

L2 STEP, UE L'homme et la Planète, J. Gaillardet (gaillardet@ipgp.jussieu.fr)

Cours 3 (12/11/2007)

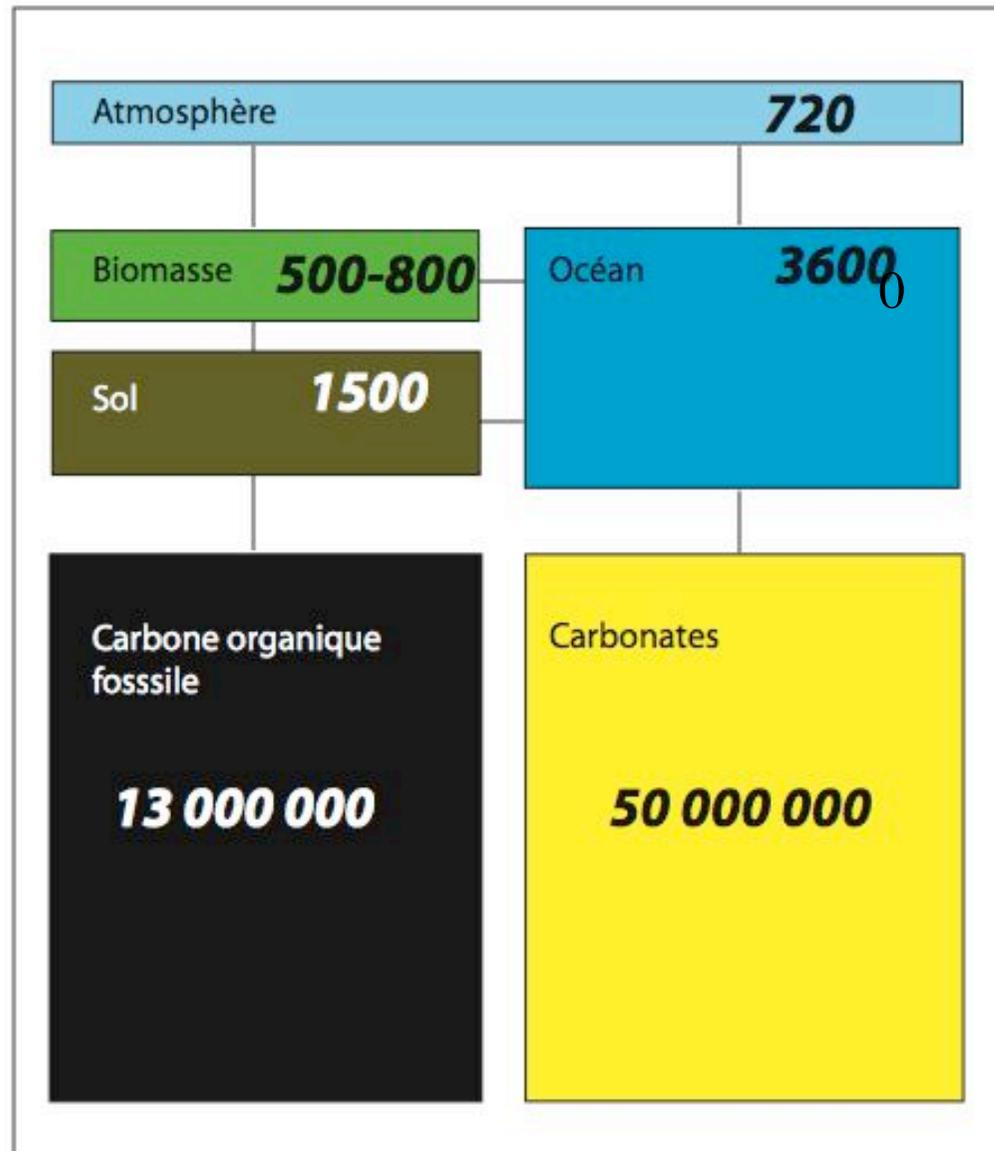
Qu'est ce que le cycle du carbone

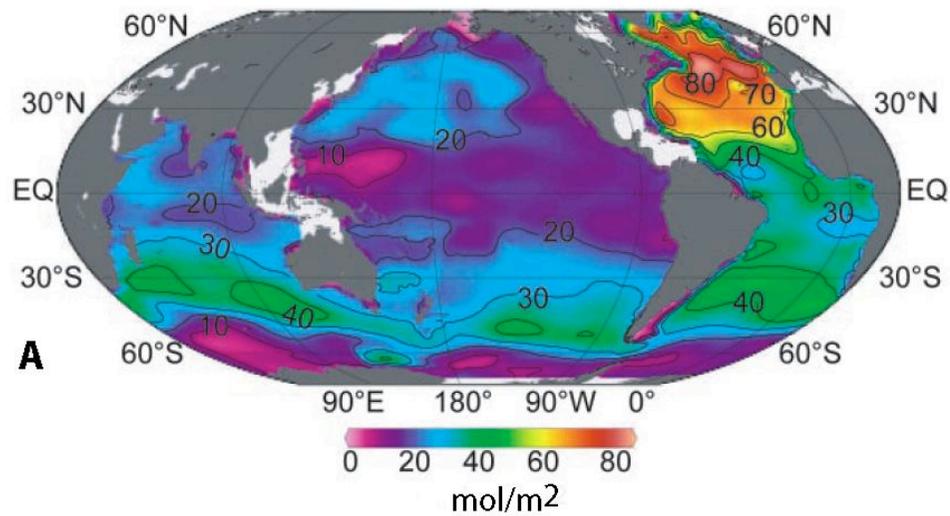
- L'inventaire fait dans le cours 1 montre que le C anthropique ne s'est pas accumulé dans l'atmosphère passivement, mais qu'il a réagit.
- Il y a des feedback
- Qui dit cycle, dit constantes de temps, vitesse du cycle. A comparer avec les temps caractéristiques de l'économie. On dispose d'une expérience de tramage naturel qui a été l'injection de ^{14}C dans l'atm par les explosions nucléaires.
- Chapitre 7 du rapport 2007 du GIEC : lien entre le cycle biogéochimique du carbone et le climat.

1° Puit océanique

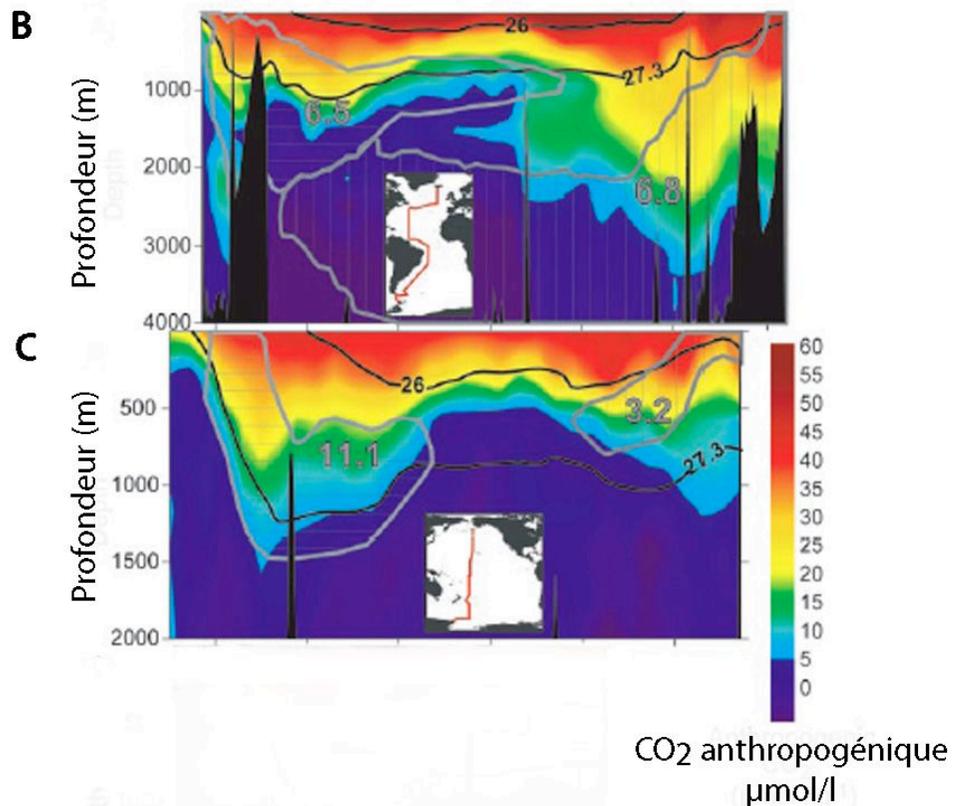
- L'océan, les formes du carbone DIC, DOC, POC
2000, 38, 1. 37000 GtC, 60 fois plus que dans
l'atm et 20 fois plus que dans les sols.
- L'océan est stratifié, l'océan profond contient
l'essentiel du carbone. Peu de connexion verticale

Réservoirs du cycle du carbone en PgC



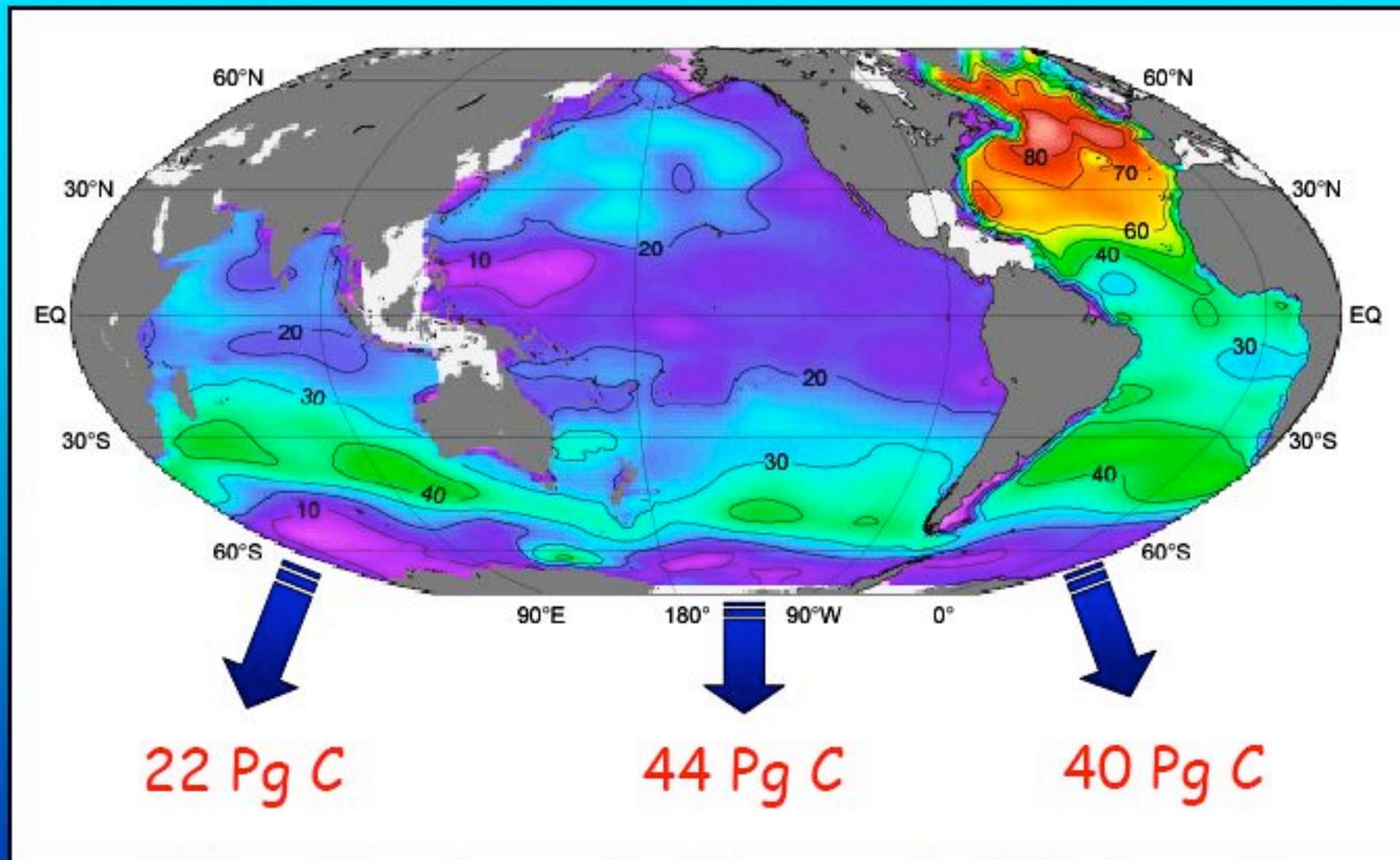


Concentrations en C anthropique dans l'océan. (gds programmes des années 90)



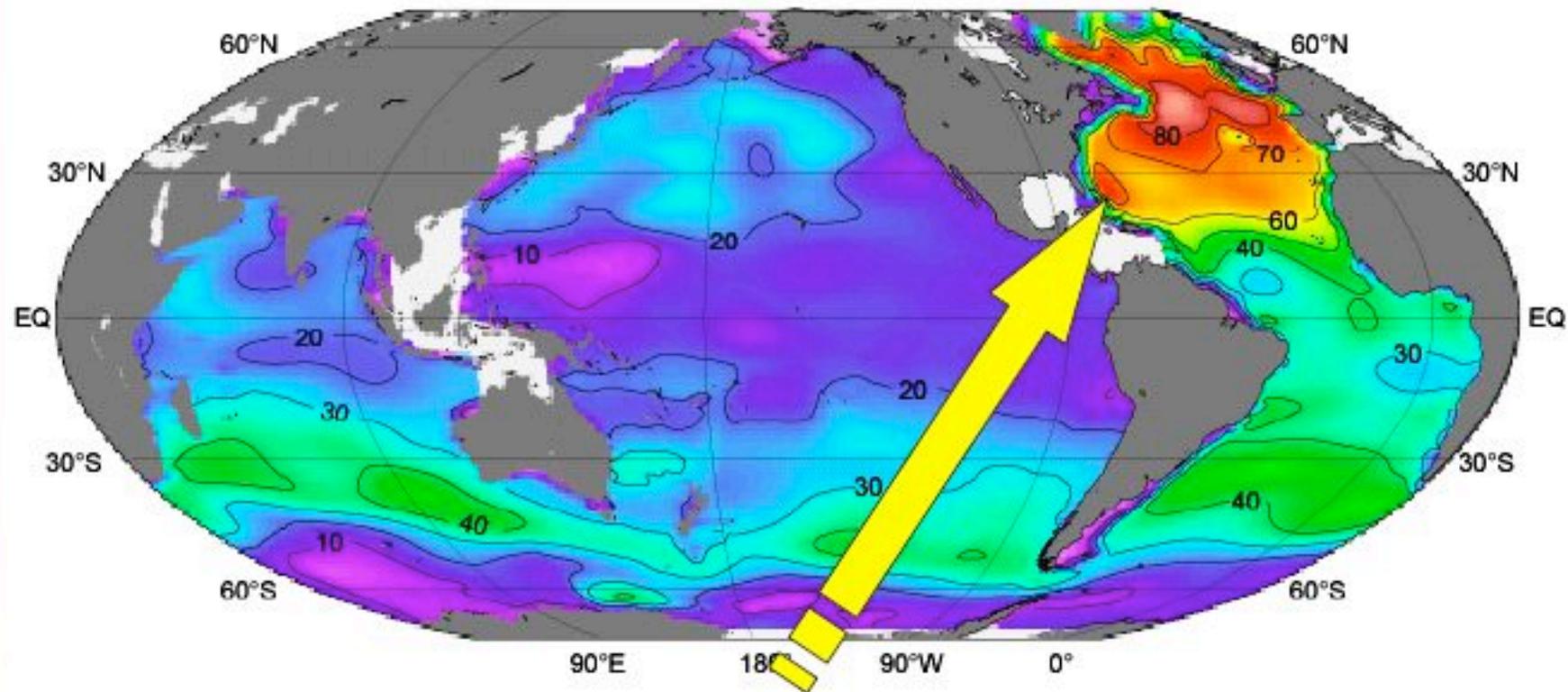
- A. intégration le long d'une colonne d'eau.
- B. Concentration en $\mu\text{mol/l}$ dans un profil N-S de l'océan Atlantique
- C. Concentration en $\mu\text{mol/l}$ dans un profil N-S de l'océan Pacifique.

Column inventory of anthropogenic CO_2 that has accumulated in the ocean between 1800 and 1994 (mol m^{-2})



Column Inventory of anthropogenic CO_2 does not reflect uptake efficiency

Column inventory of anthropogenic CO_2 that has accumulated in the ocean between 1800 and 1994 (mol m^{-2})



North Atlantic = 25% of inventory
with 15% of area

Mapped Inventory $106 \pm 17 \text{ Pg C}$

Résultats, stockage océanique

Table 5.1. Fraction of CO₂ emissions taken up by the ocean for different time periods.

Time Period	Oceanic Increase (GtC)	Net CO ₂ Emissions ^a (GtC)	Uptake Fraction (%)	Reference
1750–1994	118 ± 19	283 ± 19	42 ± 7	Sabine et al., 2004b
1980–2005 ^b	53 ± 9	143 ± 10	37 ± 7	Chapter 7 ^c

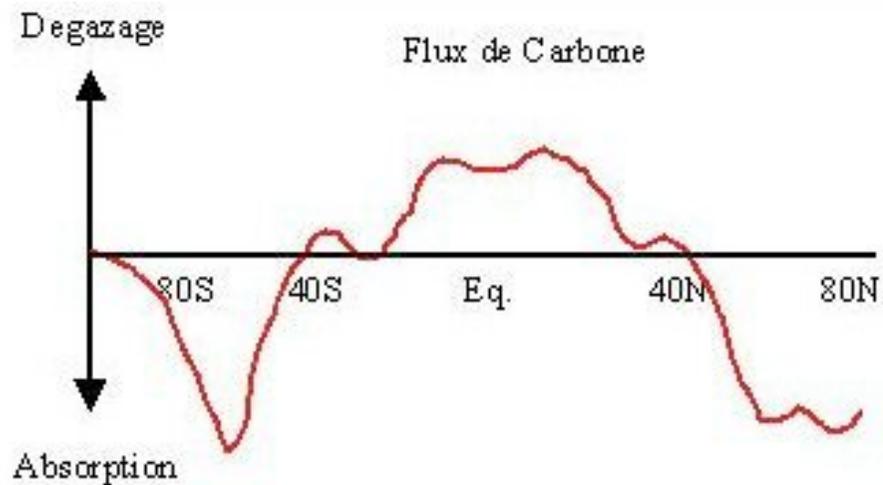
Explications de ces profils

- L'océan Atlantique Nord ne représente que 15% de la surface de la Terre, mais stocke 23% du carbone anthropique. 60% du C anthropique (océanique) est dans l'océan l'hémisphère Sud.
- Avec la profondeur: l'essentielle du C anthropique est en surface car le mode de pénétration est un échange avec l'atmosphère. La pénétration est très variable selon les zones océaniques. Une eau est d'autant plus riche qu'elle a été exposée longtemps et que son facteur de Revelle est bas ($d\text{PCO}_2/d\text{DIC}$). Forte pénétration ($60\mu\text{mol/l}$) dans les océans subtropicaux, faible dans le North Pacific où la concentration en DIC est moindre. 50% du C anthropogénique est au dessus de 400 m, la moyenne mondiale est $5\mu\text{mol/kg}$. La répartition du C anthropogénique suit la dynamique océanique. Seulement 7% du C anthropogénique se trouve à des profondeurs de plus de 1700 m.

- Plusieurs mécanismes de pompage :
 - Export biologique POC, rapide, complexe et à l'équilibre dans les conditions normales
 - Export biologique de CaCO_3 , rapide, complexe, mais à l'équilibre dans les conditions normales.
 - pompe à solubilité, Loi de Henry. Carte.
 - Facteur de Revelle, Buffer capacity de l'océan.
 - Dissolution du calcaire du fond des océans
 - Altération des silicates
 - Echelle de temps de la circulation atmosphérique : 1000 ans

Solubilité du CO₂

- Loi de Henry et système carbonate. Capacité de tampon de l'acidité. Régions puits et régions sources.



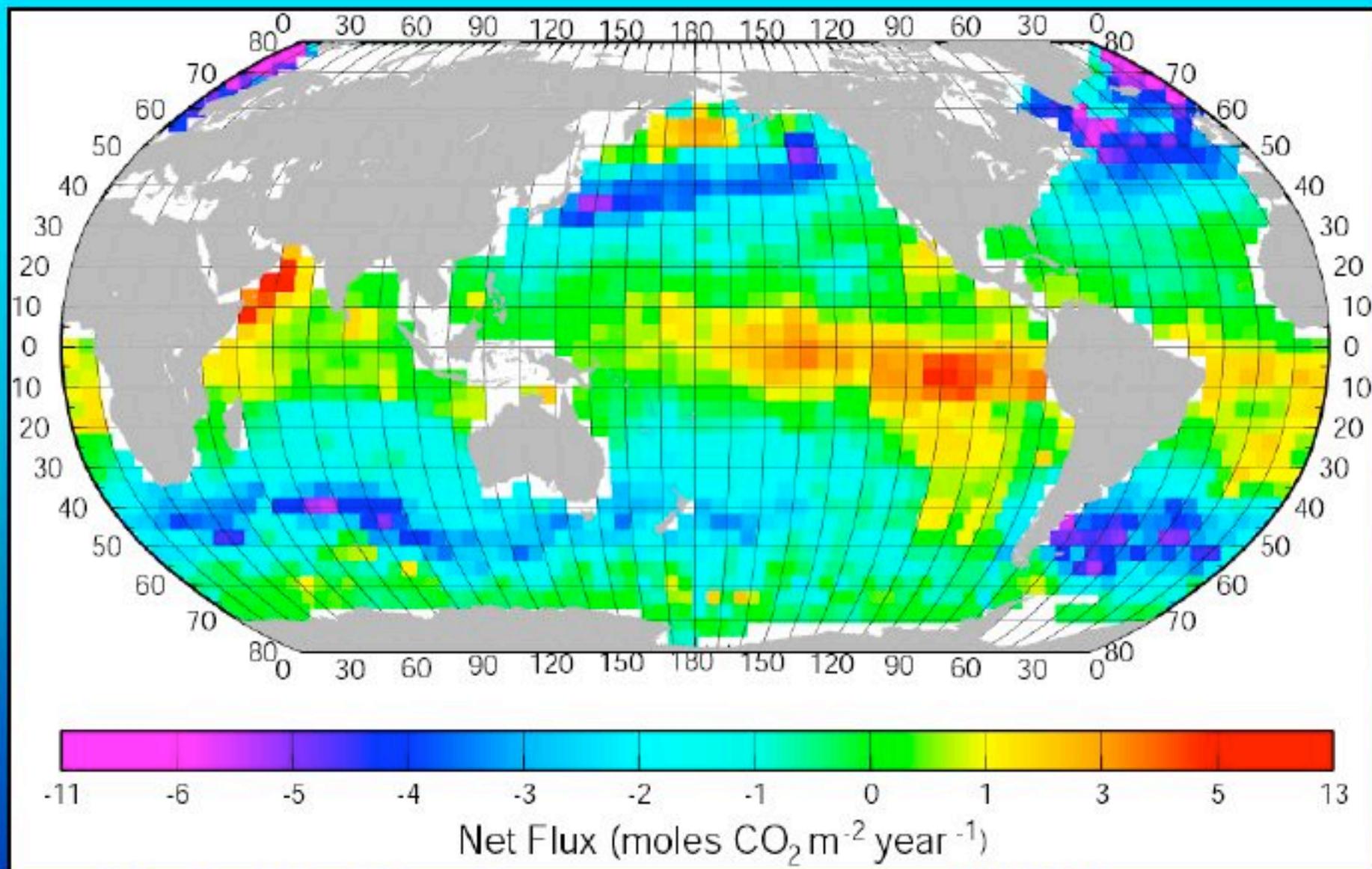
- La dissolution du CO₂ dans l'océan acidifie l'océan.

		-log K					
		5° C	10° C	15° C	20° C	25° C	40° C
$\text{CaCO}_3(\text{s})$	$= \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	8.35	8.36	8.37	8.39	8.42	8.53
$\text{CaCO}_3(\text{s}) + \text{H}^+$	$= \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$	-2.22	-2.13	-2.06	-1.99	-1.99	-1.69
H_2CO_3^*	$= \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$	6.52	6.46	6.42	6.38	6.35	6.30
$\text{CO}_2(\text{g}) + \text{H}_2\text{O}$	$= \text{H}_2\text{CO}_3^*$	1.20	1.27	1.34	1.41	1.47	1.64
HCO_3^-	$= \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	10.56	10.49	10.43	10.38	10.33	10.22

La constante de Henry (K) baisse quand la température augmente.

A 20 °C, $[\text{H}_2\text{CO}_3] = 370 \cdot 10^{-6} \cdot 10^{-1,41} = 10^{-3,43} \cdot 10^{-1,41} = 10^{-4,84}$ mol/l
 Donc, indépendant du pH de la solution.

1995 Net CO₂ Flux from Takahashi et al., 2002



Takahashi data set now up
to 2 million data points

Net Flux:
-1.5 Pg C yr⁻¹

Several Independent Approaches are Converging on an Estimate of the 1990s Anthropogenic CO₂ Uptake

Estimates of Oceanic Anthropogenic CO₂ Uptake in Pg C/yr.

Method	Carbon Uptake (Pg C/yr)	Reference
Measurements of sea-air pCO ₂ Difference	2.1 ± 0.5	Takahashi <i>et al.</i> (2002)
Inversion of atmospheric CO ₂ observations	1.8 ± 1.0	Gurney <i>et al.</i> (2002)
Inversions based on ocean transport models and observed DIC	2.0 ± 0.4	Gloor <i>et al.</i> (2003)
Model simulations evaluated with CFC's and pre-bomb radiocarbon	2.2 ± 0.4	Matsumoto <i>et al.</i> (2004)
OCMIP-2 Model simulations	2.4 ± 0.3	Orr <i>et al.</i> (2004)
Based on measured atmospheric O ₂ and CO ₂ inventories corrected for ocean warming and stratification	2.2 ± 0.5	Keeling & Manning (submitted)
GCM Model of Ocean Carbon	1.93	Wetzel <i>et al.</i> (2005)
CFC ages	2.0 ± 0.4	McNeil <i>et al.</i> (2003)

Fluxes are normalized to 1990-1999 (except Keeling & Manning which is for 1993-2004) and corrected for pre-industrial degassing flux of ~0.6 Pg C/yr.

Facteur de Revelle

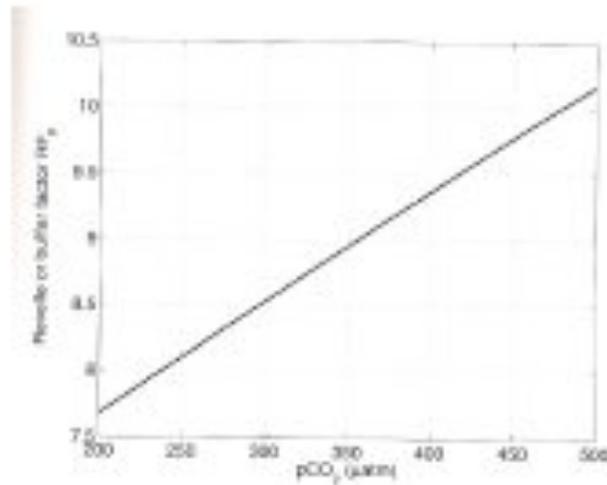


FIG. 2 – Facteur de Revelle en fonction de la P_{CO_2} .

$$RF = \frac{\frac{\partial H_2CO_3}{\partial TIC}}{\frac{H_2CO_3}{TIC}}$$

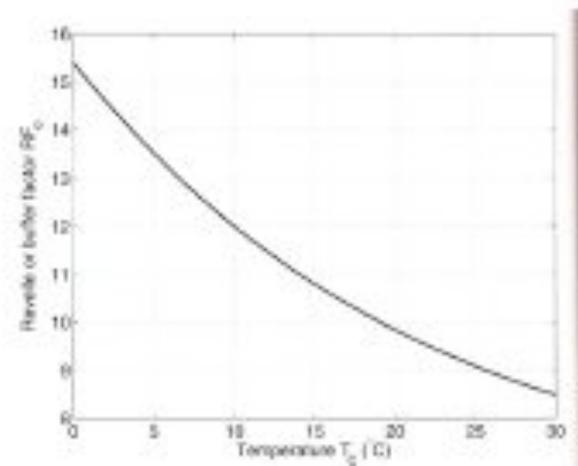
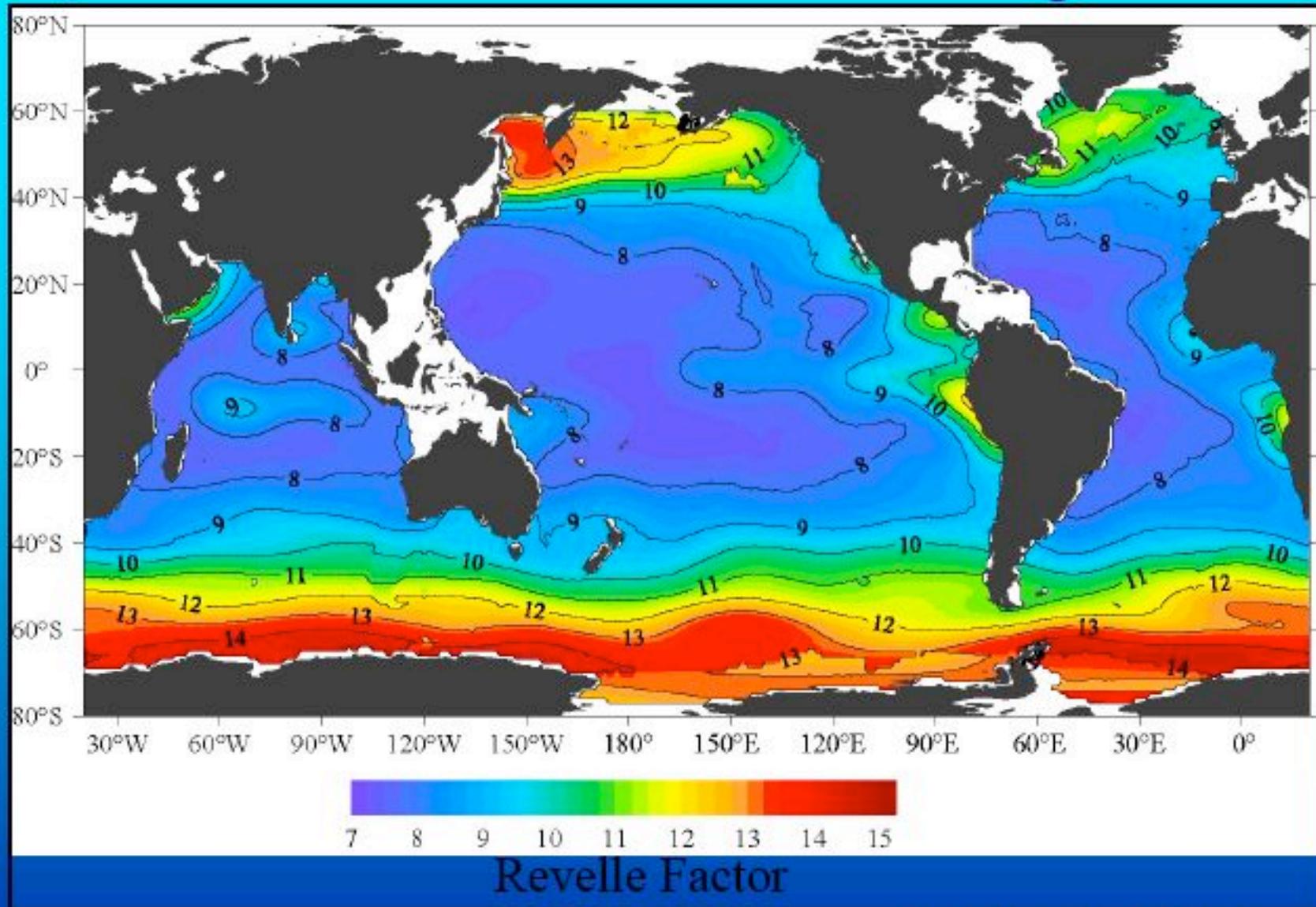


FIG. 3 – Facteur de Revelle en fonction de la température.

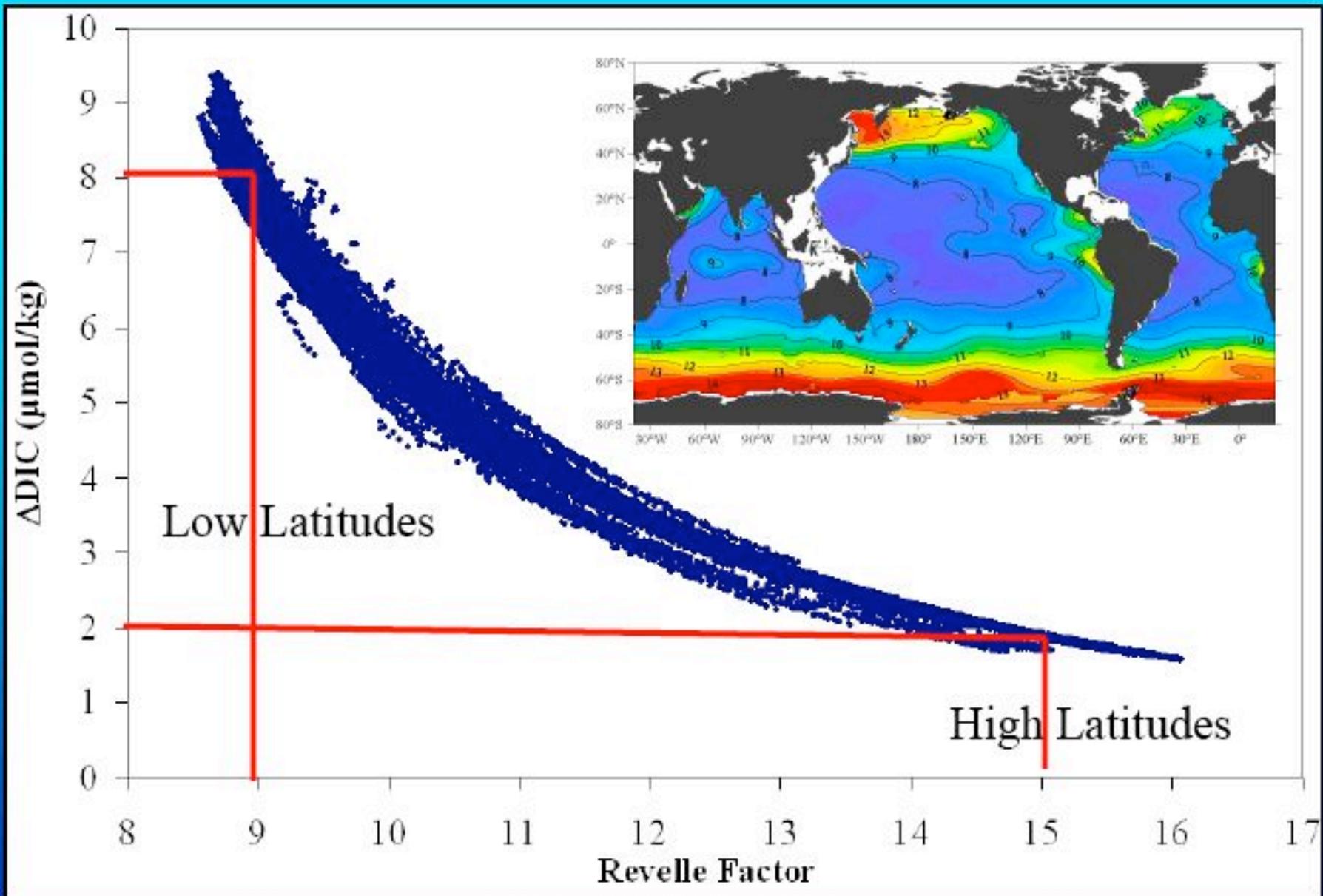
CO₂ is Stored in the Ocean as Dissolved Inorganic Carbon



R. Revelle, H.E. Suess,
Tellus 9, 18 (1957)

$$\frac{(\Delta f\text{CO}_2 / \Delta \text{DIC})}{(f\text{CO}_2 / \text{DIC})}$$

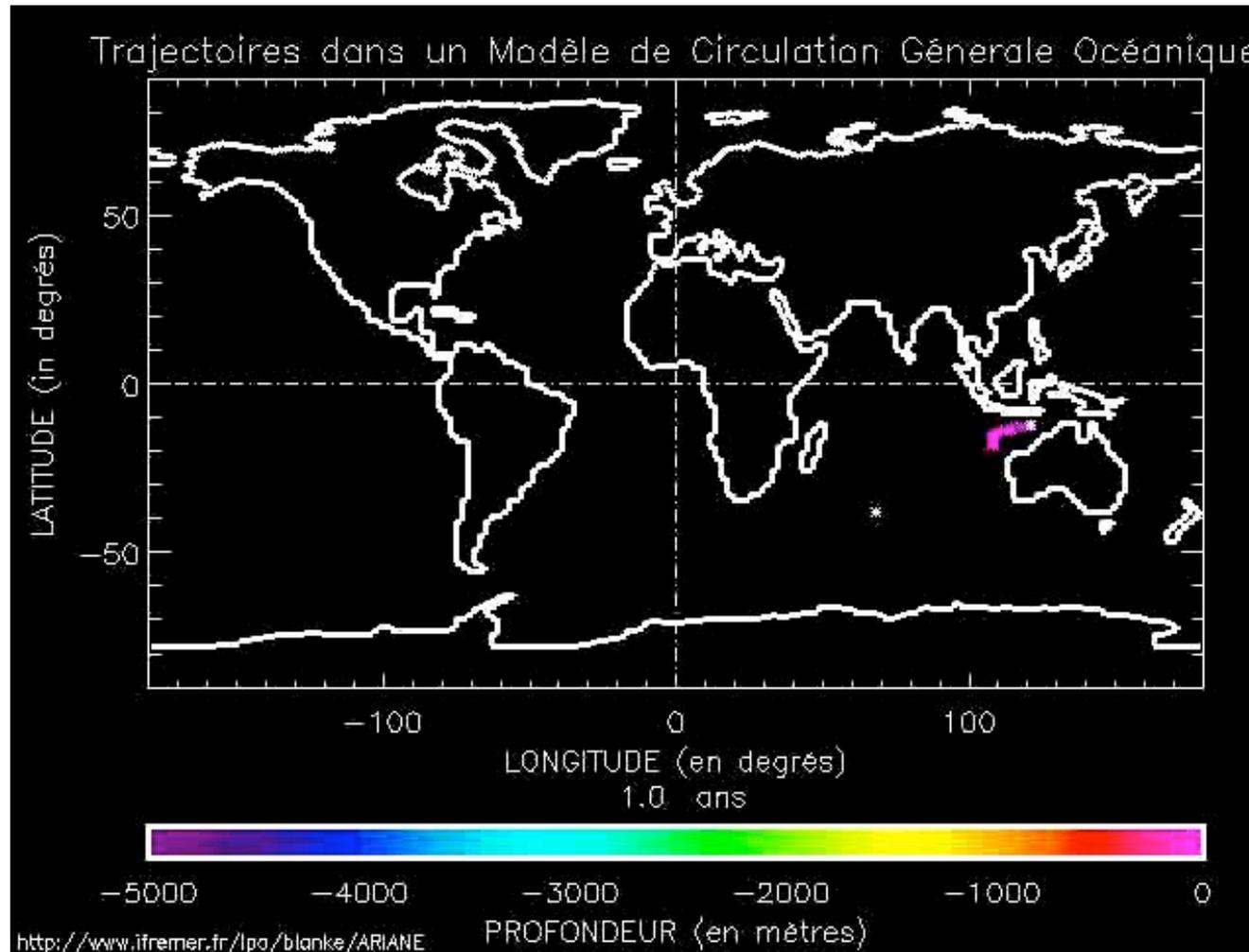
Δ DIC for a 10 ppm change in $p\text{CO}_2$ as a function of Revelle Factor



Lower latitudes are more efficient at taking up atmospheric CO_2

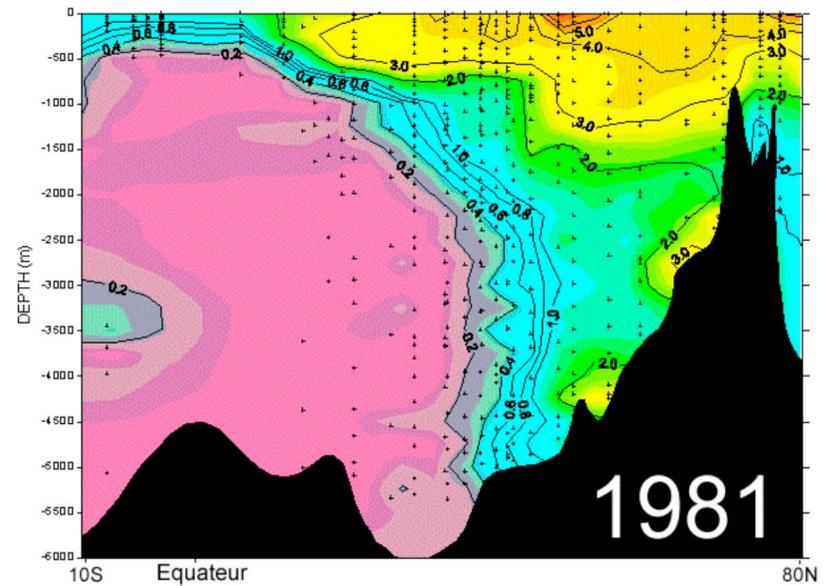
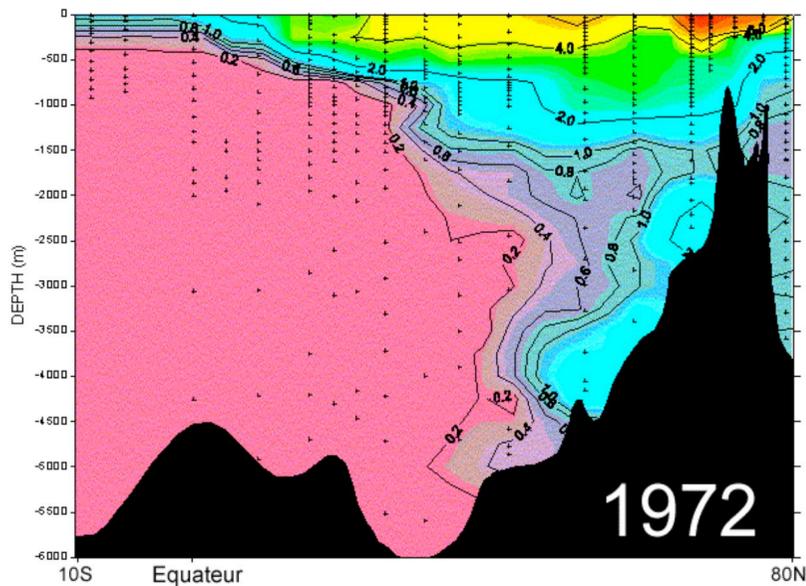
- Capacité d'absorption de l'océan. Facteur de Revelle, plus il est grand, moins l'océan est capable d'absorber. Buffer capacity. Varie de 8 à 13. Il dépend des variations de $p\text{CO}_2$ donc de pH et de l'alcalinité de l'eau.
- L'eau de mer absorbe du CO_2 , c'est la loi de Henry, ne dépend pas du pH, mais du renouvellement des eaux.
- Mais le facteur de Revelle augmente avec la PCO_2 (feedback positif), donc l'océan est moins capable de séquestrer du carbone sous la forme des ions carbonates et bicarbonates.
- A plus long terme, les eaux profonde s'acidifient, la calcaire se dissolvent, ce qui crée de la réserve alcaline, et tamponne le CO_2 anthropique. Echelles supérieures à 10000 ans. Courbe de neutralisation.
- Cf papier Archer, apport par les fleuves sous-estimé.

La circulation océanique : inertie de l'océan

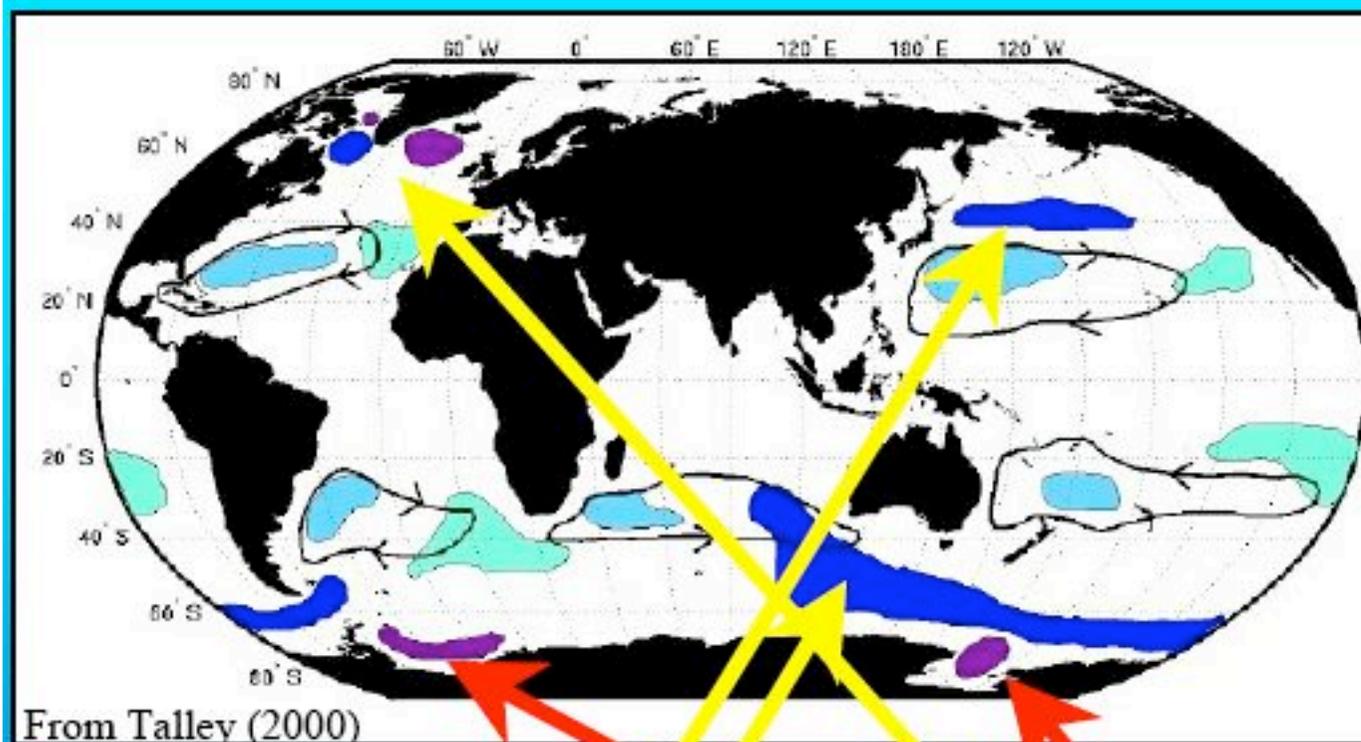


Invasion du tritium des bombes

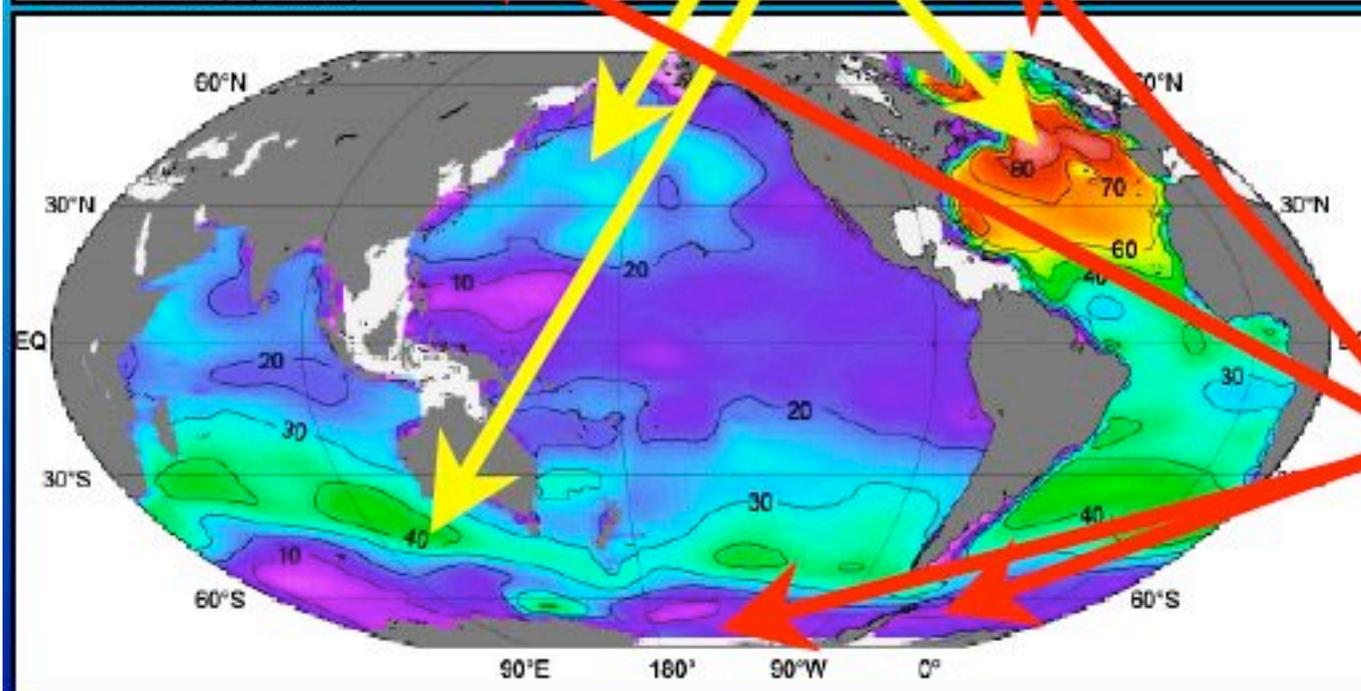
- Vitesses de 10 cm/s par endroit à 1 mm/s



- 2000-2005:
- $7,2 \pm 0,3 = 4,1 \pm 0,1 + 2,2 \pm 0,5 +$
- Emissions = accu. + ocean +
- $100 = 58\% + 30\% + 12\%$



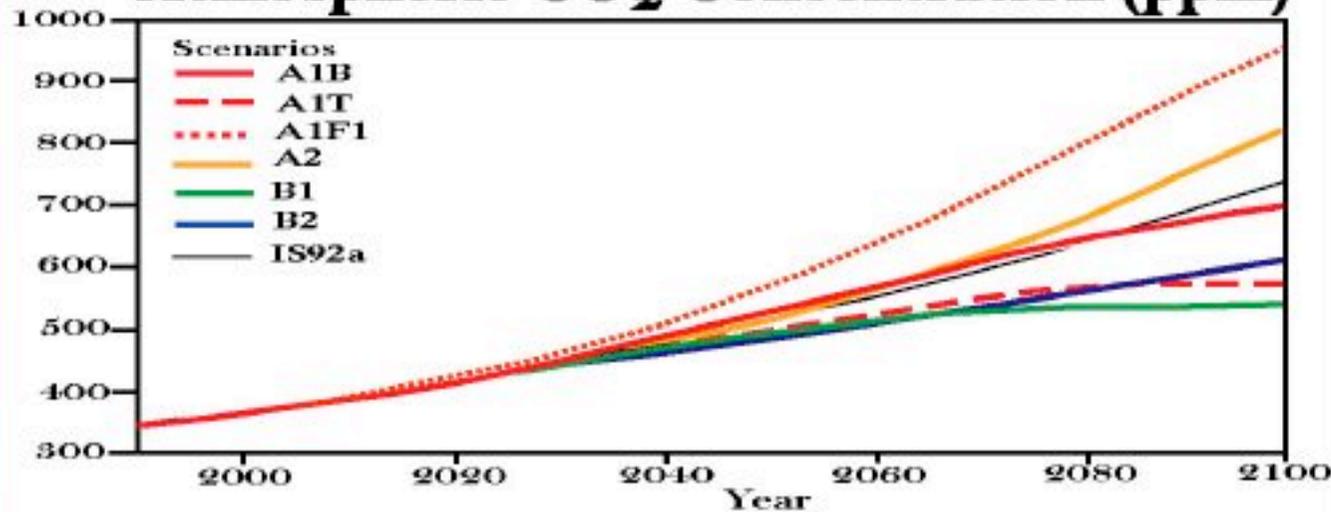
From Talley (2000)



The highest inventories are found in areas where water is sinking into the ocean interior taking with it the anthropogenic CO_2 accumulated at the surface.

Not found in Antarctic bottom waters

Atmospheric CO₂ Concentration (ppm)



There have already been substantial changes in surface ocean chemistry & with global warming the physical forcing on the ocean is changing.

	Glacial	Pre-industrial	Present	2XCO ₂	3XCO ₂	Atmosphere
CO ₂ (g)	180	280	380	560	840	Surface ocean
Gas Exchange	(56)	(0)	(36)	(100)	(200)	
CO ₂ (aq) + H ₂ O ⇌ H ₂ CO ₃ Carbonic acid	7	9	13	18	25	
	(29)	(0)	(44)	(100)	(178)	
H ₂ CO ₃ ⇌ H ⁺ + HCO ₃ ⁻ Bicarbonate	1666	1739	1827	1925	2004	
	(4)	(0)	(5)	(11)	(15)	
HCO ₃ ⁻ ⇌ H ⁺ + CO ₃ ²⁻ Carbonate	279	222	186	146	115	
	(20)	(0)	(-16)	(-34)	(-48)	
H ⁺ x 10 ⁻⁹ Hydrogen Ion Concentration	4.79	6.92	8.91	12.3	17.4	
	(45)	(0)	(29)	(78)	(151)	
Ω Ca Omega Calcite	6.63	5.32	4.46	3.52	2.77	
	(20)	(0)	(-16)	(-34)	(-48)	
Ω Ar Omega Aragonite	4.26	3.44	2.9	2.29	1.81	
	(19)	(0)	(-16)	(-33)	(-47)	
	1952	1970	2026	2090	2144	DIC
	(1)	(0)	(2.8)	(6.1)	(8.8)	
	8.32	8.16	8.05	7.91	7.76	pH

What role will the future ocean play in the global carbon cycle?

Average Surface Water DIC Increase in 2000 ~ 1.2 μmol kg⁻¹ yr⁻¹

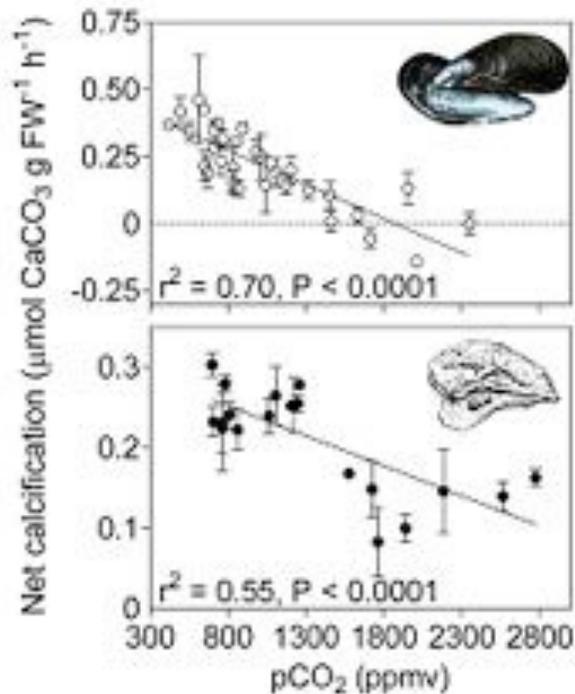
Modified from Feely et al., (2001)

conclusion

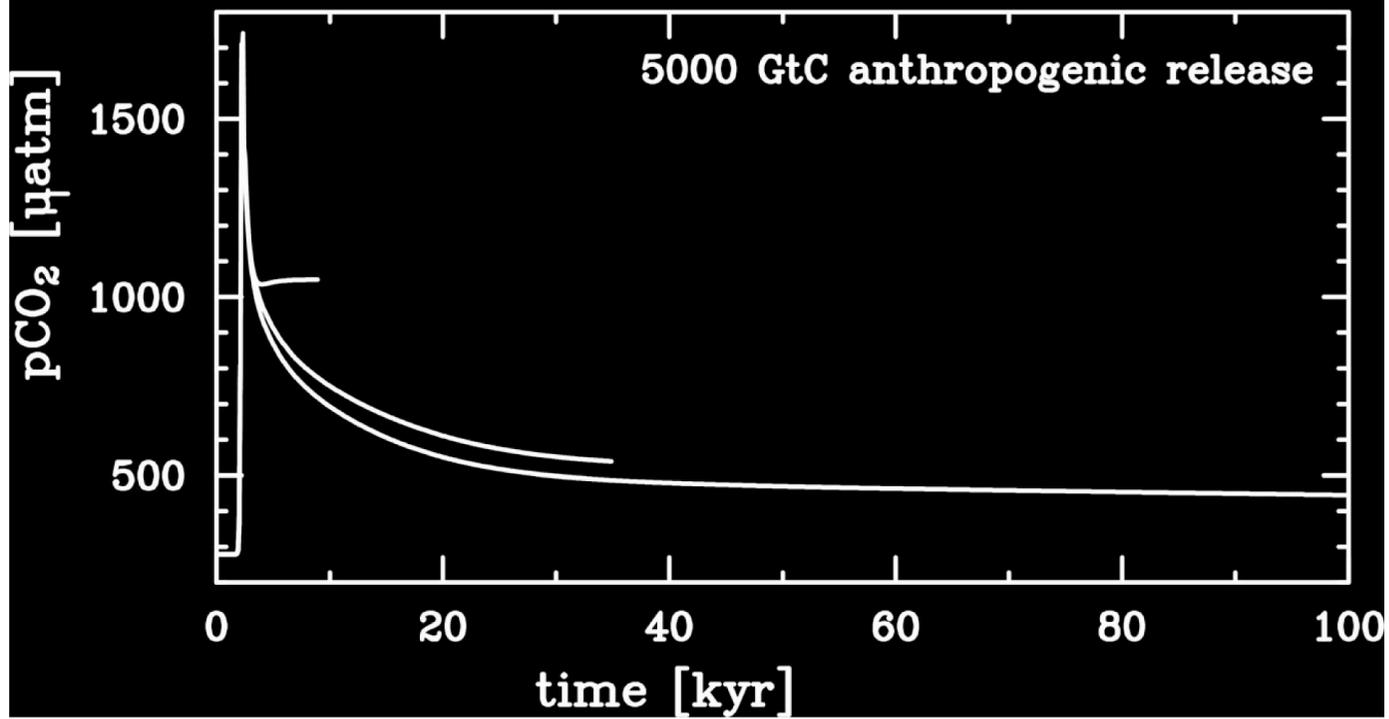
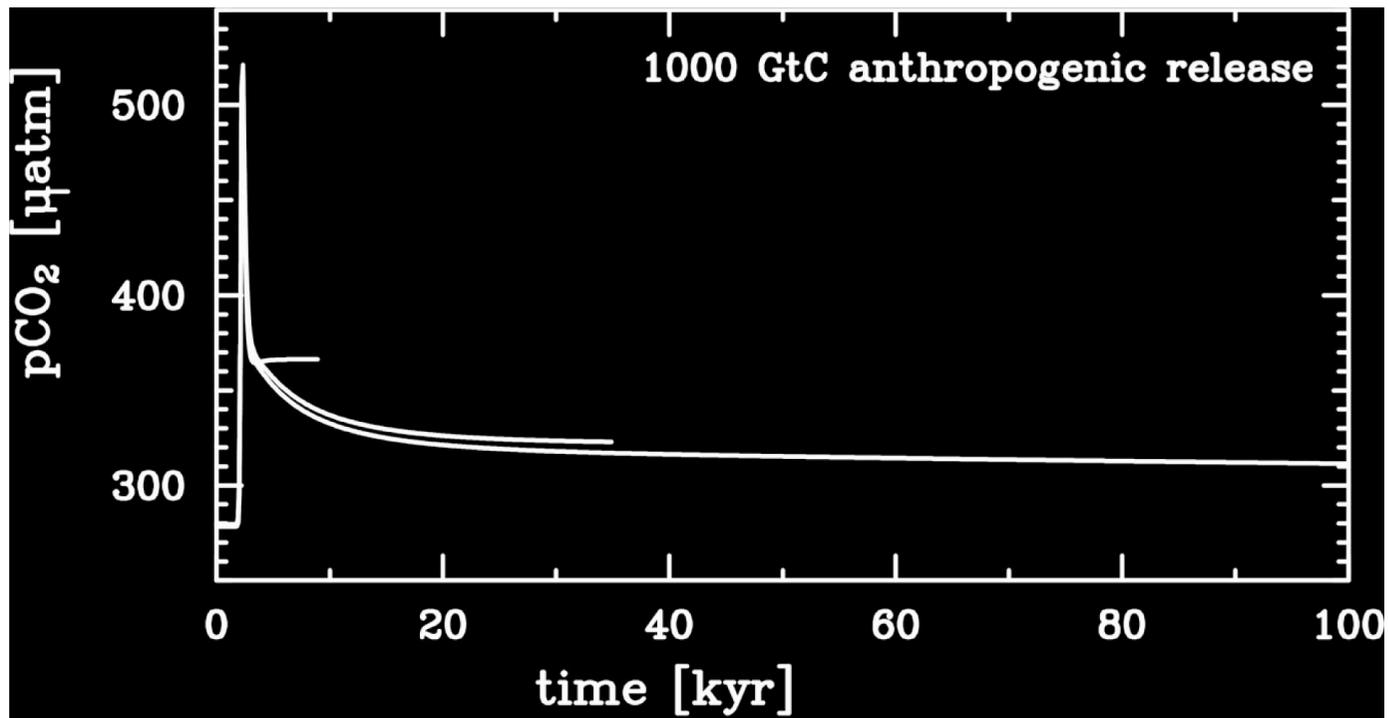
- Les océans ont prélevés 30 % des émissions, cette quantité peut être expliquée sans changement de circulation océanique ni dans la biomasse marine.
- De nombreux feedbacks ne sont pas connus. A l'échelle de 1000 ans, la neutralisation du calcaire dans l'océan assurera la séquestration du carbone (
- Courbe d'Archer (chapitre 7).

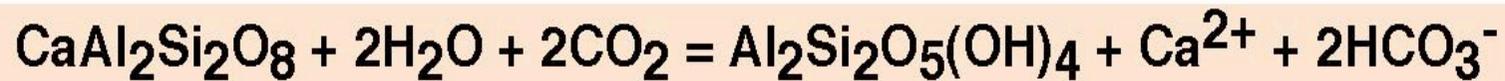
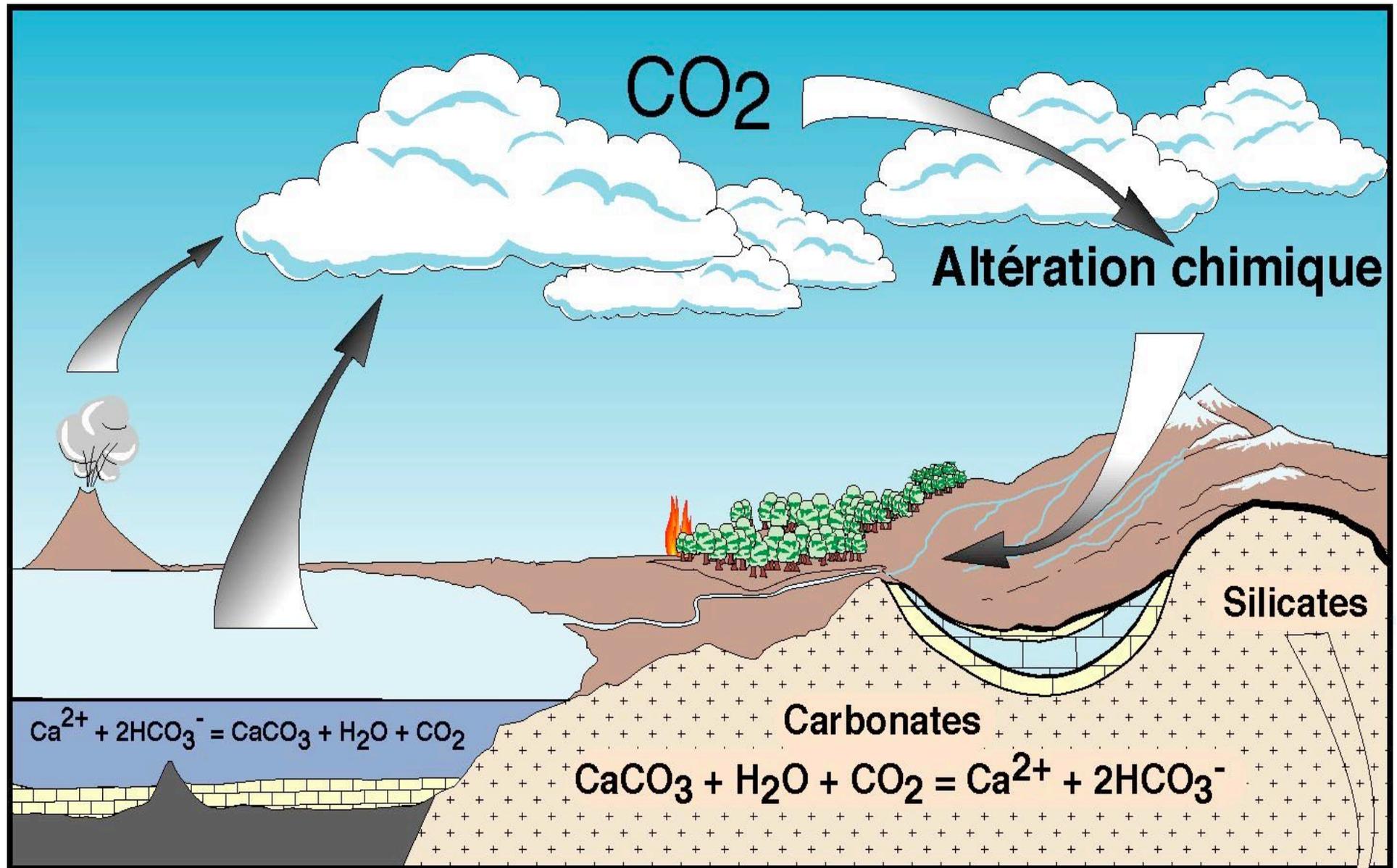
2° Le cycle géologique (=durable)

- La séquestration par les calcaires
- La séquestration par les matières organiques fossiles.

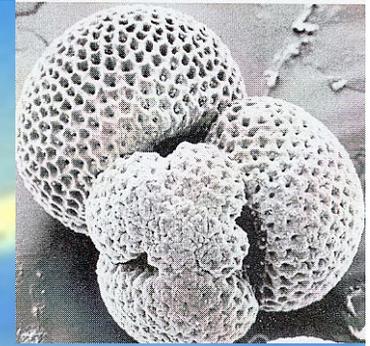


- L'océan profond constitue un réservoir potentiel de carbone par sa capacité de stockage (HCO₃) et par le fait qu'il y a du calcaire au fond de l'océan.
- L'océan peut donc absorber du CO₂, mais en s'acidifiant. Les organismes précipitateurs du calcaire montrent des signes de faiblesse. Si on émet 5000 GtC au total, la solubilité du CO₂ diminuant avec son acidité, on stockerait moins de CO₂ que ce que prévoit une loi de Henry. Le pH de l'océan, en baissant provoque la dissolution des calcaire et une croissance moindre des organismes sécréteurs de CaCO₃





La machine chimique Terre...



Flux en Pg/an

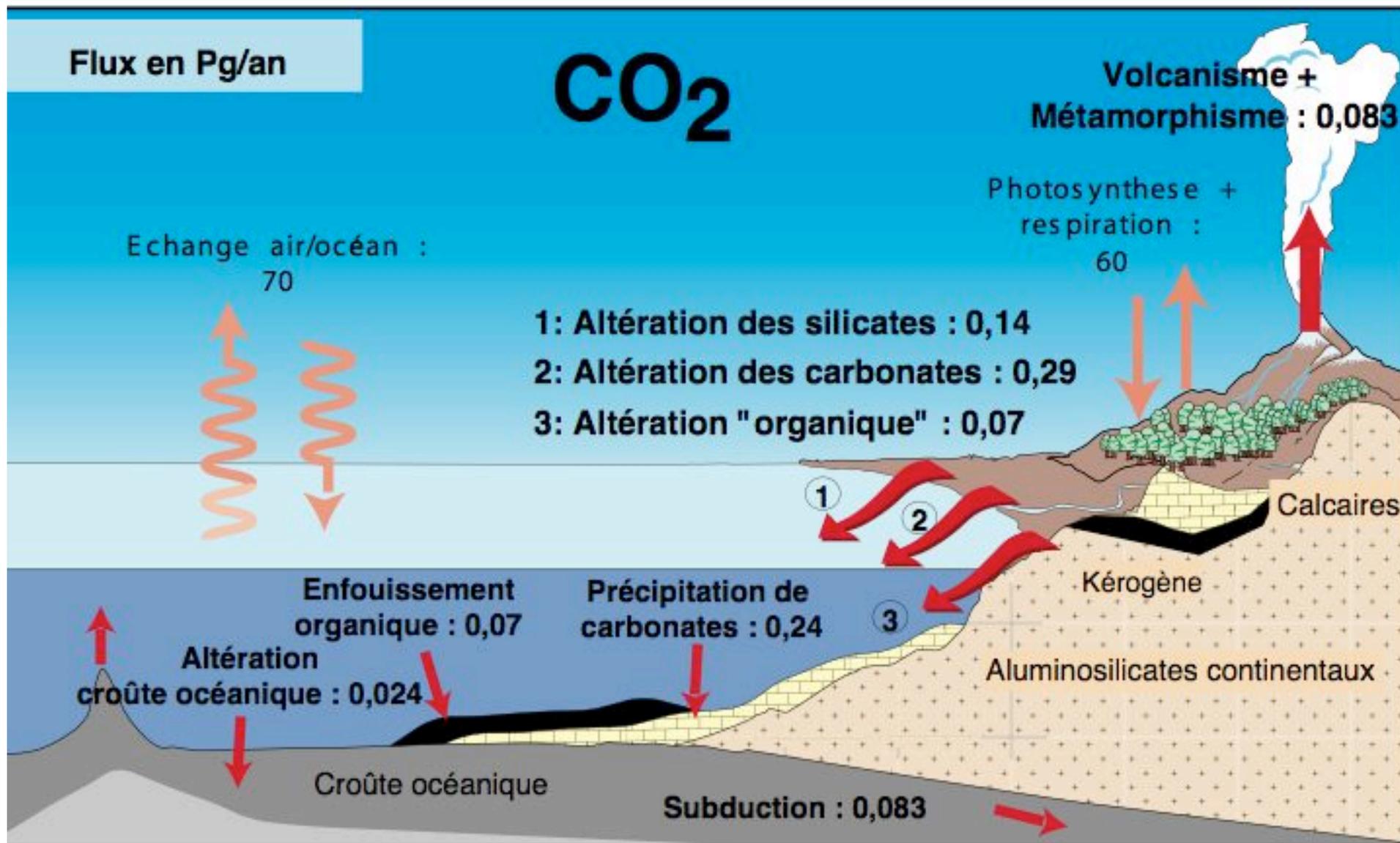
CO₂

Volcanisme +
Métamorphisme : 0,083

Photosynthèse +
respiration :
60

Echange air/océan :
70

- 1: Altération des silicates : 0,14
- 2: Altération des carbonates : 0,29
- 3: Altération "organique" : 0,07



Altération
croûte océanique : 0,024

Enfouissement
organique : 0,07

Précipitation de
carbonates : 0,24

Subduction : 0,083

Croûte océanique

Aluminosilicates continentaux

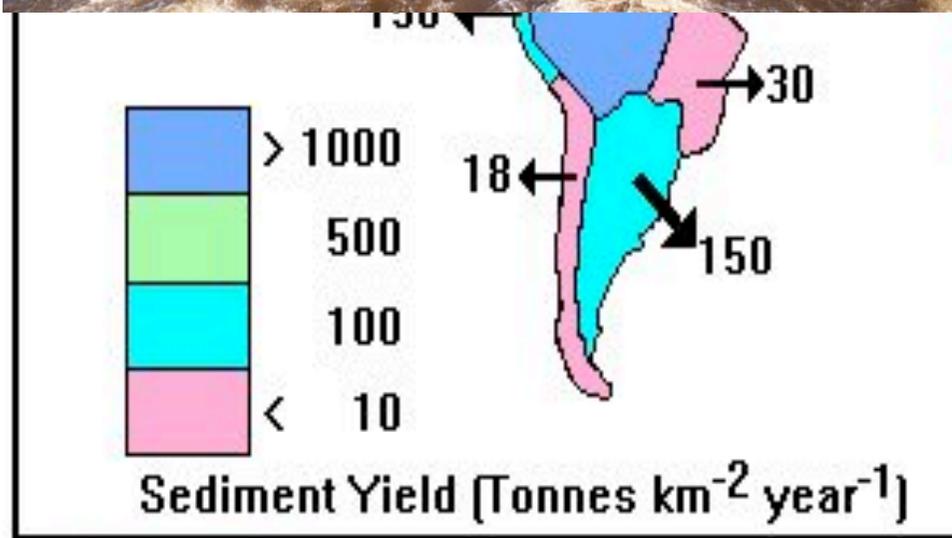
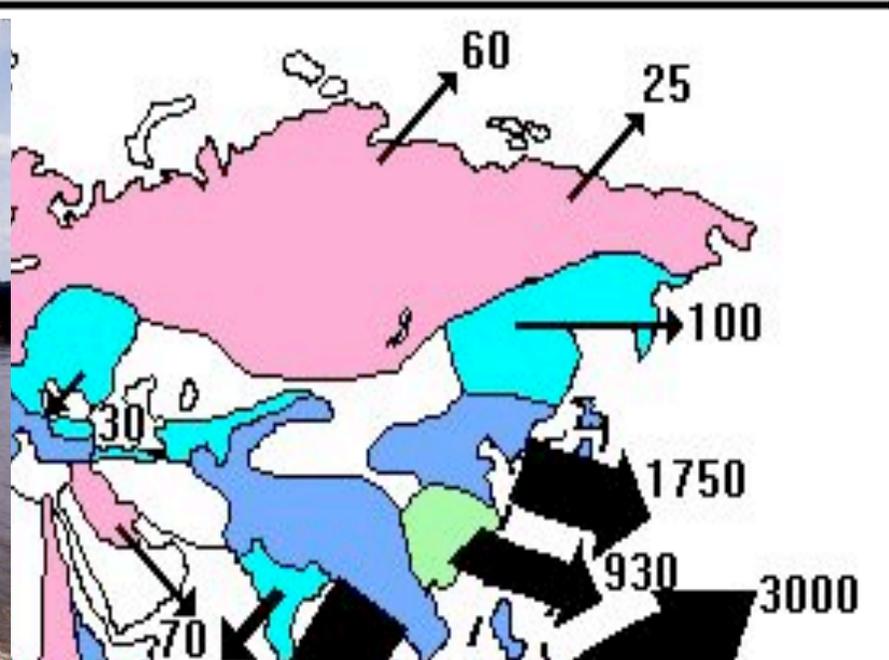
Kérogène

Calcaires

Altération organique

L'exportation de carbone organique par les rivières : un autre moyen de séquestrer du carbone atmosphérique dans l'océan





Important places for physical

Bilan, l'homme a modifié le cycle du carbone.

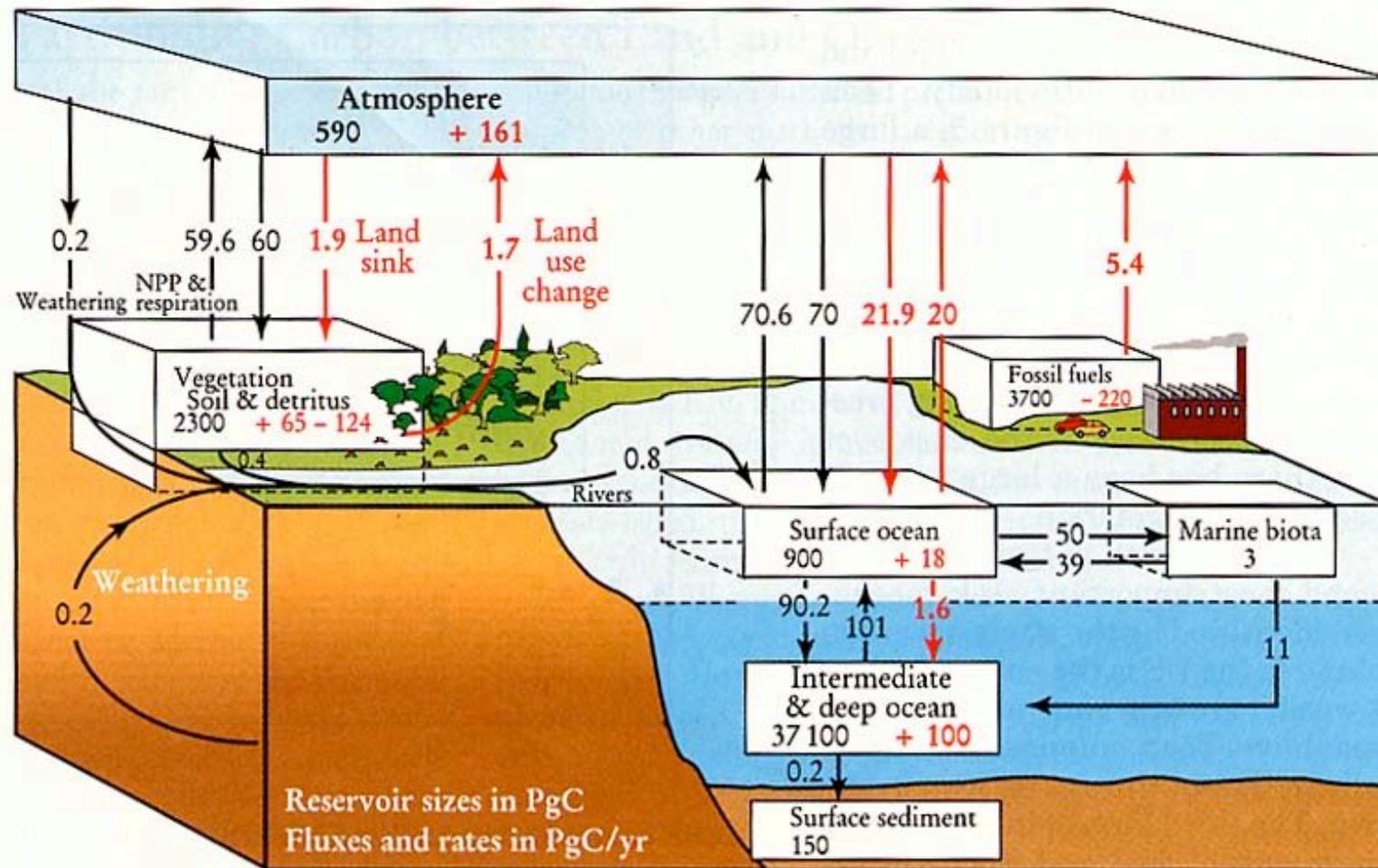


FIGURE 1.2

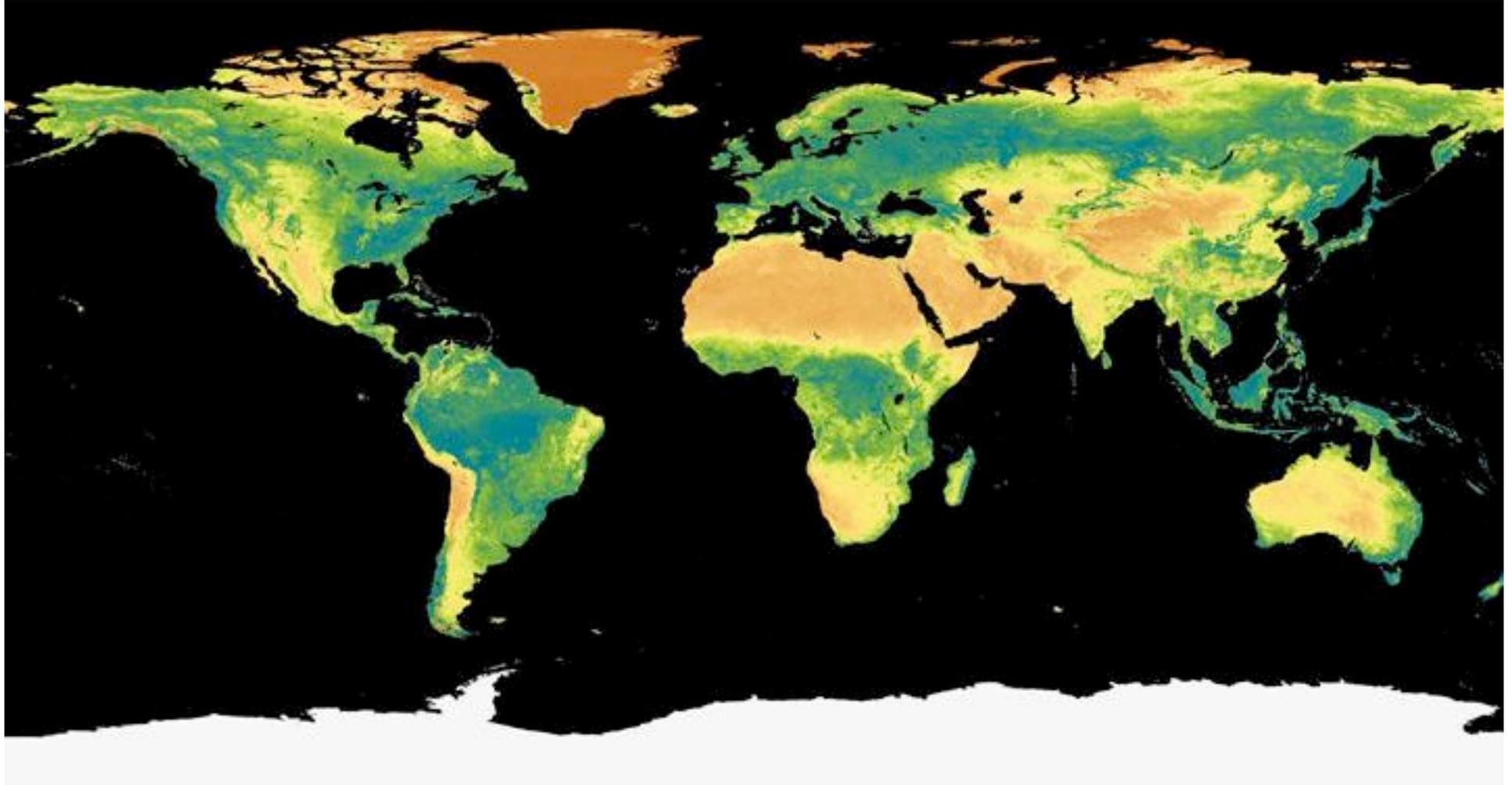
3° La séquestration continentale



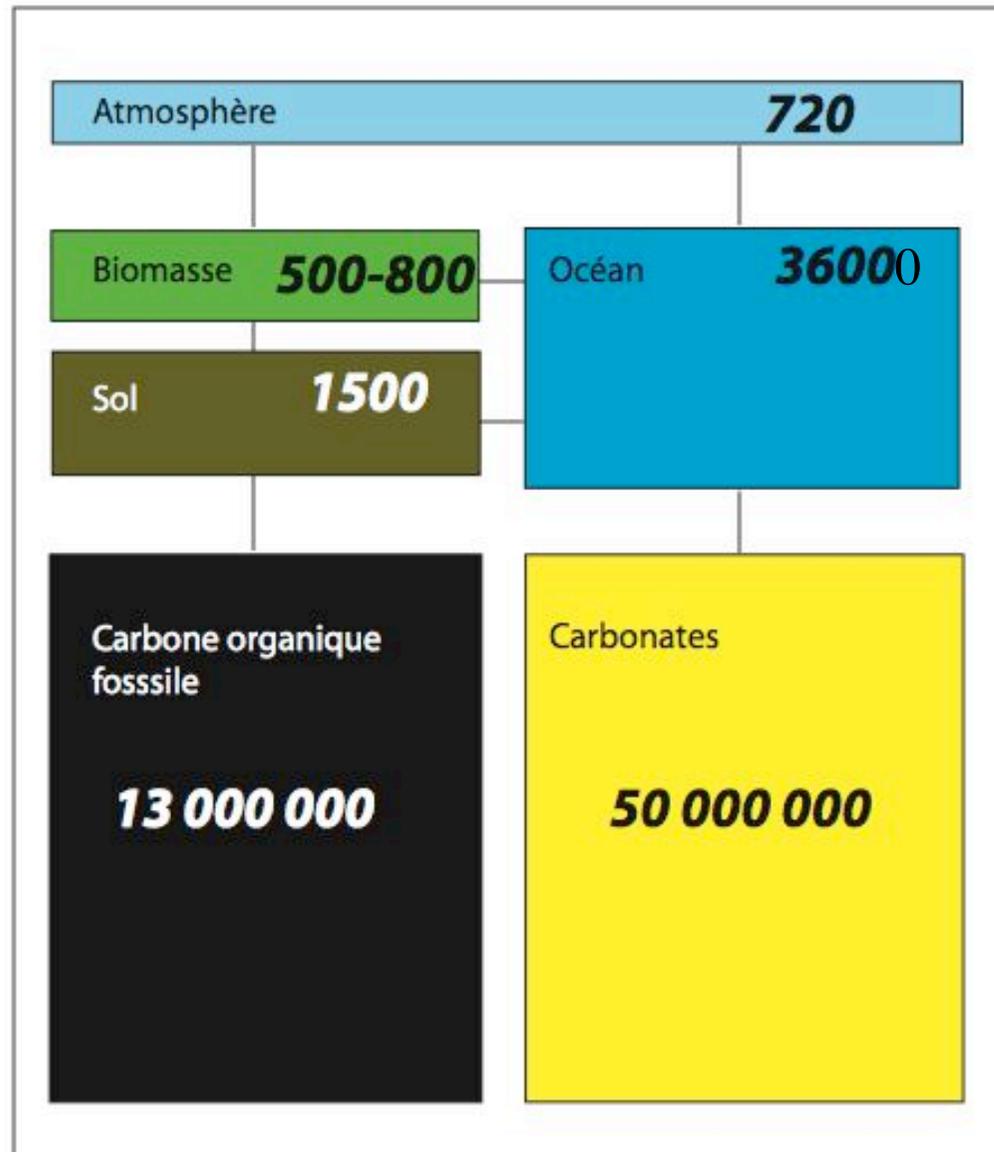
Temps de résidence

- Océan
- calcaire

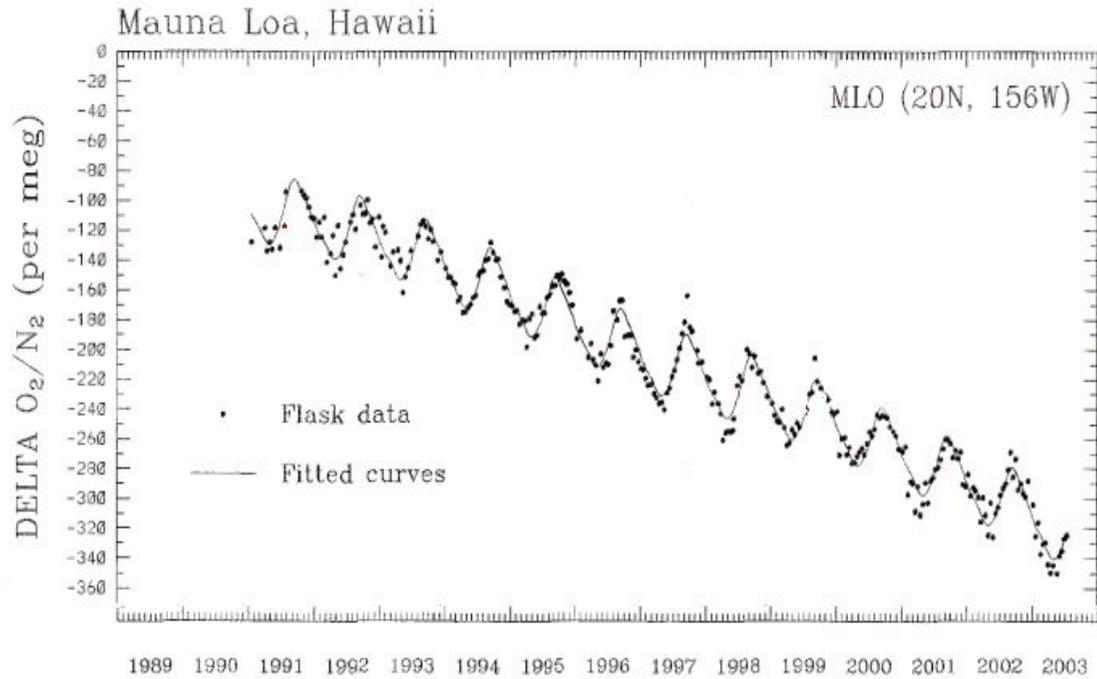
Surfaces continentales



Réservoirs du cycle du carbone en PgC



- Réservoirs de carbone
 - 550 PgC « vivant »
 - 1500 PgC « mort » dans les sols
- Les variations fines de la quantité d'oxygène dans l'atmosphère permettent de quantifier les flux atm-continent (O échangée) et atm-ocean (pas d'O échangé).



5-Jan-04 12:18:34

Mauna Loa, U. S. A. Submitted by NOAA/CMDL



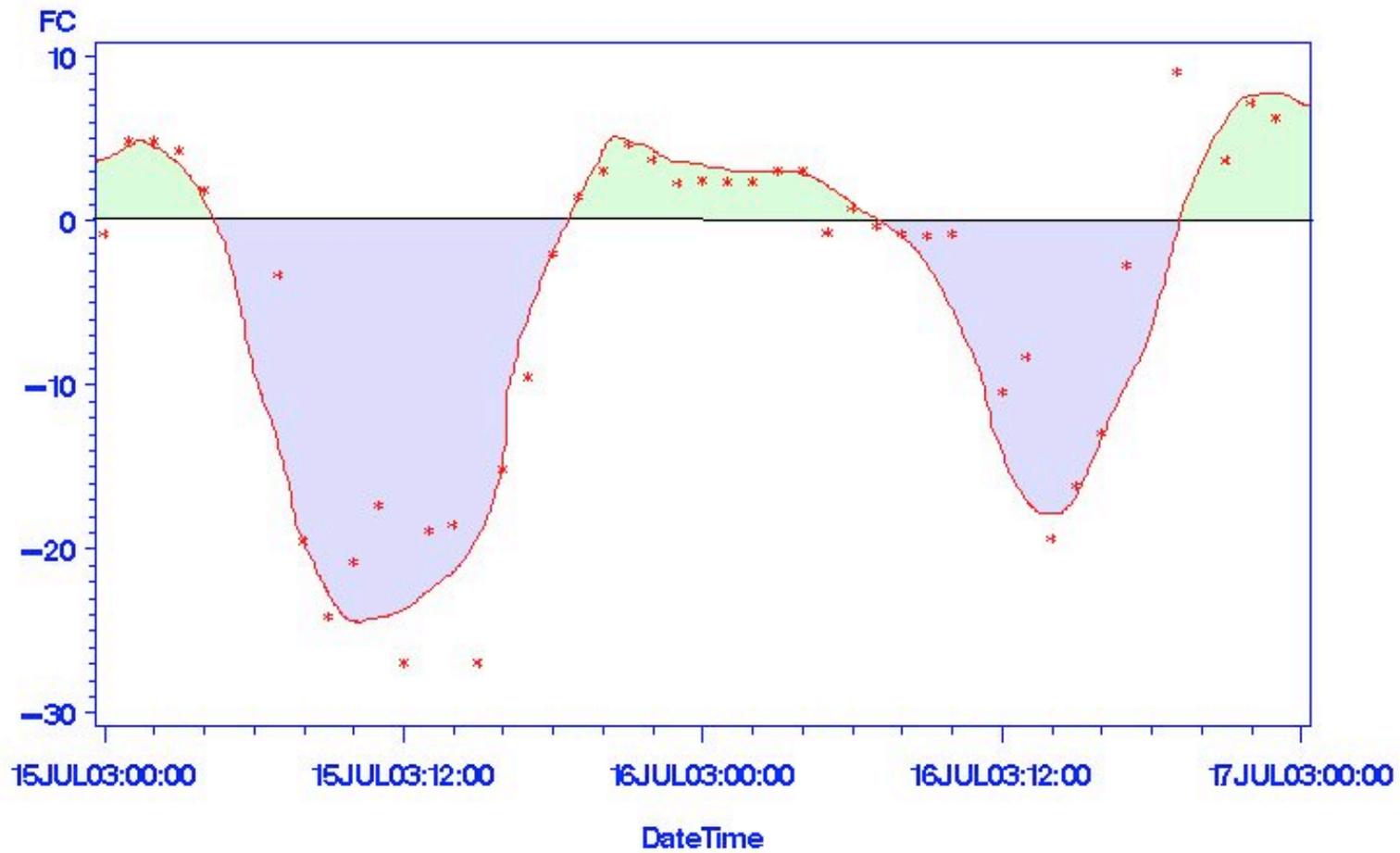
Tours de flux, mesure des échanges surface-atmosphère



Transferts continents-atmosphère

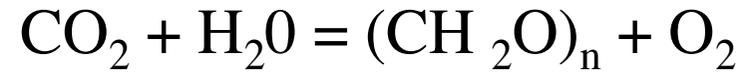


AmeriFlux Harvard Forest
FC CO₂ flux (umol/m²/s)

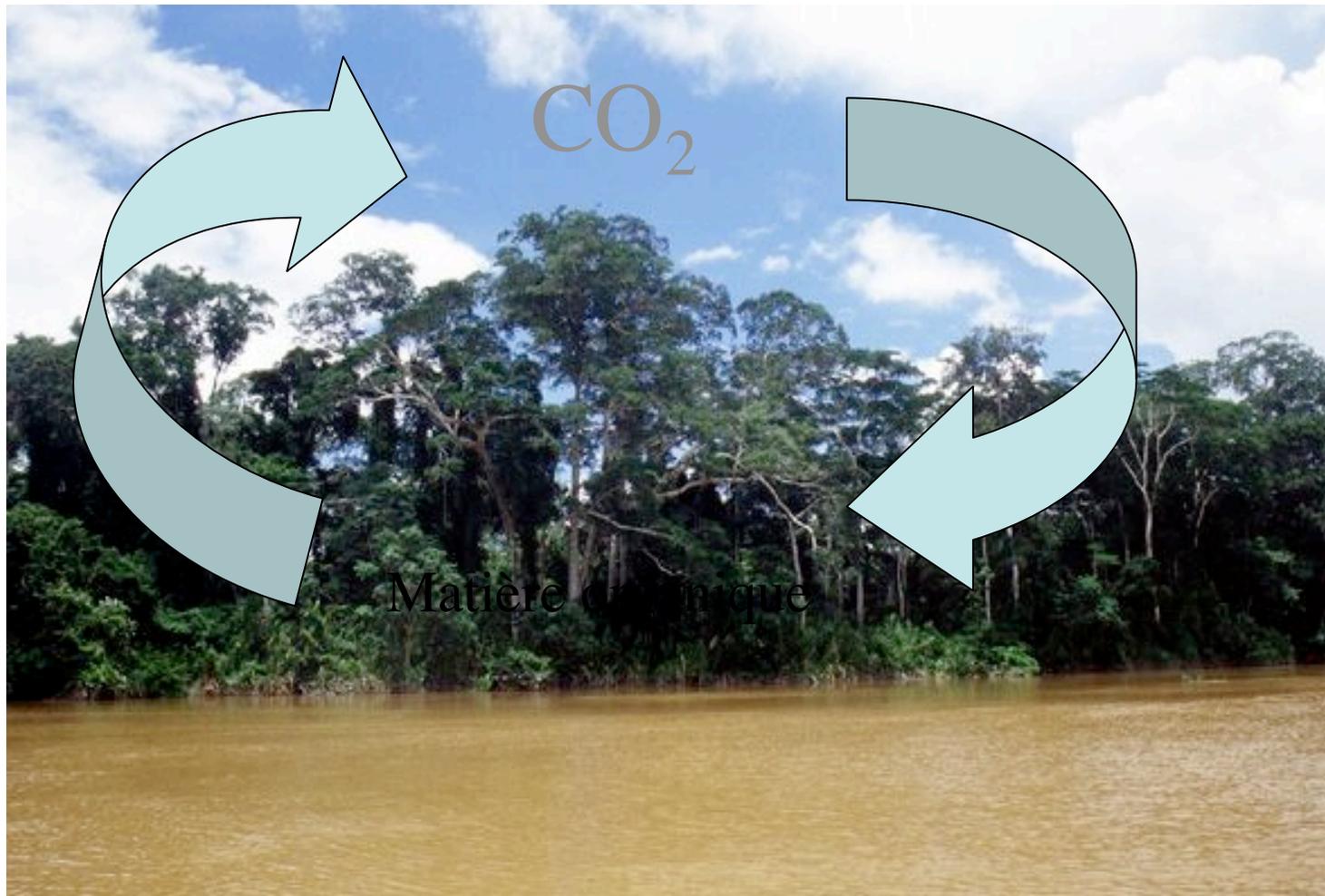


Data Source: Steven Wofsy

Puit continental: CO₂

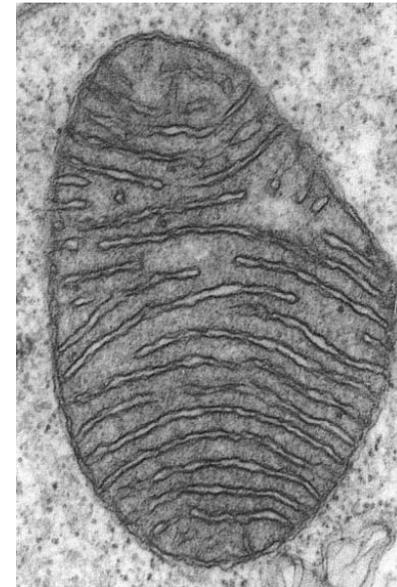


grâce à l'énergie lumineuse et l'enzyme RubisCo.



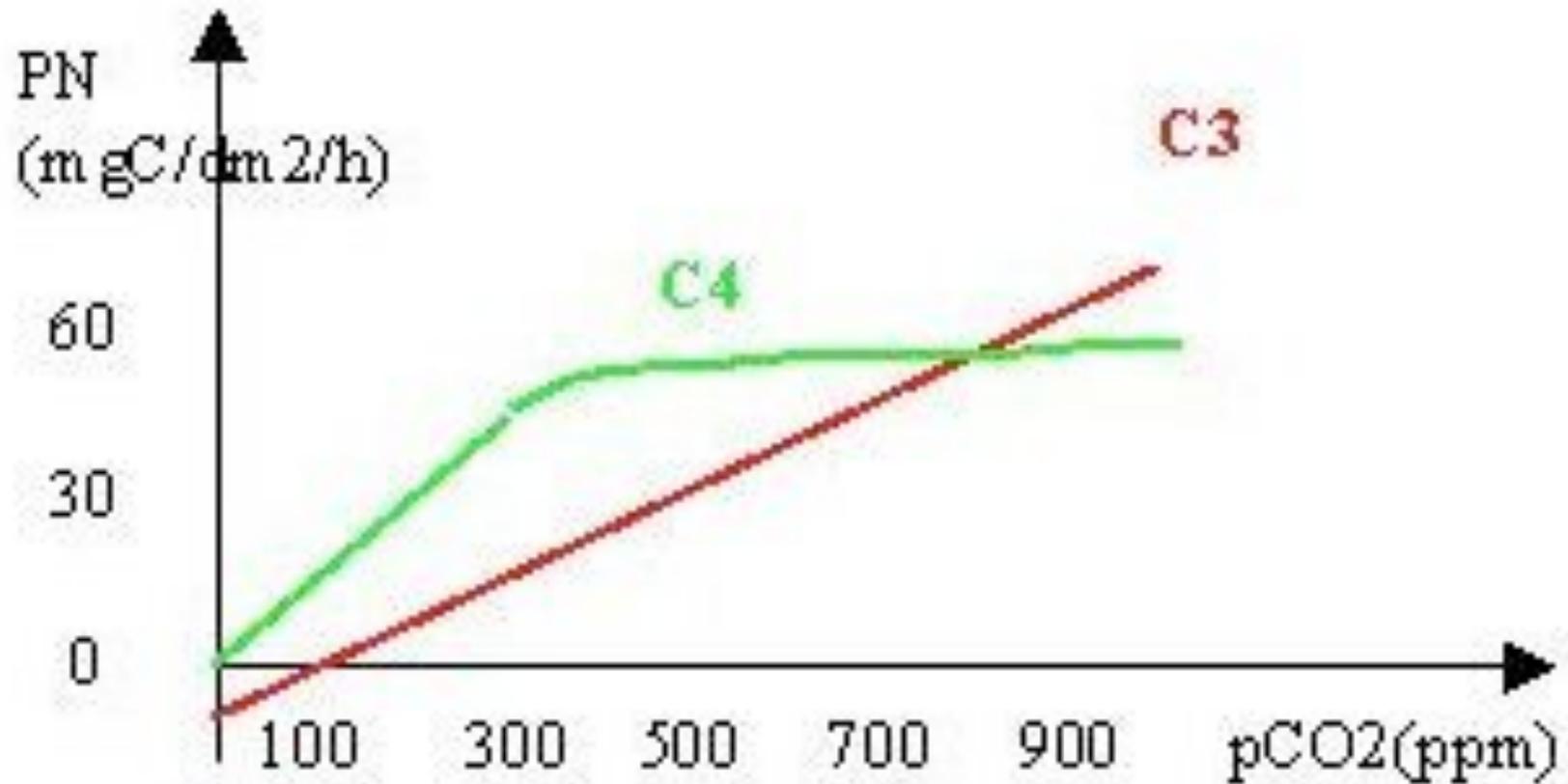
Flux de C dans les écosystèmes

- $PPN = PPB - R - L$
- Productivité nette = productivité brute - respiration - litière



- Une forêt à l'état stationnaire est telle que $PPN = 0$

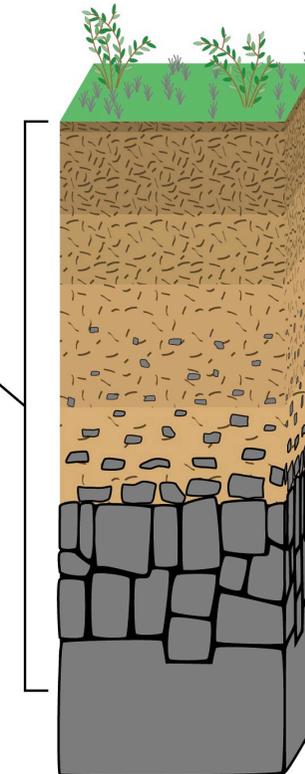
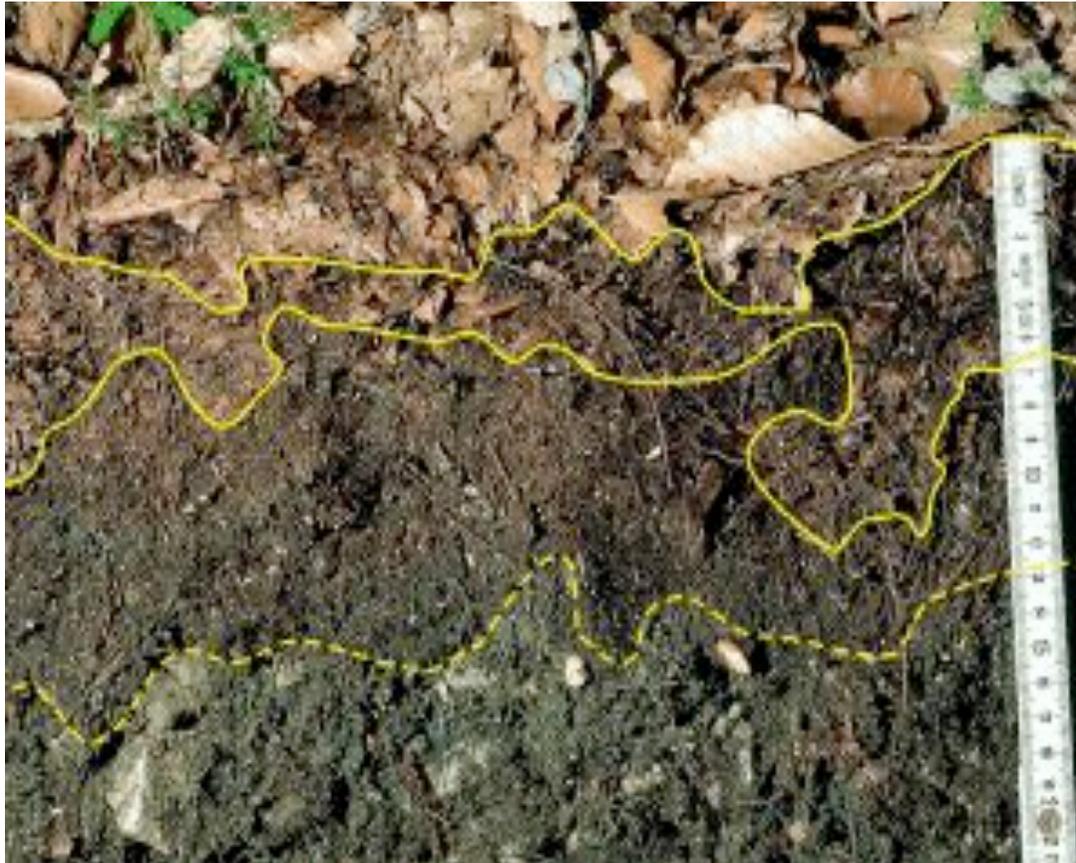
Le CO₂ un facteur limitant



Plus de CO₂, plus de photosynthèse, mais effets de saturation

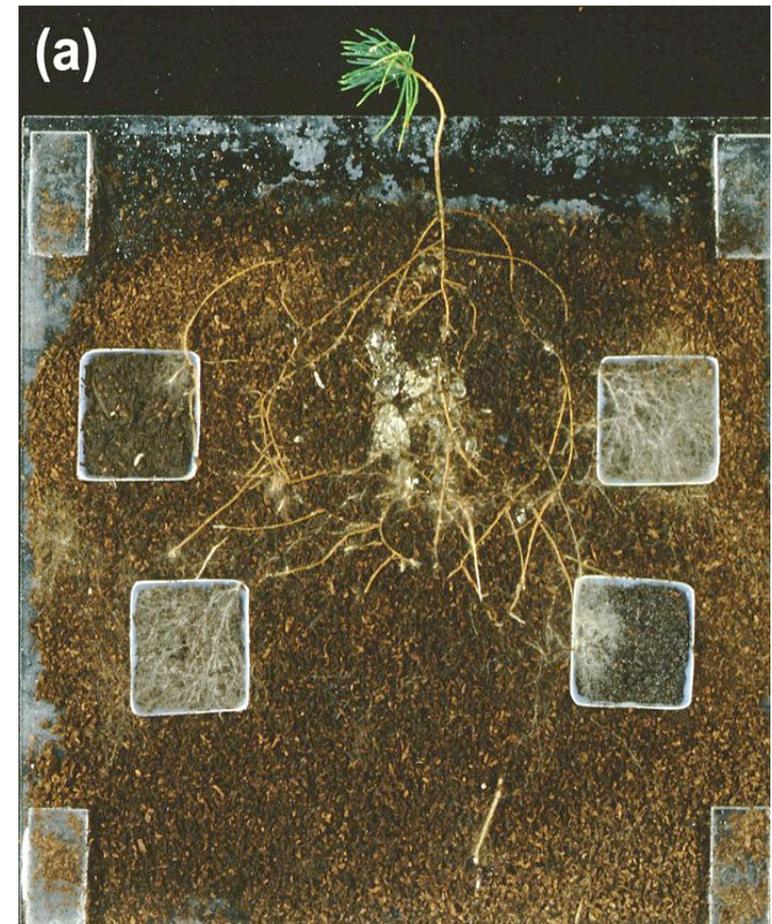
La respiration des s

- litière = $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} +$ matière réfractaire
(respiration hétérotrophe)
- Respiration des racines (respiration autotrophe)



Facteurs de contrôles de la respiration du sol

- R_a est fonction de la croissance de la plante
- R_h dépend de la croissance microbienne et donc des nutriments disponibles.
- Les deux sont fonctions de la quantité d'eau dans le sol, de la température, d'ou des rétro-contrôles climatiques.
- Une augmentation de la T va donc accentuer la respiration des sols: feedback positif.
- Raisonnement compliqué par l'existence de différents pools de C organique dans le sol avec des temps de résidence différents
- Raisonnement compliqué aussi par l'augmentation de l'exportation de C organique par érosion mécanique due à l'installation de l'homme (séquestration organique)



Biodiversité

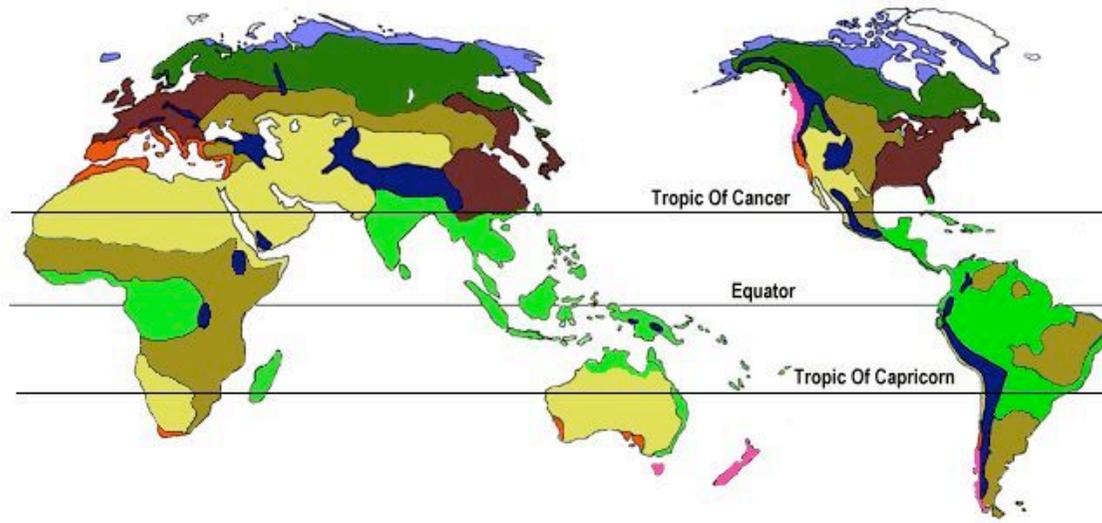


Table 5.4 Distribution of Soil Organic Matter by Ecosystem Types^a

Ecosystem Type	Mean Soil Organic Matter (kg C m ⁻²)	World Area (ha × 10 ⁸)	Total World Soil Organic Carbon (mt C × 10 ⁹)	Total World Litter (mt C × 10 ⁹)
Tropical forest	10.4	24.5	255	3.6
Temperate forest	11.8	12	142	14.5
Boreal forest	14.9	12	179	24.0
Woodland and shrubland	6.9	8.5	59	2.4
Tropical savanna	3.7	15	56	1.5
Temperate grassland	19.2	9	173	1.8
Tundra and alpine	21.6	8	173	4.0
Desert scrub	5.6	18	101	0.2
Extreme desert, rock and ice	0.1	24	3	0.02
Cultivated	12.7	14	178	0.7
Swamp and marsh	68.6	2	137	2.5
Totals		147	1456	55.2

^aFrom Schlesinger (1977).

CO₂

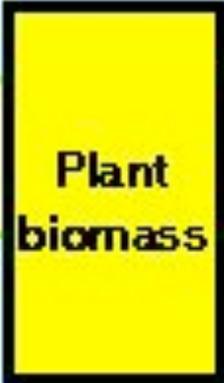


Plant
respiration

Heterotrophic
respiration

Disturbance

NPP



NEP



NBP

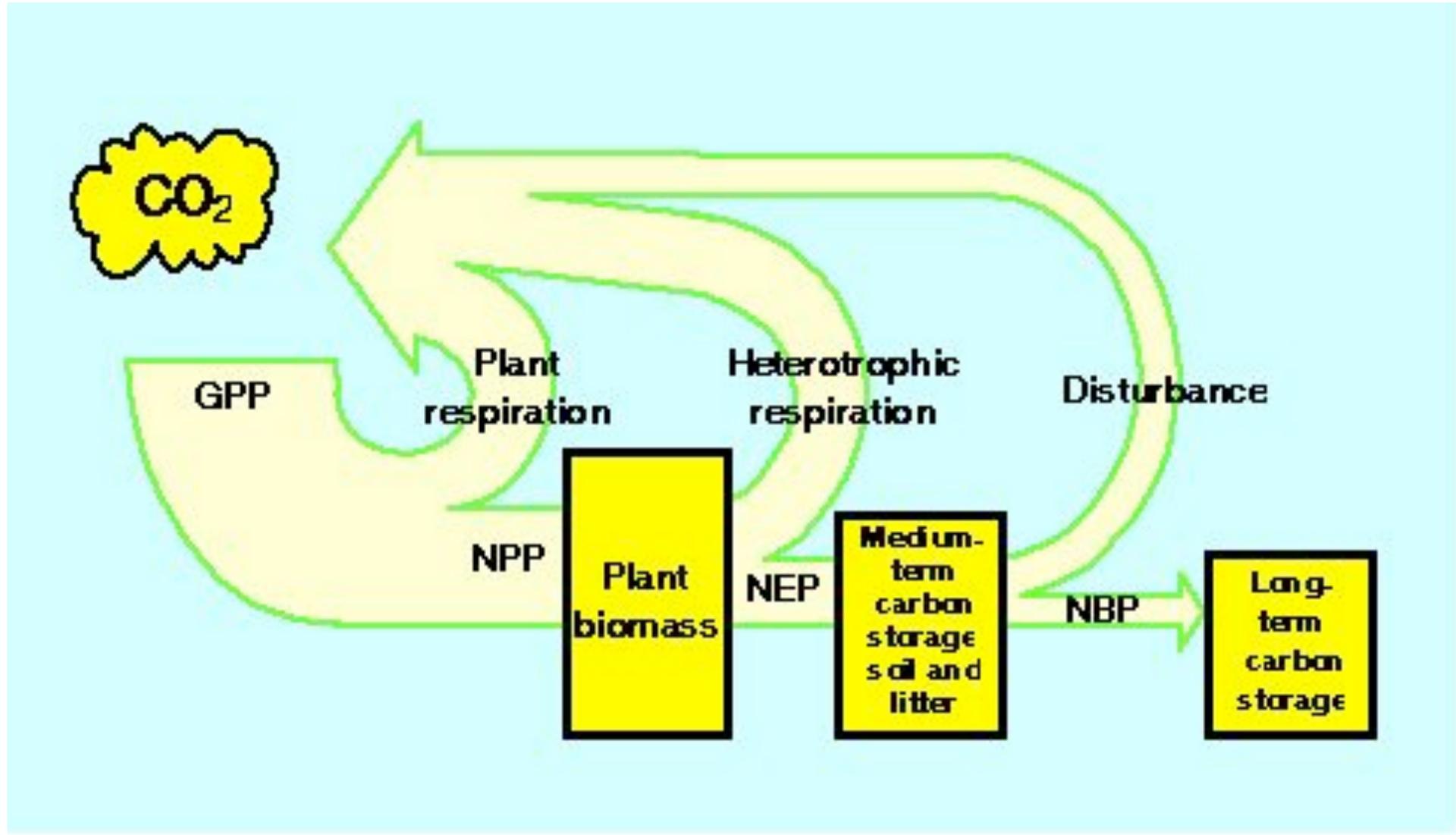


GPP

Plant
biomass

Medium-
term
carbon
storage
soil and
litter

Long-
term
carbon
storage



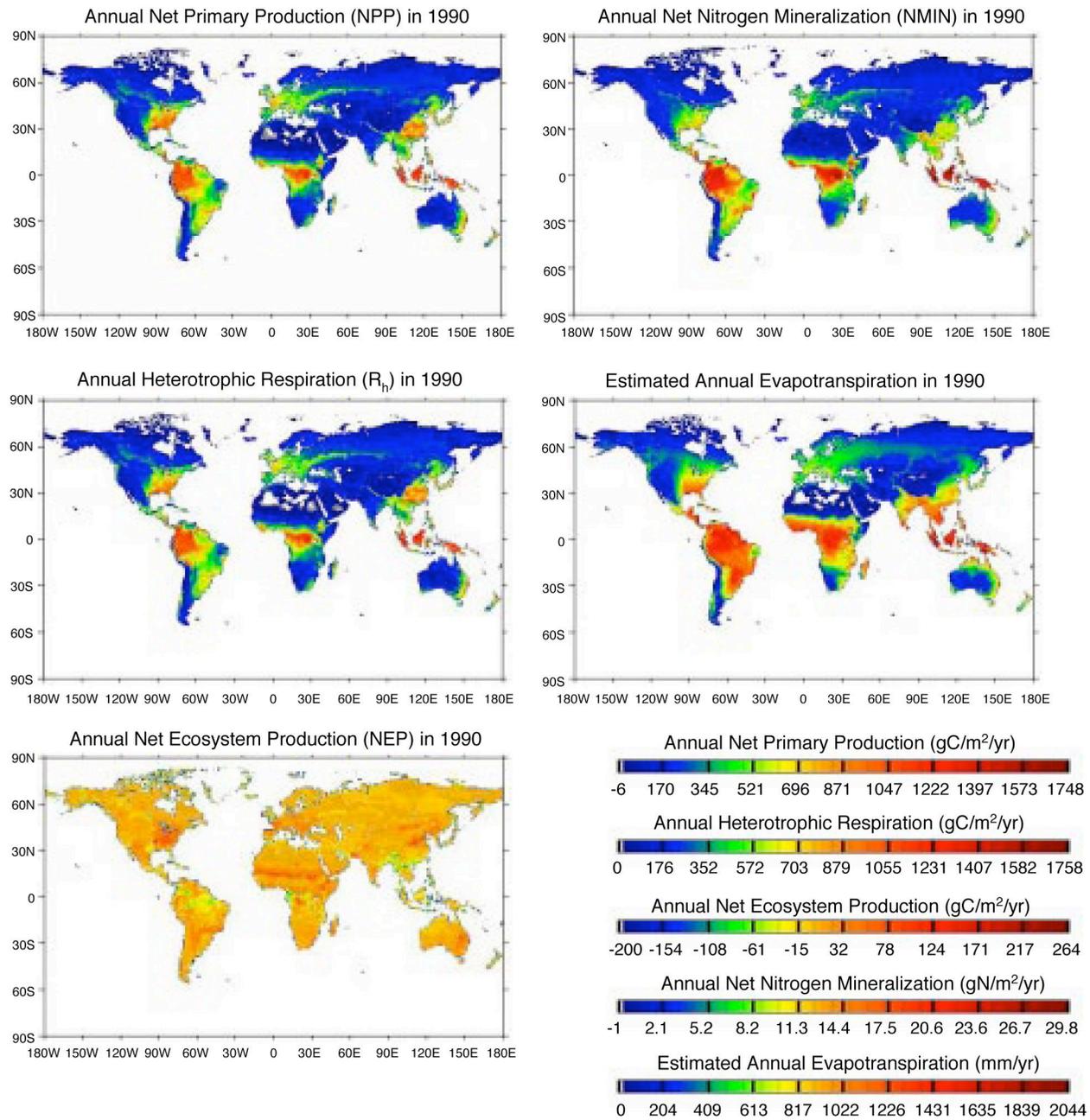
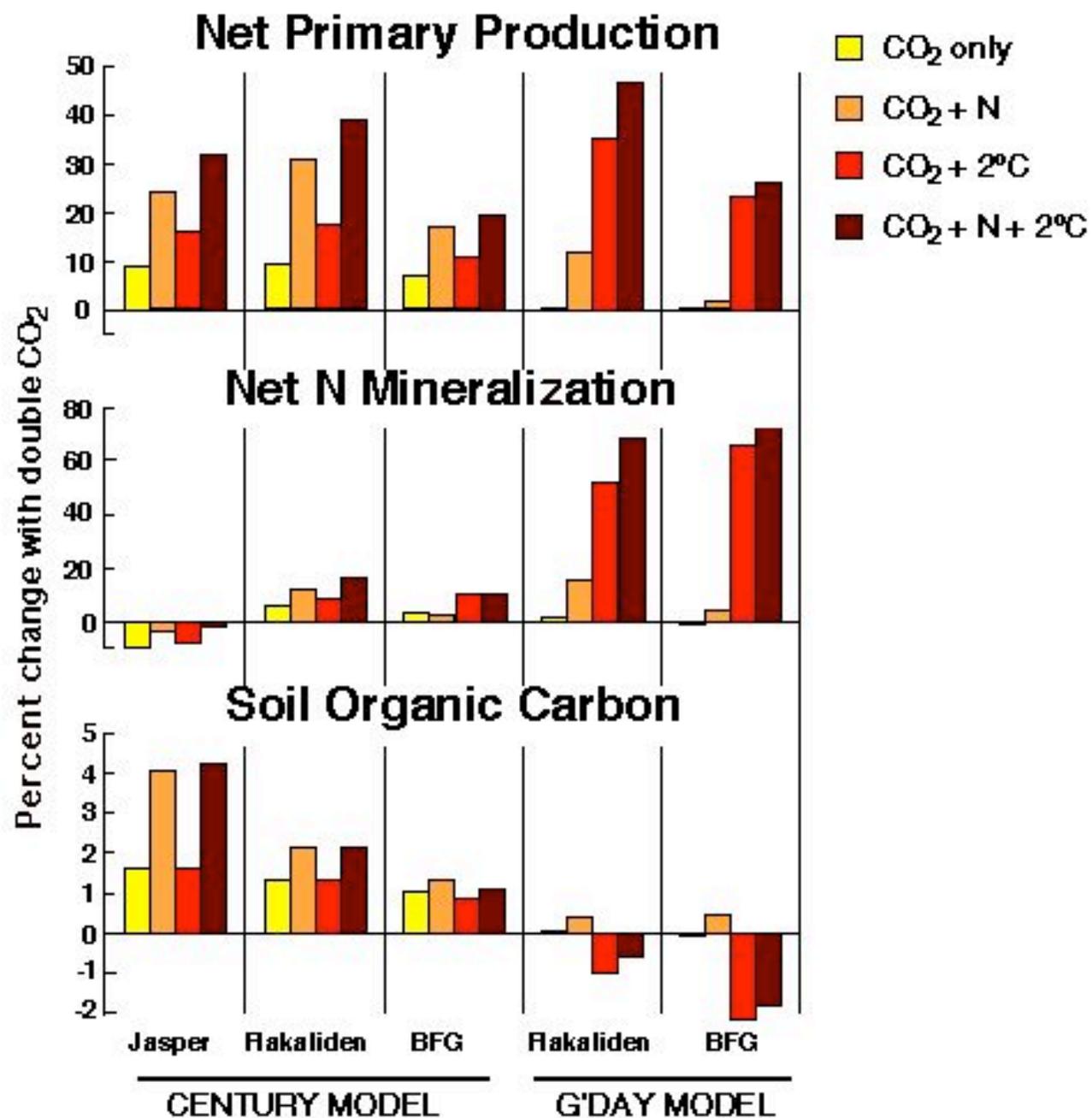


Figure 4. Spatial distributions of annual net primary production (NPP), heterotrophic respiration (R_h), net ecosystem production (NEP), net nitrogen mineralization (NMIN) and estimated

De grandes incertitudes encore

- On ne dispose pas de modèles d'écosystèmes terrestres précis. Les réponses aux écosystèmes terrestres à la T, humidité des sols, luminosité, âge de la forêt, apport en nutriments. Par exemple, T et humidité favorise la minéralisation dans les sols bien arérés. On ne sait pas bien prévoir la réponse des écosystèmes à des changements globaux.
- Effet des CO₂ atm. Élevés sont mal connus. Facteurs limitants, nutriments, altération. Effet de fertilisation du CO₂ mal connu.
- Dégazage de méthane
- Fertilisation par l'azote
- Evolution de la structure du paysage, nouvelles espèces, reconquête de la forêt. Reforestation en chine.; Biodiversité.
- Action de l'ozone sur la photosynthèse



Bilan, l'homme a modifié le cycle du carbone.

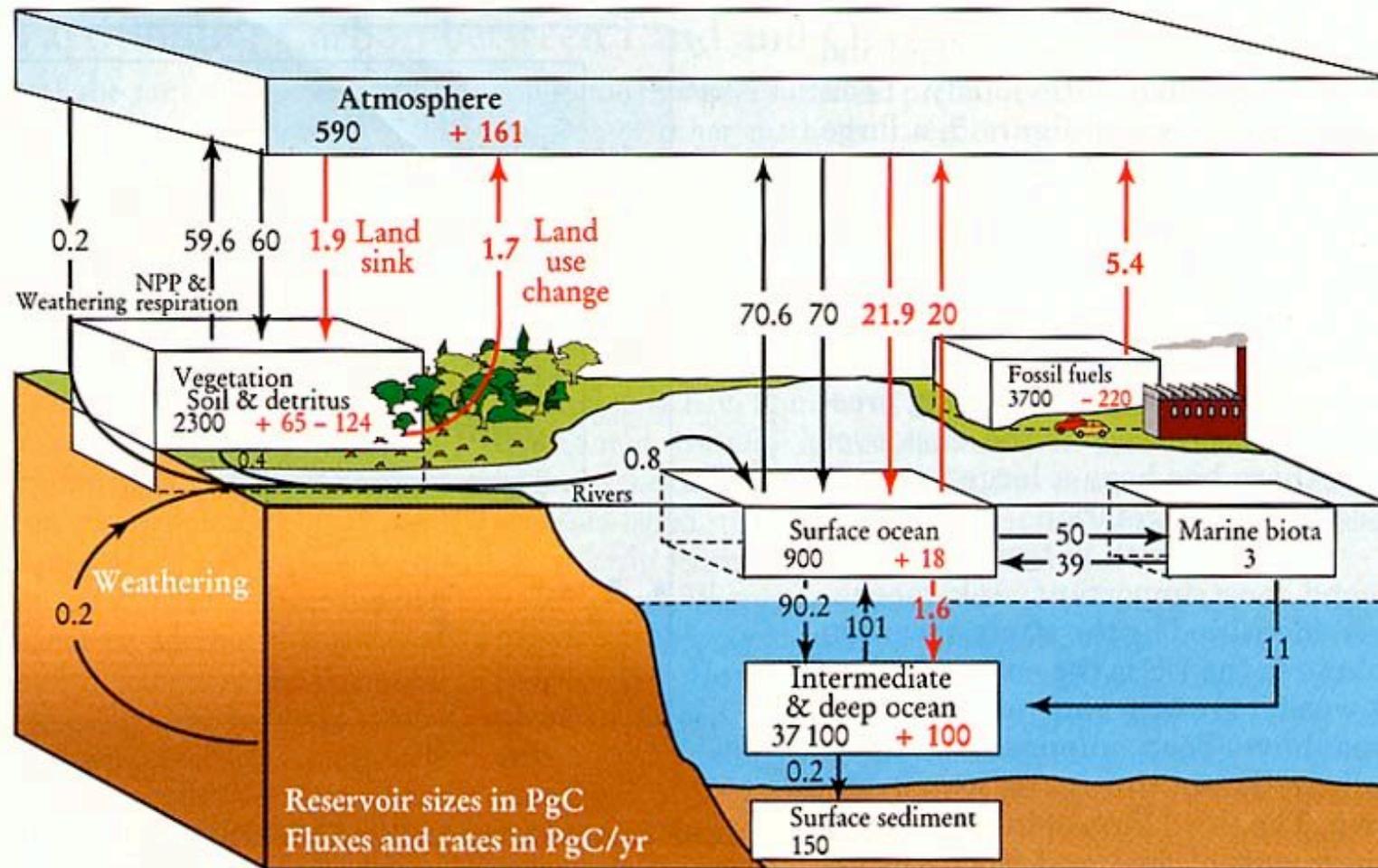
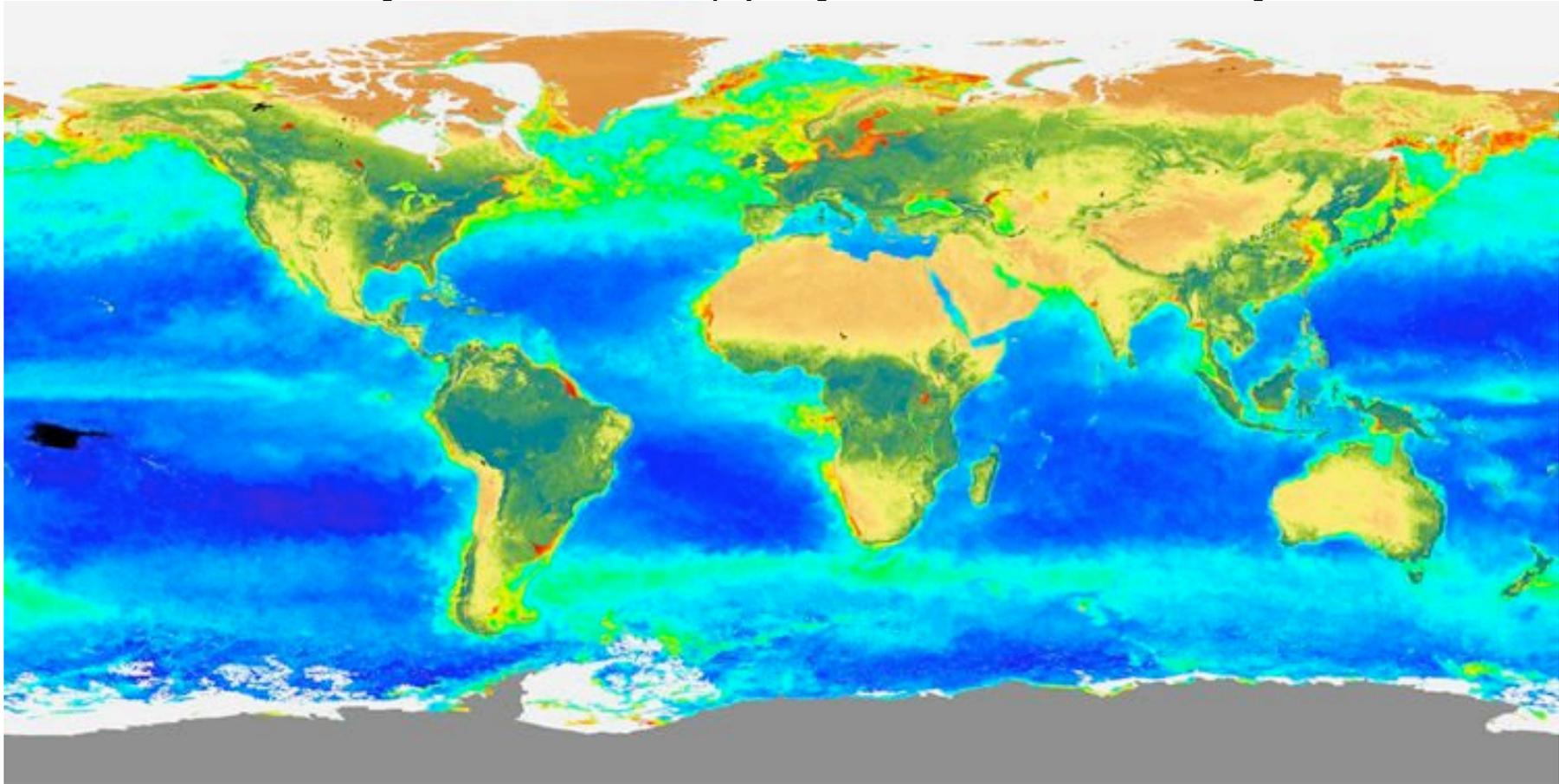


FIGURE 1.2

Pompe biologique océanique



Contenu en chlorophylle de l'océan de surface

Pompe biologique

- La séquestration de CO₂ par la biomasse marine représenterait 50 PgC/an. Avec une taille de 3 PgC, ce réservoir est extrêmement actif.
- L'essentiel de cette matière organique serait décomposée après sa mort et reminéralisée dans les eaux profondes (Bactéries).
- La plupart de la production biologique primaire marine n'est donc pas disponible pour la chaîne trophique.
- La quantité de C organique qui serait enfouie dans les sédiments marins serait finalement de 0.2 PgC/an, c'est à dire très peu.
- La production océanique primaire est limitée par la teneur en fer.

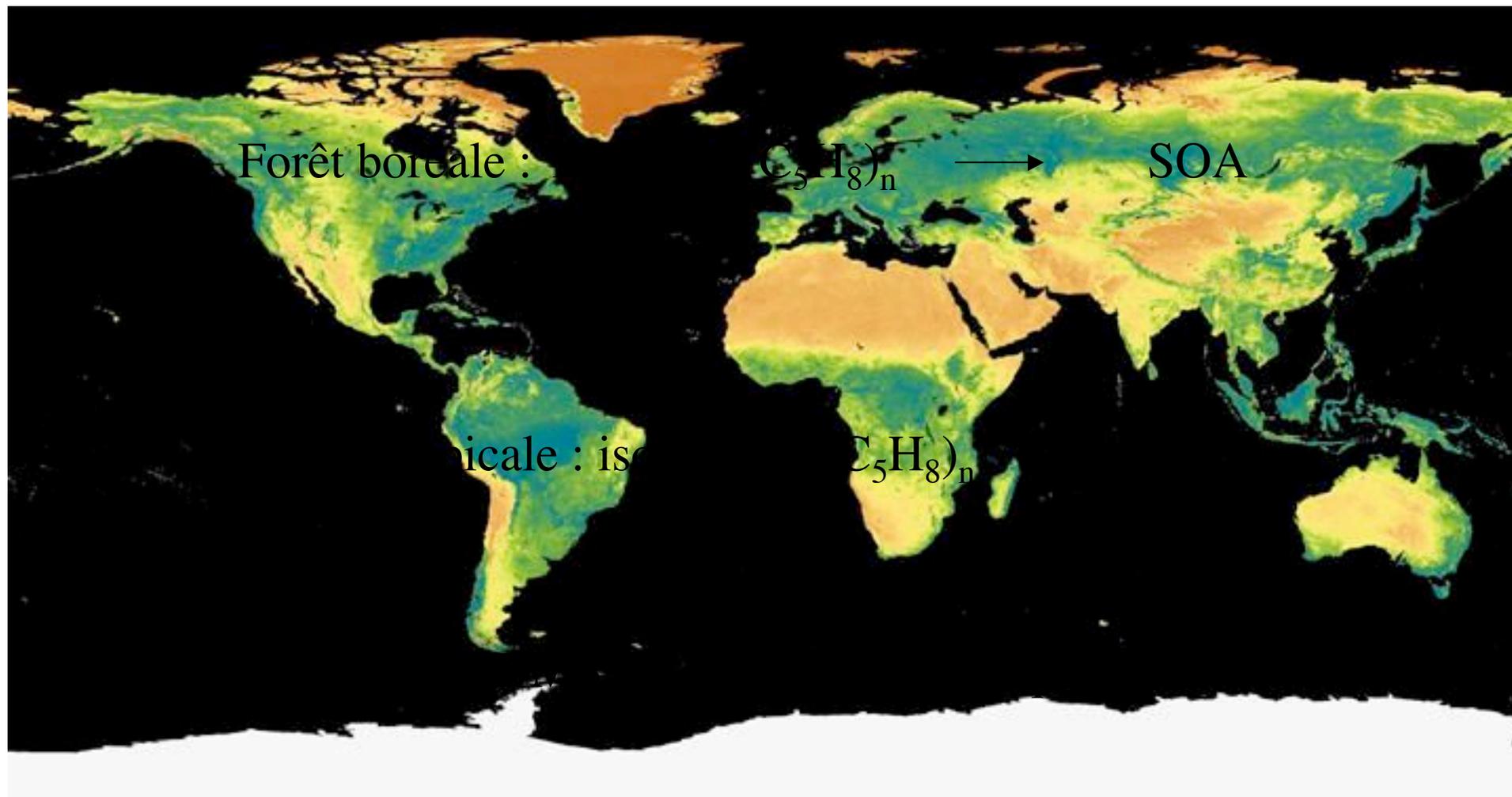
Rôle biogéochimique des écosystèmes

La végétation échange des gaz avec l'atmosphère

-H₂O, CO₂, les plus évidents, ce sont des gaz à effet de Serre

-CH₄: rizières, forêt amazonienne

-Oxydes d'azote et isoprènes, diméthylsulfures qui conduisent à la formation d'aérosols.

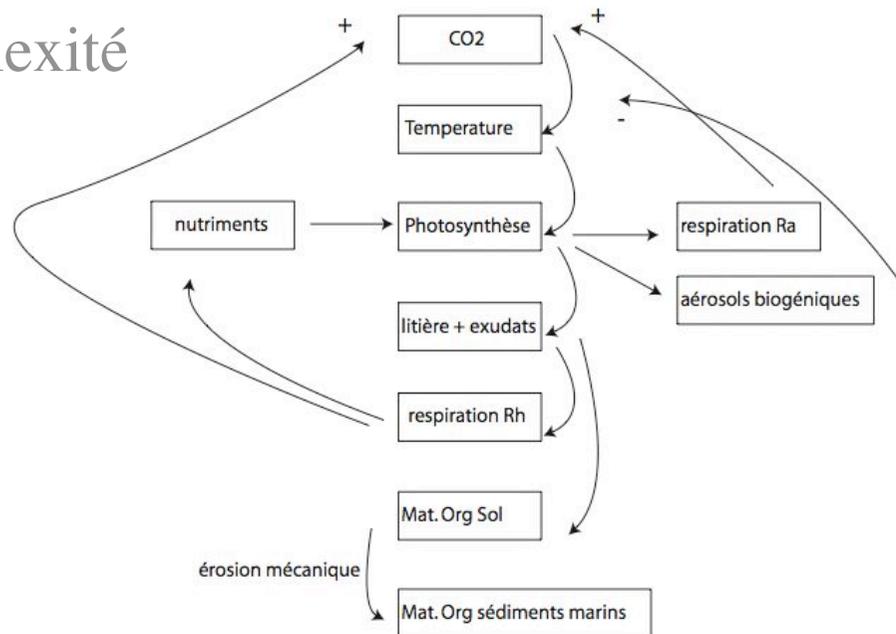


Formation de brouillard les secondary organic aerosols et nucléation des nuages : effets climatiques.

- 2000-2005:
- $7,2 \pm 0,3 = 4,1 \pm 0,1 + 2,2 \pm 0,5 + 0,9 \pm 0,6$
- Emissions = accu. + ocean + écosystèmes
- $100 = 58\% + 30\% + 12\%$

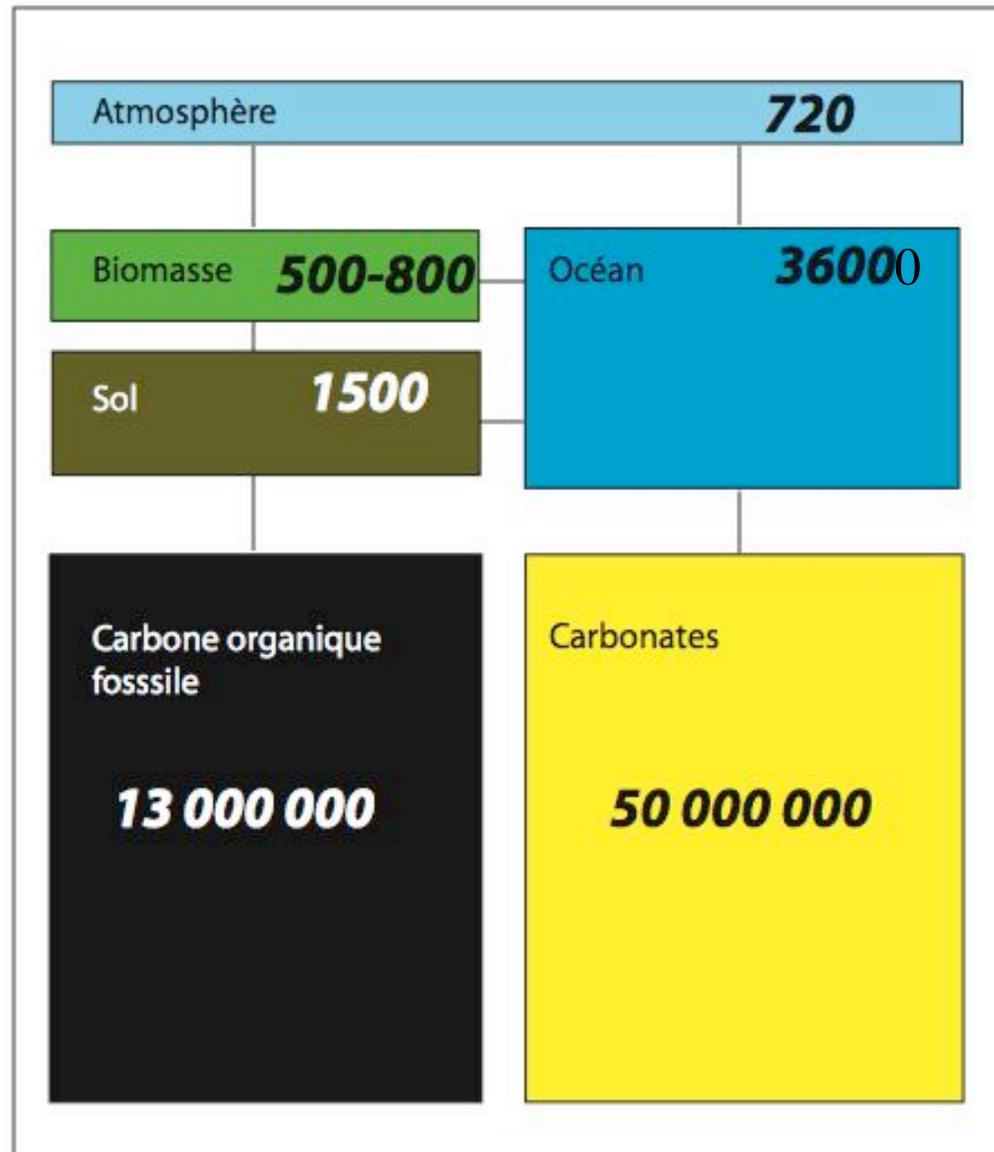
Un domaine très vierge et en demande de données de terrain

Un aperçu de la complexité



+ Fertilisation par les nitrates des pluies

Réservoirs du cycle du carbone en PgC



Bilan, l'homme a modifié le cycle du carbone.

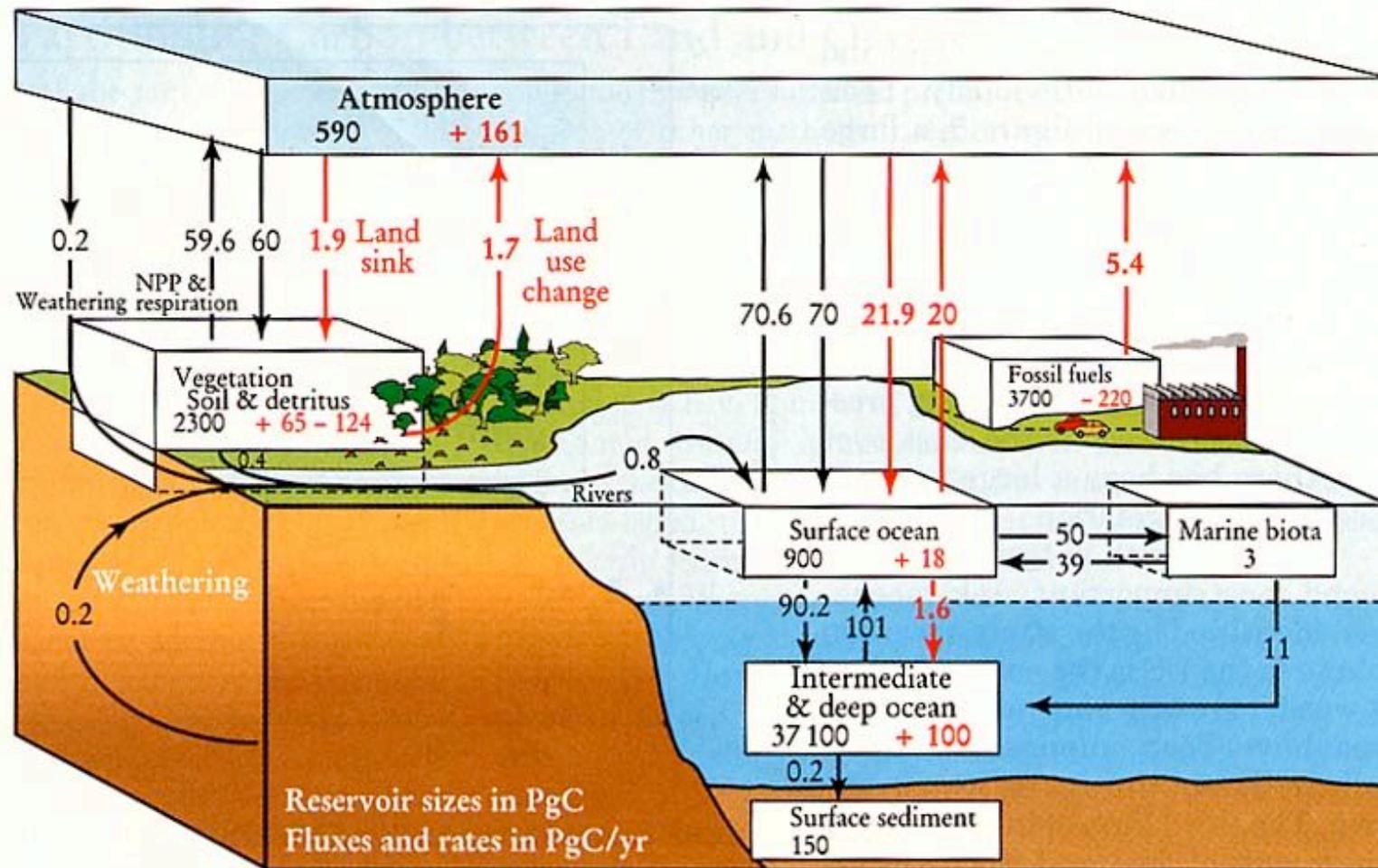


FIGURE 1.2

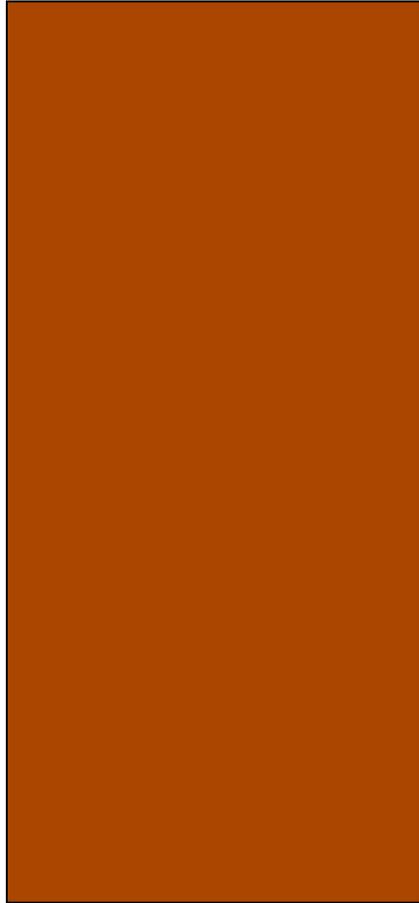
Temps de résidence

- Productivité biologique primaire globale :
100 PgC/an. D'où un temps de résidence du C biosphérique court (5,5 ans).
- Carbone des sols. 50 PgC sont respirés chaque année.
Donc un temps de résidence de 30 ans en moyenne.
- Ces chiffres cachent une très grande variabilité spatiale,
selon les écosystèmes.

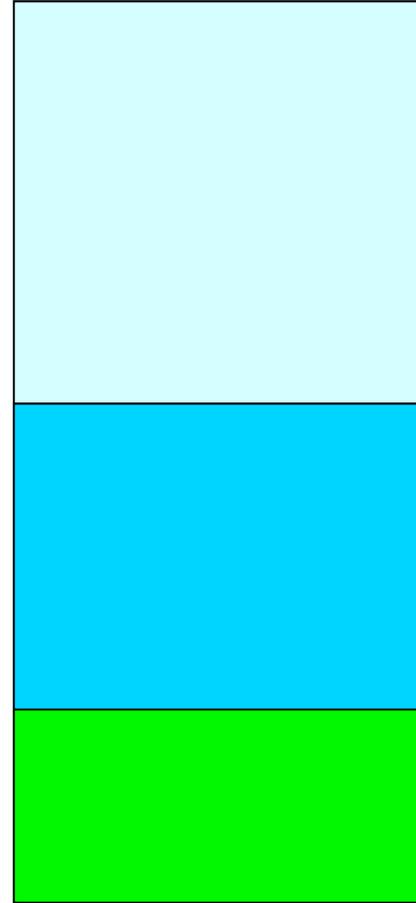
Conclusions

- Cycle biogéochimique : feedback entre les écosystèmes et les océans et les concentrations des gaz qui ont un pouvoir à effet de Serre.
- Bilan du cours 1 : 460 GtC = 220 ppmV injectés, 100 ppm mesurés: 45% du CO₂ injecté dans l'atmosphère y est resté.
- Puits : 45% sont restés dans l'atmosphère, les océans ont prélevés 30% (118±19 Gt, Sabine, 2004 + 25 environ depuis, soit 143 PgC), la végétation a sûrement prélevé le reste (25%).
- Comment cela va évoluer est une question autrement plus complexe.

injetés



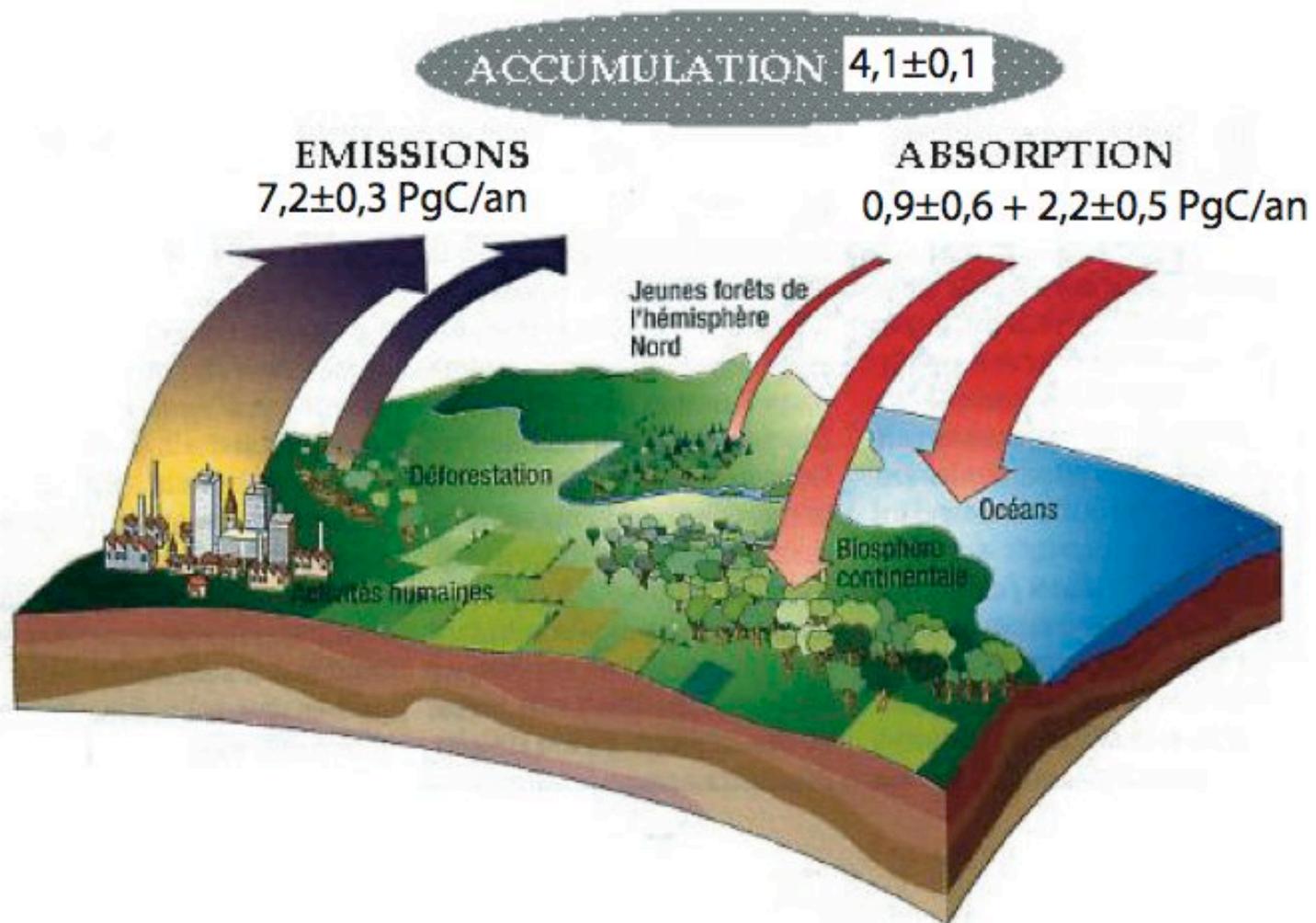
répartis

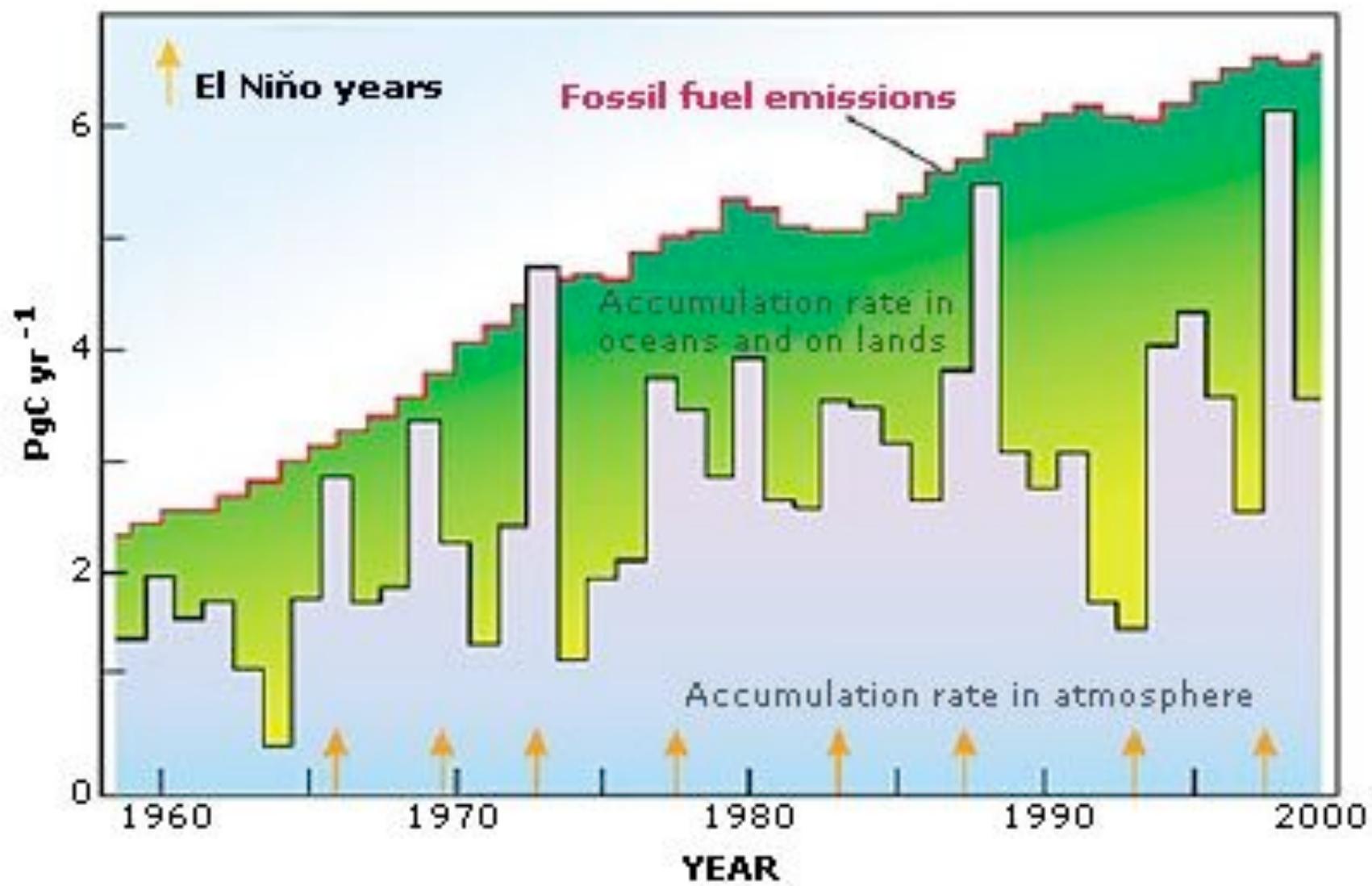


Atm.

océan

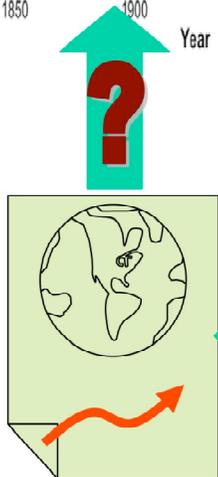
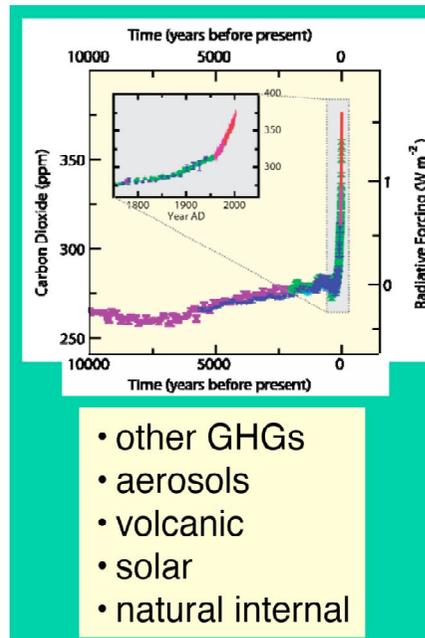
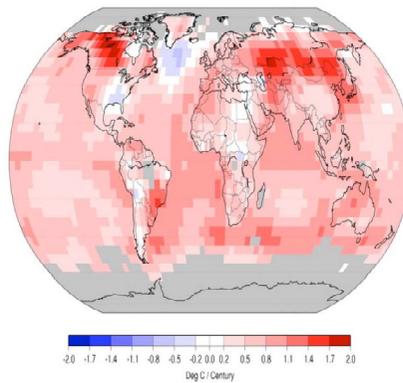
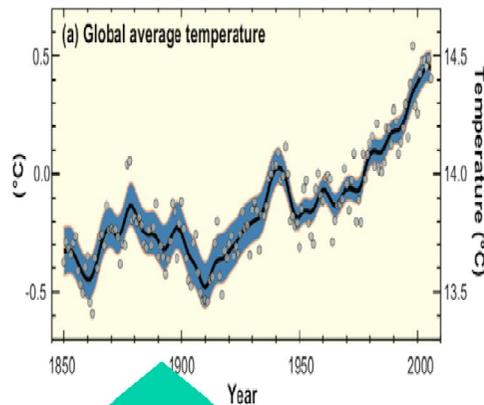
M.O.





Attribution Process

SPM-1



Model

$$\frac{du}{dt} = \frac{\tan \phi}{R} uv - \frac{uw}{R} + fv - fw - \frac{1}{\rho R \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_x$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\tan \phi}{R} u^2 - \frac{vw}{R} - fu - \frac{1}{\rho R} \frac{\partial p}{\partial \phi} + F_y$$

$$\frac{dw}{dt} = \frac{u^2}{R} + \frac{v^2}{R} + fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + F_z$$

$$\frac{dp}{dt} = -\rho \text{div} \vec{v}; \quad \vec{\zeta} = \vec{\Omega} \times \vec{r}$$

$$\frac{dT}{dt} = Q + \alpha \frac{dp}{dt}$$

$$\frac{dq}{dt} = \epsilon(q) - D$$

$$p = p^s \exp(-1.061q)$$