

Chapitre 24

Impacts des activités humaines sur les cycles biogéochimiques

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Activités humaines, climat et cycle du carbone
- 2 Activités humaines et cycle de l'azote

ZOOM

- 1 L'eutrophisation des lacs alpins

Voir chapitre 27, § 1 et § 4

INTRODUCTION

Les températures de surface, les dynamiques atmosphérique et hydrosphérique sont les composantes fondamentales du climat terrestre. Celui-ci est soumis à des forçages radiatifs naturels : forçage solaire, forçage volcanique et forçage dû aux gaz à effets de serre, parmi lesquels des gaz carbonés (CO_2 , CH_4) et des gaz azotés (N_2O). Ces forçages induisent des variations climatiques naturelles sur des courtes périodes.

Depuis quelques décennies, la communauté scientifique s'alerte de l'existence de perturbations du climat global (souvent abusivement résumée par l'appellation médiatique de « réchauffement climatique »), et apporte les arguments d'une origine anthropique à ces perturbations, en les reliant à des **perturbations des cycles biogéochimiques**.

➔ **Quels sont les effets des activités anthropiques sur les cycles du carbone et de l'azote et, par conséquent, sur les paramètres du système climatique global ?**

À une autre échelle, les activités humaines, notamment agricoles, ont des effets notoires sur la dynamique des écosystèmes. C'est le cas de l'usage d'engrais azotés, intrants importants dans les agrosystèmes où ils perturbent le cycle biogéochimique de l'azote.

➔ **Quels sont les effets des activités anthropiques sur le cycle de l'azote ?**

1 Activités humaines et cycle du carbone

1.1 Productions naturelle et anthropique des gaz à effet de serre (GES)

Le [tableau 24.1](#) recense les gaz atmosphériques, classés par catégories de fractions massiques, et ceux qui sont impliqués dans l'**effet de serre** sont surlignés en rouge.

Tableau 24.1 Les gaz à effet de serre naturels.

Intervalle de fraction massique	
$1 - 10^{-3}$	$N_2 - O_2 - Ar - H_2O$
$10^{-3} - 10^{-6}$	$CO_2 - Ne$
$10^{-6} - 10^{-9}$	$CH_4 - He - N_2O - O_3 - CO - NH_3 - SO_2 - H_2S$

Fraction massique : masse du gaz rapporté à la masse de l'atmosphère.

Voir chapitre 27,
zoom 1

La détermination plus fine des contributions des différents gaz à l'effet de serre implique l'analyse de leur spectre d'absorption dans les infrarouges (IR), radiations impliquées dans l'effet de serre (figure 24.1).

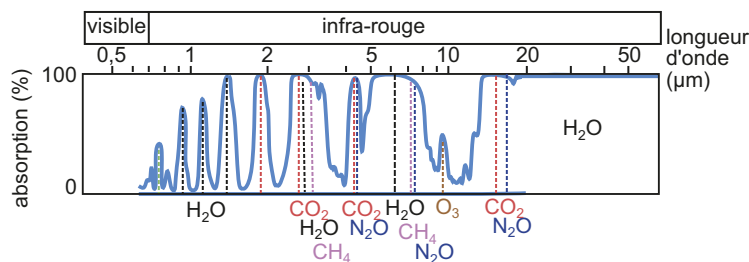


Figure 24.1 Spectre d'absorption des gaz à effet de serre dans la gamme des infrarouges.

(D'après Peng-Sheng W. 2019, Heliyon, 5, 1, e01145).

Les principaux GES sont :

- **L'eau** (sous forme de vapeur), qui absorbe les IR dans une large bande spectrale. Les apports anthropiques directs de vapeur d'eau sont infimes par rapport à l'évaporation naturelle et au réservoir d'eau atmosphérique. Par exemple, la production de vapeur d'eau par le parc mondial de centrales nucléaires est estimée entre 4 et 7.3 Gt d'eau par an, à comparer aux $12 \cdot 10^6$ Gt d'eau dans le réservoir atmosphérique. Il existe aussi des apports indirects d'eau dans l'atmosphère, liés notamment à l'oxydation stratosphérique du méthane anthropique. Par ailleurs, la vapeur d'eau participe au très dynamique **cycle externe de l'eau**, avec un temps de résidence dans la troposphère de l'ordre d'une quinzaine de jours. Les apports de vapeur d'eau ont donc un effet négligeable sur l'effet de serre.
- Parmi les gaz azotés : le protoxyde d'azote N_2O très peu abondant, absorbe les IR, alors que le N_2 , ultra-majoritaire, ne les absorbe pas. Les sources anthropiques du N_2O sont certaines industries chimiques (ex. : la production de l'acide nitrique) et la dégradation des engrais azotés organiques (ex. : épandages de lisiers), qui impacte par ailleurs le **cycle de l'azote** (voir § 2 et figure 24.2).
- Parmi les gaz carbonés : le **dioxyde de carbone** (CO_2) et le **méthane** (CH_4) qui participent au **cycle du carbone** absorbent tous deux les IR. D'autres GES sont constitués par les **CFC** (chlorofluorocarbones) exclusivement artificiels. En revanche, le monoxyde de carbone ($CO - 0.1$ ppmv) n'absorbe pas significativement les IR.
- Le **dioxygène** (O_2) et l'**ozone** (O_3) absorbent tous deux les IR mais l'ozone, bien moins abondant que le dioxygène, est beaucoup plus efficace. La dynamique réactionnelle de ces gaz s'inscrit dans le **cycle de l'oxygène** (hors programme). Les activités humaines ont un effet dual sur la quantité d'ozone atmosphérique.
 - Une **amplification de la destruction de l'ozone stratosphérique** : l'essentiel de l'ozone est entre 15 et 50 km d'altitude, à des concentrations maximales de 50 ppb (parties pour

Voir chapitre 22,
réaction E3

Voir chapitres 23
et TP 14

Voir chapitre 22

milliard). La libération dans l'atmosphère de CFC, gaz carbonés et halogénés utilisés dans les systèmes de réfrigération et les bombes d'aérosols, détruit l'ozone stratosphérique, ce qui affecte l'absorption des UV incidents : c'est le « trou d'ozone », particulièrement net dans les zones polaires. Les CFC sont par ailleurs des GES importants : à masse égale, ils ont un pouvoir réchauffant 5 000 à 14 000 fois plus important que le CO_2 . Le protocole de Montréal (1987) a imposé aux états signataires l'utilisation de produits de remplacement des CFC. Les concentrations atmosphériques en CFC (et autres composés halogénés), en constante augmentation depuis 1980 montrent un déclin sensible depuis 1995. Corrélativement, les concentrations en O_3 stratosphérique, décroissantes quant à elles depuis 1980, montrent une augmentation sensible depuis 1995, indiquant une restauration progressive de la « couche » d'ozone (figure 24.2), et les effets sensibles de l'application du protocole de Montréal.

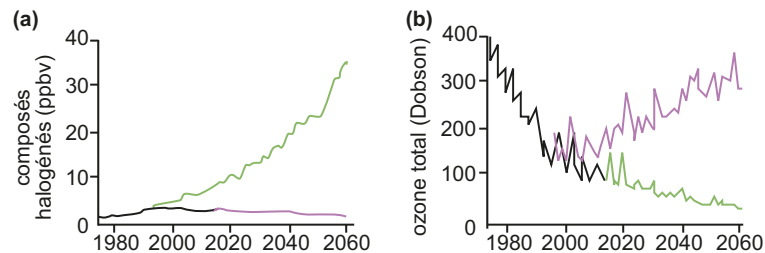


Figure 24.2 Évolutions mesurées (en noir) et simulées (en vert et violet), au droit de l'Antarctique (a) des concentrations atmosphériques des composés carbonés halogénés, en parties par milliard en volume (ppbv) et (b) de l'ozone stratosphérique (en unités Dobson, unité quantifiant la densité des molécules d'ozone stratosphérique).

En noir : mesures effectuées jusqu'en 2014, en vert : simulation sur la période 1995-2060, fondée sur l'absence de régulation de l'émission des composés halogénés (ex. : CFC), en violet : simulation (1995-2060) fondée sur l'hypothèse d'un maintien des régulations imposées par le protocole de Montréal.
(D'après Douglas A. et al, *Physics Today* 67, 7, 42 (2014).

- Une **accumulation d'ozone dans la troposphère**, en particulier au-dessus des zones urbanisées polluées. L'ozone est produit par transformation du N_2O et du CO , eux-mêmes engendrés par des combustions (gaz d'échappements, incinérateurs, etc.). Il est toxique et amplifie l'effet de serre dans les basses couches de l'atmosphère.

1.2 L'augmentation des concentrations atmosphériques en CH_4

Les apports de CH_4 sont estimés à 576 MtCH_4 sur la période 2007-2018. Le CH_4 d'origine anthropique provient de trois **sources** principales : les **pratiques agricoles** (élevage bovin et riziculture), la **combustion du carbone organique fossile** et la **combustion de la biomasse** (figure 24.3a). Le méthane est par ailleurs produit de façon naturelle notamment par les incendies non provoqués par l'homme, les zones humides (autres que les rizières). Les **puits** naturels de la disparition du méthane sont sa dégradation dans l'atmosphère et l'activité microbienne des sols (figure 24.3b). Ces puits ont consommé 556 MtC sur la décennie 2008-2017. Ces estimations sont des moyennes entre deux estimations extrêmes.

La production du méthane global est excédentaire de 2 MtCH_4 par an (figure 24.3a et b). Cet excédent est récurrent depuis au moins 1980 : la concentration du CH_4 atmosphérique augmente donc continûment (figure 24.3c), mais a marqué un plateau pendant la période 2000-2010. L'augmentation récente est imputée aux regains d'exploitation du carbone fossile (gaz de schistes notamment) par les États-Unis.

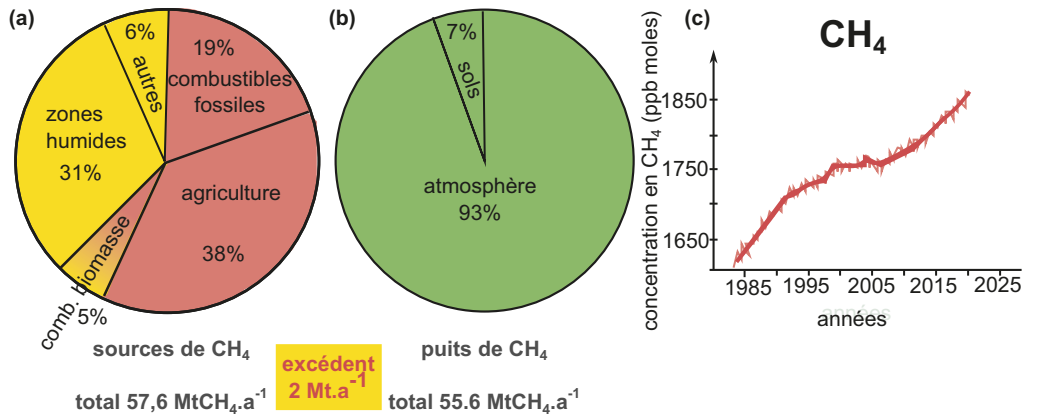


Figure 24.3 Données relatives aux émissions naturelles et anthropiques de méthane (CH₄).

(a) et (b) Proportions moyennes (sur la décennie 2008-2017) des sources de méthane naturelles (en jaune) et anthropiques (en rose), et des puits de méthane (tous naturels). (D'après Saunio M. et al, 2020, Earth Syst. Sci. Data, 12, 1561-1623).

(c) Courbe d'évolution des concentrations du méthane atmosphérique (en parties par milliard molaires) entre 1985 et 2018. (D'après climatenexus.org).

1.3 L'augmentation des concentrations atmosphériques en CO₂

Le CO₂ d'origine anthropique est essentiellement produit par la **combustion de la matière organique fossile** (figure 24.4a), le restant provenant des **modifications de la surface des continents** (agriculture, déforestation, destruction/imperméabilisation des sols...) de la **production du ciment** (qui implique une réaction chimique de décarbonatation, productrice de CO₂). Si les cimenteries constituent la première industrie productrice de CO₂, cette production reste très minoritaire au regard des deux précédentes.

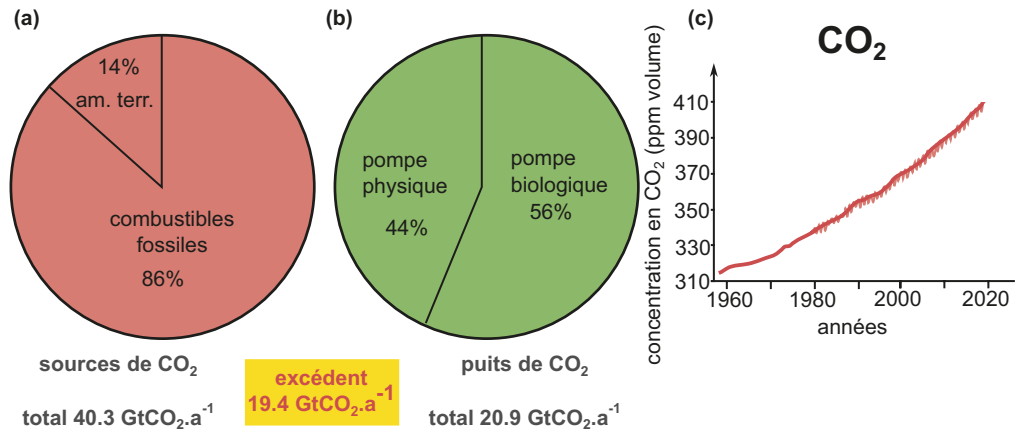


Figure 24.4 Données relatives aux émissions anthropiques de dioxyde de carbone (CO₂).

(a) Proportions des sources de CO₂ anthropique (décennie 2009-2018). am. terr. : production de CO₂ liée à l'aménagement du territoire.

(b) Proportions moyennes des puits de CO₂ (décennie 2009-2018).

(c) Courbe d'évolution de la concentration du CO₂ atmosphérique en parties pour million en volume de 1960 à 2020.

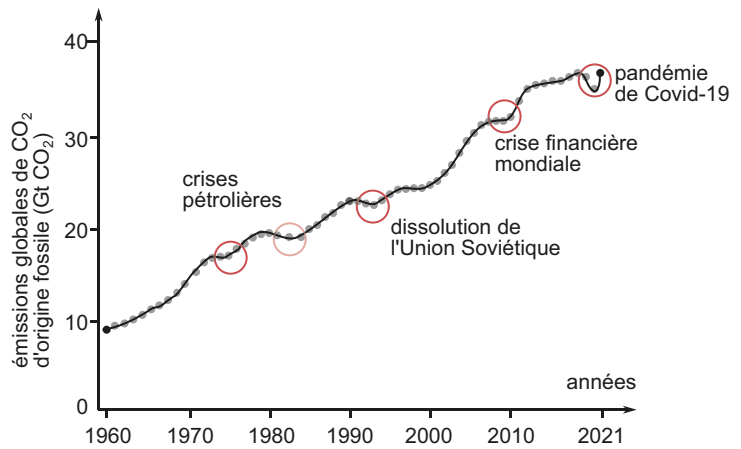
(D'après Friedlingstein P. et al, 2020, Earth Syst. Sci. Data, 12, 3269-3340, 2020).

La combustion du carbone fossile constitue un **transfert du cycle lent du carbone vers le cycle rapide** et l'émission de CO₂ par cette voie a été multipliée par 4 entre 1960 et 2021 et atteint

aujourd'hui approximativement $40 \text{ GtCO}_2 \cdot \text{a}^{-1}$. L'augmentation s'explique par l'accroissement démographique et des besoins énergétiques et n'a été que ponctuellement affectée par des crises économiques ou sanitaires (figure 24.5).

Figure 24.5 Émissions de CO_2 (en GtCO_2) dues à la combustion des ressources carbonées fossiles entre 1960 et 2021.

Données mesurées jusqu'en 2019, projetées de 2019 à 2021. Chaque point représente une émission totale annuelle. (D'après Global Carbon Project. (2021). *Supplemental data of Global Carbon Budget 2021* (Version 1.0) [Data set]. Global Carbon Project).



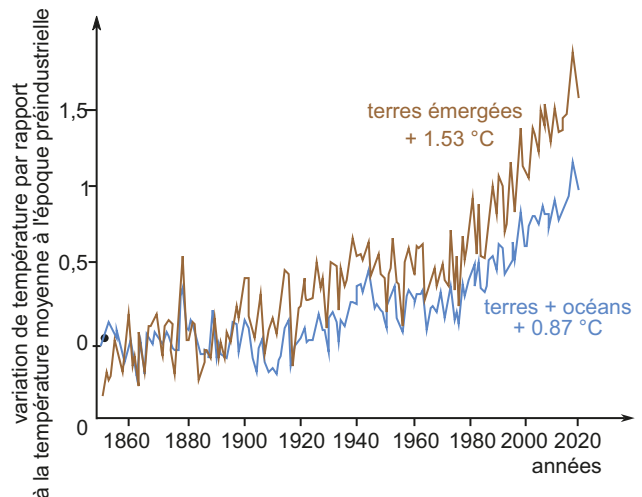
Les **puits de CO_2** (figure 24.4b) résultent de l'activité des **pompes** naturelles : pompe physique liée à la dissolution du CO_2 dans les océans et aux équilibres avec les carbonates dissous, pompe biologique liée à l'assimilation du CO_2 par les organismes autotrophes au C. La pompe physico-chimique liée à l'altération n'intervient pas à ces échelles de temps trop brèves. L'excès d'environ $20 \text{ Gt} \cdot \text{an}^{-1}$ de la production de CO_2 par rapport à sa consommation explique la croissance continue de sa concentration atmosphérique (figure 24.4c) pour atteindre actuellement une valeur proche de **410 ppmv** (soit une augmentation de plus de 30 % depuis 1960).

Bilan : depuis 1850 l'augmentation de la température de l'air à la surface a augmenté ($+0,87 \text{ }^\circ\text{C}$ sur l'ensemble de la planète, $+1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ sur les continents $^\circ\text{C}$) (figure 24.6), et particulièrement depuis 1960. Les surfaces continentales se sont davantage réchauffées que les surfaces océaniques, notamment du fait de la baisse de la couverture neigeuse donc de l'albédo (fraction du rayonnement solaire réfléchi). La hausse des températures, observée sur des intervalles de plusieurs décennies, est particulièrement importante depuis les années 1980. La prise en compte de cette échelle de temps est nécessaire pour repérer la part anthropique du changement en dépit de variations naturelles et chaotiques du climat et de la température.

Voir TP 17, § 1

Figure 24.6 Températures moyennes de surface au niveau des terres émergées et de l'ensemble terres/océans, depuis l'époque préindustrielle.

La valeur de température 0 correspond à la moyenne sur la période 1850-1900. (D'après Shuckla P.R. et al., IPCC, 2019: Summary for Policymakers. In : *Climate Change and Land: an IPCC special report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems*).



Cette évolution peut être mise en relation avec l'augmentation continue des GES (figure 24.3c et 24.4c), la démonstration d'un **lien de cause à effet** nécessitant l'étude de leur effet sur le bilan radiatif.

1.4 Bilan des forçages radiatifs actuels

Les GES étant pour l'essentiel présents dans la troposphère (10 premiers km de l'atmosphère), les bilans radiatifs s'établissent classiquement sur cette tranche.

Dans une situation à l'équilibre (figure 24.7a), pour une troposphère de masse M , l'apport énergétique solaire (E_{soleil}) qui correspond à la constante solaire, 342 W.m^{-2} , au sommet de la troposphère, est égal au flux réfléchi (E_{ref}), défini par l'albédo moyen (noté A , égal à 30 % de E_{soleil}) et au rayonnement infra-rouge réémis par la surface au sommet de la troposphère (E_{IR}) :

$$E_{\text{soleil}} = E_{\text{ref}} + E_{\text{IR}} = A.E_{\text{soleil}} + E_{\text{IR}} \quad \text{donc} \quad E_{\text{IR}} = (1 - A).E_{\text{soleil}} \quad \text{avec} \quad A = 0,3$$

Si des GES s'ajoutent au système, c'est en premier lieu la masse de la troposphère qui change, et devient $M + m$, m étant la masse de GES ajoutés.

Les grandeurs E_{soleil} et E_{ref} ne sont pas modifiées mais l'absorption du rayonnement IR terrestre augmente du fait des GES, et E_{IR} diminue. Ce différentiel d'énergie ΔE_{IR} est conservé par la troposphère qui s'échauffe. Ce déséquilibre énergétique au sommet de la troposphère définit un **forçage radiatif** (figure 24.7b). Les modèles visent ensuite à en déduire les effets sur les facteurs contrôlant le climat (notamment les flux convectifs – vents, courants de surface – qui distribuent l'énergie dans les enveloppes externes du globe) et la température.

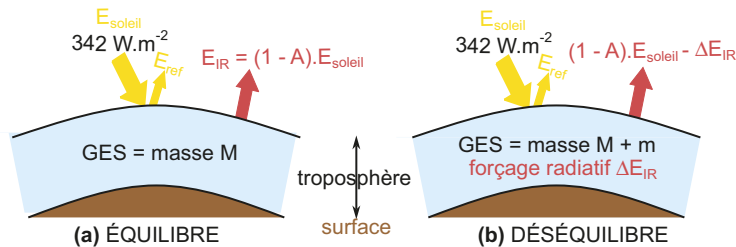


Figure 24.7 Principe du forçage radiatif.

Le forçage radiatif produit par l'augmentation de la quantité de GES anthropiques (CO_2 , CH_4 , N_2O , CFC) est estimé à $3,3 \text{ W.m}^{-2}$.

La contribution de chacun de ces gaz (figure 24.8) dépend :

- de leur temps de résidence dans l'atmosphère (plus celui-ci est grand, plus le forçage est potentiellement important) ;
- de leur composition atomique, qui détermine l'efficacité de l'absorption des IR ;
- de leur concentration troposphérique.

Les modèles de forçage radiatif sont en réalité bien plus complexes, car les activités humaines modifient l'albédo de la troposphère (considéré constant dans le modèle précédent), en l'augmentant via la production d'aérosols (ex. : poussières issues des combustions et de l'érosion des sols) et la déforestation (les forêts ont un albédo plus faible que les zones cultivées qui les remplacent). L'augmentation de l'albédo induit un forçage négatif de l'ordre de -1 W.m^{-2} . Les activités humaines (GES + aérosols) produisent donc un **forçage radiatif de l'ordre de $2,3 \pm 1 \text{ W.m}^{-2}$** (figure 24.8).

Sous l'effet de ce forçage positif, **la température de surface de la Terre augmente**, jusqu'à ce que la troposphère retrouve un nouvel équilibre radiatif. La quantification de l'impact précis du forçage radiatif sur les températures de surface est complexe, car de nombreuses rétroactions interviennent suite à son augmentation :

- augmentation de l'évaporation, donc de la quantité de vapeur d'eau ;



Voir chapitre 27, figure 27.8 pour l'illustration d'une boucle de rétroaction positive

- diminution des surfaces enneigées, donc diminution de l'albédo ;
- déséquilibres du cycle du carbone, avec :
 - diminution de la solubilité du CO_2 dans l'océan ;
 - augmentation de la décomposition de la nécromasse.

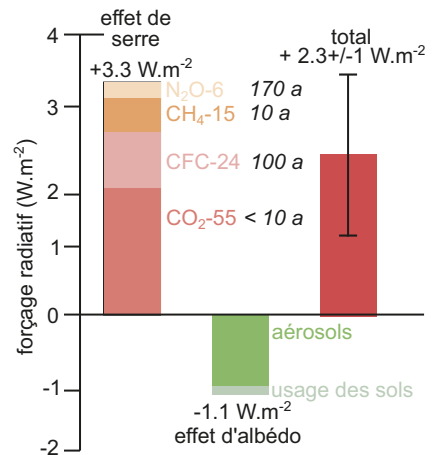
Ces effets sont des **rétroactions positives** qui amplifient l'accroissement initial de la température d'un facteur 2 à 3.

Il s'y ajoute des **rétroactions négatives** mais dont les temps de réaction sont variés : activation rapide de l'assimilation du CO_2 par la plupart des autotrophes au carbone (pompe biologique), activation lente de l'altération des roches silicatées (pompe physico-chimique). Leurs effets ne compensent pas ceux des rétroactions positives, d'où l'augmentation importante des températures de surface particulièrement nette depuis les années 1980.

Figure 24.8 Forçages radiatifs liés aux activités humaines.

À gauche : forçages positifs liés aux GES (les chiffres colorés indiquent en % la contribution de chaque gaz au forçage radiatif, dans le cas d'un ciel sans nuage, les chiffres en noir indiquent les temps de résidence approximatifs dans l'atmosphère). Au milieu : forçages négatifs liés à l'augmentation de l'albédo. À droite : forçage radiatif total.

(D'après PSL. (2018, 6 novembre). *Changement climatique depuis la période préindustrielle* – J.-L. Dufresne. [Vidéo]. Canal-U. <https://www.canal-u.tv/77127>).



2 Les activités humaines et le cycle de l'azote

2.1 Des effets positifs

- **L'utilisation des engrais azotés organiques naturels**

Il s'agit d'azote réduit (urée, ammoniac, composés aminés) que l'on trouve dans le **fumier** et le **purin** formé par l'accumulation des déjections du bétail. Leur épandage constitue un apport pouvant atteindre 200 kg d'azote par hectare et par an mais ceci reste insuffisant pour les cultures céréalières les plus productives.

- **La pratique des jachères cultivées**

Une jachère est une terre cultivable laissée au repos : la terre peut être laissée nue (mais elle est alors sensible à l'érosion) ou être enherbée par des végétaux dont le métabolisme agit sur le cycle de l'azote dans la parcelle. La pratique des jachères cultivées permet de réduire l'usage des engrais chimiques mais elle suppose de renoncer à toute récolte l'année où elle est pratiquée.

- 1^{er} cas : la jachère constituée d'un **semis de fabacées, non récoltées**.

Ces végétaux sont enfouis lors du labour de sorte que l'azote fixé par l'association symbiotique rhizobium – fabacée retourne au sol avec la décomposition d'où l'appellation **d'engrais verts**. On estime qu'un champ de trèfle fixe de 50 à 300 kg d'azote par hectare et par an, ce qui correspond aux besoins d'un champ de blé de même surface.

- 2^e cas : la jachère constituée de **cultures intermédiaires, pièges à nitrates (CIPAN)**. Ce sont des cultures temporaires de plantes à croissance rapide (ex. : poacées, brassicacées) qui absorbent et piègent le stock de nitrates restant à l'issue de la culture précédente. Leur enfouissement à l'issue de la culture constitue un stock d'azote organique dans le sol, qui se minéralise lentement et évite le lessivage des nitrates.

- **L'utilisation d'engrais minéraux**

Les engrais industriels (consommation annuelle : 200 MtN) contiennent du nitrate d'ammonium $\text{NO}_3^- - \text{NH}_4^+$ (ammonitrates). Ils sont fabriqués par réduction du diazote atmosphérique grâce à un procédé industriel coûteux en énergie donc très sensible au cours des énergies fossiles (pétrole, gaz).

 **Remarque**

Le procédé de fabrication de l'ammoniac (procédé industriel Haber-Bosch, mis au point il y a plus d'un siècle) repose sur la réaction $\text{N}_2 + 3\text{H}_2 \rightarrow 2\text{NH}_3$, en présence d'un catalyseur riche en fer, et à 300 bars et 500 °C. Cette réaction est analogue à celle catalysée par la nitrogénase des bactéries du genre *Rhizobium*, catalyse alors réalisée à pression atmosphérique et à température ambiante (entre 5 et 30 °C). Ceci illustre une singularité majeure des enzymes que de permettre les réactions dans des conditions compatibles avec la vie.

L'intérêt des ammonitrates réside dans leur dualité. La fraction nitrate est directement assimilable par la majorité des végétaux cultivés mais est lessivable. À l'inverse la fraction ammonium n'est pas directement assimilable par la majorité des végétaux cultivés mais elle est retenue dans les sols par les complexes argilo-humiques. Si les sols sont bien aérés, elle est lentement oxydée en nitrates par les bactéries nitrifiantes et constitue un stock différé de nitrates. Si les sols sont anoxiques, la respiration anaérobie des bactéries dénitrifiantes conduit au rejet de cet azote sous forme gazeuse (N_2) dans l'atmosphère.

L'engrais doit être fourni au meilleur moment pour le végétal (ce qui impose de bien connaître le cycle de développement végétatif de la plante cultivée) et pour le biotope : les nitrates introduits ne doivent pas être lessivés, ce qui nécessite de tenir compte de la pluviosité et des caractéristiques du complexe argilo-humique du sol.

2.2 Des effets négatifs

- **Les combustions**

Les combustions à haute température (centrale thermique, véhicules, cultures sur brûlis, combustion de biomasse) produisent des oxydes d'azote, qui s'ajoutent au réservoir atmosphérique.

- **L'excès d'engrais azotés organiques**

L'épandage de lisiers et purins et la dégradation des résidus de récolte produisent du N_2O (GES).

- **L'excès de nitrates**

Les apports en nitrates sont souvent excessifs et l'excédent lessivé rejoint les nappes phréatiques et le réseau hydrographique. Chez l'être humain, les nitrates ingérés sont transformés par le microbiote intestinal en nitrites, qui, après être passés dans le sang, peuvent oxyder l'hémoglobine et la rendre non fonctionnelle. Les nourrissons de moins de 6 mois constituent le groupe le plus exposé à ce type d'intoxication. Par ailleurs chez tous les organismes les nitrites peuvent se fixer à des acides aminés et former des nitrosamines au pouvoir cancérigène.

Dans les écosystèmes aquatiques (eaux douces, zones littorales) les excès de nitrates sont la cause (en association avec les phosphates) de la prolifération de photolithotrophes tels que les algues vertes et les cyanobactéries. La mort et la décomposition rapide de cette biomasse-nécromasse entraînent une consommation du dioxygène par les décomposeurs de sorte que le milieu devient anoxique, propice à divers processus anaérobies, et *in fine* le milieu peut subir une **eutrophisation**, et devenir azoïque.

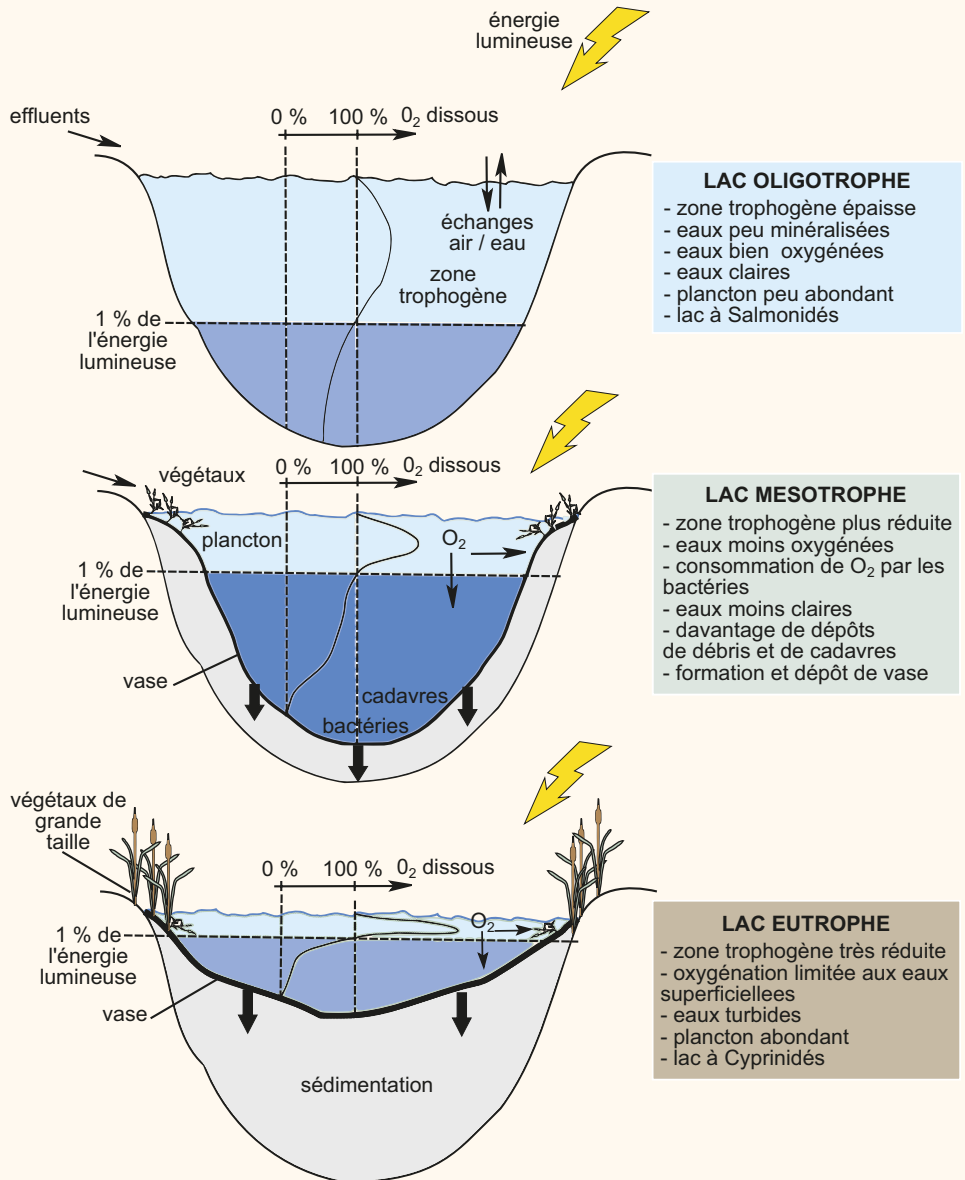
ZOOM 1

L'eutrophisation des lacs alpins

ZOOM 1

L'eutrophisation des lacs alpins

Les lacs alpins sont naturellement **oligotrophes** : les eaux sont claires, peu minéralisées (leur teneur en nutriments minéraux est peu élevée, ce qui justifie le qualificatif d'oligotrophe). Par ailleurs, leur biocénose comporte une faible biomasse planctonique et des poissons de type salmonidés (ex. : truites). Enfin, ils sont généralement profonds ce qui permet d'avoir une stratification estivale du lac. L'été, il se distingue une tranche d'eau supérieure parfaitement oxygénée et une tranche d'eau inférieure moins oxygénée qui reçoit moins de 1 % de l'énergie lumineuse.



Grandes étapes de l'évolution naturelle des lacs (D'après J. Devaux).

Les apports nutritifs naturels dans le lac favorisent le développement du plancton et de nouvelles chaînes trophiques. Les eaux deviennent alors plus troubles ce qui réduit la zone euphotique et, de fait, la tranche supérieure oxygénée.

La décomposition des cadavres et des débris qui s'accumulent au fond consomme tout le dioxygène. Les eaux profondes deviennent anoxiques en été : le lac est alors qualifié de mésotrophe.

Le processus s'accélère avec des apports croissants. Les micro-organismes photosynthétiques pullulent dans une mince couche d'eau en surface (parmi lesquels des cyanobactéries, toxiques, qui modifient le réseau trophique). En profondeur les phénomènes fermentaires anaérobies dominent du fait de l'absence du dioxygène et les vases s'accumulent. Une nouvelle population de poissons domine, les cyprinidés (ex. : carpes) qui remplacent les salmonidés. Le lac est **eutrophe**.

Cette évolution naturelle peut être considérablement accélérée sous l'influence de l'activité humaine et un lac peut passer de l'état oligotrophe à l'état eutrophe très rapidement. C'est ce qui était en cours au lac de Annecy dans les années 1980. La forte population concentrée autour du lac, l'élevage de bovins sur les pentes du bassin versant ont contribué à enrichir le lac en éléments nutritifs en particulier en phosphates et nitrates (eaux usées et lessivage des pâtures). L'eutrophisation du lac a été interrompue par la mise en place d'un réseau d'égouts autour du lac qui intercepte les eaux usées. Les pullulations de surface ont été limitées mais les eaux profondes sont restées encore marquées par les conséquences de l'eutrophisation.

Réviser

Résumé

Les activités humaines impactent les cycles biogéochimiques du carbone et de l'azote.

- Le prélèvement et la combustion du carbone organique fossile (ressources énergétiques : charbons, pétrole, gaz) constituent un transfert net du cycle lent du carbone vers le cycle rapide et produisent du CO_2 , du protoxyde d'azote N_2O (également produit par la dégradation des engrais azotés) et de l'ozone O_3 .
- L'élevage bovin, en constante augmentation, produit d'importantes quantités de CH_4 .
- Les puits naturels de CO_2 , N_2O et CH_4 ne sont pas suffisants pour compenser leurs apports anthropiques : les concentrations de ces gaz augmentent dans la troposphère particulièrement depuis les années 1980.
- Ces gaz absorbent les IR émis par le système Terre-troposphère. L'augmentation de leur quantité induit un forçage radiatif responsable de l'augmentation de l'effet de serre, de variations des paramètres climatiques et de rétroactions dont le résultat est une augmentation de la température de surface moyenne de la planète. Du fait des temps de résidence assez importants des GES (CH_4 : 10 ans, CO_2 : quelques années, N_2O : 170 ans) l'augmentation de la température induit à son tour des perturbations climatiques aux effets très variés, qui seront ressenties pendant des décennies même si l'arrêt de la production des GES cessait immédiatement.
- D'autres activités industrielles ont produit des chlorofluorocarbones CFC, qui participent à la dégradation de l'ozone stratosphérique, atténuant ainsi le bouclier anti-UV qu'elle constitue. Prohibée depuis 1987, la production antérieure de CFC a des effets durables du fait de son temps de résidence important (100 ans).

Voir TP 17, § 1

- L'usage excessif d'engrais azotés perturbe l'équilibre du microbiote du sol et est responsable de la pollution des eaux (les nitrates des sols étant facilement lessivables), induisant à son tour la pullulation de photolithotrophes (marées vertes) et l'eutrophisation d'écosystèmes aquatiques.

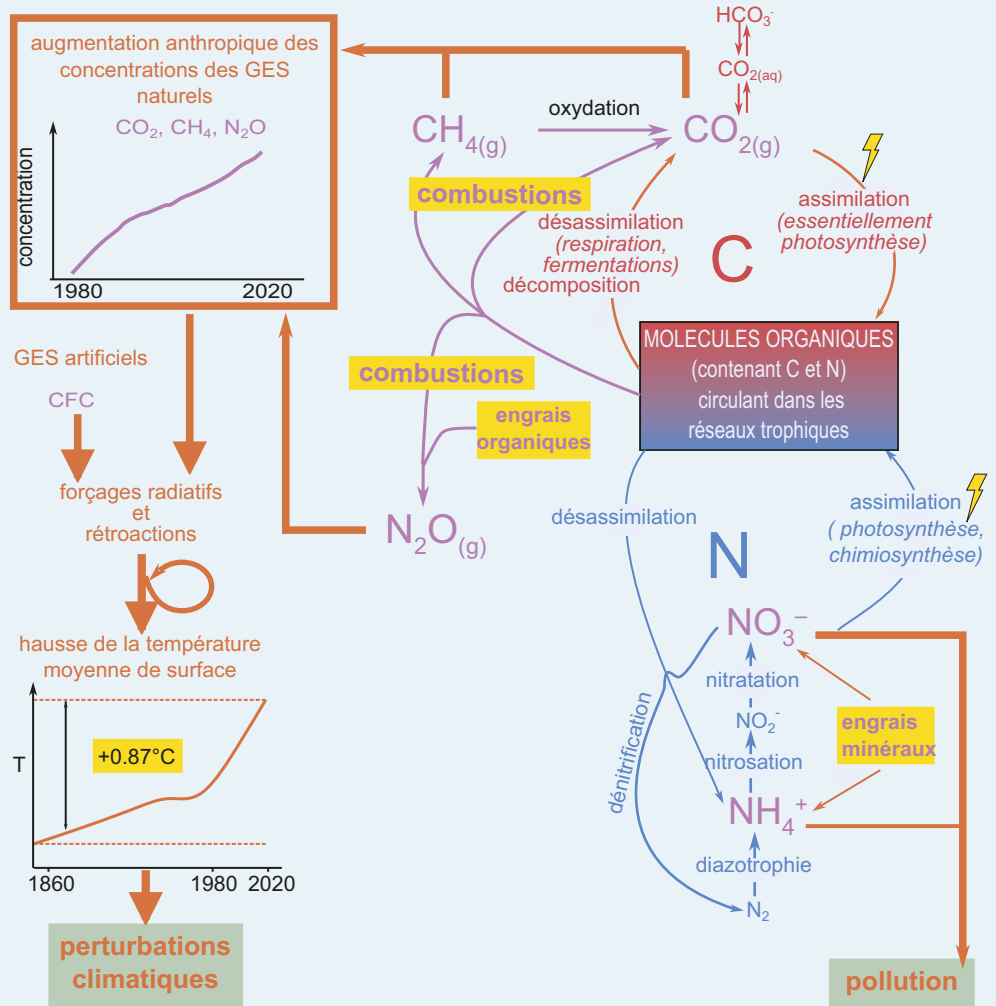


Figure de synthèse Activités humaines et cycles biogéochimiques du carbone et de l'azote.

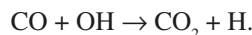
S'entraîner

QCM de connaissances

- 1 À propos des GES, les affirmations suivantes sont-elles exactes ?
 - a. Tous les GES anthropiques sont présents par ailleurs de façon naturelle.
 - b. L'effet de serre, par unité de masse, induit par le CO₂ atmosphérique est supérieur à celui induit par le CH₄.
 - c. L'effet de serre, par unité de masse, induit par l'ozone atmosphérique est supérieur à celui induit par le CO₂.
 - d. La vapeur d'eau ne participe pas à l'effet de serre.
 - e. Les aérosols sont des GES.
- 2 À propos du réchauffement climatique actuel, les affirmations suivantes sont-elles exactes ?
 - a. Il est associé à une baisse de l'albédo des surfaces émergées.
 - b. Il est associé à un ensemble de forçages radiatifs, tous positifs.
 - c. Il correspond à une hausse de température de surface moyenne de +5 °C.
 - d. Il est associé à une hausse de la biomasse végétale produite.
 - e. Il est associé à une hausse de la quantité de carbonates océaniques produits.
- 3 Les CFC
 - a. Ont un temps de résidence dans l'atmosphère de moins d'une année.
 - b. Détruisent l'ozone, donc diminuent l'effet de serre.
 - c. Ont une concentration qui ne cesse d'augmenter depuis les années 1980.
 - d. Exercent un forçage radiatif positif.

Sujets sur documents

- 1 À partir des informations fournies, **discutez** l'affirmation suivante : « le monoxyde de carbone (CO) n'intervient pas dans les forçages radiatifs de l'effet de serre ». Informations : Le CO n'absorbe pas significativement les rayonnements infrarouges. Sa production est très mal connue (de l'ordre de 2 à 3 Gt CO.an⁻¹) ; son stock atmosphérique est 0,36 Gt CO. Il est rapidement éliminé par la réaction suivante avec les hydroxyles OH, dans l'atmosphère :



- 2 La [figure 24.9a](#) représente l'évolution de la température globale depuis 1850 (courbe noire, reliant les températures moyennes annuelles) et celle qui résulterait uniquement des phénomènes naturels – activité solaire, éruptions volcaniques (courbe bleue, avec le domaine d'incertitude). La [figure 24.9b](#) détaille l'évolution de la température moyenne de surface consécutivement à l'éruption du volcan philippin Pinatubo, en juin 1991, éruption explosive qui projeta près de 10 km³ de cendres et aérosols dans l'atmosphère. La courbe noire est issue de mesures satellitales, la courbe verte est calculée en utilisant un modèle impliquant une rétroaction liée à la vapeur d'eau atmosphérique, la courbe rouge est calculée en utilisant un modèle considérant une rétroaction nulle liée à la vapeur d'eau. Comment l'exploitation de ces différentes données permet-elle de dégager les causes de la variabilité de la température moyenne globale à la base de la troposphère ?

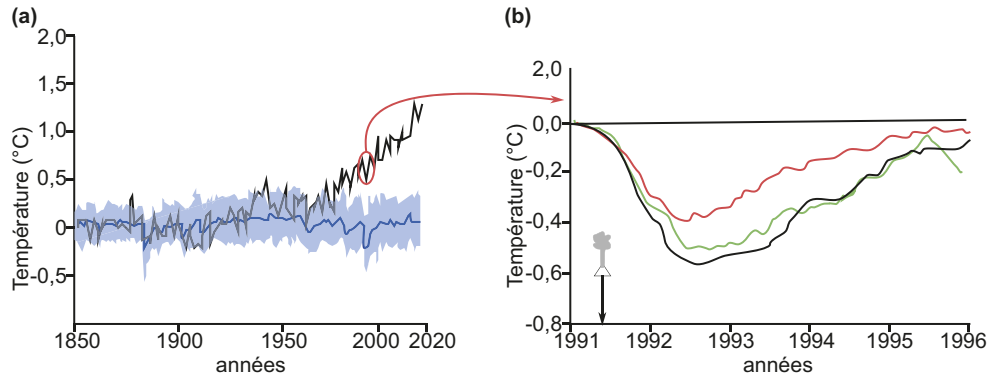


Figure 24.9 Données sur la variation de température moyenne de globale à la base de la troposphère (détails dans le texte).

(a) La température 0 de référence correspond à la moyenne des températures sur la période 1850-1900. (D'après IPCC, Sixth Assessment Report, Climate change 2021, The physical science basis) ; **(b)** La température 0 de référence correspond à la moyenne des températures sur la période janvier-juin 1991. (D'après Soden, B. J. (2002). *Science*, 296(5568), 727-730)).

Cycles biogéochimiques

Activités pratiques

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Le recyclage du carbone à l'échelle globale
- 2 Le recyclage de l'azote dans le sol : les nodosités des fabacées, sites d'assimilation du N_2

INTRODUCTION

Les cycles biogéochimiques du carbone reposent sur des flux de matière carbonée entre les réservoirs que sont la biosphère (et la nécrosphère), l'atmosphère, l'hydrosphère, la croûte et le manteau.

➔ **Quelles sont les approches quantitatives de la dynamique du carbone au sein de son cycle (calculs des temps de résidence) ?**

Le cycle de l'azote est quant à lui très dépendant des micro-organismes, en particulier la diazotrophie de *Rhizobium* par exemple, sur laquelle repose l'entrée de N_2 dans le cycle.

➔ **Quels sont les supports biologiques de l'entrée du N_2 dans le cycle de l'azote ?**

1 Le recyclage du carbone à l'échelle globale

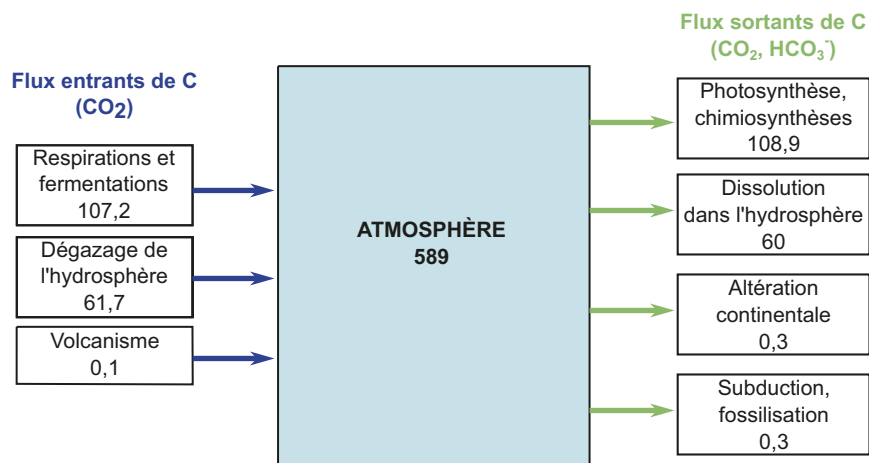
1.1 Le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère

En ne considérant que la biosphère continentale et l'hydrosphère, les différents flux de carbone entrant ou sortant du réservoir atmosphérique sont envisagés chapitre 24 dans la figure 22.4 et peuvent être résumés en adoptant un modèle de boîte comme ci-dessous (figure TP14.1).

Les valeurs indiquées ne tiennent pas compte des activités humaines et correspondent aux **valeurs pré-industrielles** du stock de C atmosphérique et des flux.

Figure TP14.1 Modèle des boîtes appliqué au réservoir carbone de l'atmosphère pré-industrielle.

Les valeurs sont en GtC (pour le réservoir) et en GtC.a⁻¹ pour les flux.
(Estimations issues de Kandasamy S. et al., 2016, Front. Mar. Sci., 3, 259).





Le flux total entrant dans l'atmosphère est de $107,2 + 61,7 + 0,1 = 169 \text{ Gt.a}^{-1}$.

Le flux total sortant dans l'atmosphère est de $108,9 + 60 + 0,3 + 0,3 = 169,5 \text{ Gt.a}^{-1}$.

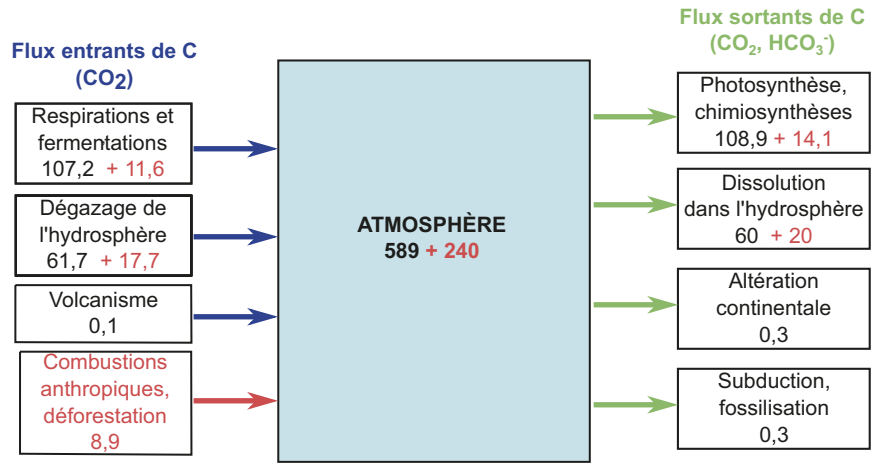
Le flux moyen est donc égal à $\frac{169 + 169,5}{2} = 169,25 \text{ Gt.a}^{-1}$.

Le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère est égal à $\tau = 589/169,25 = 3,5 \text{ a}$ (durée géologiquement très courte).

Les activités humaines perturbent le cycle du carbone en modifiant les flux (et la masse de C dans le réservoir atmosphérique) de la façon représentée sur la figure TP14.2.

Figure TP14.2 Modèle des boîtes appliqué au réservoir carbone de l'atmosphère (valeurs actuelles).

Les valeurs sont en GtC (pour le réservoir) et en GtC.a⁻¹ pour les flux. Les flux sont estimés sur la période 2000-2009. (Estimations issues de Kandasamy S. et al., 2016, Front. Mar. Sci., 3, 259).



Voir chapitre 24

L'apport de CO₂ anthropique a entraîné depuis l'époque pré-industrielle (1750) une augmentation de 240 GtC soit 40 % de la masse de carbone atmosphérique. Cette évolution n'a pas été linéaire et s'est accélérée depuis les années 1960.

Cet apport de C dans l'atmosphère se répercute sur les flux sortants (activation des pompes biologique et physique) et, par conséquent, sur les autres flux entrants (biologiques et physiques). Les flux entrants de C sont actuellement égaux à 207,2 Gt.a⁻¹ ; les flux sortants à 203,6 Gt.a⁻¹. Le flux moyen est donc égal à 205,4 Gt.a⁻¹.

Le temps de résidence du carbone atmosphérique est alors sensiblement modifié :

$$\tau = \frac{589 + 240}{205,4} = 4,0 \text{ années.}$$

1.2 Le cycle du carbone dans l'océan

Jusqu'à présent le réservoir carboné océanique a été considéré comme homogène. Or les géochimistes distinguent une couche superficielle de l'océan, épaisse d'environ 350 m, dite « couche de mélange », qui interagit efficacement avec l'atmosphère, et un océan profond, dans lequel le temps de résidence de l'eau est très long (1 000 ans, déterminé par l'emploi de traceurs radioactifs). La surface des océans représente 70 % de la surface terrestre (rayon terrestre : 6 400 km). La profondeur moyenne des océans est estimée à 3,8 km.

Le tableau TP14.1 fournit des estimations de la concentration des différents carbonates dissous dans la couche de mélange et les eaux profondes.

Tableau TP14.1 Concentrations molaires des formes carbonatées dissoutes de l'océan superficiel et de l'océan profond (en μmol.kg⁻¹).

	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻
Eaux de surface	13	1 880	172
Eaux profondes	27	2 210	85

Le calcul des masses et des échanges de carbone suppose d'abord de calculer la masse d'eau dans les deux réservoirs hydrosphériques et la masse d'eau échangée chaque année par le jeu des courants descendants (*downwelling*) et ascendants (*upwelling*).

Calcul des masses d'eau

La surface des océans S_o représente 70 % de la surface terrestre, soit $0,7 \times 4 \times \pi \times R^2$ avec $R = 6\,400 \cdot 10^3$ m, rayon terrestre : $S_o = 3,6 \cdot 10^{14}$ m²

Le volume de la couche de mélange est alors égale à $350 \times S_o = 1,26 \cdot 10^{17}$ m³, donc sa masse égale à $M_{oc\ sup} = 1,26 \cdot 10^{20}$ kg

Le volume de l'océan profond est égal à $(3\,800 - 350) \times S_o = 1,24 \cdot 10^{18}$ m³, soit une masse $M_{oc\ prof} = 1,24 \cdot 10^{21}$ kg.

Calcul des échanges d'eau

Si on suppose un état stationnaire pour les deux boîtes océan superficiel et océan profond, les échanges sont égaux entre eux. Le temps de séjour de l'eau dans la couche profonde est égal à

$$\tau = \frac{M_{oc\ prof}}{F} \text{ avec } F, \text{ le flux moyen d'eau entre les deux réservoirs.}$$

$$\text{Donc } F = \frac{1,24 \cdot 10^{21}}{1\,000} = 1,24 \cdot 10^{18} \text{ kg.an}^{-1}.$$

Calcul des concentrations en carbone et des masses de carbone

La masse molaire du carbone est égale à 12 g.mol⁻¹.

Les concentrations fournies par le [tableau TP14.1](#) peuvent être converties en concentrations massiques de carbone en les multipliant par $12 \cdot 10^{-6}$ (résultats en g.kg⁻¹). Pour obtenir la masse totale, il faut multiplier, pour chaque réservoir, la concentration massique en carbone obtenue par la masse d'eau du réservoir (soit $1,26 \cdot 10^{20}$ g pour le réservoir superficiel et $1,24 \cdot 10^{21}$ g pour le réservoir profond).

Tableau TP14.2 Concentrations massiques et masses du carbone (intégré aux formes inorganiques) de l'océan superficiel et de l'océan profond (en gC.kg⁻¹).

	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Total
EAUX DE SURFACE				
Concentration (gC.kg⁻¹)	156.10 ⁻⁶	225.6.10 ⁻⁴	206.4.10 ⁻⁵	0,0248
Masse de C (g)	196,5.10 ¹⁴	284,25.10 ¹⁶	260,1.10 ¹⁵	3,1122.10¹⁸
EAUX PROFONDES				
Concentration (gC.kg⁻¹)	324.10 ⁻⁶	265,2.10 ⁻⁴	102.10 ⁻⁵	0,0279
Masse de C (Gt)	401,76.10 ¹⁵	328,85.10 ¹⁷	126,48.10 ¹⁶	3,4552.10¹⁹

La concentration du carbone dans les eaux profondes est supérieure à celle des eaux de surface : il y a un flux net de carbone des eaux profondes vers la couche de mélange.

Calcul des échanges de carbone

Les flux s'obtiennent en multipliant les concentrations par les flux d'eau, soit :

- du fond vers la surface : $1,24 \cdot 10^{18} \times 0,0279 = 34,5 \cdot 10^{15}$ gC.an⁻¹
- de la surface vers le fond : $1,24 \cdot 10^{18} \times 0,0248 = 30,8 \cdot 10^{15}$ gC.an⁻¹

Le flux net de carbone, sous forme de carbonates dissous, est égal à $(34,5 - 30,8) \cdot 10^{15} = 3,7 \cdot 10^{15}$ gC.an⁻¹.

Si on tient compte de la biosphère océanique, il faut envisager la part de carbone inorganique dissous transféré sous la forme organique particulaire et tenir compte du transfert vers les eaux profondes des débris organiques et du CaCO₃ des tests. Ces flux sont respectivement estimés



Voir chapitre 22,
zooms 2 et 3

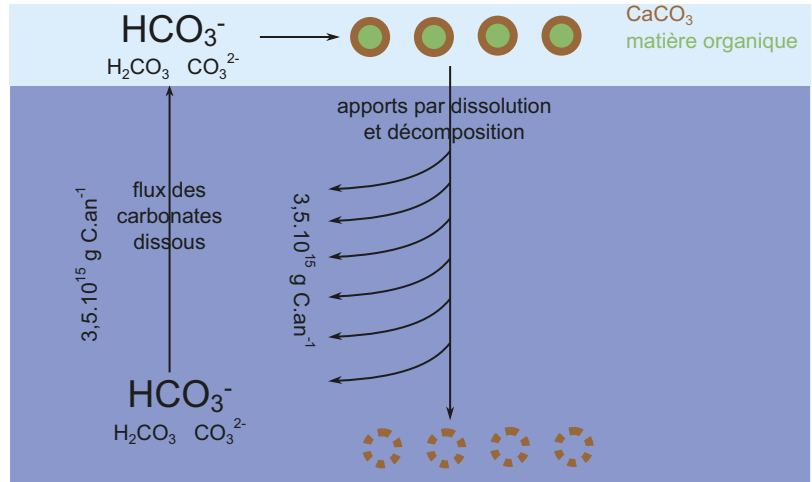
à : $F_{\text{org}} = 3.10^{15} \text{ gC.an}^{-1}$ et $F_{\text{CaCO}_3} = 10^{15} \text{ gC.an}^{-1}$. Dans les dépôts sédimentaires, on ne retrouve que 27 % du CaCO_3 et 6.7 % de la matière organique.

Le CaCO_3 et la matière organique particulaire qui tombent au fond des océans, restituent donc en grande partie leur carbone par dissolution (tests) et décomposition (matière organique).

La quantité restituée sous forme inorganique dissoute, lors de transports de haut en bas dans l'océan, est égale à : $10^{15} \times (1 - 0,27) + 3.10^{15} \times (1 - 0,067) = 3,5.10^{15} \text{ g C.an}^{-1}$.

Ce chiffre est du même ordre de grandeur que celui calculé pour les transferts de bas en haut, ce qui suggère qu'au sein de la boîte « océan global », il existe un cycle équilibré du carbone inorganique (figure TP14.3).

Figure TP14.3 Le cycle du carbone inorganique dissous océanique.



À partir de ces résultats, on peut **discuter la nature des apports de carbone nécessaires à la sédimentation carbonatée** : celle-ci pourtant importante dans les océans paraît impossible en système fermé, puisque le flux descendant produit par décomposition et dissolution des tests est compensé par le flux ascendant. Son existence impose de considérer le système océanique ouvert : des apports supplémentaires de carbone sont nécessaires, en provenance du réservoir atmosphérique et des fleuves.

1.3 Le cycle du carbone dans la biosphère

La « boîte » biosphère peut être subdivisée en biosphère continentale organisée en biomes, et en biosphère océanique, dont certaines caractéristiques du bilan carbone sont présentées dans le [tableau TP 14.3](#).

a) Série de données

Tableau TP14.3 Quelques caractéristiques du bilan carbone au sein de la biosphère.

	Biosphère océanique	Biosphère continentale
Nature des organismes producteurs (majoritaires)	phytoplancton dans la zone euphotique (algues unicellulaires, cyanobactéries)	angiospermes
Biomasse (Gt C)	3	550
Flux entrants = flux assimilateurs (Gt C.an⁻¹)	50	123
Flux sortants = flux désassimilateurs et liés à la décomposition	50	118,7
		moyenne : 120,85

b) Exploitation des données

La biomasse océanique représente environ 0.5 % de la biomasse continentale. Cette faiblesse peut s'expliquer par le rythme important de renouvellement des organismes planctoniques et la limitation de leur activité métabolique du fait de la pauvreté en phosphates et nitrates des eaux marines. Ces ions minéraux n'abondent que dans les eaux des estuaires et des zones d'upwelling, là où leur absorption rapide permet la pullulation locale du phytoplancton, qui en prive le reste des océans.

La production des producteurs océaniques est 2,5 fois plus faible que celle des producteurs continentaux leur productivité (production rapportée à la biomasse) est 76 fois plus forte (productivité de la biosphère océanique : $50/3 = 16,7$; productivité de la biosphère continentale : $123/550 = 0,22$ et rapport des deux productivités : $16,7/0,22 = 76$).

Cette haute productivité du phytoplancton peut être attribuée :

- à la simplicité des organismes photosynthétiques marins qui ont un rapport surface sur volume élevé permettant des échanges efficaces avec le milieu ;
- à l'absence de structures de soutien (la synthèse des molécules de lignine des arbres, rigides et complexes, est très coûteuse sur le plan énergétique) ;
- aux excellentes conditions offertes à l'activité carboxylase de la Rubisco grâce à la concentration du CO_2 dans les pyrénoides des algues eucaryotes et dans les carboxysomes des cyanobactéries.

Les **temps de résidence** du carbone dans les réservoirs biologiques continentaux et océaniques sont également contrastés.

- $\tau = 550/120,85 = 4,55$ ans dans la biosphère continentale : le temps de renouvellement du carbone organique dans la biosphère continentale est du même ordre de grandeur que celui du carbone minéral dans l'atmosphère (d'après l'exploitation faite précédemment de la [figure TP14.1](#)).
- $\tau = 3/50 = 0,06$ ans soit environ 22 jours dans la biosphère océanique. En milieu océanique, la biomasse est fugace, dans un large volant de carbone inorganique inerte.

Pour comparer cette valeur à celle du temps de résidence de C dans les eaux de surface, il nous faut revenir sur les calculs effectués précédemment ([Tableau TP14.3](#)), et prendre en compte la masse de C du réservoir superficiel ($3,1122 \cdot 10^{18}$ gC soit 31 122 GtC). Il faut également tenir compte des échanges entre la boîte « océan superficiel » et les autres boîtes, résumés sur la [figure TP14.4](#)

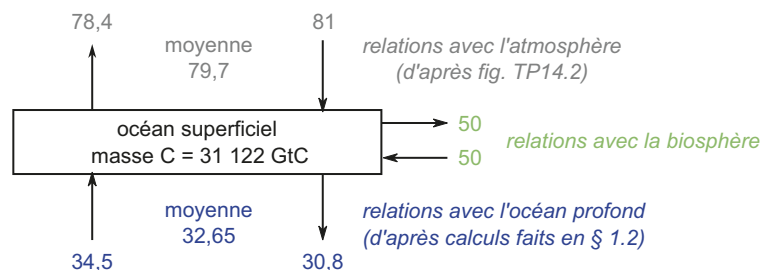


Figure TP14.4 Flux de C concernant le réservoir océanique superficiel.

Le temps de résidence du C dans l'océan superficiel est donc égal à :

$$\tau = \frac{31\,122}{50 + 32,65 + 79,7} = 192 \text{ ans}$$

Le contraste entre les dynamiques du carbone continental et celle du carbone océanique est présenté dans la [figure TP14.5](#) : la biosphère océanique peut être considérée comme un réservoir



fugace de C organique, rapidement renouvelé dans un réservoir de C inorganique plus inerte, alors que la biosphère continentale est renouvelée au même rythme que le carbone inorganique dans le réservoir atmosphérique.

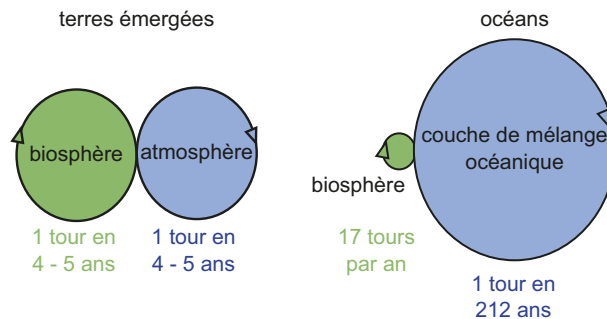


Tableau TP14.5 Le renouvellement du carbone dans les réservoirs biosphère et océan superficiel.

Le **tableau TP14.6** précise quelques données sur le bilan carbone des biomes continentaux.

Tableau TP14.6 contenus en carbone de différents biomes (Source GIEC 2001).

Biomes	C (tonnes par hectare)			% de C dans le sol
	végétation	Sols	total	
Forêts équatoriales et tropicales	120,4	122,3	243	50,5
Forêts tempérées	56,8	96,2	153	62,9
Taïga (forêts boréales)	64,2	343,8	408	84,3
Savanes tropicales	29,2	116,8	146	80
Prairies tropicales	7,2	235,8	243	97
Déserts/semi-déserts	1,8	42,2	44	96
Toundra	6,3	127,7	134	95,3
Zones humides	42,9	643,1	686	93,8
Terres cultivées	1,9	80,1	82	97,7

De l'analyse de ces données, il ressort que :

- Les forêts équatoriales et tropicales, à la végétation dense, accumulent dans leur sol une masse de carbone bien inférieure à celle des prairies. Ceci est dû au climat chaud et humide qui, tout en permettant une activité photosynthétique forte et permanente, active la décomposition de la nécromasse qui est très rapidement recyclée de sorte que l'humus s'accumule peu. Le recyclage du carbone y est donc très rapide.
- La taïga, forêt boréale des hautes latitudes (Alaska, Canada, Sibérie), accumule dans ces sols une masse de carbone élevée. Ceci est dû au climat : courte belle saison propice à la productivité et longue saison froide au cours de laquelle la décomposition microbienne est ralentie, voire nulle. L'humus s'accumule sur de fortes épaisseurs point. Le recyclage du carbone est donc très lent comparé à celui des forêts équatoriales et tropicales.

Bilan : le recyclage du carbone diffère donc selon les réservoirs concernés mais aussi selon les milieux (continental, marin), selon la latitude et selon les biomes caractéristiques de ces latitudes.

2

Le recyclage de l'azote dans le sol : les nodosités des fabacées, sites d'assimilation du N₂

Une coupe transversale de **nodosité** montre la partie centrale rose riche en leghémoglobine (figure TP14.6a). La même coupe colorée au bleu de méthylène montre en microscopie :

- un cortex composé d'une couche subérifiée teintée en bleu foncé, caractéristique du revêtement racinaire, avec au-dessous un parenchyme cortical bleu clair ;
- un parenchyme médullaire central composé de grosses cellules bleues foncées qui constituent la zone active de l'association symbiotique, où les cellules racinaires sont colonisées par des bactéries appelées alors bactéroïdes.

Voir ouvrage de 1^{re} année, TP 6, § 3 pour une étude plus détaillée des nodosités.

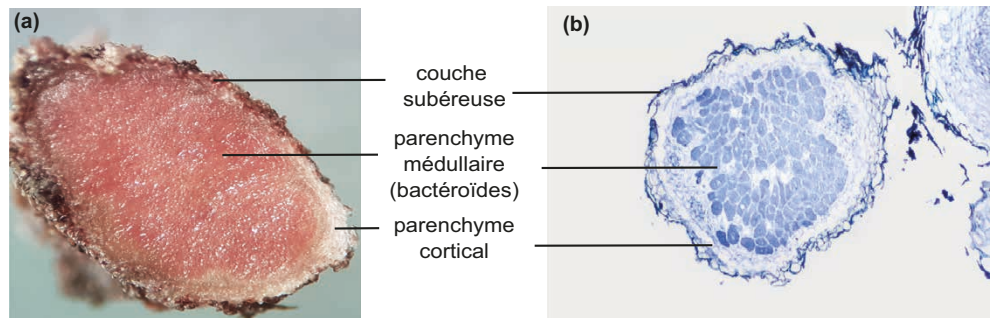


Figure TP14.6 Coupes transversales de nodosités.

(a) observation à la loupe (×20) ; (b) préparation colorée au bleu de méthylène (MO ×100). (Cliché Lab. Nublat).