par les « atterrisseurs » des sondes Viking 1 et Viking 2. [...]

On sait aujourd'hui que Mars possède une atmosphère ténue dont la pression moyenne au niveau de référence martien est par définition de 610 Pa, avec une température moyenne de -63 °C. Elle est composée principalement de dioxyde de carbone CO₂ (96,0 %), d'argon Ar (1,93 %) et de diazote N₂ (1,89 %). Compte tenu de la faible gravité à la surface de Mars, la hauteur d'échelle de cette atmosphère est de 11

km, plus d'une fois et demi celle de l'atmosphère terrestre, qui n'est que de 7 km. .

Questions :

1. Comparer les atmosphères de Vénus et de la Terre.

2. Calculer la masse de chaque gaz (CO_2 et N_2) sachant que la masse de l'atmosphère de Vénus est évaluée à $4,8 \times 10^{20}$ kg.
3. Indiquer les éléments que les scientifiques doivent prendre en compte pour l'observation de la surface de Vénus et l'envoi de sondes.
4. Vénus est la planète la plus chaude du Système solaire. Expliquer pourquoi.
5. Émettre des hypothèses pour expliquer la faible épaisseur de l'atmosphère sur Mars.



Extrait de cours Enseignement Scientifique Terminale