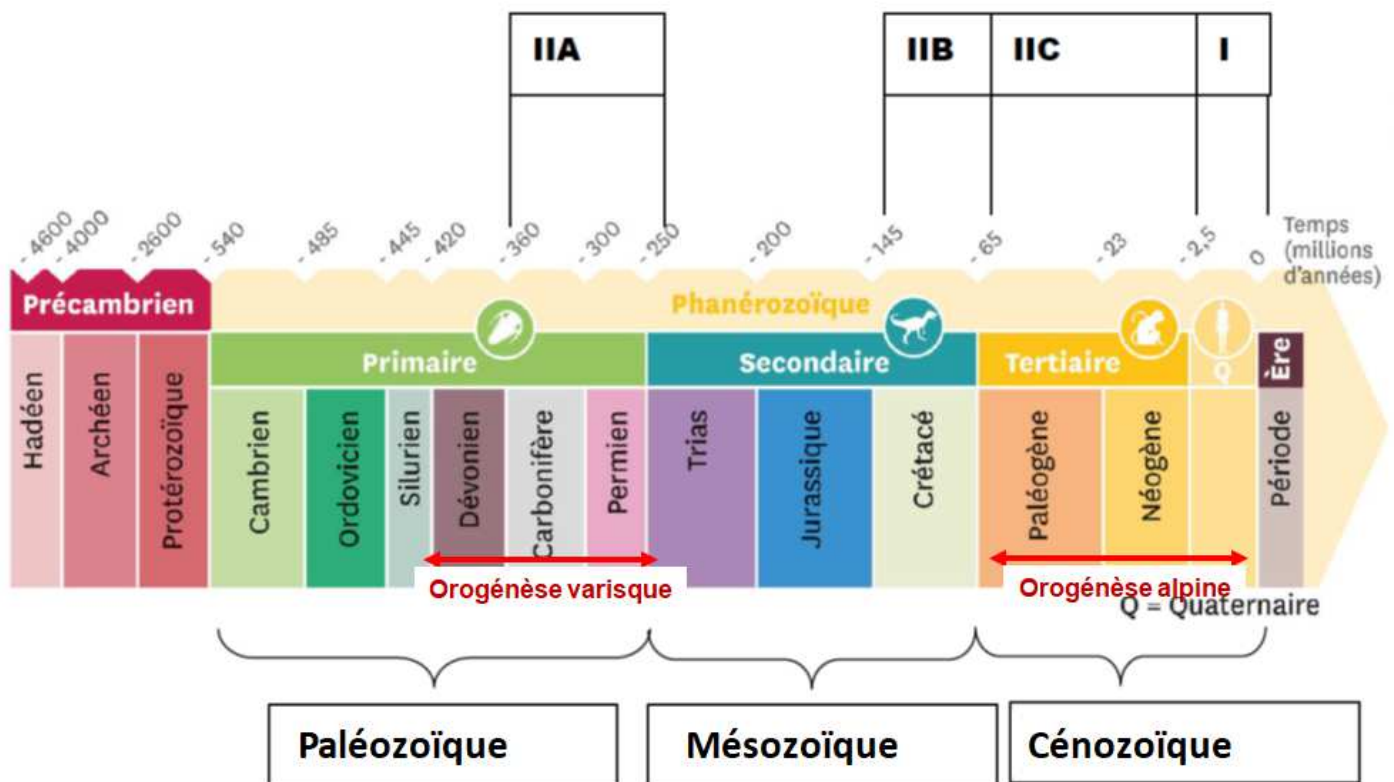


TD 2 : Des variations climatiques anciennes

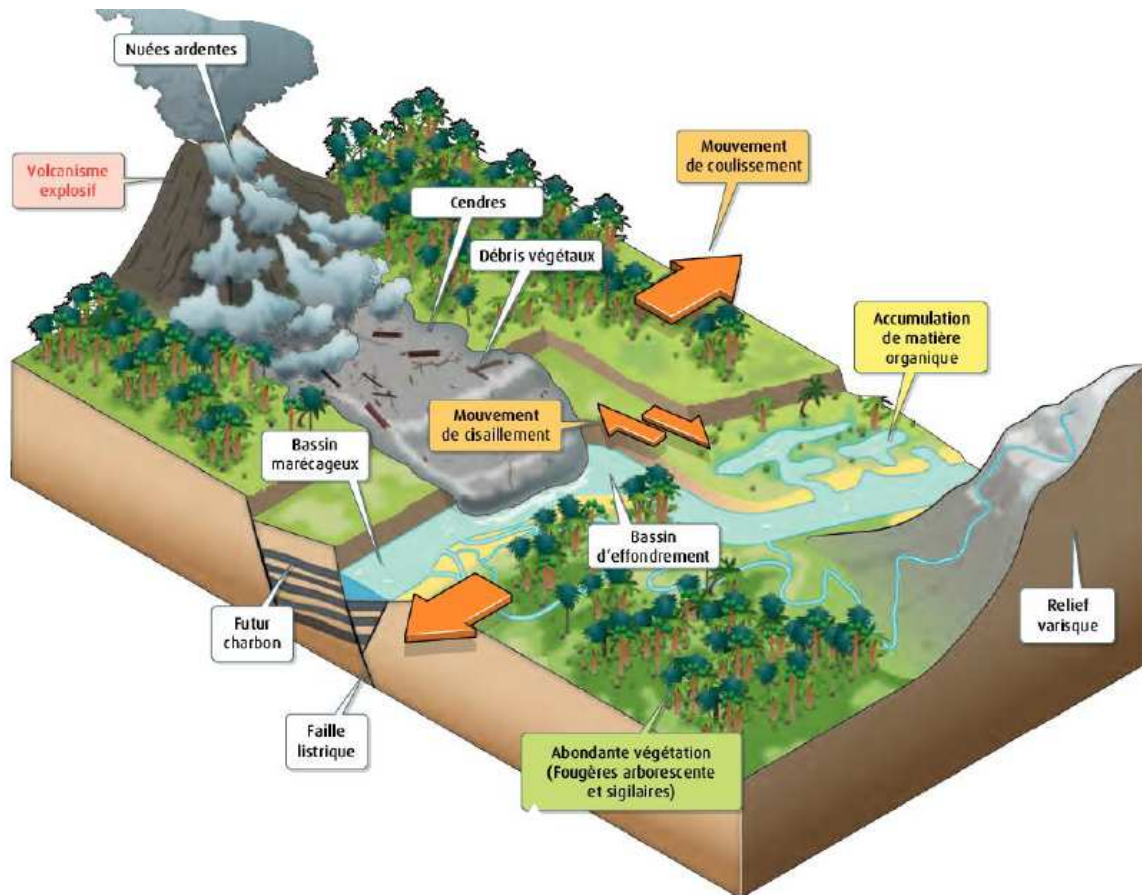


- A. Carbonifère-Permien (période comprise entre -360 et -250 Ma)
 B. Crétacé (période comprise entre -145 et -65 Ma).
 C. Cénozoïque (période comprise entre -65 Ma et aujourd'hui).

Document de référence : les 3 périodes étudiées.

- Pour chacune des 3 périodes étudiées, montrer comment l'étude du taux de CO₂ de l'époque permet de reconstituer le climat de la période.
- Proposer des hypothèses pour expliquer l'origine géologique de ces variations du taux de CO₂.

A. Carbonifère-Permien (période comprise entre -360 et -250 Ma)

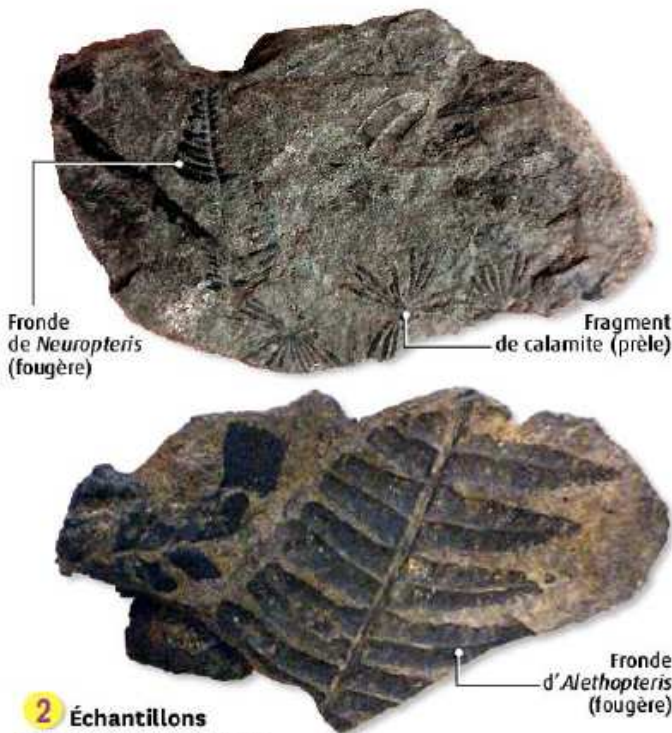


Le coulissement de failles provoque l'apparition de dépressions. Autour de ces dernières une abondante végétation se développait. Dans ces conditions souvent marécageuses, de grandes quantités de débris végétaux s'accumulaient et y étaient peu dégradés.

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.

Doc A1 : Coupe géologique des bassins houillers en bordure de la chaîne hercynienne (Varisque) au Carbonifère



2 Échantillons de charbons riches en végétaux fossilisés.

Au Carbonifère, les fougères arborescentes et des sortes de 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 CO₂ atmosphérique lors de la photosynthèse.

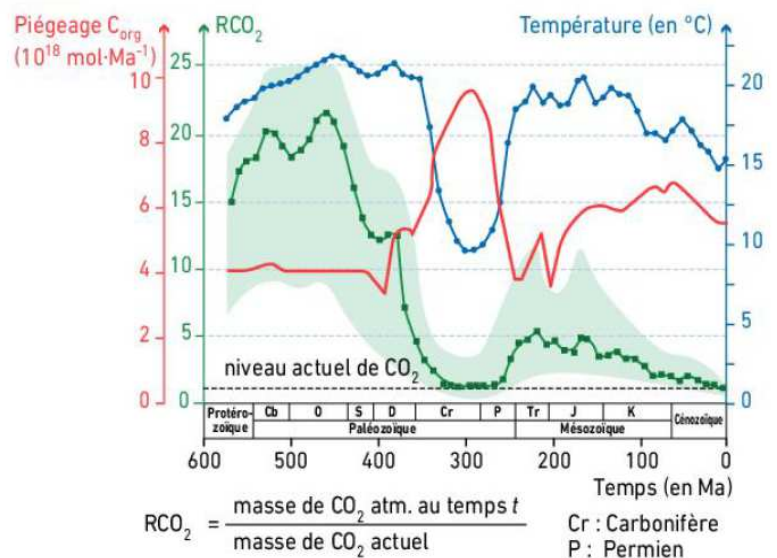
Doc A2 : formation du charbon et piégeage du CO₂ atmosphérique : le carbone piégé dans le charbon n'est pas restitué à l'atmosphère sous forme de CO₂.

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 CO₂, 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).



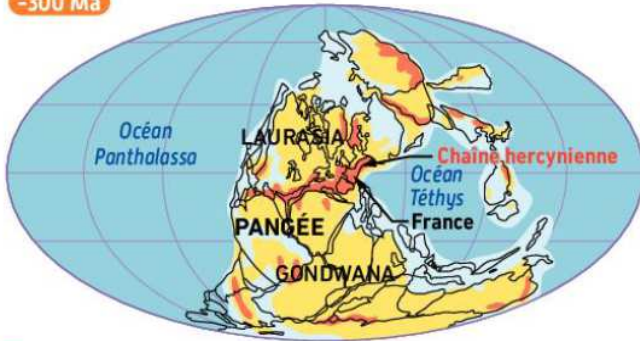
Doc A3 : L'évolution du CO₂ au Carbonifère

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.

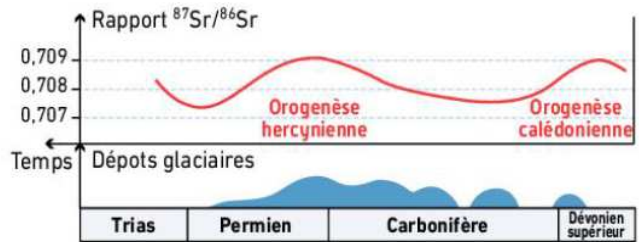
Fin Carbonifère

-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).



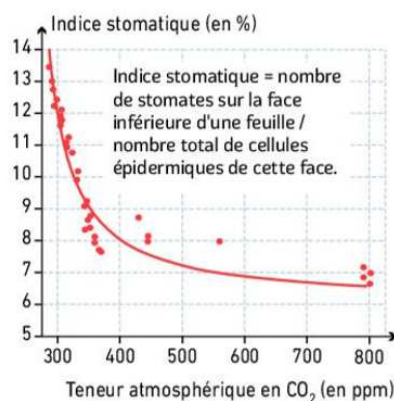
B Extension des dépôts glaciaires et rapport isotopique du strontium à la fin de l'ère primaire.

Doc A4 : La formation de la chaîne hercynienne

B. Crétacé (période comprise entre -145 et -65 Ma).

Des feuilles fossiles qui nous renseignent sur la teneur en CO₂

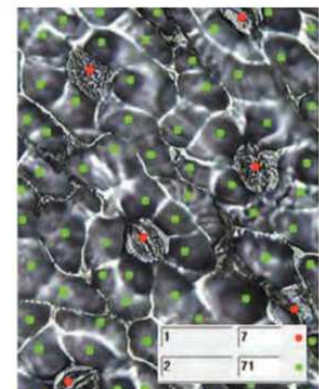
Les paléobotanistes utilisent comme indice de la teneur atmosphérique en CO₂ la quantité de stomates* (orifices permettant les échanges gazeux) au niveau des feuilles fossiles. Expérimentalement, ils ont montré que leur nombre diminuait avec la teneur de l'atmosphère en CO₂ (B).



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

Il faut noter qu'aujourd'hui :
 Indice stomatique = 9,5
 Taux CO₂ actuel: 370 ppmv

A Fossile de feuille de *Gingko biloba*.



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

Doc B1 : Des feuilles fossiles / teneur en CO₂



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.

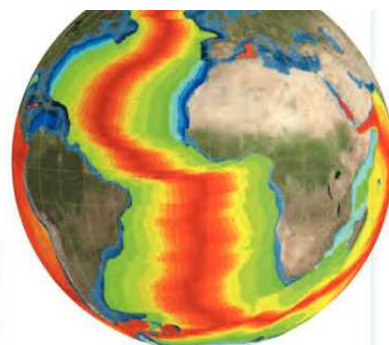
Doc B2 : Libération de CO_2 par le magmatisme de dorsale

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.

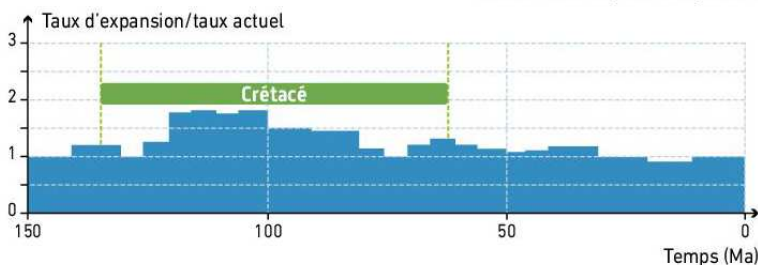
Période	Jurassique moyen et supérieur	Crétacé inférieur	Crétacé supérieur	Cénozoïque
Âge, arrondi à la dizaine (Ma)	180 à 140	140 à 100	100 à 60	60 à 0
Largeur des fonds océaniques formés durant la période	2 100 km	4 300 km	4 500 km	6 600 km
Durée de la période (Ma)	40	40	40	60
Vitesse moyenne d'expansion ($\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$)	53	108	113	110



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

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.



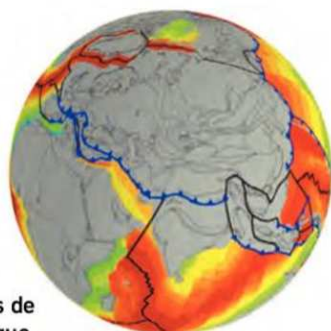
Doc B3 : L'expansion océanique au cours du crétacé

C. Cénozoïque (période comprise entre -65 Ma et aujourd'hui).

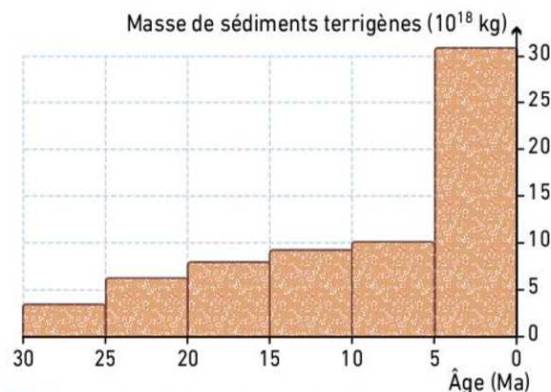
Le Cénozoïque est une période de réunion des blocs continentaux et de formation de chaînes de montagnes, dont les principales forment la ceinture orogénique alpine (voir p. 160). Dès leur formation, les reliefs montagneux sont soumis à l'altération et à l'érosion*. Ce phénomène est quantitativement très 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 m³ 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.

Doc C1 : les chaînes de montagnes au Cénozoïque

Altération des roches continentales et CO₂



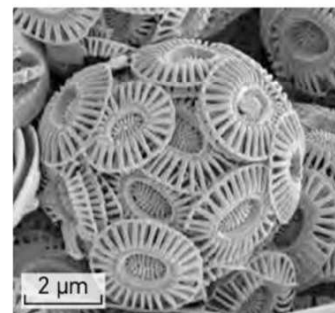
A Observation d'un granite altéré au microscope en lumière polarisée analysée.

B Échantillon d'un granite altéré.

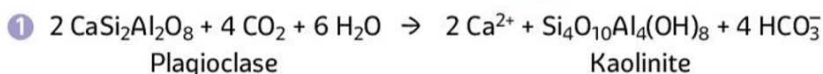
Les roches silicatées comme le granite subissent en surface une **altération chimique*** sous l'effet de l'eau chargée en CO₂.

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 Ca²⁺ et HCO₃⁻ 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*.



Doc C2 : altération des roches continentales et CO₂ au Cénozoïque

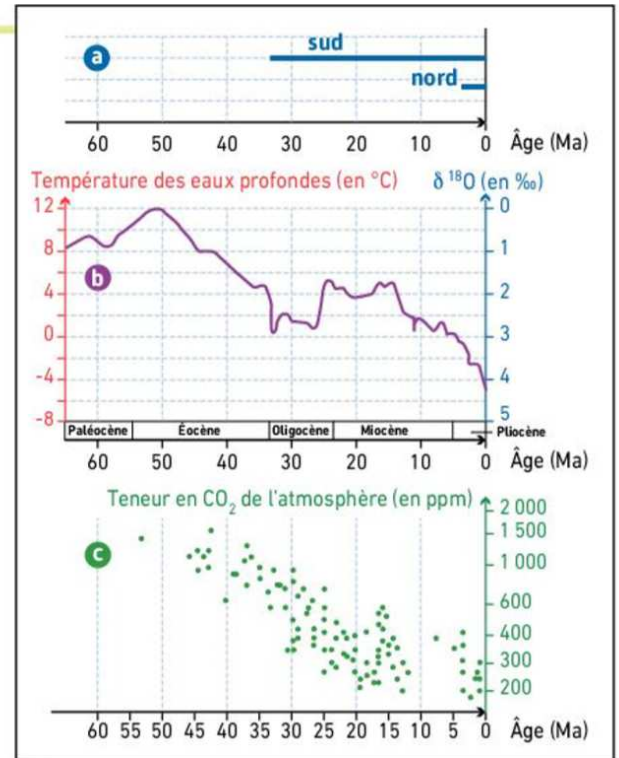
Climat et CO₂ au Cénozoïque

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 CO₂ 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 CO₂ à partir de l'étude de rapports isotopiques du carbone dans les sédiments carbonatés (« Paleo-CO₂ 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 ¹²C par rapport au ¹³C, mais lorsque la teneur en CO₂ diminue, l'écart entre l'incorporation des deux isotopes décroît.



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

Figure C3 : climat et CO₂ au Cénozoïque