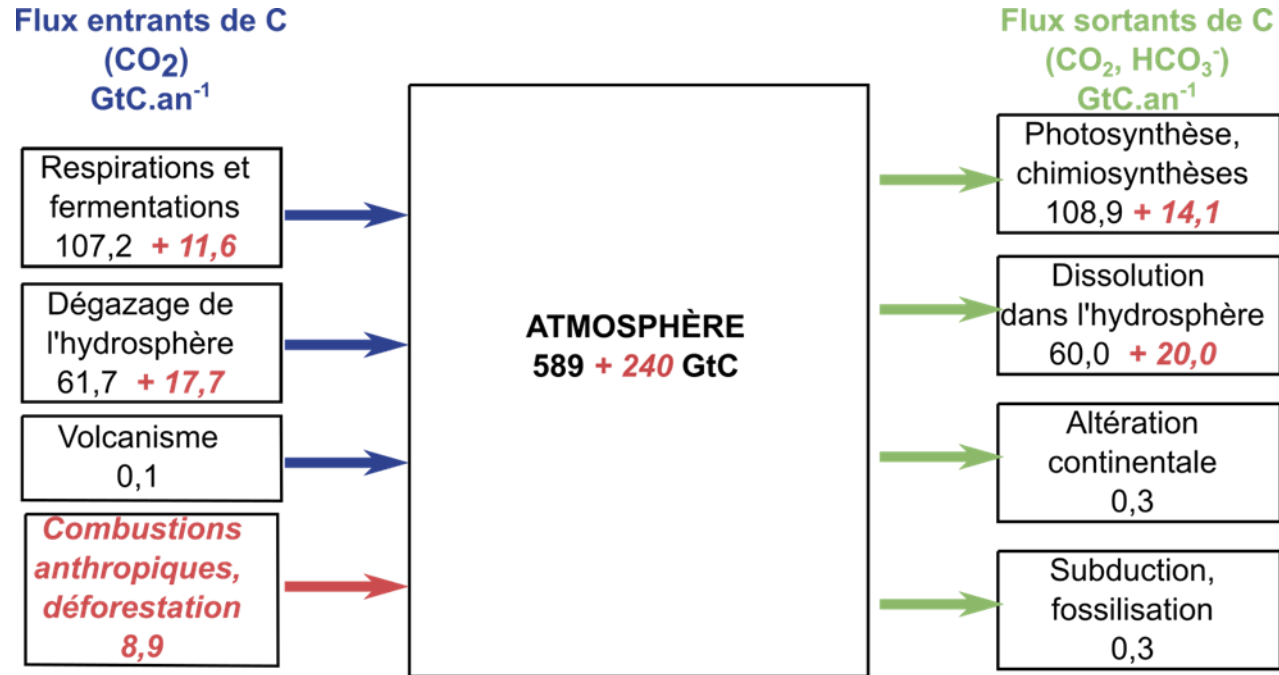


Le cycle du carbone



Avant influence des activités humaines

Masse de carbone dans l'atmosphère $M = 589 \text{ GtC}$

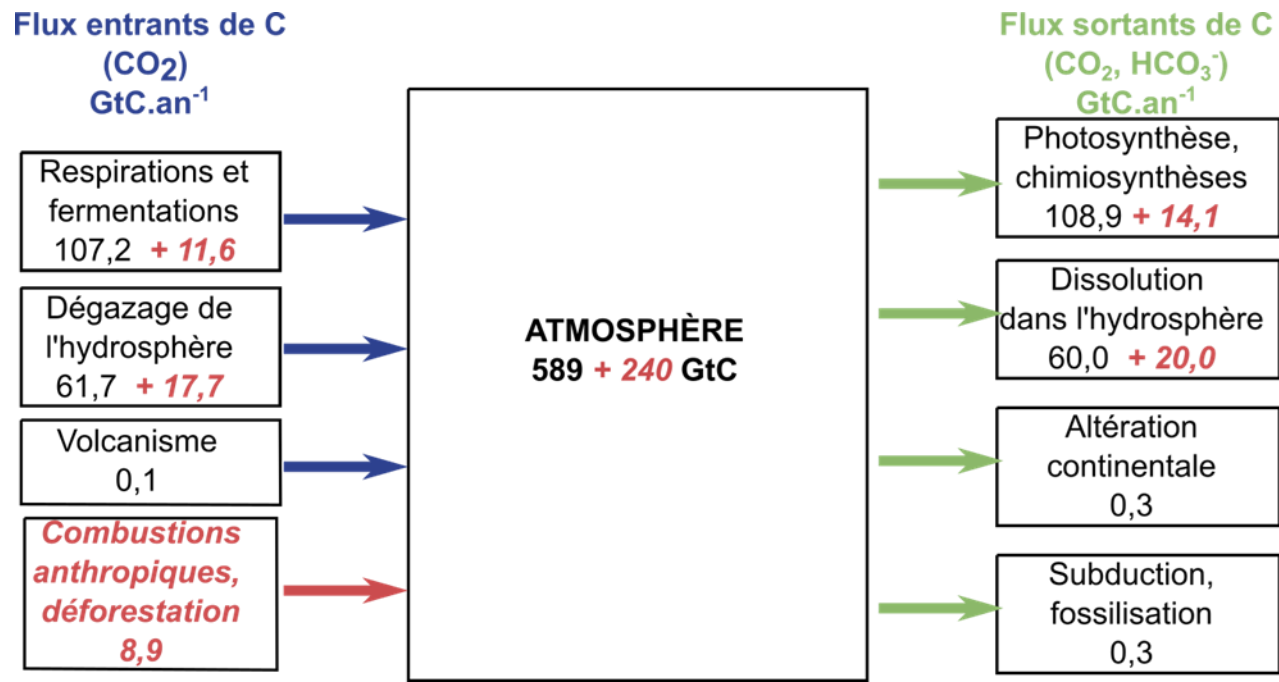
Flux total entrant dans l'atmosphère : $F_e = 107,2 + 61,7 + 0,1 = 169,0 \text{ Gt.a}^{-1}$

Flux total sortant dans l'atmosphère : $F_s = 108,9 + 60 + 0,3 + 0,3 = 169,5 \text{ Gt.a}^{-1}$

$F_e \approx F_s$: réservoir atmosphérique à l'équilibre.

Le flux moyen $F_m = (169,0 + 169,5) / 2 = 169,3 \text{ Gt.a}^{-1}$

Le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère est égal à $\tau = 589 / 169,3 = 3,5 \text{ ans}$



Après influence des activités humaines

Masse de carbone dans l'atmosphère $M' = 589 + 240 = 829$ GtC

Flux total entrant dans l'atmosphère : $F'e = 169,0 + 8,9 + 17,7 + 11,6 = 207,2$ Gt.a⁻¹

Flux total sortant dans l'atmosphère : $F's = 169,5 + 20,0 + 14,1 = 203,6$ Gt.a⁻¹

$F_e \approx F_s$: réservoir atmosphérique n'est plus à l'équilibre : $F_e > F_s$. La masse de carbone (sous forme de CO₂) dans l'atmosphère augmente.

Le flux moyen $F'm = (207,2 + 203,6) / 2 = 205,4$ Gt.a⁻¹

Le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère est égal à $\tau' = 829 / 205,4 = 4,0$ ans

$M' > M$: donc le CO₂ s'accumule dans l'atmosphère

$\tau' < \tau$: le temps de résidence du carbone dans l'atmosphère est légèrement augmenté par l'apport de CO₂ anthropique.

1) Calcul du temps de résidence d'un atome de carbone dans l'océan

Calcul de la masse d'eau de la couche de mélange:

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

Volume de la couche de mélange : $V_{os} = 350 \times S_o = 1,3 \cdot 10^{17}$ m³, donc sa masse égale à $M_{eauos} = 1,3 \cdot 10^{20}$ kg

Calcul des concentrations en carbone et des masses de carbone

Masse molaire du carbone : $M_C = 12$ g.mol⁻¹.

Les concentrations fournies par le document 2 peuvent être converties en concentration massique de carbone en les multipliant par $12 \cdot 10^{-6}$ (résultats en gC.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 $1,3 \cdot 10^{20}$ g pour le réservoir superficiel).

	H ₂ CO ₃	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	TOTAL
Eaux de surface	1,56E-04	2,26E-02	2,06E-03	0,0248

Masse de carbone dans la couche de mélange $M_{Cos} = C_{os} * M_{eauos} = 0,0248 * 1,3 \cdot 10^{20}$ g = $3 \cdot 10^{18}$ gC = **3 000 GtC**

Flux de carbone sortant de l'océan (dégazage) : $F_{sos} = 61,7 + 17,7 = 79,4$ GtC/an

Flux de carbone entrant dans l'océan (dissolution) : $F_{eos} = 60 + 20 = 80$ GtC/an

Flux moyen $F_{mos} = (79,4 + 80) / 2 = 79,7$ GtC/an

D'où le temps de résidence d'un atome de carbone dans la couche de mélange $\approx 3000/80 = \mathbf{38}$ ans

1) Calcul des flux d'eau

Si on suppose un état stationnaire pour les deux boîtes océan superficiel et océan profond, les ascendants ou descendants sont égaux entre eux.

Le temps de séjour de l'eau dans la couche profonde est égal à 1000 ans.

Or $\tau_{eau} = M_{eauop}/F$ avec M_{eauop} , la masse d'eau de l'océan profond et F , le flux moyen d'eau entre les deux réservoirs.

On calcule alors M_{eauop} comme on l'a fait pour la masse d'eau de la couche de mélange ;

épaisseur moyenne de l'océan profond = $3800 - 350 = 3450$ m

$S_o = 3,6 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$

Volume des eaux profondes : $V_{op} = 3450 \times S_o = 1,2 \cdot 10^{18} \text{ m}^3$, donc sa masse égale à $M_{eauop} = 1,2 \cdot 10^{21} \text{ kg}$

Donc $F = 1,2 \cdot 10^{21} / 1000 = 1,2 \cdot 10^{18} \text{ kg} \cdot \text{a}^{-1}$.

2) Calcul des flux de carbone

Calcul des concentrations en carbone et des masses de carbone

Même raisonnement que pour la couche de mélange.

concentrations massiques (gC/kg)				
Eaux profondes	H_2CO_3	HCO_3^-	CO_3^{2-}	TOTAL
	3,24E-04	2,65E-02	1,02E-03	0,0279

La concentration du carbone dans les eaux profondes est supérieure à celle des eaux de surface.

Masse de carbone dans l'océan profond $M_{Cop} = C_{op} * M_{eauop} = 0,0279 * 1,2 \cdot 10^{21} \text{ g} = 3,5 ; 10^{19} \text{ gC} = 35\,000 \text{ GtC}$

Calcul des échanges de carbone

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

- F_a : flux ascendant (du fond vers la surface) : $F_a = 1,2 \cdot 10^{18} \times 0,0279 = 34,5 \cdot 10^{15} \text{ g C.an}^{-1} = 34,5 \text{ GtC.an}^{-1}$
- F_d : flux descendant (de la surface vers le fond) : $F_d = 1,2 \cdot 10^{18} \times 0,0248 = 30,8 \cdot 10^{15} \text{ g C.an}^{-1} = 30,8 \text{ GtC.an}^{-1}$

Il y a donc un flux net de carbone des eaux profondes vers la couche de mélange, sous forme de carbonates dissous ; il est égal à $3,7 \text{ GtC.an}^{-1}$.

Les débris organiques et le CaCO_3 des tests sont transférés des eaux superficielles vers les eaux profondes. Ces flux sont évalués respectivement à $F_{org} = 3 \cdot 10^{15} \text{ g C/an}$ et $F_{\text{CaCO}_3} = 10^{15} \text{ g C/an}$. Dans les dépôts sédimentaires, on ne retrouve que 27% du CaCO_3 et 6.7 % de la matière organique. En effet, le CaCO_3 et la matière organique particulaire qui tombent au fond des océans, restituent en grande partie leur carbone sous forme inorganique dissoute, par dissolution (tests) et minéralisation (matière organique).

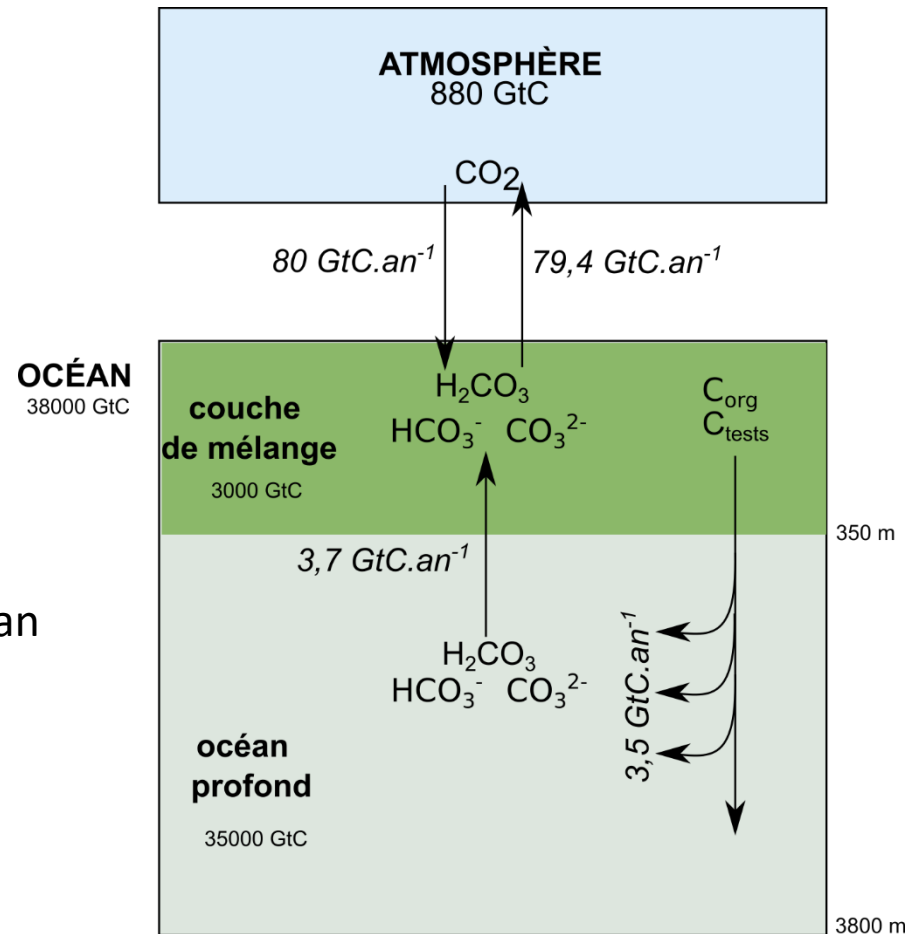
Calculer le flux de carbone que représente le transfert des particules de matière organique et de CaCO_3 de la surface vers la profondeur. Conclure sur le bilan des flux de carbone au sein de l'océan.

Quantité de carbone restituée sous forme inorganique dissoute, lors de transports de haut en bas dans l'océan, F_d' :

$$F_d' = 1015 \times (1 - 0.27) + 3.1015 \times (1 - 0,067) = 3,5.1015 \text{ g C.an}^{-1} = 3,5.\text{GtC.an}^{-1}$$

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

Flux de carbone dans l'océan



Quantifier les échanges de la biosphère avec l'atmosphère

☐ **Rappeler les processus biologiques à l'origine des flux «assimilateurs » et « désassimilateurs »**

Flux assimilateurs : prélèvement de CO₂ et transformation en molécules organiques (réduction) : photosynthèse surtout et chimiosynthèse.

Flux désassimilateurs : oxydation des molécules organiques en CO₂ : catabolisme énergétique de tous les êtres vivants dont les microorganismes décomposeurs.

☐ **Comparer la biomasse des producteurs primaires, la production et la productivité primaires de la biosphère continentale et de la biosphère océanique. Interpréter ces différences.**

La biomasse B des producteurs primaires océaniques représente environ 0,5 % de la biomasse des producteurs primaires continentaux. Cette faiblesse peut s'expliquer par la limitation de l'activité du phytoplancton par 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 mais en prive le reste des océans.

La production primaire correspond à la masse de carbone entrant dans la biosphère par unité de temps

PI océan = 50 GtC/an ; PI continent = 123 GtC/an

La production primaire du phytoplancton est environ 2,5 fois plus faible que celle des producteurs continentaux.

- La productivité primaire est le rapport de la production primaire à la biomasse.

Productivité du phytoplancton = $50/3 = 16,7 \text{ an}^{-1}$

Productivité continentale = $123/550 = 0,2 \text{ an}^{-1}$

La productivité océanique est 75 fois plus élevée que la productivité continentale.

Hypothèses explicatives :

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

Calculer les temps de résidence d'un atome de carbone dans chacun de ces réservoirs biologiques.

- Biosphère continentale

$$F_{mc} = (123+119)/2 = 121 \text{ GtC/an}$$

$$\tau_c = 550/121 = \mathbf{4,5 \text{ ans}}$$

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** (cf I).

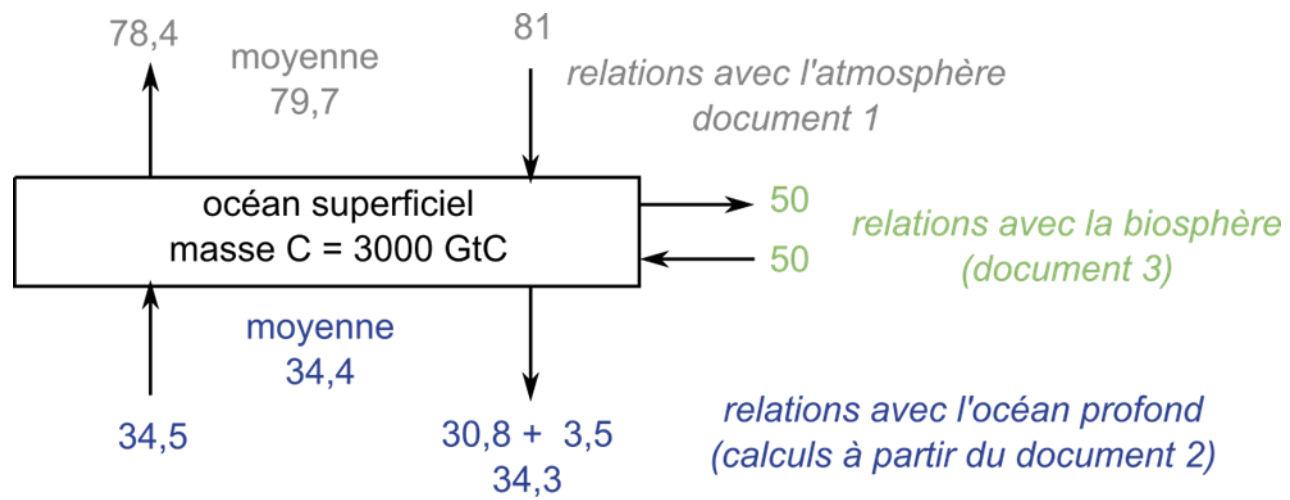
- Biosphère océanique

$$F_{mo} = 50 \text{ GtC/an}$$

$$\tau_o = 3/50 = 0,06 \text{ ans soit environ 22 jours}$$

En milieu océanique, la biomasse est fugace, dans un large volant de carbone inorganique inerte.

- **→ En tenant compte des différents flux étudiés au II et au III, calculer le temps de résidence d'un atome de carbone dans la couche de mélange de l'océan.**
- Masse de C du réservoir superficiel $M_{Cos} = 3000 \text{ GtC}$
- Il faut également tenir compte des différents flux à partir de ou vers l'océan superficiel qui sont résumés sur la page suivante.



Flux total sortant = $78,4 + 50 + 34,3 = 162,7$ GtC/an

Flux total entrant = $81 + 50 + 34,5 = 165,5$ GtC/an

Flux moyen = $(162,7 + 165,5) / 2 = 164,1$ GtC/an

D'où le temps de résidence $\tau = 3000 / 164 = 18$ ans

Bilan : temps de résidence associés aux différents cycles impliquant la biosphère et l'atmosphère

