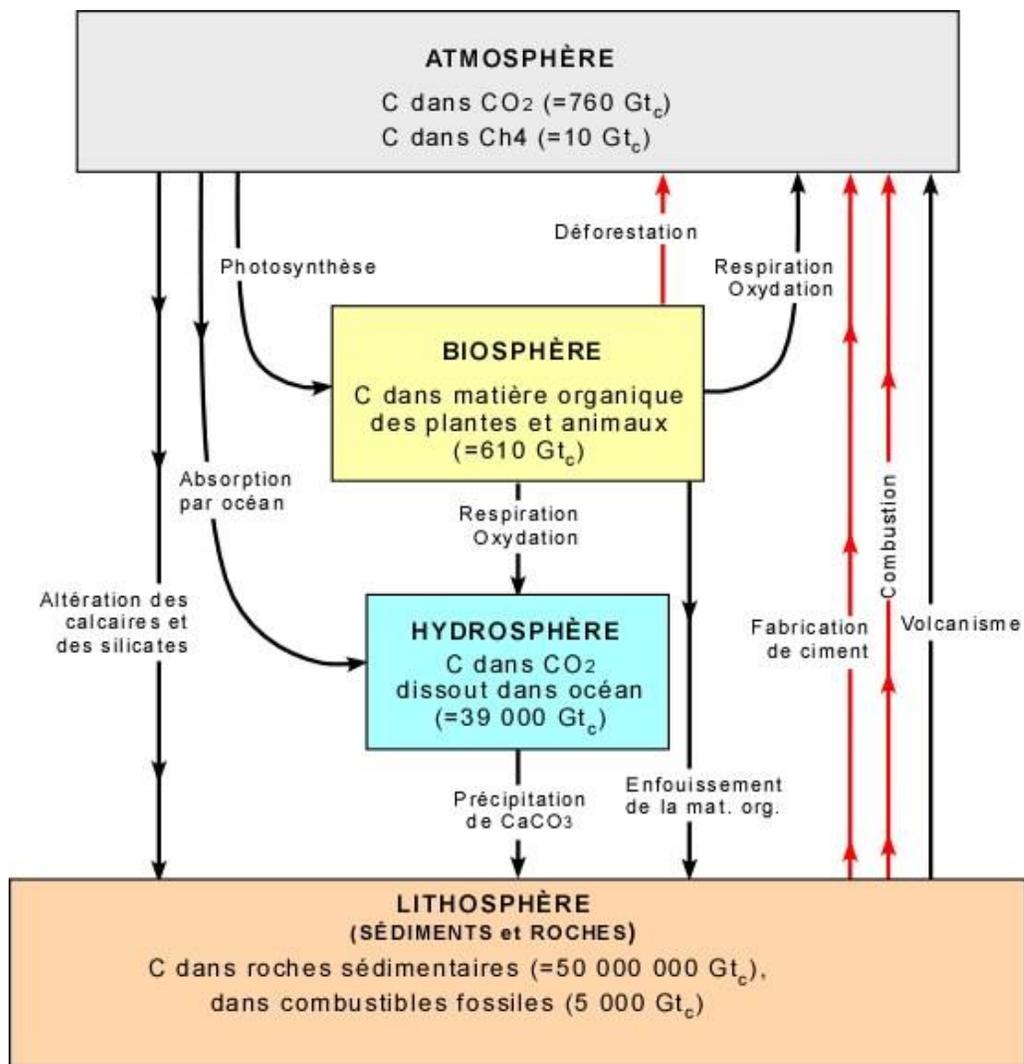
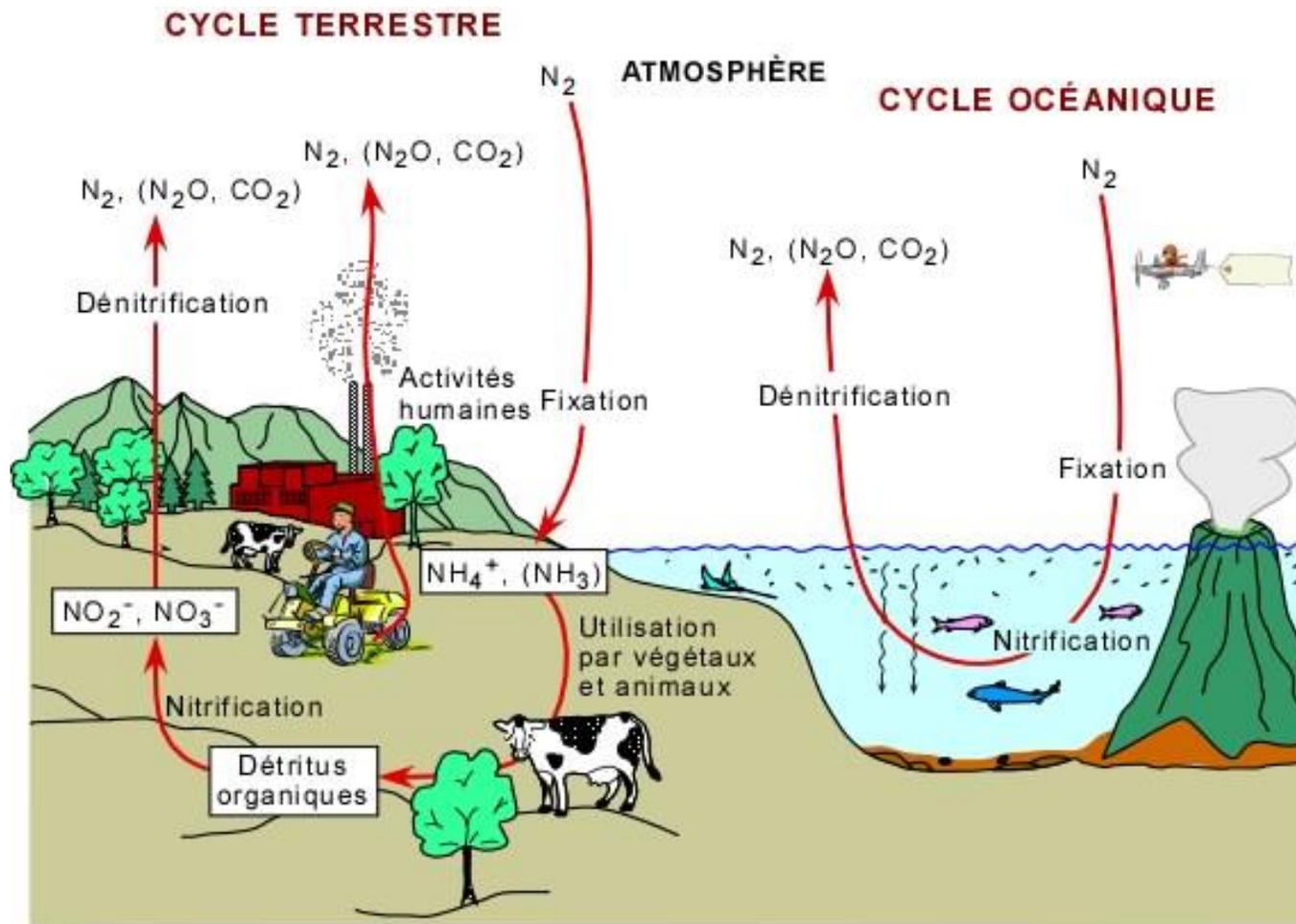


TP BG – A Les cycles biogéochimiques du carbone et de l'azote



Valeurs en Gt_c (gigatonnes de carbone), selon Berner et Berner (1996); Kump, Kasting et Crane (1999) Prentice Hall



Le cycle du carbone

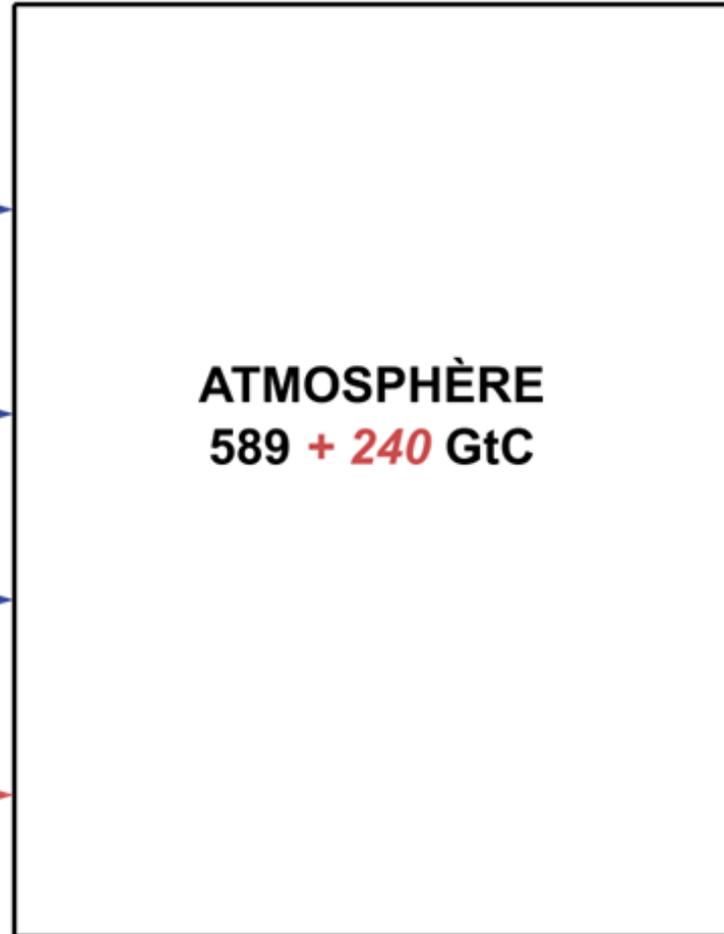
Flux entrants de C
(CO₂)
GtC.an⁻¹

Respirations et
fermentations
107,2 + 11,6

Dégazage de
l'hydrosphère
61,7 + 17,7

Volcanisme
0,1

**Combustions
anthropiques,
déforestation**
8,9



Flux sortants de C
(CO₂, HCO₃⁻)
GtC.an⁻¹

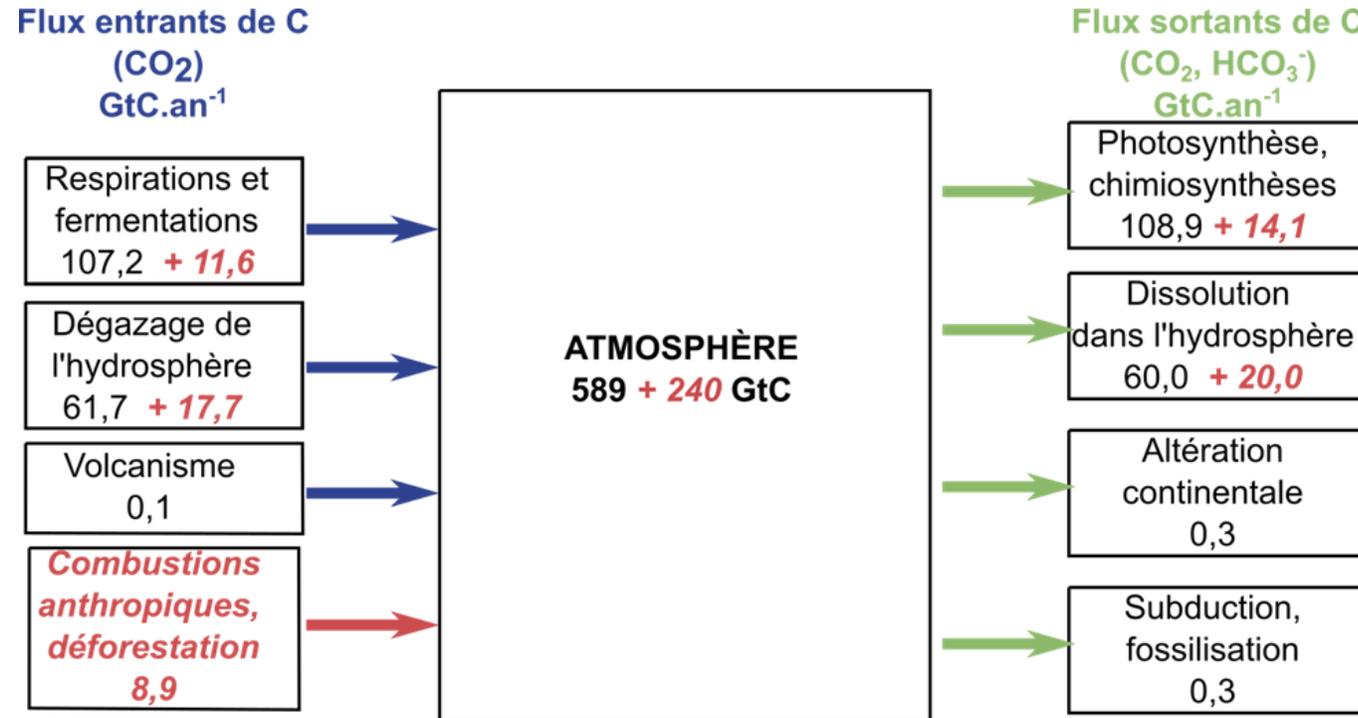
Photosynthèse,
chimiosynthèses
108,9 + 14,1

Dissolution
dans l'hydrosphère
60,0 + 20,0

Altération
continentale
0,3

Subduction,
fossilisation
0,3

Calcul du temps de résidence d'un atome de C dans l'atmosphère avant l'influence humaine



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

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

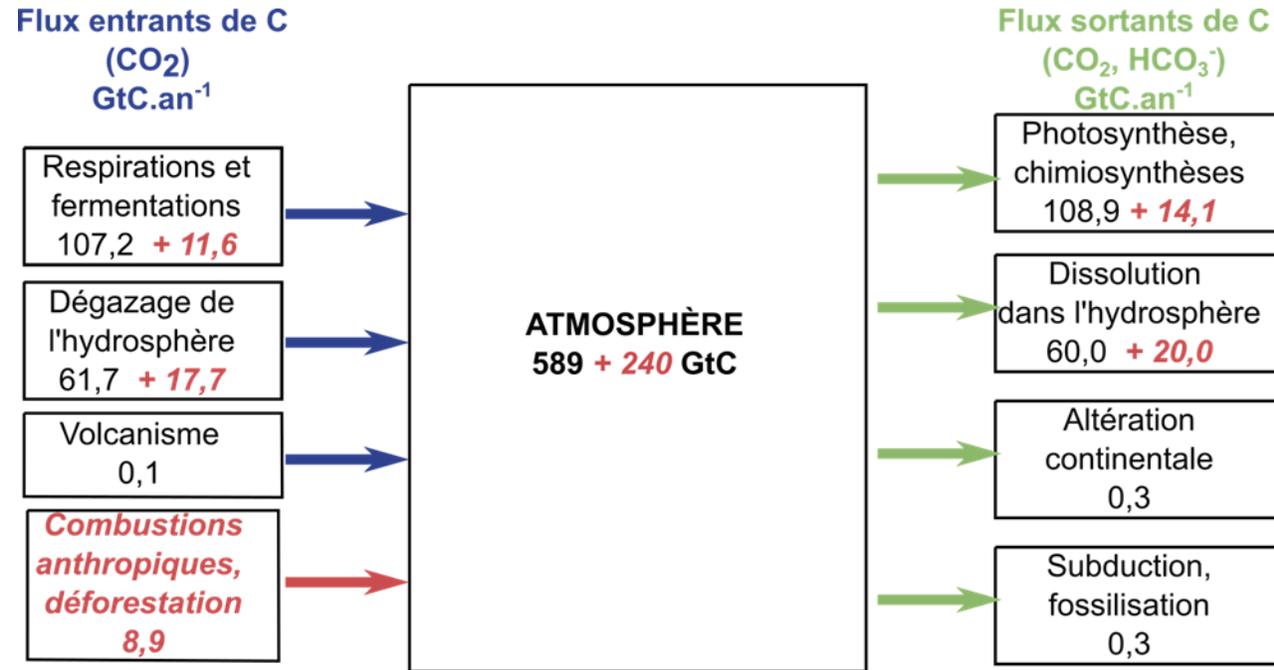
Flux total sortant dans l'atmosphère : $F_s = 108,9 + 60 + 0,3 + 0,3 = 169,5 \text{ GtC.a}^{-1}$

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

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

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

Calcul du temps de résidence d'un atome de C dans l'atmosphère en tenant compte de l'influence humaine



Masse de carbone dans l'atmosphère $M' = 589 + 240 = 829 \text{ GtC}$

Flux total entrant dans l'atmosphère : $F'e = 169,0 + 8,9 + 17,7 + 11,6 = 207,2 \text{ GtC.a}^{-1}$

Flux total sortant dans l'atmosphère : $F's = 169,5 + 20,0 + 14,1 = 203,6 \text{ GtC.a}^{-1}$

$F_e > F_s$: le réservoir atmosphérique n'est plus à l'équilibre, la masse de C (sous forme de CO₂) dans l'atmosphère augmente.

Le flux moyen $F'm = (207,2 + 203,6) / 2 = 205,4 \text{ GtC.a}^{-1}$

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

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

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

Quantifier les échanges de carbone de l'océan : échanges océan – atmosphère

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 $S_o = 70\%$ de la surface terrestre : $S_o = 0,7 \times 4 \times \pi \times R^2$ avec rayon terrestre $R = 6,4 \cdot 10^6$ m

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

Volume de la couche de mélange : $V_{os} = 350 \times S_o = 1,3 \cdot 10^{17} \text{ m}^3$

D'où masse eau océan de surface : $M_{\text{eau}os} = 1,3 \cdot 10^{20} \text{ kg}$

Calcul des concentrations en carbone et des masses de carbone :

Masse molaire du carbone : $M_C = 12 \text{ g} \cdot \text{mol}^{-1}$

Conversion des concentrations fournies par le [document 2](#) en concentration massique de C (résultats en $\text{gC} \cdot \text{kg}^{-1}$) :

	H_2CO_3	HCO_3^-	CO_3^{2-}	TOTAL
concentration massique	$13 \times 12 \cdot 10^{-6}$	$1880 \times 12 \cdot 10^{-6}$	$172 \times 12 \cdot 10^{-6}$	
des eaux de surface	$1,56 \cdot 10^{-4}$	$226 \cdot 10^{-4}$	$20,6 \cdot 10^{-4}$	0,0248

Pour obtenir la masse totale, multiplier la concentration massique totale en C par la masse d'eau du réservoir :

Masse de C dans la couche de mélange $M_{Cos} = C_{os} \times M_{\text{eau}os} = 0,0248 \times 1,3 \cdot 10^{20} \text{ g} = 3 \cdot 10^{18} \text{ gC} = \mathbf{3\ 000\ GtC}$

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

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

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

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

Quantifier les échanges de carbone de l'océan : échanges océan – atmosphère

2) Calcul du temps de résidence d'un atome de carbone dans l'atmosphère

Masse de C dans l'atmosphère **$M_{\text{C atm}} = 829 \text{ GtC}$**

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

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

Flux moyen $F_{\text{m os}} = (79,4 + 80) / 2 = 79,7 \text{ GtC/an}$

D'où le **temps de résidence d'un atome de carbone dans l'atmosphère $\approx 829 / 79,4 = 10,4 \text{ ans}$**

Quantifier les échanges de carbone de l'océan : échanges au sein de l'océan

1) Calcul des flux d'eau

On suppose un état stationnaire pour les deux boîtes océan superficiel et océan profond

→ flux ascendants = flux descendants

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

$$\text{Or : } t_{\text{eau}} = M_{\text{eau op}} / F$$

avec $M_{\text{eau op}}$: masse d'eau de l'océan profond et F : flux moyen d'eau entre les deux réservoirs

Calcul de $M_{\text{eau op}}$:

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

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

Volume des eaux profondes : $V_{\text{op}} = 3450 \times S_o = 1,2 \cdot 10^{18} \text{ m}^3$

$$\text{D'où : } M_{\text{eau op}} = 1,2 \cdot 10^{21} \text{ kg}$$

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

2) Calcul des flux de carbone

➤ Calcul des concentrations en carbone :

même raisonnement que pour la couche de mélange.

	Concentrations massiques (gC/kg)			
	H_2CO_3	HCO_3^-	CO_3^{2-}	TOTAL
concentration massique	$27 \times 12 \cdot 10^{-6}$	$2210 \times 12 \cdot 10^{-6}$	$85 \times 12 \cdot 10^{-6}$	
des eaux profondes	$3,24 \cdot 10^{-4}$	$265 \cdot 10^{-4}$	$10,2 \cdot 10^{-4}$	0,0279

résultats en gC.kg^{-1}

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

Quantifier les échanges de carbone de l'océan : échanges au sein de l'océan

2) Calcul des flux de carbone

➤ Calcul des masses de carbone :

Masse de carbone dans l'océan profond :

$$M_{C\text{op}} = C_{\text{op}} \times M_{\text{eau op}} = 0,0279 \times 1,2 \cdot 10^{21} \text{ g} = 3,5 \cdot 10^{19} \text{ gC} = \mathbf{35\ 000\ GtC}$$

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

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 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 $F_{\text{org}} = 3.10^{15}$ g C/an et $F_{\text{CaCO}_3} = 10^{15}$ 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.

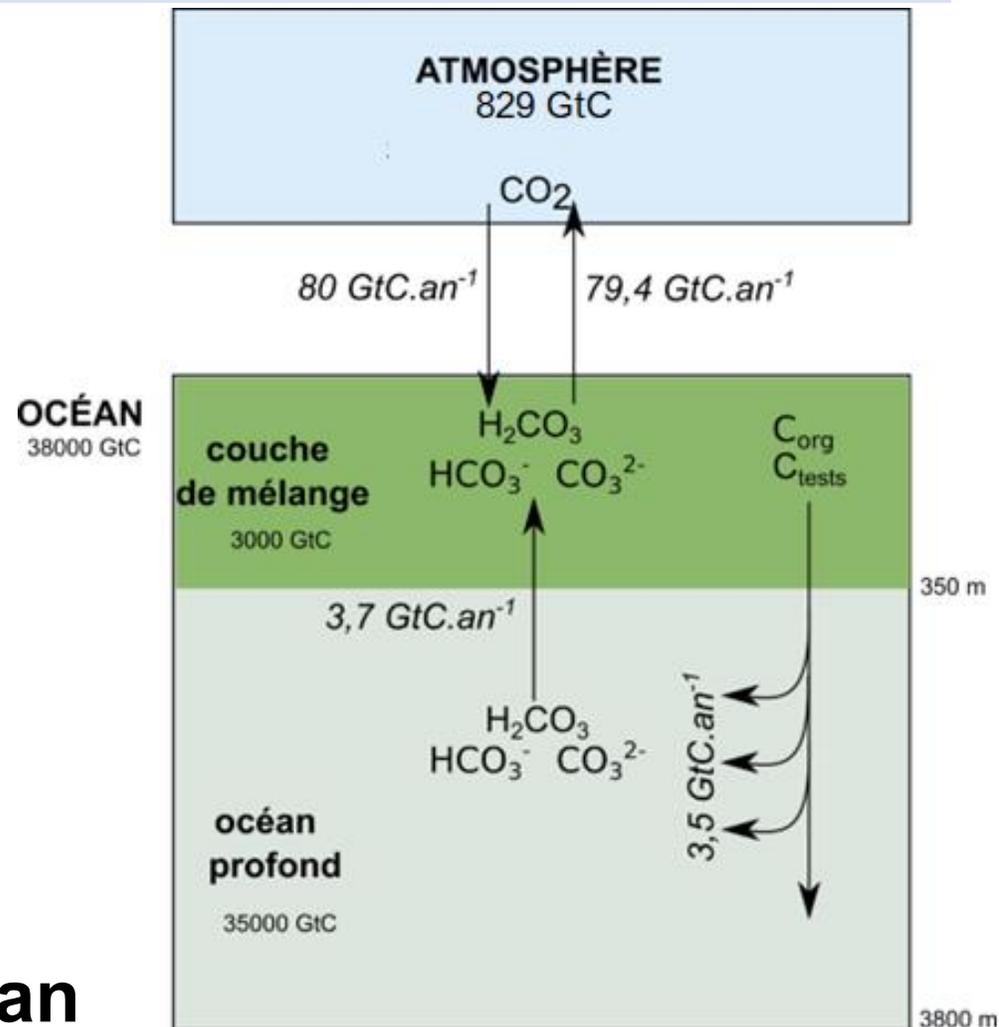
Quantité de carbone restituée sous forme inorganique dissoute, lors de transports de haut en bas dans l'océan, $F_{d'}$:

$$F_{d'} = 10^{15} \times (1 - 0,27) + 3.10^{15} \times (1 - 0,067) = 3,5.10^{15} \text{ g C.an}^{-1}$$

$$F_{d'} = 3,5 \text{ GtC.an}^{-1}$$

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 CO_2 et transformation en molécules organiques (réduction) : photosynthèse surtout et chimiosynthèse.

Flux désassimilateurs : oxydation des molécules organiques en CO_2 : 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.

Quantifier les échanges de la biosphère avec l'atmosphère

La productivité primaire est le rapport de la production primaire à la biomasse :

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

Productivité primaire 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.
- Absence de structure de soutien (la synthèse des molécules de lignine des arbres, rigides et complexes, et très coûteuse sur le plan énergétique).
- Excellentes conditions offertes à l'activité carboxylase de la Rubisco dans les pyrénoides des algues eucaryotes et dans les carboxysomes des cyanobactéries.

Quantifier les échanges de la biosphère avec l'atmosphère

→ 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

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

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

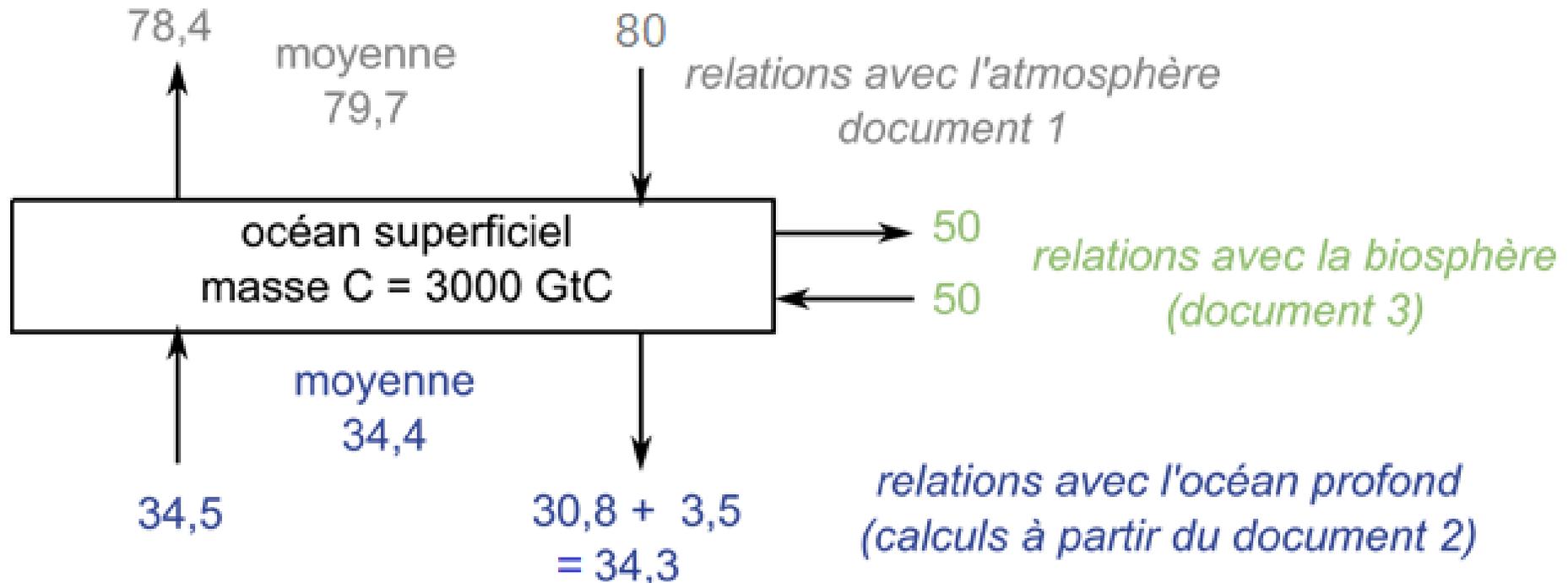
En milieu océanique, la biomasse est fugace, dans un large volant de carbone inorganique inerte.

Quantifier les échanges de la biosphère avec l'atmosphère

→ 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.



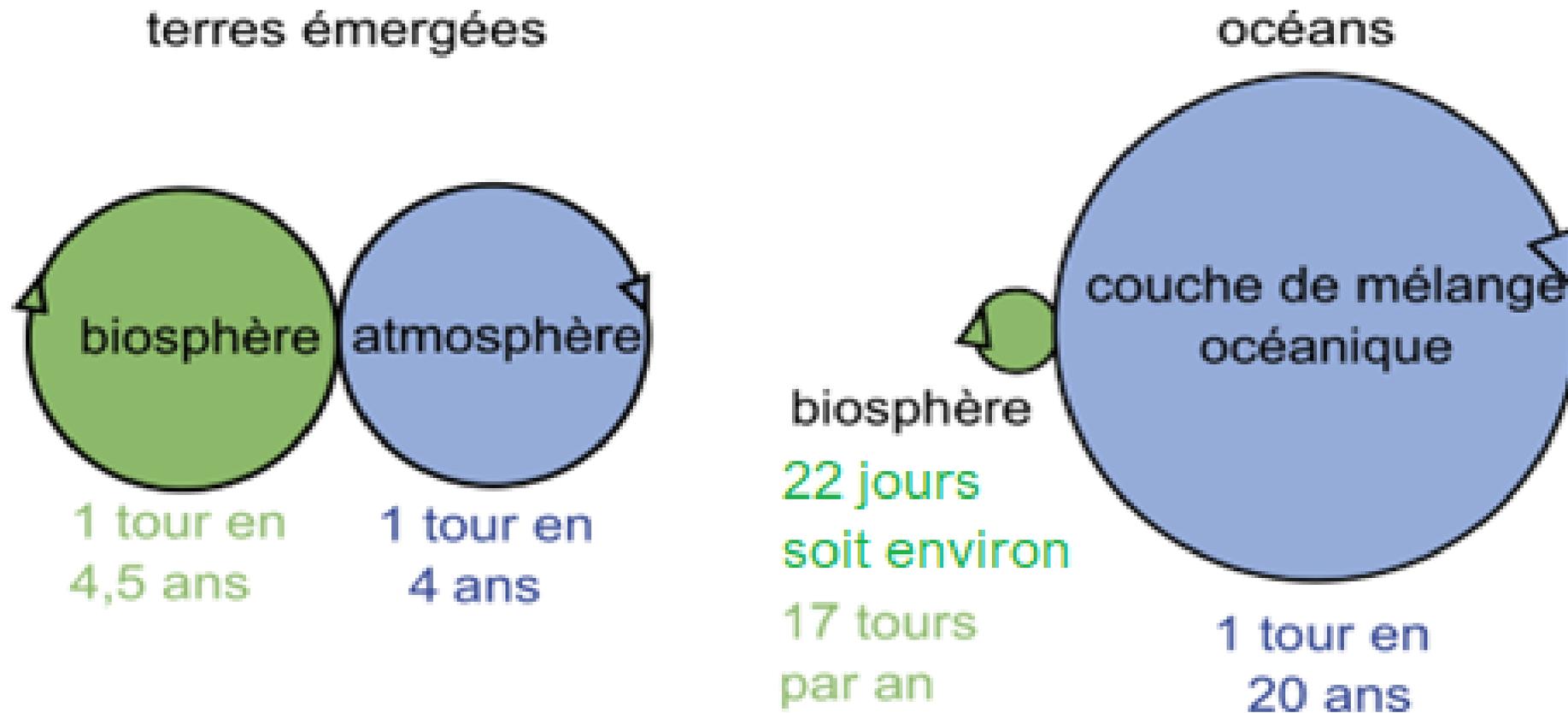
$$\text{Flux total sortant} = 78,4 + 50 + 34,3 = 162,7 \text{ GtC/an}$$

$$\text{Flux total entrant} = 80 + 50 + 34,5 = 164,5 \text{ GtC/an}$$

$$\text{Flux moyen} = (162,7 + 164,5) / 2 = 163,6 \text{ GtC/an}$$

$$\text{D'où le temps de résidence } \tau = 3000 / 163,6 = 18,3 \text{ ans}$$

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



Le cycle de l'azote

Identifier les flux entre les différentes formes azotées

1. Les formes de l'azote terrestre

	Forme moléculaire	Etat	Nombre d'oxydation de l'azote
Molécules inorganiques	NO_3^-	Dissous (hydrosphère, sols, êtres vivants : dans le symplasma et l'apoplasme des végétaux)	+5
	NO_2^-		+3
	NO	Gazeux (atmosphère) Dissous (dans les liquides biologiques : vasodilatateur chez les Mammifères)	+2
	N_2O	Gazeux (atmosphère, sols) Dissous	+1
	N_2	Gazeux (atmosphère, sols) Dissous	0
	$\text{NH}_3 / \text{NH}_4^+$	Dissous (hydrosphère, solution aqueuse du sol, symplasma et apoplasme des végétaux, excréments des animaux ammoniotéliques)	-3
Molécules organiques	acides aminés, protéines, nucléotides, acides nucléiques, certains lipides et glucides	Dissoutes dans les liquides biologiques (petites molécules polaires) Particules ou solutions colloïdales intégrées aux tissus (polymères)	Variable Ex : fonction amine : -3

Le cycle de l'azote

Identifier les flux entre les différentes formes azotées

2. Les réservoirs de l'azote

Réservoir	Formes de l'azote	Masse d'azote (MtN)
Biosphère	Azote organique	49 10 ³
Atmosphère	N ₂ , N ₂ O	3,9 10 ⁹
Sols	NO ₂ ⁻ , NO ₃ ⁻ , NH ₄ ⁺	95 10 ³
Hydrosphère	N ₂ , N ₂ O, NO ₂ ⁻ , NO ₃ ⁻ , NH ₄ ⁺	28 10 ⁶

→ Comparer la taille de ces différents réservoirs. Sous quelle forme se trouve majoritairement l'azote terrestre ?

Le réservoir principal est l'atmosphère qui contient en volume 78 % de N₂. En masse, l'atmosphère contient environ 5000 fois plus d'azote que de carbone (850 GtC).

Le cycle de l'azote

Identifier les flux entre les différentes formes azotées

3. Les flux entre les différentes formes azotées

→ Quel type de réaction vis-à-vis de l'azote réalisent les bactéries *Rhizobium* ?

Il s'agit d'une réduction. *Rhizobium* est diazotrophe. La nitrogénase est la clé de ce processus d'assimilation du N_2 .

→ Quels types de réactions vis-à-vis de l'azote réalisent les bactéries *Nitrobacter*, *Nitrosomonas* et *Thiobacillus denitrificans* ?

Nitrosation et nitratisation sont des oxydations. La dénitrification est une réduction.

→ Existe-t-il des organismes eucaryotes capables d'assimiler de l'azote minéral ?

Les végétaux chlorophylliens sont autotrophes à l'azote : ils réalisent la réduction de NO_3^- en NO_2^- puis en NH_4^+ .

→ Les déchets azotés des animaux représentent-ils des formes minérales ou organiques de l'azote ?

L'ammoniac est une forme minérale, l'urée et l'acide urique sont des formes organiques de l'azote.

Le cycle de l'azote

Identifier les flux entre les différentes formes azotées

3. Les flux entre les différentes formes azotées

→ Récapituler sous forme d'un tableau les organismes réalisant les flux suivants : ammonification, nitrification, dénitrification, fixation du N₂ atmosphérique et assimilation de l'azote en repérant les flux qui correspondent à une minéralisation.

Organismes	Flux	
Organismes hétérotrophes à l'azote : animaux, microorganismes décomposeurs (eubactéries, eumycètes)	Ammonification	Minéralisation
Bactéries nitrifiantes autotrophes à l'N (<i>Nitrobacter</i> , <i>Nitrosomonas</i>)	Nitrification	Minéralisation
Bactéries dénitrifiantes	Dénitrification	
<i>Rhizobium</i>	Fixation N ₂ atmosphérique	
Organismes autotrophes à l'N : bactéries, algues unicellulaires, végétaux chlorophylliens	Assimilation azote par réduction de nitrates	

Le cycle de l'azote

Reconstituer le cycle biogéochimique de l'azote

