

> composition de l'atmosphère par exemple (voir l'encadré page 70). La mesure des quantités d'isotopes stables de l'oxygène dans les coquilles calcaires des fonds marins permet par exemple de déterminer indirectement les masses des immenses glaciers qui ont couvert la Terre à plusieurs reprises, et d'en déduire la température moyenne terrestre: comme nous l'avons indiqué, elle n'a cessé de baisser au cours des 15 derniers millions d'années (voir l'encadré page 71).

La mesure des quantités d'isotopes stables du bore dans les sédiments océaniques nous a appris par ailleurs que la concentration atmosphérique de CO_2 a diminué au cours des 15 derniers millions d'années. Elle est passée d'environ 550 ppm à 280 ppm au début de l'Holocène, il y a 10 000 ans, puis est restée relativement constante jusqu'au début de l'industrialisation, au milieu du XVIII^e siècle. Cette baisse de la concentration de CO_2 a été suffisante pour rendre compte du refroidissement.

Pour autant, un nouvel indicateur conçu en 2014 avec mon équipe, le rapport isotopique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ du béryllium dans les sédiments océaniques, a posé une nouvelle énigme. D'après cet indicateur, le taux d'altération chimique des roches est resté constant durant les 15 derniers millions d'années de refroidissement (voir l'encadré page 70). En outre, grâce aux reconstitutions des mouvements tectoniques, nous savons que les émissions volcaniques n'ont pas diminué pendant la même période.

Dès lors, comment la température et la concentration de CO_2 ont-elles pu diminuer si ni les émissions volcaniques (V) ni le taux de météorisation (M) n'ont changé pendant 15 millions d'années? Jeremy Caves Rugenstein, de l'École polytechnique fédérale de Zurich, Dan Ibarra, de l'université Stanford, et

moi-même avons fait appel au principe de la rétroaction pour proposer, en 2019, l'idée que cela s'explique par une augmentation de la réactivité de la surface terrestre, c'est-à-dire du facteur k figurant dans l'équation différentielle donnée plus haut du bilan de CO_2 atmosphérique (voir l'encadré page 69, graphique de droite).

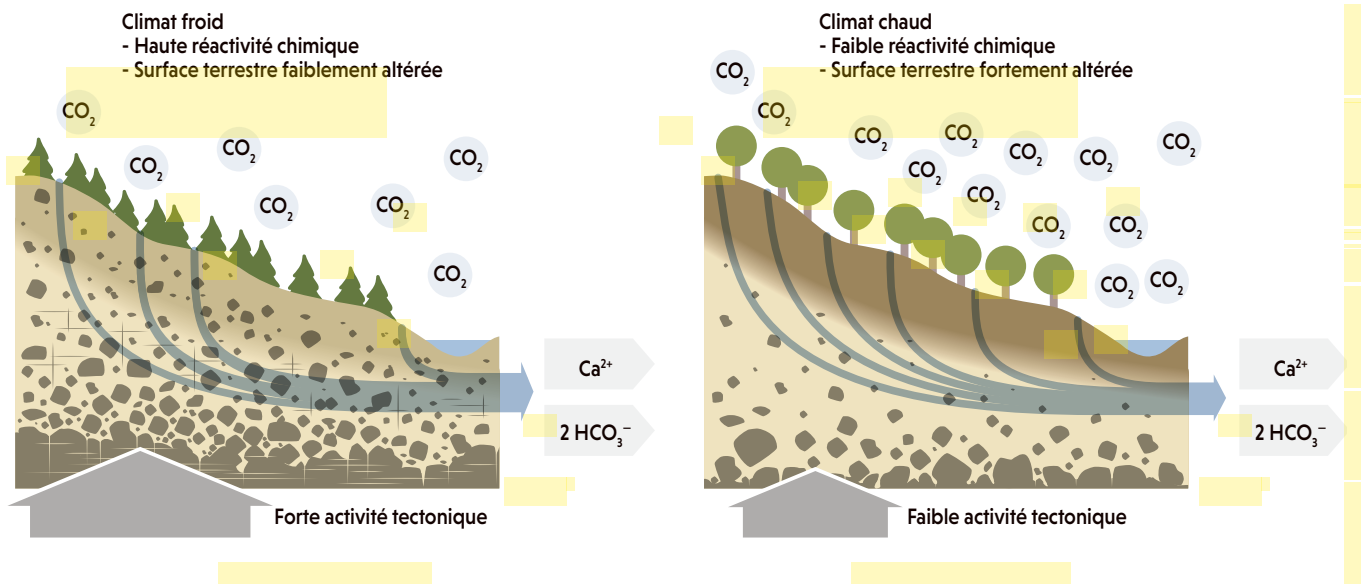
Si, à une concentration de CO_2 donnée, k augmente, l'érosion chimique des roches s'intensifie temporairement, ce qui retire du CO_2 de l'atmosphère; par conséquent, si l'activité volcanique n'augmente pas simultanément, il reste moins de CO_2 atmosphérique disponible pour réagir avec les roches, ce qui ralentit l'altération chimique. On a donc deux tendances simultanées qui s'opposent et, au final, s'instaure un nouvel équilibre au taux d'altération des roches initial (c'est-à-dire à la même valeur $M = k[\text{CO}_2]$). L'augmentation de la réactivité k a donc fait baisser la concentration de CO_2 atmosphérique.

Ainsi, selon le scénario proposé, l'accroissement initial de la réactivité (le facteur k) a refroidi le climat, même si le taux de météorisation des roches est resté le même. Ce raisonnement explique que pendant 15 millions d'années, la concentration de CO_2 et, donc, la température ont pu baisser, tandis que, comme l'indique le rapport isotopique $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, le taux d'altération des roches est resté constant.

UNE SURFACE TERRESTRE PLUS OU MOINS RÉACTIVE AU CO_2

Reste une question importante: comment la réactivité k a-t-elle pu changer? Pour y répondre, nous devons nous intéresser à la pellicule la plus externe de la Terre: une couche de terre s'étendant depuis la surface jusqu'à quelques dizaines de mètres de profondeur. On la qualifie de «zone critique», car c'est dans cette épaisseur que se déroulent la plupart des

La «réactivité» de la pellicule supérieure terrestre – la zone critique d'altération chimique des roches silicatées – varie. Si le sol contient davantage de minéraux silicatés non altérés, tels que le feldspath ou le mica, il peut réagir chimiquement même avec peu de CO_2 dans l'atmosphère (à gauche), tout comme un sol déjà fortement altéré quand il y a beaucoup de CO_2 dans l'atmosphère (à droite). Dans les deux situations, on peut donc avoir le même taux d'altération chimique des roches silicatées et donc la même quantité de CO_2 retirée de l'atmosphère par intervalle de temps.



LES DEUX CYCLES DU CO₂

Dès 1845, l'ingénieur minier français Jacques-Joseph Ébelmen a compris que le cycle du CO₂ décrit dans cet article est un cycle géologique lent, mais stabilisateur du climat terrestre à long terme grâce aux puits de calcaire océaniques. Ce processus n'élimine de l'atmosphère que 0,1 milliard de tonnes de carbone par an. Le cycle du carbone organique, en revanche, est beaucoup plus important grâce à la photosynthèse : les plantes terrestres retirent de l'atmosphère 60 milliards de tonnes de carbone par an et 90 autres milliards de tonnes par l'échange gaz-eau et par les microorganismes océaniques. Cependant, ce gigantesque cycle du CO₂ est fermé, car le carbone organique est oxydé au même rythme qu'il est fixé par la photosynthèse. C'est pourquoi il n'est pas pris en compte s'agissant du contrôle géologique de la température. Il peut cependant influencer sur le bilan de CO₂ atmosphérique si – comme cela a été le cas au Carbonifère (il y a environ 360 à 300 millions d'années) – de grandes quantités de carbone organique sont stockées dans des sédiments et deviennent ensuite du charbon. Représentant aujourd'hui 10 milliards de tonnes de carbone (qui équivalent à 37 milliards de tonnes de CO₂), les émissions massives dues à l'utilisation des combustibles fossiles déséquilibrent aussi le cycle du CO₂ organique.

processus transformant les roches silicatées en sol. Selon les quantités de minéraux présents, la météorisation est plus ou moins active. Les surfaces réactives lient efficacement le CO₂ même en cas de faible teneur atmosphérique, et ont une constante de réaction k élevée; celles qui sont moins réactives ont une plus faible probabilité de réagir avec le CO₂ et une constante k moins élevée.

La réactivité d'une surface est déterminée par la quantité de minéraux «primaires» présents dans la zone critique (voir la figure ci-contre) : ces minéraux contenus à l'origine dans la roche sont par exemple le feldspath, la biotite (famille des micas), la hornblende ou le pyroxène. Dans une zone critique réactive, ces minéraux silicatés sont si abondants que même de petites quantités de CO₂ réagissent efficacement, de sorte que la roche s'altère. Il en résulte la formation de minéraux dits «secondaires» et, avec eux, celle du sol. Aujourd'hui, les surfaces terrestres réactives se situent dans les chaînes de montagnes hautes et basses, telles l'Himalaya, les Alpes, les Vosges ou le Massif central, etc., ou dans les zones anciennement gelées d'Europe du Nord ou d'Amérique. Les mouvements tectoniques et un taux d'érosion moyen suffisent à éliminer de la surface suffisamment de minéraux secondaires non réactifs pour qu'il y ait toujours assez de minéraux primaires frais disponibles pour réagir.

Dans une zone d'altération moins réactive, les minéraux primaires «frais» sont en revanche déjà épuisés. À leur place, on trouve principalement des minéraux secondaires qui se sont formés au cours de l'altération des roches, comme les minéraux argileux (kaolinite, illite) ou les oxydes de fer. La météorisation de ces minéraux secondaires exige beaucoup d'eau, de chaleur et de CO₂. On

trouve ces surfaces terrestres fortement altérées dans les zones tropicales et tectoniquement actives d'Afrique, du Brésil ou d'Australie. Il semble que, il y a 15 millions d'années, la plupart des surfaces étaient peu réactives.

Une méthode isotopique relativement nouvelle donne une indication de l'activité passée de la surface terrestre. Comme le lithium (Li) se trouve à l'état de traces dans les roches, il est libéré lors de la météorisation et pénètre dans l'eau interstitielle à partir de laquelle se forment les minéraux argileux. Dans ces derniers, l'isotope ⁶Li, plus léger, est favorisé. Si plus de minéraux argileux contenant du ⁶Li sont produits, alors il y a davantage d'atomes de lithium de l'isotope ⁷Li transportés, via les eaux souterraines et les rivières, vers les océans. Il est donc possible d'estimer la réactivité passée de la surface terrestre à partir du rapport isotopique ⁷Li/⁶Li des coquilles calcaires des organismes marins ayant sédimenté. De fait, ce rapport isotopique ⁷Li/⁶Li a augmenté dans les sédiments océaniques au cours des 15 derniers millions d'années (voir l'encadré page 70); cela signifie que, en moyenne, la réactivité de la surface terrestre (en d'autres termes la constante k) a régulièrement augmenté dans le monde.

Nous avons estimé qu'à un taux de météorisation constant, un doublement du taux d'érosion pourrait avoir été suffisant pour produire cette réactivité accrue. Au cours des 15 derniers millions d'années, cela a de plus en plus refroidi la Terre et a finalement amorcé l'englaçage de l'hémisphère Nord. Cependant, pour quelle raison le taux d'érosion s'est-il modifié? La question reste ouverte.

UNE RÉGULATION MISE À MAL

Une seule chose est sûre: pendant toute l'histoire de la Terre, le thermostat terrestre a maintenu les conditions climatiques favorables à la vie. Malheureusement, l'une des plus grandes perturbations du délicat cycle géologique du CO₂ est en cours, puisque l'humanité a fait passer la concentration atmosphérique de CO₂ de 280 ppm à plus de 400 ppm depuis 1900. Si nous n'agissons pas immédiatement, nous pourrions avoir une atmosphère à 1000 ppm en 2100 et même 2000 ppm en 2200... Or David Archer, de l'université de Chicago, et Victor Brovkin, de l'institut Max-Planck de météorologie à Hambourg, ont montré en 2008 qu'il faudrait pas moins de 3 000 ans pour que la séquestration du dioxyde de carbone dans les océans réduise sa concentration dans l'atmosphère de 1 400 ppm à 600 ppm. En d'autres termes, l'humanité doit mettre fin le plus tôt possible à la dangereuse aventure climatique dans laquelle elle s'est lancée. ■

BIBLIOGRAPHIE

J. K. Caves Rugenstein et al., **Neogene cooling driven by land surface reactivity rather than increased weathering fluxes**, *Nature*, vol. 571, pp. 99-102, 2019.

F. von Blanckenburg et J. Bouchez, **River fluxes to the sea from the ocean's ¹⁰Be/⁹Be ratio**, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 387, pp. 34-43, 2014.

M. E. Galvez et J. Gaillardet, **Historical constraints on the origins of the carbon cycle concept**, *Comptes Rendus Géoscience*, vol. 344(11-12), pp. 549-567, 2012.

D. Archer et V. Brovkin, **The millennial atmospheric lifetime of anthropogenic CO₂**, *Climatic Change*, vol. 90, pp. 283-297, 2008.

R. A. Berner et K. Caldeira, **The need for mass balance and feedback in the geochemical carbon cycle**, *Geology*, vol. 26(5), pp. 477-478, 1997.