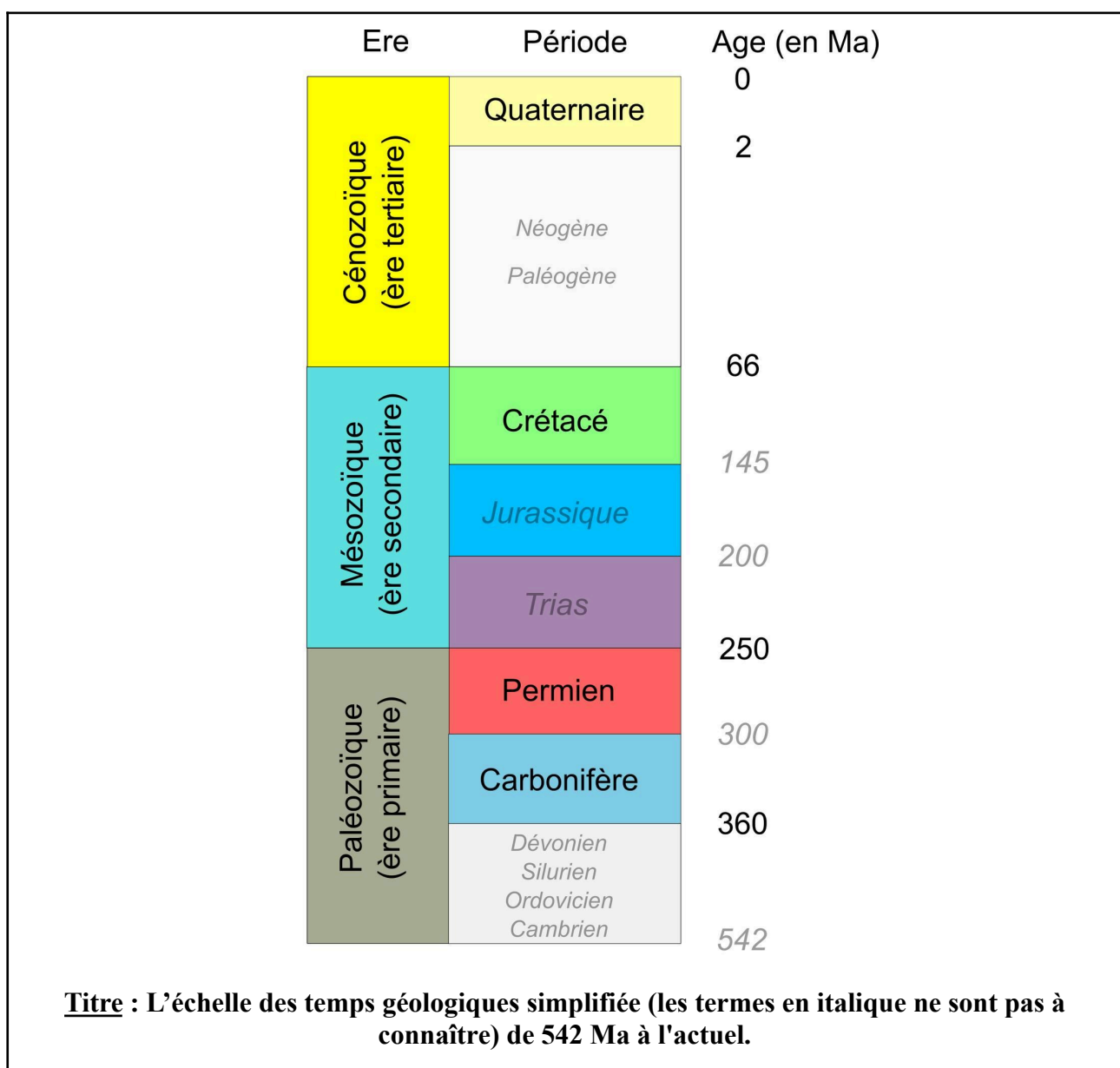


THÈME : LES CLIMATS DE LA TERRE : COMPRENDRE LE PASSÉ POUR AGIR AUJOURD'HUI ET DEMAIN

Chapitre : Reconstituer et comprendre les variations climatiques passées

La Terre a connu par le passé de nombreuses conditions climatiques bien différentes les unes des autres. Ces variations sont particulièrement intéressantes pour l'Homme dans le contexte actuel de réchauffement climatique. Afin d'analyser les climats qui ont précédemment régné sur la planète, les scientifiques ont à leur disposition plusieurs méthodes : études des glaces, fossiles, roches. L'origine de ces variations climatiques est diverse et souvent plusieurs facteurs concourent au changement climatique actuel et passé. Les changements climatiques au cours des 3 grandes ères géologiques seront étudiés : au Cénozoïque, au Mésozoïque et au Paléozoïque.

Problématique : Comment reconstituer les climats anciens et comprendre l'origine de ces changements climatiques passés ?



I. Les variations climatiques au Cénozoïque

Le Quaternaire est la troisième période géologique de l'ère du Cénozoïque et la plus récente (de -2,6 Ma à nos jours). Plusieurs données sont utilisées par les climatologues pour déterminer le climat de cette période.

A) Les indices géologiques permettant la reconstitution du climat au Quaternaire

Type d'indice	Témoins étudiés	Informations climatiques déduites
Anthropologique	Peintures et gravures rupestres (ex: Grotte Cosquer).	La présence d'animaux de climat froid (ex: pingouins) et l'immersion actuelle de l'entrée de la grotte témoignent de périodes de glaciation et d'un bas niveau marin .
Géomorphologique	Formes de relief liées aux glaciers : moraines (latérales, frontales), vallées en U (en auge) et ombilics (lacs).	Preuve du passage et de l'extension passée des glaciers dans des zones aujourd'hui tempérées.
Biologique	Étude des pollens fossiles (palynologie) extraits de carottes de tourbières ou de lacs.	Reconstitution de la végétation locale par le principe d'actualisme. Un diagramme pollinique montre l'évolution du climat : ex. chêne = chaud/tempéré vs poacées/pin = froid/sec.
Physique (Glaces et Océans)	Analyse des gaz et des isotopes de l'oxygène dans les carottes de glace polaire.	Le $\delta^{18}O$ de la glace sert de "paléothermomètre" : plus il est faible (négatif), plus la température lors des précipitations était basse.
	Analyse du $\delta^{18}O$ des tests de foraminifères dans les sédiments marins.	Reconstitution de la température de l'océan et du volume global des calottes. Son évolution est inverse à celle du $\delta^{18}O$ des glaces.

Document 1 : Tableau de synthèse des indices de reconstitution des climats du Quaternaire.

1. Les indices anthropologiques

La grotte Cosquer est une grotte ornée du paléolithique située dans une calanque dans la région de Marseille. Unique au monde, cette grotte sous-marine abrite plusieurs dizaines d'œuvres peintes et gravées il y a entre 27 000 et 19 000 ans. On y observe des peintures de pingouins, montrant que le climat devait être relativement froid. Actuellement, l'entrée de cette grotte se trouve à environ 36 m sous le niveau actuel de la mer. De telles données préhistoriques témoignent de période de glaciation.

2. Les indices géomorphologiques

Les glaciers abandonnent de grandes quantités de matériaux sur leur bordure et à leur front. Si le glacier se stabilise pendant quelques années, les dépôts s'accumulent jusqu'à former de longues crêtes parallèles : les moraines latérales et une accumulation au front du glacier, la moraine frontale. Les moraines sont composées de matériaux de tailles variées. On dit souvent que les vallées glaciaires ont un profil en U (ou en auge). Il y a en amont du glacier des ombilics, endroits plus creusés, qui donnent ensuite des lacs. La présence d'ombilics constitue la preuve d'une vallée glaciaire.

3. Les indices biologiques

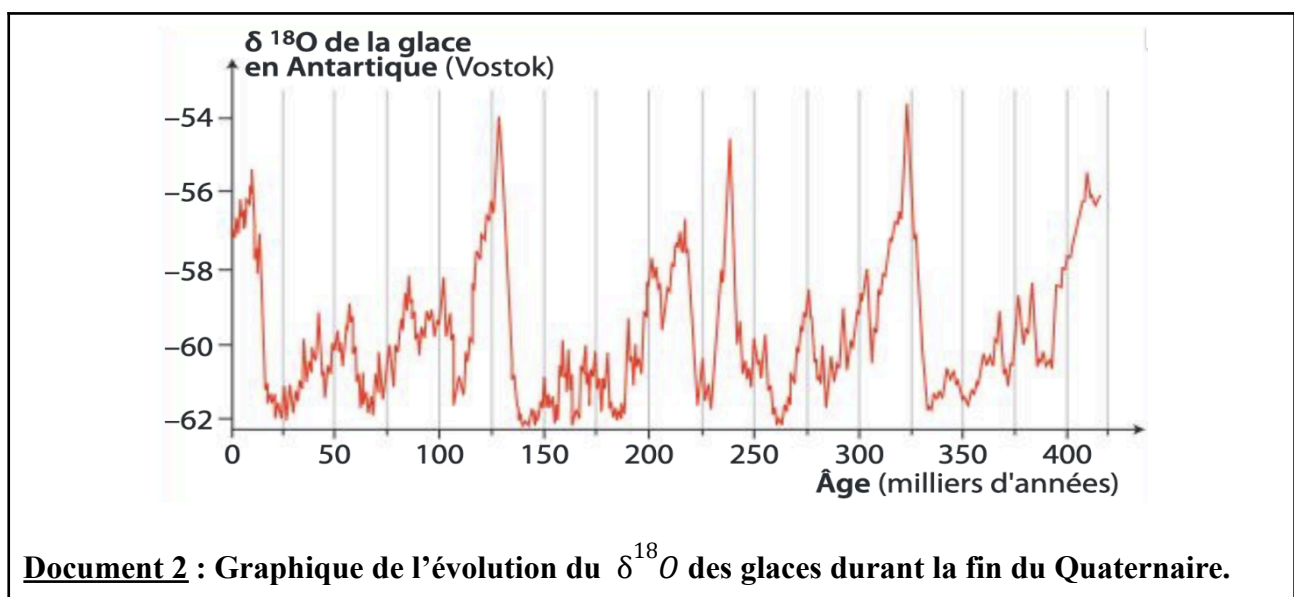
Les variations climatiques locales peuvent être déduites de l'étude de carottes sédimentaires de lacs ou de tourbières. Grâce à ces carottages, on peut retrouver des pollens fossiles et les dater.

La comparaison des pollens fossiles et des pollens actuels permet d'identifier les végétaux qui se sont succédés au cours du temps dans une région donnée. La répartition en pourcentage des pollens des différentes espèces à une époque donnée constitue un spectre pollinique. L'évolution des spectres polliniques au cours du temps est représentée par un diagramme pollinique. En appliquant le principe d'actualisme (c'est-à-dire en considérant que les espèces d'autrefois avaient les mêmes exigences climatiques que les espèces actuelles), on peut reconstituer les climats qui se sont succédé.

4. Les indices physiques

Chaque année, une couche de glace se forme aux pôles. La neige accumulée est compacte (1 à 2 cm d'épaisseur). La glace piège ainsi des bulles de l'air présents à la période où la neige est tombée et s'est accumulée. Ces bulles contiennent des informations sur la teneur en gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 et H_2O) de l'atmosphère. Or, l'ensemble des gaz présents dans l'atmosphère possède au moins un atome d'oxygène. L'oxygène présente deux isotopes stables, ^{18}O et ^{16}O présents en quantités différentes dans l'eau, la glace et la neige. On mesure le rapport isotopique de la glace ($^{18}O / ^{16}O$) puis on calcule le $\delta^{18}O$. Le $\delta^{18}O$ est une grandeur définie par les spécialistes comme étant le rapport entre le $^{18}O / ^{16}O$ d'un échantillon de glace et le rapport $^{18}O / ^{16}O$ d'un standard (l'eau des océans) appelé SMOW (Standard Mean Ocean Water). Il est exprimé en pour mille. Celui-ci dépend des conditions de formation des glaces. En effet, lors d'un changement de phase, le comportement d'une molécule d'eau dépend de sa masse, et donc de l'isotope de l'oxygène qu'elle contient. Ainsi, lors de l'évaporation, les molécules d'eau $H_2^{16}O$, plus légères, sont davantage concentrées dans la vapeur d'eau que les molécules $H_2^{18}O$. Lors de la condensation de la vapeur d'eau, à l'origine des précipitations, c'est le contraire : les molécules $H_2^{18}O$, plus lourdes, se condensent en premier. Le $\delta^{18}O$ de la pluie ou de la neige va donc varier avec la température. En effet, la composition isotopique des précipitations dépend de la température locale : plus il fait froid, plus le $\delta^{18}O$ des précipitations est faible. Plus il fait chaud, plus le $\delta^{18}O$ des précipitations est fort (attention il est toujours négatif pour les glaces !). Le $\delta^{18}O$ peut également être mesuré dans des sédiments océaniques carbonatés pour reconstituer l'évolution de la température de l'océan (il est positif et évolue à l'opposé du $\delta^{18}O$ des glaces).

5. La concordance des indices climatiques

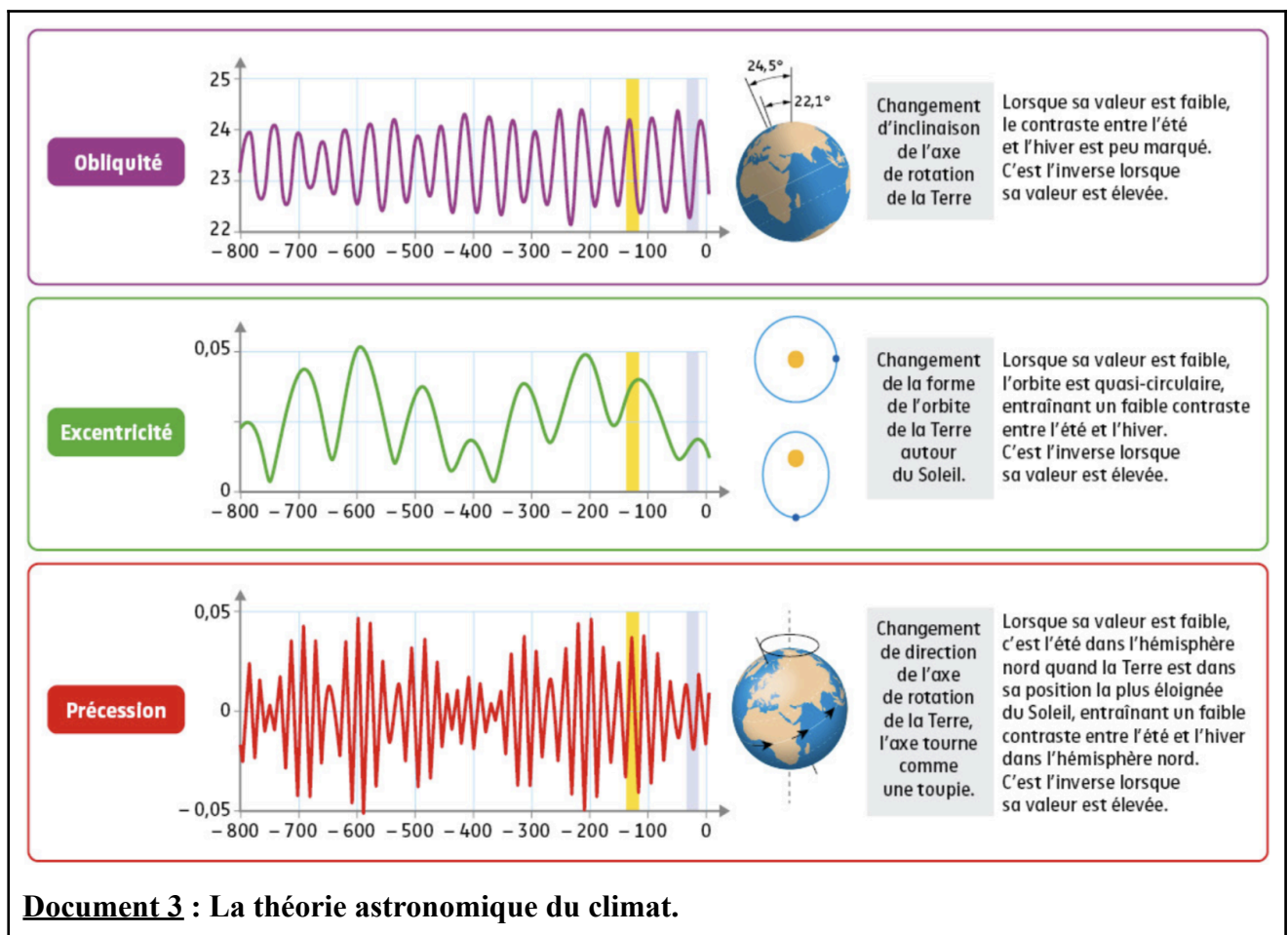


Le recoupement des différentes données sont très cohérentes les unes avec les autres, et permettent d'avoir une idée précise du climat régnant au Quaternaire.

Le climat du Quaternaire est caractérisé par la succession de cycles glaciaires formés chacun d'une période glaciaire (froide) assez longue de 80 000 ans suivie d'une période interglaciaire (chaude) plus courte de 10 000 à 20 000 ans environ. Actuellement, nous sommes dans une période interglaciaire qui a débuté il y a 15 000 ans environ et qui s'est accentuée à partir de la transition Pléistocène – Holocène (- 11 700 ans). Ainsi, le Quaternaire présente des cycles glaciaires d'environ 100 000 ans. En plus des cycles de 100 000 ans, on observe la présence de cycles beaucoup plus courts de 40 000 et 20 000 ans. Nous pouvons donc en déduire que ces cycles courts peuvent se cumuler aux cycles glaciaires et induire des variations climatiques plus franches, ce qui génère une variabilité climatique.

B) L'origine des variations climatiques du Quaternaire

Proposée au début du XX^{ème} siècle par l'astronome Milutin Milankovic, la théorie astronomique du climat est le modèle actuellement admis pour expliquer les cycles glaciaires et interglaciaires du Quaternaire. Cette théorie repose sur les variations périodiques des paramètres orbitaux de la Terre.



- L'excentricité de l'orbite terrestre présente une période de 100 000 ans. La forme de l'orbite est plus ou moins circulaire ou elliptique.
- L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre ayant une période de 40 000 ans. L'inclinaison de l'axe va modifier l'ampleur des saisons.
- La précession correspond à la position de l'axe de rotation de la Terre, suivant un mouvement d'oscillation ressemblant à celui de l'axe d'une toupie sur une période de 20 000 ans.

De plus, des boucles de rétroactions permettent d'expliquer l'ampleur des changements climatiques et la rapidité des entrées et sorties de glaciation :

- La formation de glace augmente l'albédo terrestre. Les sols absorbant moins de chaleur se refroidissent, ce qui favorise l'extension des surfaces glacées. Le refroidissement est alors amplifié. Inversement, la fonte d'une partie de la glace diminue l'albédo terrestre, ce qui accélère le réchauffement lors d'une sortie de glaciation.

- Lors d'une entrée en glaciation, le refroidissement de l'océan entraîne une augmentation de la solubilité du CO_2 , dans les eaux océaniques. Cela provoque la diminution de la teneur atmosphérique, donc la baisse de l'effet de serre et de la température, ce qui augmente en retour la solubilité du CO_2 . Cette boucle amplifie le refroidissement.

C) L'origine du refroidissement au Cénozoïque


Le Cénozoïque correspond à la dernière grande ère géologique, couvrant les 65 derniers millions d'années. Différents indices ont permis de reconstruire l'évolution de la concentration atmosphérique durant le Cénozoïque et d'en déduire l'effet de serre et la température terrestre moyenne. 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 la 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 au Cénozoïque. D'après les équations chimiques, l'altération des roches des reliefs montagneux engendre une baisse du CO_2 atmosphérique et aurait entraîné une diminution de l'effet de serre, provoquant le refroidissement.

Ère	Période	Ma
Cénozoïque	Quaternaire	0,01
	Néogène	1,8
	Paléogène	5

Orogenèses liées à la collision continentale



Alpes, Himalaya, Pyrénées, Zagros



$$2 \text{CaSi}_2\text{Al}_2\text{O}_8 + 4 \text{CO}_2 + 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^- \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$$

Plagioclase

Document 4 : Équations d'altérations des chaînes de montagnes formées au Cénozoïque.

- Un second modèle fait le lien entre la Tectonique des Plaques et modification de la circulation océanique. L'isolement du continent Antarctique aurait permis la formation d'un courant froid circumpolaire grâce à l'ouverture du passage de Drake, favorisant la formation de la calotte polaire sud dès 30 Ma. Cette immense surface glacée aurait participé au refroidissement global par effet d'albédo.

Bilan : Un ensemble d'indices permettent de déterminer et reconstituer les climats du Cénozoïque. Durant les 800 000 dernières années, dans la période du Quaternaire, le climat de la Terre a connu alternativement des périodes très froides (périodes glaciaires) et des périodes très chaudes (périodes interglaciaires). La dernière période s'étend de -120 000 à -11 000 ans. Les variations cycliques durant le Quaternaire coïncident avec des variations périodiques des paramètres orbitaux de la Terre (cycles de Milankovic). Des boucles de rétroaction positives et négatives (albédo / solubilité océanique du CO_2) sont à l'origine des entrées et sorties de glaciation.

La seconde partie du Cénozoïque est donc marquée par un refroidissement climatique. Ce dernier s'explique par l'altération des roches continentales des chaînes de montagnes alpines et par la modification de la circulation océanique causée par la variation de la position des continents.

II. Les variations climatiques au Mésozoïque

Le Crétacé est la troisième période géologique de l'ère du Mésozoïque, de -135 à 65 Ma. Plusieurs données sont utilisées par les climatologues pour déterminer le climat de cette période.

A) Les indices géologiques permettant la reconstitution du climat au Crétacé

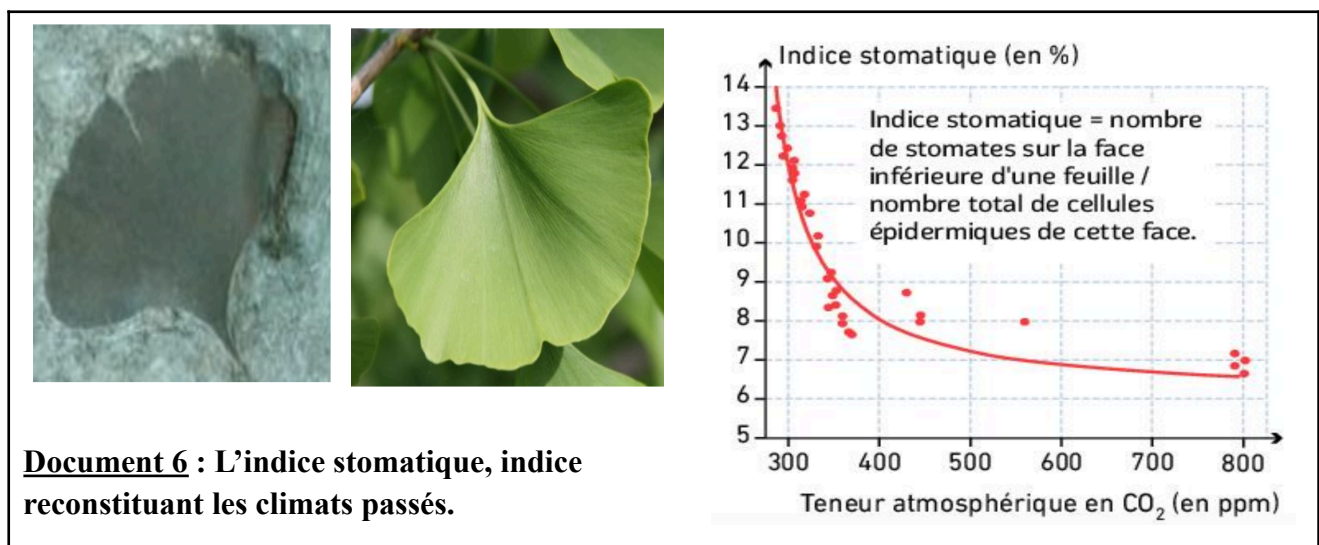
Les roches sédimentaires constituent des marqueurs climatiques.

Roche sédimentaires	Conditions de formation	Climat déduit
Craie	Accumulation de micro-squelettes calcaires en milieu marin peu profond	Climat chaud et niveau marin très élevé (transgression marine)
Bauxites	Altération chimique très intense des roches continentales sous l'effet de fortes précipitations	Climat tropical à équatorial
Évaporites	Précipitation de sels minéraux suite à une évaporation intense de l'eau	Climat aride à semi-aride
Absences de tillites	Les tillites sont des dépôts caractéristiques des glaciers.	Absence de calottes glaciaires permanentes aux pôles

Document 5 : Tableau descriptif des roches sédimentaires retrouvés durant le Crétacé.

Leur positionnement en tenant compte de la disposition des continents permet de penser que le climat était plus chaud au Crétacé qu'actuellement. On retrouve également de nombreux affleurements de craie à l'intérieur des continents. Ces roches se forment en milieu marin plus ou moins profond. Leur superposition dans une région démontre qu'à cet endroit il y a eu une phase de transgression marine importante (remontée du trait du littoral jusqu'à l'intérieur des continents).

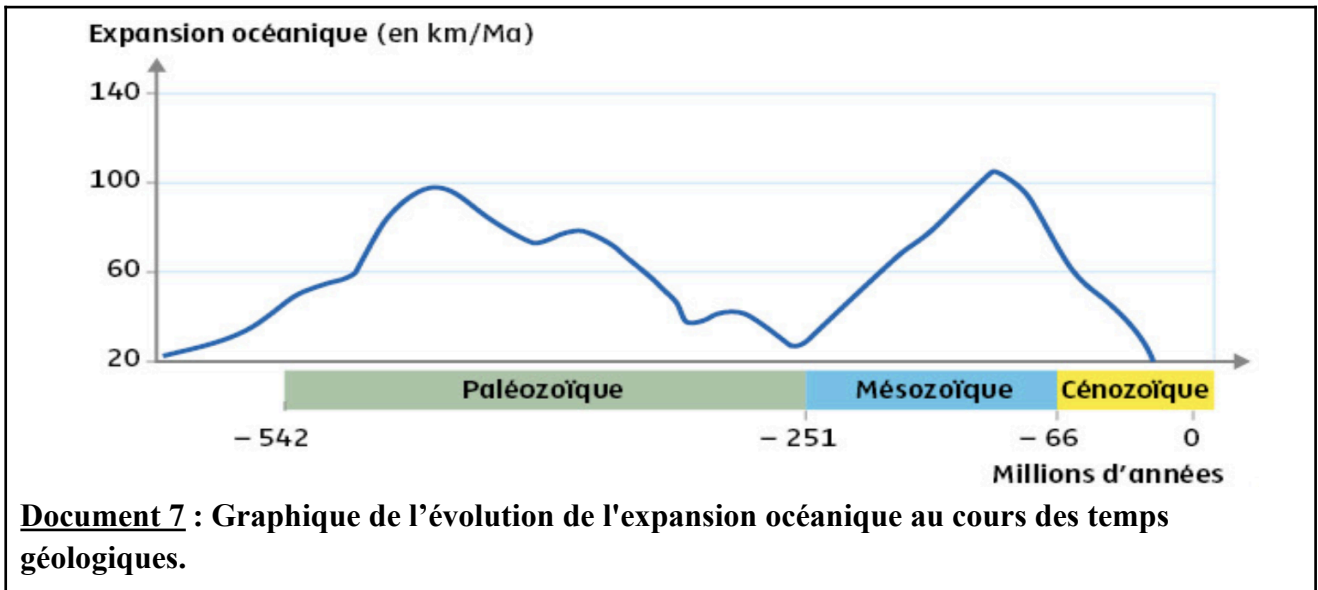
De plus, les paléobotanistes utilisent comme indice biologique des variations climatiques passées la quantité de stomates (orifices permettant les échanges gazeux lors de la photosynthèse) au niveau des feuilles fossiles.



L'indice stomatique (nombre de stomates / nombre de cellules épidermiques) est un indicateur de la concentration atmosphérique. Plus la température est importante, plus la concentration en CO₂ est importante dans l'atmosphère, plus l'indice stomatique sera faible.

B) L'origine du réchauffement au Mésozoïque

Au Crétacé, l'activité des dorsales océaniques a été très intense (grand volume de lithosphère produite), provoquant une libération importante de CO_2 atmosphérique, renforçant l'effet de serre et donc le réchauffement. Le taux d'expansion océanique particulièrement élevé diminue l'espace disponible pour l'eau qui recouvre alors les océans. Ainsi le volcanisme de dorsales, la position des océans et la variation du niveau marin favorisent un climat chaud et humide à la fin du Mésozoïque

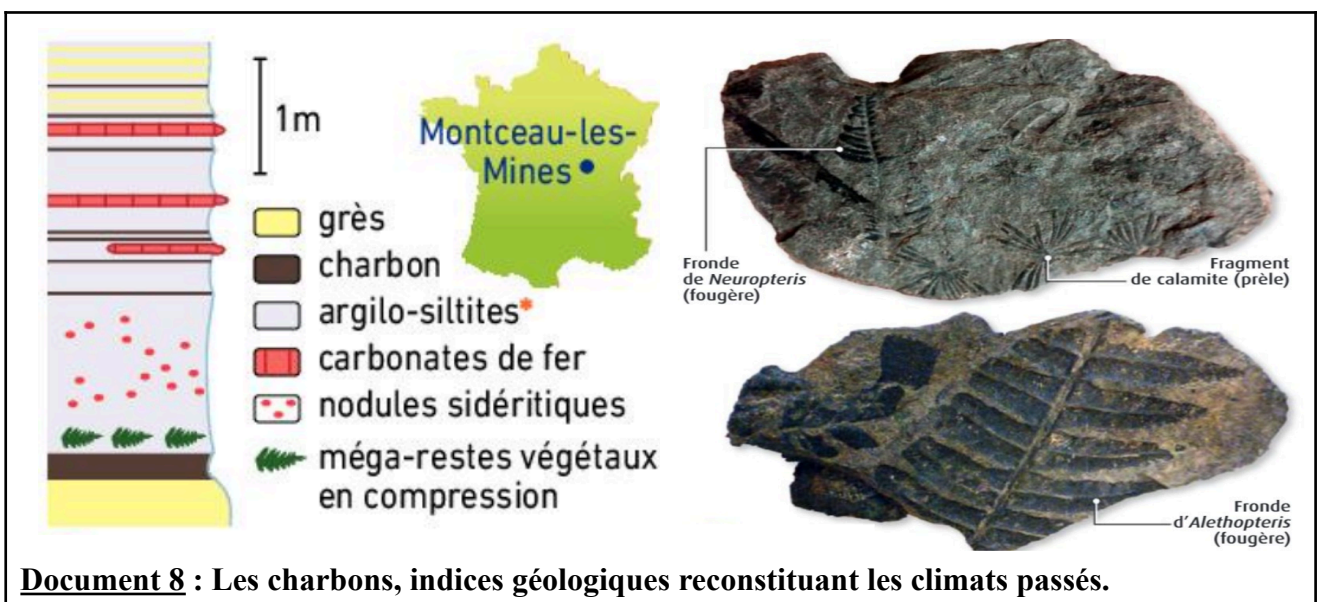


Bilan : Au Mésozoïque, pendant le Crétacé, les indices climatiques ont révélé un réchauffement. Les données lithologiques (roches calcaires, bauxite, évaporites), les données paléontologiques et paléobotaniques témoignent d'une hausse générale de température. D'autres part, il semble qu'à cette époque particulièrement chaude, la Terre ne possédait plus aucune calotte polaire. Ainsi donc, le Mésozoïque est une ère géologique au cours de laquelle la paléogéographie mondiale subit des changements importants. En effet, il se produit une phase intense d'expansion océanique conduisant à l'ouverture des océans. L'augmentation de l'activité des dorsales, dégageant une grande quantité de dioxyde de carbone, semble principalement responsable du réchauffement de cette ère géologique.

III. Les variations climatiques au Paléozoïque

Le Carbonifère et le Permien sont des périodes de la fin du Paléozoïque (ère primaire) s'étendant entre -360 et -250 Ma.

A) Les indices géologiques permettant la reconstitution du climat au Carbonifère / Permien

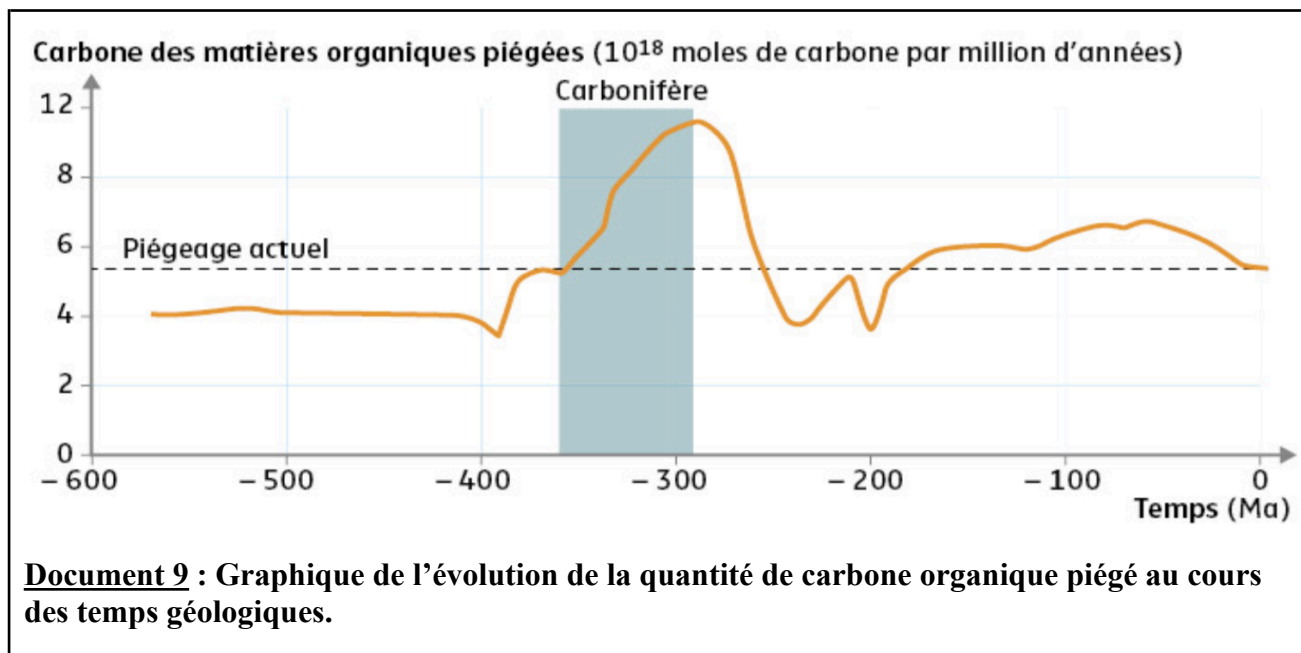


En Europe, le Carbonifère est connu pour ses gisements de charbon, exploités depuis le XIX^{ème} siècle. Le site de Montceau-les-Mines a fait l'objet d'une étude depuis cette époque.

La très bonne conservation des fossiles végétaux a permis la reconstitution d'un environnement chaud et humide propice au développement d'une forêt dense, peuplée d'espèces aujourd'hui disparues. La forte production de matière végétale et son enfouissement rapide sont à l'origine du charbon, une roche riche en carbone.

Néanmoins, au Permien, on retrouve des traces de la présence de grands inlandsis sur des latitudes plus basses qu'actuellement : stries glaciaires dans le Sahara et nombreuses tillites (roches sédimentaires formées par accumulation de débris de roches arrachés puis abandonnés par les glaciers). Ces indices témoignent d'un climat froid et donc d'un refroidissement majeur et rapide (glaciation) durant le Paléozoïque, entre le Carbonifère et le Permien.

B) L'origine du refroidissement à la fin du Paléozoïque



La naissance de la Pangée a été associée à la formation, au niveau de l'équateur, d'une vaste ceinture orogénique : la chaîne hercynienne. Sous un climat chaud et humide au Carbonifère, cette chaîne de montagnes a subi une altération intense, qui a piégé d'importante quantité de CO_2 atmosphérique. Cette perturbation du cycle du carbone a pu être à l'origine d'un refroidissement progressif pendant le Carbonifère supérieur (-323/-299 Ma). De plus, la modification des circulations océaniques et atmosphériques due à la formation d'un supercontinent Pangée, a favorisé la formation d'une vaste calotte glaciaire dans l'hémisphère Sud, augmentant l'albédo et ainsi le refroidissement.

Enfin, la fixation massive de CO_2 lors de la formation du charbon pourrait également expliquer le refroidissement durant cette période. Ainsi donc, à la fin du Paléozoïque, on observe un refroidissement global du climat (glaciation du Permien).

Bilan : Bien que la formation de grands gisements de charbon durant le Carbonifère témoigne d'un climat chaud et humide (car la région est alors située en zone équatoriale), le climat du Paléozoïque est globalement caractérisé par une glaciation de grande ampleur, comme en témoignent de nombreux indices géologiques et fossiles. Cette glaciation est liée à l'altération chimique des roches de la chaîne hercynienne et à une très importante fossilisation de matière organique responsables d'une chute de la teneur en dioxyde de carbone de l'atmosphère (diminution de l'effet de serre).

Schéma bilan :

Archives disponibles

