

Climat & Changement Climatique | ISAE-Supaero 2/3

Forçages externes, rétroactions et climats passés

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 | [@julienc4ttiaux](#)

2020-21

Forçages externes

Rétroactions

Paléoclimats

Notion de forçage

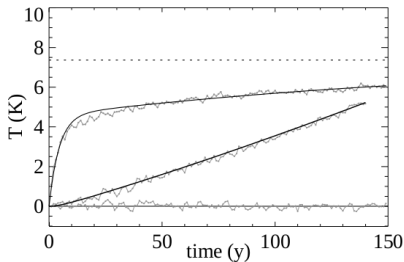
Définition

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 W.m^{-2} .
Correspond au déséquilibre radiatif **au sommet de l'atmosphère**.
- ▶ En **réponse** à un forçage :
 1. la **stratosphère** ajuste sa T en qq mois (peu d'inertie).
 2. la **troposphère** (incl. surface) ajuste sa T en qq années (inertie comp. surface).

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

Exemple : réponse de T_s à un forçage **en escalier** et un forçage **linéaire**. Source : Geoffroy et al. (2013).



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 α albédo planétaire, S_0 irradiance solaire, ε émissivité, τ_a transmissivité de l'atmosphère, et σ constante de Stefan-Boltzmann.

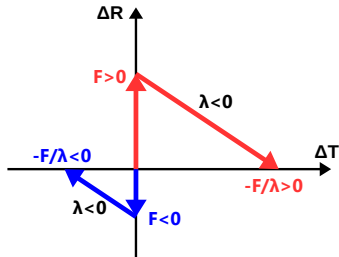
La réponse ΔT à une perturbation \mathbf{F} peut être linéarisée selon :

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

pour $\Delta T \ll T_{eq}$ et avec $\lambda < 0$ paramètre de sensibilité.

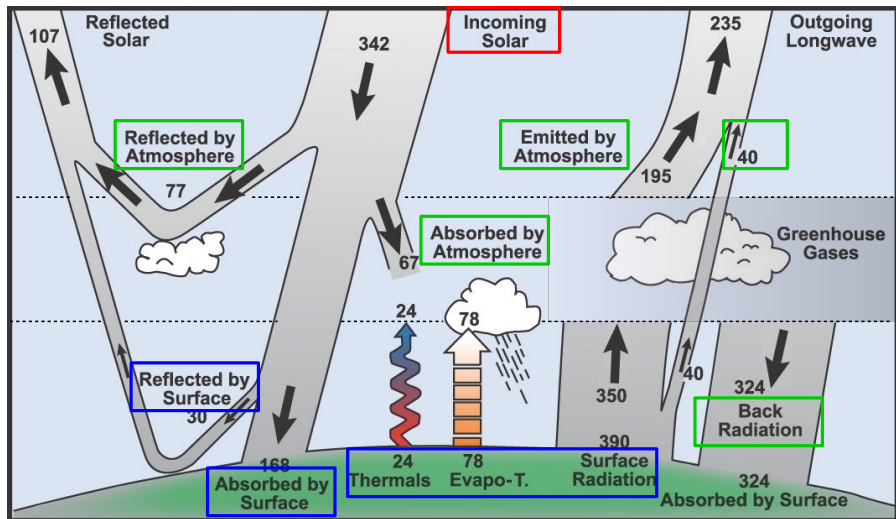
► Le nouvel **équilibre** est donc atteint pour $(\Delta T)_{eq} = F/|\lambda|$,

► et la **réponse transitoire** est linéaire dans le diagramme $\{\Delta T, \Delta R\}$.



Comment perturber l'équilibre énergétique ? - 1/2

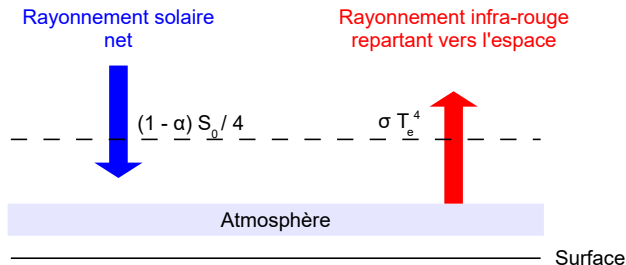
3 moyens : **Rayonnement incident** – **Composition atmosphère** – **Propriétés surface**.



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.

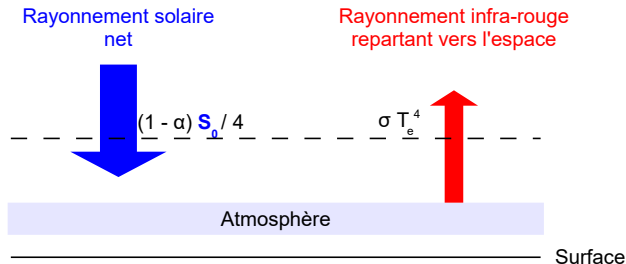


Dans la suite on distingue :

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

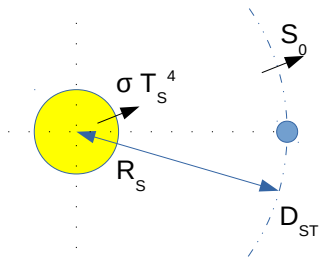
Forçage solaire – Comment ça marche ?

- 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 O₃) 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 – 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 :

- σT_S^4 , i.e. les variations d'**activité solaire** (s à Ga);
- D_{ST} , i.e. les variations d'**orbite terrestre** (ka à Ma, cf. cycles de Milanković).

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

Forçage GES – Résumé des épisodes précédents (1820s–1860s)



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 CO₂ sur le climat – Premiers calculs (1890s)

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

TABLE VII.—*Variation of Temperature caused by a given Variation of Carbonic Acid.*

Latitude.	Carbonic Acid=0.67.					Carbonic Acid=1.5.					Carbonic Acid=2.0.					Carbonic Acid=2.5.					Carbonic Acid=3.0.					206 Prof. S. Arrhenius on the Influence of Carbonic Acid
	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	Dec.-Feb.	March-May.	June-Aug.	Sept.-Nov.	Mean of the year.	
70	-25	-30	-34	-31	-31	33	34	38	36	35.2	6.0	6.1	6.0	6.1	6.05	7.0	8.0	7.9	8.0	7.95	9.1	9.3	9.4	9.4	9.3	9.3
60	-30	-32	-34	-33	-32.2	34	37	36	38	36.2	6.1	6.1	5.8	6.1	6.02	8.0	8.0	7.6	7.9	7.87	9.3	9.5	8.9	9.5	9.3	
50	-32	-33	-33	-34	-33	37	38	34	37	36.5	6.1	6.1	5.5	6.0	5.92	8.0	7.9	7.0	7.9	7.7	9.5	9.4	8.6	9.2	9.17	
40	-34	-34	-32	-33	-32.2	37	36	33	35	35.6	6.0	5.8	5.4	5.6	5.7	7.9	7.6	6.9	7.3	7.42	9.3	9.0	8.2	8.8	8.82	
30	-33	-32	-31	-31	-31.7	35	33	32	35	34.7	5.6	5.4	5.0	5.2	5.3	7.2	7.0	6.6	6.7	6.87	8.7	8.3	7.5	7.9	8.1	
20	-31	-31	-30	-31	-30.7	35	32	31	32	32.25	5.2	5.0	4.9	5.0	5.02	6.7	6.6	6.3	6.6	6.52	7.9	7.5	7.2	7.5	7.52	
10	-31	-30	-30	-30	-30.2	32	32	31	31	31.15	5.0	5.0	4.9	4.9	4.95	6.6	6.4	6.3	6.4	6.42	7.4	7.3	7.2	7.3	7.3	
0	-30	-30	-31	-30	-30.2	31	31	32	32	31.3	4.9	4.9	5.0	5.0	4.92	6.4	6.4	6.6	6.6	6.5	7.3	7.3	7.4	7.4	7.35	
-10	-31	-31	-32	-31	-31.2	32	32	32	32	32	5.0	5.0	5.2	5.1	5.07	6.6	6.6	6.7	6.7	6.62	7.4	7.5	8.0	7.6	7.62	
-20	-31	-32	-33	-32	-32	32	32	34	33	32.7	5.2	5.3	5.5	5.4	5.35	6.7	6.8	7.0	7.0	6.87	7.9	8.1	8.6	8.3	8.32	
-30	-33	-33	-34	-34	-33.5	34	35	37	35	35.2	5.5	5.6	5.8	5.6	5.62	7.0	7.2	7.7	7.4	7.32	8.6	8.7	9.1	8.8	8.8	
-40	-34	-34	-33	-34	-33.7	36	37	38	37	37	5.8	6.0	6.0	6.0	5.95	7.7	7.9	7.9	7.9	7.82	9.1	9.2	9.4	9.3	9.25	
-50	-32	-33	-	-	-	38	37	-	-	-	6.0	6.1	-	-	-	7.9	8.0	-	-	-	9.4	9.5	-	-	-	
-60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	



S. Arrhenius
(1859–1927)

On the Influence of Carbonic Acid in the Air Upon the Temperature of the Ground (Philosophical Magazine and Journal of Science, 1896)

Effet du CO₂ sur le climat – L'argument de saturation (1890s)

Expérience :

- 2 tubes de même longueur,
- 2 [CO₂] 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 !

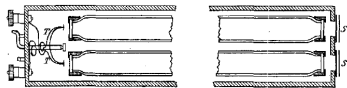


Fig. 1.

Interprétation :

1. Atm. déjà opaque dans la bande d'absorption du CO₂.
2. Saturation de la bande par CO₂ + 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 CO₂ sur le climat – L'argument de saturation réfuté (1950s)

1. L'atmosphère n'est pas totalement opaque à certaines longueurs d'onde.

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 μ carbon-dioxide band on the atmospheric infra-red cooling rate (QJRMS 1956).



G. Plass
(1920–2004)

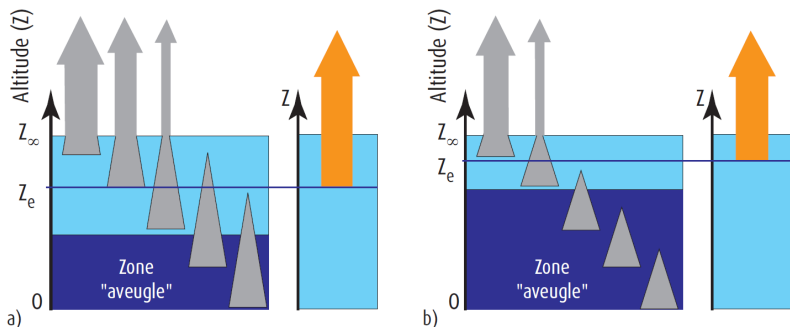
2. Et surtout, rôle prépondérant du **gradient vertical de T** , cf. suite.

—
A lire aussi:

- [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*.
- [L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit!](#) par Jean-Louis Dufresne et Jacques Treiner, *La Météorologie*.

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.



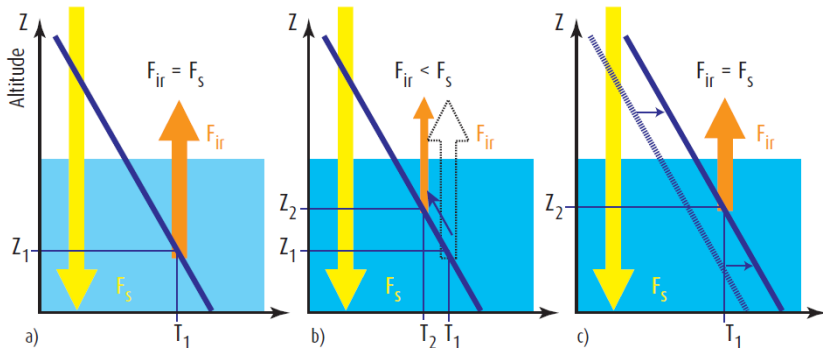
Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

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 (σT^4).

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

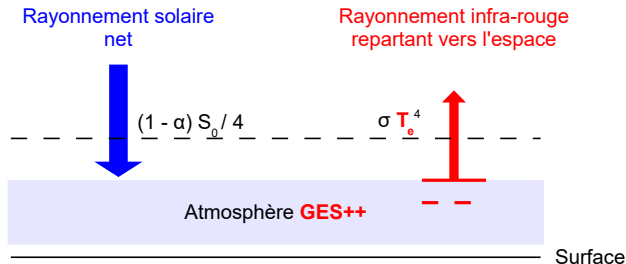


Source : Dufresne et Treiner, *La Météorologie* (2011).

* 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 – Quels GES ?

- ▶ H_2O (principal GES) a une durée de vie très courte : pas considérée comme un **forçage externe**, mais comme une **rétroaction interne** (cf. suite).
- ▶ Autres principaux GES (CO_2 , CH_4 , N_2O) dits “**bien mélangés**”.

Relations forçage/concentration :

– CO_2 : $F = 5.4 \ln([\text{CO}_2] / [\text{CO}_2]_0)$ (cf. Arrhenius...)

– CH_4 : $F = 0.036 \left(\sqrt{[\text{CH}_4]} - \sqrt{[\text{CH}_4]_0} \right)$

– N_2O : $F = 0.011 \left(\sqrt{[\text{N}_2\text{O}]} - \sqrt{[\text{N}_2\text{O}]_0} \right)$

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. Source : Myhre et al. (1998).

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 CH_4 équivaut à +30 ppm de CO_2 ($F \sim 0.6 \text{ W.m}^{-2}$).

- ▶ Les GES évoluent via les **cycles naturels du carbone et de l'azote** (ka à Ga), et depuis l'ère industrielle via les **perturbations humaines** (qq a).

Forçage aérosols – Généralités

- ▶ **Aérosols** : particules en suspension dans l'atmosphère.

Classifications en primaires vs. secondaires, ou par taille (e.g., PM10, PM2.5).

- ▶ **Sources** :

- **Naturelles** : poussières désertiques, océaniques, volcaniques, feux de forêts, etc.
- **Anthropiques** : combustion (fossile, biomasse).

- ▶ **Puits** : dépôts *sec* et *humide* (précipitations) ; durée de vie courte (j à a).

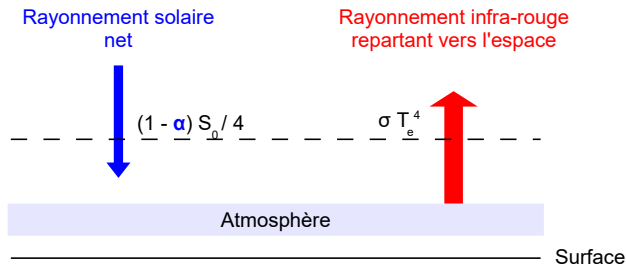
- ▶ Multiples effets sur le bilan d'énergie.

- **Effet direct** : diffusion du rayonnement solaire entrant ($\alpha \nearrow$).
- **Effet indirect** : diminution taille (augmentation nb) gouttelettes nuageuses ($\alpha \nearrow$).
- **Effet semi-direct** : modif. formation et durée de vie des nuages (incertain).

Pour le climat, les aérosols induisent un **forçage négatif**.

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.



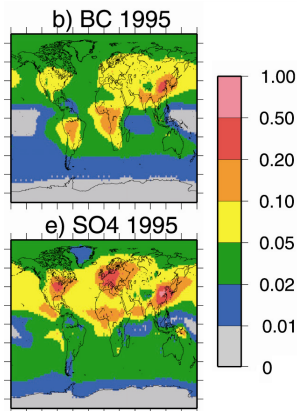
1. Le forçage instantané est plus faible* au **sommet** qu'à la **tropopause**. Car la stratosphère (e.g. couche O_3) absorbe une partie du rayonnement UV réfléchi.
2. Pour s'ajuster, **la stratosphère se réchauffe**.
3. Le forçage ajusté reste négatif, **la troposphère se refroidit**.

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

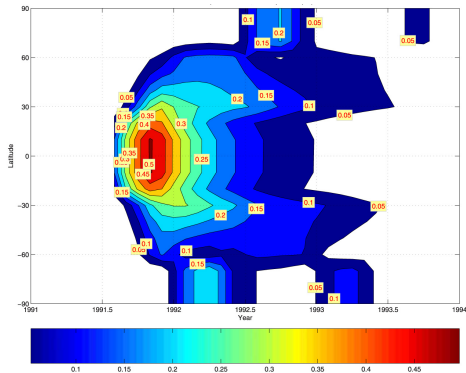
* en valeur absolue.

Forçage aérosols – 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 ($\times 10$) & SO₄
Source : Koch et al. (2009).



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

Forçage de la surface – Via l'albédo

Les modifications des propriétés de surface jouent sur α ...

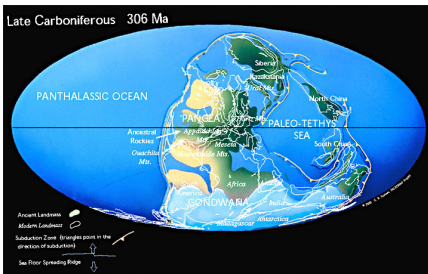
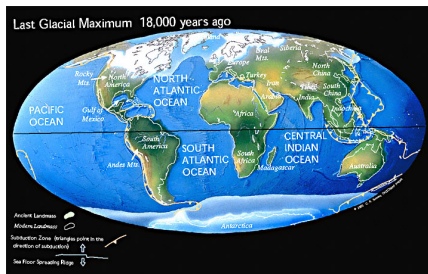
Rappel : si $\alpha \nearrow$, le système reçoit – d'énergie.

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. Goddérès (GET).

Forçage de la surface – Via d'autres mécanismes

... 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**.

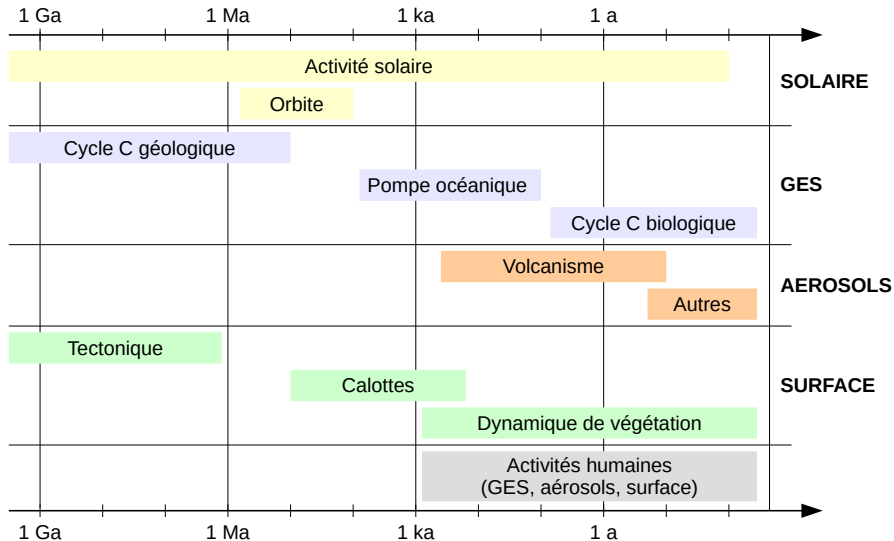
ka à Ma : la présence de calottes glaciaires et de chaînes de montagne modifie la **dynamique océanique** (efficacité circulation thermohaline) et **atmosphérique** (ondes planétaires, moussons).

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



Forçages externes

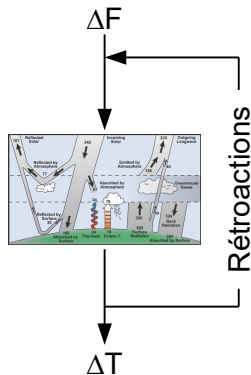
Rétroactions

Paléoclimats

Rétroactions – Principe

Lorsque l'on applique un forçage au système :

1. le système ajuste sa température ;
2. l'ajustement de température modifie les propriétés radiatives du système ;
3. la modification du système modifie son bilan d'énergie.



Définition

On appelle **rétroaction climatique** tout mécanisme interne du système climatique qui amplifie ou atténue une perturbation initiale.

Terme principalement utilisé pour les perturbations radiatives (forçages), mais pas seulement...

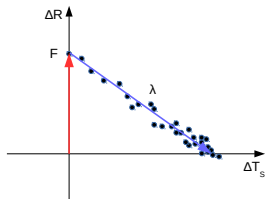
Rétroactions radiatives – Formalisme général

Rappel

En réponse à un forçage radiatif F , le système ajuste sa T_s jusqu'à ré-équilibrer ΔR .

On définit le **paramètre de sensibilité** λ t.q. :

$$\Delta R = F + \lambda \Delta T_s \quad (\lambda < 0)$$



- ▶ L'équilibre est atteint via une réponse directe, dite **réponse de Planck**, ainsi que plusieurs **rétroactions** du système climatique (cf. suite).
- ▶ Il est classique de décomposer λ pour séparer les i mécanismes qui relient ΔR à ΔT_s :

$$\lambda = \frac{dR}{dT_s} = \sum_i \frac{\partial R}{\partial x_i} \frac{\partial x_i}{\partial T_s} \equiv \sum_i \lambda_i$$

- ▶ λ est exprimé en $\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$. Plus il est **petit**, plus le climat est **sensible** :

$$\Delta T_{s,eq} = \frac{F}{|\lambda|}$$

Rétroactions radiatives – Description

- ▶ **Vapeur d'eau** : *un air + chaud peut contenir plus de vapeur d'eau.*

Taux de Clausius-Clapeyron : $7 \text{ \%} \cdot \text{K}^{-1}$.

La vapeur d'eau est un GES \rightarrow rétroaction positive.

Estimation* : $\lambda_{\text{WV}} = 1 (\pm 0.2) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.

- ▶ **Albédo de surface** : un climat + chaud possède moins de cryosphère.

L'albédo diminue \rightarrow rétroaction positive.

Estimation* : $\lambda_{\text{SA}} = 0.3 (\pm 0.2) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.

- ▶ **Nuages** : en climat + chaud, l'effet refroidissant des nuages diminue.

Rétroaction positive, mais amplitude incertaine (nuages **paramétrisés**).

Estimation* : $\lambda_{\text{C}} = 0.7 (\pm 0.7) \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$.

* Estimations de Soden and Held (2006).

Rétroactions radiatives – Quantification

- **1. Réponse de Planck** = réponse sans rétroactions (α , ε et τ_a constants) :

$$\Delta R = (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} - \varepsilon \tau_a \sigma T_s^4 \quad \Rightarrow \quad \lambda_0 = \frac{\partial R}{\partial T_s} = -4\varepsilon \tau_a \sigma T_s^3 = -3.3 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$$

Avec $\varepsilon = 0.97$, $\tau_a = 0.64$ et $T_s = 288 \text{ K}$.

Exemple. Pour un doublement de $[\text{CO}_2]$, la réponse de Planck vaut :

$$\Delta T_{s,0} = \frac{F}{|\lambda_0|} = \frac{5.4 \times \ln(2)}{3.3} = 1.1 \text{ K}$$

- **2. Rétroactions radiatives** (vapeur d'eau, albédo surf., nuages) :

$$\lambda = \lambda_0 + \lambda_{\text{WaterVap}} + \lambda_{\text{SurfAlb}} + \lambda_{\text{Cloud}} = -3.3 + 1.0 + 0.3 + 0.7 = -1.3 \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$$

Conséquence. La réponse à un doublement de $[\text{CO}_2]$ devient :

$$\Delta T_s = \frac{F}{|\lambda|} = \frac{5.4 \times \ln(2)}{1.3} \sim 3 \text{ K}$$

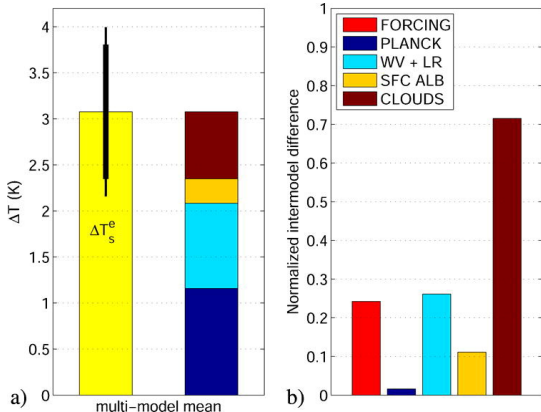
Rétroactions radiatives – Incertitudes

- ▶ Au final, λ_{WV} , λ_{SA} et λ_C sont toutes estimées positives.
- ▶ La sensibilité climatique à l'équilibre* est estimée à 3 ± 1.5 K.
- ▶ La principale source d'incertitude provient de la rétroaction des nuages.

* ECS = ΔT_s induit par un $2 \times [\text{CO}_2]$ après équilibre.

$\Delta T_s = 5.4 \ln(2) / |\lambda| \sim 3$ K, dont
 ~ 1 K par réponse de Planck,
 ~ 1 K par WV,
 ~ 1 K par SA & nuages.

Source : Dufresne and Bony (2008).



Parenthèse : incertitudes sur l'ECS

1979, Charney et al., *Carbon Dioxide and Climate: A scientific Assessment*.

We estimate the most probable global warming for a doubling of CO₂ to be near 3 °C with a probable error of ±1.5 °C.

[...] We have tried but have been unable to find any overlooked or underestimated physical effects that could reduce the currently estimated global warmings due to a doubling of atmospheric CO₂.

[...] It is quite possible that the capacity of the intermediate waters of the oceans to absorb heat could delay the warming by several decades [but] the warming will eventually occur.

2013, IPCC AR5, WG1, Chapter 12

Even though this range [ECS ~ 3 ±1.5 °C] is similar to previous reports, confidence today is much higher as a result of high quality and longer observational records, better process understanding, better paleoclimate reconstructions and better climate models with higher resolution that capture many more processes more realistically.

Autres rétroactions

- ▶ Le formalisme des rétroactions radiatives est particulièrement adapté à l'**échelle spatio-temporelle** du changement climatique actuel.
- ▶ Dans le système climatique, présence de mécanismes de **rétroactions** à toutes les échelles de temps et d'espace :
 - intra-saisonnière & locale (sol-atmosphère),
 - inter-annuelle & régionale (océan-atmosphère),
 - multi-décennale, centennale & globale (océan, végétation),
 - ka à Ma (cycle du carbone océanique),
 - Ma à Ga (cycle du carbone géologique).
- ▶ En particulier, aux échelles géologiques, les variations de T et de $[\text{CO}_2]^{atm}$ sont limitées par une importante rétroaction **négative** : le **paléothermostat** du système climatique (cf. suite).

Résumé

Le climat de la Terre varie à toutes les **échelles de temps**.

Ces variations sont causées par :

- la **variabilité forcée**, i.e. la réponse du système aux **forçages externes**, modulée par les **rétroactions** ;
- la **variabilité interne** (cf. cours n°1).

Certains mécanismes sont bien compris (forçages solaire et GES, rétroaction vapeur d'eau), d'autres plus incertains (forçage aérosols, rétroaction nuages).

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

—
La distinction des différentes échelles de temps est cruciale !

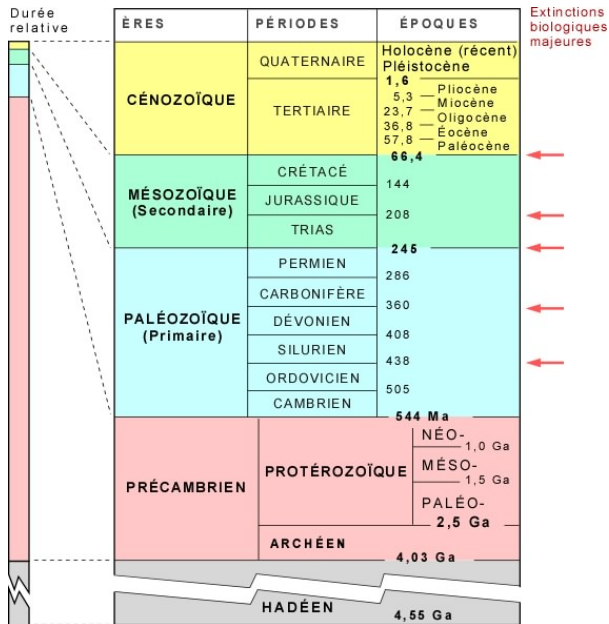
Par ex. éviter d'expliquer le réchauffement du XX^e siècle par une cause géologique.

Forçages externes

Rétroactions

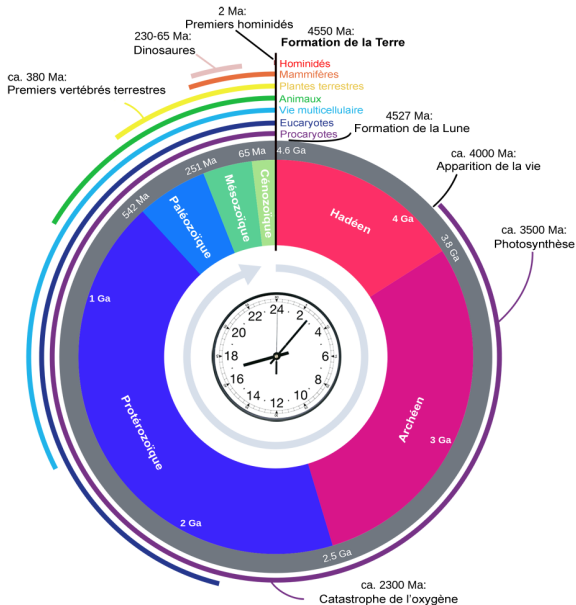
Paléoclimats

Temps géologiques



Source : Université de Laval (Québec).

Temps géologiques – Sur une journée



0h00 (4.55 Ga)
Formation Terre

3h00 (4.0 Ga)
Vie

16h00 (1.5 Ga)
Vie multicellulaire

22h50–23h40 (230–65 Ma)
Dinosaures

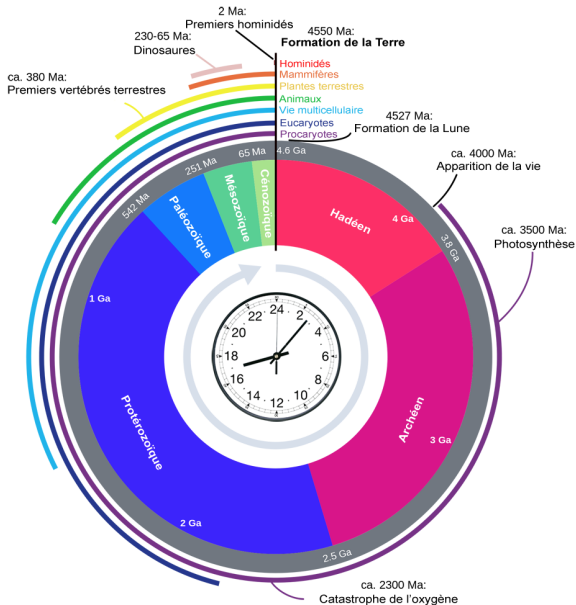
23h59 (3.2 Ma)
Lucy

23h59 56" (200 ka)
Homo sapiens

23h59 59.996" (200 a)
Industrie

Source : [Site](#) de Franck Stevens.

Temps géologiques – Sur un Paris–Toulouse



Paris

Formation Terre

Orléans

Vie

Brive

Vie multicellulaire

Montauban–Grenade

Dinosaures

500 m du Capitole

Lucy

30 m du Capitole

Homo sapiens

3 cm du Capitole

Industrie

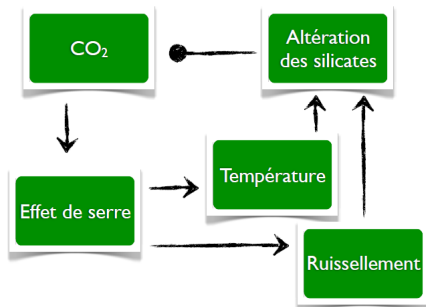
Source : [Site](#) de Franck Stevens.

Le paléothermostat géologique

1. Cycle du carbone géologique : **volcanisme** balancé par l'**altération** des roches silicatées et l'enfouissement de **matière organique**.

$$\frac{\partial[CO_2]}{\partial t} = \text{Volc}(t) - \text{Alt}(t) - \text{Org}(t)$$

2. Existence d'une **rétroaction négative** aux échelles du Ma au Ga qui rappelle le CO₂ atmosphérique (paléothermostat).



Source : Cours de Yves Goddérés (GET).

Principaux indicateurs paléoclimatiques (*proxies*)

Traces géologiques

Indications volcanisme, tectonique, niveau de la mer, glaciations, etc.

Analyses isotopiques

- **Oxygène** : la calcification $Ca + 2 HCO_3 \rightleftharpoons CaCO_3 + H_2O + CO_2$ privilégie le ^{18}O à basse température et/ou en présence de calottes glaciaires (riches en ^{16}O).

On utilise le rapport isotopique de l'oxygène 18 :

$$\delta^{18}O = 1000 \times \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{sample}}{(^{18}O/^{16}O)_{ref}} - 1 \right] \quad \text{avec} \quad (^{18}O/^{16}O)_{ref} \sim 1/499$$

- **Carbone** : la photosynthèse $6CO_2 + 6H_2O \rightleftharpoons C_6H_{12}O_6 + 6O_2$ privilégie le ^{12}C ; quand elle marche bien, les sédiments de $CaCO_3$ sont enrichis en ^{13}C .

On utilise le rapport isotopique du carbone 13 :

$$\delta^{13}C = 1000 \times \left[\frac{(^{13}C/^{12}C)_{sample}}{(^{13}C/^{12}C)_{ref}} - 1 \right] \quad \text{avec} \quad (^{13}C/^{12}C)_{ref} \sim 1/99$$

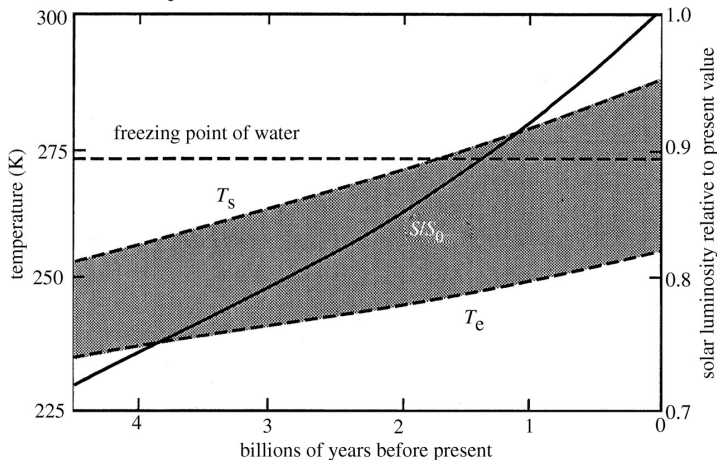
Modélisation

EBMs/EMICs couplés à des modèles géochimiques.

Hadéen / Archéen (4.5 – 2.5 Ga) – Le jeune Soleil faible

- ▶ Croissance du Soleil : avant 4 Ga, S_0 à moins de 75 % de sa valeur actuelle.
- ▶ À albédo et atmosphère actuels, cela implique $T_s < 0\text{ }^\circ\text{C}$ avant 2 Ga.

S_0 (en fraction de S_0^{actuel}) et T_e et T_s déduites (α , ε et τ_a identiques à l'actuel)



Source : Kasting and Ono (2006).

Et pourtant

Océans

- ▶ Présence d'**eau liquide** néanmoins suggérée dès 4.4 Ga.
Analyse $\delta^{18}\text{O}$ de grains de zircon (ZrSiO_4).
- ▶ Évidences $T_s \sim 30\text{--}70^\circ \text{C}$ à l'Archéen (3.8 – 2.5 Ga).
Analyses $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{30}\text{Si}$ de *cherts* (sédiments SiO_2).



J. Valley et al.
(Geotimes, Feb 2003).

Stromatolithes fossiles



Photo d'A.-P. Drapeau.

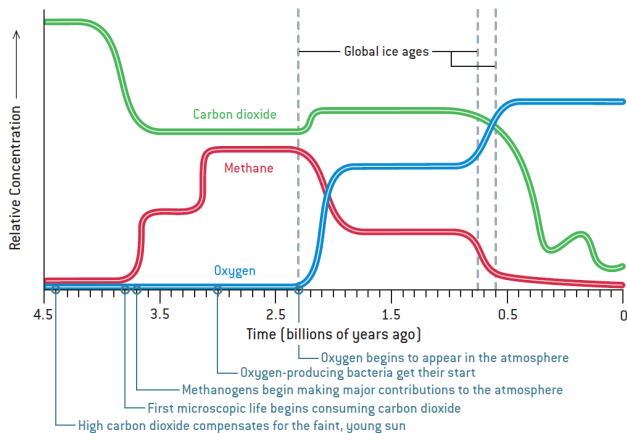
Vie

- ▶ **Stromatolithes** : premières formes de vie *photosynthétiques* (3.5 Ga).
- ▶ Plusieurs études* suggèrent une vie avant 4.0 Ga.

Paradoxe du jeune Soleil faible – Un super effet de serre !

- ▶ $[CO_2]$ de l'ordre de qq % à l'Hadéen, puis qq ‰ à l'Archéen.
Consommé par les premières espèces **méthanogènes** ($CO_2 + 4H_2 \rightarrow CH_4 + 2H_2O$).
- ▶ $[CH_4]$ de l'ordre du ‰ à l'Archéen, potentiellement GES dominant.
Permis par l'absence d' O_2 (pas d'oxydation type $CH_4 + 2O_2 \rightarrow CO_2 + 2H_2O$).

Évolution schématisée de
 $[CO_2]$, $[CH_4]$ & $[O_2]$

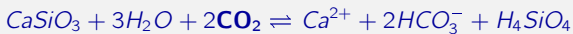


Source : [When methane made climate](#), J.F. Kasting (2004).

Fin de l'Archéen et Protérozoïque (3.0 – 0.5 Ga)

- ▶ Formation des continents entre 3 et 2.7 Ga = nouveau puits de CO₂. Refroidissement de plusieurs K, premières traces de glaciations (Afr. Sud).

Altération des silicates



Sédimentation des carbonates



- ▶ Grand Événement d'Oxydation vers 2.3 Ga.

O₂ émis par photosynthèse dès 3 Ga.

D'abord oxydé (e.g. fer) puis accumulé dans l'atm. (e.g. couche O₃).

Oxydation CH₄ en CO₂ → chute brutale de l'effet de serre et nouvelles glaciations.

Photosynthèse

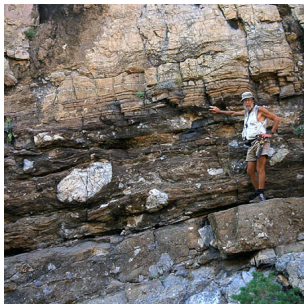


Indices des glaciations

Indices géologiques : inclusions rocheuses, stries glaciaires (abrasion glaciers).

Indices isotopiques : sédiments appauvris en ^{13}C = arrêt photosynthèse.

Inclusions rocheuses en Namibie



Stries glaciaires en Mauritanie



Source : Hoffman and Schrag (2002).

+ On peut connaître la **paléolatitute** des indices glaciaires (par magnétisme) et les **dater** (par radiométrie)*.

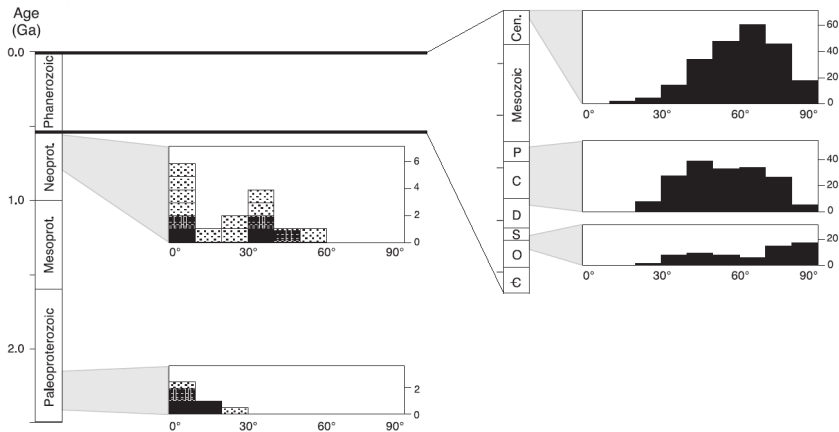
* À lire : Chapitre 3 de *Paléoclimatologie, Enquête sur les climats anciens II*, F. Fluteau.

Indices des glaciations – Où et quand ?

- ▶ Paléoprotérozoïque et Néoprotérozoïque, jusqu'à l'Équateur !

Entre les deux, analyse $\delta^{13}\text{C}$ suggère configuration plutôt chaude.

- ▶ Depuis, 3 glaciations (dont actuelle), mais aucune trace à l'Équateur.



Source : Evans (2003).

L'hypothèse d'une Terre boule de neige

2.3

Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth

JOSEPH L. KIRSCHVINK

2.3.1 Introduction

A fundamental question of earth history concerns the nature of the Late Proterozoic glaciogenic sequences that are known from almost all of the major cratonic areas, including North America, the Gondwana continents, and the Baltic Platform. A major controversy involves the probable latitude of

glaciers which were within a few degrees of the equator. The data are difficult to interpret in any fashion other than that of a widespread, equatorial glaciation.

A global climatic mechanism that could lead to such a widespread, low-latitude glaciation is not yet available. Williams (1975) suggested that, if the earth's obliquity reached angles

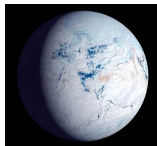
In *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study* (1992).

- ▶ Plusieurs épisodes plausibles :
 - Glaciations **Huronniennes** au Paléoprotérozoïque (2.3 à 2.1 Ga) ;
 - Glaciations **Sturtienne** et **Marinoenne** au Néoprotérozoïque (715 et 635 Ma).
- ▶ Vie possible dans qq régions libres de glace (photosynthèse).

À lire : Chapitre 5 de **Paléoclimatologie, Enquête sur les climats anciens II**, Y. Goddérès, G. Ramstein et G. Le Hir.



J. Kirschvink
(Caltech).



Dessin par C.
Butler (SPL).

Terre boule de neige – Exemple glaciation Sturtienne

- Conséquence **dislocation super-continent** équatorial Rodinia.
 - Augmentation des précipitations, et donc de l'**altération** (puits de CO₂).
 - Rétroaction albédo dite “runaway” à partir de 30° de lat.

→ [CO₂] passe de ~ 2000 ppm à moins de 250 ppm ($F \sim -11 \text{ W.m}^{-2}$).

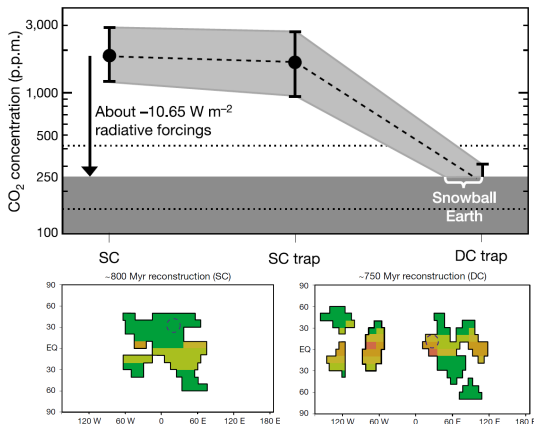
Passage d'un climat à 11 °C avec point de congélation à 60N à une *boule de neige*.

Expérience avec un EMIC¹ couplé à un modèle géochimique².

Simulations de plusieurs Ma.

¹ CLIMBER, climat à résolution 7 × 18.

² COMBINE, cycle du carbone géologique.



Source : Donnadieu et al. (2004).

Terre boule de neige – Sortie de glaciation

- ▶ En climat *snowball*, accumulation de CO₂ par volcanisme et diminution albédo par retombée des poussières (neige salie, peu de précipitations).
- ▶ [CO₂] nécessaire pour déglacer estimée à 20–30 % (~1000 × l'actuel) !
Estimations à partir d'EBM (cf. figure).

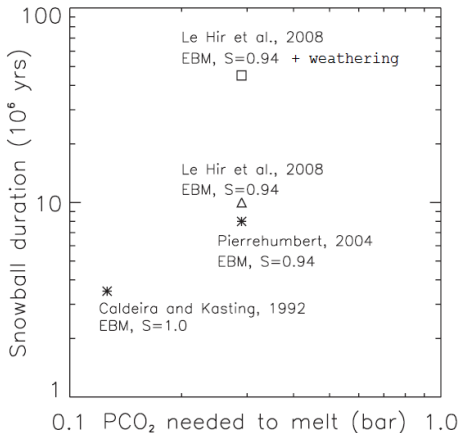
Combien de temps ça prend ?

Dégazage volcanique actuel :
~ 6.8 10¹² mol/an.

Masse totale atmosphère :
 $p_0/g \times 4\pi R^2 \sim 5.1 \cdot 10^{18}$ kg.

Masse molaire atmosphère :
29 g/mol.

→ Pour atteindre 30 % de CO₂,
il faut émettre 5.3 10²⁰ mol,
ce qui prend ~7.8 Ma.



Adapté de Goddérís et al. (2010).

Résumé Précambrien

Étude du climat Précambrien via des **données géologiques** (paléomagnétisme, analyses isotopiques) et la **modélisation** (modèles simples de climat couplés à des modèles de cycle du carbone).

Développement de la vie possible malgré le **jeune Soleil faible** grâce à un effet de serre accru.

Quelques épisodes froids (**Terre boule de neige**) dans une période globalement plus chaude qu'aujourd'hui.

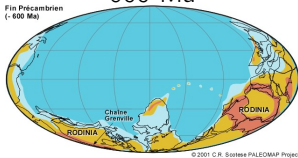
Cycle du carbone géologique crucial pour réguler la température de la Terre (notion de **paléothermostat**).

Vision encore très parcellaire de l'histoire du climat Précambrien + pas d'information sur la variabilité climatique aux échelles inférieures au Ma !

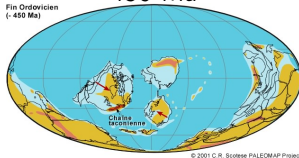
Phanérozoïque (542 – 0 Ma) – Évolution des continents

Des vestiges de **Rodinia** (600 Ma) à la **Pangée** (250 Ma), et à aujourd'hui.
+ Colonisation des terres émergées par la vie (incl. **végétation**) vers 380 Ma.

600 Ma



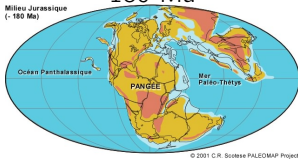
450 Ma



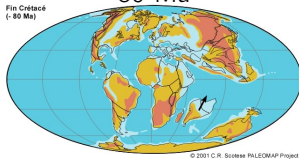
300 Ma



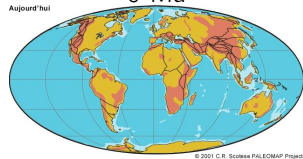
180 Ma



80 Ma



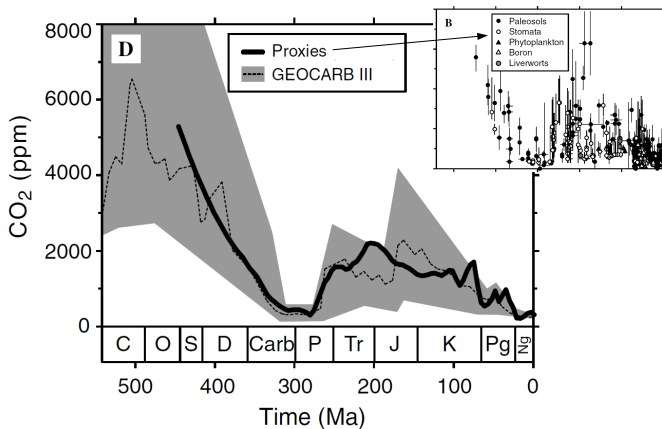
0 Ma



Source : [Université de Laval \(Québec\)](#).

Reconstruction de [CO₂]

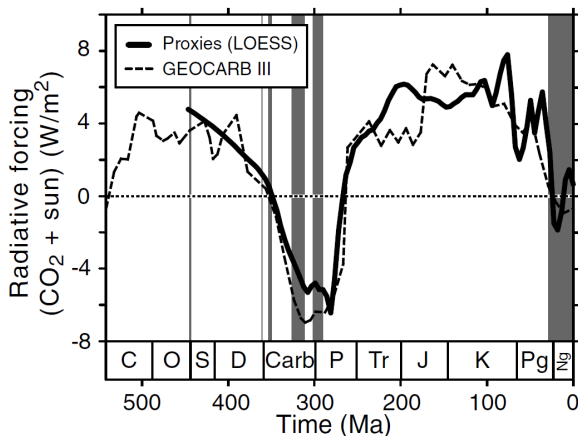
- ▶ Relatif accord entre **proxies** (stomates fossiles, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{11}\text{B}$) et **modélisation**, malgré de fortes incertitudes (surtout avant Dévonien).
- ▶ [CO₂] entre ~ 4000 et ~ 100 ppm, enfouissement massif de **carbone organique** au Carbonifère via végétation + niveau bas des océans.



Source : Royer (2006).

Reconstruction du forçage CO₂ (+ Soleil)

- ▶ Croissance du Soleil : S_0 passe de 95 à 100 % de l'actuel.
- ▶ Forçage reconstruit globalement cohérent avec les évidences glaciaires. Il n'est pas exclu que [CO₂] ait pu temporairement chuter à l'Ordovicien.

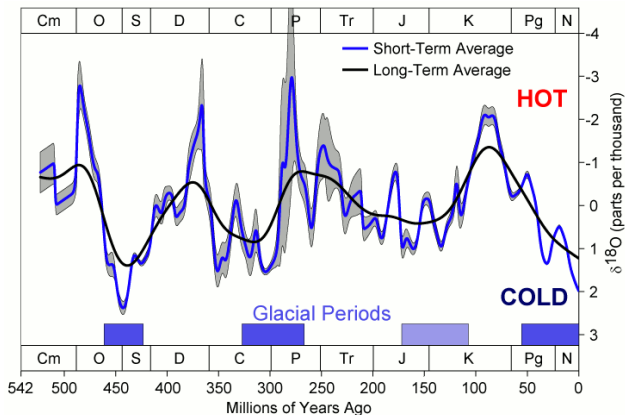


Source : Royer (2006).

* À lire : Chapitre 6 de [Paléoclimatologie, Enquête sur les climats anciens II](#), Y. Goddérès, Y. Donnadieu.

Reconstruction de température via le $\delta^{18}\text{O}$

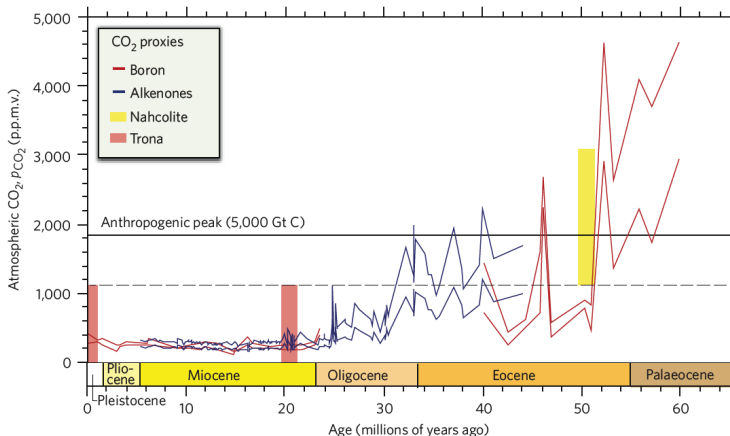
- ▶ Globalement cohérente avec le forçage radiatif + paléogéographie :
 - glaciation Ordovicien mal comprise, potentiellement baisse temporaire $[\text{CO}_2]$;
 - refroidissement Dévonien + glaciation Carbonifère par apparition végétation ;
 - ↗ ↘ Permien-Jurassique : constitution puis dislocation super-continent Pangée ;
 - refroidissement fin Crétacé par apparition plantes à fleurs (nouveau puits de C).
- ▶ Périodicité apparente à ~ 135 Ma. Origine tectonique ? astronomique ? hasard ?



Source : Veizer et al. (1999).

Zoom sur le Cénozoïque (65 – 0 Ma) – [CO₂] via δ¹³C & δ¹¹B

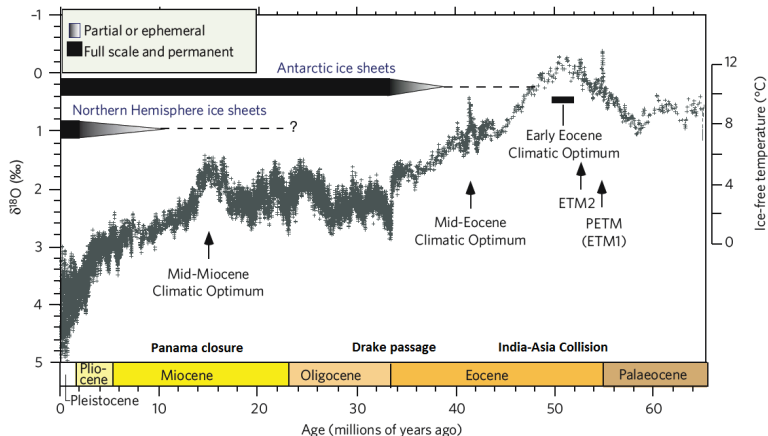
- ▶ **Diminution progressive** de + de 3000 à – de 300 ppm.
Diminution volcanisme, orogénèse himalayenne et ouverture/fermeture passages océaniques.
- ▶ La [CO₂] n'a probablement pas excédé **1000 ppm** depuis 25 Ma.



Attention : temps de droite à gauche. Adapté de Zachos et al. (2008).

Zoom sur le Cénozoïque (65 – 0 Ma) – T_s via $\delta^{18}\text{O}$

- ▶ Refroidissement progressif + formation calottes polaires.
- ▶ Qq épisodes chauds ponctuels, notamment le **Maximum Thermique du Paléocène-Éocène** (PETM vers 55 Ma : +5 K en 20 ka, +3000 GtC en 6 ka).



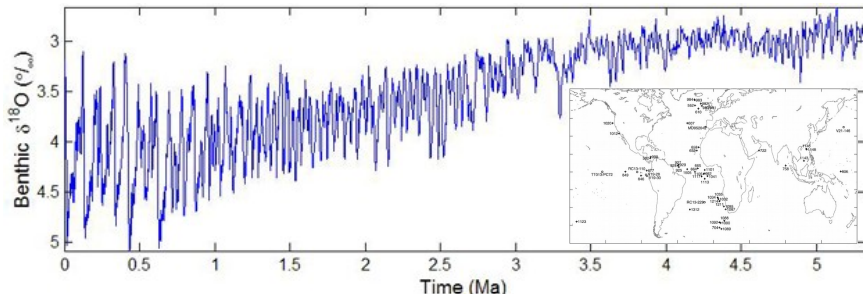
Attention : temps de droite à gauche. Adapté de Zachos et al. (2008).

Zoom sur les 5 derniers Ma – Variabilité astronomique

- ▶ Mise en évidence d'une **variabilité "rapide"** (~ 10 à 100 ka).
- ▶ Période dominante à **41 ka** avant 1 Ma, et à **100 ka** sur le dernier Ma.
- ▶ Variations associées aux **cycles des paramètres orbitaux**.

J. Adhémar (1842), J. Scroll (1864) puis M. Milanković (1941), cf. suite.

Reconstruction de T via $\delta^{18}\text{O}$ basée sur 57 échantillons (carte)



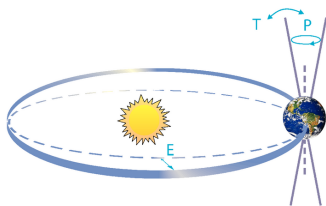
Attention : temps de droite à gauche. Source : Goosse et al. [online textbook](#). Données de [L. Lisiecky](#) (UC Santa Barbara). Voir Lisiecky and Raymo (2005).

Cycles astronomiques – Paramètres orbitaux

Excentricité (E) : forme orbite, varie de 0 à 0.06 avec cycles principaux à 95, 125 et 400 ka.

Obliquité (T) : inclinaison Terre, varie de 22.1 à 24.5° avec cycle principal à 41 ka.

Précession (P) : position de l'équinoxe de printemps par rapport au périhélie, varie de 0 à 2π avec cycles principaux à 19, 22 et 24 ka.



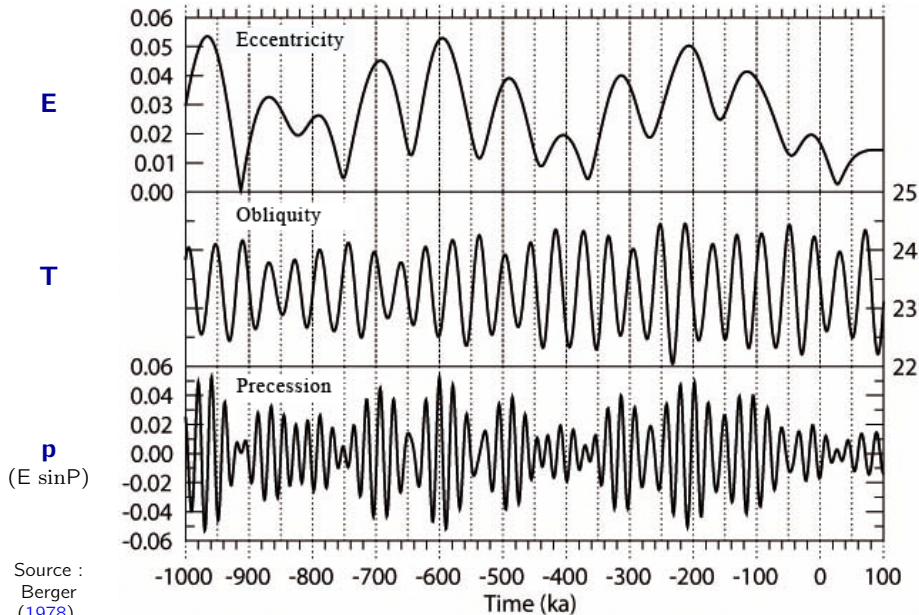
- ▶ **E** module l'énergie moyenne reçue (minimum pour un cercle).
On peut montrer que $S_0 \propto 1/\sqrt{1 - E^2}$, soit une modulation maximale de 0.5 W.m^{-2} .
- ▶ **T** et **P** modulent sa répartition en latitude et dans l'année.
- ▶ L'évolution d'**E**, **T** et **P** est connue (gravitation) :

$$E = E_0 + \sum_i E_i \cos(\lambda_i t + \varphi_i)$$

$$T = T_0 + \sum_i T_i \cos(\gamma_i t + \xi_i)$$

$$p = E \sin P = \sum_i P_i \cos(\alpha_i t + \eta_i)$$

Variations des paramètres orbitaux au dernier Ma



Source :
Berger
(1978).

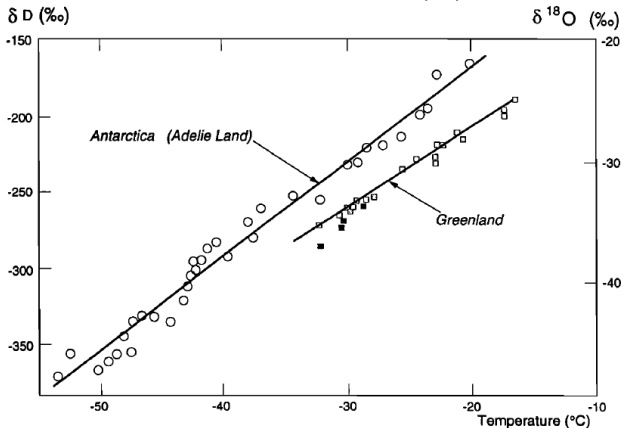
Dernier Ma : nouvelles données

Carottages glaciaires – Antarctique jsq 800 ka et Groenlandais jsq 125 ka.

→ Mesures **directes** de la concentration de GES (bulles d'air).

→ Mesures **indirectes** de la température via l'analyse isotopique.

Paléothermomètres isotopiques du δD (2H) et du $\delta^{18}O$



Source : Jouzel et al. (1997).



Source : Phototèque du CNRS.



J. Jouzel (LSCE).

Dernier Ma : cycles glaciaires / interglaciaires

Cycles $[CO_2]$ & T
à ~ 100 ka.

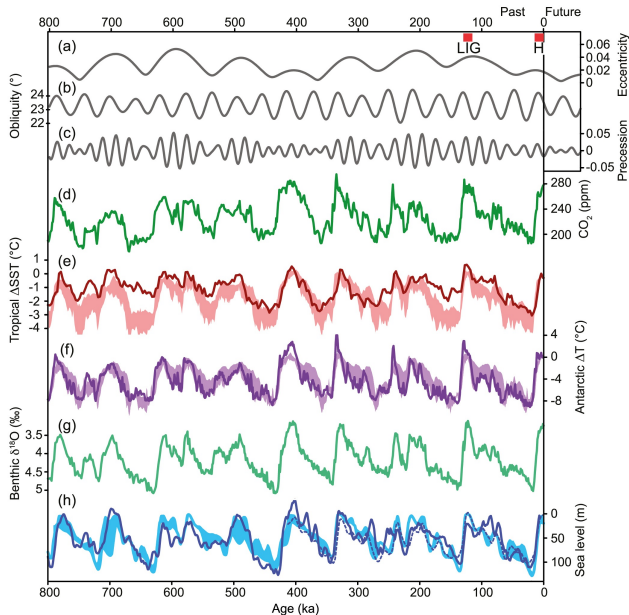
Glaciation + lente que
déglaçiation.

LIG à l'Éémien.
+ chaud qu'actuel.

LGM à 21ka.
Puis +5 K en 10 ka.

Holocène dep. 11ka.

Lien avec cycles
astronomiques pas
immédiat ! (cf. suite).

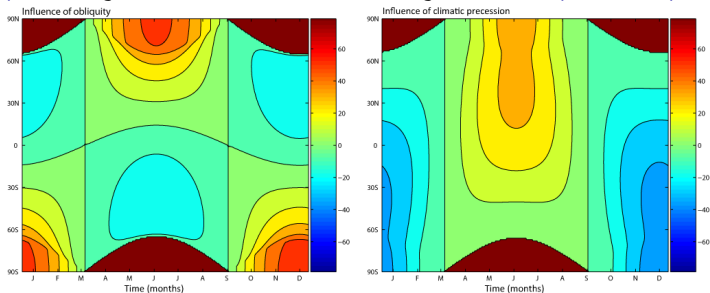


Source : IPCC AR5 (2013)
Fig. 5.3.

Importance de la répartition d'insolation

- ▶ Dans la configuration actuelle, les continents sont principalement situés aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord.
- ▶ L'insolation estivale vers 65°N contrôle la présence de calottes.
 - Si faible, la neige tombée en hiver ne fond pas complètement \rightarrow accumulation calotte.
 - Si forte, la fonte estivale peut excéder l'accumulation hivernale \rightarrow fonte calotte.
- ▶ Le lien entre I_{65} et le V de calottes peut être reproduit par des modèles statistiques simples à seuils.

Exemple : changement d'insolation dû à un changement d'obliquité ou de précession



Source : Goosse et al. [online](#) textbook. Unités : $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Obliquité : passage de 22° à 24.5° .
Précession : passage du min (hiver boréal au périhélie) au max (été boréal au périhélie).

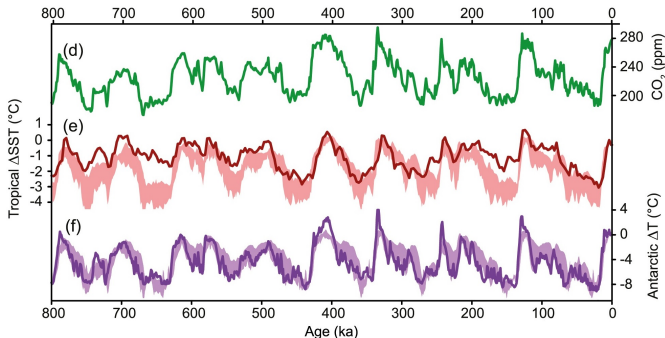
Importance du cycle du carbone

- Variations CO_2 et T globalement synchrones.

$[\text{CO}_2]$ entre 180 ppm aux périodes glaciaires et 280 ppm aux inter-glaciaires.

- Co-variabilité* en partie liée à la solubilité du CO_2 ($\partial_T s < 0$) et à la photosynthèse (transport nutriments continentaux accru en période froide).

→ **Cycles g-ig = cycles astronomiques + cycle du carbone océanique.**



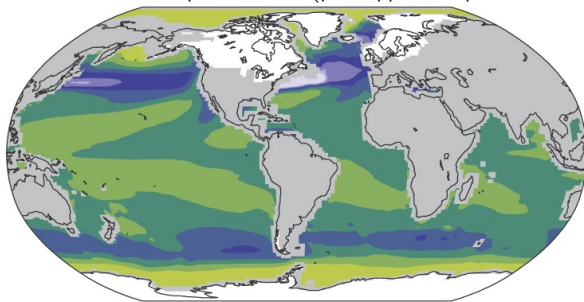
Adapté de l'IPCC AR5 (2013) Fig. 5.3.

* Mécanismes géologiques trop lents pour expliquer cette co-variabilité.

Zoom sur le Dernier Maximum Glaciaire (21 ka)

- ▶ Calottes **Laurentide** & **Fennoscandienne**.
 - ▶ ~ -120 m de niveau marin (Bering ou Manche à pied).
 - ▶ ~ -4 à -7 K de ΔT global (plus fort aux hautes latitudes).
- Transition vers notre interglaciaire (**Holocène**) : +4 K en 10 ka.

ΔT à 21 ka simulé par 5 GCMs (par rapport au pré-industriel)

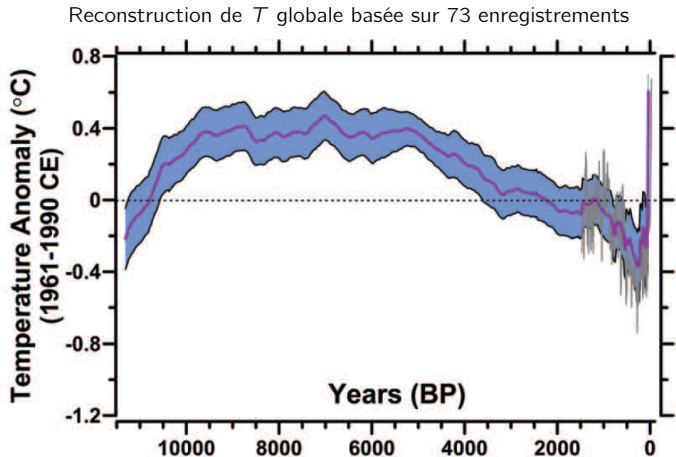


Sea Surface Temperature Change (°C)

Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 6.5.

Zoom sur l'Holocène (11 – 0 ka)

- **Maximum thermique** entre 9 et 6 ka (forte insolation été NH) puis **refroidissement** (0.7 K en 6 ka) et affaiblissement **moussons** (Sahara à 4 ka) .



Source : Marcott et al. (2013).

Dernier ka : encore de nouvelles données

Données biologiques : composition isotopique de troncs d'arbres ou largeur de leurs cernes (*dendrochronologie*), pollens (info. végétation).

Données historiques : relevés météorologiques dans les *livres de raison*, archives administratives, dates de vendange, de moisson etc.

Mesures directes : invention du thermomètre (Galilée 1624, Fahrenheit 1717, Celsius 1741), et du baromètre (Torricelli 1644).

Cernes d'arbre



Photo de l'UPMC.

Relevé météo

Day	hour.	Thermom.	day	A. m.	°
1.	9-0 A.M.	84½	9	5-30 A.M.	75
	7- P.M.	82.		9	77½
2.	6. A.M.	78.		6-30 P.M.	81½
	9-40 A.M.	78		9-45	78.
	9. P.M.	74	10.	8. A.M.	75.
3.	5-30 A.M.	71½		9-15.	76½
	1-30 P.M.	76		2-8 P.M.	80.
	8-10	74.		4-45	82.

Photo du NCDC.

Ban de vendange

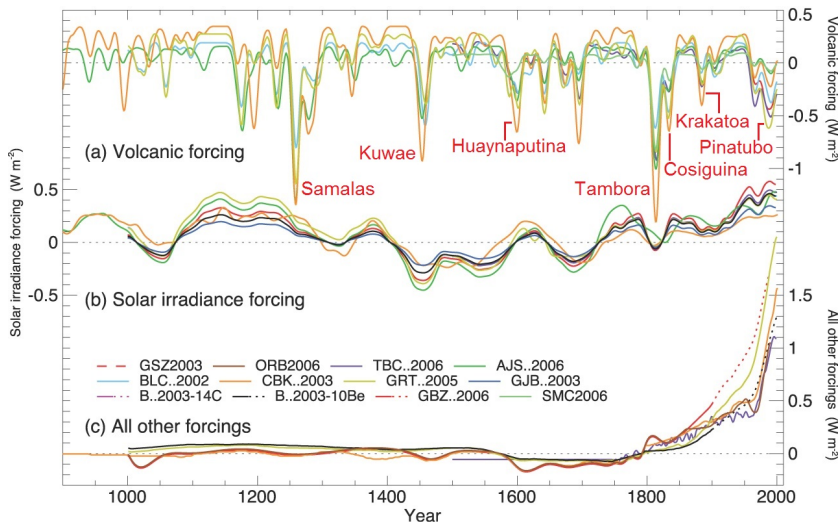


Source : [Wikipédia](#).

Reconstruction des forçages

► A cette échelle : **irradiance solaire** et **aérosols volcaniques**.

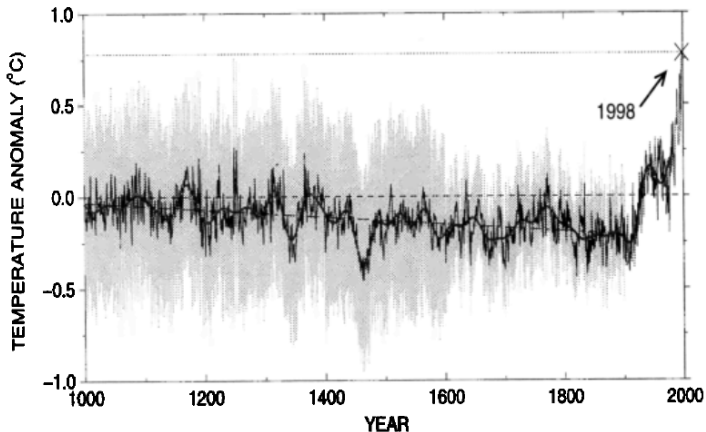
Analyse isotopique et mesure de poussières dans les carottes de glace.



Adapté de l'IPCC AR4 (2007) Fig. 6.13.

Température : la fameuse crosse de hockey

Une des premières reconstructions de T NH



Source : Mann et al. (1999).



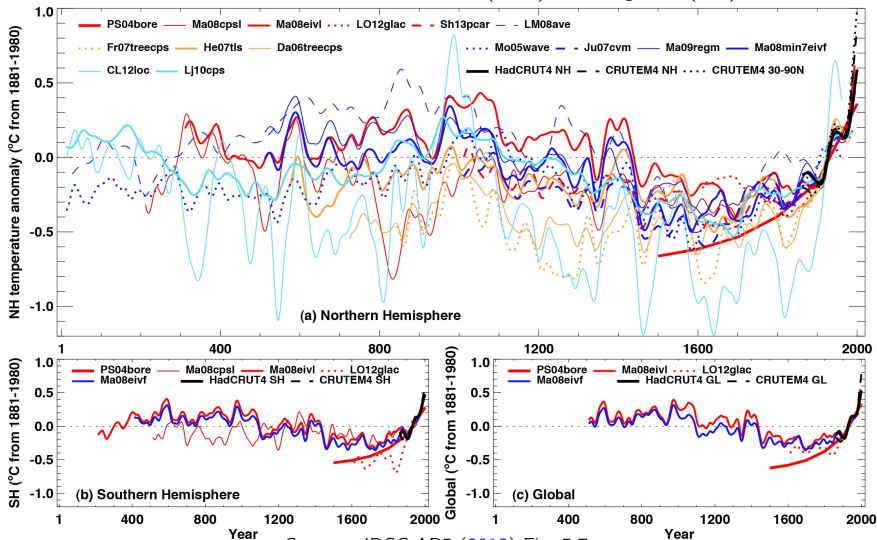
M. Mann
(Penn State U).

À lire (si vous n'avez rien d'autre à faire) : [The Hockey Stick Controversy](#), sur Wikipédia.

La crose de hockey revisitée

- ▶ Optimum Médiéval (vers l'an Mil) et Petit Âge Glaciaire (vers 1700).

Reconstructions récentes de T NH (haut), SH et global (bas)



Source : IPCC AR5 (2013) Fig. 5.7.

Résumé Phanérozoïque

Selon l'échelle de temps, étude du climat Phanérozoïque via des données géologiques, isotopiques, glaciaires, biologiques, voire historiques.

+ Apport de la modélisation à toutes les échelles.

Depuis 542 Ma, 3 périodes de glaciation, dont l'actuelle (depuis 40 Ma).

Dernier Ma : cycles glaciaires (90 ka) / interglaciaires (10 ka, actuel).

Dernier 10 ka : refroidissement progressif de l'Holocène.

Dernier 1000 a : Optimum Médiéval & Petit Âge Glaciaire (surtout NH).

Dernier 100 a : réchauffement global anthropique (cf. cours n°3).

—

À retenir : les forçages climatiques dépendent de l'échelle de temps !

- qq Ma : cycle du carbone géologique et tectonique ;
- qq ka : cycles astronomiques et cycle du carbone océanique ;
- qq 10 a : éruptions volcaniques et activité solaire.

Références I

- ▶ A. Berger, *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes*, *J. Atmos. Sci.* **35** (1978), no. 12, 2362–2367.
- ▶ J.-L. Dufresne and S. Bony, *An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models.*, *J. Clim.* **21** (2008), no. 19.
- ▶ Y. Donnadieu, Y. Goddérès, G. Ramstein, A. Nédélec, and J. Meert, *A snowball Earth climate triggered by continental break-up through changes in runoff*, *Nature* **428** (2004), no. 6980, 303–306.
- ▶ D.A.D. Evans, *A fundamental Precambrian–Phanerozoic shift in earth’s glacial style?*, *Tectonophysics* **375** (2003), no. 1, 353–385.
- ▶ 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. Voldoire, G. Bellon, and S. Tytéca, *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.
- ▶ P.F. Hoffman and D.P. Schrag, *The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change*, *Terra nova* **14** (2002), no. 3, 129–155.
- ▶ J. Jouzel, R.B. Alley, K.M. Cuffey, W. Dansgaard, P. Grootes, G. Hoffmann, S.J. Johnsen, R.D. Koster, D. Peel, C.A. Shuman, M. Stievenard, M. Stuiver, and J. White, *Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores*, *J. Geophys. Res.* **102** (1997), no. C12, 26471–26487.
- ▶ J.L. Kirschvink, *Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth.*

Références II

- ▶ 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.
- ▶ J.F. Kasting and S. Ono, *Palaeoclimates: the first two billion years*, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B: Biological Sciences* **361** (2006), no. 1470, 917–929.
- ▶ M.E. Mann, R.S. Bradley, and M.K. Hughes, *Northern hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties, and limitations*, *Geophys. Res. Lett.* **26** (1999), no. 6, 759–762.
- ▶ 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.
- ▶ S.A. Marcott, J.D. Shakun, P.U. Clark, and A.C. Mix, *A Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years*, *Science* **339** (2013), no. 6124, 1198–1201.
- ▶ D.L. Royer, *CO₂-forced climate thresholds during the Phanerozoic*, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **70** (2006), no. 23, 5665 – 5675, A Special Issue Dedicated to Robert A. Berner.
- ▶ B.J. Soden and I.M. Held, *An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models*, *J. Clim.* **19** (2006), no. 14, 3354–3360.
- ▶ J. Veizer, D. Ala, K. Azmy, P. Bruckschen, D. Buhl, F. Bruhn, G.A.F. Carden, A. Diener, S. Ebneith, Y. Godderis, et al., *⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ evolution of Phanerozoic seawater*, *Chemical geology* **161** (1999), no. 1, 59–88.
- ▶ J.C. Zachos, G.R. Dickens, and R.E. Zeebe, *An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics*, *Nature* **451** (2008), no. 7176, 279–283.