

# Un cycle du carbone perturbé par les activités humaines

## Auteurs :

**JOYARD Jacques**, Directeur de recherche honoraire au CNRS, Laboratoire de Physiologie cellulaire et végétale, Université Grenoble Alpes

**SOMMERIA Joël**, Directeur de recherche CNRS, LEGI (Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels), Université Grenoble-Alpes.

19-04-2024



*Tous les êtres vivants sont construits à partir d'atomes de carbone. Ceux-ci sont extraits du CO<sub>2</sub> atmosphérique par les plantes, algues et certaines bactéries, en utilisant l'énergie solaire : c'est la photosynthèse. La respiration et la décomposition des êtres vivants restituent ce CO<sub>2</sub> à l'atmosphère. A côté de ce cycle biologique court, il existe un cycle géologique lent stockant le carbone sous forme de calcaire et d'hydrocarbures fossiles. Le calcaire provient des coquilles d'organismes marins tandis que les hydrocarbures sont formés par enfouissement de sédiments organiques. La combustion de ressources fossiles représente actuellement un court-circuit de ce cycle lent vers le cycle court dominant largement les processus de régénération naturelle. Ceci conduit à une accumulation rapide du CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, cause de réchauffement climatique, et d'une acidification des océans pouvant perturber la vie marine.*

## 1. Les origines

Le **carbone** est un élément assez abondant produit comme la plupart des éléments légers dans le cœur des étoiles par **fusion nucléaire** de l'hydrogène (lire [L'énergie nucléaire](#)). Le carbone présent sur Terre et les autres planètes provient ainsi d'une étoile qui a explosé antérieurement à la formation du Système Solaire. Lors d'une telle explosion (supernova) la matière condensable a formé des nuages de gaz et de poussières qui se sont ensuite agrégés pour former les planètes dans la **Nébuluse Solaire** primitive. Comme tous les éléments non radioactifs [\[1\]](#), ce carbone initial est conservé et recyclé en permanence depuis la formation de la Terre, passant dans différents milieux et se combinant à différentes molécules.

Cette matière primitive, antérieure à la formation de la Terre, nous est parvenue quasi intacte dans certaines météorites appelées chondrites carbonées. Elle se retrouve aussi dans les comètes. De façon remarquable, le carbone y forme différents composés chimiques organiques élémentaires, tels que des **hydrocarbures**, des alcools et des acides aminés (lire [Molécules carbonées des](#)

[comètes](#)). Les planètes géantes comme Jupiter ou Saturne sont composées essentiellement d'hydrogène (90 %) et d'hélium (près de 10 %), mais le carbone y est également présent (0,1 %) sous forme de **méthane** (CH<sub>4</sub>) ou autres hydrocarbures.

Sur les planètes rocheuses comme la Terre, les températures élevées lors de leur formation ont conduit à séparer les éléments métalliques (fer et nickel) qui constituent le **noyau** des silicates moins denses qui constituent le **manteau**. On estime que le carbone s'est réparti en proportions comparables entre noyau [2] et manteau. Dans ce dernier, le carbone pur soumis à haute pression et température cristallise à l'état de diamants : on retrouve ceux-ci en surface dans d'anciennes cheminées volcaniques très actives, où le refroidissement rapide a bloqué tout changement d'état. Cependant il est surtout présent sous forme de **carbonates** constituant entre 0,003 et 0,03 % de la masse du manteau. Il se dégage dans l'atmosphère sous forme de **gaz carbonique** CO<sub>2</sub> (ou dioxyde de carbone) lors des éruptions volcaniques. Sur Mars et Venus, le volcanisme émet également du CO<sub>2</sub> qui est le principal composant de l'atmosphère. Le CO<sub>2</sub> était également l'une des composantes principales de l'atmosphère terrestre avant l'apparition de la **photosynthèse** qui a libéré l'oxygène tout en fixant le carbone atmosphérique sous forme de matière organique.

## 2. Les réservoirs

Le carbone est stocké sous différentes formes dans des milieux que l'on appelle **réservoirs**, dont les principaux sont listés dans le tableau 1. Ces réserves sont exprimées en gigatonnes de carbone (1GtC = 10<sup>12</sup> kg de carbone). De façon plus intuitive on peut rapporter ces quantités à la surface totale du globe terrestre (510 millions km<sup>2</sup> soit 510 x 10<sup>12</sup> m<sup>2</sup>), de sorte que 1 kg/m<sup>2</sup> correspond à un total de 510 GtC. L'atmosphère contient actuellement 1,69 kg/m<sup>2</sup> de carbone sous forme de CO<sub>2</sub> bien mélangé par les vents. Cette quantité peut facilement se déduire [3] de la concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub>, actuellement 400 ppmv (un ppmv indique une proportion de 10<sup>-6</sup> en volume, soit en nombre de molécules). Et une augmentation de 1 ppmv correspond à 2,12 GtC.

L'océan contient près de 50 fois plus de carbone que le réservoir atmosphérique. Le CO<sub>2</sub> dissous réagit avec l'eau pour donner de l'**acide carbonique** H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, lui-même en équilibre avec l'ion **hydrogénocarbonate** HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (appelé aussi bicarbonate) et l'ion **carbonate** CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. La forme HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> représente près de 95% du carbone océanique. L'échange océan-atmosphère transfère le CO<sub>2</sub> soit dans un sens (atmosphère vers océan) soit dans l'autre (océan vers atmosphère), tendant vers un équilibre des rapports de concentrations qui dépend de la température.

La masse totale des êtres vivants océaniques (appelée **biomasse océanique**), contient une quantité plus limitée de carbone, 6 g/m<sup>2</sup>, essentiellement sous forme de plancton et de bactéries. La végétation terrestre représente quant à elle 1 kg/m<sup>2</sup> de carbone, tandis que 4 kg/m<sup>2</sup> est stocké dans les débris organiques du sol (constituant l'**humus**). Il s'agit là de moyennes rapportées à la surface totale du globe.

**Tableau 1 : Les réservoirs de carbone** (manteau et noyau terrestre ne sont pas mentionnés en raison des grandes incertitudes et des interactions limitées avec l'environnement)

Milieu	Réserve (Gigatonnes, Gt)	Réserve (kg/m <sup>2</sup> ) (1kg/m <sup>2</sup> = 500 Gt)
Atmosphère (en 2015)	860	1,69
En solution dans l'océan	38 000	76
Biomasse dans l'océan	3	0,006
Végétation terrestre	500	1
Humus dans le sol	2 000	4
Carbone fossile dont :	10 000 000	20 000
exploitable (houille, pétrole, gaz)	~2 000	4
Roches sédimentaires carbonatées (calcaire CaCO <sub>3</sub> et magnésie MgCO <sub>3</sub> )	70 000 000	140 000



*Figure 1. Roches calcaires proches du sommet du Mt Everest, formées par des coquilles d'organismes marins il y a 500 millions d'années [ source : Conrad Anker, <http://www.montana.edu/everest/resources/pdf/GearActivity/RocksofEverest.pdf> ]*

Un plus grand réservoir de carbone se trouve cependant dans les roches **calcaires**, formées de **carbonate de calcium** ( $\text{CaCO}_3$ ), combiné au **magnésium** en part variable. La masse totale de carbone ainsi immobilisée est estimée à environ  $140 \text{ t/m}^2$ . Comme la masse de carbone représente 12 % du calcaire, cela représente environ  $1000 \text{ t/m}^2$  de calcaire, soit une épaisseur moyenne de l'ordre de 500 m. Le calcaire constitue des formations géologiques majeures comme le Bassin Parisien (notamment sous forme de craie), le Grand Canyon du Colorado, ou de grands massifs montagneux. On en trouve jusqu'au sommet du Mont Everest (Figure 1).

Une autre partie du carbone, estimée à  $20 \text{ t/m}^2$ , est stockée sous forme de carbone fossile d'origine organique (non oxydé). Ce carbone se trouve essentiellement dans les sédiments et roches sédimentaires, en très faibles concentrations (kérogènes). Une faible partie évolue en méthane ( $\text{CH}_4$ ), qui peut être piégé au fond des océans et dans les sols gelés sous forme d'hydrates. Seule une petite fraction du carbone fossile (inférieure à 0,01 %) a été concentrée, a subi une maturation et un piégeage pour donner des gisements exploitables d'hydrocarbures (gaz et pétrole) et de charbon.

Aux échelles de temps de centaines de millions d'années les sédiments sont entraînés dans les mouvements de plaques tectoniques et s'intègrent partiellement au manteau dont la réserve totale de carbone, très mal connue, est estimée encore supérieure à celle des roches calcaires.

### 3. Des flux perturbés par l'activité humaine

Les flux de carbone entre les différents réservoirs sont illustrés sur la Figure 2 (extraite de [4]) qui distingue la situation préindustrielle et les modifications postérieures (chiffres en rouge). Il s'agit en premier lieu de la combustion des réserves fossiles qui ont produit  $7,8 \text{ GtC/an}$  dans la décennie 2000, prise comme référence de ces données. Les autres chiffres en rouge correspondent aux réactions du système qui seront discutées en section 4.

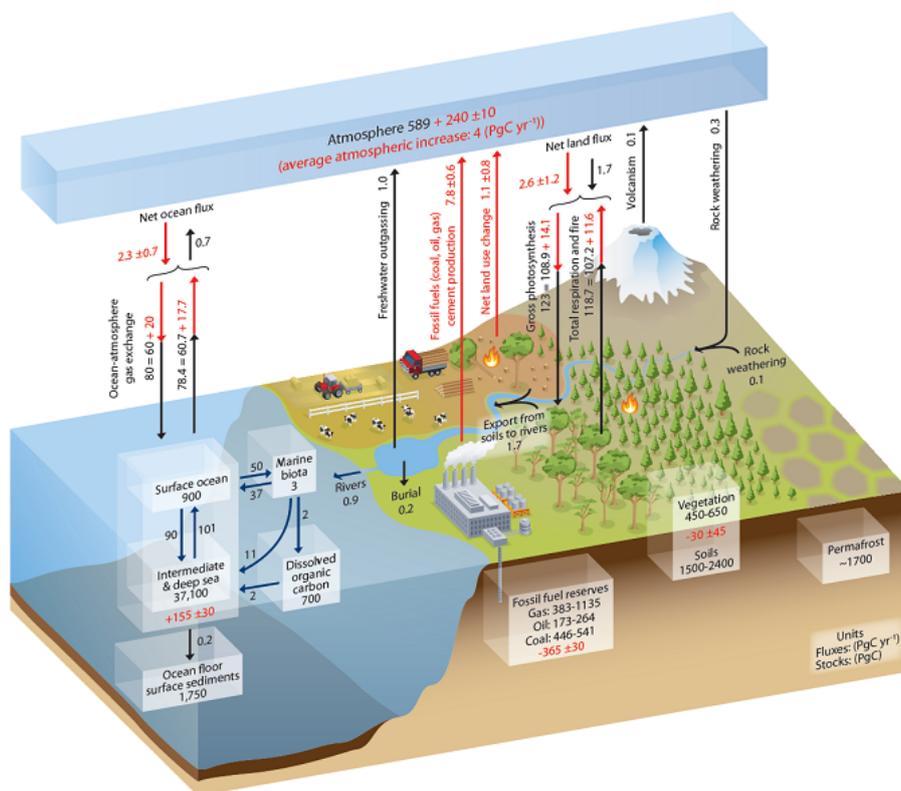


Figure 2. Représentation des stocks estimés de carbone sur Terre susceptibles d'alimenter des échanges à l'échelle du siècle (hors roches calcaires), et des flux annuels de carbone, en milliards de tonnes de carbone (ou pétagrammes, 1 PgC = 1 GtC). Les flux en noir représentent les échanges "naturels" à l'équilibre, autrement dit ceux qui étaient les seuls à exister avant le début de l'ère industrielle, et les valeurs en noir pour les stocks représentent l'état (reconstitué) de 1750, avant le début des activités industrielles. Les flux en rouge représentent l'effet des activités humaines (flux renforcés, diminués ou créés), pour la moyenne de la décennie 2000-2009, et les valeurs en rouge pour les stocks représentent la variation de 1750 à 2011. [source GIEC 2013, ref [4]]

Le CO<sub>2</sub> est échangé en permanence entre atmosphère et océan superficiel, par dissolution ou dégazage. Le dégazage est dominant dans les régions équatoriales, où de l'eau profonde riche en CO<sub>2</sub> remonte et se réchauffe, et la dissolution dominante dans les régions polaires, en raison du refroidissement de l'eau de surface. Aux moyennes latitudes, les variations saisonnières de température contrôlent le sens des échanges. Les deux effets, dissolution et dégazage, s'équilibrent approximativement en moyenne avec un flux global d'environ 80 GtC/an dans chaque sens.

Le flux le plus important est lié à la photosynthèse de la végétation terrestre, captant de l'ordre de 100 GtC/an, capable donc théoriquement d'extraire tout le CO<sub>2</sub> de l'atmosphère en moins d'une décennie. C'est ce qu'on appelle aussi la **production primaire**, qui alimente toute la vie terrestre en matière organique. Ce flux est compensé presque exactement par les émissions de CO<sub>2</sub> dues à la **respiration**, y compris celle des plantes elles-mêmes et des bactéries qui décomposent les matières organiques, ainsi qu'aux feux (incendies de forêts, par exemple) ; (lire [Tourbières et marais, des zones humides remarquables](#)).

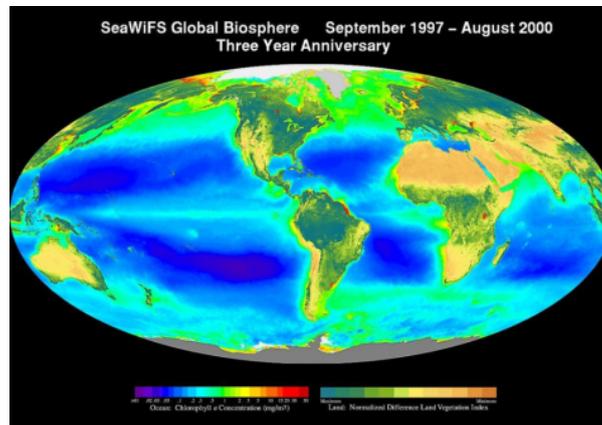


Figure 3. Distribution de la biosphère sur la Terre. Combinaison de vues prises pendant 8 ans par l'instrument SeaWiFS à bord de l'engin spatial OrbView-2. Les couleurs représentent (a) surfaces maritimes : quantité de chlorophylle (en  $\text{mg}/\text{m}^3$ , représentant la biomasse planctonique, échelle colorée de gauche), (b) surfaces terrestres : indice de végétation (échelle colorée de droite). [Source : NOAA].

L'océan est également un milieu important de production primaire photosynthétique, essentiellement par des microorganismes qui constituent ce qu'on appelle le **phytoplancton** : micro-algues (dont diatomées), cyanobactéries,... Ce sont les satellites qui ont permis d'avoir une connaissance précise de la concentration, de la distribution et du taux de renouvellement des populations et de faire des estimations crédibles de la production primaire des océans. L'observation de la teneur en chlorophylle des océans (Figure 3) montre ainsi que les zones situées entre les 40<sup>e</sup> et 60<sup>e</sup> parallèles au Nord et au Sud de la planète sont plus riches que les zones tropicales (à l'exception du débouché de grands fleuves comme l'Amazone, riche en éléments nutritifs). Il est possible d'estimer la production primaire océanique à partir de telles observations de concentration en chlorophylle, ce qui conduit à un chiffre global de 50 GtC par an, soit environ 50 % de la production des milieux terrestres. Il est remarquable que le carbone stocké dans la vie marine soit cependant près de 200 fois inférieur à celui des milieux terrestres (3 GtC contre 500 GtC). Le phytoplancton qui domine la biomasse marine stocke en effet peu de carbone en raison de sa courte durée de vie, contrairement aux arbres qui dominent la biomasse terrestre.

Cette production primaire varie fortement dans l'océan, régionalement et saisonnièrement, car le phytoplancton est extrêmement sensible aux fluctuations du milieu. Ainsi, la richesse en phosphates et en nitrates de certaines eaux (par exemple à l'embouchure de certains fleuves) fertilise localement la couche superficielle de l'océan et entraîne des explosions de productivité planctonique (on parle de floraison planctonique). Cet accroissement de la photosynthèse diminue la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'eau de surface, qui est compensée par une dissolution de  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Le phytoplancton et les algues sont broutés par des organismes consommateurs (zooplancton, poissons, mollusques) qui régénèrent l'essentiel du  $\text{CO}_2$  par leur respiration et décomposition.

Par ailleurs les organismes morts ou les particules fécales entraînent du carbone organique en profondeur où ils nourrissent des organismes vivants (dits hétérotrophes) qui restent ainsi dépendants de la photosynthèse de surface. Il existe cependant une exception notoire près des **fumerolles volcaniques** où la vie est entretenue par **chimiosynthèse**, une réaction analogue à la photosynthèse où l'énergie solaire est remplacée par l'énergie chimique du sulfure d'hydrogène (lire [Microbes des environnements extrêmes](#) et le focus sur les [fumeurs noirs](#)).

Seule une faible proportion du carbone organique marin produit en surface, de l'ordre de 0,2 GtC par an, s'accumule dans les sédiments océaniques et s'y décompose lentement à l'abri de l'oxygène en formant des hydrocarbures à l'échelle de millions d'années. Le charbon est quant à lui d'origine terrestre, sa production a débuté avec l'apparition des premiers grands arbres à l'époque du Carbonifère, il y a 300 à 350 millions d'années (lire [La biosphère, un acteur géologique majeur](#)).

Les coquilles carbonatées d'organismes marins sédimentent et se dissolvent à grande profondeur sous l'effet de la pression, ce qui libère des ions carbonate. Cette dissolution enrichit les eaux profondes en carbonates, comme la sédimentation et le recyclage de particules organiques (« pompe biologique »). En revanche dans les bassins de faible profondeur, ces coquilles s'accumulent et forment lentement du calcaire entraîné dans les processus géologiques. Ce sont avec les sédiments organiques les seuls puits océaniques de carbone pour le système océan-atmosphère. En retour, un flux de  $\text{CO}_2$  de l'ordre de 0,1 GtC/an est réémis par les **volcans** vers l'atmosphère.

La dissolution (**altération**) du calcaire alimente l'océan en carbonates pour 0,1 Gt/an (cette dissolution, de même que celle des silicates, entraîne aussi du  $\text{CO}_2$  atmosphérique dissous dans l'eau de pluie pour un total de 0,3 GtC/an). Ce carbone passe par les cours d'eau, se joignant à celui entraîné par l'érosion des sols. L'océan reçoit ainsi 0,9 GtC/an des cours d'eau, mais cet apport est quasiment compensé par un dégazage de l'océan estimé à 0,7 GtC/an dans la situation préindustrielle.

Ces échanges entre atmosphère, roches et êtres vivants ont joué un rôle considérable dans l'histoire ancienne de la Terre (lire [La biosphère, un acteur géologique majeur](#)), conduisant à de fortes variations de la composition atmosphérique et du climat. Ces

flux géologiques naturels restent cependant faibles : ils sont typiquement mille fois inférieurs à ceux de la photosynthèse et près de **cent fois inférieurs** à celui de la combustion des ressources fossiles. Au cours du dernier siècle, ce sont les **activités humaines** qui contrôlent les transformations de notre environnement.

## 4. L'accumulation du CO<sub>2</sub> au cours du dernier siècle

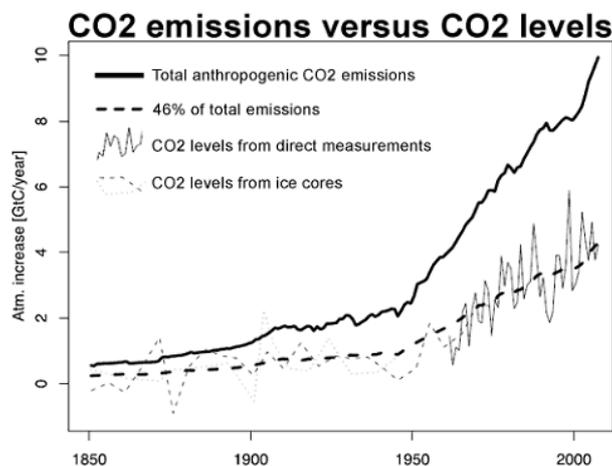


Figure 4. Production annuelle de CO<sub>2</sub> par combustion de ressources fossiles et changements d'usages des Terres (déforestation) depuis le début de l'ère industrielle, comparée à l'accroissement annuel de CO<sub>2</sub> atmosphérique mesuré (tous deux exprimés en Gt de carbone). Cette comparaison montre que seule une moitié (46 %) du CO<sub>2</sub> émis s'accumule dans l'atmosphère. Les mesures de concentration antérieures à 1960 sont obtenues à partir de bulles piégées dans la glace. [source W. Knorr, 2009, ref [5] ].

On observe ainsi une augmentation rapide de la teneur atmosphérique en CO<sub>2</sub> depuis le début de l'ère industrielle, augmentation qui succède à un niveau resté quasi constant autour de 280 ppmv pendant au moins les mille années antérieures. Non seulement la teneur atmosphérique augmente, mais son **taux d'augmentation** accélère aussi, comme montré sur la Figure 4. Ce taux atteint actuellement environ 4 GtC (soit 2 ppmv) par an. S'il restait constant, un tel taux ferait passer en 80 ans la teneur atmosphérique de la valeur actuelle de 400 ppmv à 560 ppmv, soit le double de la valeur pré-industrielle. Ce taux d'augmentation est bien corrélé aux émissions dues aux activités humaines, comme le montre la Figure 4. Ces émissions proviennent principalement de la combustion des ressources fossiles (charbon, pétrole et gaz), mais elles incluent aussi la déforestation et la production du ciment qui libère le carbone du calcaire (3% du CO<sub>2</sub> émis). L'augmentation totale du CO<sub>2</sub> atmosphérique reste cependant moitié de l'accumulation de ces émissions **anthropiques**, ce qui indique que l'autre moitié est réabsorbée, comme nous le verrons plus loin.

Cette accumulation de CO<sub>2</sub> atmosphérique induit un **réchauffement climatique** par augmentation de l'**effet de serre** (lien rayonnement et climat). Elle s'accompagne aussi d'une **acidification des océans** qui affecte les organismes marins.

La contribution majeure de la combustion des ressources fossiles à l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique est confirmée par la composition **isotopique** du carbone du CO<sub>2</sub> (lire [Radioactivité et réactions nucléaires](#)). Le carbone est en effet constitué principalement de l'isotope <sup>12</sup>C (contenant 6 neutrons outre les 6 protons), mais aussi d'une petite proportion de <sup>13</sup>C (7 neutrons) et <sup>14</sup>C (8 neutrons). La photosynthèse capture moins efficacement le <sup>13</sup>C que le <sup>12</sup>C de sorte que le carbone d'origine biologique possède un rapport isotopique <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C plus faible que celui du carbone d'origine minérale émis par les volcans. Or on observe que le rapport isotopique <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C du CO<sub>2</sub> atmosphérique décroît, ce qui marque son **origine biologique**.

Le <sup>14</sup>C est produit quant à lui par réaction nucléaire de rayonnements cosmiques sur l'azote dans la haute atmosphère, puis il est intégré au CO<sub>2</sub> et capté lors de la photosynthèse, de sorte qu'il s'incorpore à tous les êtres vivants en proportion connue (10<sup>-12</sup>). Comme il est radioactif, sa concentration décroît avec une **période radioactive** (demi-vie) de 5730 ans (c'est ce qui est utilisé pour la datation de vestiges d'origine biologique). Il a donc complètement disparu dans les combustibles fossiles, beaucoup plus anciens.

Or on observe une diminution de la concentration de <sup>14</sup>C atmosphérique (après correction des apports des explosions nucléaires des années 1960 qui ont doublé la concentration de <sup>14</sup>C). Ceci montre que l'augmentation de CO<sub>2</sub> provient bien des **sources biologiques fossiles** [6] plutôt que de sources biologiques actuelles.

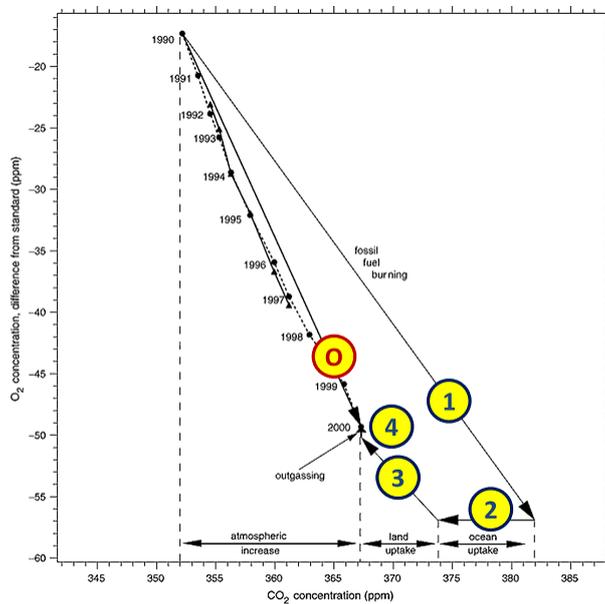


Figure 5. Décroissance de la teneur atmosphérique en oxygène  $O_2$  en fonction de l'augmentation de celle en  $CO_2$  au cours de la décennie 1990 (flèche 0). La flèche (1) représente la contribution de la combustion des ressources fossiles, associant augmentation de  $CO_2$  et diminution de  $O_2$  en proportions connues. La flèche (2) représente la dissolution dans l'océan qui réduit le  $CO_2$  atmosphérique sans variation de  $O_2$ , tandis que la flèche (3) représente la photosynthèse, qui diminue le  $CO_2$  en restituant  $O_2$  en proportion égale. Enfin l'océan restitue une petite partie de son oxygène dissout, donc sans variation de  $CO_2$  (flèche 4). [Source : Rapport IPCC 2001 (Voir ref [7])]

Par ailleurs la combustion des ressources fossiles consomme de l'oxygène. La diminution de la concentration atmosphérique en  $O_2$  qui en résulte reste faible mais tout à fait mesurable. Cette diminution est représentée sur la Figure 5 en fonction de l'accroissement de la concentration en  $CO_2$  mesurée au cours de la décennie 1990 (15 ppmv en dix ans). L'accroissement de  $CO_2$  mesuré est environ moitié de celui attendu de la combustion des ressources fossiles (flèche 1). La consommation de  $O_2$  est également inférieure, mais pas dans la même proportion. Ces résultats permettent d'identifier et évaluer **deux causes** d'absorption du  $CO_2$  émis : la **dissolution dans l'océan** (flèche 2), qui ne change pas la concentration en  $O_2$ , et la **photosynthèse**, qui restitue  $O_2$  dans la même proportion qu'elle diminue le  $CO_2$  (flèche 3). Un dernier effet, très limité, correspondant au dégazage de l'oxygène dissout dû au réchauffement de l'océan (flèche 4). En résumé, sur les 30 ppmv produits par les combustibles fossiles dans la décennie 1990, la Figure 5 indique que 8 ppmv se sont dissous dans l'océan, 7 ppmv ont été recyclés par photosynthèse, tandis que les 15 ppmv restants se sont accumulés dans l'atmosphère.

Sur la décennie 2000 représentée sur la Figure 2, ces chiffres traduits en GtC (1 ppmv pour 2,12 GtC, voir section 2), sont passés à 7,8 GtC par an produit par les combustibles fossiles, dont 2,3 GtC dissout dans l'océan et 1,5 GtC recyclé par photosynthèse. Le reste, soit 4 GtC par an, s'est accumulé dans l'atmosphère.

En plus du  $CO_2$ , le carbone est aussi émis dans l'atmosphère sous forme de **méthane** par la fermentation anaérobie (à l'abri de l'air) et par des fuites de gisements de pétrole ou gaz. Bien que 200 fois moins concentré que le  $CO_2$ , sa contribution à l'augmentation de l'effet de serre atteint 25 % de celle du  $CO_2$  [4]. Son impact sur l'effet de serre est environ 25 fois plus puissant que le  $CO_2$  et sa concentration dans l'atmosphère a crû d'un facteur 2,5 par rapport à la situation préindustrielle. Un relargage brutal du méthane contenu dans les sols gelés ou les sédiments marins pourrait accélérer le réchauffement climatique. Cependant le méthane émis dans l'atmosphère n'y persiste qu'une dizaine d'années car il y est lentement oxydé en  $CO_2$ . Le carbone est enfin émis sous de nombreuses autres formes par les activités humaines, en particulier des matières plastiques produites à raison de 0,3 Gt par an, dont on estime qu'un dixième rejoint l'océan et s'accumule au cœur de vastes tourbillons appelés gyres (lire [Pollution plastique en mer : le septième continent](#)).

## 5. La dissolution dans l'océan

Le  $CO_2$  se dissout dans l'océan superficiel, tendant à atteindre une concentration d'équilibre proportionnelle à sa pression partielle dans l'atmosphère. Il s'agit là d'une propriété générale de solubilité des gaz appelée **loi de Henry**. C'est pourquoi le  $CO_2$  dissous s'échappe lorsqu'on ouvre une bouteille de champagne, suite à la baisse de pression. Ce dégazage est augmenté par un accroissement de température, qui diminue la solubilité. Le  $CO_2$  s'échappe ainsi vers l'atmosphère dans l'océan tropical chaud, et au contraire se dissout dans les régions polaires, le bilan global étant neutre en régime stationnaire. Le réchauffement climatique induit en revanche un dégazage global. Dans la période actuelle, c'est cependant la dissolution induite par l'augmentation du  $CO_2$  atmosphérique qui domine.

L'océan superficiel contient actuellement du carbone minéral à raison de 24 ppm en masse [9] (soit 24 g par tonne d'eau). Ramené à la masse totale de l'océan,  $1,4 \times 10^{18}$  tonnes, cela représenterait une réserve de  $33 \times 10^{18}$  g de carbone, soit 33 000

GtC. La réserve est plutôt estimée à 38 000 GtC car la concentration est un peu supérieure en profondeur. A l'équilibre, la concentration de CO<sub>2</sub> dissous augmente en proportion de sa pression atmosphérique, conformément à la loi de Henry, mais 95 % du carbone dissous est sous forme d'ions carbonate et hydrogénocarbonate. Ainsi l'augmentation relative du carbone dissous n'est qu'environ 1/10 [10] de l'augmentation relative du CO<sub>2</sub> atmosphérique: une augmentation annuelle de ce CO<sub>2</sub> de 2 ppmv sur 400 ppmv, soit de 0,5 %, implique donc une augmentation de carbone dissous 10 fois moindre, soit 0,05 % de 24 ppm, ce qui donne 0,012 ppm. Ce carbone n'est absorbé que par l'océan superficiel : si tout l'océan l'absorbait, le flux serait de 17 GtC par an, alors qu'il est estimé à 2,3 GtC/an (Figure 2). Le CO<sub>2</sub> absorbé n'est transféré que très lentement en profondeur.

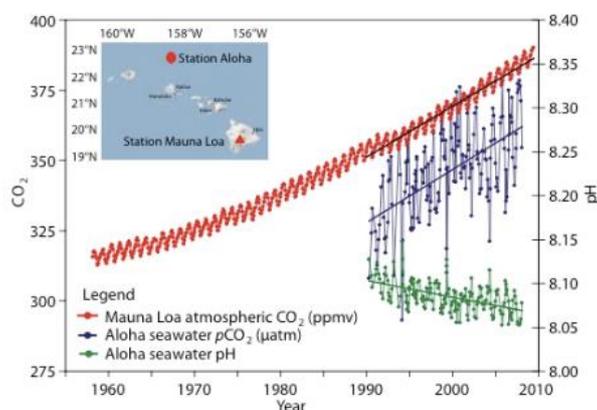


Figure 6. Teneur en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère (exprimée en ppmv équivalent à 10<sup>-6</sup> atmosphère de pression partielle), et dans l'eau de surface aux Îles Hawaï (exprimé en pression partielle d'équilibre avec la même unité). L'acidité de l'eau (pH) est également représentée (courbe verte, échelle de droite). Les oscillations annuelles du CO<sub>2</sub> atmosphériques sont dues aux variations saisonnières de la photosynthèse et respiration terrestre. Les fluctuations dans l'océan sont plus importantes car le mélange y est beaucoup moins efficace que dans l'atmosphère, mais la tendance est confirmée par des moyennes sur de nombreux sites océaniques. [Source: Oceanography, voir ref [9] ]

Plutôt que la concentration en carbone dissous, les océanographes préfèrent souvent mesurer la **pression d'équilibre** de CO<sub>2</sub> dans l'eau. Celle-ci est obtenue en laissant dégazer un échantillon d'eau de mer dans un volume d'air suffisamment petit pour ne pas affecter sa concentration dans l'eau. Si cette pression d'équilibre est supérieure à la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, du CO<sub>2</sub> dissous va s'échapper pour rétablir l'équilibre, sinon c'est au contraire du CO<sub>2</sub> atmosphérique qui sera dissout. La Figure 6 indique que cette pression d'équilibre reste proche de la pression partielle de CO<sub>2</sub> atmosphérique et augmente en concomitance, ce qui confirme l'équilibre de l'océan superficiel avec le CO<sub>2</sub> atmosphérique.

Par ailleurs la dissolution du CO<sub>2</sub> libère des ions H<sup>+</sup> par réaction avec l'eau, ce qui correspond à une **augmentation de l'acidité**. Celle-ci se mesure par le pH, d'autant plus petit que la solution est acide. Cette diminution est clairement visible sur la Figure 6. L'acidification tend à limiter la synthèse du squelette calcaire du corail, de façon variable selon les espèces [11].

Cet équilibre de dissolution se limite cependant à l'océan en contact direct avec l'atmosphère, une couche de quelques centaines de mètres brassée par le vent. L'océan profond reste peu affecté à cause de la **stratification** : l'eau plus chaude et donc moins dense flotte en surface. L'eau de surface ne pénètre en profondeur que de façon sporadique et très localisée, dans les régions polaires où, après concentration en sel par évaporation, elle peut excéder la densité du fond sous l'effet de son refroidissement. On estime à 50 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s le débit d'eau de surface qui alimente ainsi l'océan profond, compensé bien sûr par un débit global équivalent d'eau profonde remontant vers la surface (la masse totale de l'océan restant inchangée). Cela représente 1,5 x 10<sup>15</sup> tonnes par an, et le renouvellement de l'océan profond, 1,4 x 10<sup>18</sup> tonnes, s'effectue ainsi en 1000 ans environ.

Ainsi chaque année, 1,5 x 10<sup>15</sup> tonnes d'eau en équilibre avec la concentration actuelle en CO<sub>2</sub> (380 ppmv pour la décennie 2000) est remplacée par de l'eau profonde, en équilibre avec la concentration préindustrielle de 280 ppmv, soit 30 % inférieure. Comme nous l'avons vu, cela représente une différence 10 fois moindre en carbone dissout, soit 3 % ou 0,7 ppm. En multipliant par le débit total d'eau, on obtient un puits de 1 GtC/an enfoui vers l'océan profond.

Par ailleurs nous avons vu que la concentration en carbone dissout augmente de 0,012 ppm par an dans l'océan superficiel, dans une couche suffisamment brassée pour s'homogénéiser à l'échelle de la décennie. En choisissant à titre indicatif une épaisseur de 300 m pour cette couche mélangée (note: cette couche est plus épaisse que «l'océan superficiel» de la Figure 2 qui se limite à la zone de pénétration de la lumière permettant la photosynthèse) sur toute la surface des océans, 0,36 x 10<sup>15</sup> m<sup>2</sup>, la masse d'eau concernée est de 1,1 10<sup>17</sup> tonnes, ce qui conduit à une masse de carbone emmagasinée annuelle de 1,3 GtC/an dans cette couche mélangée. En ajoutant ce qui est évacué vers l'océan profond, 1 GtC/an, on retrouve les 2,3 GtC/an déduit des observations atmosphériques pour la décennie 2000. Cette valeur globale du flux absorbé est par ailleurs confirmée par une cartographie des flux de CO<sub>2</sub> mesurés entre l'atmosphère et l'océan [8].

Ce flux doit augmenter proportionnellement à la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique tant que le réchauffement n'affecte pas les courants océaniques. Cette évaluation purement physique est cependant très schématique. Elle suppose constant les flux d'origine biologique, liés aux processus de sédimentation et dissolution, qui jouent pourtant un rôle clé dans le mélange vertical du carbone dissous, avec un flux de 11 GtC/an.

## 6. L'influence de la végétation

La végétation terrestre joue un rôle clé sur les flux de CO<sub>2</sub>, ainsi que sur le stockage du carbone sous forme visible de végétation, mais aussi sous forme d'humus dans le sol. Ainsi les prairies, savanes et même les régions semi-désertiques, contribuent de façon importante au stock global, bien que leur contenu en végétation soit faible, voir Tableau 2 (lire [Tourbières et marais, des zones humides remarquables](#)). On voit aussi sur ce tableau que les forêts boréales stockent une grande quantité de carbone dans le sol, tandis que les forêts tropicales ont une végétation très abondante mais un sol peu apte à stocker le carbone.

**Tableau 2 : Réserves globales de carbone dans la végétation et la partie supérieure (1 m) des sols** (Adapté de IPCC, 2001, [12]).

Biome	Superficies (10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup> )	Réserves de Carbone (Gt C)		
		Végétation	Sols	Total
Forêts tropicales	17,6	212	216	428
Forêts tempérées	10,4	59	100	159
Forêts boréales	13,7	88	471	559
Savanes tropicales	22,5	66	264	330
Prairies tempérées	12,5	9	295	304
Déserts et semi-déserts	45,5	8	191	199
Toundra	9,5	6	121	127
Zones humides	3,5	15	225	240
Terres cultivées	16,0	3	128	131
<b>Total surface terrestre</b>	<b>151,2</b>	<b>466</b>	<b>2011</b>	<b>2477</b>

Les émissions de CO<sub>2</sub> par la déforestation sont estimées aujourd'hui à 1,1 GtC par an [13], contribuant ainsi pour 25 % au taux d'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. La déforestation a plusieurs origines : exploitation des forêts, besoin d'espace pour l'expansion des villes, conversion de forêts en terres agricoles, exploitation minière. La forêt boréale est par exemple détruite sur une surface de 3 400 km<sup>2</sup> par l'exploitation à ciel ouvert des **sables bitumineux** de l'Athabasca (Alberta, Canada) [14]. La production de **biocarburants** est également dévastatrice, en favorisant le développement de monocultures, comme le soja en Amazonie et le palmier à huile en Thaïlande.

Le rythme de déforestation dans les forêts tropicales est particulièrement préoccupant tant d'un point de vue écologique que climatique. Il atteint 10 000 à 30 000 km<sup>2</sup> par an en Amazonie [15], 5 % de la surface forestière par décennie en Amérique du Sud, avec des valeurs similaires en Afrique (cf. Tableau 3). En Asie du Sud-est, les incendies encouragés par le phénomène climatique El Nino contribuent à réduire le couvert forestier. En 1997, les feux de forêts et de tourbières en Indonésie ont relâché entre 0,8 et 2,5 GtC de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère [16]. La stabilisation des surfaces forestières en Asie recouvre une destruction massive des forêts primaires et leur remplacement par des forêts plantées, ce qui se traduit par une réduction de près d'un quart du carbone stocké par la végétation en 15 ans (Tableau 3): de 12-74 kg/m<sup>2</sup> dans les forêts à 8,5 à 29 kg/m<sup>2</sup> dans les plantations de palmiers à huile [17].

**Tableau 3 : la déforestation mondiale en chiffres** (Adapté de IPCC, 2007 [18])

Région	Superficie forestière (millions km <sup>2</sup> )	Changement annuel (milliers km <sup>2</sup> )		Stocks de carbone dans la biomasse vivante (Gt C)		
		2005	1990-2000	2000-2005	1990	2000
Afrique	6,36	-44	-40	65	62	60
Asie	5,72	-8	+10	41	35	32
Europe et Russie	10,01	+9	+7	42	43	43
Amérique du nord et centrale	7,06	-3	-3	41	41	42
Océanie	2,06	-4	-4	12	11	11
Amérique du Sud	8,32	-38	-43	97	93	91
Monde	39,52	-89	-73	296	286	280

En revanche, les forêts s'étendent dans d'autres parties du monde, compensant une partie de la déforestation. Les stocks ont ainsi augmenté en Europe, en Amérique du Nord et en Océanie. Au milieu de la décennie 2000, le taux de déforestation net global était d'environ 70 000 km<sup>2</sup> par an, un peu inférieur au taux d'environ 90 000 km<sup>2</sup> par an qui a prévalu [16] dans la décennie 1990. Ceci représente une perte relative de surface de 2 % par décennie, et plus encore une perte de carbone stocké de 3 %, correspondant à 1,1 GtC par an (cf. Tableau 3).

Or le bilan atmosphérique de CO<sub>2</sub> et d'oxygène (voir Figure 5) indique au contraire que la photosynthèse absorbe globalement 1,5 GtC par an. La source de carbone de 1,1 GtC due à la destruction des forêts est donc plus que compensée par un puits de carbone de 2,6 GtC par an. Ce « carbone manquant » est sans doute capté dans les sols où la mesure globale est encore plus difficile que pour la végétation. Plusieurs facteurs peuvent conduire à une augmentation de la photosynthèse. Il est connu que l'augmentation de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique favorise la photosynthèse si les autres facteurs environnementaux sont favorables. La diffusion des engrais azotés et le réchauffement climatique pourraient également favoriser l'activité végétale conduisant à un stockage accru de matière organique dans les sols. L'océan pourrait également contribuer à ce puits de carbone, ce qui impliquerait une augmentation de la sédimentation par rapport à l'estimation de 0,2 GtC par an indiquée sur la Figure 2, qui correspond à une moyenne observée sur des sédiments plus anciens.

## 7. Les perspectives de remédiation aux émissions anthropiques de carbone

Comme nous l'avons vu la combustion des ressources fossiles et la déforestation conduisent à une accumulation accélérée de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère, source de réchauffement climatique et d'une acidification de l'océan. Ces flux ne sont réabsorbés qu'à hauteur de 50 % par les rétroactions naturelles. Une réduction d'au moins 50 % des émissions est ainsi nécessaire pour espérer stabiliser la concentration en CO<sub>2</sub>.

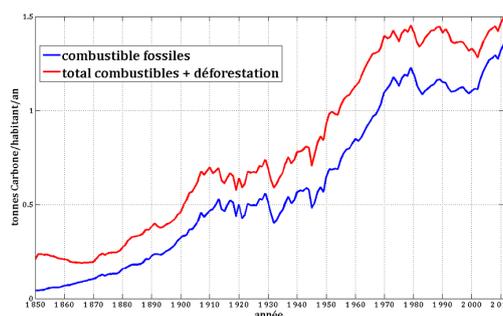


Figure 7. Évolution des émissions annuelles de CO<sub>2</sub> par habitant (exprimées en tonnes de carbone). L'émission par la combustion des ressources fossiles et la production de ciment est donnée par la courbe bleue (données <http://cdiac.ornl.gov/>) tandis que la courbe rouge y ajoute l'effet de la déforestation [source : estimations fournies par R. Houghton, correspondant à ref. [12]]

L'augmentation des émissions de carbone est liée en premier lieu à celle de la population mondiale, qui a été multipliée par 4 en un siècle (7,4 milliards d'habitants en 2016 contre environ 1,8 milliards en 1916). Les émissions par habitant ont par ailleurs augmenté globalement d'un facteur deux dans la même période, voir Figure 7. La réduction nécessaire d'un facteur deux des émissions, dans un contexte de forte croissance de la population, nécessite donc une modification majeure des technologies et des habitudes de consommation.

La courbe d'émission par habitant montre une inflexion dans les années 1970-2000 suite au choc pétrolier, au développement de l'énergie nucléaire, et au déclin de l'industrie lourde (notamment par la chute de l'URSS). Mais on observe une nouvelle

augmentation dans les années 2000 suite au recours massif au charbon, dont la consommation a augmenté de 50 % en 10 ans. Celui-ci représente actuellement 30 % de la consommation primaire d'énergie (42 % des émissions de CO<sub>2</sub> par combustibles fossiles) et le pétrole 36 % (28 % des émissions). L'apport des énergies décarbonées reste faible (nucléaire 6 % des consommations primaires, hydroélectricité 6 %, autres renouvelables 1 % ) [18]. L'énergie nucléaire suscite des réticences parmi les populations, mais présente l'avantage d'une emprise minimale sur les milieux naturels, contrairement à la plupart des énergies renouvelables. Celles-ci restent dominées par l'hydroélectricité classique. L'éolien et le solaire, encore marginaux, sont en fort développement. Mais ils nécessitent la mise au point de techniques de stockage, ou des combustibles fossiles d'appoint, pour pallier l'intermittence de leur activité. De plus leur impact se limite à la production d'électricité qui ne représente guère qu'un tiers de l'énergie primaire consommée.

Des méthodes de capture en profondeur du CO<sub>2</sub> ont été proposées, soit dans des formations géologiques soit au fond de l'océan, en adaptant les techniques minières et pétrolières. Leur fiabilité à long terme est cependant difficile à démontrer et leur consommation en énergie est considérable. Leur développement ne ferait ainsi qu'aggraver le problème des ressources énergétiques, conduisant ainsi à exploiter des gisements «non conventionnels» de plus en plus dévastateurs pour l'environnement.

C'est sans doute en limitant la déforestation et en exploitant au mieux les ressources agricoles que les gains les plus efficaces peuvent être obtenus à moyen terme. L'agriculture occupe en effet 1/3 des surfaces terrestres libres de glace (12 % pour les cultures, 22 % pour les pâturages), et on estime qu'elle absorbe ¼ de la production primaire terrestre [19] (production totale de matière organique). L'élevage est source de 15 % des émissions de gaz à effet de serre, soit plus que les transports. Les biocarburants actuellement commercialisés (dits de première génération) sont en compétition avec les cultures alimentaires et provoquent des déforestations. Cependant les recherches sur les biocarburants de deuxième et de troisième génération suscitent l'espoir d'utiliser des déchets agricoles, améliorant les techniques actuelles de méthanisation (production de méthane par fermentation à l'abri de l'air).

---

## Références et notes

**Image de couverture** : Photo Pixabay

[1] Il faut cependant mentionner l'exception du Carbone 14 (constituant une proportion 10<sup>-12</sup> du carbone des êtres vivants). Cet isotope du carbone est produit dans la haute atmosphère par l'impact du rayonnement cosmique sur l'azote, puis se transforme à nouveau en azote par radioactivité avec une période de 5730 ans.

[2] Chen *et al.* (2014) *Hidden carbon in Earth's inner core revealed by shear softening in dense Fe<sub>7</sub>C<sub>3</sub>*. PNAS 111, 17755–17758, <http://www.pnas.org/content/111/50/17755.full.pdf>

[3] Pour ce faire, on remarque que l'atmosphère totale contient 10,3 t/m<sup>2</sup> : c'est la masse de la colonne d'air dont le poids produit la pression atmosphérique moyenne 1,013 x 10<sup>5</sup> N/m<sup>2</sup>. La mole (N<sub>A</sub> molécules où N<sub>A</sub> est le nombre d'Avogadro) de CO<sub>2</sub> contenant 12 g de carbone et 32 g d'oxygène, soit 44 g, tandis qu'une mole atmosphérique contient 29 g (moyenne pondérée entre azote et oxygène), la proportion en masse de CO<sub>2</sub> est 44/29 = 1,52 fois sa proportion en molécules 400 x 10<sup>-6</sup>, soit 607 x 10<sup>-6</sup> de 10,3 t/m<sup>2</sup>, égal à 6,25 kg/m<sup>2</sup> de CO<sub>2</sub>. La proportion en masse de carbone dans le CO<sub>2</sub> étant de 12/44 = 27%, on retrouve bien que 400 ppmv représente 1,69 kg/m<sup>2</sup> de carbone soit 860 GtC.

[4] Rapport IPCC 2013, chapitre 6: Carbon and Other Biogeochemical Cycles, [http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5\\_ALL\\_FINAL.pdf](http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf)

[5] Knorr W. (2009) *Is the airborne fraction of anthropogenic CO<sub>2</sub> emissions increasing?* Geophys. Res. Letters **36**, L21710, [http://radioviceonline.com/wp-content/uploads/2009/11/knorr2009\\_co2\\_sequestration.pdf](http://radioviceonline.com/wp-content/uploads/2009/11/knorr2009_co2_sequestration.pdf)

[6] Levin I. & Hesshaimer V. (2000) *Radiocarbon—a unique tracer of global carbon cycle dynamics*, Radiocarbon **42**, 69-80, <http://archiv.ub.uni-heidelberg.de/volltextserver/6862/1/LevinRAD2000.pdf>

[7] Rapport IPCC 2001 : <http://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/108.htm>

[8] Takahashi T. *et al.* (2009) *Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO<sub>2</sub>, and net sea–air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans*. Deep-Sea Res. II **56**, 554–577. Résultats résumés sur [http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air\\_sea\\_flux\\_2010.html](http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/CO2/carbondioxide/pages/air_sea_flux_2010.html).

[9] Feely R.A., Doney S.C. & Cooley S.R. (2009) *Ocean acidification*, numéro spécial *Oceanography* **22** (4), <http://tos.org/oceanography/issue/volume-22-issue-04>.

[10] Ce facteur d'augmentation, dépendant aussi de la température, est appelé « facteur de Revelle », voir Zeebe R. <http://www.eoearth.org/view/article/154468>

[11] Guinotte J.M. & Fabry V.J. (2008) *Ocean acidification and its potential effects on marine ecosystems*. *Annals NY Acad. Sci.* Volume 1134, *The Year in Ecology and Conservation Biology*, pp. 320–342.

[12] Rapport IPCC (2001), Working group 1, Chapter 3, *The Carbon Cycle and Atmospheric Carbon Dioxide*, <https://www.ipcc.ch/ipccreports/tar/wg1/pdf/TAR-03.PDF> ; Biome : Ensemble d'écosystèmes caractéristique d'une aire biogéographique et nommé à partir de la végétation et des espèces animales qui y prédominent et y sont adaptées.

[13] Houghton R.A. *et al.* (2012) *Carbon emissions from land use and land-cover change*, *Biogeosciences* **9**, 5125–5142, <http://www.biogeosciences.net/9/5125/2012/bg-9-5125-2012.pdf>

[14] Government of Alberta (2008) *Alberta's Oils Sands. Resourceful. Responsible.* Government of Alberta, <http://environment.gov.ab.ca/info/library/7925.pdf>

[15] Laurance W.F. & Bierregaard R.O. (Eds.) (1997) *Tropical Forest Remnants: Ecology, Management, and Conservation of Fragmented Communities*. University of Chicago Press, Chicago, Illinois.

[16] Page S.E., Siegert F., Rieley J.O., Boehm H.-D.V., Jaya A. & Limin S. (2002) *The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997*, *Nature* **420**, 61–65.

[17] Ziegler, A.D., Phelps, J., Yuen, J.Q., Webb, E.L., Lawrence, D., Fox, J.M., Bruun, T.B., Leisz, S.J., Ryan, C.M. & Dressler, W., (2012) *Carbon outcomes of major land-cover transitions in SE Asia: great uncertainties and REDD+ policy implications*. *Global Change Biology* **18**, 3087-3099. <http://onlinelibrary.wiley.com/gaenomade.ujf-grenoble.fr/doi/10.1111/j.1365-2486.2012.02747.x/full>

[18] Rapport IPCC (2007) 4<sup>e</sup> Rapport. Part 3, Mitigation, chapter 9, *Forestry* <https://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/wg3/ar4-wg3-chapter9.pdf> ; tableau conçu à partir des données de FAO (2006), *Global Forest Resources Assessment 2005. Progress towards sustainable forest management*. FAO Forestry Paper 147, 320 pp.; MEA (2005) *Millennium Ecosystem Assessment. Ecosystems and human well-being: Scenarios. Findings of the Scenarios Working Group*. Island Press, Washington D.C.

[19] [https://en.wikipedia.org/wiki/World\\_energy\\_consumption](https://en.wikipedia.org/wiki/World_energy_consumption)

[20] [https://en.wikipedia.org/wiki/Primary\\_production](https://en.wikipedia.org/wiki/Primary_production)

---

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - [www.univ-grenoble-alpes.fr](http://www.univ-grenoble-alpes.fr)

Pour citer cet article: **Auteurs** : JOYARD Jacques - SOMMERIA Joël (2024), Un cycle du carbone perturbé par les activités humaines, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=1178>

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

---