

Modélisation MPO

1 Notations et ordres de grandeurs

Le modèle utilise les notations suivantes pour les flux et les stocks :

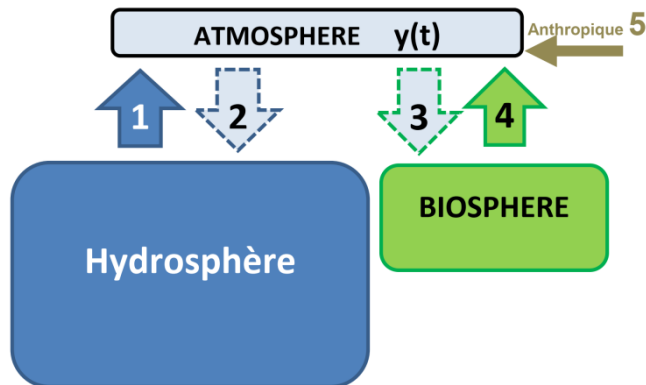


Figure : Désignation des stocks et des flux ; $y(t)$ est la masse de **carbone** atmosphérique (t = annuel)
Les variations dans l'atmosphère sont causées par les 5 flux : on a donc $dy(t)/dt = F1(t) - F2(t) - F3(t) + F4(t) + F5(t)$

Le compartiment « Hydrosphère » concerne principalement le carbone **inorganique** dans l'océan (carbonates) à l'exclusion de la vie marine. Le compartiment « Biosphère » concerne non pas le biotope mais plutôt la biomasse marine et terrestre ainsi que la nécromasse du sol de surface.

Le flux 1 correspond principalement au dégazage de l'océan dans la zone intertropicale, pour le flux 2 l'absorption de carbone par l'océan a principalement lieu à l'extérieur de la zone intertropicale.

Le flux 3 correspondrait principalement à l'absorption de carbone par la végétation, le flux 4 serait principalement causé par la décomposition de la matière organique.

On adopte pour **2020** les estimations suivantes: Hydrosphère ≈ 38000 Gt-C et Biosphère ≈ 600 (biomasse) + 1900 (nécromasse) = 2500 Gt-C. Ces 2 compartiments échangent du carbone **via** l'atmosphère = simple canal d'échange.

Les **5 flux d'échange** de carbone (**flux = débit** en Gt-C/an) sont ici numérotés en valeur **décroissante** (selon MPO) :

Flux 1 : Océan vers atmosphère (85 à 110 Gt-C/an et $13C = 2\text{‰}$ à -11‰).

Flux 2 : Atmosphère vers océan (80 à 100 Gt-C/an et $13C = 2\text{‰}$ à -11‰).

Flux 3 : Atmosphère vers Biosphère (60 à 75 Gt-C/an et $13C = -20\text{‰}$ à -32‰).

Carbon isotopic fractionation varied between -32.9 and -24.5‰ in **C3**, and between -18.9 and -8.9‰ in **C4**, **ici**

Flux 4 : Biosphère vers atmosphère (55 à 65 Gt-C/an et $13C = -20\text{‰}$ à -32‰).

Flux 5 : Emissions anthropiques (fossile/autres) (4 à 11 Gt-C/an et $13C = -24\text{‰}$ à -34‰).

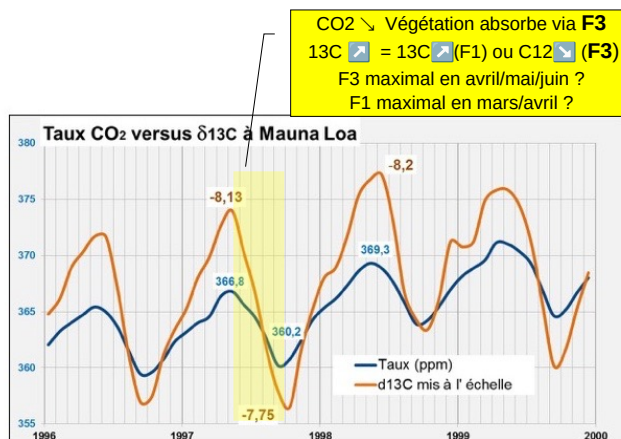
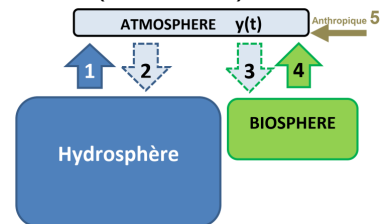
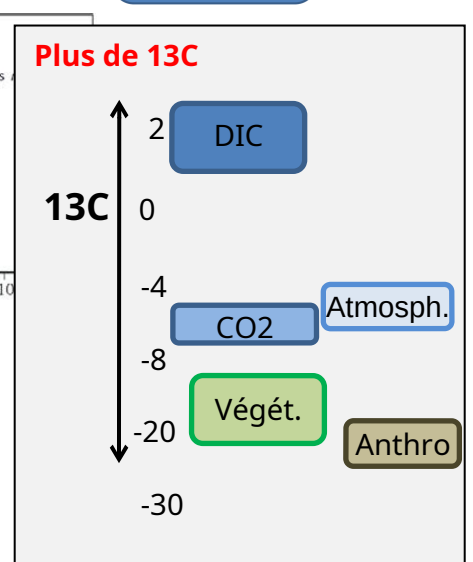
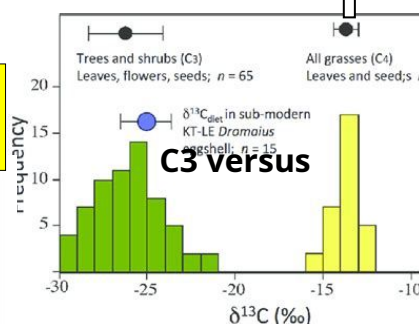


Figure 3. Le taux de CO_2 varie en phase avec $\delta^{13}C$. Au printemps/été, le taux baisse (absorption par la végétation) et simultanément $\delta^{13}C$ montre un appauvrissement en ^{12}C (la photosynthèse des végétaux utilise préférentiellement le CO_2 comportant du ^{12}C plutôt que ^{13}C) (5) (8).



2 Paramétrage de base : flux 2 et 3

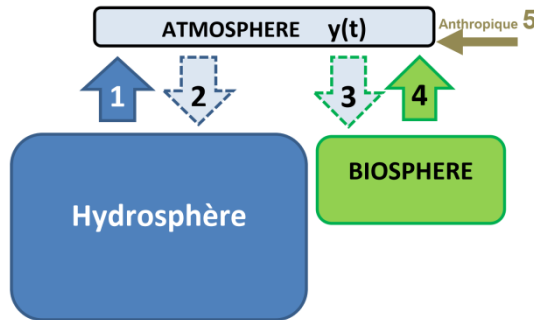
$y(t)$ est la masse de **carbone** dans l'atmosphère : les observations indiquent $y(1980) = 718$ Gt-C et $y(2020) = 875$ Gt-C.

Pour l'atmosphère, les flux entrants sont $F1$, $F4$ et $F5$, les flux sortants sont $F2$ et $F3$.

On a $dy(t)/dt = F1(t) - F2(t) - F3(t) + F4(t) + F5(t)$

$y(t)$ augmente $\rightarrow (F1+F4+F5) > (F2 + F3)$

$y(t)$ augmente **lentement** $\rightarrow$ les flux entrants restent **proches** des flux sortants soit $(F1+F4+F5)$ proche de $(F2+F3)$



Durée de séjour = Stock / flux annuel **sortant**

La figure 6.1 de l'AR5 correspond à une durée de séjour = $829 / 203 = 4,1$ ans.

La littérature scientifique rapporte, via diverses méthodes, des durées de séjour (stock/flux sortant) entre **3 et 12 ans**, soit en moyenne **7,5 ans** ([ici](#)) .

Le modèle adopte une valeur **intermédiaire** entre 4,1 et 7,5 à savoir **5 ans**, c'est-à-dire que $1/5 = 20\%$ du stock atmosphérique sortirait chaque année de l'atmosphère, on aurait donc $F2(t)+F3(t) = 20\% y(t)$.

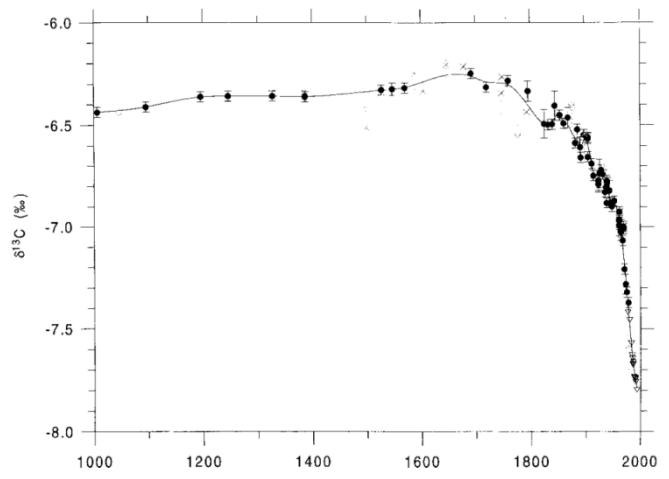
Répartition entre flux sortants : $F2$ versus $F3$ ou flux vers Hydrosphère vs flux vers Biosphère :

La figure 6.1 de l'AR5 donne les flux **sortants** : $F2+F3 = 80 + 123 = 203$ Gt-C, correspondant à Flux 2 = 39% ◀ Flux 3 = 61 %.

Flux 2 < Flux 3 ?

Mais les estimations de $\delta^{13}C$ pour l'atmosphère avant 1950 ([ici fig 9](#)) sont de l'ordre de **-6‰ à -7‰** : il semble donc plausible (long terme) que les flux Hydrosphère ($\delta^{13}C \approx 2\text{‰}$ à -10‰) dominaient alors les flux Biosphère ($\delta^{13}C \approx -20\text{‰}$ à -32‰).

Fig. 9. The complete record of CO_2 and $\delta^{13}C$ from the Law Dome ice cores and firn. The smoothing spline is weighted by the statistical error in, and density of, data; effective smoothing is 25 years after 1800 AD and ~130 years before 1800 AD. (Light grey symbols are rejected points from the section "Summary of data selections and corrections" and are included here only to provide a perspective on the selection processes. Crosses indicate ethanol contaminated samples, open circles are other rejections).



On adopte donc la répartition (long terme) : Flux 2 ▶ Flux 3 (correspond à fig 2.1 Page 91 AR2 ou bien à fig 6.1 AR5, si on **enlève la respiration journalière** de la végétation $\rightarrow$ https://archive.ipcc.ch/ipccreports/sres/land_use/index.php?idp=24).

Les paramètres finalement utilisés sont $(F2+F3) = 20\% y(t)$

et **$F3 = 8,2\% y(t)$** $\rightarrow$ afin d'être compatible avec [Haverd 2020](#) .

Il résulte donc **$F2 = 11,8\% y(t)$ pour avoir $F2+F3 = 20\% y(t)$**

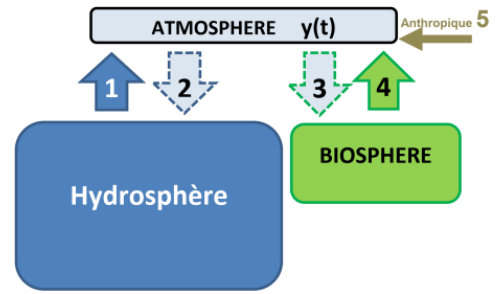
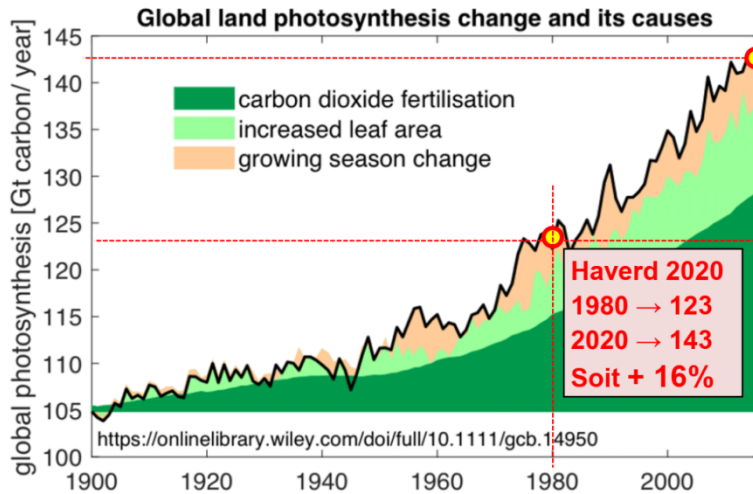
Les mesures $y(t)$ du CO_2 atmosphérique 1980-2020 permettent ainsi au modèle MPO de calculer $F2(t)$ et $F3(t)$ **à partir de $y(t)$** .

3 Éléments de modélisation : estimation du flux 4

L'observation d'une **croissance végétale** depuis 1980, indique que l'on a probablement $F_3(t) \gg F_4(t)$.

$F_3(t) - F_4(t)$ doit provoquer une croissance de la végétation compatible avec les observations, ce qui permet une estimation grossière de $F_3(t) - F_4(t)$.

Figure : Evolution de la croissance végétale selon figure 2 [Haverd 2020](#)



GPP et NPP : Sur une année, seule **la moitié environ** de la GPP est fixée dans la biomasse, l'autre moitié est perdue par les processus respiratoires.

$$143 - 123 = 20 \text{ Gt/an} \rightarrow 20/2 = 10 \text{ Gt-C/an}$$

Selon Haverd, $F_3(1980) \approx 123/2 \approx 61 \text{ Gt-C/an}$

$$F_3(2020) \approx 143/2 \approx 71 \text{ Gt-C/an} \rightarrow F_3 =$$

<https://askanydifference.com/difference-between-npp-and-gpp/>

GPP Productivité primaire brute (PPB)

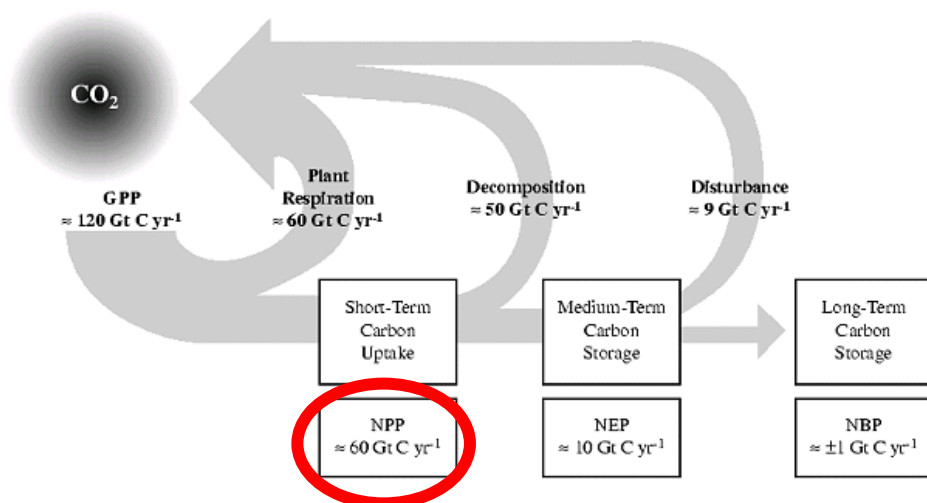
1. C'est la quantité de matière organique synthétisée par les producteurs par unité de surface en unité de temps
2. Il se réfère à la productivité totale, y compris l'énergie utilisée pour la respiration par les producteurs
3. Cela dépend de la teneur en chlorophylle

4. GPP = Taux d'augmentation du poids corporel ou taux de matière organique synthétisée par les producteurs + taux de respiration (R) et autres dommages.

NPP Productivité primaire nette (NPP)

Production primaire nette (PNP)

1. C'est la quantité de matière organique stockée par les producteurs par unité de surface en unité de temps
2. Il s'agit de la productivité nette qui est convertie en matière organique à l'exclusion de l'énergie utilisée pour la respiration (R) par les producteurs
3. Cela dépend de la teneur en chlorophylle
4. NPP = Taux de matière organique synthétisée par photosynthèse par les producteurs - le taux d'énergie utilisé pour la respiration (R) et d'autres dommages.



https://archive.ipcc.ch/ipccreports/sres/land_use/index.php?idp=24

Figure 1-2: Global terrestrial carbon uptake. Plant (autotrophic) respiration releases CO_2 to the atmosphere, reducing GPP to NPP and resulting in short-term carbon uptake. Decomposition (heterotrophic respiration) of litter and soils in excess of that resulting from disturbance further releases CO_2 to the atmosphere, reducing NPP to NEP and resulting in medium-term carbon uptake. Disturbance from both natural and anthropogenic sources (e.g., harvest) leads to further release of CO_2 to the atmosphere by additional heterotrophic respiration and combustion-which, in turn, leads to long-term carbon storage (adapted from Steffen et al., 1998).

Pour le flux F_4 entrant dans l'atmosphère, on utilise finalement une durée de séjour du carbone **dans la Biosphère** ≈ 41 ans. Le Flux 4 est donc pris comme **environ** $1/41$ du stock Biosphère : on a alors $F_4 < F_3$ (compartiment Biosphère en croissance) et on reste compatible avec [Haverd 2020](#).

Finalement, le flux 4 reproduit approximativement le flux 3 avec 40 ans de retard c'est-à-dire que $F_4(2020) \approx F_3(1980)$.

4 Modélisation du flux F1

Localisation géographique des flux océaniques F1 et F2

La température de surface océanique commande le **sens des échanges** de carbone (F1 et F2) entre l'atmosphère et l'océan.

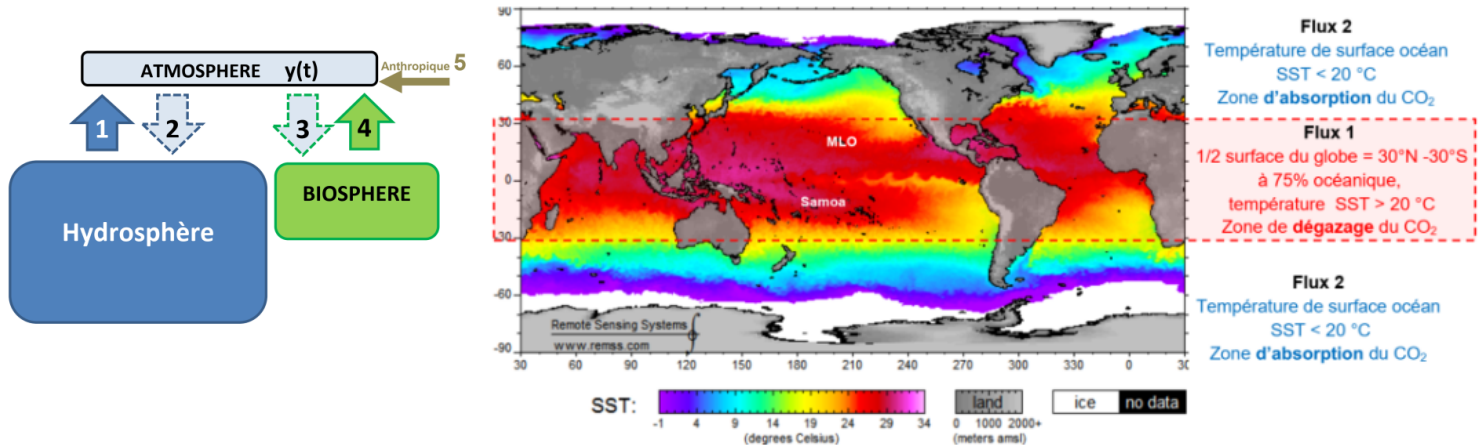


Figure : Température de la surface de l'océan et zones géographiques pour les flux Hydrosphère F1 et F2.

F1 (dégazage océan intertropical) est fonction de la **différence des pressions partielles** dans l'océan et dans l'atmosphère. La pression partielle océan pCO_2 dépend **très fortement** de la température de surface de l'océan intertropical.

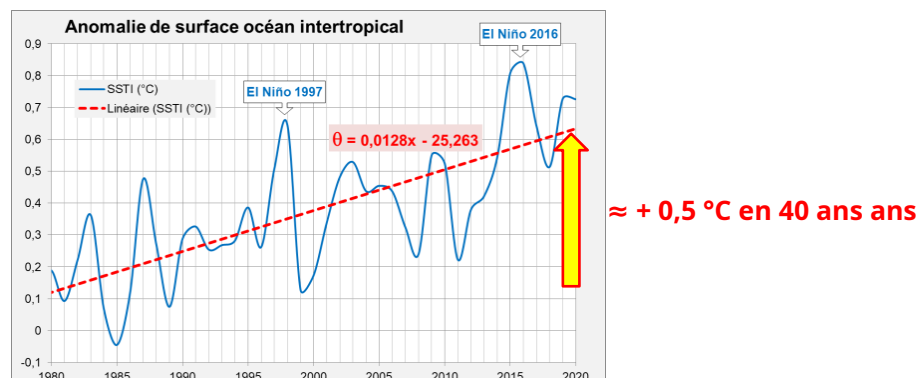


Figure: Température de surface de l'océan intertropical. Le modèle utilise l'anomalie linéarisée $y(t) = 0,0128 t - 25,263$ (t =date).

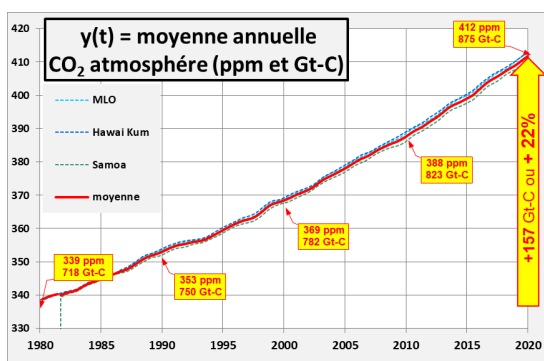
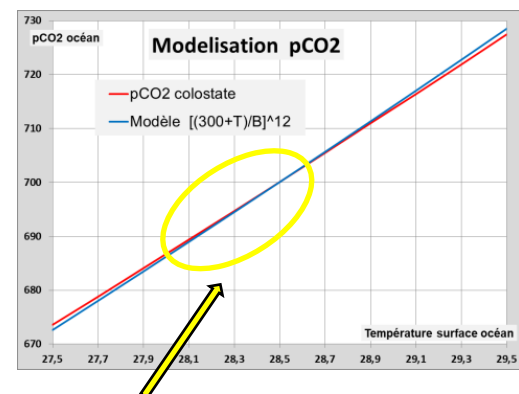


Figure: La pression partielle du CO₂ atmosphérique est proportionnelle à $y(t)$.

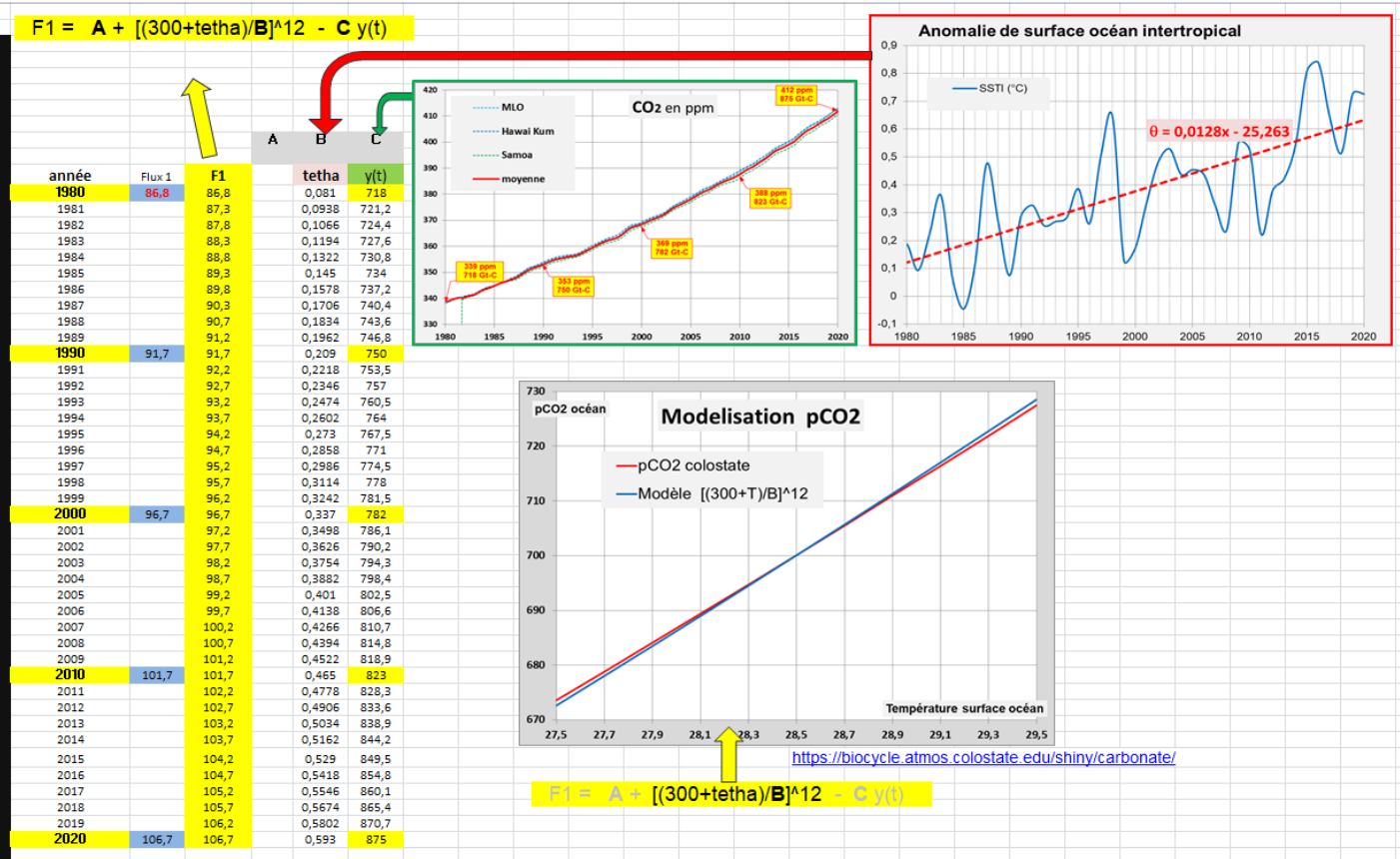


Pour le calcul du flux 1, le modèle utilise l'expression $F1(t) = A + [(300 + \frac{t}{B})^{12} - C y(t)]$

→ F1(t) **croît** avec l'anomalie de température de l'océan intertropical **t** et **décroît** avec **y(t)** → CO₂ dans l'atmosphère

Les paramètres **A, B, C** sont ajustés de sorte que F1(t) demeure compatible :

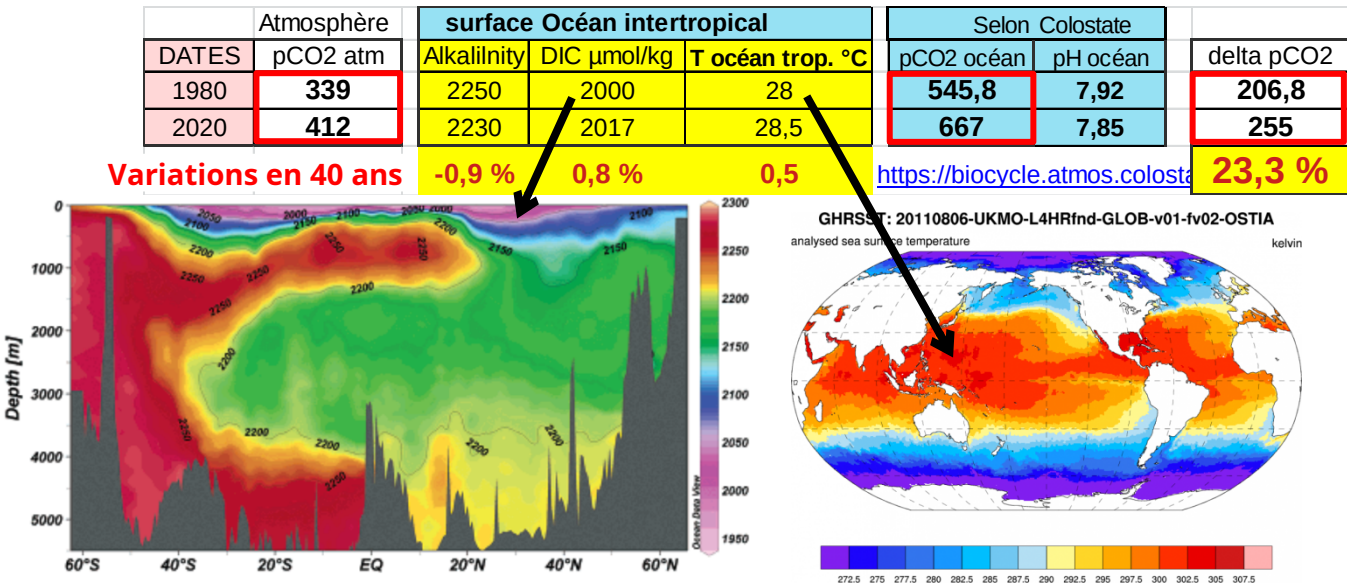
- avec F1= **90 Gt-C/an (± 20%)** valeur commune (**avant 2010**) des rapports du GIEC : [fig.1.1 page 56 /AR1](#) ; [fig.2.1 page 91 /AR2](#) ; [fig.3.1a/AR3](#) ; [fig.7.3/AR4](#).
- avec un quasi-équilibre des flux océaniques F1 et F2 (F1 proche de F2 mais F1 > F2).
- avec les observations des variations **simultanées** de température SSTI et y(t) lors des épisodes El Niño 1997 et 2016. ([ici](#))
- avec « Simplified Carbonate Chemistry of Seawater » = équilibre des carbonates dans l'océan selon [colostate](#).



5 Objections au modèle MPO

5.1 Le flux F1 (océan intertropical vers atmosphère) peut-il croître de 23% en 40 ans ?

Selon [colostate](#), à la **surface de l'océan intertropical**, si la température passe de 28°C vers 28,5°C et DIC/alkalinité varient de moins de 1%, alors la **différence** (delta pCO₂) des pressions partielles océan/atmosphère entre 1980 et 2020 croît de ≈ 23% (dernière colonne tableau ci-dessous). Le flux F1, **proportionnel à delta pCO₂** devrait croître de même. On remarque aussi une **baisse du pH**.



Les valeurs utilisées pour DIC (à gauche) et température (à droite) correspondent à la **surface** de l'océan intertropical.

▪ 5.2 L'océan peut-il être, en moyenne sur 40 ans, un émetteur net de CO₂ ?

Une baisse du pH moyen de l'océan démontrerait que celui-ci ne peut être émetteur net de CO₂ vers l'atmosphère.

- On peut contester que la baisse du pH océanique soit démontrée : précision insuffisance des mesures et de l'échantillonnage ([ici](#)).
- Une baisse du pH océanique **ne démontre pas** que l'océan ne peut émettre du CO₂ vers l'atmosphère car un apport de CO₂ par la lithosphère via le fond océanique (apport supérieur au dégazage en surface) entraîne **aussi** à terme une baisse du pH de l'océan.
- Le tableau Colostate ci-dessus donne un exemple de conditions pour lesquelles il y a baisse du pH (7,92 vers 7,85) lorsque la température augmente.

▪ 5.3 Il ne faudrait pas considérer la totalité de l'océan (3700m en moyenne) mais un océan superficiel.

- L'article Levy et al 2013 ([ici](#)) montre que le flux ascendant alimentant l'océan de surface serait = +275,5 PgCyr⁻¹, ce qui est largement suffisant pour alimenter F1, flux océan vers atmosphère qui ne dépasse pas 110 Gt-C/an = 110 PgCyr⁻¹.
- La vitesse d'une molécule qui passerait (en 40 ans) du fond de l'océan vers la surface est: $3700/(40 \times 365 \times 24) = 0,01 \text{ m/h} = 1 \text{ cm}$ par heure.

▪ 5.4 Un mécanisme de fractionnement isotopique est nécessaire pour avoir $\delta^{13}\text{C} \approx -9,6\text{‰}$ du modèle MPO.

Il existe, pour $\delta^{13}\text{C}$, une différence $\approx 1,6\text{‰}$ entre océan intertropical et atmosphère ($\delta^{13}\text{C}_{\text{atmo}} \approx -8\text{‰}$).

Le modèle utilise $\delta^{13}\text{C}_{\text{océan}} = \delta^{13}\text{C}_{\text{atmosphère}} - 1,6\text{‰}$

Pour 1980 on a $\delta^{13}\text{C}_{\text{océan}} = -7,5 - 1,6 = -9,1\text{‰}$

Moyenne 1980/2020 $\delta^{13}\text{C}_{\text{océan}} = -8 - 1,6 = -9,6\text{‰}$

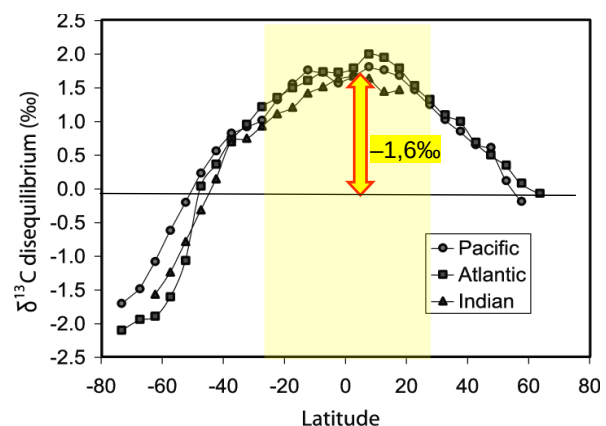
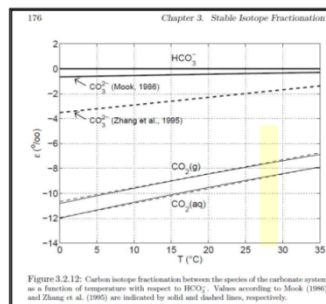


Figure 8 dans « Changes in the $\delta^{13}\text{C}/\delta^{12}\text{C}$ of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO₂ uptake » ([ici](#))

Voir également :

Géochimie marine par Roy-Barman, figure 3-11 page 110:

Le $\delta^{13}\text{C}$ est $1,5\text{‰}$ inférieur à celui de l'air via effet du fractionnement isotopique lors des réactions entre les différentes formes ioniques en équilibre dans l'eau de mer.

[Carbon isotope fractionation between dissolved carbonate \(\$\text{CO}_3^{2-}\$ \) and \$\text{CO}_2\(\text{g}\)\$ at 25° and 40°C](#)

[Stable Isotope Fractionation Zeebe Wolf Gladrow](#)

[Experimental determination of carbon isotope equilibrium fractionation between dissolved carbonate and carbon dioxide](#)