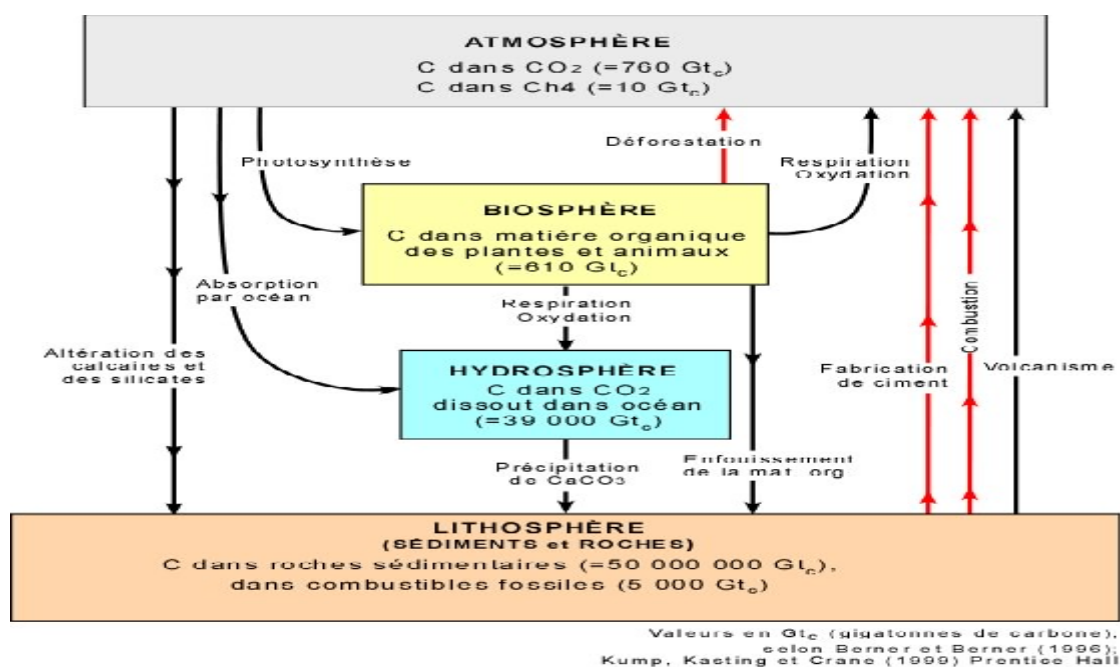


Le cycle du carbone

Le carbone se retrouve sous deux formes: le carbone organique (C_{org}) et le carbone inorganique (C_{inorg}). Il est souvent utile de faire la distinction. Le C_{org} est celui qui est produit par des organismes vivants et qui est lié à d'autres carbones ou à des éléments comme l'hydrogène (H), l'azote (N) ou le phosphore (P) dans les molécules organiques ou les hydrocarbures. Le C_{inorg} est celui qui est associé à des composés inorganiques, c'est-à-dire des composés qui ne sont pas et n'ont pas été du vivant et qui ne contiennent pas de lien C-C ou C-H, comme par exemple le carbone du CO_2 atmosphérique ou celui des calcaires $CaCO_3$.

La figure ci-dessous présente le cycle global du carbone et ses flux entre les quatre sphères "superficielles" de la Planète: lithosphère, hydrosphère, biosphère et atmosphère. Y est indiquée aussi la dimension des réservoirs de carbone impliqués, exprimée en Gt_c (Gt_c = gigatonnes en équivalent carbone), c'est-à-dire en milliards de tonnes métriques de carbone.

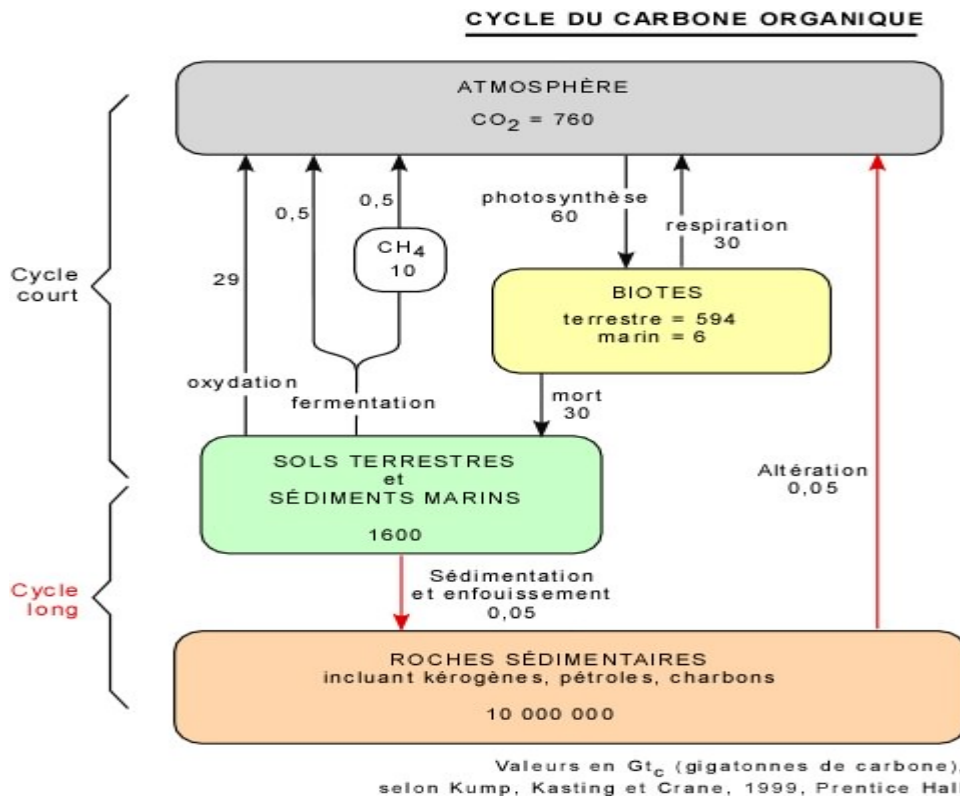


On y voit que le grand réservoir de carbone est constitué par les roches sédimentaires. Un autre grand réservoir est l'océan; on verra qu'il s'agit en fait de l'océan profond (plus de 100 mètres de profondeur). C'est dire que la pellicule superficielle de la planète recèle relativement peu de carbone, mais ce carbone est ô combien important pour la Vie et l'influence qu'il y exerce. Au niveau des flux entre les réservoirs, on évalue que le temps de résidence d'un atome de carbone est de 4 ans dans l'atmosphère, de 11 ans dans la biosphère, de 385 ans dans l'hydrosphère superficielle (océan de 0 à 100 m), de plus de 100 Ka (milliers d'années) dans l'océan profond et de quelques 200 Ma (millions d'années) dans la lithosphère. Il est important de se rappeler de ces valeurs relatives dans toute discussion sur l'impact des gaz à effet de serre, en particulier le CO_2 , sur les changements climatiques et les échelles de temps impliquées.

1. Le cycle du carbone organique

1.1. Le cycle court du carbone organique

La figure qui suit résume les deux cycles, court et long, du C_{org} , avec un chiffrage des flux et des réservoirs exprimé en Gt_c .



Pour le cycle court, on parle de processus qui s'étalent sur des temps inférieurs au siècle. Le processus de base du recyclage du carbone à court terme est le couple photosynthèse-respiration, c'est-à-dire la conversion du C_{inorg} du CO_2 en C_{org} par la photosynthèse, et subséquent l'inverse, la conversion du C_{org} de la matière organique en C_{inorg} par la respiration. Il faut considérer trois réactions de base.

D'abord, la **photosynthèse** qui utilise l'énergie solaire pour synthétiser la matière organique en fixant le carbone dans des hydrates de carbone (CH_2O):



La matière organique est représentée ici par CH_2O .

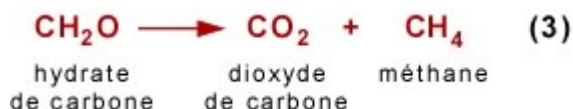
Les consommateurs tirent leur énergie de celle qui est contenue dans les producteurs primaires en ingérant leurs tissus et en respirant. La **respiration** est l'inverse de la photosynthèse: à partir de l'oxygène libre O_2 , elle transforme toute matière organique en CO_2 :



Il s'agit d'une réaction qui nécessite la disponibilité d'oxygène libre O_2 . Dans la nature, une partie de la matière organique est respirée (oxydée) par les animaux ou les plantes elles-

mêmes; une autre partie se retrouve dans les sols terrestres ou les sédiments marins. La décomposition se fait sous l'action de micro-organismes, bactéries et champignons. Ces micro-organismes forment deux groupes: ceux qui utilisent l'oxygène libre O_2 pour leur métabolisme, ce sont les **aérobies**, et ceux qui utilisent l'oxygène des molécules de la matière organique même en absence d'oxygène libre, ce sont les **anaérobies**. La décomposition aérobie produit du CO_2 (équation 2). Dans les milieux anoxiques (sans oxygène libre), les anaérobies décomposent la matière organique par le processus de la fermentation.

La **fermentation** produit du dioxyde de carbone et du méthane (l'hydrocarbure le plus simple, avec une seule molécule de carbone).



Le méthane, qui est un gaz à effet de serre 20 fois plus efficace que le CO_2 , est alors oxydé et se transforme rapidement en dioxyde de carbone. En fait, son temps de résidence dans l'atmosphère n'est que de 10 ans, mais il ne faut pas oublier qu'il se transforme en CO_2 , ... ce qui n'est guère mieux pour notre planète. Une partie du méthane demeure cependant dans le sédiment où il forme des réservoirs de gaz naturel.

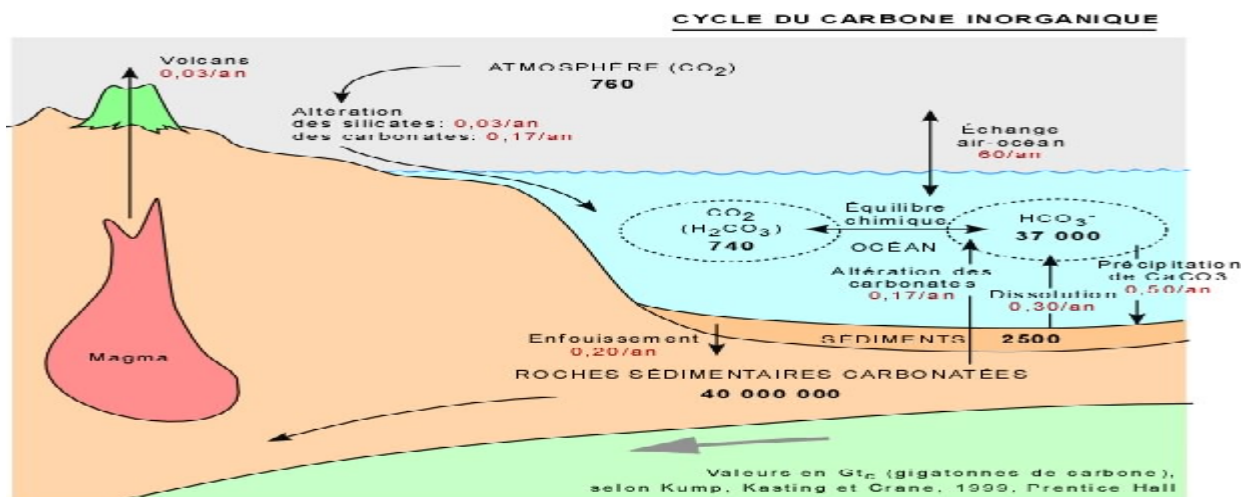
1.2. Le cycle long du carbone organique

Les processus discutés plus haut (photosynthèse, respiration, fermentation) affectent le cycle du carbone organique, et en particulier l'équilibre du CO_2 atmosphérique, sur une échelle de temps inférieure au siècle. Sur des échelles de temps beaucoup plus longues, ce sont les processus de nature géologique qui deviennent les contrôles les plus importants, des processus qui agissent sur des milliers et des millions d'années. Il s'agit de processus tels l'enfouissement des matières organiques dans les sédiments et roches sédimentaires, leur transformation en combustibles fossiles et leur altération (oxygénation) subséquente. Les flux de carbone reliés à ces processus sont faibles; en revanche, les réservoirs sont immenses et le temps impliqué très long. On évalue le temps de résidence du carbone organique dans ce réservoir à plus de 200 millions d'années, soit en gros le laps de temps correspondant au dépôt des sédiments et matières organiques dans un bassin océanique, à l'enfouissement et la transformation des sédiments en roches sédimentaires, et finalement le soulèvement et l'émergence lors de la formation d'une chaîne de montagne. L'extraction et la combustion des pétroles, gaz et charbons que nous pratiquons allègrement sont venus transformer une partie de ce cycle long en cycle court.

2. Le cycle du carbone inorganique

Celui qui est contenu dans le dioxyde (CO_2) et dans les calcaires ($CaCO_3$). Les réservoirs importants de C_{inorg} sont l'atmosphère, les océans, ainsi que les sédiments et roches carbonatées, principalement les calcaires $CaCO_3$, mais aussi les dolomies $CaMg(CO_3)_2$.

La figure qui suit résume le cycle du carbone inorganique, en indiquant la dimension des réservoirs (chiffres noirs) et les flux (chiffres rouges) entre ces réservoirs.



L'échange entre le CO_2 atmosphérique et le CO_2 de la surface des océans a tendance à se maintenir à l'équilibre. L'altération chimique des roches continentales convertit le CO_2 dissout dans les eaux météoriques (eaux de pluies et des sols) en HCO_3^- qui est transporté dans les océans par les eaux de ruissellement. Les organismes combinent ce HCO_3^- au Ca^{2+} pour sécréter leur squelette ou leur coquille de CaCO_3 . Une partie de ce CaCO_3 se dissout dans la colonne d'eau et sur les fonds océaniques; l'autre partie s'accumule sur les planchers océaniques et est éventuellement enfouie pour former des roches sédimentaires carbonatées. Ces dernières sont ramenées à la surface après plusieurs dizaines de millions d'années par les mouvements tectoniques reliés à la tectonique des plaques. Une partie du carbone des roches carbonatées est recyclée dans les magmas de subduction et retournée à l'atmosphère sous forme de CO_2 émis par les volcans.

3. Les réservoirs de carbone

Le cycle naturel du carbone dans le système Terre peut être évalué en analysant la dimension, les flux d'échanges et le temps de résidence d'un atome de carbone dans les différents réservoirs. Par ordre de taille décroissante, on distingue :

- un immense réservoir ($>$ à 50 millions de Gt de carbone) qui correspond aux sédiments et roches sédimentaires présentes dans la lithosphère océanique ;
- un réservoir de taille moyenne (39 000 Gt de carbone) constitué par les masses d'eaux océaniques superficielles et profondes ;
- il existe plusieurs réservoirs de petite taille, c'est-à-dire inférieure à 2 000 Gt de carbone comprenant : l'atmosphère, la biosphère (plantes, sols, animaux).

4. Facteurs affectant la teneur en CO_2 de l'atmosphère

4.1. L'altération continentale

4.1.1. Dissolution des carbonates et silicates (de Ca et Mg)

Les équations bilans sont les mêmes. Il suffit de considérer la similitude entre silicium et carbone

4.1.2. Bilan : altération des silicates

On obtient le bilan de cette altération en combinant les équations de dissolution. A froid dans les conditions de la surface, l'équilibre est en faveur des carbonates qui se forment donc au détriment des silicates.

4.2. Précipitation des carbonates

4.2.1 Equation d'équilibre des carbonates

Il s'agit bien entendu de l'opposé de la dissolution.

4.2.2 Rôles de la température et de la pression

Dans une bouilloire, une machine à laver ou autre, la précipitation de carbonate est favorisée par la chaleur. De même, la chaleur et les faibles pressions favorisent le dégazage des eaux carbonatées.

4.2.2 Influence des êtres vivants

La plupart des carbonates géologiques sont d'origine biologique (calcaires construits, bien entendu, mais aussi oolithes, stalagmites, stalagmites, tuffs, travertins...).

4.3. Décarbonations des carbonates par métamorphisme

4.3.1 Equation bilan

En présence de silice, les carbonates sont décarbonés au bénéfice de la formation de silicates (de Ca et de Mg). Il s'agit de l'opposé de la réaction d'altération des silicates. Un exemple industriel est la fabrication de ciment. Cette fois, il s'agit de métamorphisme, avec P et T différents des conditions de surface.

4.3.2 Importance géologique

Ce phénomène contribue à produire de l'eau et du dioxyde de carbone. Ces fluides peuvent ensuite avoir une importance capitale dans le transport d'éléments où la fusion d'autres roches (fusion partielle de manteau sous l'effet du métamorphisme d'une lithosphère plongeante).

5. Origine volcanique du dioxyde de carbone

Le cycle du carbone débute par l'arrivée du dioxyde de carbone (CO₂) à la surface de la Terre. Elle résulte du dégazage du manteau terrestre lors des éruptions volcaniques, qui rejettent dans l'atmosphère divers gaz dont le CO₂ et le monoxyde de carbone (CO). Ainsi, l'atmosphère primitive de la Terre était principalement composée de CO₂. Aujourd'hui, ce dégazage continu selon un flux faible, soit environ 0,1 Gt/an. Au cours des âges, et alors que la température du soleil augmente, la plupart de ce CO₂ originel a été peu à peu piégée surtout par des processus biologiques dans des « réservoirs » tels que la lithosphère (roches carbonatées, charbon...), la biosphère ou les océans.

6. Apport des météorites

Plus exceptionnellement, du carbone peut être apporté à l'occasion de l'impact d'une importante météorite sur la Terre. Selon la violence de cet événement, la quantité de matière expulsée et les conséquences peuvent varier considérablement. Alors que l'activité volcanique normale fait augmenter le taux atmosphérique des gaz à effet de serre, la chute d'un corps lourd ou une éruption exceptionnellement puissante propagent dans la haute atmosphère de grandes quantités de poussière qui réduisent le flux du rayonnement solaire, ce qui provoque une diminution de la température qui peut aller jusqu'à plusieurs dizaines de degrés en quelques semaines. Un cataclysme de ce type est peut-être la cause de la disparition des dinosaures.

7. Les principaux éléments du cycle

7.1.Échanges atmosphère-hydrosphère (dissolution - dégazage)

Du fait de la forte solubilité du dioxyde de carbone (CO_2) dans l'eau et de l'importance du volume des océans, la capacité de stockage des couches supérieures de l'hydrosphère, c'est-à-dire jusqu'à 100 m, est impressionnante : 63 fois plus élevée que celle de l'atmosphère. Le carbone s'y retrouve sous diverses formes. En milieu aqueux, le CO_2 est en équilibre avec les formes hydrogénocarbonate (HCO_3^-) et ion carbonate (CO_3^{2-}). La répartition du CO_2 dans l'océan est approximativement la suivante :

- 1 % dans le dioxyde de carbone (CO_2)
- 90 % dans l'hydrogénocarbonate (HCO_3^-)
- 9 % dans les ions carbonates (CO_3^{2-})

Ces proportions dépendent du pH de l'eau et par conséquent sont très variables dans les eaux continentales. Les ions carbonates seront eux-mêmes en équilibre avec des formes précipitées (carbonate de calcium, qu'on retrouve notamment dans les coquilles d'animaux marins qui formeront le calcaire).

Les variations de la pression partielle du CO_2 dans l'air modifient les flux entre l'atmosphère et les eaux. Ces variations dépendent de la latitude car les flux de CO_2 dépendent aussi de la température de l'eau des océans (les eaux froides contiennent plus de gaz dissous que les eaux chaudes), mais aussi de l'état de l'interface air-eau, donc du vent et de la hauteur de la houle : plus la surface de l'eau sera agitée et plus les échanges seront facilités... Étant donné les valeurs très élevées des flux d'échanges dans les deux sens, une augmentation de teneur en CO_2 atmosphérique de 2 à 3 % correspond à une arrivée dans l'océan d'environ 2 à 3 milliards de tonnes de carbone par an.

7.2.Échanges atmosphère-biosphère

Les êtres vivants échangent 60 Gt/an de carbone avec l'atmosphère. Cet échange se fait dans les deux sens : alors que la fermentation, la respiration des bactéries, des animaux et des végétaux dégagent du CO_2 , la photosynthèse (notamment celle des végétaux chlorophylliens) fixe le carbone dans la matière organique ou biomasse. Ces deux mécanismes font à la fois partie du cycle du carbone et du cycle de l'oxygène.

Les écosystèmes ne sont en général pas équilibrés. Globalement, ils contribuent à un stockage de carbone, par la sédimentation, la fossilisation, la formation de kérogène, etc. Les tourbières par exemple stockent des débris végétaux dans les sols, la tourbe. Cette biomasse « morte » est estimée à 1 600 Gt de carbone, deux fois la quantité de carbone de la biomasse « vivante ».

7.3.Échanges biosphère-lithosphère (fossilisation)

La fossilisation des êtres vivants morts demande plusieurs millions d'années. Comme le nombre d'organismes vivants ne peut pas augmenter brutalement de manière significative, ce transfert ne change guère au cours du temps. Il est estimé à moins de 0,5 Gt/an.

7.4.Échanges hydrosphère-lithosphère (sédimentation)

La « sédimentation océanique » : les coquilles des crustacés, des mollusques ou des algues planctoniques se forment par précipitation du calcaire à partir des éléments dissous :

Cette précipitation peut être spontanée dans certaines conditions physico-chimiques. La sédimentation des coquilles est à l'origine de la plupart des roches contenant du calcaire (craie, calcaire, marne etc.). Ce calcaire ou carbonate de calcium (CaCO_3) reste stocké pendant des centaines de millions d'années (délai de renouvellement moyen : 330 millions d'années, à comparer avec le délai de renouvellement du carbone de l'atmosphère qui est de cinq ans).

8. Les activités humaines participent au cycle du carbone

Les humains modifient le cycle du carbone (1990-1999). Les quantités de carbone émis par les activités humaines dans l'atmosphère sont de :

- 6,4 Gt/an pour les années 1990.
- 7,2 Gt/an pour la période 2000-2005.
- Selon l'Académie Nationale des Sciences des États-Unis, pour 2000-2006, 10 Gt/an de carbone ont été émis, soit 37 % de plus par rapport à 1990.

Environ la moitié de ce carbone a été réabsorbée par la biosphère, par photosynthèse accrue, et les océans, par dissolution. Ainsi la quantité de carbone dans l'atmosphère s'est accrue de 3,2 à 3,3 Gt/an dans la période 1990-1999.