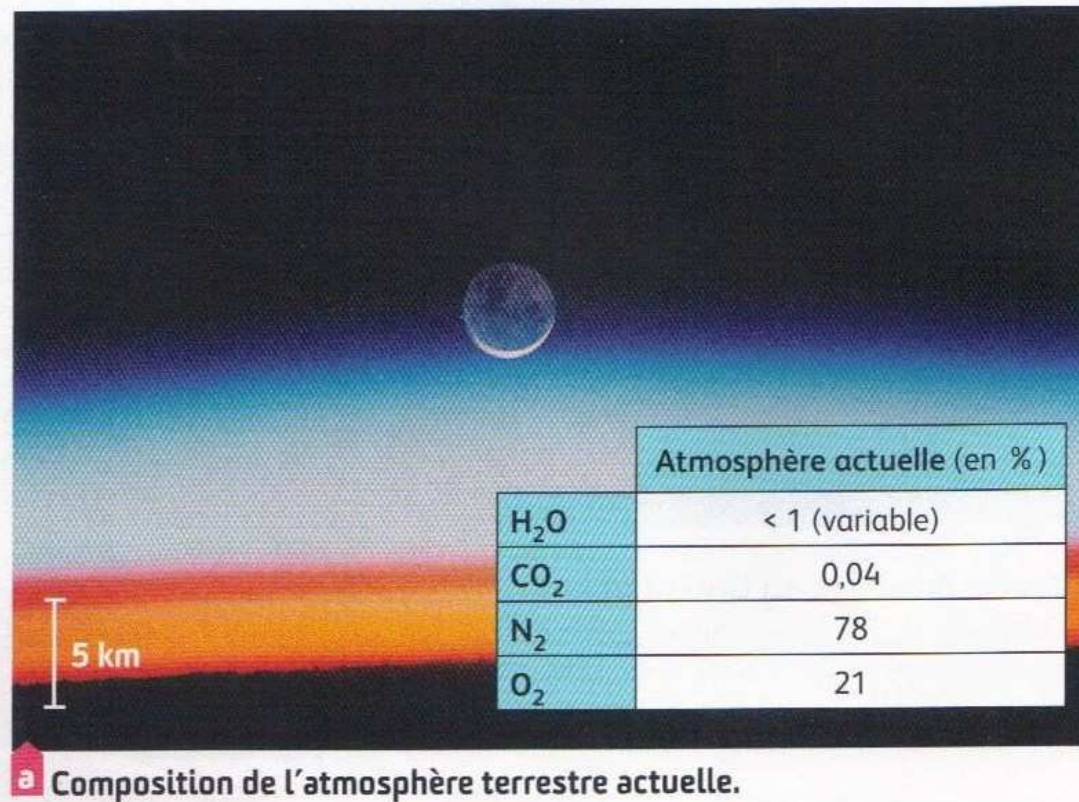
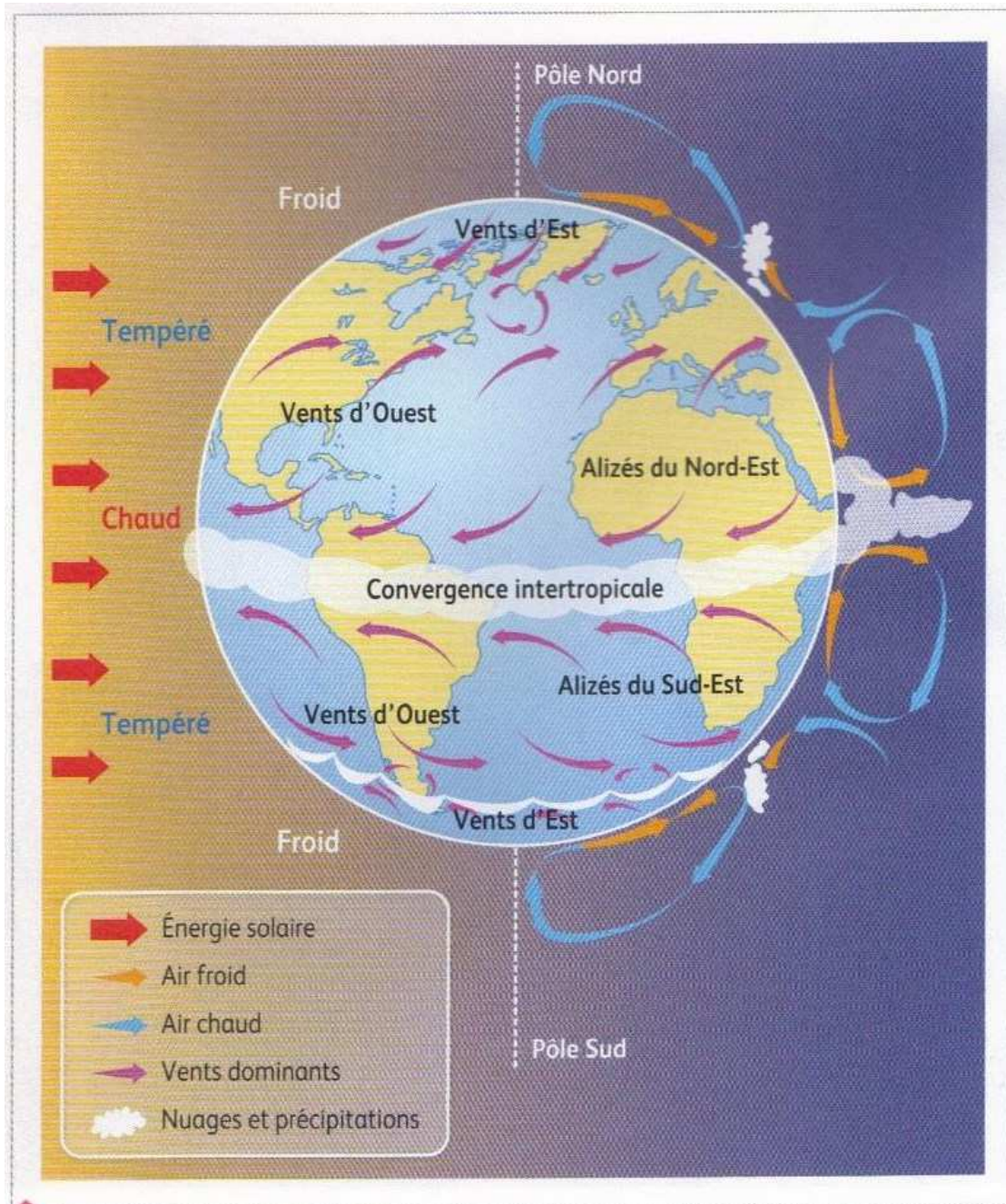


Chapitre II Atmosphère et climat aux grandes échelles de temps

- I - Atmosphère primitive, atmosphère actuelle

► L'atmosphère terrestre est une mince couche de gaz retenue par la gravité puisque 90 % de sa masse se trouve en-dessous de 16 km d'altitude. Cette enveloppe dite fluide est animée de mouvements verticaux et horizontaux du fait de l'inégale répartition de l'énergie solaire à la surface du globe. Sa richesse en O_2 et la présence d'eau en font une enveloppe originale dont la composition est unique dans le système solaire.





b Circulation atmosphérique et ceintures climatiques actuelles.

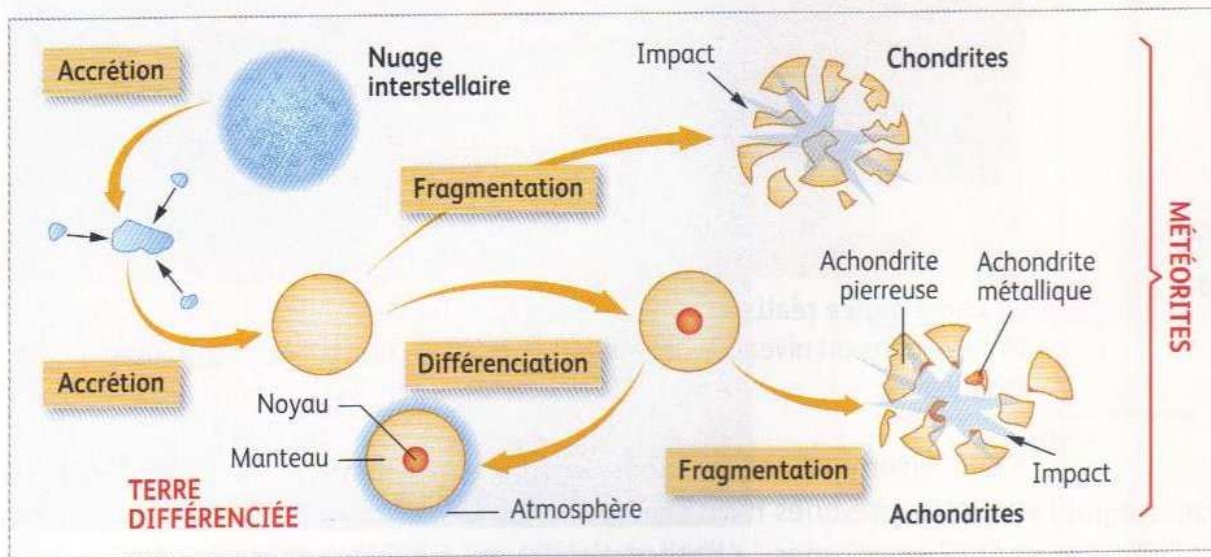
Le Soleil est donc le moteur de la dynamique de l'atmosphère, du cycle de l'eau et d'une zonation climatique latitudinale.

► Les plus vieilles roches du système solaire sont des météorites (4,5 Ga). Parmi celles-ci, les chondrites sont apparues en même temps que le reste du système solaire et n'ont subi aucune évolution notable. Par contre, les achondrites proviennent de la fragmentation d'objets ayant préalablement subi une **différenciation** (à l'origine d'un manteau et d'un noyau) et un **dégazage** (à l'origine d'une atmosphère).

► N'ayant subi ni différenciation ni dégazage significatifs, les chondrites ont une composition chimique semblable à la composition globale de la Terre. Elles fournissent une « image » de la Terre primitive peu de temps après son **accrétion**. En laboratoire, on peut extraire et analyser les éléments volatils de ces météorites afin d'estimer la composition chimique probable de l'atmosphère primitive de la Terre.



a Chondrite du Mexique.



Gaz chondritiques (en %)	
H ₂ O	80 ± 10
CO ₂	20 ± 10
N ₂	1 ± 5
O ₂	0

b Composition des gaz chondritiques.

c Formation des météorites et de la Terre.

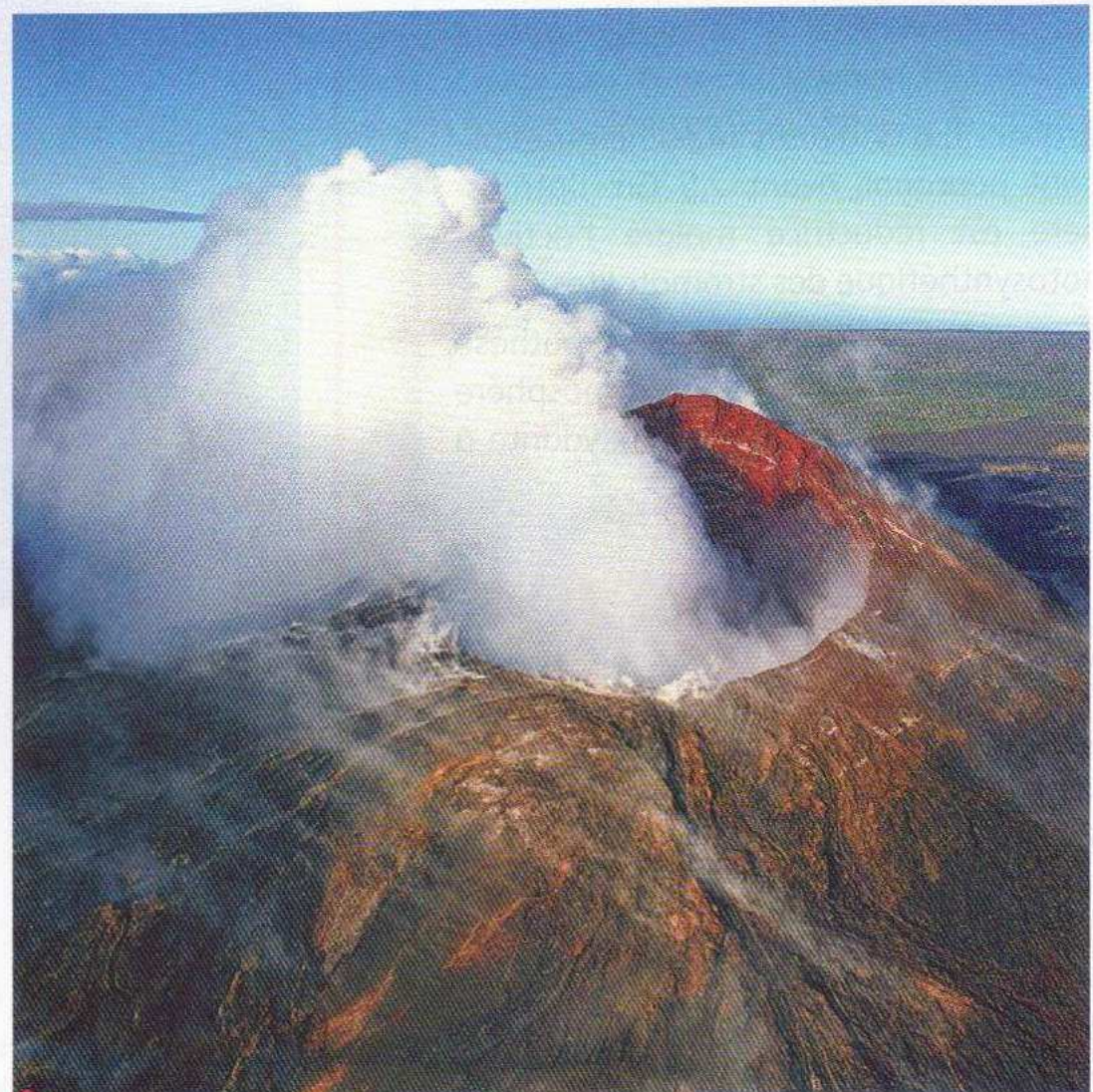
Les chondrites n'ayant pas subi de différenciation, elles renferment tous les éléments constituant la « protoplanète Terre » et dans des proportions similaires. Leur composition chimique est le reflet de la composition chimique moyenne de la Terre. Le dégazage des chondrites en laboratoire permet d'en extraire des éléments volatils dans des proportions comparables à celles composant l'atmosphère primitive.

► L'atmosphère terrestre s'est formée suite au dégazage du manteau il y a 4,5 Ga et se poursuit encore de façon moindre actuellement.

► Les roches volcaniques d'origine profonde issues de la fusion partielle du manteau (basaltes des points chauds par exemple) renferment des inclusions fluides, sortes de bulles emprisonnées dans des minéraux. Ces gaz d'origine mantellique profonde n'ont pas pu être contaminés par des fluides actuels (eau infiltrée, fluides libérés dans les zones de subduction...).

	Gaz volcaniques (en %)
H ₂ O	83 ± 3
CO ₂	12 ± 4
N ₂	5 ± 3
O ₂	0

a Composition des inclusions fluides dans les roches volcaniques.

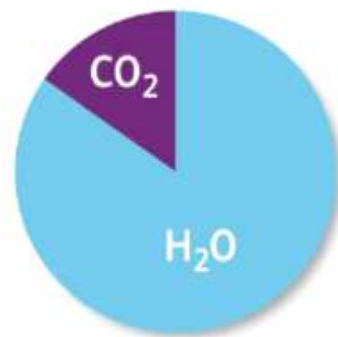


b Volcan Kilauea (Hawaï, juillet 2010).

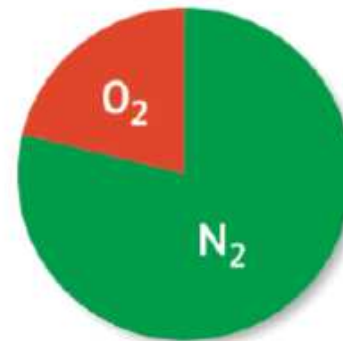
Comparaison de la composition de l'atmosphère actuelle à celle de l'atmosphère primitive

Résultats comparables entre les 2 analyses :

- atmosphère primitive essentiellement constituée d'H₂O (à l'état de vapeur) et de CO₂, ne contenant pas d'O₂.
- atmosphère actuelle caractérisée par sa richesse en O₂ et N₂, alors que H₂O et CO₂ largement minoritaires



Composition de l'atmosphère primitive



Composition de l'atmosphère actuelle

- hypothèse 1 : des constituants de l'atmosphère primitive se sont échappés vers l'espace.

Cependant, la masse de la Terre et sa distance par rapport au Soleil lui ont permis de conserver son atmosphère. De plus, cette hypothèse n'explique pas l'origine du O_2 ni de l' N_2 .

- hypothèse 2 : des constituants de l'atmosphère primitive (H_2O et CO_2 en particulier) se sont échappés vers d'autres réservoirs terrestres (hydrosphère, biosphère, géosphère). Ces réservoirs peuvent aussi être à l'origine d'un enrichissement de l'atmosphère en O_2 et en N_2 .

Bilan

1 L'atmosphère terrestre

1. L'atmosphère primitive de la Terre

► La Terre s'est formée il y a 4,55 Ga par accrétion de poussières stellaires de composition chondritique. Les chocs engendrés par les collisions entre particules ont libéré assez d'énergie pour entraîner la fusion et le dégazage de la planète en formation. Les chondrites qui tombent actuellement sur Terre peuvent être dégazées en laboratoire et les éléments volatils recueillis donnent une image de la composition de l'atmosphère primitive. De même, les éléments volatils issus de la fusion partielle du manteau sont les mêmes que ceux formés lors du dégazage de la planète.

► L'analyse des gaz chondritiques et volcaniques montre que l'atmosphère primitive était riche en H_2O (85 %) et CO_2 (15 %).

2. L'atmosphère actuelle et les réservoirs d'éléments volatils

► Le refroidissement de la planète au cours du temps a entraîné la condensation de la vapeur d'eau et la formation d'océans et de glaciers. Le CO_2 , très soluble, s'est en partie dissous dans les océans. L'apparition de la vie et le développement de la biosphère ont pour conséquences la précipitation des carbonates, la formation de la matière organique et la production d' O_2 . Les éléments constituant l'atmosphère primitive sont engagés dans des cycles biogéochimiques faisant alterner des phases solides, gazeuses, liquides ou solubles.

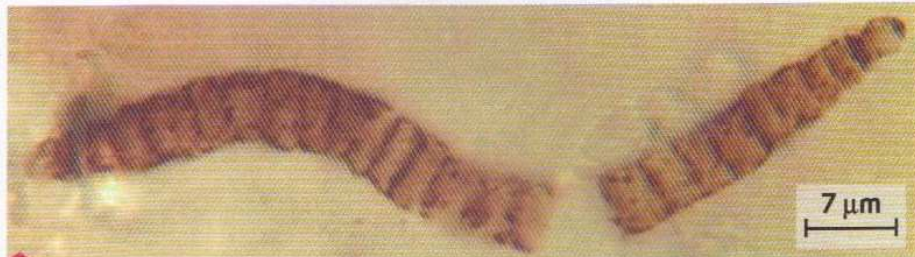
► Les bilans de masses des éléments volatils montrent qu'ils sont répartis dans différents réservoirs : atmosphère, géosphère (ensemble des roches constituant la Terre), hydrosphère, biosphère. L'atmosphère actuelle, riche en N_2 (78 %) et O_2 (21 %), est le résultat d'interactions permanentes entre ces différents réservoirs. L'atmosphère et l'hydrosphère constituant les enveloppes fluides de la Terre sont animées d'une dynamique dont l'énergie solaire est le moteur

- II - Origine et évolution du dioxygène dans l'atmosphère

▸ Les stromatolites sont des formations souvent calcaires, d'aspect mamelonné et présentant en coupe une alternance de **lamines** claires ou sombres. Les fossiles de stromatolites les plus vieux sont âgés de 3,5 Ga (Australie).



a Stromatolites fossiles.



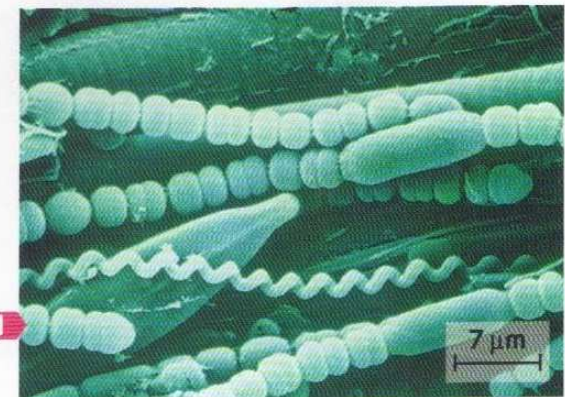
b Lame mince réalisée dans un silex (3,5 Ga, Australie).
Prélevé dans un niveau à stromatolites, le silex contient des structures fossilisées.

▸ Les stromatolites existent encore actuellement dans des milieux aquatiques variés mais peu profonds. Ces constructions sont dues à des micro-organismes photosynthétiques appelés **cyanobactéries**. Les cellules chlorophylliennes réalisent la photosynthèse avec pour conséquence un dégagement d' O_2 .



c Stromatolites actuelles (Shark bay, Australie).

Cyanobactéries actuelles vivant en colonies.

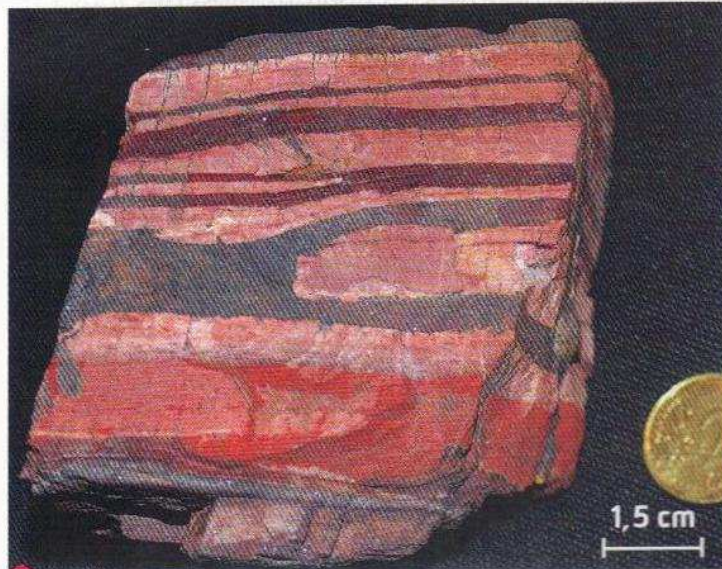


▮ Les transformations de l'atmosphère sont inscrites dans les roches sédimentaires qui constituent de véritables archives du passé.

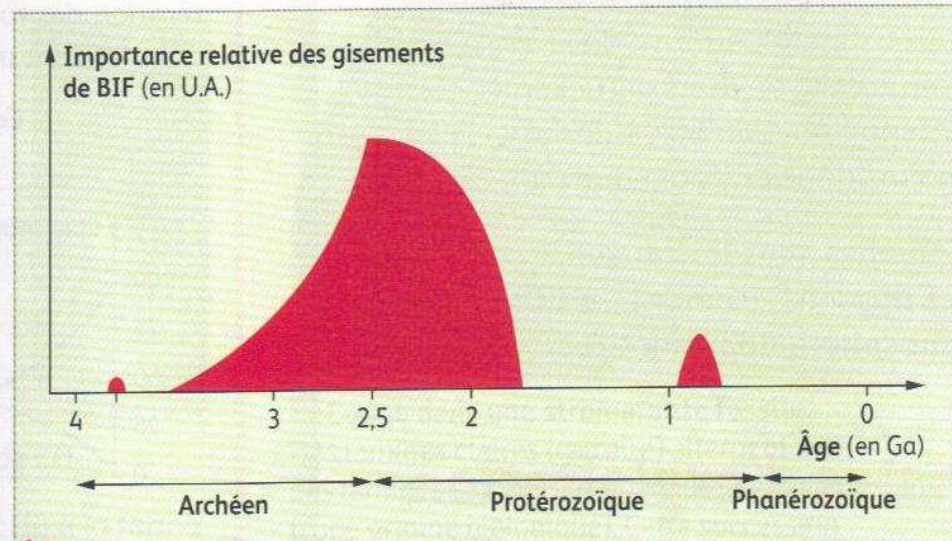
▮ La majorité du minerai de fer exploité dans le monde se présente sous forme de fer rubané appelé BIF (Banded Iron Formation). Des niveaux clairs riches en silice (SiO_2) alternent avec des niveaux rouges riches en **hématite**. La cause de l'alternance n'est pas connue avec certitude. Les gisements de

BIF sont toujours très localisés et leur âge est compris entre 3,5 et 1,9 Ga. Ils sont d'origine océanique et il ne s'en forme plus actuellement.

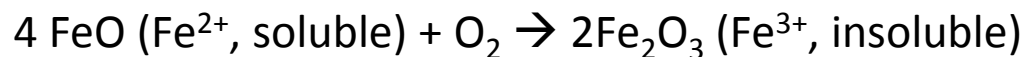
▮ Jusqu'à 2 Ga, les océans sont riches en Fe^{2+} (soluble) provenant de l'activité volcanique et des **sources hydrothermales**. En présence d' O_2 et aussi longtemps qu'il y a du Fe^{2+} , celui-ci s'oxyde pour former du Fe^{3+} insoluble qui précipite sous forme d'oxydes tels que l'hématite.



a Échantillon de fer rubané (3,3 Ga, Afrique du Sud).



b Évolution de l'importance relative des principaux gisements de fer rubané (BIF) au cours du temps.

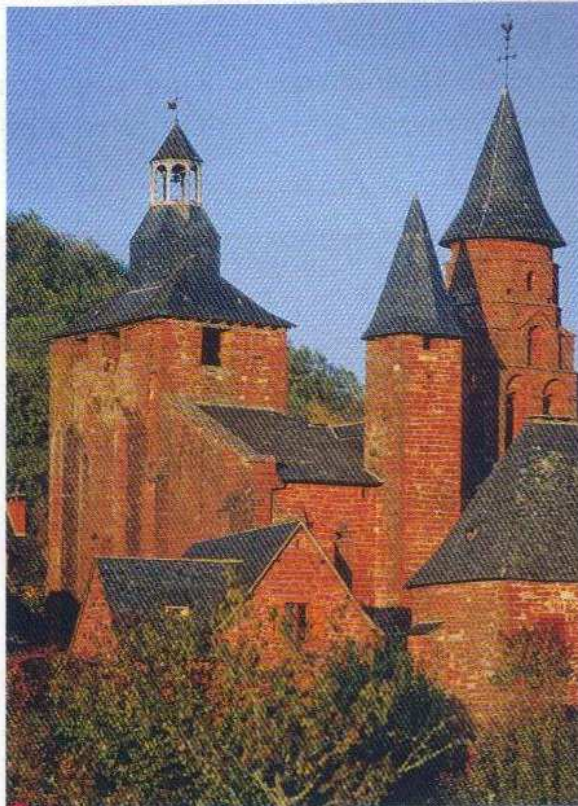


Consommation de O_2 , qui se trouve piégé sous forme d'hématite au sein des BIF.

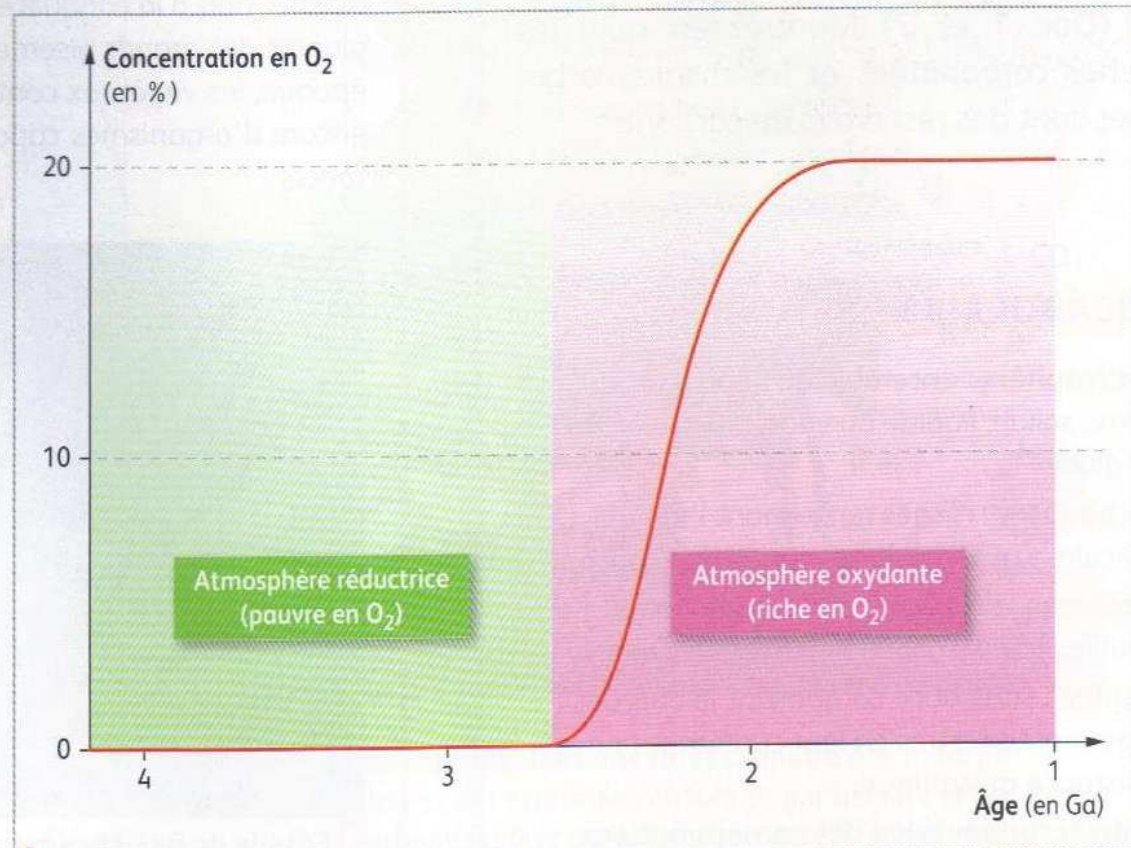
BIF = « puits chimiques » à O_2 .

▮ Les plus anciens sols fossiles renfermant des minéraux oxydés, tels que l'hématite, sont âgés de 2 Ga. À partir de l'ère Primaire, l'érosion de reliefs a généré de grandes quantités de sédiments détritiques en Europe et en Amérique du Nord.

Ces sédiments, riches en oxyde de fer, sont à l'origine de grès rouges appelés « vieux grès rouges » (Dévonien, 400 Ma) ou « nouveaux grès rouges » (Permien, 260 Ma).



a Constructions en grès rouge à Collonges-la-Rouge (Limousin).



b Évolution de la quantité de dioxygène dans l'atmosphère au cours du temps.

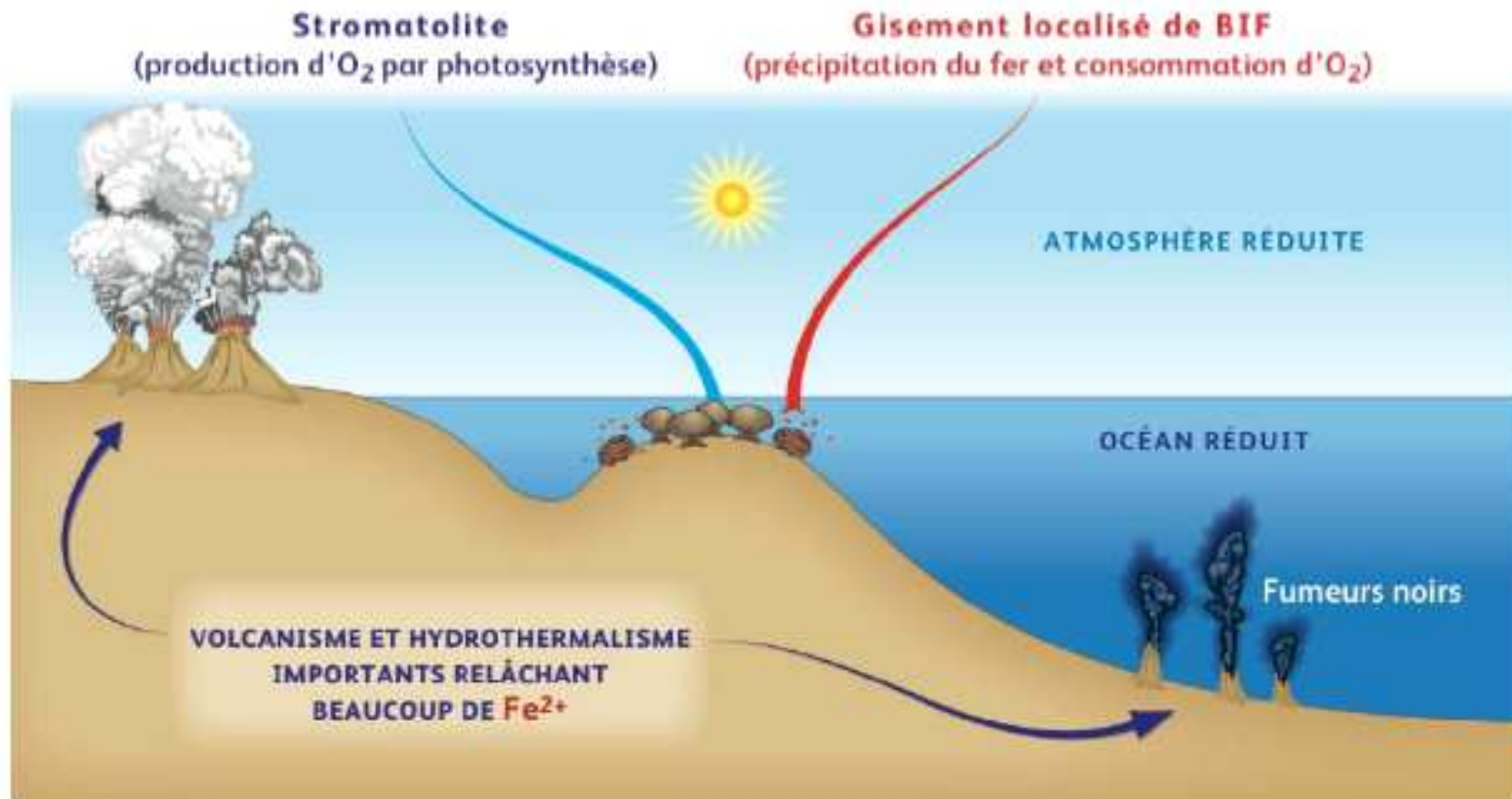


Schéma expliquant le décalage entre l'apparition des cyanobactéries et la croissance d'O₂ dans l'atmosphère.

Bilan

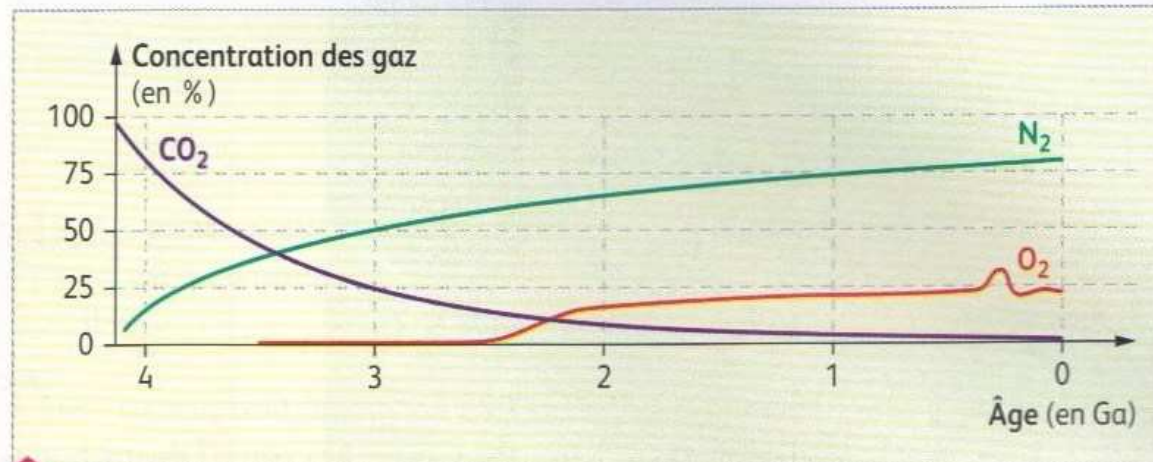
1. Photosynthèse et production d'O₂

- ▶ La découverte de paléosols oxydés vieux de 2 Ga et de grès rouges datant de l'ère Primaire est une preuve du caractère oxydant de l'atmosphère, donc de sa richesse en O₂. Ce gaz est issu de la photosynthèse des cyanobactéries et des végétaux chlorophylliens. Les gisements de fer rubané (BIF) âgés de 3,5 Ga à 1,9 Ga témoignent aussi d'une production locale d'O₂ dans les océans.
- ▶ Il existe pourtant un décalage entre l'âge des plus vieux organismes producteurs d'O₂ (cyanobactéries : 3,5 Ga) et le **passage à une atmosphère oxydante vers 2,5 Ga**. Les grandes quantités de fer rubané formées au cours de cette période montrent que la production d'O₂ par les stromatolites est alors localisée dans des lagunes confinées (« oasis cyanobactériens »). Aussitôt produit, l'O₂ est piégé par l'oxydation du fer qui précipite sous forme d'oxydes ferriques. **Lorsque tout le fer des océans a précipité, l'O₂ commence à se répandre dans les océans puis diffuse dans l'atmosphère qui devient oxydante.** À partir de cette époque apparaissent les premiers paléosols oxydés et les grès rouges continentaux

- III - Evolution du dioxyde de carbone dans l'atmosphère

► Lorsque la température de l'atmosphère primitive est devenue inférieure à 100°C, l'eau s'est condensée, des précipitations abondantes ont formé les premiers fleuves et océans et le cycle de l'eau a pu s'amorcer. Le soleil fournit l'énergie nécessaire à la dynamique de l'**hydrosphère** et de l'atmosphère constituant les enveloppes fluides de la Terre.

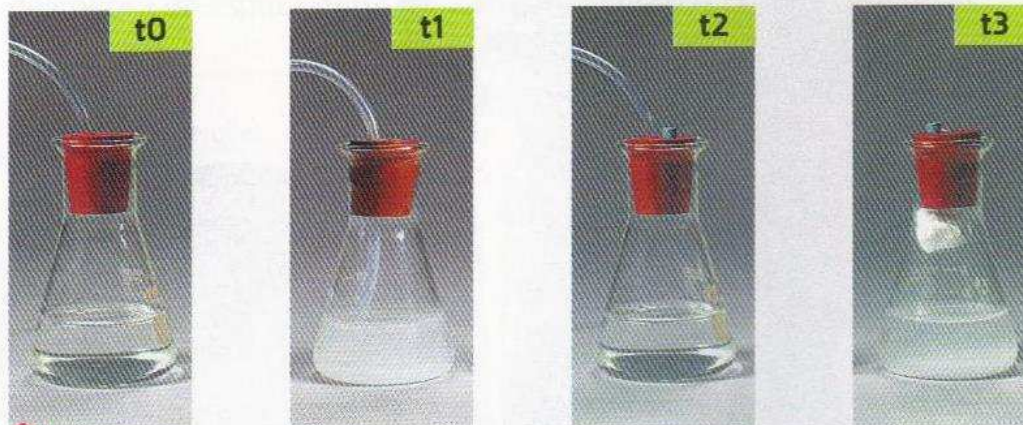
► Le CO₂ atmosphérique étant très soluble dans l'eau, sa teneur a diminué rapidement. L'eau de pluie, chargée en CO₂ dissous, participe à l'altération des roches (silicates, **carbonates**...) libérant ainsi des ions Ca²⁺ qui subissent un **lessivage**. Exemple d'altération d'un silicate calcique :



a Évolution de la composition chimique de l'atmosphère depuis 4 Ga.

RÉALISER

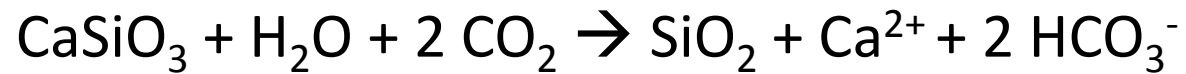
1. **Faire barboter** de l'air riche en CO_2 dans de l'eau de chaux (solution saturée en hydroxyde de calcium $\text{Ca}(\text{OH})_2$) et **observer** (t1).
2. **Poursuivre** l'expérience en faisant barboter de l'air riche en CO_2 et **observer** (t2).
3. **Suspendre** un sac de gaze renfermant de la potasse (absorbe le CO_2) à l'intérieur du récipient, le fermer hermétiquement, attendre 24 h et **observer** (t3).



b Dissolution et précipitation des carbonates en présence de CO_2 .

► Dans l'expérience ci-dessus, le trouble de la solution est dû à la formation d'un précipité blanc de carbonate de calcium (CaCO_3). L'excès de CO_2 entraîne la formation d'ions hydrogénocarbonates HCO_3^- solubles.

Altération des roches silicatées :



Les ions hydrogénocarbonates libérés par cette réaction d'altération sont transportés puis précipitent sous forme de calcaire :



Origine de la structure en lamines des stromatolites

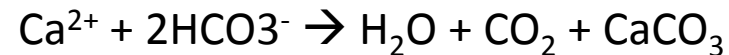
► Les êtres vivants sont les principaux responsables de la « séquestration » du carbone sous forme de carbonates (stromatolites, récifs coralliens, tests d'organismes planctoniques...). Une fois ces organismes morts, une partie des squelettes carbonatés échappe à la dissolution, sédimente et constitue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



◻ **Coupe dans une stromatolite fossile.**

Des lamines claires (calcaire) alternent avec des lamines sombres (matière organique attestant d'une origine biologique). Cette succession est liée à l'alternance de périodes favorables et défavorables à la photosynthèse.

Les lamines calcaires sont dues à la précipitation de carbonate de calcium lors de l'activité photosynthétique des cyanobactéries. La consommation de CO_2 lors de la photosynthèse déplace l'équilibre de la réaction ci-dessous vers la droite et entraîne la précipitation de calcaire :



Les lamines sombres sont riches en matière organique provenant des cyanobactéries.

L'alternance des lamines est liée à une alternance de périodes favorables ou défavorables à la photosynthèse.

Piégeage du carbone dans les carbonates lié à l'apparition de la vie

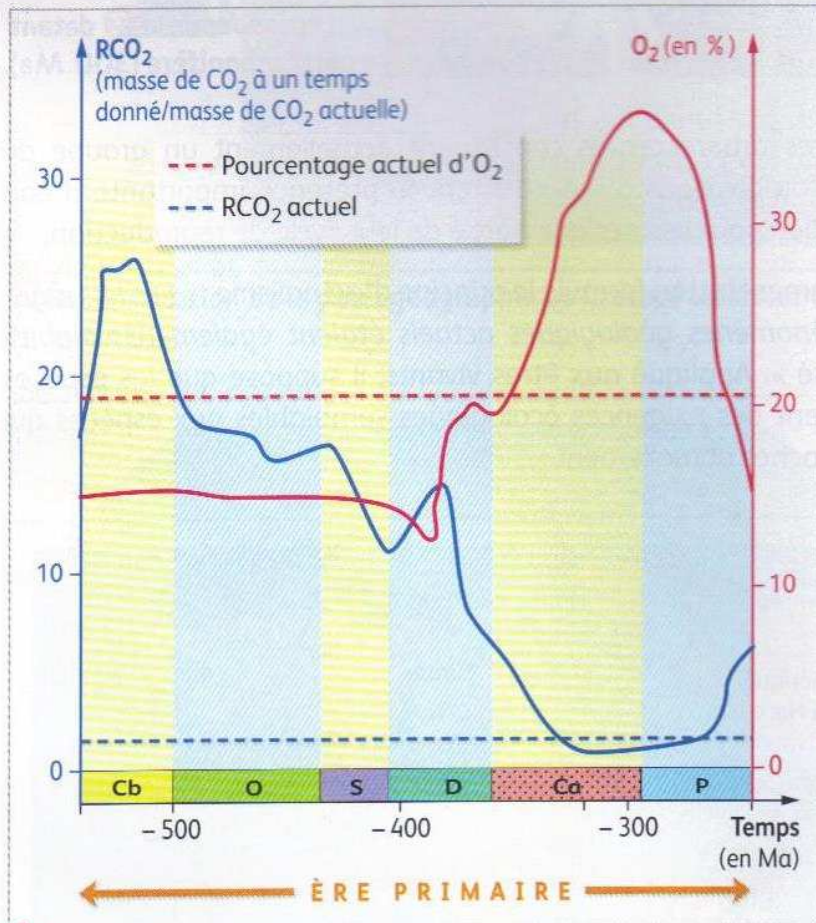
L'atmosphère primitive était très riche en CO_2 et jusque vers 600 Ma, il semble que les cyanobactéries étaient les seuls êtres vivants sur Terre. Non seulement ils réduisaient le CO_2 atmosphérique sous forme de molécules organiques au cours de la photosynthèse, mais celle-ci s'accompagnait aussi d'une précipitation de calcaire avec piégeage de carbone dans les stromatolites. Les réactions d'oxydation étant impossibles en l'absence d'oxygène et d'organismes décomposeurs, le carbone allait irréversiblement de l'atmosphère vers les sédiments. Il n'existait pas encore de cycle de carbone.

La forte décroissance de la quantité de CO_2 atmosphérique jusqu'à 600 Ma est donc liée à son piégeage sous forme de carbonates sous l'action des êtres vivants.

- ▶ Dans tout écosystème, il y a production de biomasse (absorption de CO_2 par photosynthèse) et dégradation de biomasse (rejet de CO_2 par respiration ou fermentation).
- ▶ À partir de 500 Ma, on assiste à une diversification de la vie dans les océans, puis à la conquête des continents par les végétaux au Silurien. La plupart des grands gisements de charbon datent du Carbonifère. À cette époque, les végétaux contenaient de la **lignine** alors qu'il n'existait pas encore d'organismes capables de décomposer efficacement cette substance.



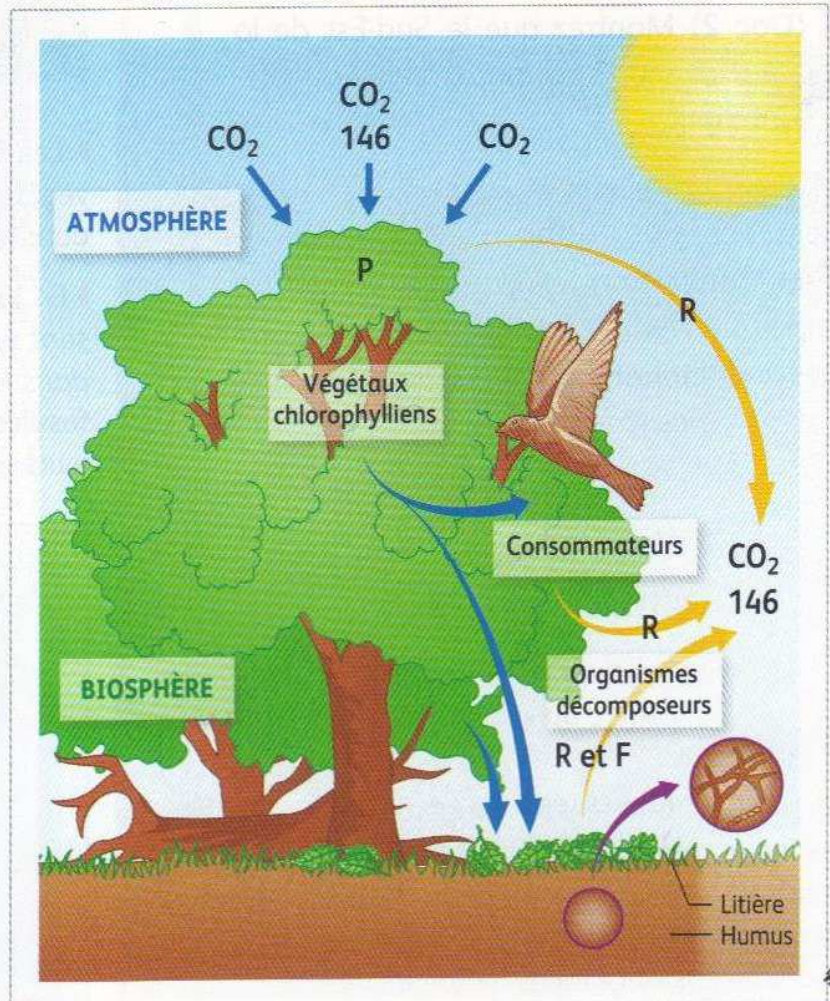
a Fossile de fougère arborescente récolté dans des terrains datant du Carbonifère (300 Ma).



b 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.



c Bilan carboné dans une forêt primaire (Porto Rico).

Les valeurs sont exprimées en tonnes par hectare et par an.

P = carbone prélevé par Photosynthèse, R = carbone rejeté par Respiration, F = carbone rejeté par Fermentation.

Lien entre l'évolution de la biosphère et celle de l'atmosphère au cours de l'ère primaire

Le graphique montre qu'au Carbonifère, la teneur en CO₂ diminue fortement alors que la teneur en O₂ augmente. A la fin du Carbonifère, ces tendances s'inversent.

Au Carbonifère, on assiste à un fort développement des végétaux vasculaires ligneux. La lignine est une molécule qui est dégradée actuellement par des basidiomycètes (champignons). Or, les plus vieux fossiles connus datent du Trias. Sans ces organismes « décomposeurs de lignine », la matière organique est difficilement dégradée.

De plus, cette période correspond à un contexte tectonique au cours duquel de nombreux bassins subsidés fonctionnent comme de véritables pièges à sédiments riches en matière organique, à l'origine de nombreux gisements de charbon.

Le CO₂ atmosphérique est donc piégé sous forme de roches carbonées. Contrairement à ce qu'il se passe dans une « forêt à l'équilibre » où le bilan carboné est nul (autant de CO₂ consommé par photosynthèse que de CO₂ rejeté par respiration ou fermentation), la forêt Carbonifère est un « puits de CO₂ ».

Conclusion : les roches carbonatées et les roches carbonées sont des réservoirs de carbone

L'essentiel du CO₂ atmosphérique constituant l'atmosphère primitive se trouve actuellement stocké sous forme de carbonates (27.10⁶ GT de carbone) et de roches carbonées (7.10⁶ GT de carbone). Ces roches de la lithosphère constituent donc des réservoirs de carbone.

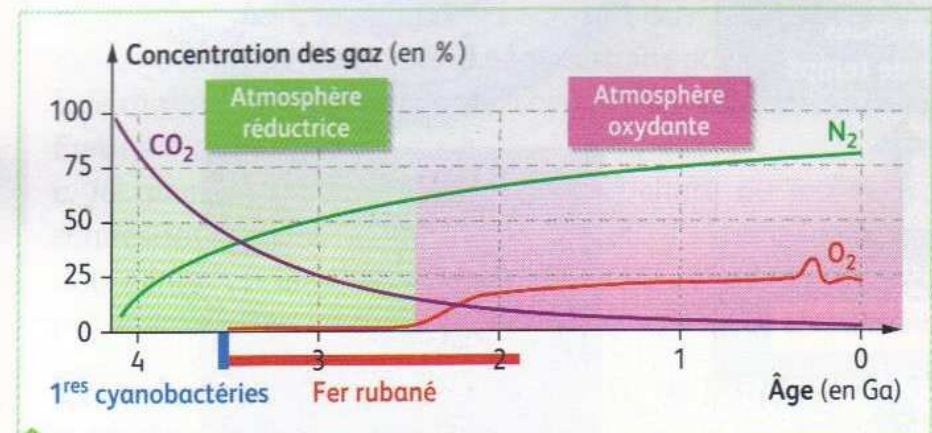
Bilan

2. Le piégeage du CO₂

► Depuis 4,5 Ga, la teneur en CO₂ de l'atmosphère est passée de 85 % à 0,04 %. Les calculs de masse du carbone terrestre montrent que celui-ci a été séquestré dans deux grands réservoirs : roches carbonatées et roches carbonées (biomasse fossile).

► Le premier mécanisme consommateur de CO₂ est l'altération des roches. Les ions Ca²⁺ et HCO₃⁻ libérés sont lessivés et précipitent sous l'action des êtres vivants sous forme de carbonates dans les océans. **Bien que la précipitation des carbonates libère du CO₂, le bilan global de l'altération des roches est un piégeage du CO₂ atmosphérique sous forme de roches carbonatées**

► Le deuxième mécanisme consommateur de CO₂ est la photosynthèse. **Dans un écosystème en équilibre (forêt primaire par exemple), la biomasse produite est stable. Cependant, dans certaines conditions géologiques, le CO₂ n'est pas restitué à l'atmosphère** car une partie de la biomasse est soustraite à la dégradation microbienne. Au Carbonifère, l'enfouissement rapide de grandes quantités de fougères arborescentes est à l'origine d'un déséquilibre des écosystèmes avec pour conséquence des variations opposées des teneurs en O₂ (augmentation) et CO₂ (diminution) dans l'atmosphère.



2 Évolution de la composition de l'atmosphère au cours du temps.

- IV - Fossiles et climat du passé

Principe d'actualisme : les observations faites dans les milieux actuels, transposées aux phénomènes du passé, permettent de reconstituer certains éléments des paysages anciens tels que les conditions climatiques.

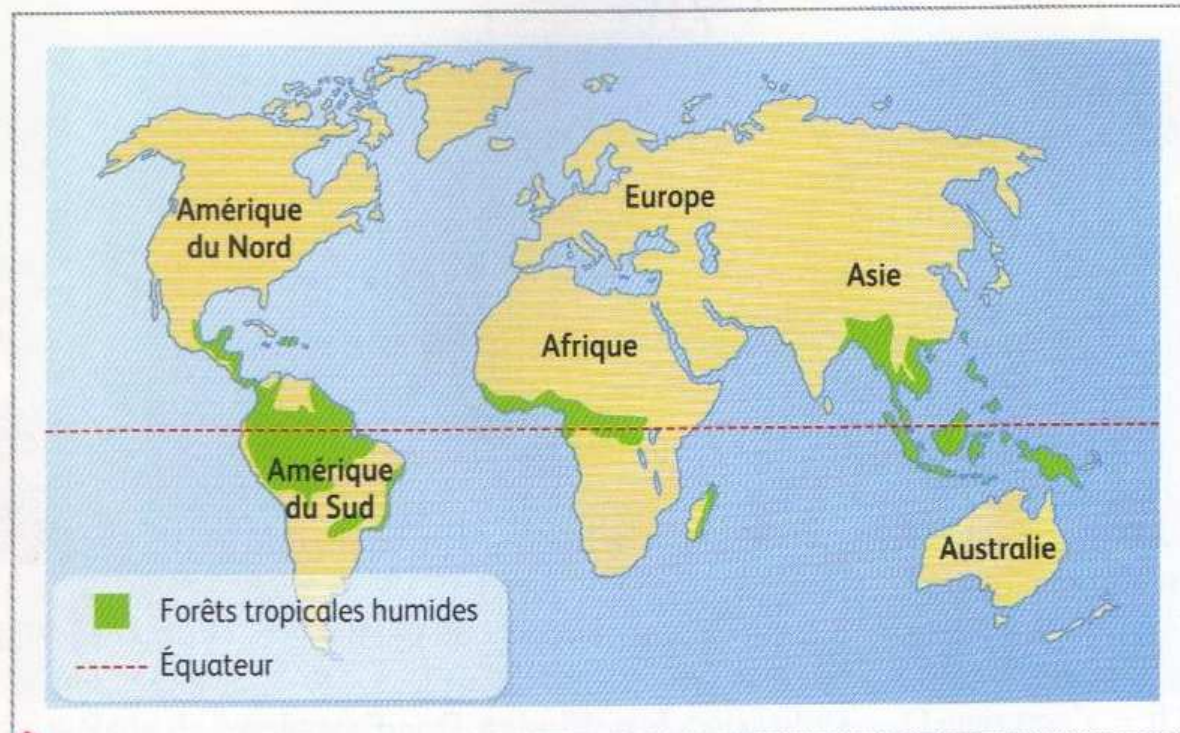
1 Forêt carbonifère et fougères arborescentes

► L'essentiel du charbon exploité en France a livré de nombreux fossiles de fougères. Les troncs fossilisés indiquent qu'il s'agissait de **fougères arborescentes**.



a Tronc d'une fougère arborescente actuelle **1** vivant à La Réunion et fossile de tronc de *Lepidodendron* **2** datant du Carbonifère (300 Ma).

- Les fougères arborescentes constituent actuellement un groupe de végétaux chlorophylliens qui nécessitent la présence importante d'eau dans leur milieu pour assurer une partie de leur cycle de reproduction.
- En 1726, James Hutton formule le principe d'actualisme : « *Les lois régissant les phénomènes géologiques actuels étaient également valables dans le passé* ». Appliqué aux êtres vivants, il suppose que les espèces fossiles avaient des exigences écologiques semblables aux espèces qui leurs sont proches actuellement.



b Répartition des principales forêts tropicales humides dans le monde.

Climat régnant en France au Carbonifère

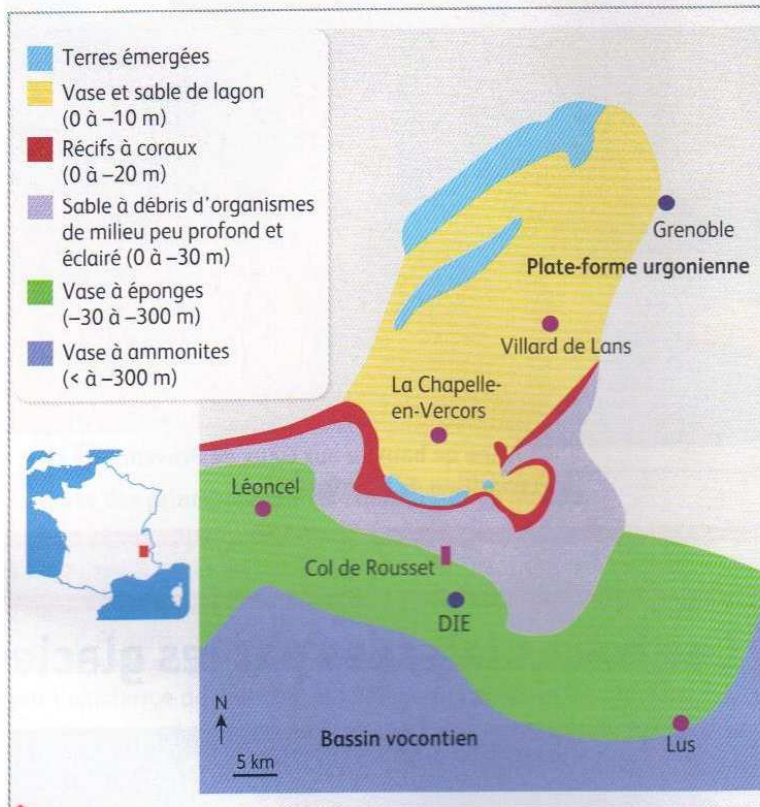
Le fossile de *Lepidodendron* est une empreinte de tronc montrant des cicatrices, appelées coussinets foliaires, laissées par les feuilles après leur chute. Les *Lepidodendron* du Carbonifère ressemblent à certaines fougères arborescentes actuelles que l'on trouve dans les régions chaudes et humides (Nouvelle Calédonie, Réunion ...). On y voit les mêmes cicatrices foliaires sur les troncs fossiles.

Le principe d'actualisme appliqué aux êtres vivants suppose que les espèces fossiles vivaient dans des conditions écologiques semblables à celles dans lesquelles vivent des espèces actuelles qui leur sont proches. Ainsi, l'application de ce principe permet d'affirmer que le climat régnant en France au Carbonifère était de type chaud et humide, comme celui des zones tropicales actuelles.

2 Calcaires urgoniens et récifs coralliens

▸ Les calcaires urgoniens (Crétacé inférieur, 115 Ma) constituent l'ossature de nombreux massifs du Sud-Est de la France. Ces roches sédimentaires ont livré de nombreux fossiles (**polypiers** et autres organismes) permettant de reconstituer les **paléoenvironnements**.

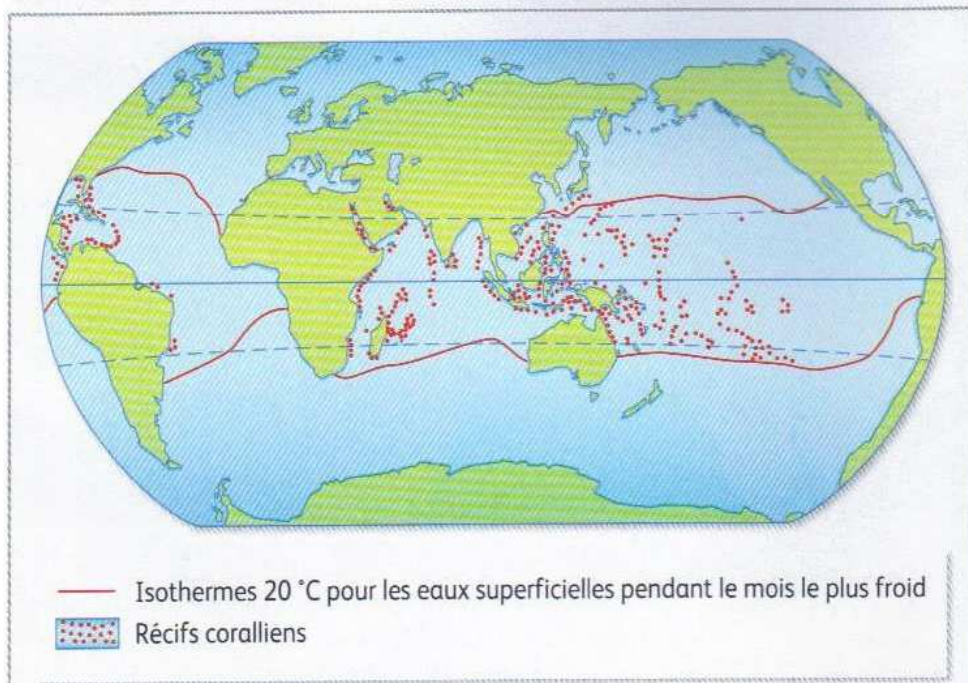
▸ Les récifs coralliens actuels sont des constructions calcaires (CaCO_3) dues à des animaux marins regroupés sous le terme de « corail » et vivant en colonies. Ces organismes hébergent des algues microscopiques réalisant la photosynthèse. Le corail se développe dans les mers chaudes (26°C), limpides, bien oxygénées et peu profondes délimitant un espace entre le littoral et le récif appelé lagon.



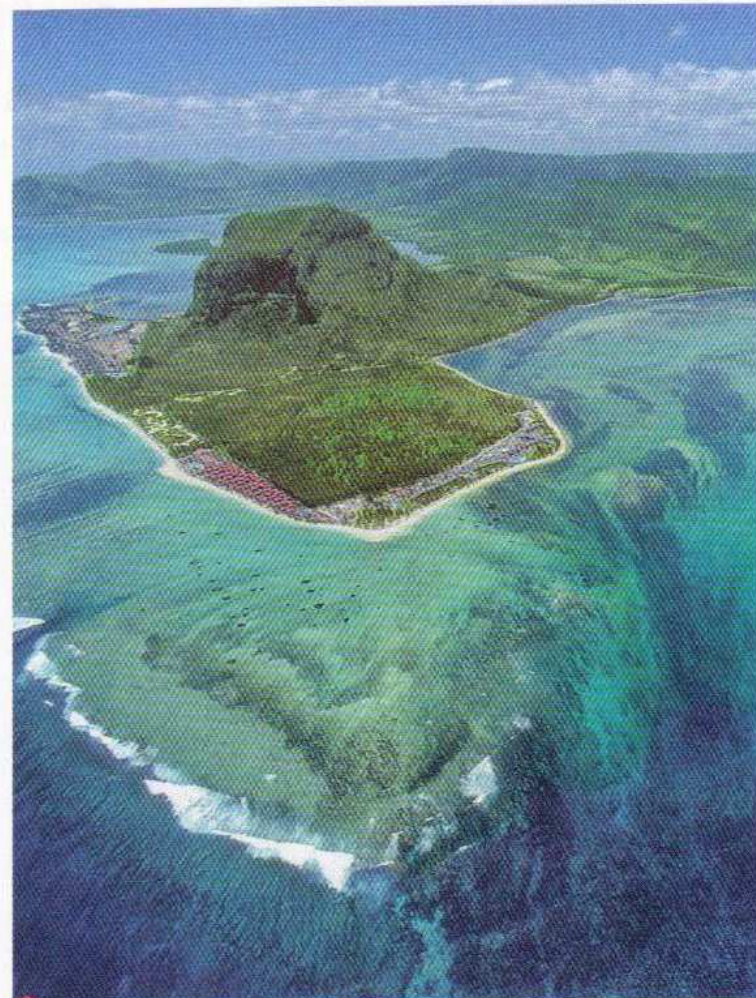
a Reconstitution de la paléogéographie au Crétacé inférieur (d'après H. ARNAUD).



b Polypiers fossiles 1 dans du calcaire urgonien et polypiers actuels 2.



c Carte de répartition des principaux récifs coralliens actuels dans le monde.



d Île Maurice et sa barrière de corail.
 Le lagon est la zone peu profonde comprise entre les terres émergées et le récif; au-delà, la profondeur de l'océan augmente rapidement.

Climat au Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France

Les polypiers du Crétacé inférieur (115 Ma) montrent des formes cylindriques avec des ramifications comparables aux coraux branchus actuels.

L'application du principe d'actualisme permet d'affirmer qu'ils vivaient dans des milieux comparables. La reconstitution paléogéographique au Crétacé inférieur montre que le Sud-Ouest de Grenoble (plateforme urgonienne) correspondait à un environnement de type lagon en bordure de terres émergées au Nord. Ce lagon, peu profond, était fermé au Sud par une barrière récifale. Encore plus au Sud, les vases à éponges et à Ammonites témoignent d'un milieu océanique de plus en plus profond. Le Sud-Est de la France devait ressembler aux environnements récifaux actuels.

Or, les coraux actuels sont des organismes bâtisseurs qui vivent en colonie dans des eaux tropicales peu profondes (pour permettre la photosynthèse des algues Zooxantelles qui vivent dans leurs tissus) et chaudes. De telles conditions sont réunies actuellement dans les zones tropicales.

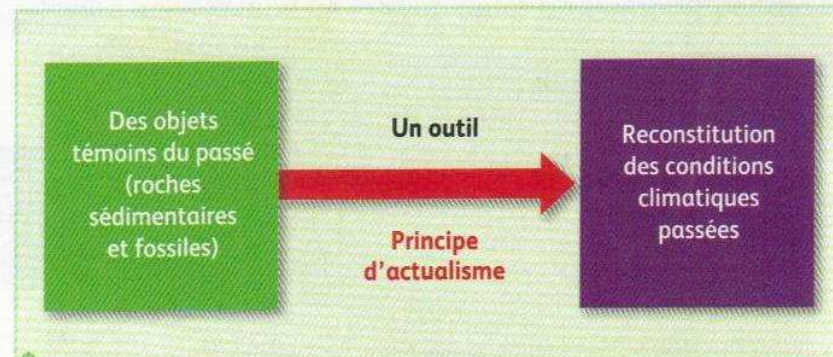
Au Crétacé inférieur, le Sud-Est de la France était donc soumis à un climat tropical.

Conclusion

Les fossiles permettent de reconstituer des paléoenvironnements. Certains fossiles sont des restes d'organismes proches d'organismes actuels, comme les coraux ou les fougères arborescentes, et vivant sous des conditions climatiques bien particulières. De tels fossiles sont de bons indicateurs des conditions climatiques passées.

Bilan

▸ Les fossiles peuvent aussi être de bons indicateurs des conditions climatiques passées : le charbon se forme plutôt sous un climat équatorial permettant le développement de forêts denses et les coraux sont des témoins de mers chaudes (→ **ACTIVITÉ 4**).

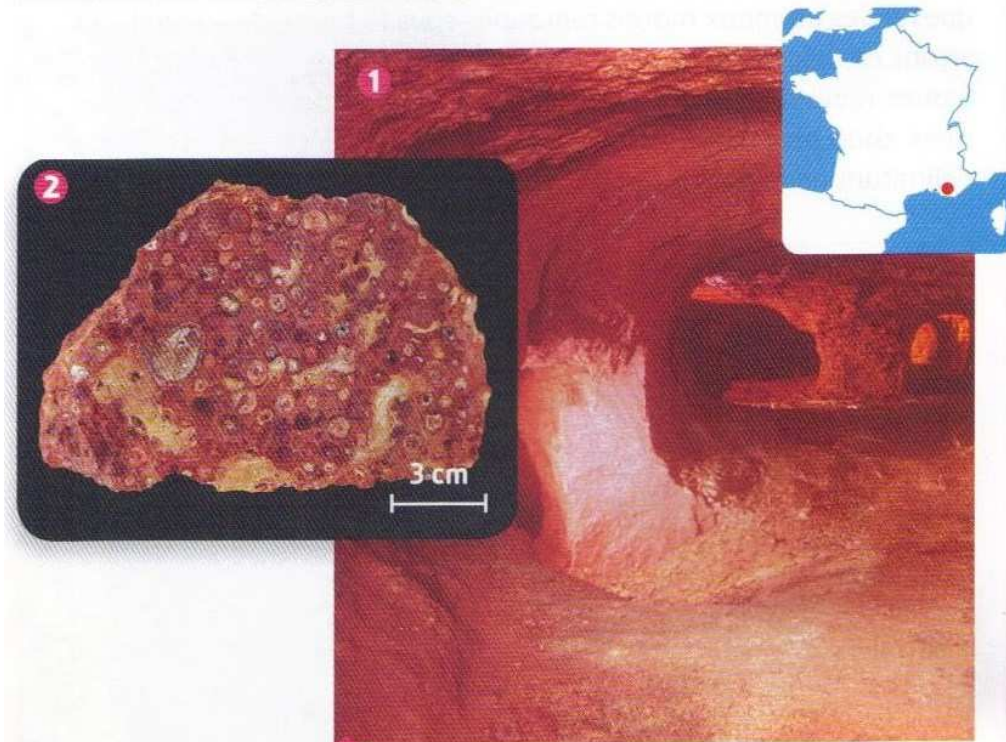


3 Le climat révélé par les roches sédimentaires.

- V - Roches sédimentaires et climats du passé

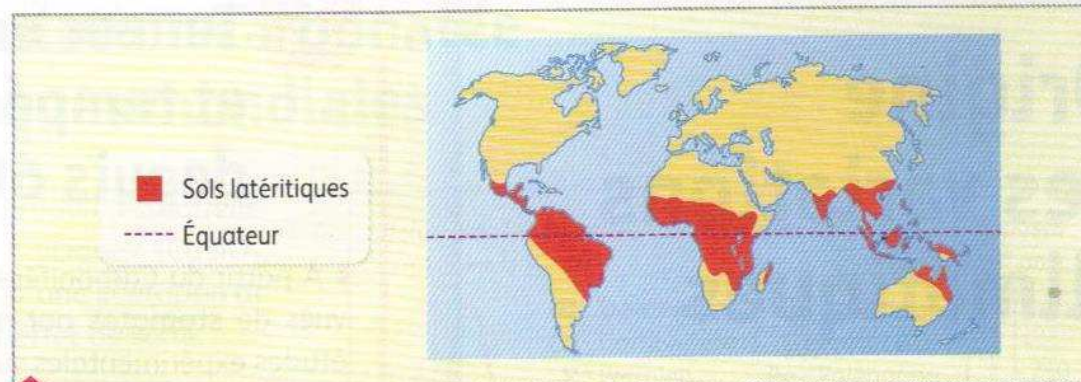
1 Bauxites provençales et latérites tropicales

► La bauxite est un **minerai** d'aluminium plus ou moins riche en fer, découvert en 1821 aux Baux de Provence. Dans cette localité, le minerai, riche en oxyde d'aluminium (Al_2O_3), se présente sous forme de poches formées dans des calcaires altérés.

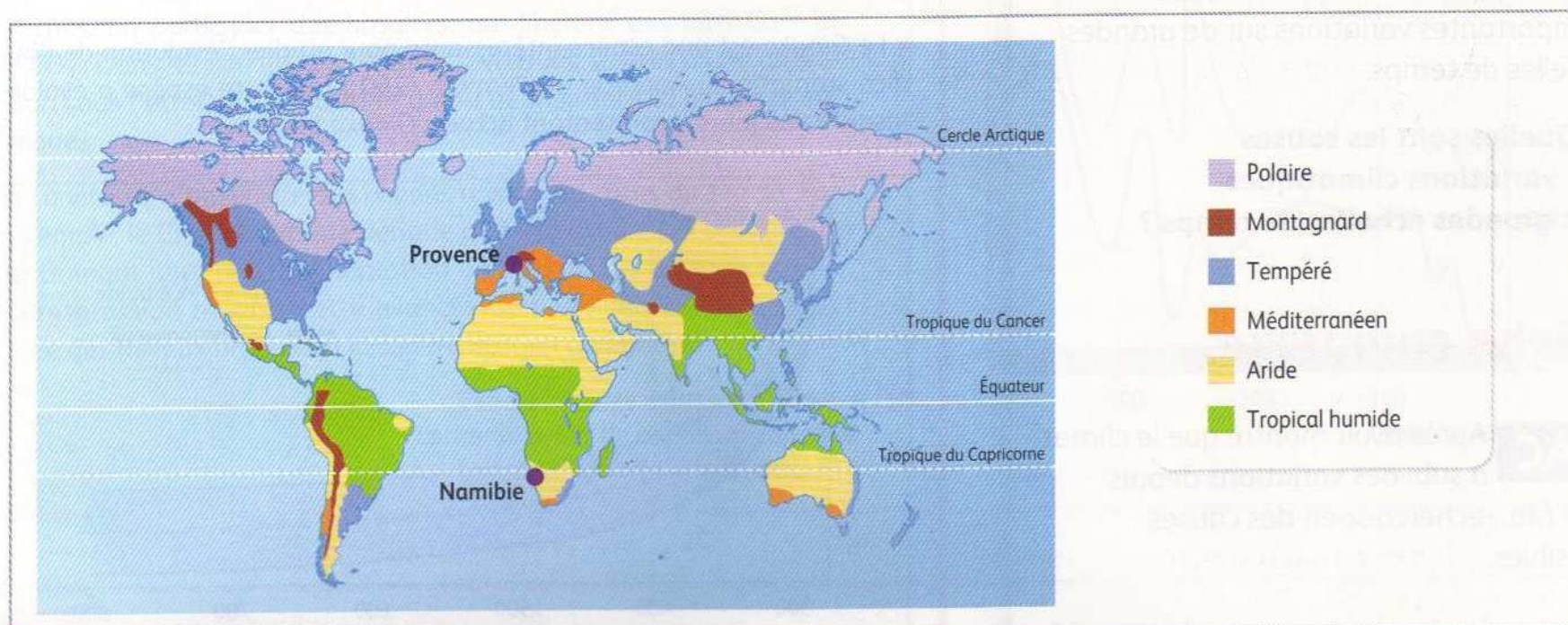


a Mine de bauxite aux Baux de Provence 1 et échantillon de bauxite 2.

► Les roches silicatées s'altèrent par hydrolyse : en présence d'eau, les éléments chimiques constitutifs des minéraux de ces roches sont lessivés (silice, Ca, Mg, K, Na) tandis que d'autres comme le fer et l'aluminium, moins solubles, ont tendance à rester sur place. Ils participent à la formation d'argiles ou précipitent sous forme d'hydroxydes. Les sols rouges qui en résultent sont des **latérites**.



b Carte de répartition des sols latéritiques dans le monde actuellement.



c Carte des principales zones climatiques du monde.

Mise en évidence d'une variation climatique en Provence

La Provence se trouve actuellement sous un climat méditerranéen.

Les formations latéritiques actuelles sont localisées dans la zone intertropicale. La comparaison de la carte de répartition des sols latéritiques actuels avec la carte des zones climatiques du monde montre que les latérites se forment sous un climat tropical humide.

La bauxite résulte d'un long processus d'altération de roches silicatées sous l'action de l'eau en climat tropical. L'hydrolyse des minéraux libère de la silice et des ions (Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} ...) qui subissent un lessivage alors que les éléments moins solubles (fer, aluminium) s'accumulent sur place. Ces derniers constituent des hydroxydes de fer ou d'aluminium, comme la bauxite.

Les bauxites provençales reposent sur une surface d'érosion de type karstique entamant aussi bien le Crétacé inférieur que le Jurassique moyen.

L'ensemble de ces données montre que le climat régnant en France à la fin de l'ère Secondaire était de type tropical humide, donc très différent du climat actuel.

2 Les traces laissées par les glaciers



a Glacier alpin et ses moraines.

▶ À l'échelle du globe, les périodes froides sont caractérisées par l'existence de calottes glaciaires aux pôles et de glaciers en montagne. L'érosion glaciaire est essentiellement mécanique. La glace érode, polit et transporte des éléments de toutes tailles qui se déposent au front du glacier (moraine frontale) ou sur ses côtés (moraines latérales).

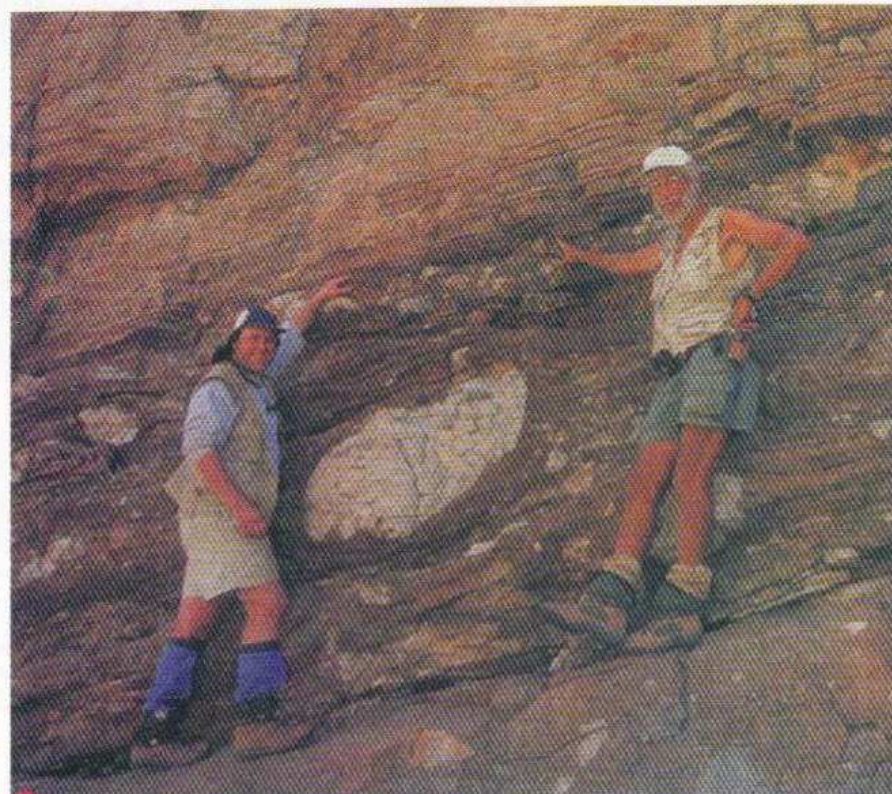


b «Ice rafted debris» inclus dans un sédiment marin

(Protérozoïque, Namibie).

Les blocs inclus dans les sédiments ont été transportés par des icebergs puis ont chuté dans le fond de l'océan lorsque les icebergs ont fondu.

▶ Sur la côte ouest de la Namibie au Sud-Ouest de l'Afrique, des affleurements très anciens (Protérozoïque, 600 Ma) montrent un empilement de roches sédimentaires. Les géologues pensent que le niveau carbonaté n'a pu se déposer que dans des eaux chaudes.



c Tillites surmontées d'un niveau calcaire (600 Ma, Namibie).

Les deux géologues posent une main sur la limite entre le niveau carbonaté et la tillite.

Mise en évidence d'une variation climatique en Namibie

La Namibie se trouve actuellement sous un climat aride.

Dans les régions montagneuses ou polaires, les glaciers érodent les reliefs d'une façon spécifique. Les vallées glaciaires ont un profil transversal en « U », les roches sont polies et striées sous l'action de la glace et des matériaux qu'elle transporte. Ces matériaux s'accumulent au front du glacier et sur les côtés pour constituer des moraines, c'est-à-dire des amas de roches de toutes tailles, souvent anguleuses.

Les documents 2b et 2c montrent deux niveaux sédimentaires datant du Protérozoïque en Namibie. Le document 2b montre des « ice rafted debris » : ce sont des blocs rocheux libérés par la fonte d'icebergs en mer et qui témoignent de la proximité de glaciers. On voit que les couches de sédiments fins ont été déformées par la chute d'un bloc anguleux.

Sur le document 2c, on observe une couche d'aspect hétérogène incluant des blocs de tailles variées. L'ensemble présente les caractères d'une ancienne moraine ayant été consolidée (tillite). Elle est surmontée par un niveau carbonaté dû à une sédimentation dans des eaux chaudes.

Ces deux observations prouvent que le climat en Namibie, bien qu'actuellement aride, a été de type glaciaire puis chaud au Protérozoïque.

Conclusion

Si l'on suppose que les conditions de formation des roches sédimentaires dans le passé sont les mêmes qu'aujourd'hui (principe d'actualisme), alors ces roches nous permettent de retrouver les conditions de leur formation. Cette méthode permet au géologue, à partir de certaines roches sédimentaires, de reconstituer les conditions climatiques passées.

Bilan

1. Des roches témoins de climats anciens

▶ Étant formées à la surface du globe, les roches sédimentaires peuvent conserver des indices des conditions climatiques qui régnaient au moment de leur formation. En supposant que les conditions climatiques actuelles laissent des traces sur les roches sédimentaires semblables à celles qu'elles laissent dans le passé, l'étude de ces roches sédimentaires anciennes permet de reconstituer les **paléoclimats** selon le principe d'actualisme

▶ Ainsi, les sols latéritiques et la bauxite sont la conséquence d'une altération sous un climat tropical, alors que les moraines et les tillites résultent d'une érosion glaciaire, sous un climat froid

- VI - Origine des variations climatiques

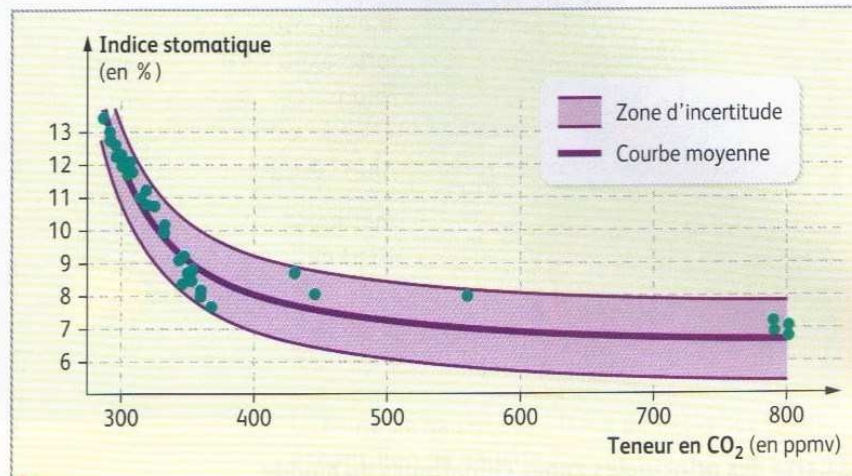
1 Teneur en CO₂ et température mondiale depuis 600 millions d'années

▶ À partir du Carbonifère (300 Ma), les feuilles des végétaux sont pourvues de **stomates** par où se font les échanges gazeux avec l'air. Les études expérimentales sur les végétaux actuels cultivés sous atmosphère contrôlée montrent que l'**indice stomatique** dépend de la teneur en CO₂ de l'air.

▶ Le *Gingko* est une espèce intéressante pour étudier l'évolution de l'indice stomatique. Apparue au Permien (260 Ma), cette espèce a évolué jusqu'à nos jours (représentant actuel : *Gingko biloba*).

Espèces	Âge	Indice stomatique
<i>Gingko biloba</i>	actuel	9,3
<i>Gingko obrutschewii</i>	200 Ma	6,7

b Indice stomatique de feuilles de *Gingko* d'âges différents.



a Relation entre indice stomatique et teneur en CO₂ pour le *Gingko biloba*.

Détermination des teneurs en CO₂ atmosphérique actuelle et passée (200 Ma) à partir des indices stomatiques des feuilles de Ginkgo

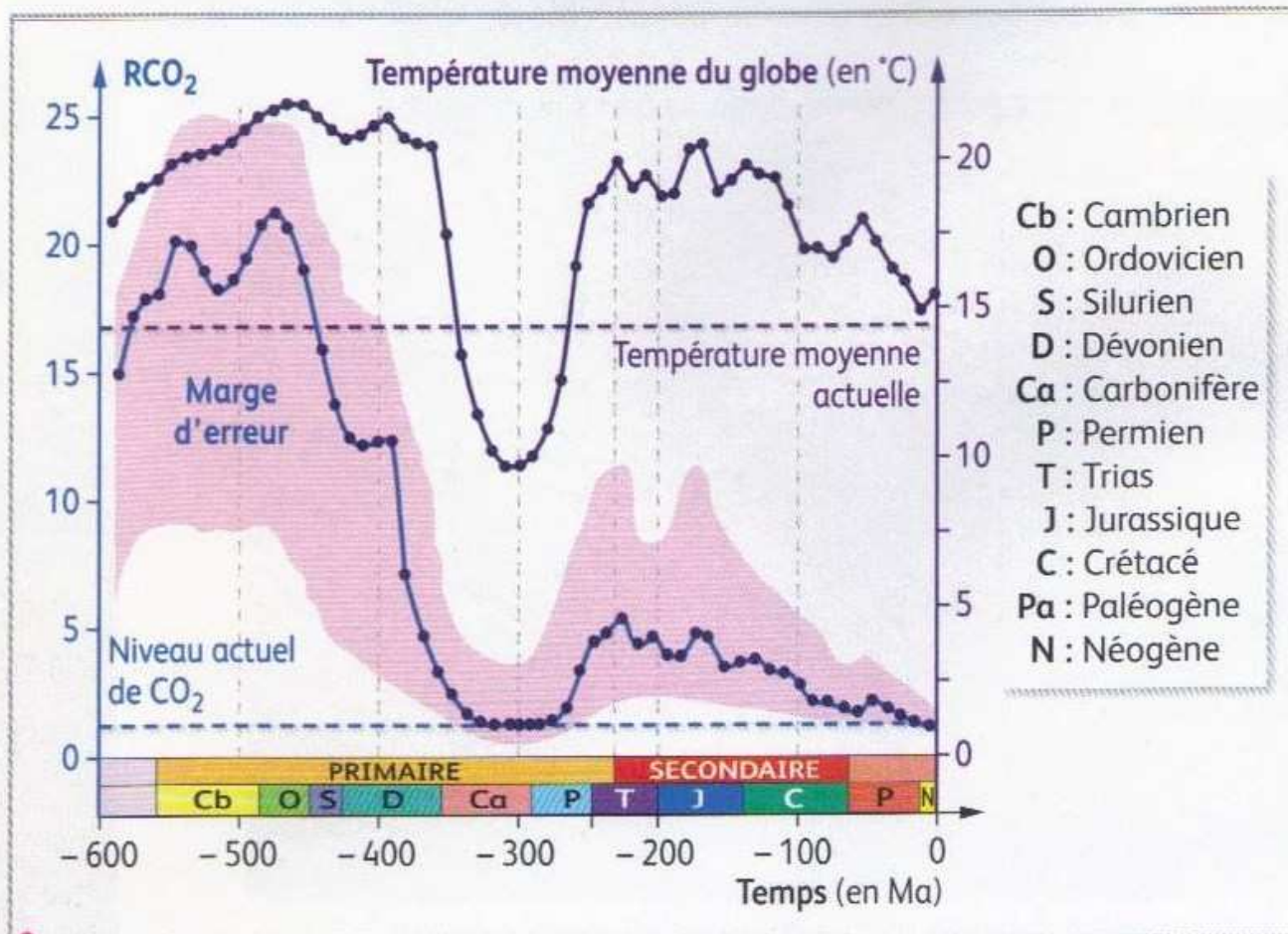
La méthode présentée permet de déterminer la concentration atmosphérique en CO₂ à partir de feuilles de végétaux chlorophylliens. Elle repose sur le constat suivant, établi à partir de végétaux cultivés sous atmosphère contrôlée : plus l'air est riche en CO₂, plus l'indice stomatique est faible. A partir de l'indice stomatique d'une feuille fossile, il est donc possible d'évaluer la teneur en CO₂ atmosphérique à une époque donnée.

Cependant, le graphique montre que plus la teneur en CO₂ est élevée, plus la zone d'incertitude est élevée ce qui rend les mesures approximatives lorsque l'indice stomatique est faible.

On peut déterminer la teneur en CO₂ à partir des indices stomatiques de deux espèces de Ginkgo données dans le tableau suivant :

Espèces	Age	Indice stomatique	Teneur en CO ₂ déterminée graphiquement
Ginkgo biloba	actuel	9,3	350 ppmv
Ginkgo obrutschewii	200 Ma	6,7	800 ppmv

Aux incertitudes de mesures près, on constate que la teneur en CO₂ était beaucoup plus élevée il y a 200 Ma qu'actuellement. L'effet de serre devait être très important et la température moyenne plus élevée qu'aujourd'hui.



C Évolution conjointe de la teneur en CO₂ (atmosphère et hydrosphère) et de la température moyenne depuis 600 Ma.

$RCO_2 = \text{masse de CO}_2 \text{ atmosphérique au temps } t / \text{masse de CO}_2 \text{ atmosphérique actuelle (390 ppmv)}$.

Relation entre la teneur en CO₂ atmosphérique et la température moyenne du globe

Les sédimentologues ont pu établir un modèle de l'évolution de la teneur en CO₂ atmosphérique depuis 600 Ma. Le rapport RCO₂ montre que, depuis 600 Ma, la quantité de CO₂ atmosphérique a globalement diminué puisqu'au début du phanérozoïque, elle était 20 fois supérieure à la quantité actuelle. Cette décroissance globale s'est faite de façon irrégulière avec des oscillations plus ou moins marquées. Par exemple, au Carbonifère (300 Ma), la concentration en CO₂ atmosphérique était aussi faible qu'actuellement. De plus, la température de l'atmosphère a connu aussi des variations significatives au cours des derniers 600 Ma. Elle semble évoluer conjointement avec la teneur en CO₂ atmosphérique et le Carbonifère correspond à une période froide. Ce graphique illustre le rôle majeur joué par le CO₂ comme gaz à effet de serre.

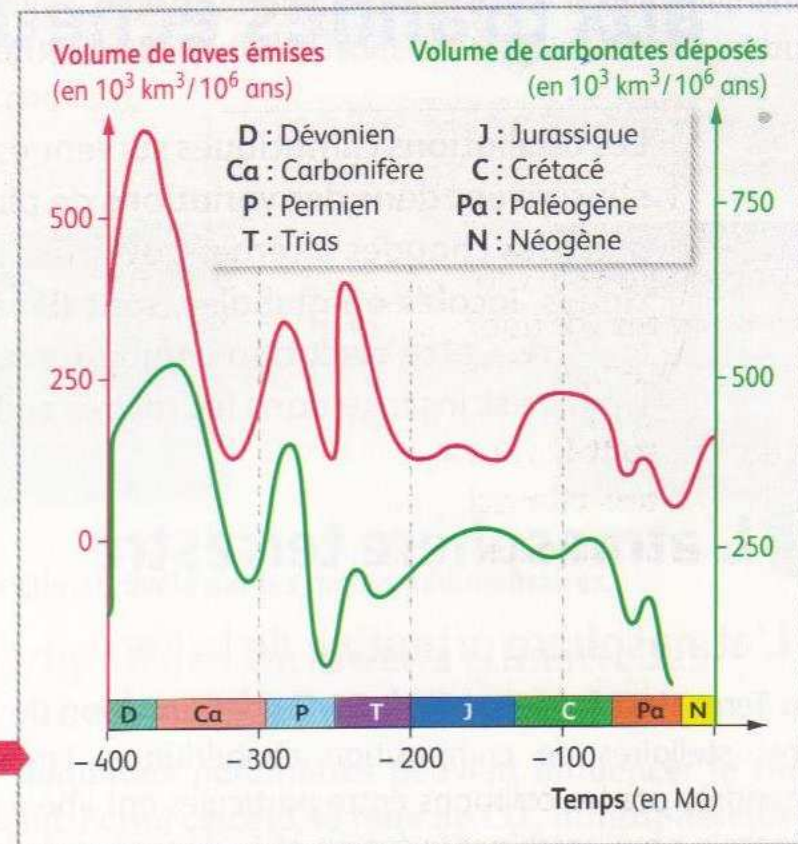
2 Volcanisme, sédimentation carbonatée et variations climatiques mondiales

▶ À la surface du globe, l'activité volcanique produit essentiellement des basaltes, roches riches en silicates calciques (CaSiO_3 , $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Le volcanisme s'accompagne aussi d'une libération de CO_2 dans l'atmosphère avec augmentation de l'effet de serre.

▶ Sur les continents, une température élevée et des eaux de ruissellement riches en CO_2 (donc acides) favorisent l'altération des roches, en particulier des basaltes, qui libèrent des ions Ca^{2+} et HCO_3^- . Dans les océans, les basaltes sont aussi soumis à une altération sous l'effet de l'infiltration d'eau de mer dans la croûte océanique.

▶ La vitesse d'ouverture des océans a varié au cours du temps. Par exemple, le Crétacé est une période de forte expansion océanique, entraînant ainsi une augmentation du volume des dorsales et une **transgression** marine. Cette avancée de l'eau vers les continents crée des milieux propices à la sédimentation carbonatée.

Estimation des volumes de roches carbonatées et de roches volcaniques produits depuis 600 Ma.



Lien entre la vitesse d'expansion des océans et l'importance de la sédimentation carbonatée

Le document met en parallèle l'activité volcanique et le volume de la sédimentation carbonatée au cours des derniers 500 Ma. Les 2 courbes sont très similaires ce qui laisse supposer l'existence d'un couplage entre ces deux manifestations.

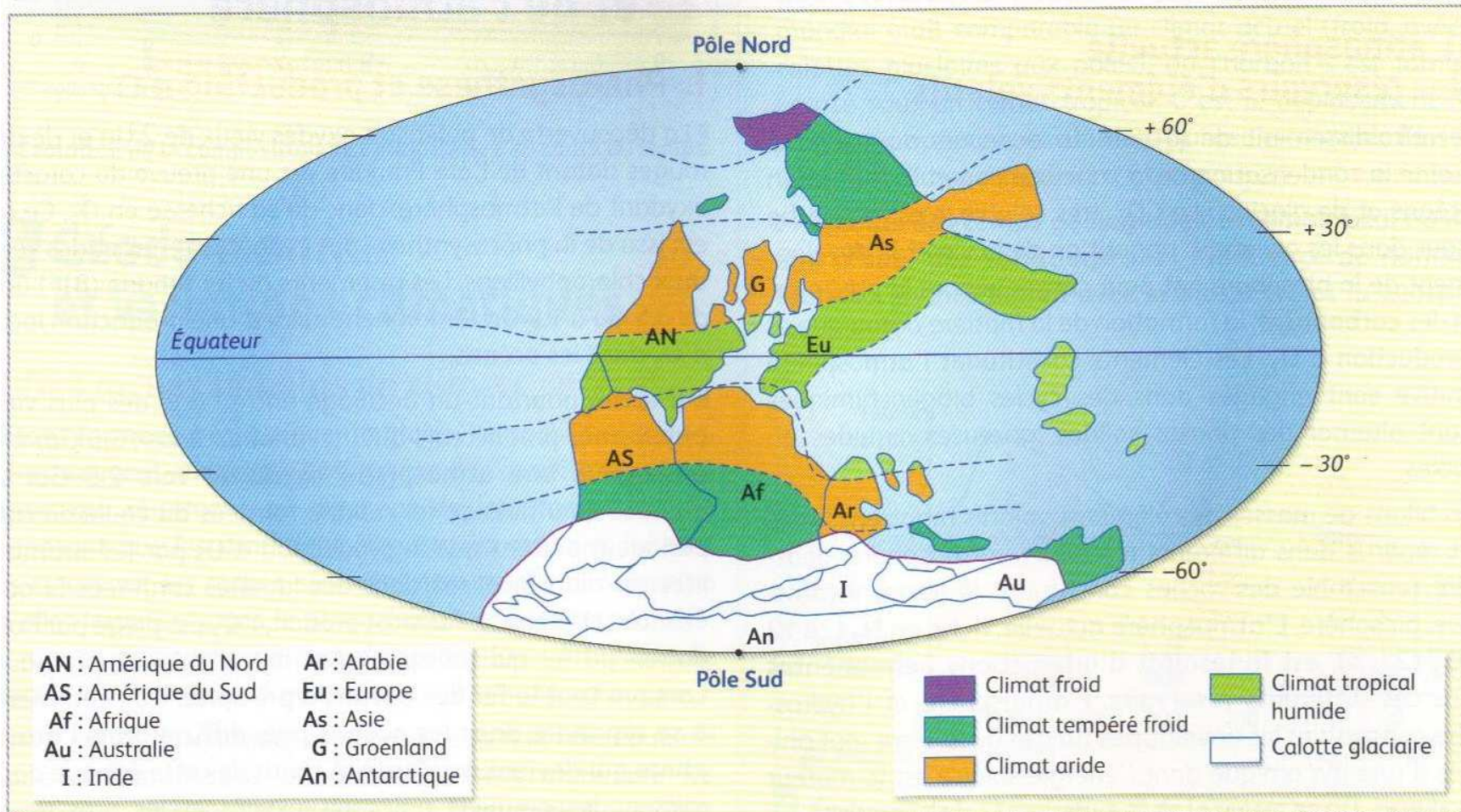
L'activité volcanique entraîne la formation de basaltes et une libération importante de CO_2 . Sur les continents, l'eau de pluie chargée en CO_2 augmente l'altération des roches silicatées et carbonatées, d'autant plus rapidement que la température est élevée, avec libération d'ions Ca^{2+} et HCO_3^- qui seront lessivés. Dans les océans, le métamorphisme hydrothermal des basaltes entraîne aussi une libération de Ca^{2+} . Cet afflux d'ions Ca^{2+} vers les océans favorise le développement d'organismes à test calcaire et la sédimentation carbonatée.

Le CO_2 , qui détermine largement la température moyenne à la surface du globe, est un facteur de couplage entre le volcanisme et la sédimentation carbonatée.

3 Position des continents et variations climatiques locales

► L'étude du paléomagnétisme permet de connaître la position des continents à une époque donnée et de reconstituer leurs déplacements au cours du temps.

► Les roches sédimentaires et les fossiles apportent des informations sur les conditions climatiques passées. Les corrélations existant entre les différents continents permettent d'établir des cartes paléo-climatiques à l'échelle mondiale.



Répartition des continents et des zones climatiques au Carbonifère supérieur (300 Ma).

Caractéristiques du climat mondial au Carbonifère

Au Carbonifère, tous les continents étaient réunis. Les roches sédimentaires, en fournissant des informations sur les conditions climatiques, montrent que l'Inde et l'Afrique étaient recouverts de calottes glaciaires alors qu'un climat chaud et humide régnait en Europe et en Amérique. La présence de calottes glaciaires aux pôles montre que le climat du Carbonifère, à l'échelle du globe, était semblable au climat actuel, c'est-à-dire globalement froid. Cependant, le document montre aussi que le climat en Europe était de type tropical humide (période de formation du charbon), ce qui n'est pas le cas actuellement. Ainsi, le climat de la planète au Carbonifère était semblable au climat actuel, alors que les conditions climatiques locales en Europe étaient très différentes des conditions actuelles. C'est le déplacement des continents européen et américain vers le Nord qui explique les variations climatiques constatées en ces lieux.

Conclusion

L'ensemble de ces documents montre que les roches sédimentaires portent les traces des variations climatiques passées qui peuvent locales ou mondiales. L'origine de ces variations est liée aux fluctuations du taux de CO₂ atmosphérique, responsable d'un effet de serre plus ou moins marqué. Ce taux de CO₂ est lui-même influencé par des mécanismes variés tels que le volcanisme, l'altération des carbonates, le piégeage de la matière organique... La dynamique de la lithosphère a donc eu des conséquences sur les variations climatiques passées.

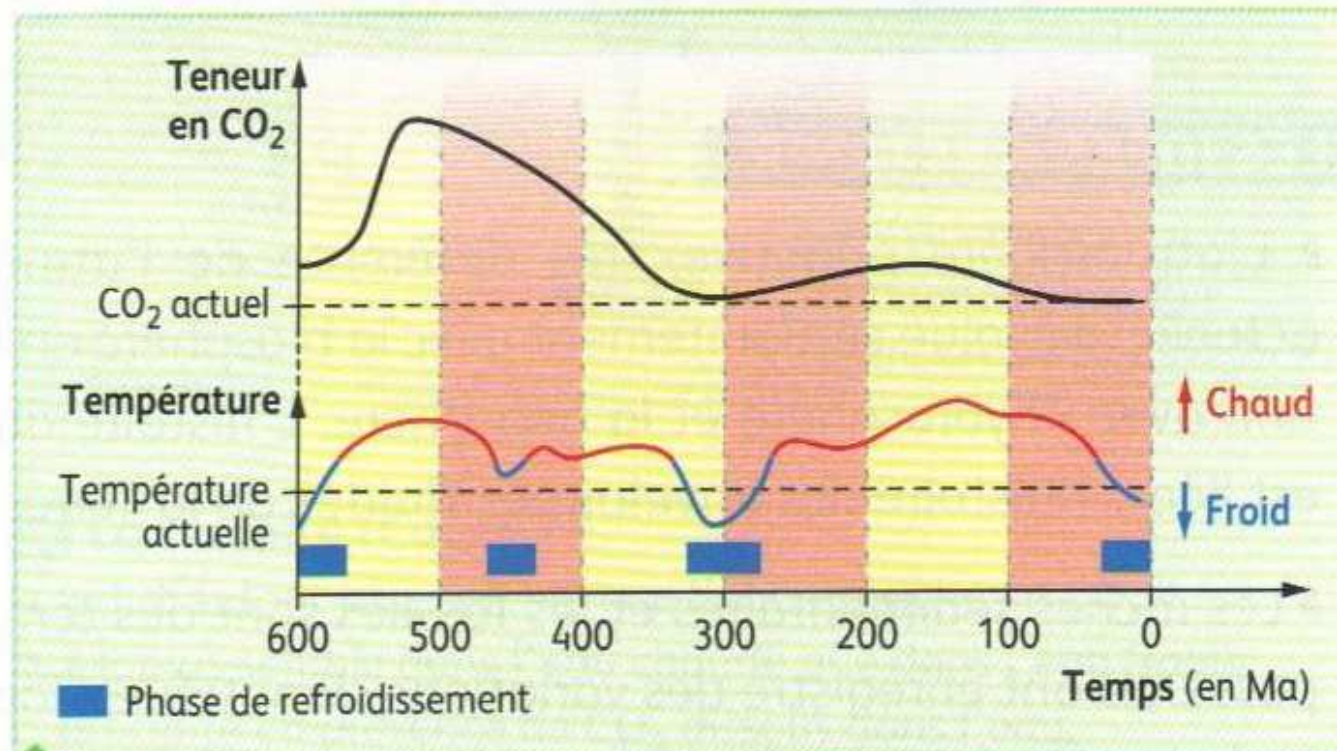
Bilan

2. Origine des variations climatiques aux grandes échelles de temps

► De nombreux paramètres peuvent influencer le climat mondial. Parmi ceux-là, le taux de CO_2 atmosphérique est un facteur essentiel qui détermine la température à la surface du globe. Les périodes d'intense activité volcanique sont aussi les périodes de forte production de CO_2 , d'une élévation de la température moyenne du globe par effet de serre et d'une augmentation de l'altération des silicates. L'afflux d'ions Ca^{2+} issus de l'altération des roches volcaniques est à l'origine d'une augmentation de la sédimentation carbonatée

► Si la dynamique de la lithosphère a une influence sur le climat mondial, elle est aussi la cause de variations climatiques locales. Au Carbonifère (300 Ma), alors que le climat mondial était comparable au climat actuel (froid, avec des calottes glaciaires aux pôles), du charbon s'est formé en France sous un climat tropical. C'est le déplacement de la plaque européenne vers le Nord qui est la cause de l'installation d'un climat tempéré en France

► Au cours des temps géologiques, le climat local ou mondial a subi des variations sous l'influence de nombreux facteurs en interaction avec la biosphère et la géosphère



4 Évolution de la température et de la teneur en CO₂ depuis 600 Ma.

Ère	Période	Epoque	Etage	Age (en Ma)			
Cénozoïque	Quaternaire	Holocène		0			
		Pléistocène		-0,01			
	Tertiaire	Néogène	Pliocène	Sup.	Gélacien	-1,8	
				Moy.	Plaisancien	-3,4	
				Inf.	Zancléen	-5,3	
		Miocène	Néogène	Miocène	Sup.	Messinien	-6,5
						Tortonien	-11
					Moy.	Serravallien	-14,5
						Langhien	-16
						Burdigalien	-20
						Aquitancien	-23,5
						Chattien	-28
	Paléogène	Paléogène	Oligocène		-34		
			Eocène	Sup.	Priabonien	-37	
				Moy.	Bartonien	-40	
					Lutétien	-46	
				Yprésien	-53		
			Paléocène		Thanétien	-59	
				Danien	-65		
	Mésozoïque ou secondaire	Crétacé	Supérieur	Maastrichien	-72		
				Campanien	-83		
				Santonien	-87		
				Coniacien	-88		
Turonien				-91			
Cénomaniens				-96			
Inférieur			Albien	-108			
			Aptien	-114			
			Barrémien	-116			
			Hauterivien	-122			
		Valanginien	-130				
		Berriasien	-135				
		Jurassique	Supérieur	Tithonien	-141		
Kimméridgien				-146			
Moyen			Oxfordien	-154			
			Callovien	-160			
			Bathonien	-167			
Inférieur			Bajocien	-176			
			Aalénien	-180			
			Toarciens	-187			
			Pliensbachien	-194			
			Sinemurien	-201			
Trias		Supérieur	Hettangien	-205			
	Rhétien		-220				
	Norien		-230				
	Moyen	Carnien	-235				
		Ladinien	-240				
		Anisien	-245				
Inférieur	Scythien	-245					

Cycle orogénique alpin



Dernière intrusion
 de la mer dans la région
 Transgression
 danienne
 Derniers dépôts
 d'âge Crétacé

Ere	Syst.	Série	Etage	Ma
CENOZOÏQUE	NEOGENE	PLIOCENE	STÉPHANOVIEN	3,75
			STÉPHANOVIEN	3,4
		MIOCENE	TORTONNIEN	11
			SERRAVALIEN	14,7
			BURDIGALIEN	15,8
			LAGUARIEN	20,3
			AQUITANIEN	23,5
		OLIGOCENE	CHATTIEN	28
			RUPELIEN	33,7
		EOCENE	PRABORIEN	37
BARTONIEN	40			
LUTETIEN	46			
PALEOGENE	PALEOCENE	YPRESIEN	46	
		THANETIEN	53	
	SELANDIEN	53		
	DANIEN	65		
	MAASTRICHTIEN	72		
CRETACE	SUPERIEUR	CAMPANIEN	83	
		SANTONIEN	86	
		CONIACIEN	86	
		TURONIEN	92	
		CENOMANIEN	96	
	INFERIEUR	ALBIEN	108	
		APTIEN	113	
		BARREMIEN	117	
		HAUTERVIEN	123	
		VALANGINIEN	131	
MESOZOÏQUE	JURASSIQUE	BERRIASIEN	135	
		TITHONIEN	141	
		KIMMERIDGIEN	146	
		OXFORDIEN	154	
		CALLOVIEN	160	
	DOGGER	BATHONIEN	164	
		BAJOCIEN	170	
		AALENIEN	175	
	LIAS	TOARCIEN	184	
		PLIENSBACHIEN	191	
TRIAS	SINEMURIEN	200		
	RHÉTANGIEN	203		
	RHETIEN	203		
	NORIEN	220		
	CARNIEN	230		
PALEOZOÏQUE	PERMIEN	LADINIEN	233	
		ANISIEN	240	
		OLENIEKIEN	240	
		INDUEN	250	
		CHANGHSINGIEN	250	
CISURALIEN	LOPINGIEN	250		
	WUCHIAPIGIEN	250		
	CAPTANIEN	250		
	WORDIEN	250		
	ROADIEN	250		
PROTEROZOÏQUE	ARCHEEEN	KUNGURIEN	250	
		ARTISSKIEN	250	
		SARMAURIEN	250	
		ASSELIEN	295	
		ASSELIEN	295	

Âges numériques (Ma) d'après G.S. Odin
 Couleurs des différentes unités
 d'après les données de la CCGM
 Mai 2002

Eon	Ere	Série	Etage	Ma	
PALEOZOÏQUE	CARBONIFERE	PENN-SYLVANIEN	GZHELIEN	295	
			KASMOVIEN	295	
			MOSCOVIEN	295	
		MISSISSIPIEN	BASHKIRIEN	325	
			SERPUKHOVIEN	325	
		DEVONIEN	SUPERIEUR	VISEEN	345
				TOURNAISIEN	355
			FAMENNIEN	370	
		SILURIEN	MOYEN	FRASNIEN	375
				GIVETIEN	380
EIFELIEN	390				
INFERIEUR	EMSIEN		400		
	PRAGUIEN		410		
ORDOVICIEN	SUPERIEUR	LOCHROVIEN	415		
		PRIDOLI	425		
	MOYEN	LUDFORDIEN	425		
		GORSTIEN	430		
		WENLOCK	435		
CAMBRIEN	SUPERIEUR	LLANDOVERY	435		
		LLANDOVERY	435		
	MOYEN	DARRWILIEN	455		
		TREMADOGIEN	465		
		INFERIEUR	TREMADOGIEN	500	
PROTEROZOÏQUE	NEO-PROTEROZOÏQUE	SUPERIEUR	540		
		MOYEN	540		
		INFERIEUR	540		
		NEOBOEÏI	540		
		CRYOGENIEN	540		
	MESO-PROTEROZOÏQUE	TONIEN	850		
		STENIEN	1000		
		ECTASIEN	1200		
		CALYMMIEN	1400		
		STATHERIEN	1600		
PALEO-PROTEROZOÏQUE	STATHERIEN	1800			
	CROSIEN	2050			
	RHYACIEN	2300			
	SIGIEN	2500			
	SIGIEN	2500			
ARCHEEEN	NEOARCHEEEN	2800			
	MESOARCHEEEN	3200			
	PALEOARCHEEEN	3200			
	EOARCHEEEN	3600			