

Système Climatique IENM 5/10 (2A)

## Forçages externes

Julien Cattiaux

Centre National de Recherches Météorologiques  
CNRS / Météo-France

Retrouver ce cours sur ma page web : <https://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article629>

Contact : [julien.cattiaux@meteo.fr](mailto:julien.cattiaux@meteo.fr)

2021-22

# Notion de forçage

## Définition

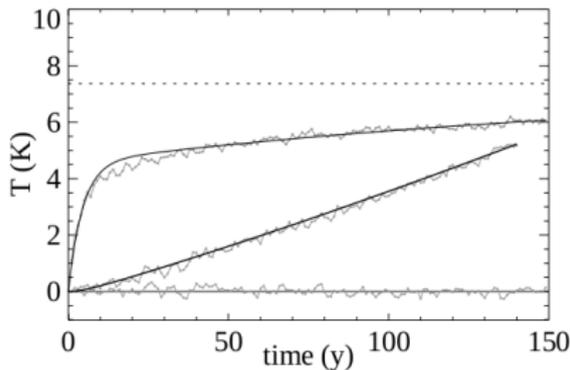
On appelle **forçage externe** toute perturbation de l'équilibre énergétique du système climatique dont l'origine est *extérieure* au système.

- ▶ Deux **sources** de perturbations possibles : solaire ou terrestre (e.g. GES).
- ▶ Quelque soit sa source, un forçage est généralement exprimé en  $\text{W.m}^{-2}$ . Correspond au déséquilibre radiatif **au sommet de l'atmosphère**.
- ▶ On considère généralement sa moyenne **globale** et **annuelle**. Pour certains forçages, la répartition **spatio-temporelle** peut néanmoins être importante.

**Attention** : ne pas confondre **perturbation** et **réponse** du système.

**Rappel** : EBM (circuit RC) :  
notion d'**inertie** du système.

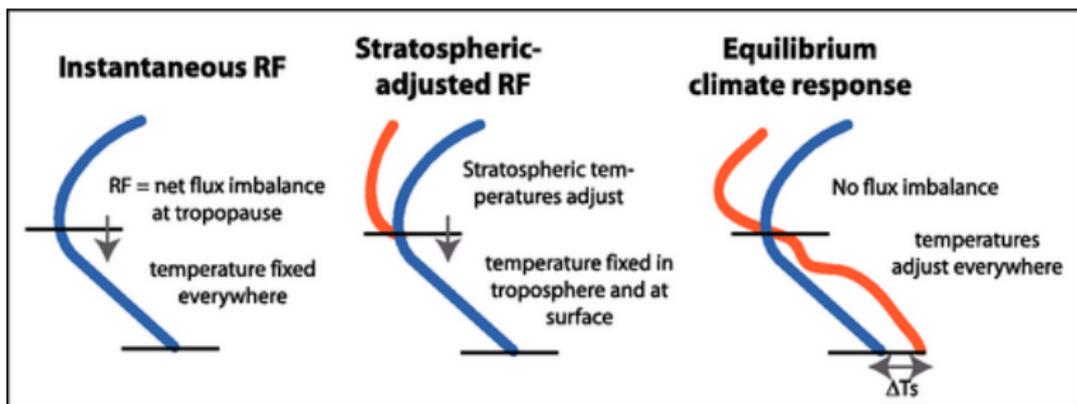
Figure : réponse de  $T$  à un forçage en escalier et un forçage linéaire. Source : Geoffroy et al. (2013).



# Forçage instantané et ajustement stratosphérique

► En réponse à un forçage **instantané** :

1. la **stratosphère** ajuste sa température en qq mois, (profil vertical température piloté par échanges **radiatifs**, peu d'inertie).
2. la **troposphère** (incl. la surface) ajuste sa température en qq années, (profil vertical température piloté par processus **convectifs**, inertie composantes de surface).



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 2.2.

► En général on calcule le forçage **ajusté** après réponse de la stratosphère, car c'est à lui que répond la **température de surface**.

Le déséquilibre énergétique est alors **constant (mais  $\neq 0$ )** sur la verticale dans toute la strato. Le forçage au **sommet de l'atmosphère** peut donc être mesuré à la **tropopause**.

# Forçage et réponse : formalisme

**Rappel** : à l'équilibre, la température de surface est donnée par :

$$\Delta R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_{eq}^4 = 0$$

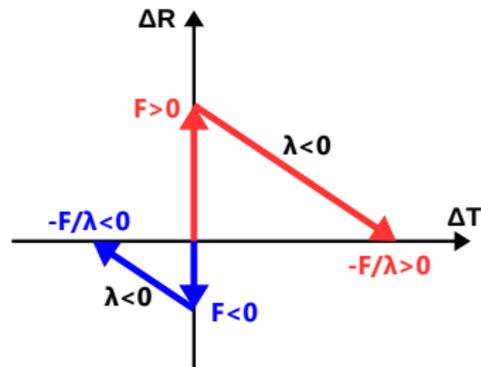
avec  $\alpha$  albédo planétaire,  $S_0$  irradiance solaire,  $\varepsilon$  émissivité,  $\tau_a$  transmissivité de l'atmosphère, et  $\sigma$  constante de Stefan-Boltzmann.

**Rappel** : la réponse  $\Delta T$  à une perturbation  $\mathbf{F}$  peut être linéarisée selon :

$$\Delta R = \mathbf{F} + (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma (T_{eq} + \Delta T)^4 = \mathbf{F} - |\lambda| \Delta T$$

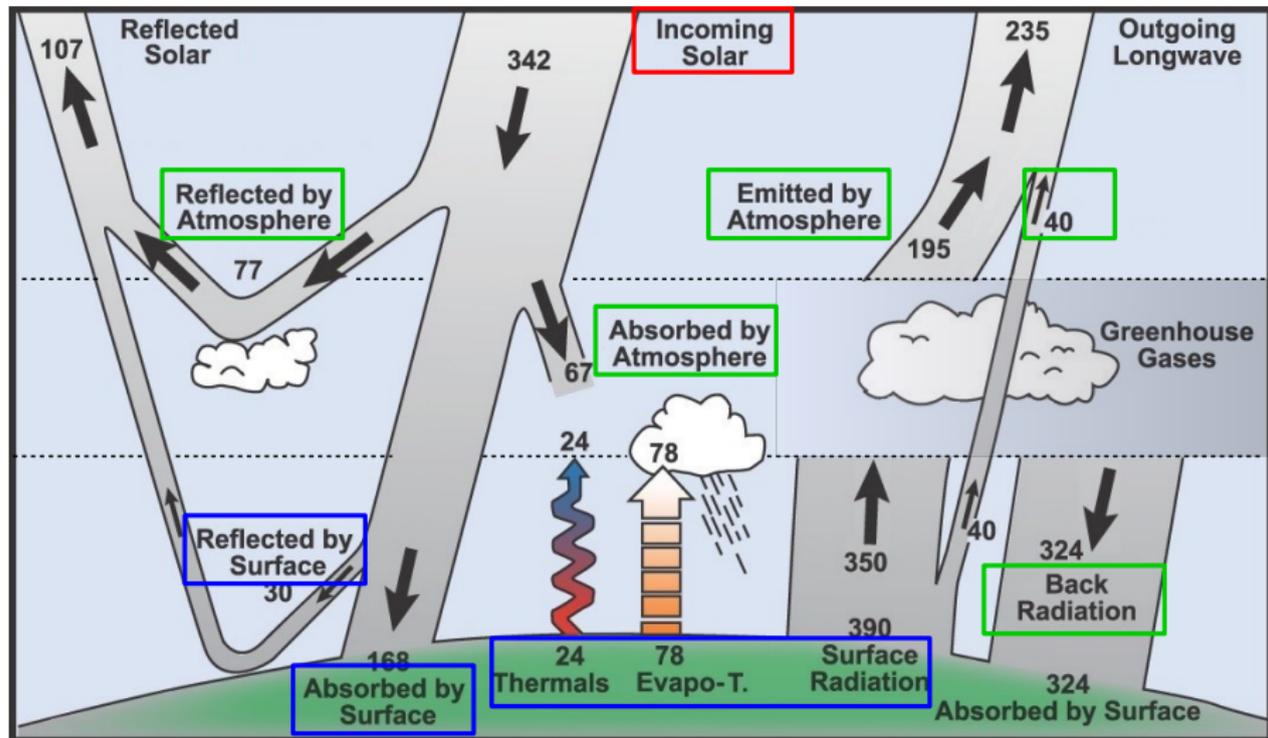
pour  $\Delta T \ll T_{eq}$  et avec  $\lambda < 0$  paramètre de sensibilité (cf. EBM au cours n°4).

- ▶ Le nouvel **équilibre** est donc atteint pour  $(\Delta T)_{eq} = F/|\lambda|$ ,
- ▶ La **réponse transitoire** est linéaire dans le diagramme  $\{\Delta T, \Delta R\}$ .
- ▶ Le **paramètre de sensibilité**  $\lambda$  s'exprime en  $W.m^{-2}.K^{-1}$ , sa valeur est cruciale (cf. suite).



# Comment perturber l'équilibre énergétique ? - 1/2

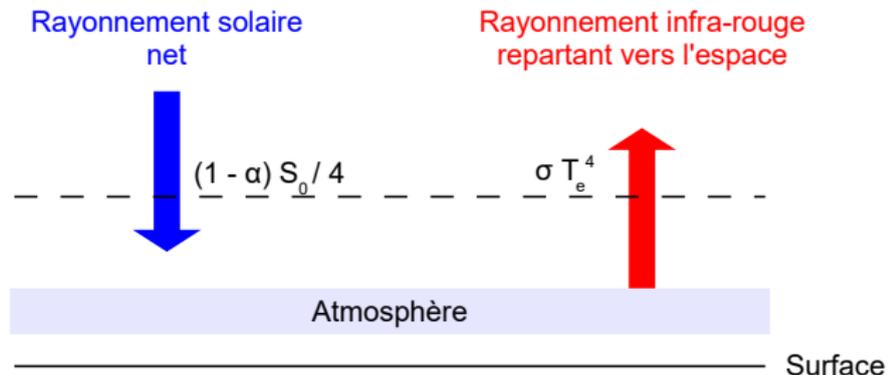
3 moyens : **Rayonnement incident** – **Composition atmosphère** – **Propriétés surface**.



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) FAQ 1.1 Fig. 1. Flux en  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

# Comment perturber l'équilibre énergétique ? - 2/2

Rappel :  $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4 = 0$  à l'équilibre.



Pour perturber l'équilibre, on peut jouer sur 3 paramètres :  $S_0$ ,  $\alpha$ , et  $T_e$ .

Dans la suite on distingue :

- forçage solaire (rayonnement incident, via  $S_0$ ) ;
- forçage des GES (composition atmosphère, principalement via  $T_e$ ) ;
- forçage des aérosols (composition atmosphère, principalement via  $\alpha$ ) ;
- forçage de la surface (propriétés surface, principalement via  $\alpha$ ).

## Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

## Forçages externes

solaire

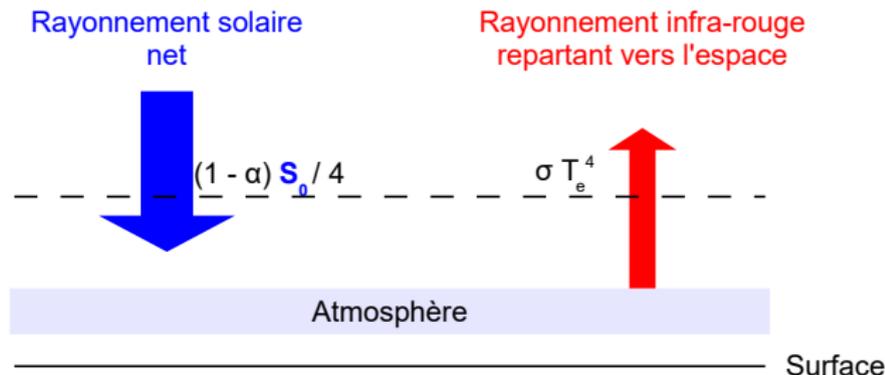
GES

aérosols

surface

## Forçage solaire – Comment ça marche ?

- Si  $S_0$  augmente :  $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$  augmente ( $F > 0$ ).  
→ Le système climatique reçoit + d'énergie.



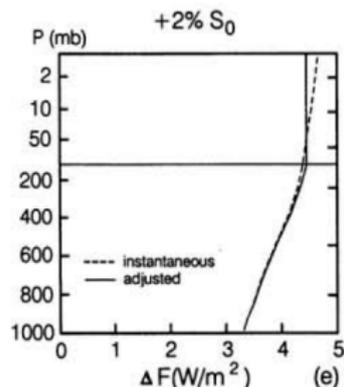
1. Le forçage instantané est plus fort au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car la stratosphère (e.g. couche O<sub>3</sub>) absorbe une partie du rayonnement UV.
  2. Pour s'ajuster, **la stratosphère se réchauffe**.
  3. Le forçage ajusté reste positif, **la troposphère se réchauffe**.
- (et inversement pour le cas  $F < 0$ )

# Forçage solaire – Profils verticaux de $F$ et $\Delta T$

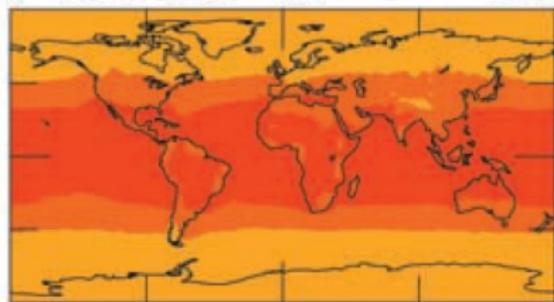
**Exemples** obtenus par **code de transfert radiatif**.

**Droite** :  $F_i$  et  $F_a$  correspondant à +2% de  $S_0$ .

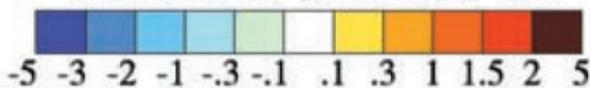
**Bas** :  $F_a$  de  $1.31 \text{ W.m}^{-2}$  avec répartition spatiale réaliste et  $\Delta T$  associé **avant** et **après** réponse de la  $T_s$ .



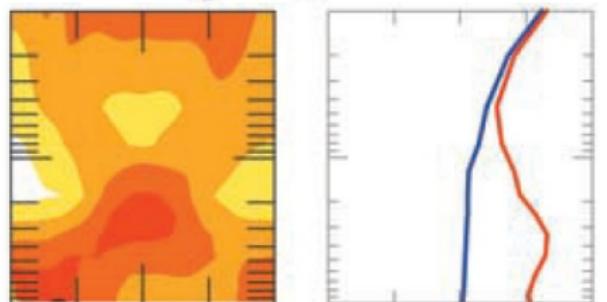
(A) Adjusted Forcing ( $\text{W.m}^{-2}$ )



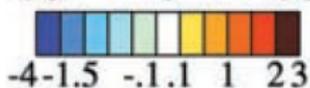
Solar Irrad.  $10^* [1951 \text{ to } 81]$  1.31



(C) Equilibrium  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ )



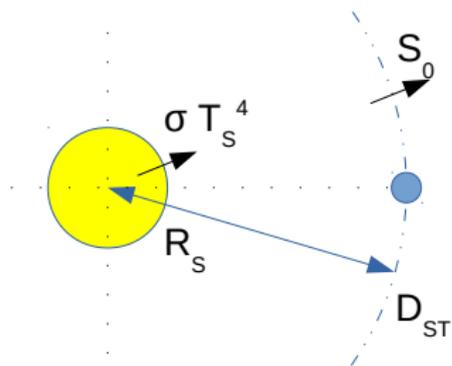
-90 0 90 -2 -1 0 1 2



$\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ )

Source : Hansen et al. (1997 et 2002).

## Forçage solaire – $S_0$ une constante pas si constante



$$S_0 = \sigma T_S^4 R_S^2 / D_{ST}^2$$

avec  $T_S = 5780$  K,  $R_S = 700 \cdot 10^3$  km et  $D_{ST} = 150 \cdot 10^6$  km.

$S_0$  peut donc varier selon :

- $\sigma T_S^4$ , i.e. les variations d'**activité solaire** ;
- $D_{ST}$ , i.e. les variations d'**orbite terrestre**.

**N.B.** Les variations d'orbite terrestre impactent également la répartition spatiale (équateur vs. pôles) et temporelle (saisons) du flux solaire incident.

# Variations de l'activité solaire

L'énergie émise par le Soleil varie à toutes les échelles de temps (s à Ga).

## ~ 1 Ga

Croissance depuis 4.6 Ga.

$F_S = 6.3 \cdot 10^7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  aujourd'hui, ~30 % de moins pour le *Soleil jeune* (cf. cours n°7).

## ~ 1 Ma

Transport d'énergie interne (*héliosismologie*).

## < 1 ka

Variations du champ magnétique, dont la signature est observée via les *taches solaires* (forte activité  $\Leftrightarrow$  beaucoup de taches, observable à la lunette astronomique).

Variations **centennales** (e.g. minimum de Maunder de ~ 1645 à 1715, cf. cours n°7)

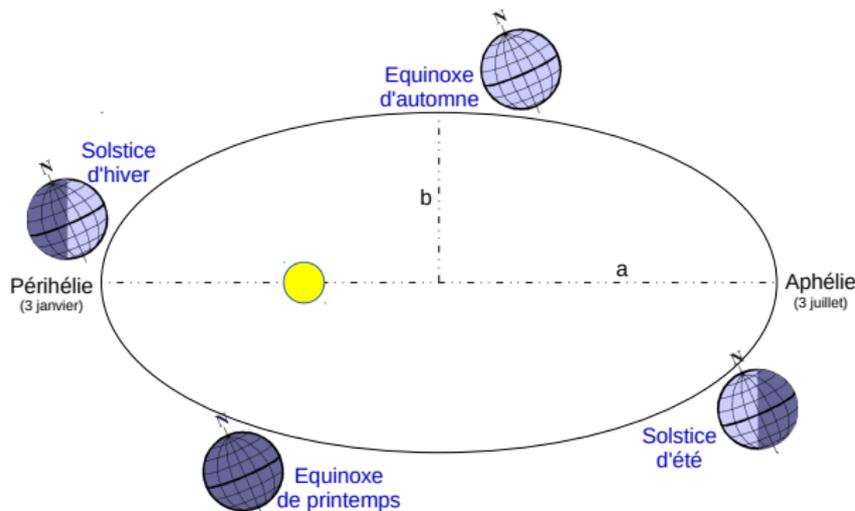
à **décennales** (e.g. cycle à 11 ans de Schwabe,  $\Delta S_0 \sim \pm 0.1 \%$ , cf. cours n°8).

## < 1 a

Autres mécanismes, e.g. rotation solaire (25–35 j), éruptions (aurores boréales).

# Variations de l'orbite terrestre - 1/2

L'orbite terrestre n'est pas constante. Présence de cycles périodiques dans les paramètres d'excentricité, d'obliquité, et de précession (ka à Ma).



Canon of Insolation and the Ice Age Problem, 1941.

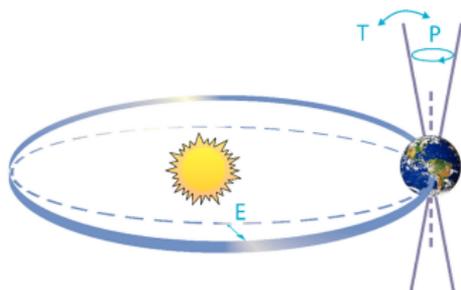


M. Milanković  
(1879–1958)

# Variations de l'orbite terrestre – 2/2

## **Excentricité (E)** – cycles à 95, 125 et 400 ka

- Forme de l'orbite, varie de 0 (*cercle*) à 0.06 (*ellipse*, actuellement 0.017).
- Module l'énergie interceptée sur une année.



## **Obliquité (T)** – cycle à 41 ka

- Inclinaison de l'axe de rotation, varie de  $\pm 1.2^\circ$  autour de  $23.3^\circ$  (actuellement  $23.5^\circ$ ).
- Module la répartition d'énergie entre équateur et pôles. Présence de saisons.

## **Précession (P)** – cycles à 19, 22 et 24 ka

- Position des équinoxes par rapport au périhélie.
- Module le cycle annuel du rayonnement incident (actuellement + marqué dans l'HS).

En jouant sur la répartition saisonnière et latitudinale d'énergie, les **cycles de Milanković** contrôlent la présence de calottes glaciaires (cf. cours n°7).

E.g. importance de l'insolation estivale à  $65^\circ\text{N}$  pour la formation de calottes par accumulation de la neige tombée l'hiver (dans la configuration actuelle de continents).

## Forçages externes

solaire

**GES**

aérosols

surface

# Forçage GES – Résumé des épisodes précédents



J.-B.-J. Fourier  
(1768–1830)

La température [de surface] peut être augmentée par l'interposition de l'atmosphère [...]

La transparence de l'air paraît concourir à augmenter le degré de chaleur acquise.

Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires (1824).

Every variation of [aqueous vapour] must produce a change of climate. Similar remarks would apply to the carbonic acid diffused through the air [...]

On radiation through the Earth's atmosphere (1863).



J. Tyndall  
(1820–1893)



# Effet du CO<sub>2</sub> sur le climat – L'argument de saturation

## Expérience :

- 2 tubes de même longueur,
- 2 [CO<sub>2</sub>] différentes ( $p_{atm}$  vs  $0.66 \times p_{atm}$ ),
- la même quantité de flux IR en entrée,  
→ la même quantité de flux IR en sortie !

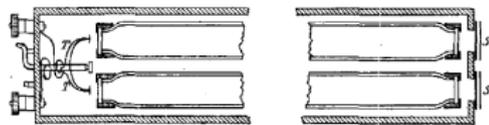


Fig. 1.

## Interprétation :

1. Atm. déjà opaque dans la bande d'absorption du CO<sub>2</sub>.
2. Saturation de la bande par CO<sub>2</sub> + vapeur d'eau.

Man kann daher nicht erwarten, dass die Resultate, die Hr Arrhenius erhalten hat, mit den zuverlässigen directen Bestimmungen übereinstimmen werden.

Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre (Annalen der Physik, 1900)



K. Ångström  
(1857–1910)

—  
Voir aussi : [A Saturated Gassy Argument](#) et [What Ångström didn't know](#), par Ray Pierrehumbert sur le blog *RealClimate*.

## Effet du CO<sub>2</sub> sur le climat – L'argument de saturation réfuté

the spectral lines for carbon dioxide and water vapor do not often overlap [ . . . ]

the fractional concentration of water vapor falls off very rapidly with height whereas carbon dioxide is nearly uniformly distributed.

hundreds of spectral lines from carbon dioxide are outside the interval of complete absorption [ . . . ] the temperature variation at the surface of the Earth is determined by the change in absorption of such [partially opaque] intervals.

The influence of the 15 $\mu$  carbon-dioxide band on the atmospheric infra-red cooling rate (QJRMS 1956).



G. Plass  
(1920–2004)

---

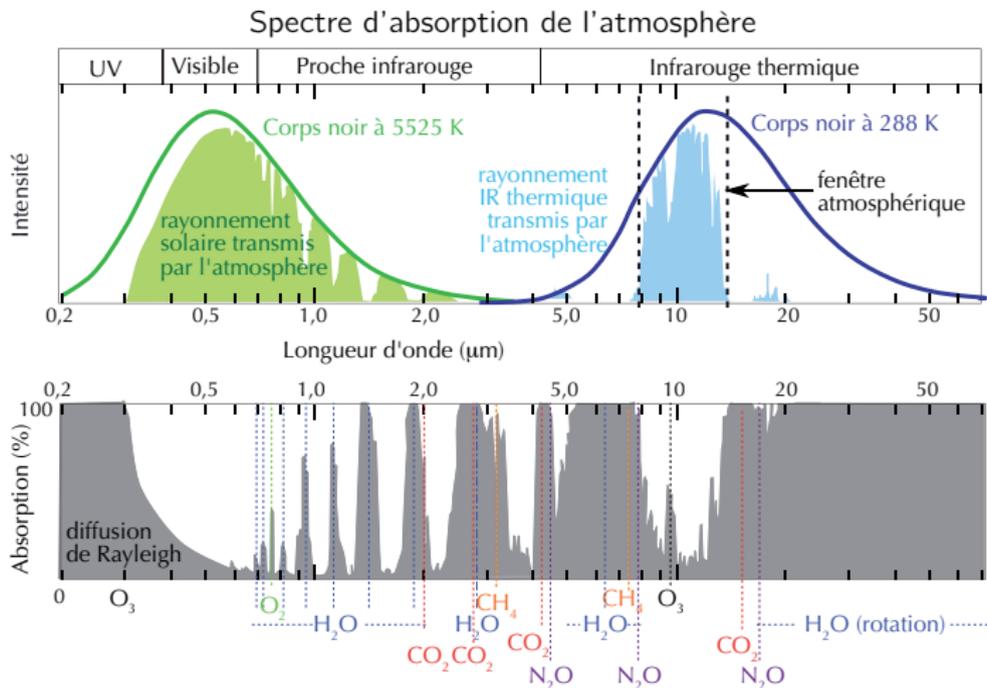
A lire :

[When carbon dioxide didn't affect climate](#), par Ari Jokimäki sur son blog *AGWobserver*.

[The History of Climate Science](#) par John Mason sur le blog *skepticalscience*.

# Absorptivité des GES – Rappel

- ▶ 99.9 % de l'atm. sec ( $N_2$ ,  $O_2$ , etc.) est transparent au rayonnement IR.
- ▶ L' $H_2O$  + le 0.1 % restant ( $CO_2$ ,  $N_2O$ ,  $CH_4$ ,  $O_3$  etc.) constituent les GES.



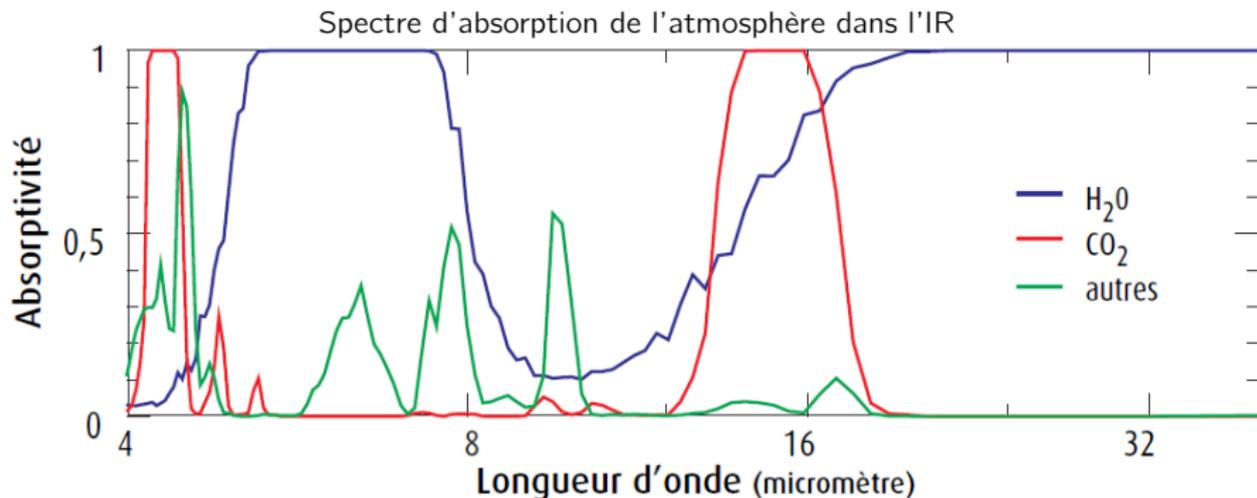
Source : J. Poitou, *Reflets de la Physique* (2013).

## Absorptivité du CO<sub>2</sub> vs. H<sub>2</sub>O - 1/3

- ▶ L'essentiel du rayonnement IR de **surface** est entre 4 et 40  $\mu\text{m}$ .
- ▶ H<sub>2</sub>O principal GES : absorption totale bandes 6–8  $\mu\text{m}$  et 18–40  $\mu\text{m}$ .
- ▶ CO<sub>2</sub> second GES : absorption totale bandes  $\sim 5$  et  $\sim 15$   $\mu\text{m}$ .

Pas vraiment d'overlap avec H<sub>2</sub>O (cf. Plass 1956).

- ▶ Fenêtre atmosphérique entre 8 et 15  $\mu\text{m}$ .



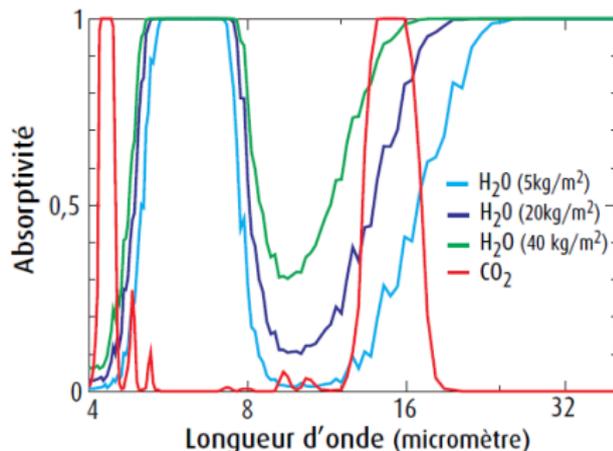
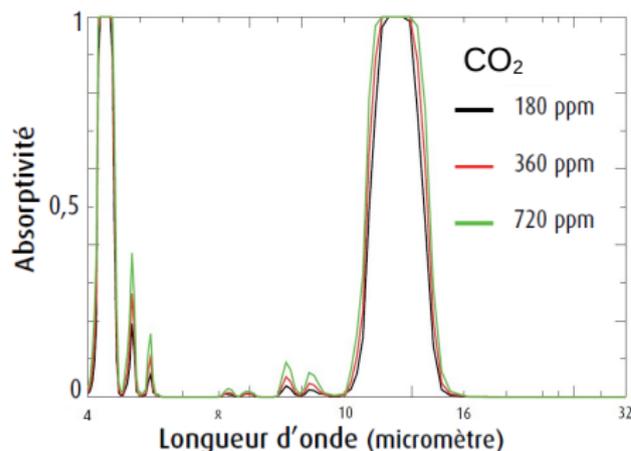
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

# Absorptivité du CO<sub>2</sub> vs. H<sub>2</sub>O - 2/3

Expériences avec codes de transfert radiatif :

- la [CO<sub>2</sub>] a un effet marginal (mais  $\neq 0$ ) sur l'absorptivité de l'atmosphère ; Au premier ordre, résultat d'Ångström (1900). Au second ordre, résultat de Plass (1956).
- la [H<sub>2</sub>O] modifie l'absorption, notamment dans la fenêtre atmosphérique.

Sensibilité du spectre d'absorption aux concentrations de CO<sub>2</sub> (gauche) et H<sub>2</sub>O (droite)

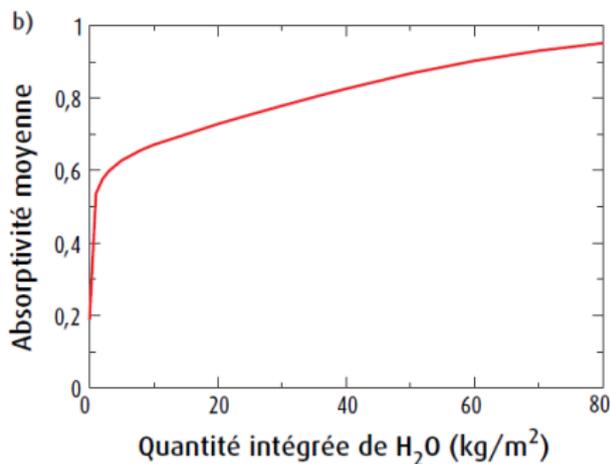
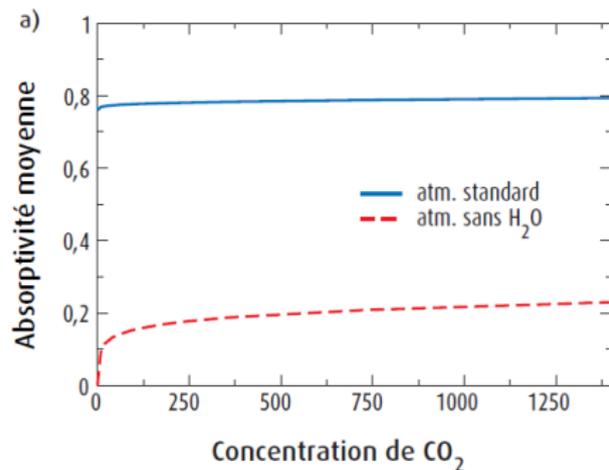


Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

## Absorptivité du CO<sub>2</sub> vs. H<sub>2</sub>O – 3/3

Si on intègre sur toutes les longueurs d'onde :

- saturation de l'absorption du rayonnement de **surface** par [CO<sub>2</sub>] ;
- comblement progressif de la **fenêtre atmosphérique** par [H<sub>2</sub>O].



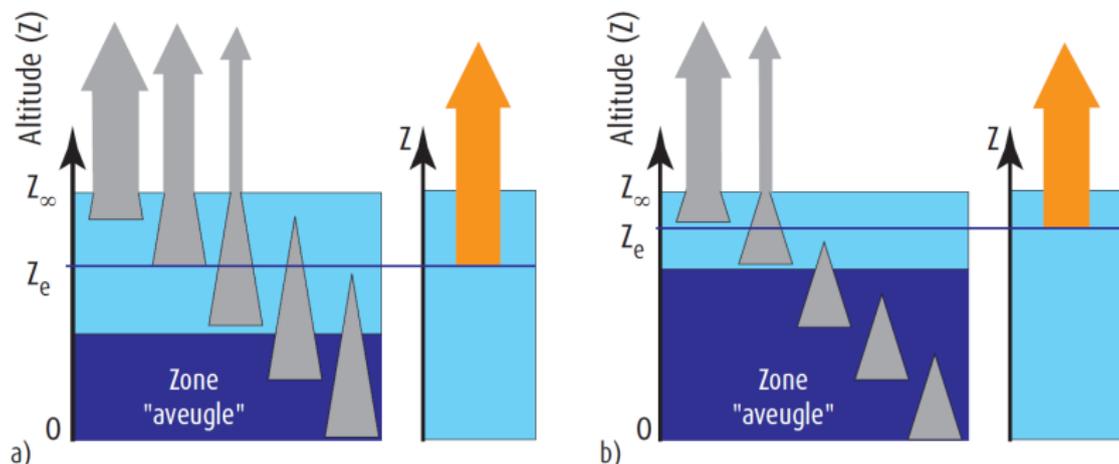
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

**Attention :** [H<sub>2</sub>O] n'est pas considérée comme un forçage externe.

Si l'absorption par les autres GES est (quasi-)saturée,  
comment marche le forçage GES ?

## Forçage GES – Comment ça marche ? – 1/3

- a) Dans les basses couches, tout le rayonnement  $\uparrow$  émis est absorbé. À partir d'une certaine altitude, une partie "passe" vers l'espace.
- b) En augmentant la [C] d'absorbant, on épaissit la **zone aveugle**. L'**altitude équivalente d'émission** ( $Z_e$ , vers 6 km) s'élève.



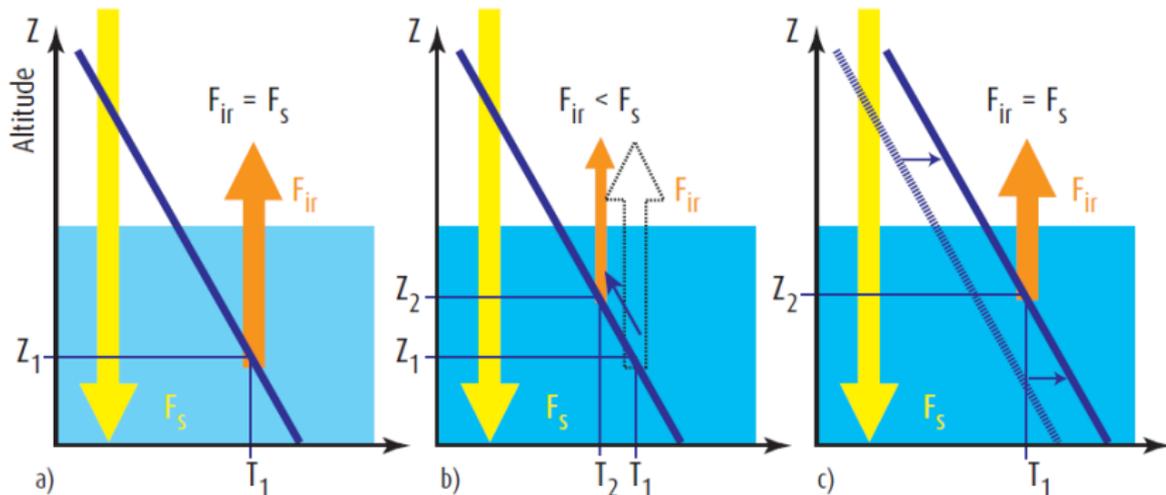
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

## Forçage GES – Comment ça marche ? – 2/3

**c)** Le rayonnement initialement émis à  $(Z_1, T_1)$  l'est à  $(Z_2 > Z_1, T_2)$ .

Comme  $\partial_z T < 0$  (tropo),  $T_2 < T_1 \Rightarrow$  le flux émis est plus faible ( $\sigma T^4$ ).

**d)** Pour ré-équilibrer le bilan radiatif, c'est tout le profil vertical\* de  $T$  qui se décale vers des valeurs plus élevées.

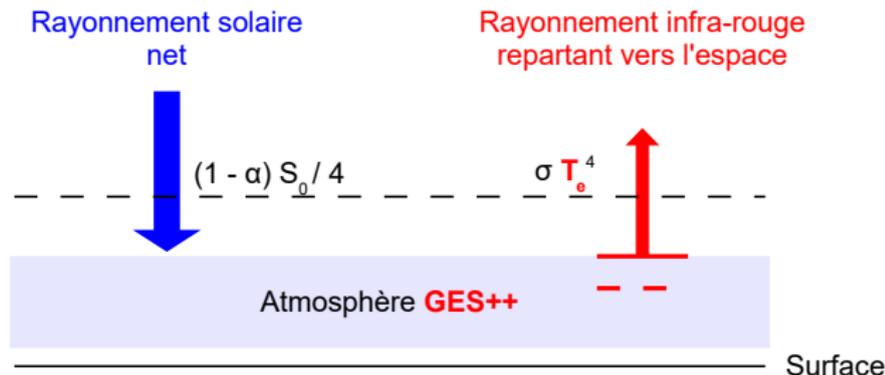


Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

\* Le fait que  $\partial_z T$  soit contrôlé par la convection est crucial.

## Forçage GES – Comment ça marche ? – 3/3

- Si [GES]  $\nearrow$ ,  $T_e \searrow$  :  $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$  augmente ( $F > 0$ ).  
→ Le système climatique reçoit + d'énergie.



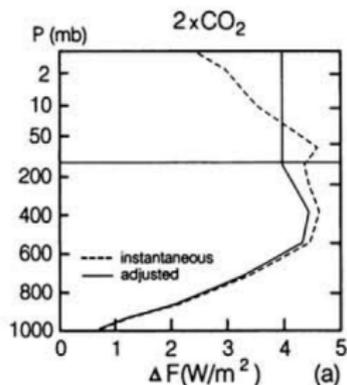
1. Le forçage instantané est plus faible au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car l'ajout de GES dans la stratosphère augmente son rayonnement vers l'espace.
  2. Pour s'ajuster, la **stratosphère se refroidit**.
  3. Le forçage ajusté reste positif, la **troposphère se réchauffe**.
- (et inversement pour le cas  $F < 0$ )

# Forçage GES – Profils verticaux de $F$ et $\Delta T$

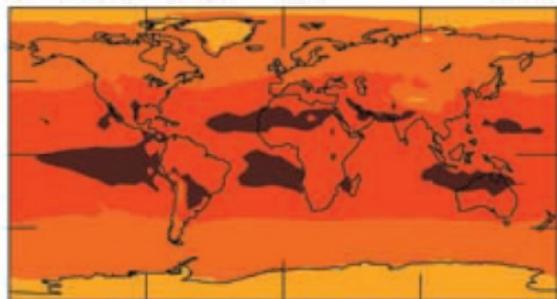
**Exemples** obtenus par **code de transfert radiatif**.

**Droite** :  $F_i$  et  $F_a$  correspondant à  $2 \times [\text{CO}_2]$ .

**Bas** :  $F_a$  de  $1.62 \text{ W.m}^{-2}$  avec répartition spatiale réaliste et  $\Delta T$  associé **avant** et **après** réponse de la  $T_s$ .

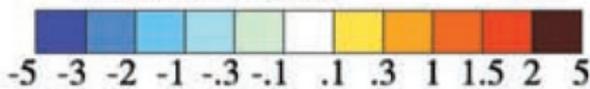


(A) Adjusted Forcing ( $\text{W/m}^2$ )



GHGs 1951 to 98

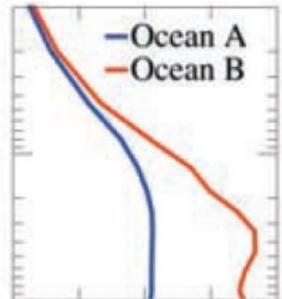
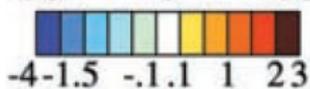
1.62



(C) Equilibrium  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ )



-90 0 90



-2 -1 0 1 2

$\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ )

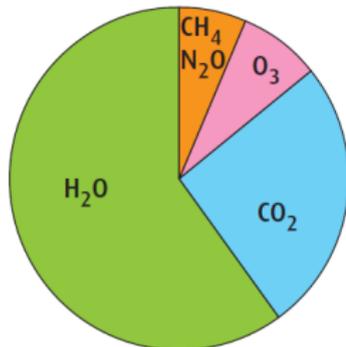
Source : Hansen et al. (1997 et 2002).

# Forçage GES – Quels GES ?

Rappel : Contribution des différents GES à l'effet de serre :

Effet de serre ciel clair

	(W.m <sup>-2</sup> )	(%)
Vapeur d'eau	75	60 %
CO <sub>2</sub>	32	26 %
Ozone	10	8 %
N <sub>2</sub> O + CH <sub>4</sub>	8	6 %
Total ciel clair	125	100 %

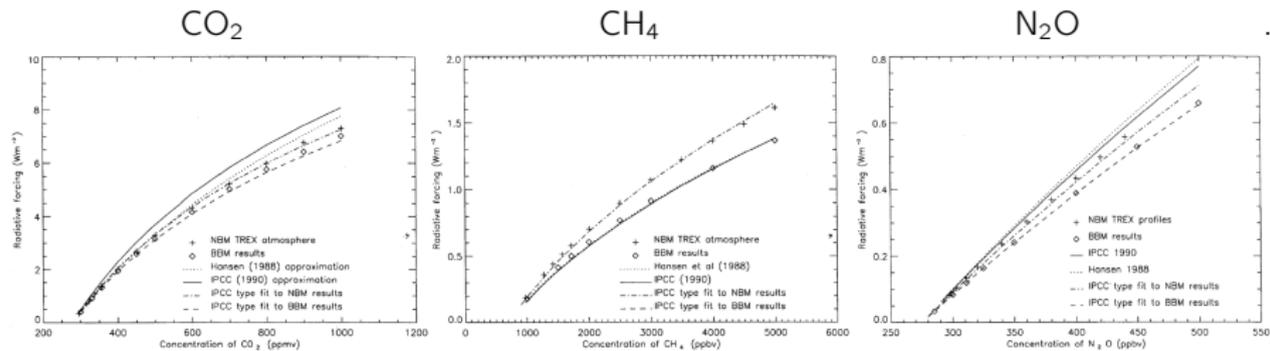


Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

- La **vapeur d'eau** n'est pas considérée comme un **forçage externe**, mais comme une **rétroaction interne** au système (cf. cours n°6).
- Le **CO<sub>2</sub>**, **CH<sub>4</sub>** et **N<sub>2</sub>O** sont des GES à longue durée de vie (10–100 a). Leur répartition est spatialement homogène, on parle de **Well-Mixed GHG**.
- L'**O<sub>3</sub>** a une durée de vie courte. Dans la **tropo**, il est localisé près des sources. Dans la **strato**, variations récentes dues à sa destruction par les CFC.

# Forçage GES – Forçage vs. concentration 1/2

- Relations entre forçage radiatif ( $\text{W.m}^{-2}$ ) et concentration (ppm, ppb) obtenues par expériences avec codes de transfert radiatif, pour :



Source : Myhre et al. (1998).

Remember Arrhenius (1896)...

*If the quantity of carbonic acid increases in geometric progression, the augmentation of the temperature will increase nearly in arithmetic progression.*

## Forçage GES – Forçage vs. concentration 2/2

► On peut en déduire des **relations empiriques\*** :

$$\text{Forçage CO}_2 : F = 5.4 \ln ([\text{CO}_2] / [\text{CO}_2]_0)$$

$$\text{Forçage CH}_4 : F = 0.036 \left( \sqrt{[\text{CH}_4]} - \sqrt{[\text{CH}_4]_0} \right)$$

$$\text{Forçage N}_2\text{O} : F = 0.011 \left( \sqrt{[\text{N}_2\text{O}]} - \sqrt{[\text{N}_2\text{O}]_0} \right)$$

où les indices 0 désignent une **concentration de référence**, souvent le niveau **pré-industriel** (1750) :  $[\text{CO}_2] = 278$  ppm,  $[\text{CH}_4] = 715$  ppb et  $[\text{N}_2\text{O}] = 270$  ppb.

### Exemples :

- un doublement de  $[\text{CO}_2]$  induit un forçage de  $5.4 \times \ln(2) = 3.7 \text{ W.m}^{-2}$ .
- +1000 ppv de  $\text{CH}_4$  équivaut à +30 ppm de  $\text{CO}_2$  ( $F \sim 0.6 \text{ W.m}^{-2}$ ).

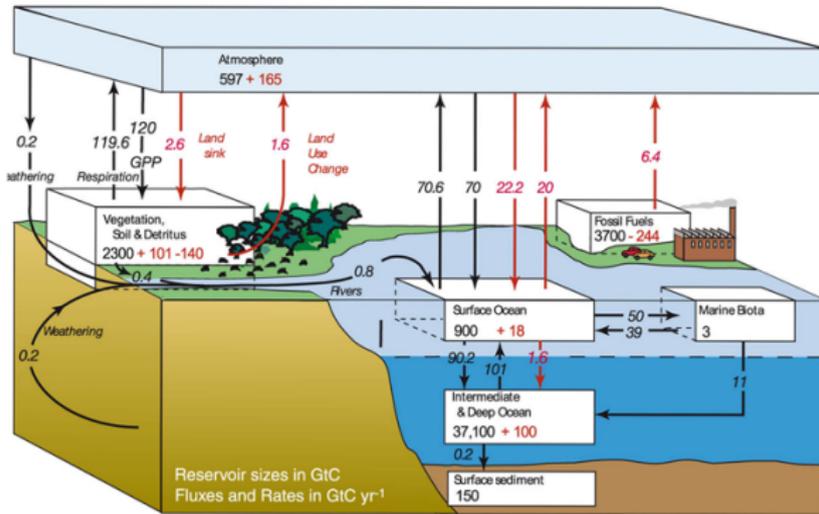
---

\* **Attention** : relations simplifiées, avec incertitude sur les paramètres. Formules dérivées de Myhre et al. (1998) ; pour une version plus récente, voir Etminan et al. (2016).

# Mécanismes d'évolution des GES

- Les GES évoluent naturellement à toutes les échelles de temps via les cycles du carbone et de l'azote.

Exemple : Variations de  $[CO_2]$  et  $[CH_4]$  atmosphériques via le cycle du carbone



+50 10<sup>6</sup> GtC dans la croûte terrestre. Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

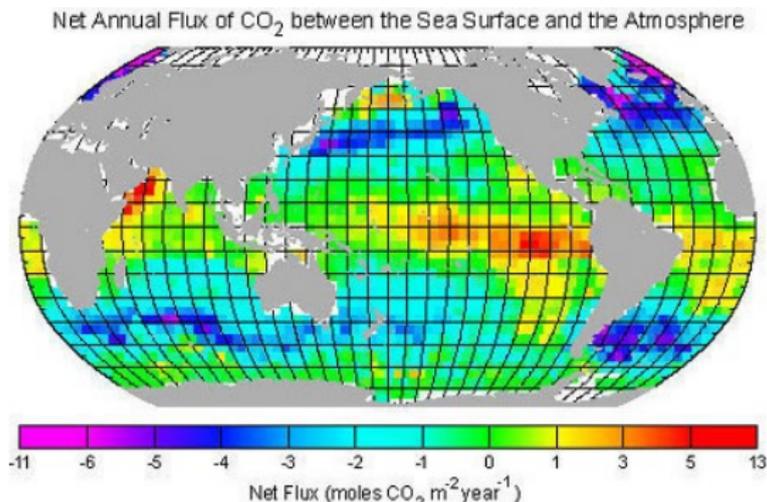
**s à ka** : échanges avec océan et biosphère terrestre.

**Ma à Ga** : volcanisme & métamorphisme vs altération & enfouissement.

+ **Perturbation** récente par les activités humaines (cf. cours n°8).

## Cycle du carbone – Échanges avec l'océan – 1/2

- ▶ **Dissolution** du  $\text{CO}_2$  à l'interface air-mer :  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}_2\text{CO}_3$ 
  - Flux proportionnel à  $p_{\text{CO}_2} - [\text{H}_2\text{CO}_3]/s$ , avec  $s$  la **solubilité**, et  $\partial_T s < 0$ .
  - Absorption aux hautes latitudes ( $T \searrow$ ), dégazage aux tropiques ( $T \nearrow$ ).



Source : [Lamont-Doherty Earth Observatory](#).

- ▶ **Dissociation** :  $\text{H}_2\text{CO}_3 \rightleftharpoons \text{HCO}_3^- + \text{H}^+ \rightleftharpoons \text{CO}_3^{2-} + 2\text{H}^+$ .

On définit le **Carbone Inorganique Dissous** (DIC) comme l'ensemble  $\text{HCO}_3^-$  (90%),  $\text{CO}_3^{2-}$  (10%) et  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (<1%), et l'**alcalinité** comme l'équilibre bases vs. acides.

# Cycle du carbone – Échanges avec l'océan – 2/2

## ► Pompe dynamique via la circulation thermohaline.

Transfert du carbone dans l'océan profond via plongée des eaux froides aux hautes latitudes.

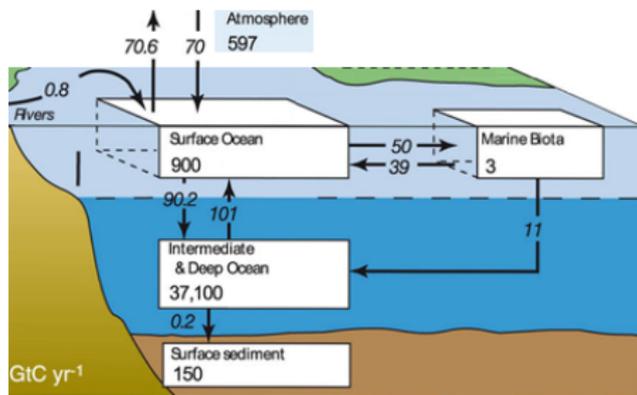
## ► Pompe biologique via la photosynthèse : $CO_2 + H_2O \rightleftharpoons m.o. + O_2$ .

- Consommation de DIC par la Production Primaire de matière organique (phytoplancton).
- Sédimentation d'une partie ( $\sim 10\%$  de PP), puis reminéralisation en profondeur.
- Seule une infime partie des sédiments est enfouie ( $\sim 1\%$  de PP).

## ► Pompe via les carbonates : $Ca^{2+} + 2HCO_3^- \rightleftharpoons CaCO_3 + CO_2 + H_2O$ .

$CaCO_3$  : aragonite (coquille mollusques, marbre) / calcite (calcaire, craie).

Formation en surface, dissolution en profondeur, enfouissement d'une partie.

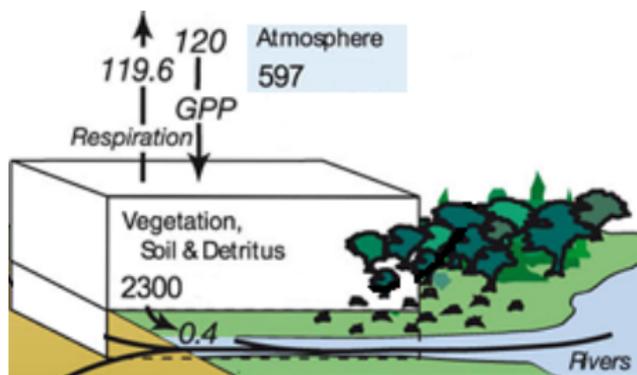


Source : Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

# Cycle du carbone – Échanges *rapides* avec la biosphère continentale

Aux échelles de temps courtes (s à ka), le cycle du carbone continental est essentiellement lié au fonctionnement des *écosystèmes*.

- CO<sub>2</sub> fixé par les plantes lors de la *photosynthèse* (*Gross PP*).
- La moitié restituée par la *respiration* dite *autotrophe*.
- L'autre moitié transformée en *matière organique* (*Net PP*), puis peu à peu restituée par respiration dite *hétérotrophe* (décomposition, feux, consommation animaux, etc.).
- Une petite partie de matière organique va aux océans par *ruissellement*.

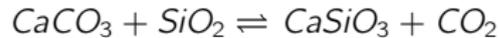


Source : Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 7.3.

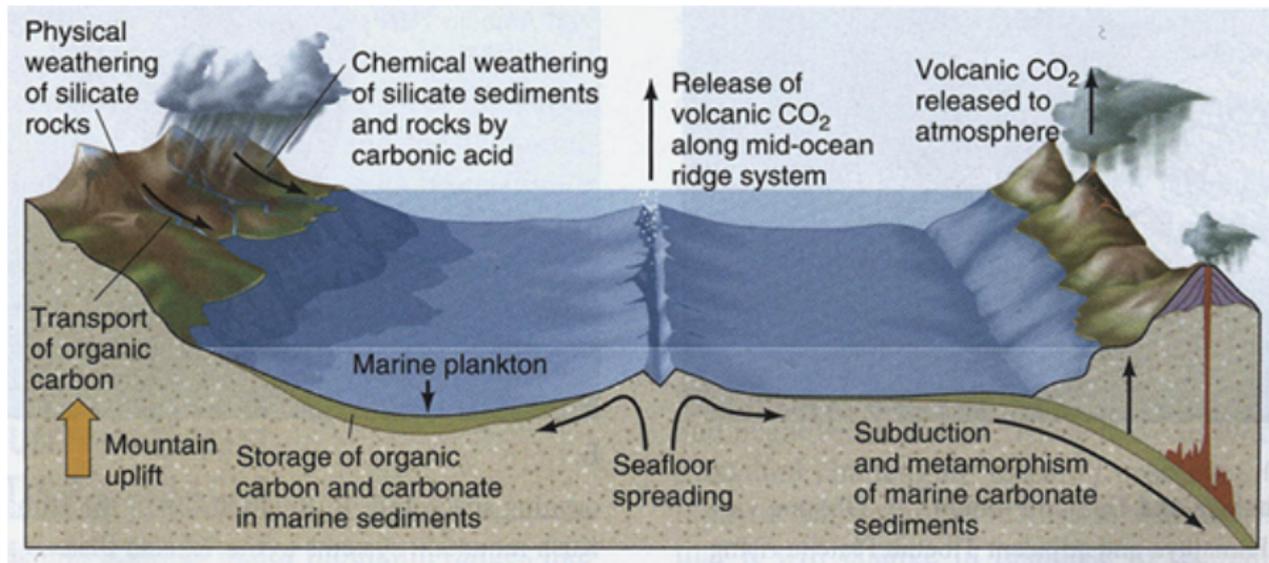
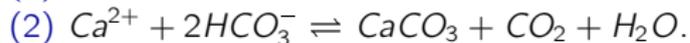
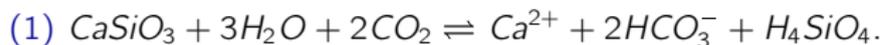
N.B. Forte saisonnalité dans la GPP/NPP (max. au printemps).

# Cycle du carbone – Échanges aux échelles géologiques

Sources : Volcanisme et métamorphisme (formation de roches silicatées).



Puits : Altération des silicates<sup>(1)</sup> et sédimentation des carbonates<sup>(2)</sup>.



Source : Skinner et al. (2007).

## Forçages externes

solaire

GES

aérosols

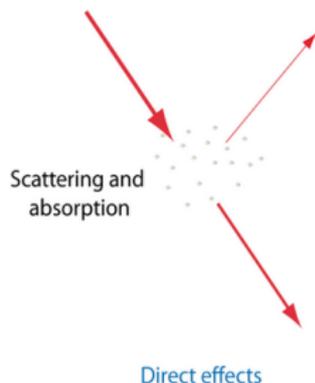
surface

# Forçage aérosols – Généralités

- ▶ **Aérosols** : particules en suspension dans l'atmosphère (0.1 à qq  $\mu\text{m}$ ).
- ▶ **Sources** :
  - **Naturelles** : poussières désertiques, océaniques, volcaniques, feux de forêts, etc.
  - **Anthropiques** : combustion (fossile, biomasse).
- ▶ **Puits** : dépôts *sec* et *humide* (précipitations).
- ▶ Impact radiatif direct via l'**absorption** et la **diffusion** du rayonnement solaire. Autres effets (semi-directs ou indirects) via interactions avec nuages.
- ▶ **Grande diversité** d'espèces, de tailles, de propriétés radiatives, etc. Classifications en primaires vs. secondaires, ou par taille (e.g., PM10, PM2.5).
- ▶ En climat, focus sur les **sulphates** ( $\text{SO}_4$ ) et le **carbone-suie** (BC).
- ▶ On mesure souvent la quantité d'aérosols via l'**épaisseur optique** ( $\tau$ ). Réduction exponentielle d'intensité lumineuse :  $\mathcal{I}_0 \xrightarrow{\tau} \mathcal{I}$ , avec  $\tau = \ln(\mathcal{I}_0/\mathcal{I})$ .

## Forçage aérosols – Effet direct

- ▶ Effet *parasol* : diffusion & absorption du rayonnement solaire.
  - Diffusion : déviation du rayonnement solaire dans toutes les directions, notamment vers l'espace → effet refroidissant.
  - Absorption: gain d'énergie par l'atmosphère → effet réchauffant.
  - La balance entre les deux effets dépend du type d'aérosol : la diffusion domine l'absorption pour les  $\text{SO}_4$ , c'est l'inverse pour les BC.

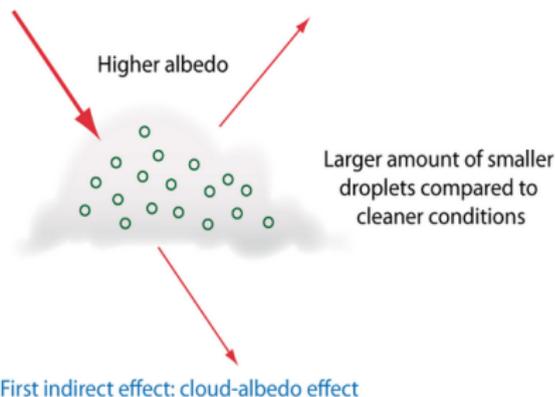


Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

En moyenne globale, l'effet direct induit un forçage négatif.

## Forçage aérosols – Effets indirects

- ▶ Les aérosols servent de **noyaux de condensation** à la vapeur d'eau.
  - 1<sup>er</sup> effet *indirect* (*cloud-albedo effect*) : augmentation albédo des nuages car diminution (augmentation) taille (nombre) de gouttelettes → effet **refroidissant**.

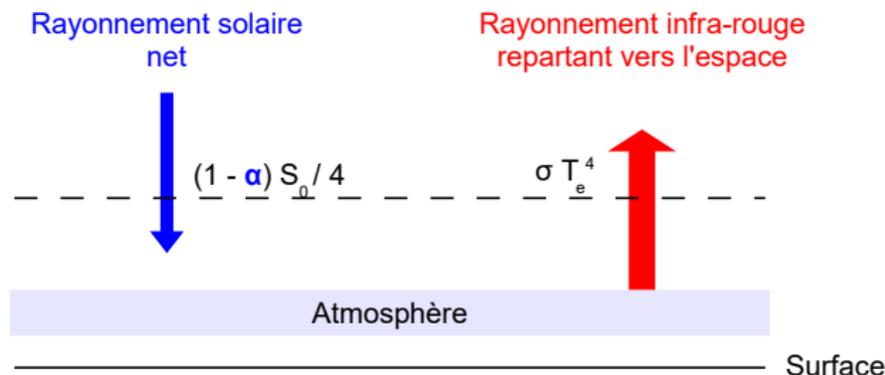


Source : Goosse et al. [online](#) textbook.

- 2<sup>e</sup> effet *indirect* (*cloud-lifetime effect*) : modification de la hauteur, la durée de vie, et le contenu en eau des nuages → effet *plutôt* **refroidissant**.
- Effet **semi-direct** : l'absorption de rayonnement solaire modifie  $T$  et  $q$ , et donc la formation et durée de vie des nuages → effet petit, signe incertain.

## Forçage aérosols – Interprétation simplifiée

- Si  $\tau \nearrow$ ,  $\alpha \nearrow$  :  $\Delta R = (1 - \alpha)S_0/4 - \sigma T_e^4$  diminue ( $F < 0$ ).  
→ Le système climatique reçoit – d'énergie.



1. Le forçage instantané est plus faible\* au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car la stratosphère (e.g. couche  $O_3$ ) absorbe une partie du rayonnement UV réfléchi.
2. Pour s'ajuster, **la stratosphère se réchauffe**.
3. Le forçage ajusté reste négatif, **la troposphère se refroidit**.

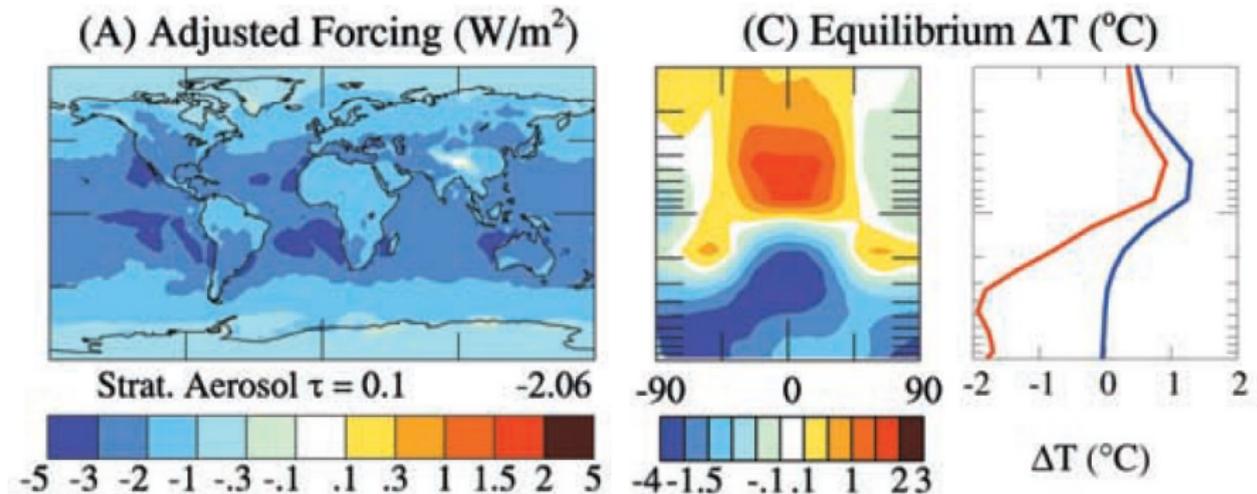
(et inversement pour le cas  $F > 0$ )

\* en valeur absolue.

# Forçage aérosols – Synthèse et profils vertical de $\Delta T$

Effet refroidissant, mais fortes incertitudes sur l'amplitude du forçage.

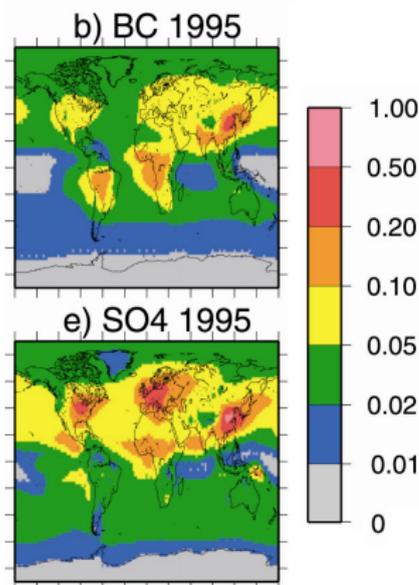
**Exemple** obtenu par code de transfert radiatif :  $F_a$  de  $-2.06 \text{ W.m}^{-2}$  avec répartition spatiale réaliste et  $\Delta T$  associé avant et après réponse de la  $T_s$ .



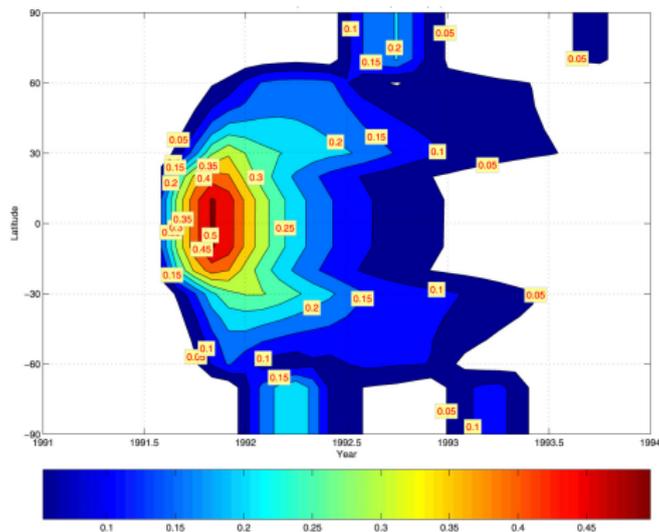
Source : Hansen et al. (2002).

## Forçage aérosols – Distribution spatio-temporelle

- ▶ La durée de vie des aérosols étant courte (qq jours), leur répartition est très hétérogène (proches des sources).
- ▶ **Exception** : les panaches volcaniques qui atteignent la stratosphère. Dans ce cas, aérosols bien mélangés pendant qq années.



Épaisseurs optiques BC ( $\times 10$ ) & SO<sub>4</sub>  
Source : Koch et al. (2009).



Épaisseur optique aérosols post-Pinatubo  
Source : Gao et al. (2008).

## Forçages externes

solaire

GES

aérosols

surface

# Forçage de la surface

Les modifications des propriétés de surface jouent sur  $\alpha$ .

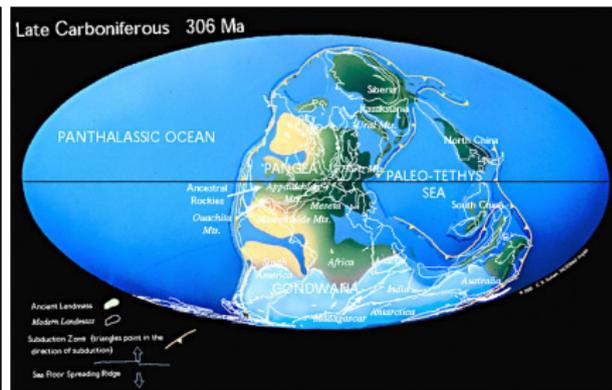
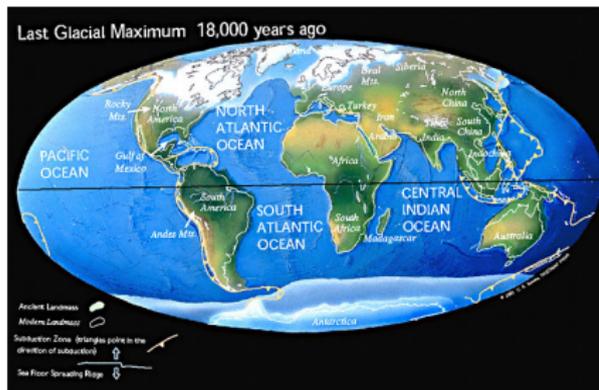
Rappel : si  $\alpha \nearrow$ , le système reçoit – d'énergie.

**a à ka** : dynamique de la végétation, utilisation anthropique des sols.

**ka à Ma** : présence de calottes glaciaires, de chaînes de montagne.

**Ma à Ga** : répartition des continents, tectonique des plaques.

Exemples : Dernier Maximum Glaciaire (18 ka BP) et Carbonifère (306 Ma BP)



Source : Cours de Y. Goddérés (GET).

## Forçage de la surface – Compliqué...

Les modifications des propriétés de surface jouent sur  $\alpha$ ,  
mais pas seulement...

**a à ka :** la dynamique de la végétation joue aussi sur les flux de chaleur de surface (e.g. évapotranspiration) et le puits de carbone continental.

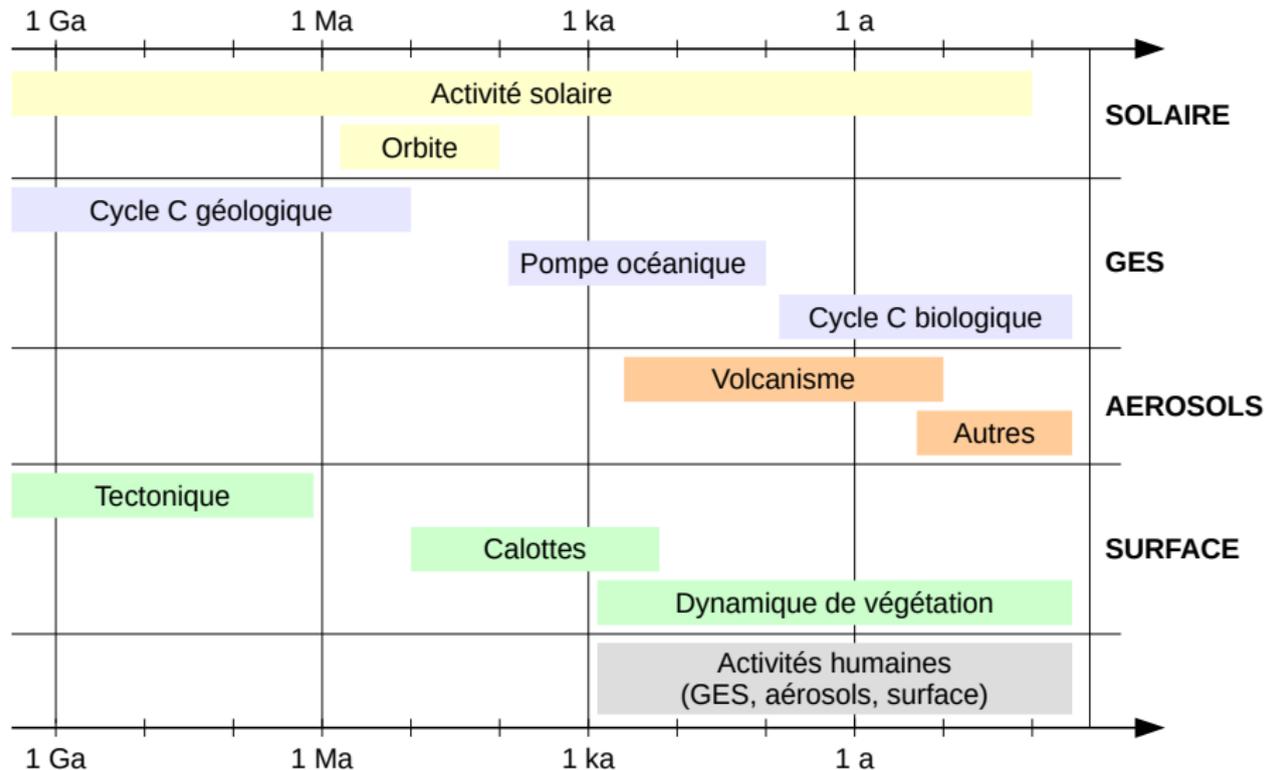
**ka à Ma :** la présence de calottes glaciaires et de chaînes de montagne modifie la dynamique océanique (efficacité circulation thermohaline) et atmosphérique (ondes planétaires, moussons).

**Ma à Ga :** la répartition des continents modifie les grands équilibres de masses d'eau (ouverture/fermeture de passages), la tectonique des plaques joue sur le cycle du carbone (volcanisme, altération).

—

► Multiples effets, pas toujours facile de séparer forçage externe et rétroaction pour les modifications des propriétés de la surface.

# Forçages externes – Synthèse



# Résumé

L'équilibre énergétique du système climatique est perturbé par les **forçages externes**, présents à toutes les **échelles de temps**.

Le système répond aux forçages en ajustant sa température : notion de **sensibilité climatique**.

Les différents forçages n'ont pas la même **signature horizontale et/ou verticale** sur la température du système.

En répondant à un forçage, le système se modifie ; cela induit des **boucles de rétroactions** qui amplifient ou atténuent la perturbation initiale (cf. cours n°6).

Pour étudier l'effet des activités humaines, il est d'usage de distinguer **forçages naturels** (activités solaire, volcans) et **forçages anthropiques** (GES et aérosols).

—

**La distinction des différentes échelles de temps est cruciale !**

Par ex. éviter d'expliquer le réchauffement du XX<sup>e</sup> siècle par une cause géologique.

# Références I

- ▶ M. Etminan, G. Myhre, E.J. Highwood, and K.P. Shine, *Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing*, *Geophys. Res. Lett.* **43** (2016), no. 24.
- ▶ C. Gao, A. Robock, and C. Ammann, *Volcanic forcing of climate over the past 1500 years: An improved ice core-based index for climate models*, *J. Geophys. Res.* **113** (2008), no. D23, 1984–2012.
- ▶ O. Geoffroy, D. Saint-Martin, D.J.L. Olivié, A. Voltaire, G. Bellon, and S. Tytca, *Transient climate response in a two-layer energy-balance model. Part I: Analytical solution and parameter calibration using CMIP5 AOGCM experiments*, *J. Clim.* **26** (2013), no. 6, 1841–1857.
- ▶ J. Hansen, M. Sato, L. Nazarenko, R. Ruedy, A. Lacis, D. Koch, I. Tegen, T. Hall, D. Shindell, B. Santer, P. Stone, T. Novakov, L. Thomason, R. Wang, Y. Wang, D. Jacob, S. Hollandsworth, L. Bishop, J. Logan, A. Thompson, R. Stolarski, J. Lean, R. Willson, S. Levitus, J. Antonov, N. Rayner, D. Parker, and J. Christy, *Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies SI2000 simulations*, *J. Geophys. Res.* **107** (2002), no. D18, ACL 2–1–ACL 2–37.
- ▶ J. Hansen, M. Sato, and R. Ruedy, *Radiative forcing and climate response*, *J. Geophys. Res.* **102** (1997), no. D6, 6831–6864.
- ▶ D. Koch, S. Menon, A. Del Genio, R. Ruedy, I. Alienov, and G.A. Schmidt, *Distinguishing aerosol impacts on climate over the past century*, *J. Clim.* **22** (2009), no. 10.
- ▶ G. Myhre, E.J. Highwood, K.P. Shine, and F. Stordal, *New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases*, *Geophys. Res. Lett.* **25** (1998), no. 14, 2715–2718.