

## TD 2 les variations climatiques anciennes

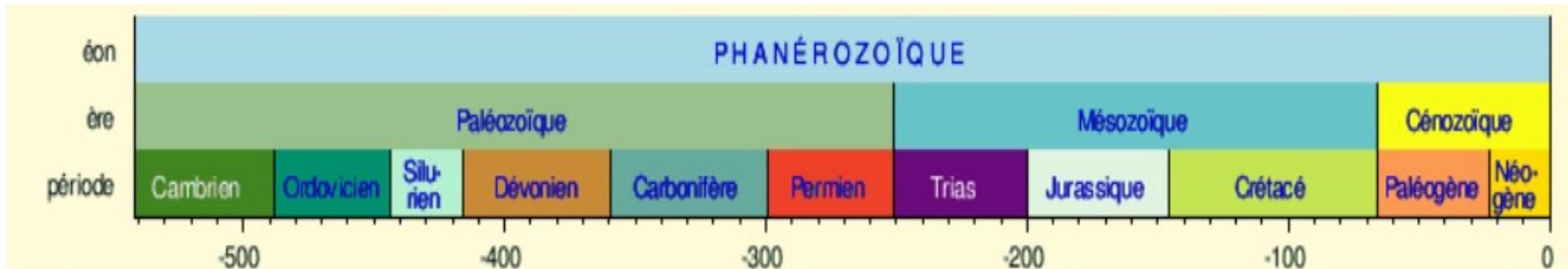


Figure 1: échelle stratigraphique des temps géologiques

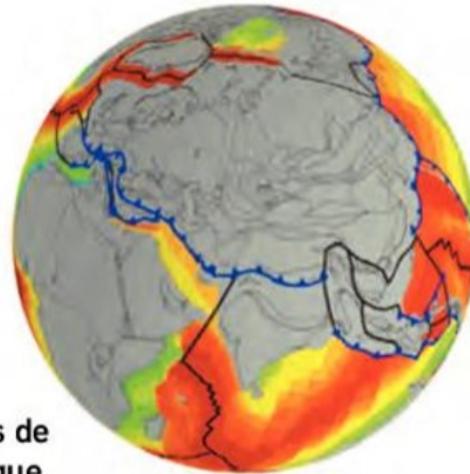
- **Pour chacune des 3 périodes géologiques, montrez comment l'étude du taux de CO<sub>2</sub> de l'époque permet de reconstituer le climat de la période.**
- **Proposez une hypothèse pour expliquer l'origine géologique de ces variations du taux de CO<sub>2</sub>.**

## 1. Documents concernant le Cénozoïque :

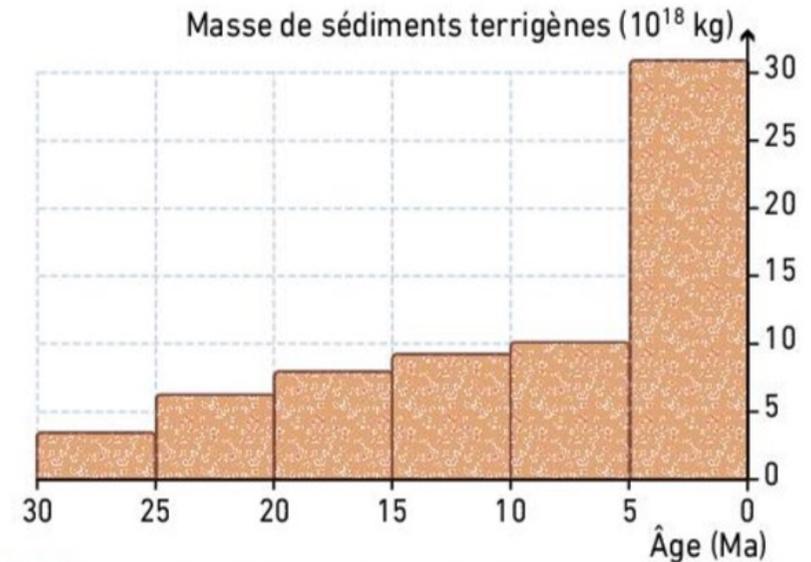
Le Cénozoïque est une période de réunion des blocs continentaux et de formation de chaînes de montagnes, dont les principales forment la ceinture orogénique alpine (voir p. 160). Dès leur formation, les reliefs montagneux sont soumis à l'altération et à l'érosion\*. Ce phénomène est quantitativement 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<sup>3</sup> au cours des 20 derniers millions d'années.



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



**B** Formation de chaînes de montagnes au Cénozoïque.

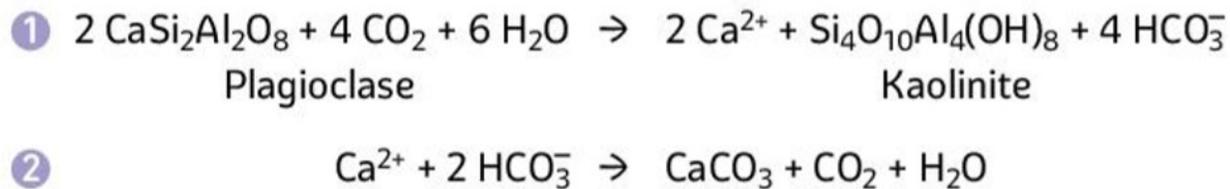


**C** Masse de sédiments issus de l'érosion depuis 30 millions d'années.



**A** Observation d'un granite altéré au microscope en lumière polarisée analysée.

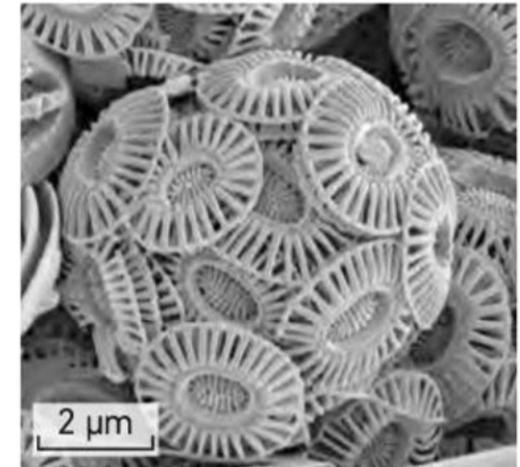
**B** Échantillon d'un granite altéré.



Les roches silicatées comme le granite subissent en surface une **altération chimique\*** sous l'effet de l'eau chargée en  $\text{CO}_2$ .

L'observation au microscope polarisant en LPA\* d'un granite altéré (A) montre la transformation des plagioclases (Pl) en de nombreux cristaux d'un minéral argileux, la kaolinite (Ka) suivant la réaction (1).

Les ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$  ainsi formés passent en solution et sont transportés par les cours d'eau. Lorsque les conditions sont réunies, ils précipitent, le plus souvent grâce à l'action des êtres vivants, et forment des sédiments carbonatés suivant la réaction (2), dite de précipitation\* des carbonates.

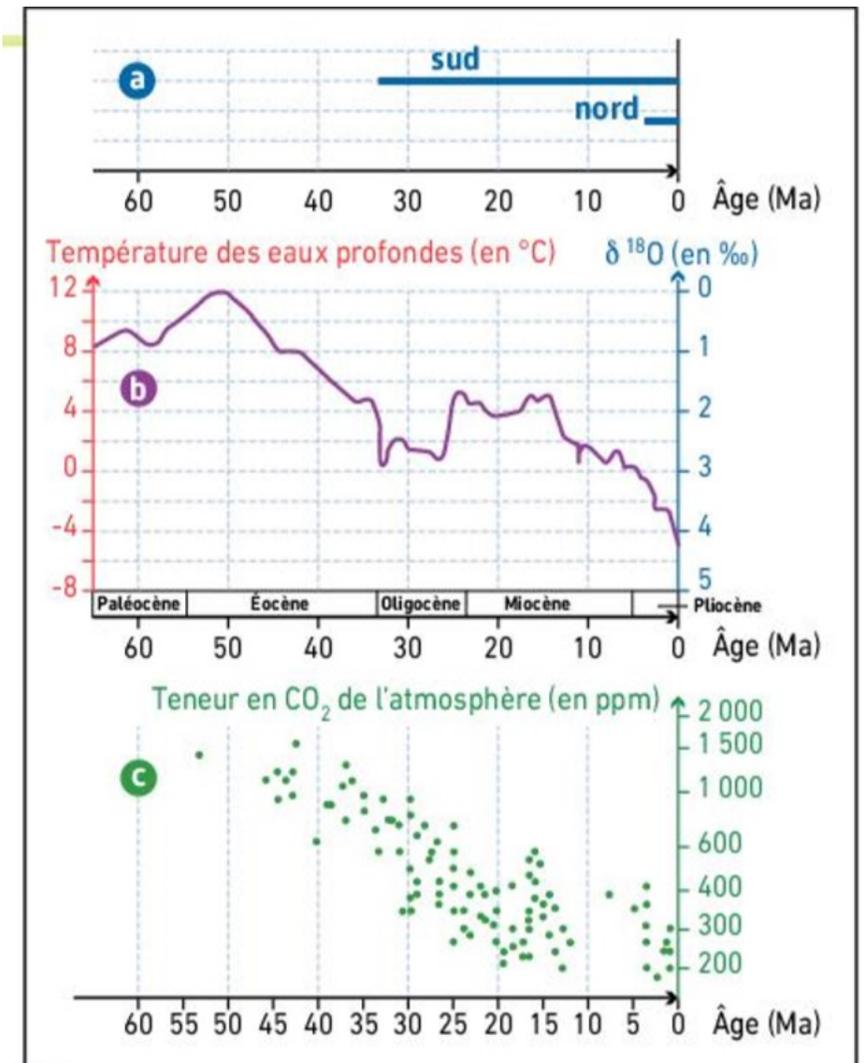


**C** Tests calcaires de coccolithophoridés (microalgues), observés au MEB\*.

Figure 3 : altération des roches continentales et  $\text{CO}_2$  au Cénozoïque

Les forages glaciaires ne permettent pas de remonter à des âges supérieurs au million d'années. Les chercheurs utilisent donc d'autres méthodes pour reconstituer les variations du climat et de la teneur atmosphérique en CO<sub>2</sub> plus anciennes. Les graphiques ci-contre en présentent trois :

- a** Reconstitution de la présence de calottes polaires dans les deux hémisphères à partir de données sédimentologiques (présence de dépôts glaciaires comme les tillites\*).
- b** Étude de la température des eaux océaniques profondes à partir du rapport isotopique  $\delta^{18}\text{O}$  dans les foraminifères vivant sur le fond marin (voir p. 299).
- c** Reconstitution de la teneur atmosphérique en CO<sub>2</sub> à partir de l'étude de rapports isotopiques du carbone dans les sédiments carbonatés (« Paleo-CO<sub>2</sub> project »). Les scientifiques mesurent le rapport entre les différents isotopes du carbone à l'intérieur de molécules organiques fossilisées dans les tests de microalgues, les coccolithophoridés (voir document 2). En effet, lors de la photosynthèse, ces algues utilisent davantage le <sup>12</sup>C par rapport au <sup>13</sup>C, mais lorsque la teneur en CO<sub>2</sub> diminue, l'écart entre l'incorporation des deux isotopes décroît.



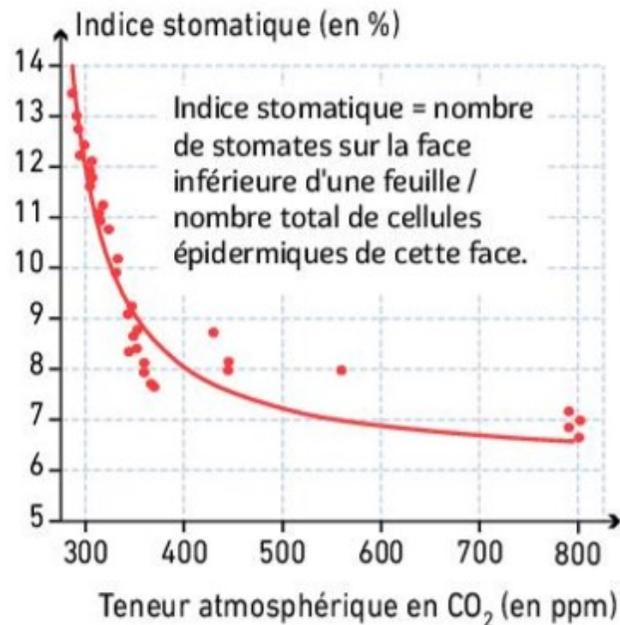
**Trois indicateurs climatiques à l'échelle de l'ère cénozoïque.**

Figure 4 : climat et CO<sub>2</sub> au Cénozoïque

Tillite : roche sédimentaire formée par compaction d'un dépôt fluvio-glaciaire ancien, c'est-à-dire l'accumulation de débris de roches qui sont entraînés puis abandonnés par les glaciers.

## 2. Documents concernant le crétacé :

Les paléobotanistes utilisent comme indice de la teneur atmosphérique en CO<sub>2</sub> la quantité de stomates\* (orifices permettant les échanges gazeux) au niveau des feuilles fossiles. Expérimentalement, ils ont montré que leur nombre diminuait avec la teneur de l'atmosphère en CO<sub>2</sub> (B).

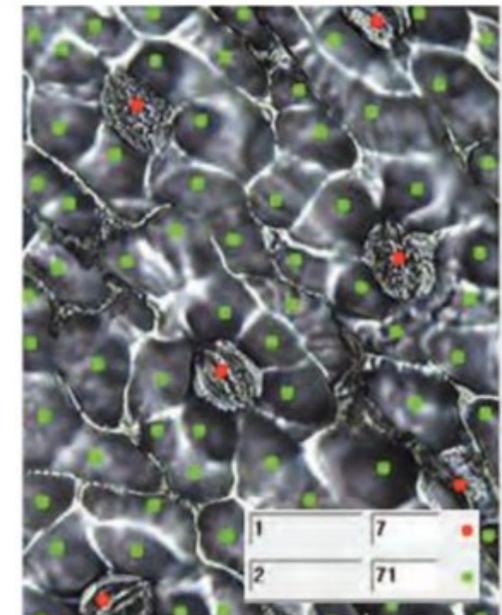


**B** Le calcul de l'indice stomatique de plusieurs fossiles de feuilles de *Ginkgo biloba*, datant de la fin du Crétacé, a donné un résultat de 7,09 %.

**A** Fossile de feuille de *Ginkgo biloba*.



**Il faut noter qu'aujourd'hui :**  
**Indice stomatique = 9,5**  
**Taux CO<sub>2</sub> actuel: 370 ppmv**



**C** Comptage de stomates d'une feuille de *Ginkgo biloba* avec le logiciel Mesurim.  
Point rouge : stomate  
Point vert : cellule épidermique



On évalue la production annuelle de magma au niveau des dorsales actuelles à  $20 \text{ km}^3$ . Ce magma contient des gaz, dont du  $\text{CO}_2$ , qui sont libérés lors de la mise en place de ces roches (dégazage).

Les travaux récents permettent d'estimer la libération actuelle de  $\text{CO}_2$  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  $\text{CO}_2$  d'origine anthropique sont d'environ  $36 \cdot 10^{12} \text{ kg} \cdot \text{an}^{-1}$ .

Une partie de ce  $\text{CO}_2$ , dissous dans l'eau, est transféré lentement vers l'atmosphère.

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

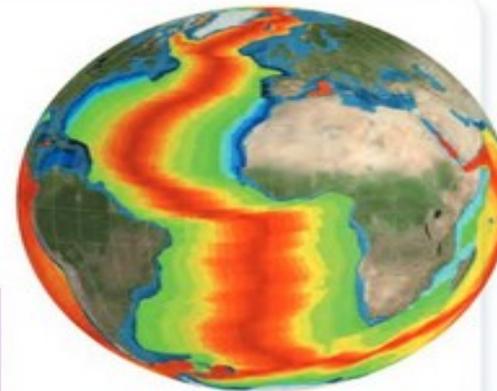
Figure 6 : Libération de  $\text{CO}_2$  par le magmatisme de dorsale

### Activité pratique

Afin d'estimer la vitesse d'expansion océanique au cours des temps géologiques :

- Sur le logiciel *Tectoglob3D*, afficher la carte de l'âge des fonds océaniques.
- Dans différents domaines océaniques et à différentes latitudes, mesurer la largeur des fonds océaniques produits pour chaque grande période.
- En déduire la vitesse moyenne de l'expansion océanique au cours de ces périodes.

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	2 100 km	4 300 km	4 500 km	6 600 km
Durée de la période (Ma)	40	40	40	60
Vitesse moyenne d'expansion ( $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$ )	53	108	113	110

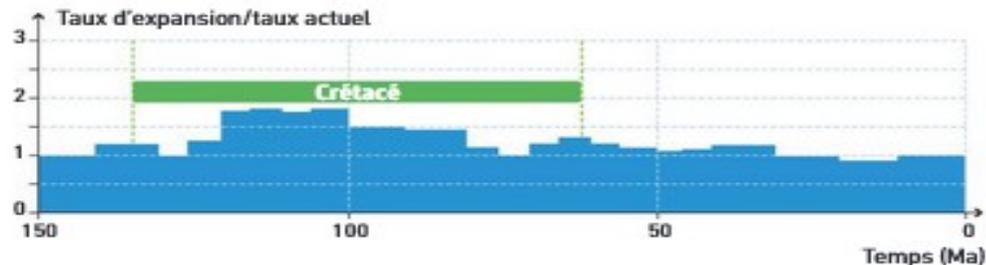


■ Âge des fonds océaniques dans l'océan Atlantique (*Tectoglob3D*).

Figure 7 : L'expansion océanique au cours du crétacé

**A** Exemple de résultats.  
Océan Pacifique, vers 20 °N.

**B** Résultats obtenus par une équipe de chercheurs en estimant l'ensemble de production de lithosphère océanique par rapport à l'activité actuelle des dorsales.



### 3. Documents concernant le Carbonifère / Permien

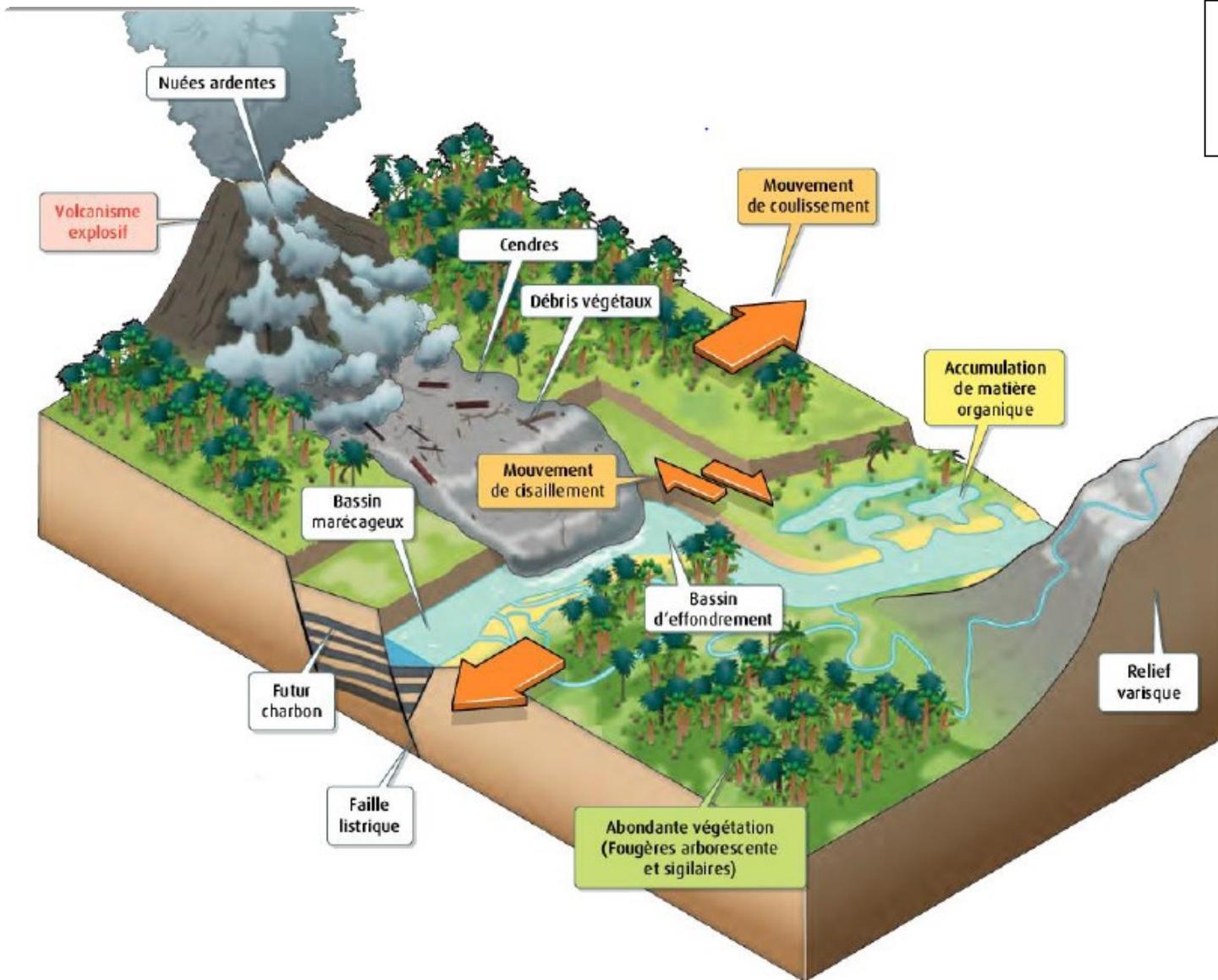
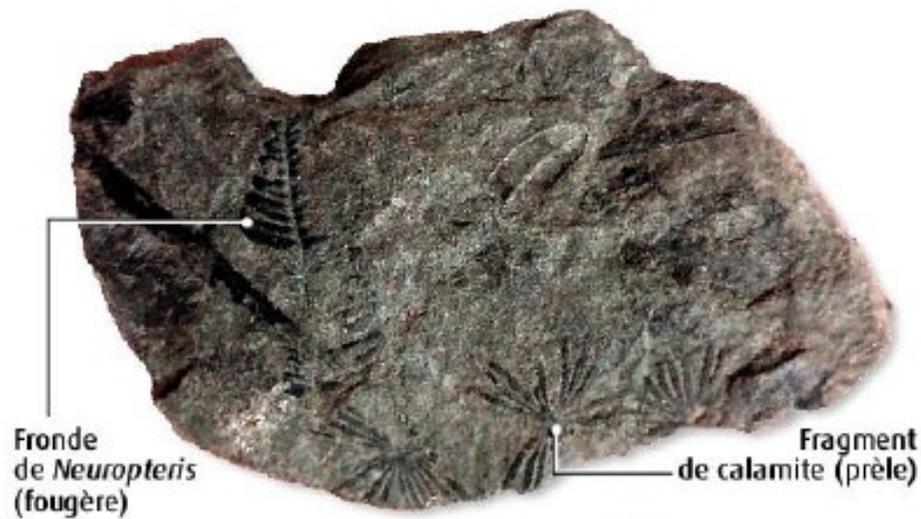


Figure 8 : Coupe géologique des bassins houillers en bordure de la chaîne hercynienne (varisque) au carbonifère

Le coulissement de failles provoque l'apparition de dépressions. Autour de ces dernières une abondante végétation se développait. Dans ces conditions souvent marécageuses, de grandes quantités de débris végétaux s'accumulaient et y étaient peu dégradés.

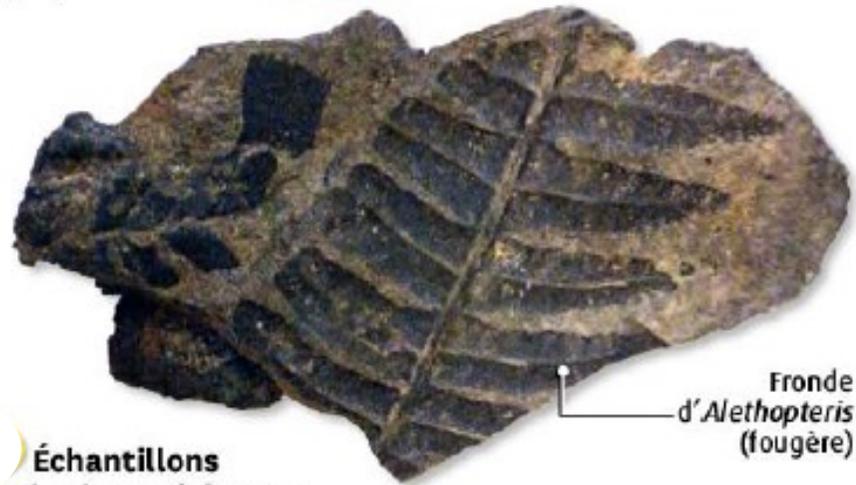
Sous l'effet de l'enfoncement lié aux contraintes tectoniques, ces bassins étaient régulièrement inondés : la matière organique était recouverte par des sédiments détritiques et se transformait en charbon.

La répétition de ces cycles a permis de piéger une quantité colossale de carbone (MO) de l'ordre de  $3,5 \cdot 10^{15}$  tonnes pendant le carbonifère.



Fronde de *Neuropteris* (fougère)

Fragment de calamite (prèle)



Fronde d'*Alethopteris* (fougère)

### Échantillons de charbons riches en végétaux fossilisés.

Au Carbonifère, les fougères arborescentes et des sortes prêles géantes forment de vastes forêts. Peu d'organismes possèdent les enzymes nécessaires à la digestion de leurs tissus. La matière organique est donc mal recyclée et peut dans certaines conditions s'accumuler, piégeant ainsi le carbone prélevé sous forme de  $\text{CO}_2$  atmosphérique lors de la photosynthèse.

Figure 9 : formation du charbon et piégeage du  $\text{CO}_2$  atmosphérique : le Carbone piégé dans le charbon n'est pas restitué à l'atmosphère sous forme de  $\text{CO}_2$ .

Le graphique ci-contre présente les résultats de plusieurs modèles construits par les paléoclimatologues.

En **bleu** : modèle de température basé sur l'étude des isotopes de l'oxygène des sédiments océaniques.

En **vert** : modèle de l'évolution de la teneur atmosphérique en  $\text{CO}_2$ , prenant en compte plusieurs données (fossiles, indices stomatiques\*, roches sédimentaires...). La plage vert clair correspond à la zone d'incertitude.

En **rouge** : modèle du piégeage du carbone issu de la matière organique dans les roches sédimentaires (charbon, pétrole, gaz naturel).

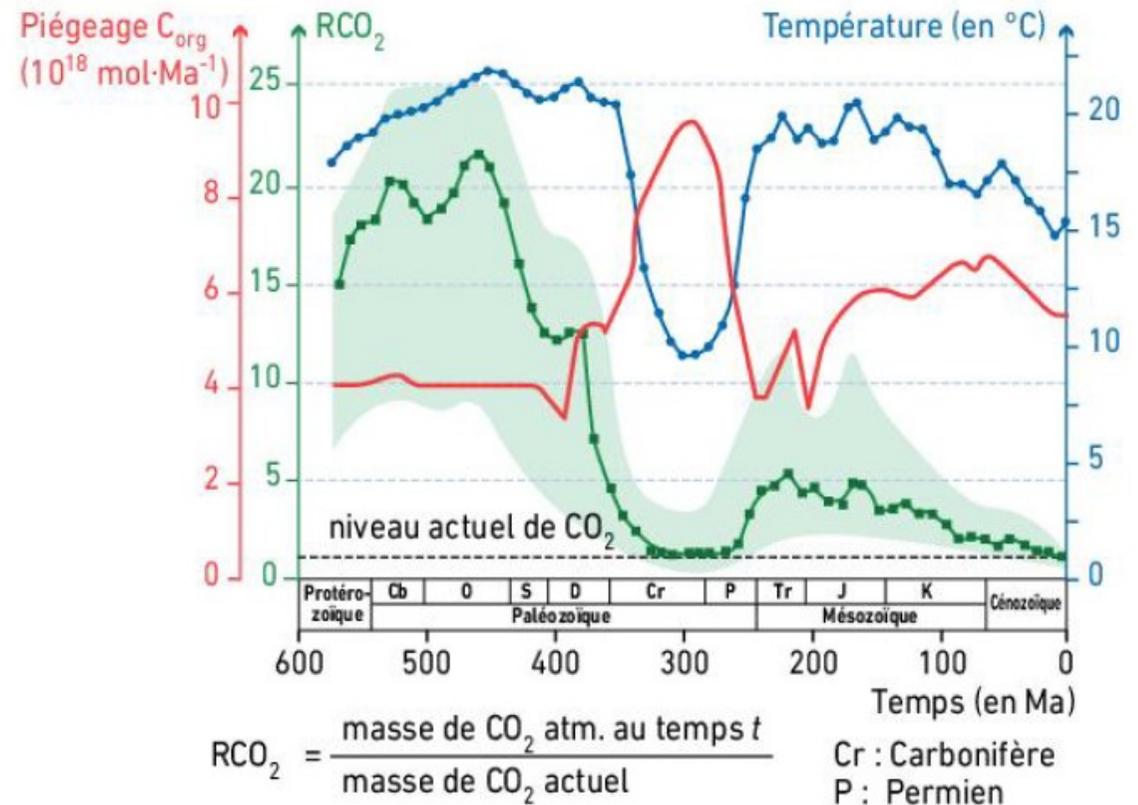


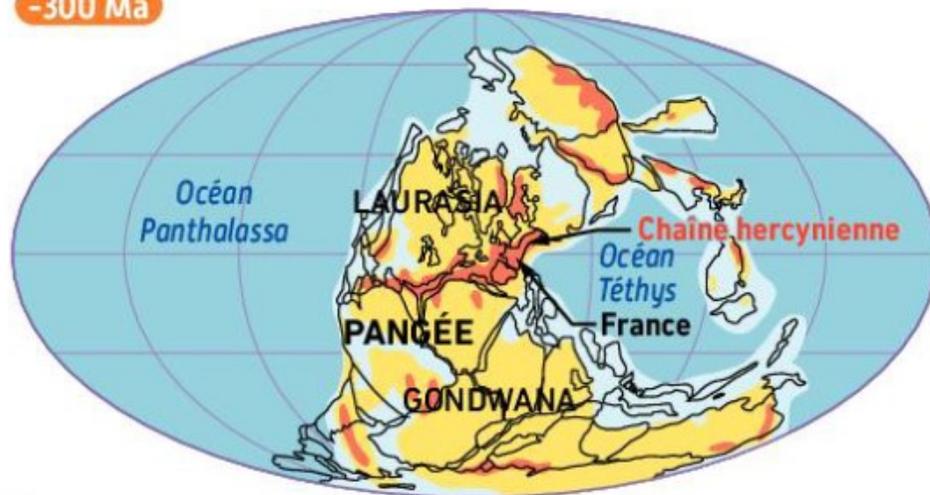
Figure 10 : L'évolution du  $\text{CO}_2$  au Carbonifère

La fin de l'ère primaire est marquée par la réunion des blocs continentaux en un seul continent, la Pangée (voir p. 171). Ce mécanisme a entraîné plusieurs conséquences :

- La formation de la ceinture orogénique\* hercynienne, située au niveau de l'équateur et subissant une importante altération.
- La présence d'une masse continentale importante aux latitudes élevées de l'hémisphère Sud (A), favorisant la formation d'une calotte glaciaire.

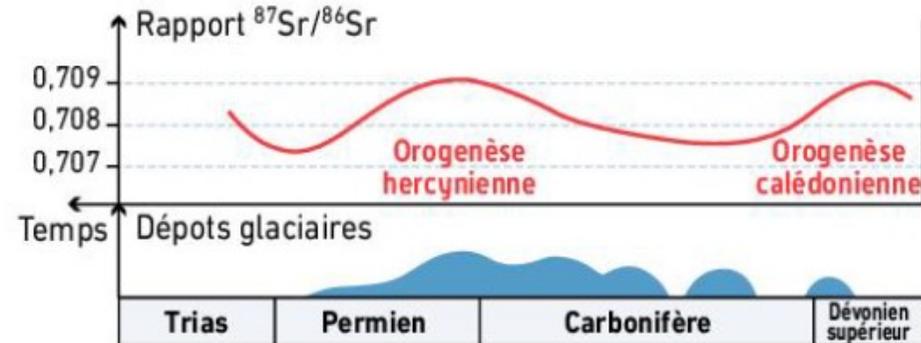
### Fin Carbonifère

-300 Ma



**A** Reconstitution paléogéographique de la fin du Carbonifère.

- Les sédiments détritiques issus de l'érosion de la chaîne hercynienne se sont déposés dans des bassins sédimentaires situés sur son pourtour. Cette importante sédimentation a favorisé le piégeage de la matière végétale qui a lentement évolué pour former le charbon.
- Les décomposeurs présents sur les continents à cette époque n'étaient pas capables de décomposer la lignine (voir p. 219). D'énormes quantités de matières végétales ont ainsi échappé à la décomposition.
- 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.