

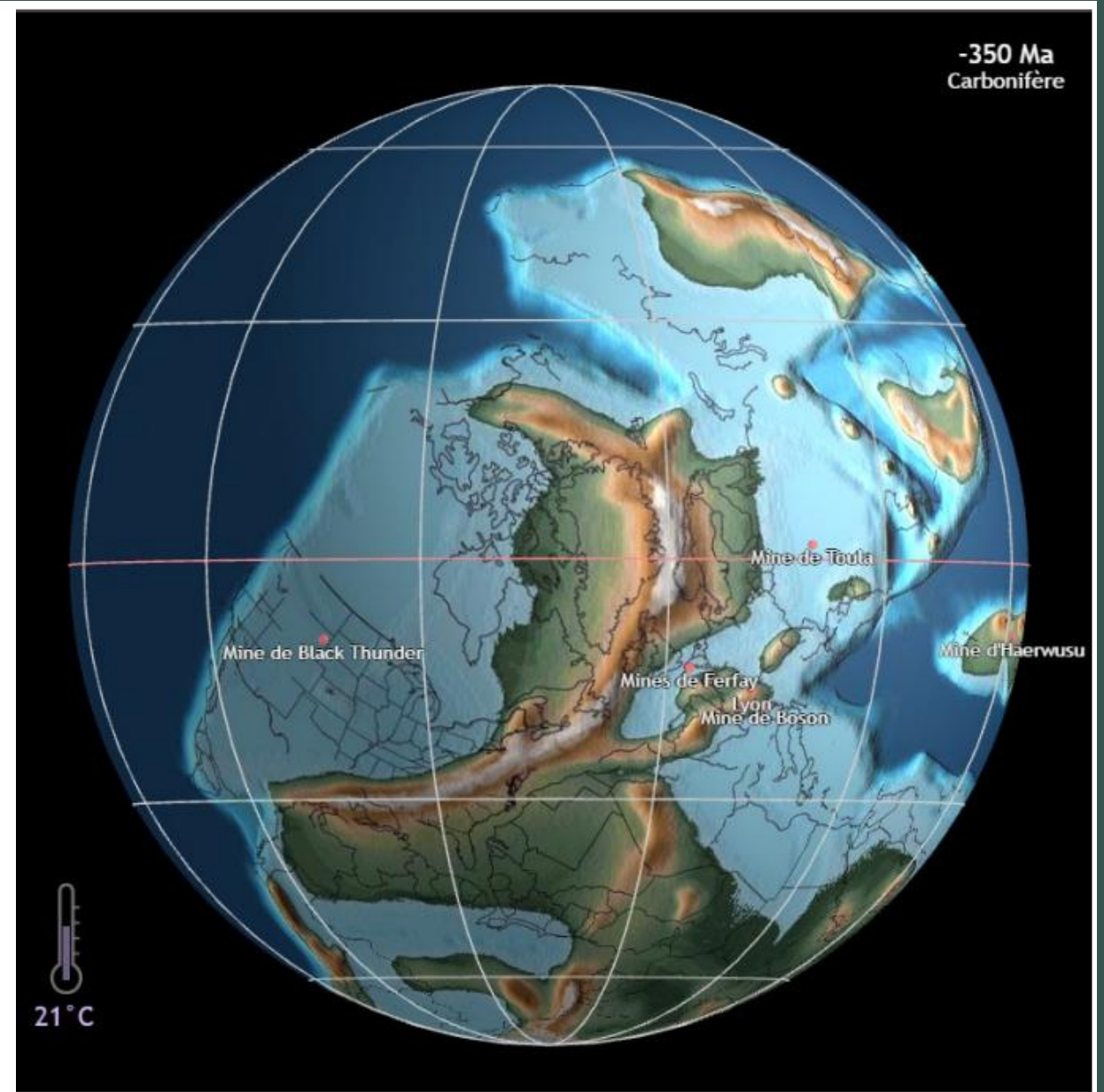
I – Le climat au Paléozoïque - La glaciation Carbonifère - Permien



Indices du refroidissement

Carbonifère inférieur (-350 Ma)

Formation de mines de charbon entre tropique du Capricorne et équateur. Température globale de la Terre : 21°C



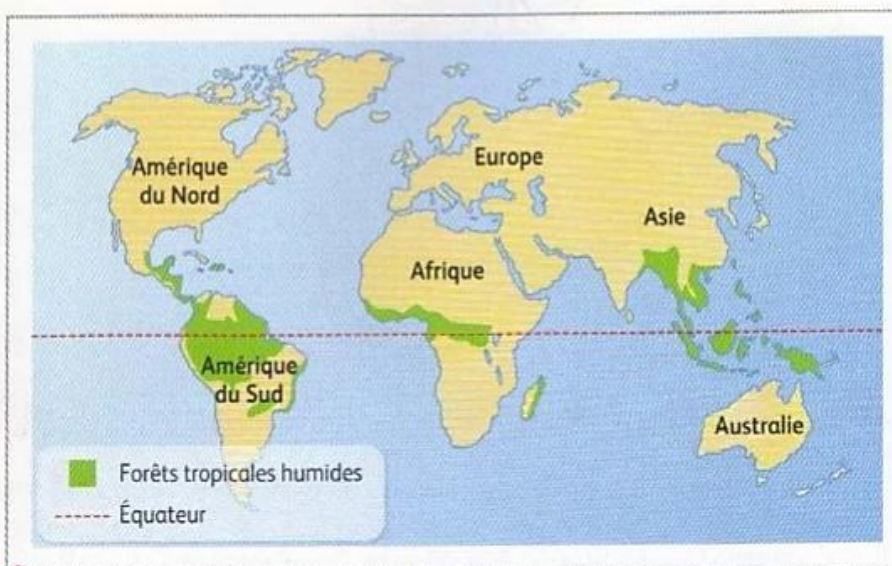
► L'essentiel du charbon exploité en France a livré de nombreux fossiles de fougères. Les troncs fossilisés indiquent qu'il s'agissait de **fougères arborescentes**.



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

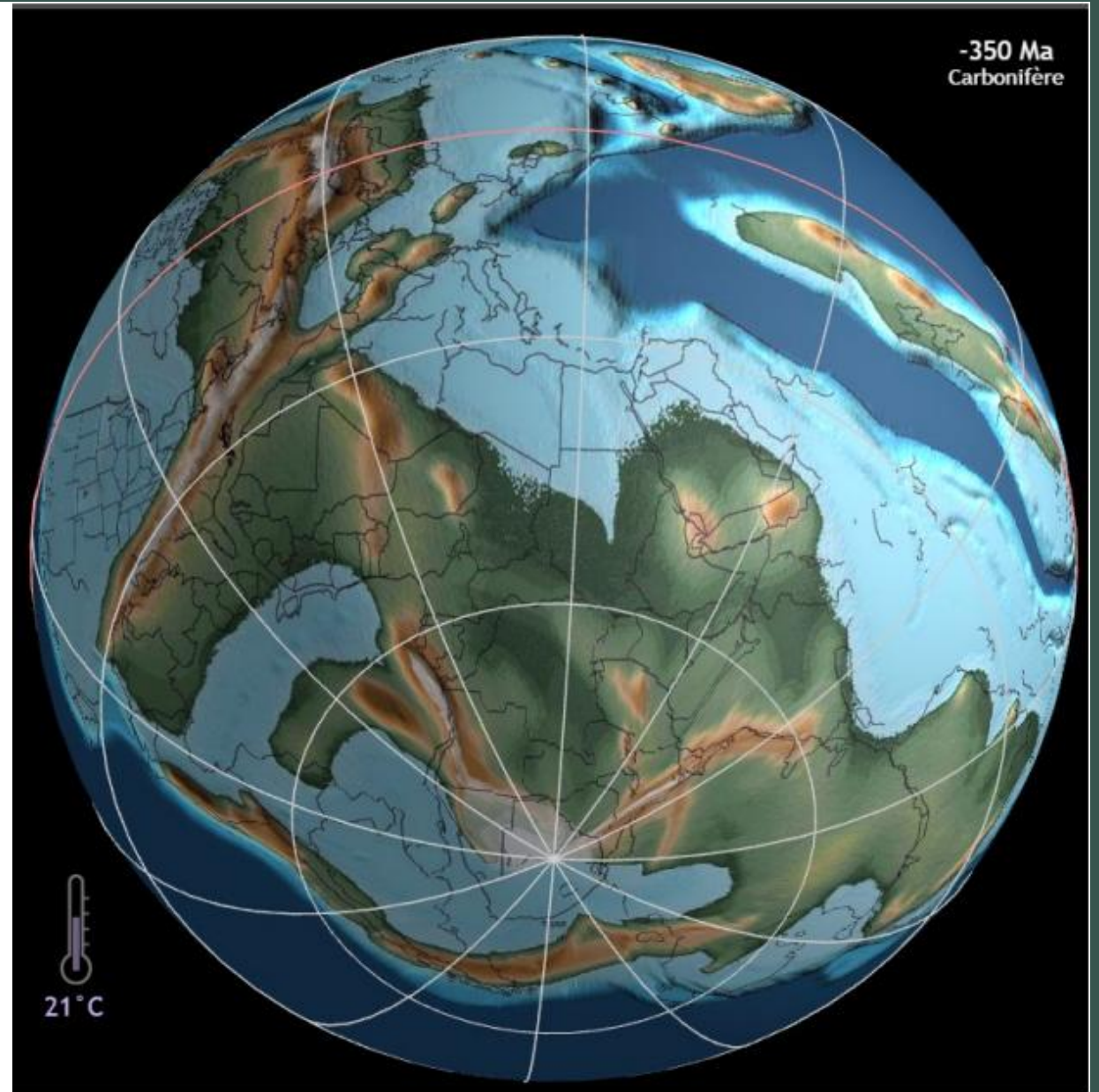
► Les fougères arborescentes constituent actuellement un groupe de végétaux chlorophylliens qui nécessitent la présence importante d'eau dans leur milieu pour assurer une partie de leur cycle de reproduction.

► 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.

Calotte glaciaire Antarctique :
pratiquement inexistante.

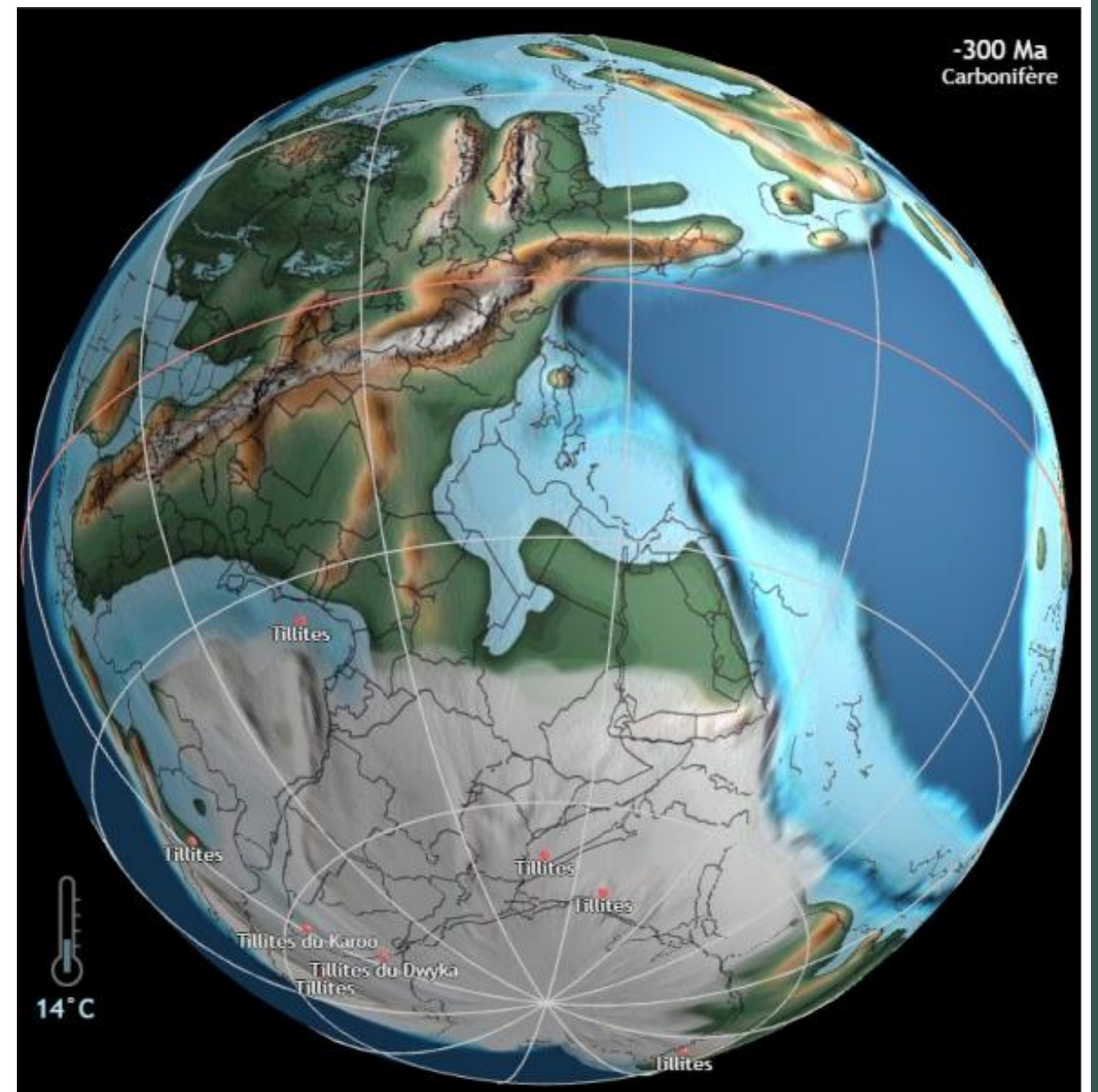


Carbonifère supérieur (-300 Ma)

Présence de tillites remontant jusqu'à - 34°N (proche du tropique du capricorne)

=> climat très froid avec calotte glaciaire développée dans l'hémisphère sud (Antarctique).

Le climat s'est donc fortement refroidi en 50 Ma.

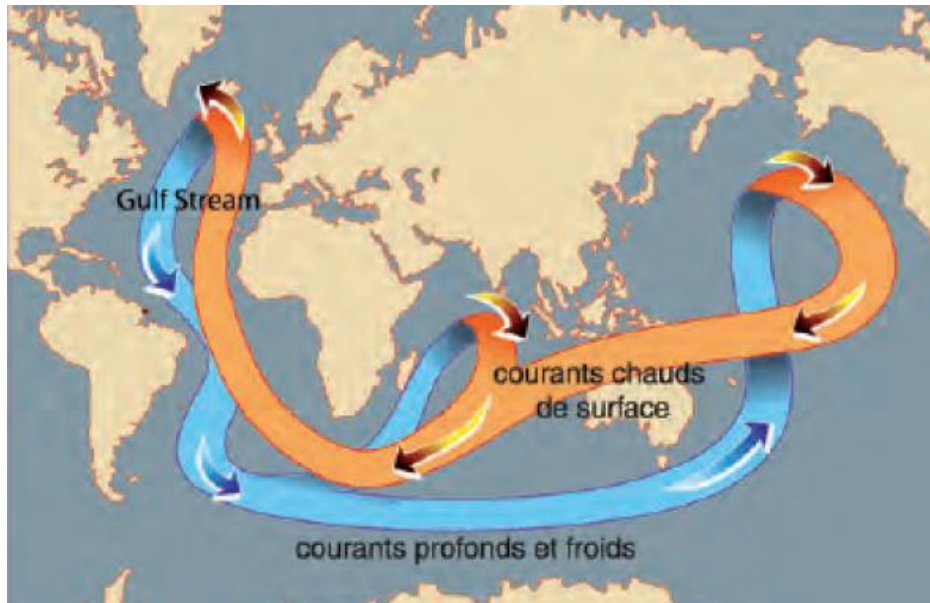


Causes du refroidissement

Tectonique des plaques et courants océaniques

Modifie la position des continents et la circulation océanique.

La réunion des continents au pôle Sud et la modification des courants a favorisé la formation de la calotte glaciaire.



Fin Carbonifère

-300 Ma

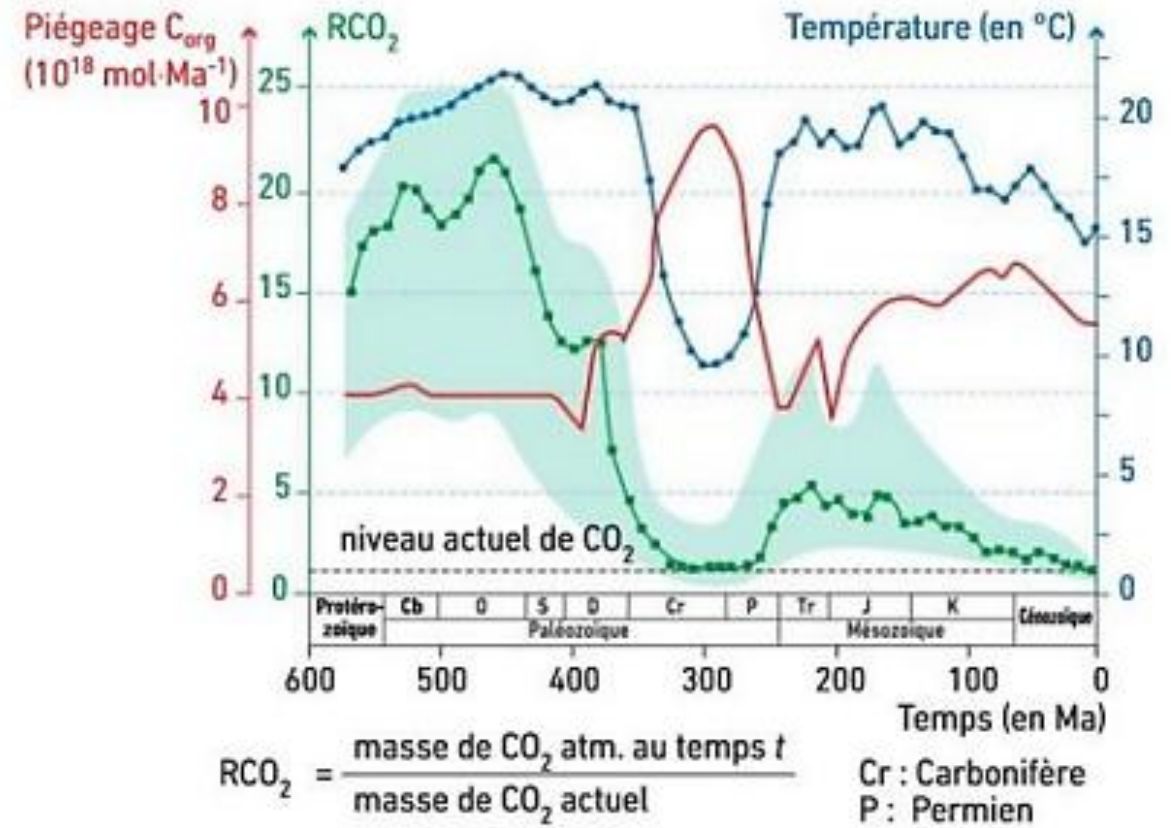


A Reconstitution paléogéographique de la fin du Carbonifère.

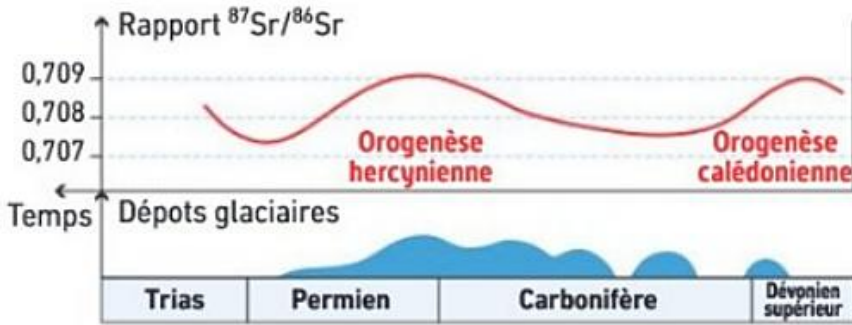
Tectonique des plaques et fossilisation de la MO

formation de charbon :
Séquestration d'une grande quantité de carbone, qui n'a pas été restituée à l'atmosphère par la respiration

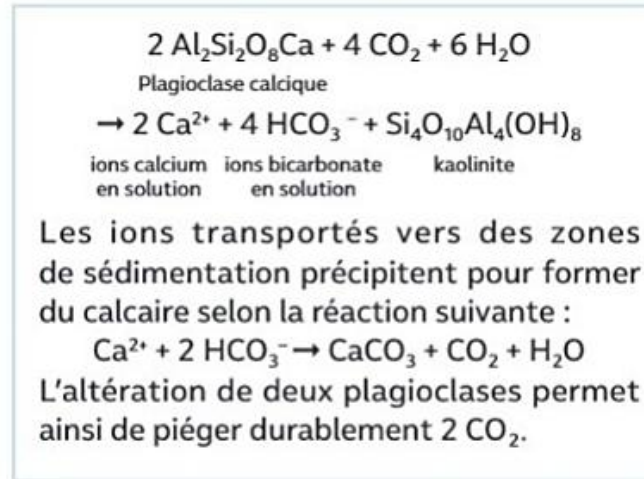
⇒ chute CO₂ atmosphérique
⇒ baisse de température



- Le rapport isotopique du strontium dans les sédiments carbonatés océaniques est utilisé par les géologues comme marqueur de l'altération des roches continentales. Un rapport élevé traduit une forte altération (B).



- B** Extension des dépôts glaciaires et rapport isotopique du strontium à la fin de l'ère primaire.



Réaction d'altération d'un plagioclase calcique, minéral fréquent dans la croûte continentale

Orogenèses : coïncident avec une augmentation des dépôts glaciaires.

L'altération d'un plagioclase produit 2 ions Ca₂⁺ et consomme 4 CO₂.

La précipitation de 2 ions Ca₂⁺ libère 2 CO₂. Au total, 2 CO₂ sont soustraits à l'atmosphère.

Dès le début des orogenèses, les masses rocheuses sont soumises à une importante altération et une érosion intense qui entraînent une baisse de CO₂ atmosphérique, donc de l'effet de serre => refroidissement

Capsule : "L'altération et l'érosion"

► La glaciation Carbonifère-Permien

S'étendant de -360 à -250 Ma, le Carbonifère et le Permien occupent la fin de l'ère paléozoïque.

En Europe, la formation de grands gisements de charbon durant le Carbonifère témoigne d'un climat chaud et humide, mais la région était alors située en zone équatoriale. La reconstitution des paléoceintures climatiques montre au contraire un **climat global particulièrement froid**. Un ensemble d'indices montrent qu'à cette époque **le taux de CO₂ atmosphérique était très bas**. Plusieurs causes peuvent expliquer ce climat très froid :

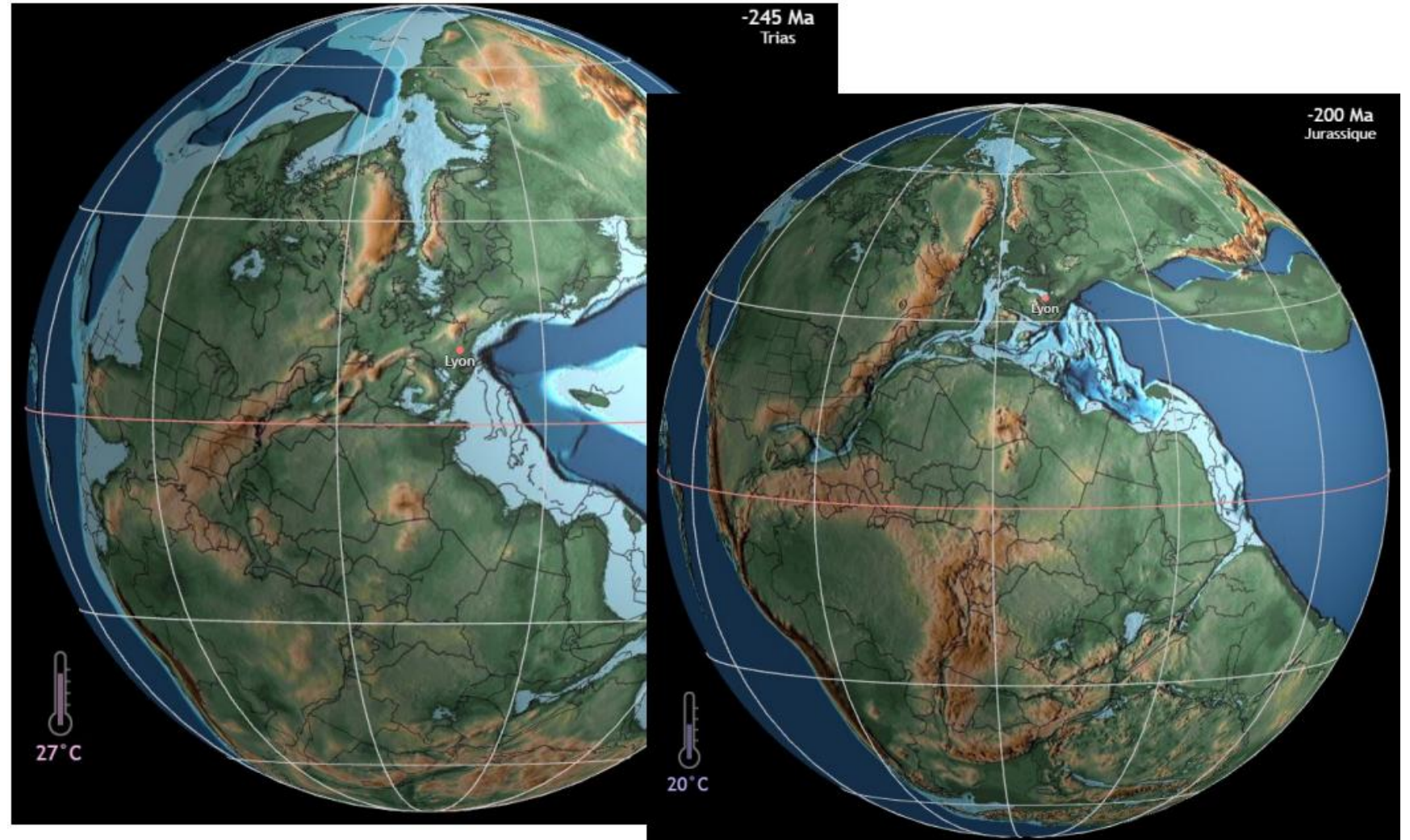
- **altération de la chaîne hercynienne** située au niveau de l'équateur, donc en climat chaud et humide ;
- **fossilisation de grandes quantités de matière organique** par enfouissement de matière végétale, piégeant ainsi le carbone sous forme de charbon dans des bassins sédimentaires en périphérie de la chaîne hercynienne ;
- **modification des circulations océaniques et atmosphériques** due à la formation du supercontinent Pangée, favorisant la formation d'une vaste calotte glaciaire dans l'hémisphère Sud.

II – Le climat au Mésozoïque – Un climat chaud au Crétacé

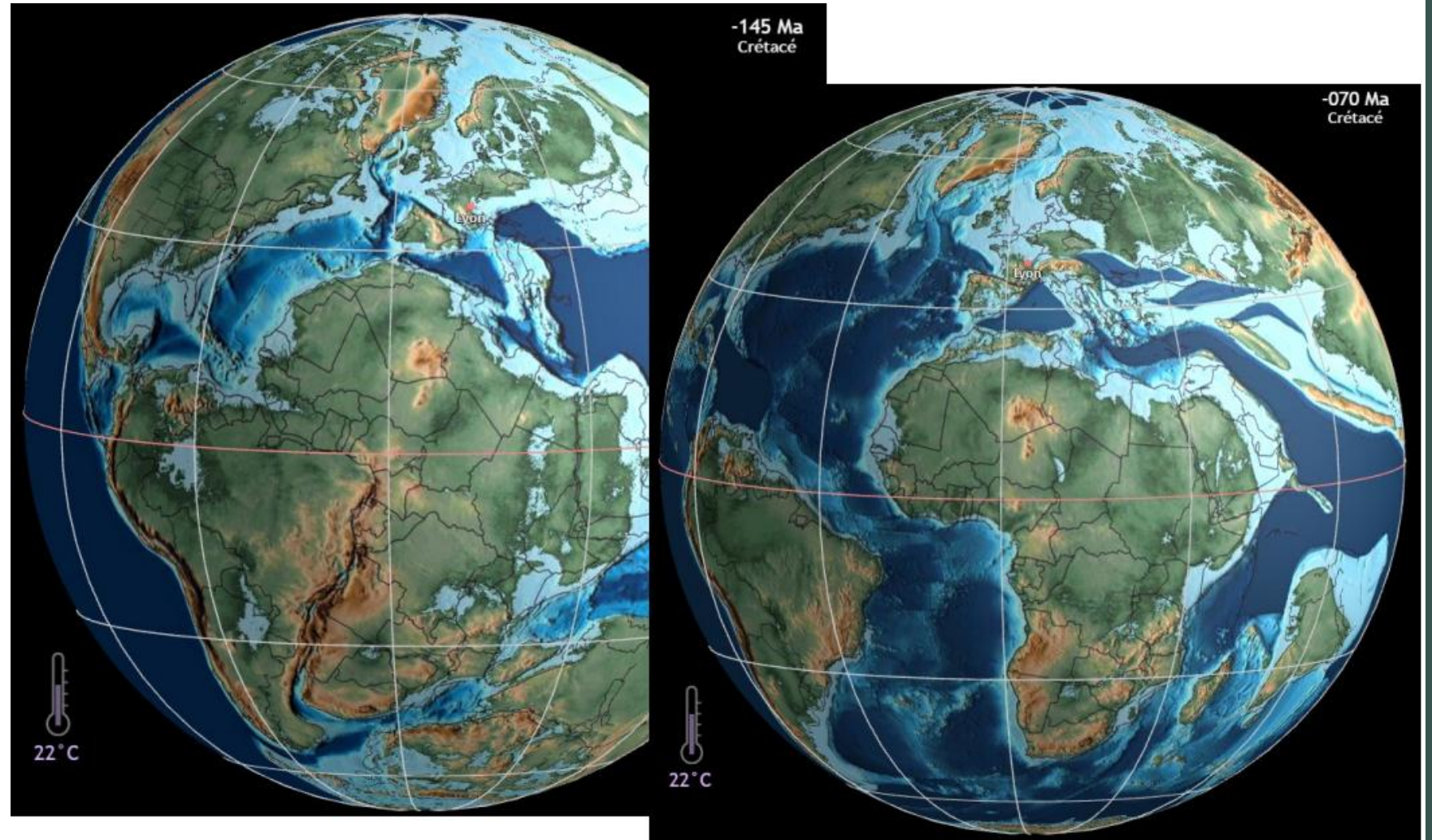


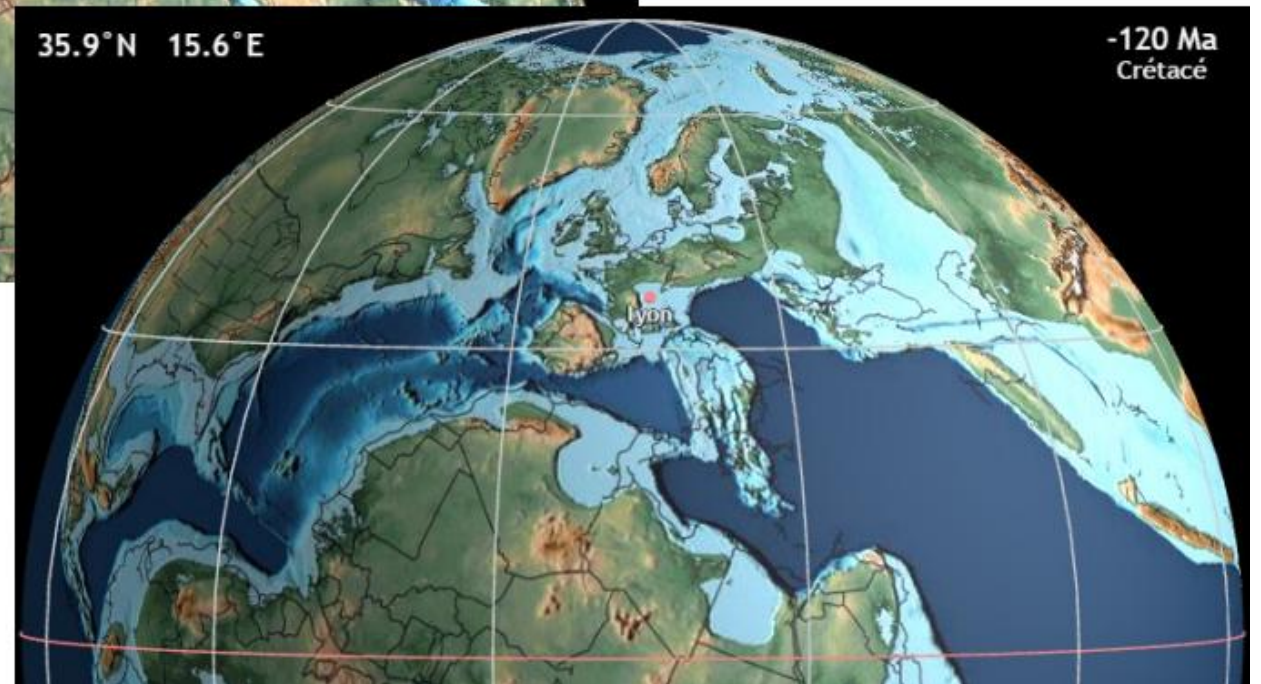
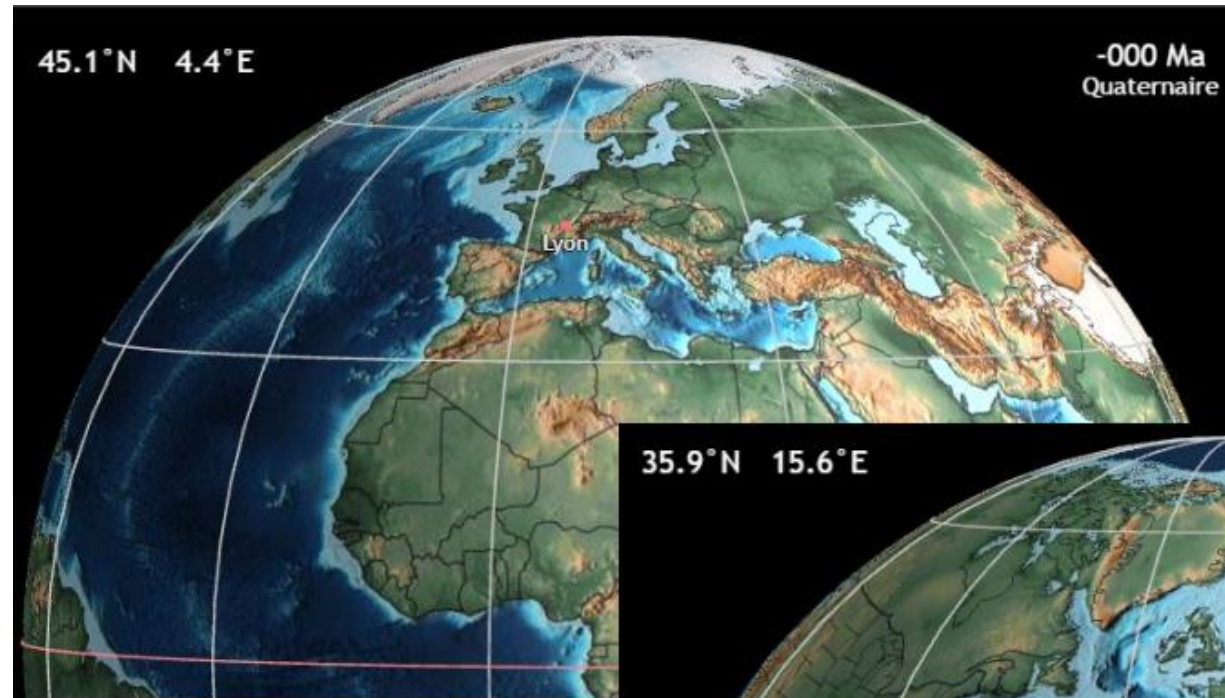
Indices du réchauffement

Au Trias, début du Mésozoïque, la température est élevée. Elle diminue au Jurassique mais reste plus élevée que la température actuelle. On n'observe aucune calotte glaciaire. L'océan Atlantique commence à s'ouvrir au Jurassique.



Au Crétacé, la température s'élève à 22°C. Il n'y a pas de calotte glaciaire. L'océan Atlantique Nord puis l'océan Atlantique Sud se sont ouverts.

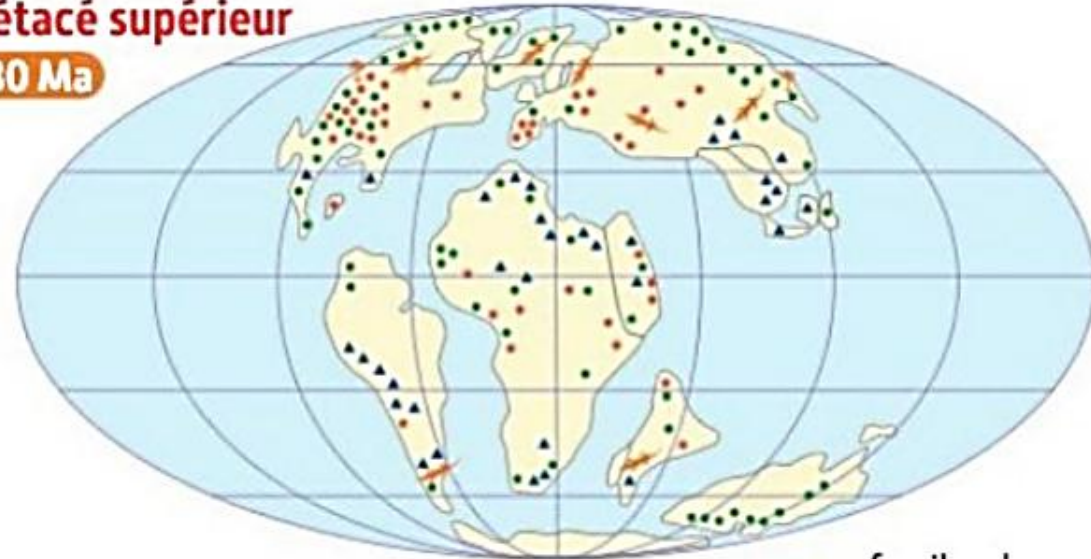




La tectonique des plaques a amené la ville de Lyon pratiquement à la place qu'elle occupe aujourd'hui.
Une grande partie de la France est recouverte par l'océan.

Crétacé supérieur

-80 Ma

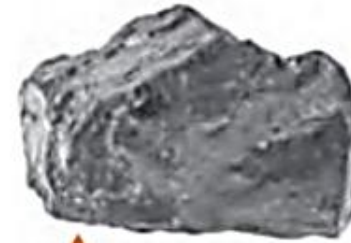


• bauxites, latérites

• charbon

▲ évaporites

fossiles de climats chauds



▲ **C** Les charbons* proviennent de l'enfouissement rapide de matière végétale en climat humide, tempéré à chaud.

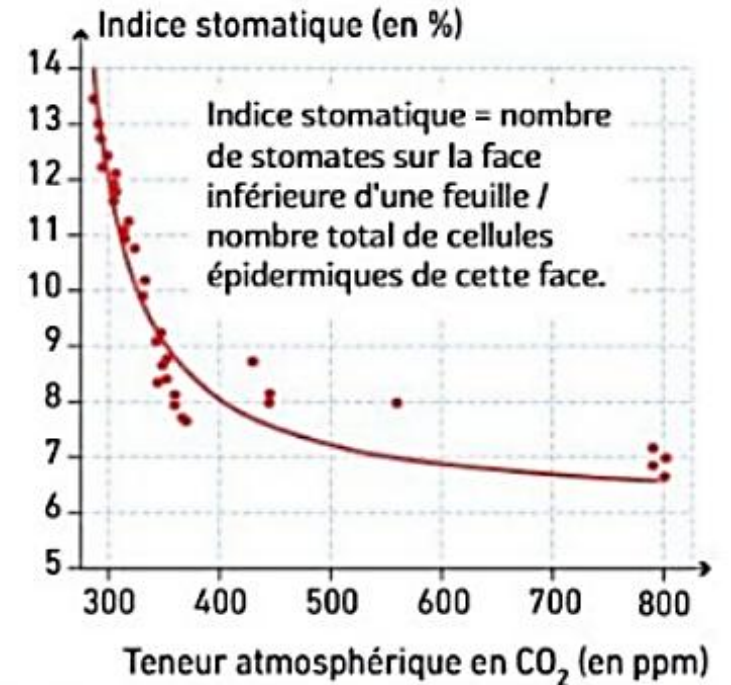
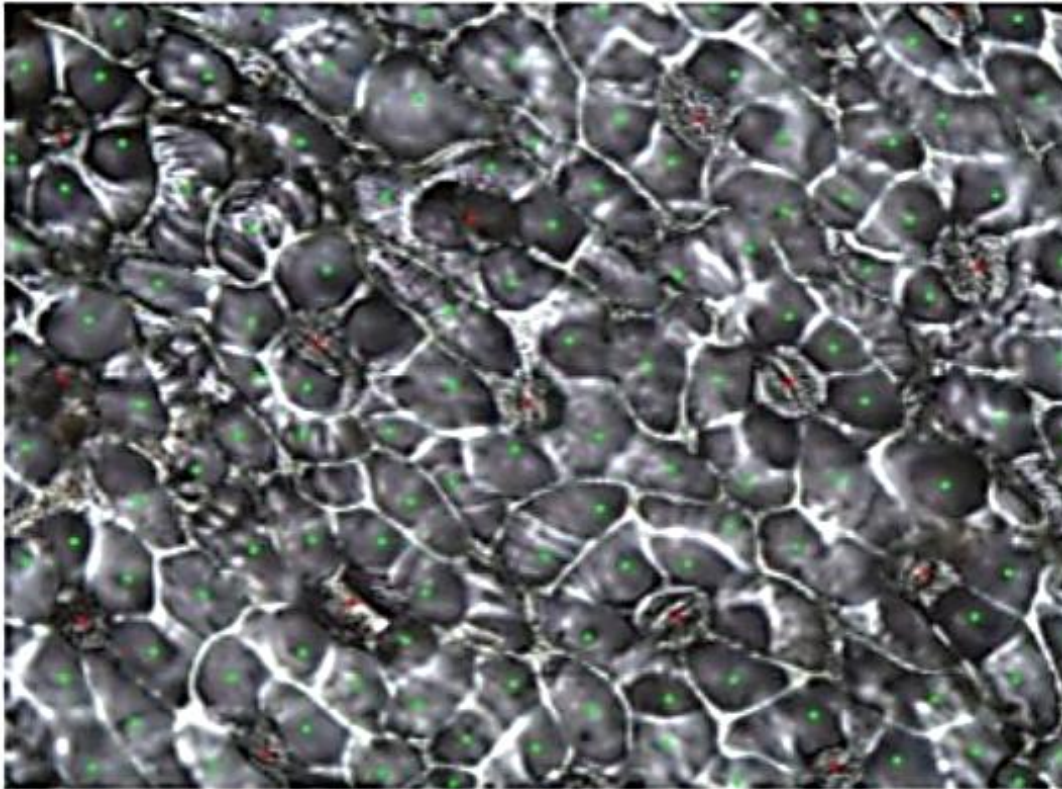
B Les bauxites* et latérites* résultent de l'altération poussée des roches sous un climat chaud et humide.



D Les évaporites* se forment par évaporation de l'eau de mer en climat chaud et aride.

La présence des bauxites, des latérites, des évaporites et des charbons répartis sous toutes les latitudes témoigne d'un climat exceptionnellement chaud sur l'ensemble de la planète.

Comptage : 15 stomates pour 122 cellules IS = 12,3 %

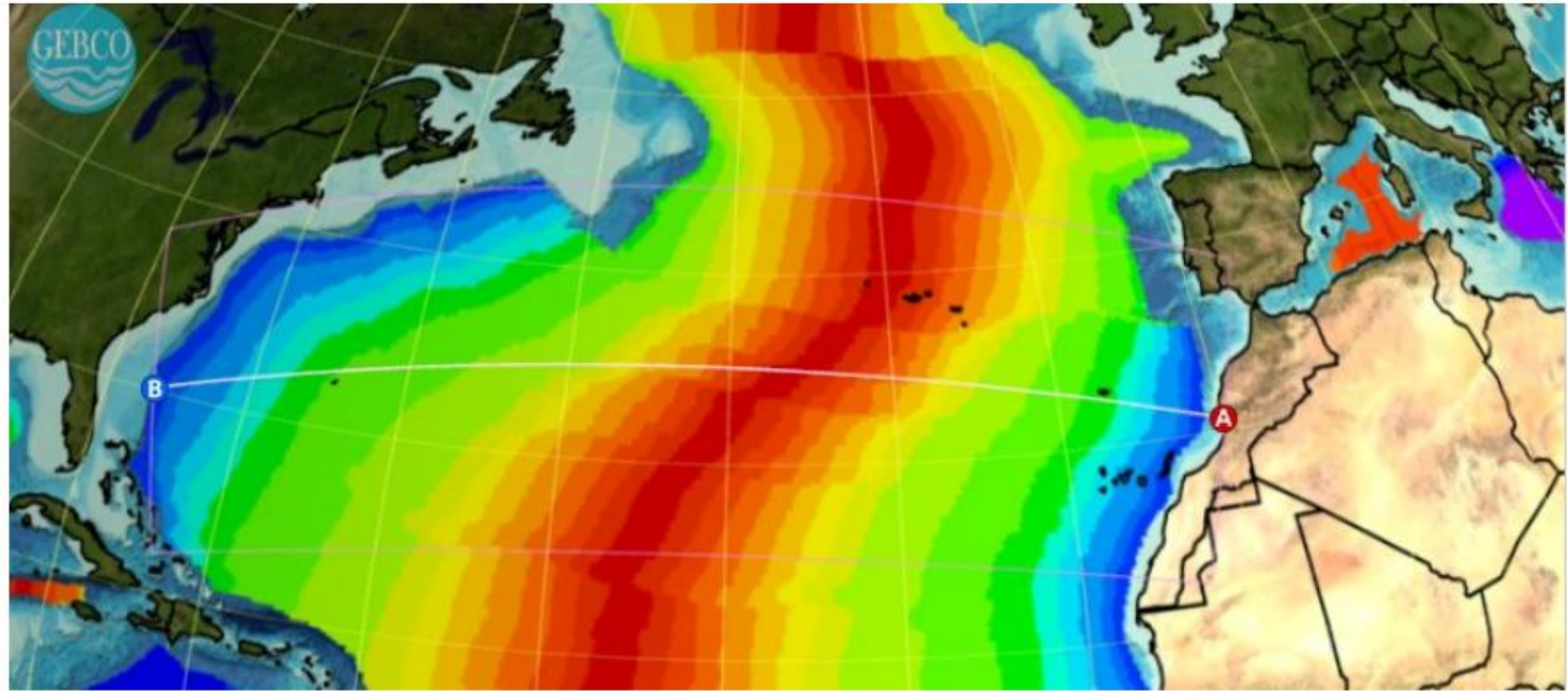


La teneur en CO₂ actuelle est proche de 400 ppm. Au Crétacé, elle était proche de 600 ppm.

Un fort effet de serre est donc responsable de la température élevée du Crétacé.

B Le calcul de l'indice stomatique de plusieurs fossiles de feuilles de *Ginkgo biloba*, datant de la fin du Crétacé, a donné un résultat de 7,09 %.

Causes du réchauffement



La vitesse d'expansion élevée témoigne d'une intense activité des dorsales ; en particulier, la dorsale Atlantique en lien avec l'ouverture de l'océan Atlantique.

Période	Jurassique moyen et supérieur	Crétacé inférieur	Crétacé supérieur	Cénozoïque
Âge, arrondi à la dizaine (Ma)	180 à 140	140 à 100	100 à 60	60 à 0
Largeur des fonds océaniques formés durant la période	903	1474	1594	1510
Durée de la période (Ma)	40	40	40	60
Vitesse moyenne d'expansion (km·Ma ⁻¹)	23	37	40	25



On évalue la production annuelle de magma au niveau des dorsales actuelles à 20 km^3 . Ce magma contient des gaz, dont du CO_2 , qui sont libérés lors de la mise en place de ces roches (dégazage).

Les travaux récents permettent d'estimer la libération actuelle de CO_2 au niveau des dorsales entre $2 \cdot 10^{10}$ et $2 \cdot 10^{11} \text{ kg} \cdot \text{an}^{-1}$. À titre de comparaison, les émissions de CO_2 d'origine anthropique sont d'environ $36 \cdot 10^{12} \text{ kg} \cdot \text{an}^{-1}$.

Une partie de ce CO_2 , dissous dans l'eau, est transféré lentement vers l'atmosphère.

■ La formation de laves en coussin (*pillow lavas*) est typique du volcanisme de dorsale.

L'activité des dorsales entraîne un important rejet de CO_2 dans l'atmosphère ; ainsi, l'effet de serre et la température augmentent.

Les dorsales actives sont aussi plus volumineuses, ce qui provoque une montée du niveau des océans.

En absence de calottes glaciaires, l'albédo est diminué. La Terre reçoit plus d'énergie solaire et se réchauffe.

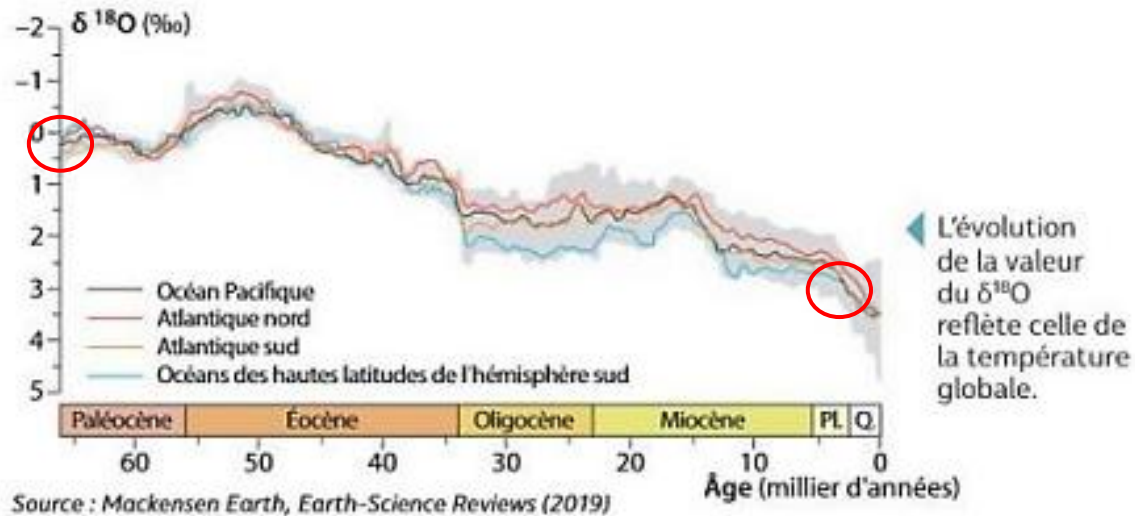
Le Crétacé, une période chaude

Le Crétacé s'étend de -135 à -65 Ma, sur la fin de l'ère mésozoïque. La reconstitution des paléocéintures climatiques montre le développement **des climats chauds à des latitudes élevées et l'absence de dépôts glaciaires**. Le climat global du Crétacé était donc particulièrement chaud. L'étude de l'indice stomatique, corrélée à d'autres méthodes, montre **une teneur élevée en CO₂ dans l'atmosphère** ayant entraîné un effet de serre important. La principale hypothèse pouvant expliquer ce taux élevé de CO₂ atmosphérique au Crétacé est le volcanisme de dorsale. En effet, il s'agit d'une période de séparation des masses continentales (ouverture de l'océan Atlantique) avec **un taux d'expansion océanique particulièrement élevé**.

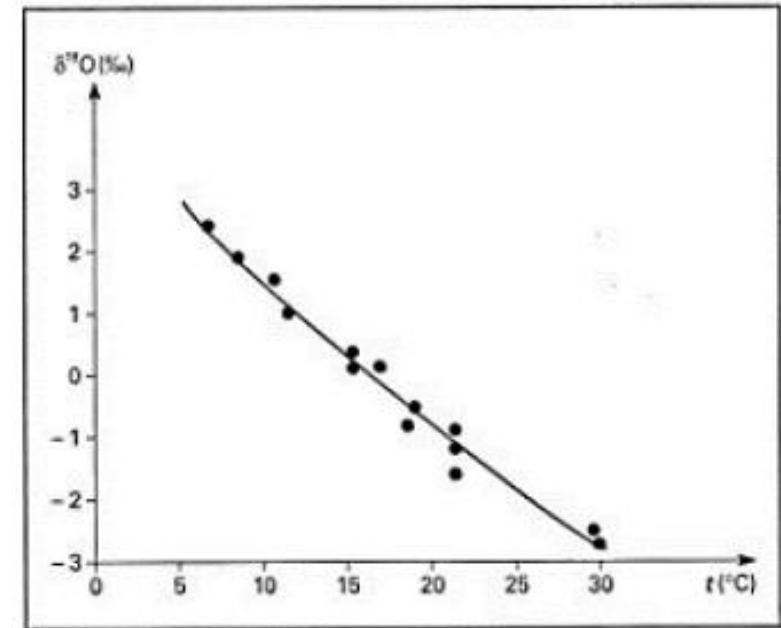
III – Le climat au Cénozoïque



Indices du refroidissement



a Évolution au cours du Cénozoïque du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques (= vivant sur le fond) récoltés dans différents océans



Le delta 18 des foraminifères benthiques augmente du Paléocène (0,5) au Pliocène (2,5). Ceci montre une baisse de la température des océans de 15 à 6 °C environ.

Il y a donc un refroidissement généralisé car tous les océans enregistrent des températures à peu près semblables.

Chimie : rappels

L'oxygène a deux principaux isotopes stables :

^{16}O

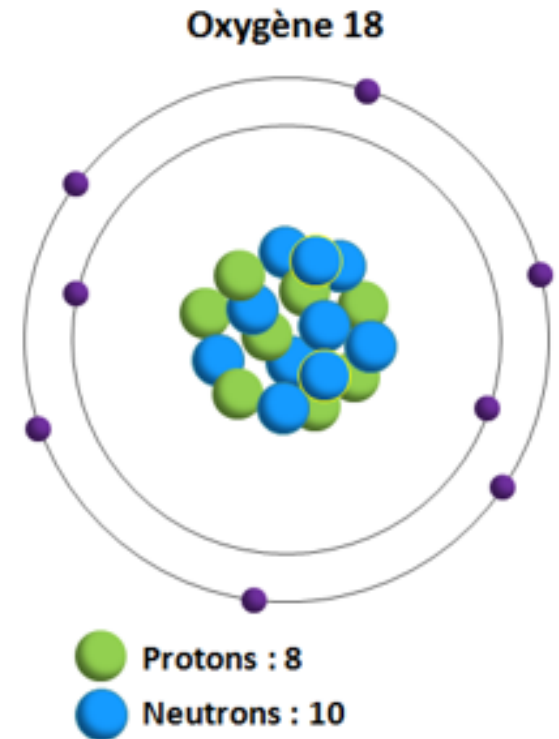
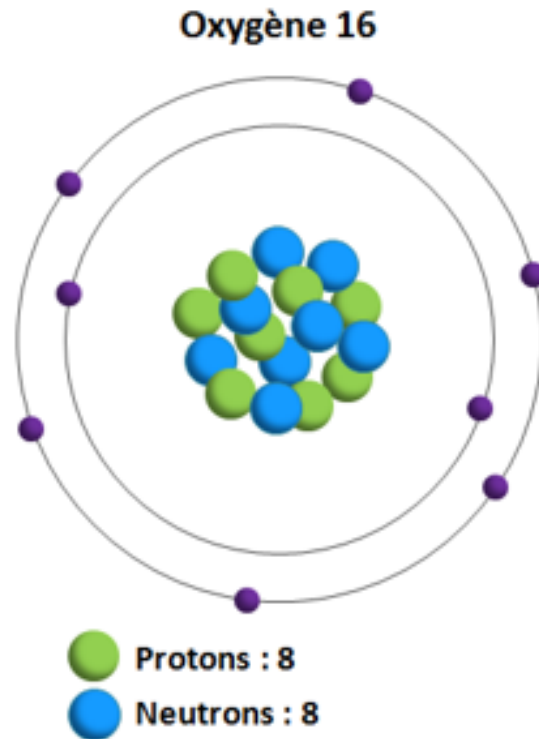
(le plus abondant dans la nature)

Numéro de masse (A) = 8 protons + 8 neutrons = 16 nucléons

^{18}O

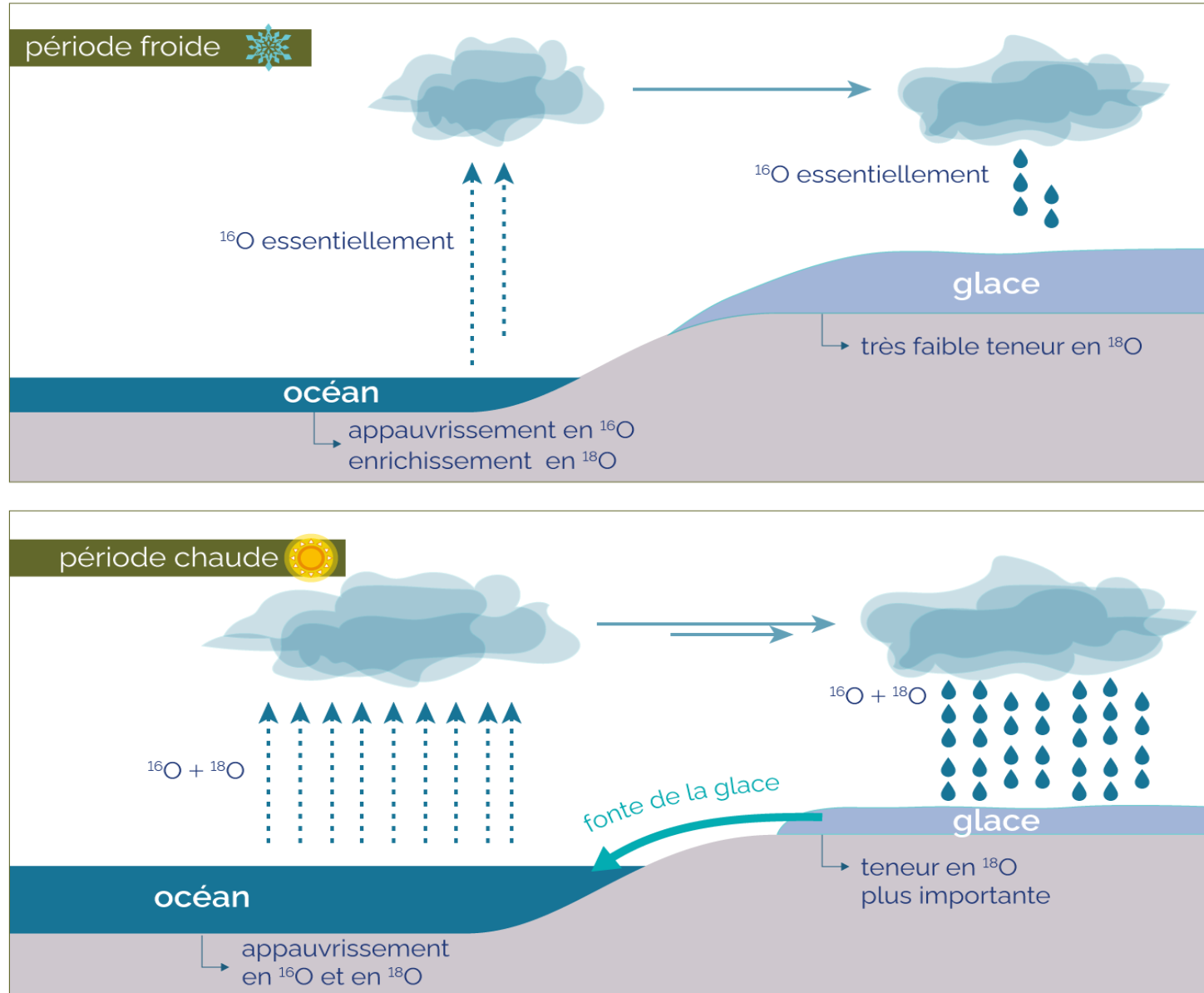
Numéro de masse (A) = 8 protons et 10 neutrons = 18 nucléons

L' ^{16}O est donc plus léger que l' ^{18}O



Variations des teneurs en ^{16}O et ^{18}O de l'océan et des glaces polaires en fonction de la température

- il y a d' ^{18}O dans un échantillon, + le $\delta^{18}\text{O}$ est faible.



Causes du refroidissement

Le Cénozoïque voit se former la chaîne alpine et l'Himalaya. Il va donc y avoir une intense érosion.

Du CO_2 est prélevé dans l'atmosphère, ce qui diminue l'effet de serre et la température.

Les chaînes de montagnes du Cénozoïque

Le Cénozoïque est une période de réunion des blocs continentaux et de formation de chaînes de montagnes, dont les principales forment la ceinture orogénique alpine. Dès leur formation, les reliefs montagneux sont soumis à l'altération et à l'érosion*. Ce phénomène est quantitativement très important. À titre d'exemple, on estime que pour l'Himalaya ces phénomènes ont démantelé un volume de roches de 2 millions de milliards de m^3 au cours des 20 derniers millions d'années.

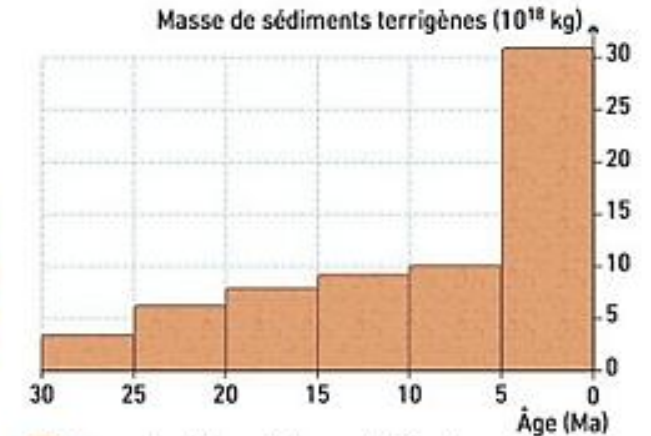
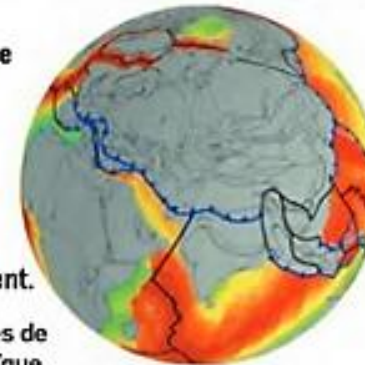
Altération: désagrégation de la roche par des phénomènes chimiques et physiques.

Erosion: Déblaiement et transport des particules issues de l'altération par l'eau le plus souvent.

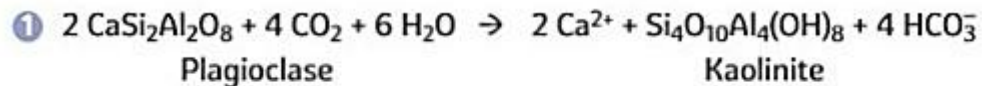
B Formation de chaînes de montagnes au Cénozoïque.



A Dépôts sédimentaires liés à l'érosion de l'Himalaya dans la vallée de l'Indus.



C Masse de sédiments issus de l'érosion depuis 30 millions d'années.

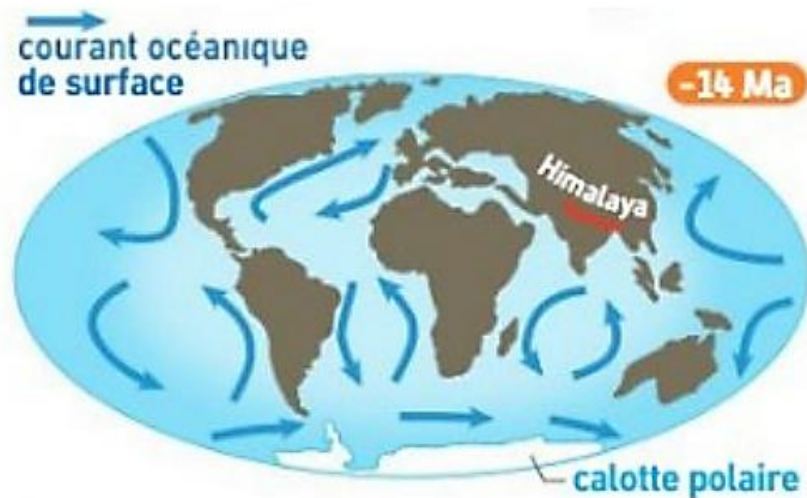


N.B. : L'altération d'une roche est sa modification physique ou chimique sous l'action de différents facteurs, dont l'eau. L'érosion est le transport des éléments issus de l'altération des roches. Ces deux phénomènes affectent les roches et transforment les paysages.



Au début du Cénozoïque, l'Amérique du Nord est séparée de l'Amérique du Sud, l'Afrique est éloignée de l'Europe, l'Inde est séparée du continent asiatique.

Un courant chaud circule dans la région intertropicale. Le climat chaud est favorisé.



La remontée de l'Afrique vers le nord qui referme la méditerranée ainsi que la collision de l'Inde avec le continent asiatique suppriment le courant équatorial.

Par contre, il se crée un courant circumpolaire favorable à un refroidissement et à l'installation de la calotte glaciaire.

L'albédo augmente et le froid s'amplifie

► Le refroidissement cénozoïque

Le Cénozoïque correspond à la dernière grande ère géologique, couvrant les 65 derniers millions d'années. Après une brève période chaude, les 50 derniers millions d'années sont marqués par un refroidissement progressif aboutissant aux glaciations du Quaternaire. Deux modèles, encore discutés, ont été proposés pour expliquer ce refroidissement.

Le premier de ces modèles fait **le lien entre tectonique des plaques et cycle géochimique du carbone**. Les **orogénèses** provoquées par la réunion de blocs continentaux ont donné naissance à des chaînes de montagnes dont les Alpes et l'Himalaya. L'altération des roches silicatées des reliefs montagneux étant **un mécanisme piégeant le CO₂**, elle aurait entraîné une diminution de sa teneur atmosphérique et donc de l'effet de serre, provoquant le refroidissement.

Un second modèle fait **le lien entre tectonique des plaques et modification de la circulation océanique**. La fermeture d'un vaste domaine océanique centré sur l'équateur aurait provoqué la **disparition d'un courant chaud intertropical**, jouant un rôle de « pompe à chaleur » pour le globe. À l'inverse, l'isolement du continent

Antarctique aurait permis la **formation d'un courant froid circumpolaire**, favorisant la formation de la calotte polaire sud dès -30 Ma. Cette immense surface glacée aurait participé au refroidissement global par effet albédo.

Ces deux modèles ne sont pas exclusifs, ils ont pu concourir au même effet climatique.

