

## module 2

# L'EFFET DE SERRE

*par Sebastian Weissenberger*

## SOMMAIRE

<b>1. Le rayonnement d'un corps noir . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>2. Le bilan radiatif de la Terre . . . . .</b>	<b>6</b>
<b>3. Les gaz à effet de serre . . . . .</b>	<b>8</b>
<b>4. Les autres influences sur le climat . . . . .</b>	<b>11</b>
4.1 L'influence de l'ozone	
4.2 L'influence des volcans	
4.3 L'influence des aérosols et des nuages	
4.4 L'influence des activités humaines sur l'albédo de la surface continentale	
4.5 La résultante des différentes influences sur le climat	

La Terre agit en première approximation comme un corps noir qui, réchauffé par la lumière du Soleil, émet un rayonnement infrarouge proportionnel à sa température. La Terre n'est cependant pas un corps noir parfait, entre autres parce que les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère réfléchissent une partie du rayonnement infrarouge. D'autres phénomènes comme les nuages, les aérosols ou la constitution non uniforme de la surface de la Terre influencent également le bilan radiatif de la Terre.

Dans les sections suivantes, nous étudierons le principe du rayonnement d'un corps noir, le bilan radiatif de la Terre, l'effet de serre et le rôle des gaz à effet de serre ainsi que les autres facteurs importants qui influencent le bilan radiatif de la planète.

## 1. LE RAYONNEMENT D'UN CORPS NOIR

Le rayonnement des corps est décrit par les lois de Stefan-Boltzmann et de Wien.

- La loi de Stefan-Boltzmann (équation 1), formulée en 1884, décrit la relation entre l'énergie totale émise par un corps noir et sa température.
- La loi de Wien (équation 2) décrit la fréquence de la radiation émise selon la température.

Ces deux lois ont été unifiées par Planck dans sa théorie de la radiation d'un corps noir de (équation 3).

Équation 1

$$P = \sigma \cdot A \cdot T^4$$

où

$P$  = la puissance radiative (W)

$\sigma$  = la constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ )

$A$  = la superficie ( $\text{m}^2$ )

Équation 2

$$\lambda_{\max} = b.T$$

où

$\lambda_{\max}$  = la fréquence maximale d'émission ( $\mu\text{m}$ )

b = la constante de Wien = 2898  $\mu\text{m.K}$

Équation 3

$$M_{\lambda}^o(\lambda, T) dA d\lambda = \frac{2\pi h c^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\left(\frac{hc}{\lambda k T}\right)} - 1} dA d\lambda$$

où

M = le rayonnement émis par une surface A de température T dans un intervalle de fréquence  $\lambda + d\lambda$  ( $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ )

h = la constante de Planck ( $6,63 \times 10^{-24}$  J.s)

c = la vitesse de la lumière (300 000  $\text{m.s}^{-1}$ )

k = la constante de Boltzmann ( $1,38 \times 10^{-23}$  J.K<sup>-1</sup>)

**Josef Stefan**, mathématicien et physicien autrichien d'origine slovène. Né en 1835 à Klagenfurt; mort en 1893 à Vienne.

**Ludwig Boltzmann**, physicien et philosophe autrichien. Né en 1844 à Vienne; mort en 1905 à Duino.

**Wilhelm Wien**, physicien allemand. Né en 1864 à Gaffken-Fischhausen, aujourd'hui Primorsk; mort en 1928 à Munich.

**Max Planck**, physicien allemand, fondateur de la théorie quantique. Né en 1858 à Kiel; mort en 1947 à Göttingen.

Selon la loi de Stefan-Boltzmann, la puissance du rayonnement augmente avec la quatrième puissance de la température. De plus, selon la loi de Wien, le spectre émis par un corps noir change avec la température. À une température élevée correspond un rayonnement de haute fréquence, de courte longueur d'onde et donc de plus haute

énergie. Un corps chaud, comme du fer chauffé à blanc, émet ainsi une lumière visible d'une courte longueur d'onde, tandis qu'un corps moins chaud, tel qu'un corps humain, émet un rayonnement infrarouge, d'une longueur d'onde plus élevée. Le Soleil qui est bien plus chaud que du fer blanc émet une lumière composée de fréquences visibles et ultraviolettes (figure 1).

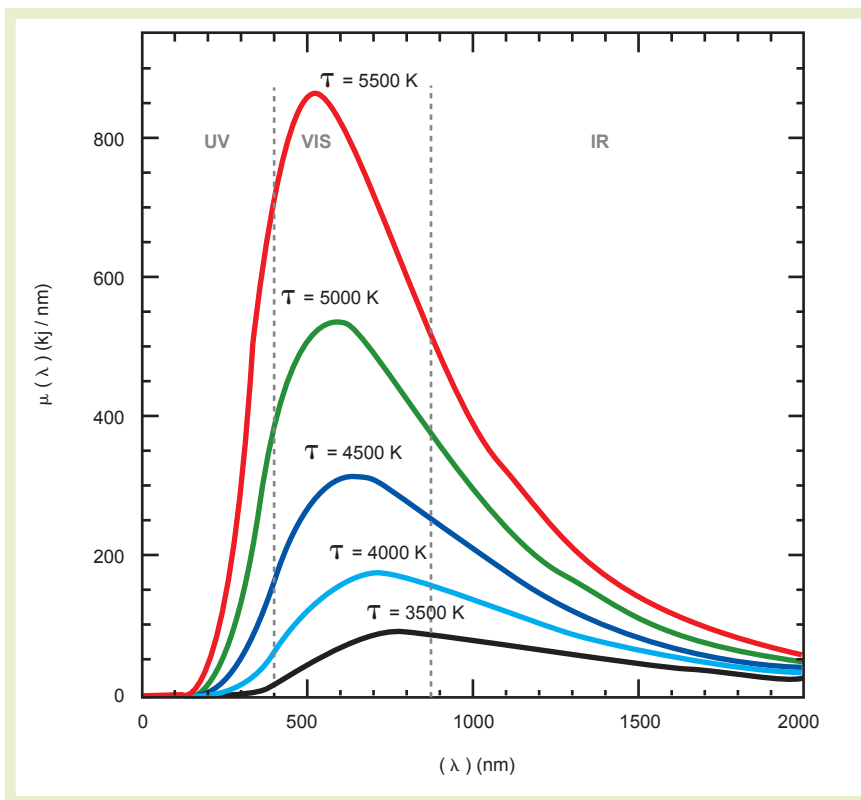


Figure 1

### Rayonnement du corps noir en fonction de la température.

La courbe rouge (5500 K) correspond à peu près à la couleur du Soleil, la courbe noire (3000 K) à une ampoule électrique. La température de la Terre étant de 288 K, la longueur d'onde  $\lambda$  du rayonnement émis se situe entre 4 à 100  $\mu\text{m}$ . La plus grande partie de ce rayonnement est située entre 8 et 12  $\mu\text{m}$  (8000 à 12 000 nm). Ce rayonnement s'appelle l'infrarouge (IR) tellurique. Les longueurs d'onde entre 400 et 800 nm sont visibles à l'œil nu.

Source : Wikipédia. <http://de.wikipedia.org/wiki/Bild:Bbs.jpg>

## 2. LE BILAN RADIATIF DE LA TERRE

Une description du bilan radiatif de la Terre, à l'origine de l'effet de serre naturel et anthropique, est présentée dans la monographie de Guy Jacques et Hervé Le Treut. La figure 2 explique pourquoi un rayonnement solaire de  $1370 \text{ W.m}^{-2}$  sur une section de la Terre correspond à un rayonnement moyen de  $342 \text{ W.m}^{-2}$  à la surface de la Terre.

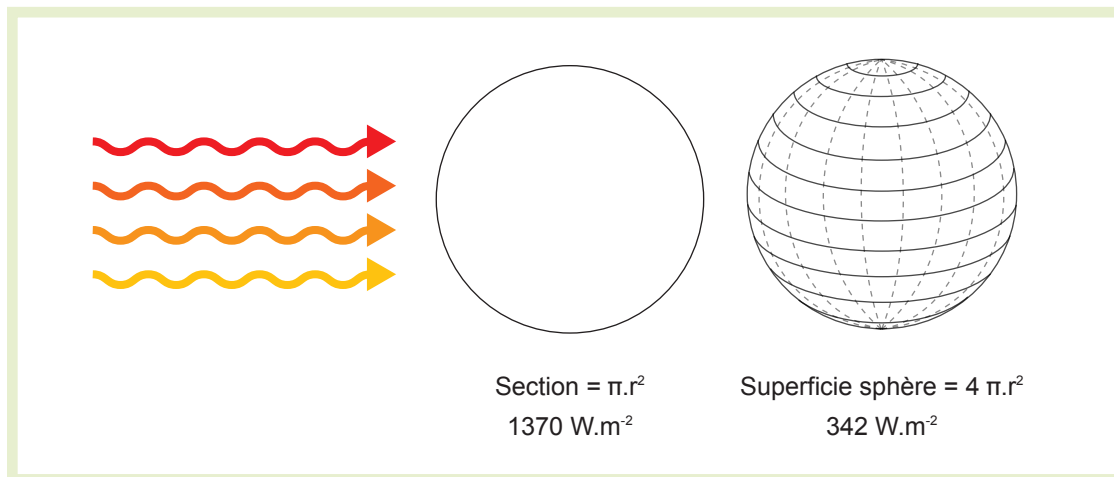


Figure 2

### Rayonnement solaire incident.

Le rayonnement solaire incident a une densité de  $1370 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport à sa section. Une fois répartie sur la superficie du globe, quatre fois plus grande que celle de sa section, la densité du rayonnement est de  $342 \text{ W.m}^{-2}$ . Évidemment, à un moment donné, seul un des hémisphères reçoit le rayonnement solaire. De plus, sa densité est plus importante à l'équateur qu'aux pôles, où l'angle d'incidence est plus grand. Le chiffre de  $342 \text{ W.m}^{-2}$  est donc une moyenne.

Une partie du rayonnement est absorbée par la surface de la Terre. Plus l'albédo, c'est-à-dire le pouvoir réfléchissant, du terrain est élevé, moins l'énergie du rayonnement solaire est absorbée par la Terre. L'albédo dépend de la nature de la surface et de l'angle d'incidence du rayonnement. Un rayonnement perpendiculaire à la surface de la Terre, comme à l'équateur, est reflété dans une moindre mesure qu'un rayonnement dont l'angle incidence est oblique, comme aux pôles. L'albédo des océans est moins élevé

(aussi bas que 20 à l'équateur) que celui des glaces polaires (jusqu'à 80) (figure 3). Cette différence d'albédo contribue à l'inégalité thermique à la surface du globe puisque les régions polaires, en plus de recevoir moins de rayonnement thermique, en réfléchissent une plus grande partie en raison de la couverture de glace et de l'angle d'incidence plus oblique de ce rayonnement.

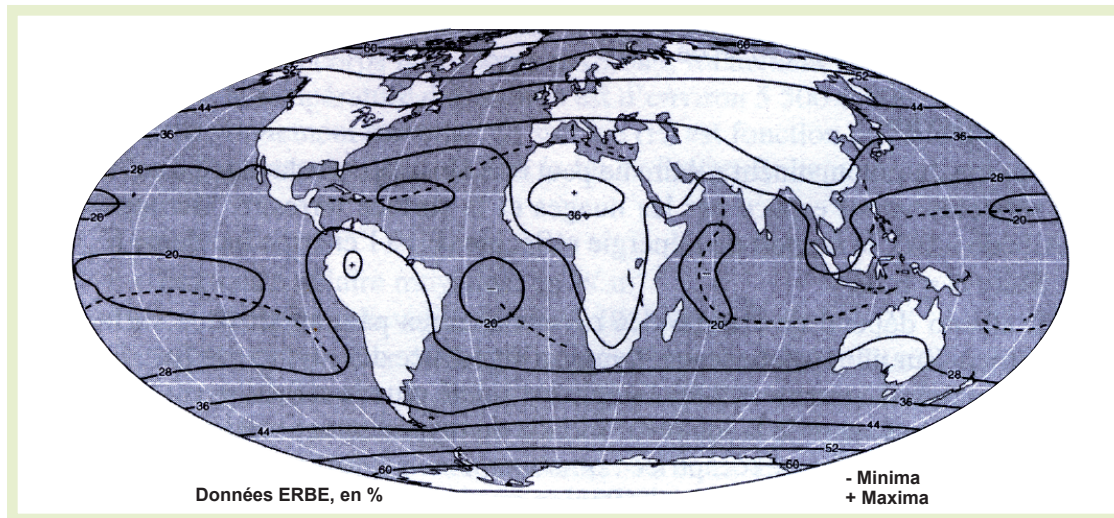


Figure 3

### Répartition de l'albédo à la surface de la Terre.

Les océans sont caractérisés par un petit albédo (20-50), surtout dans les zones équatoriales, où l'angle d'incidence du rayonnement est faible. Il est plus élevé sur les continents et atteint un maximum dans les régions recouvertes de glace.

Source : Beltrando.

La découverte de l'importance de l'albédo dans le bilan radiatif de la Terre et la quantification de l'albédo et du bilan thermique et radiatif de la surface terrestre sont en grande partie l'œuvre du physicien soviétique Mikhail Budyko, né en 1920 dans l'actuelle Biélorussie. En 1956, il publia l'ouvrage *Bilan thermique de la surface de la Terre*, qui jeta la base d'une climatologie quantitative. Il fait aussi partie des scientifiques qui, au début des années 1970, signalèrent l'imminence d'un réchauffement climatique dû à l'utilisation de combustibles fossiles.

### 3. LES GAZ À EFFET DE SERRE

Les principaux gaz à effet de serre dans l'atmosphère sont le CO<sub>2</sub>, le méthane, le NO<sub>2</sub>, les chlorofluorocarbones (CFC), les hydrofluorocarbones (HFC) et la vapeur d'eau. Tous, sauf la vapeur d'eau, sont en augmentation à cause des activités humaines. Le pouvoir radiatif des GES dépend de leur capacité d'absorber le rayonnement IR et de leur temps de séjour dans l'atmosphère, comme l'illustre le tableau 1. Le pouvoir radiatif est normalisé par rapport au CO<sub>2</sub>, auquel a été assignée la valeur 1. La vapeur d'eau n'est pas incluse dans ce tableau, car son temps de séjour est extrêmement court dans l'atmosphère. Cependant, le comportement des grandes quantités de vapeur d'eau présentes dans l'atmosphère et la rétroaction entre l'évaporation à la surface des océans, les précipitations atmosphériques et le réchauffement planétaire sont des clés pour la compréhension de l'effet de serre et pour la prévision des changements climatiques. Ces facteurs revêtent un intérêt considérable dans les modèles climatiques. Un cas particulier est l'ajout de vapeur d'eau dans la stratosphère par les avions à réaction, puisque, à cette altitude, la vapeur d'eau a un temps de séjour beaucoup plus long.

L'ozone est le seul, à cause de sa faible durée de vie dans l'atmosphère, à présenter des disparités de répartition régionales. Lié au smog et à l'émission de certains polluants (SO<sub>x</sub>, NO<sub>x</sub>) ainsi qu'à la chaleur, il est plus présent au-dessus de l'Asie qu'au-dessus de l'Europe. Il faut faire attention à ne pas confondre l'ozone troposphérique proche du sol avec l'ozone stratosphérique (le « trou d'ozone »), dont l'effet réside surtout dans l'absorption des radiations UV en provenance du Soleil, dont l'absence contribue au réchauffement, le contraire de l'ozone troposphérique. Puisqu'il ne provient pas (directement en tout cas) d'émissions anthropiques, l'ozone troposphérique n'est pas inclus dans le protocole de Kyoto.

Les différents hydrocarbures halogénés ainsi que le SF<sub>6</sub>, bien qu'émis en faible quantité, sont de puissants gaz à effet de serre, car ils restent longtemps dans l'atmosphère et leur pouvoir absorbant de rayonnement IR est élevé. Les chlorofluorocarbones sont déjà régulés sous le protocole de Montréal sur la protection de la couche d'ozone. Les composés fluorés sont répartis en trois catégories : le SF<sub>6</sub>, les hydrofluorocarbones (HFC), les perfluorocarbones (PFC).



Tableau 1  
**Les principaux gaz à effet de serre et leurs caractéristiques**

<b>Gaz</b>	<b>T<sub>séjour</sub></b>	<b>GWP* 20 ans</b>	<b>GWP* 100 ans</b>	<b>% de l'effet de serre estimé en 2001</b>
CO <sub>2</sub>	100 ans	1	1	1,46 W.m <sup>-2</sup>
CH <sub>4</sub>	12 ans	62	23	0,48 W.m <sup>-2</sup>
N <sub>2</sub> O	114-150 ans	275	296	0,15 W.m <sup>-2</sup>
SF <sub>6</sub>	3200 ans	15 100	22 200	0,002 W.m <sup>-2</sup>
Hydrocarbures fluorés (HFC, PFC)	14-260 ans	3300-9400	1300-12 000	0,007 W.m <sup>-2</sup>
<b>Gaz non régulés sous le protocole de Kyoto</b>				
Hydrocarbures chlorés (CFC, HFC, CCl <sub>4</sub> , CH <sub>2</sub> CCl <sub>3</sub> , Halon)	50-50 000 ans			0,33 W.m <sup>-2</sup>
O <sub>3</sub> troposphérique (formé dans l'atmosphère)	< 1 an			0,35 W.m <sup>-2</sup>

\* GWP : potentiel de réchauffement mondial (*global warming potential*).

Le potentiel de réchauffement mondial (GWP) est le pouvoir radiatif d'un gaz  $x$  comparé au CO<sub>2</sub> (le gaz référence  $r$ ) sur un horizon temporel (TH) donné.  $a_x$  et  $a_r$  sont les pouvoirs radiatifs (en W.m<sup>-2</sup>.kg<sup>-2</sup>) des gaz  $x$  et  $r$  et  $x(t)$  et  $r(t)$  sont leurs concentrations en fonction du temps. Le GWP augmente donc avec le pouvoir radiatif et la durée de vie d'un gaz (équation 4). Il varie considérablement selon l'horizon temporel choisi puisque les temps de séjour des gaz sont très différents (tableau 1).

Équation 4

$$GWP(x) = \frac{\int_0^{TH} a_x \cdot [x(t)] dt}{\int_0^{TH} a_r \cdot [r(t)] dt}$$

L'importance des GES dans la régulation du bilan radiatif et ainsi du climat terrestre est exemplifiée par la forte corrélation trouvée entre la température terrestre et la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère au cours des cycles glaciaires reconstruits sur des centaines de milliers d'années. L'amplification de légères variations de température par la rétroaction avec le  $\text{CO}_2$  explique comment les variations d'insolation (0,5 %) peuvent initier les cycles glaciaires (figure 4).

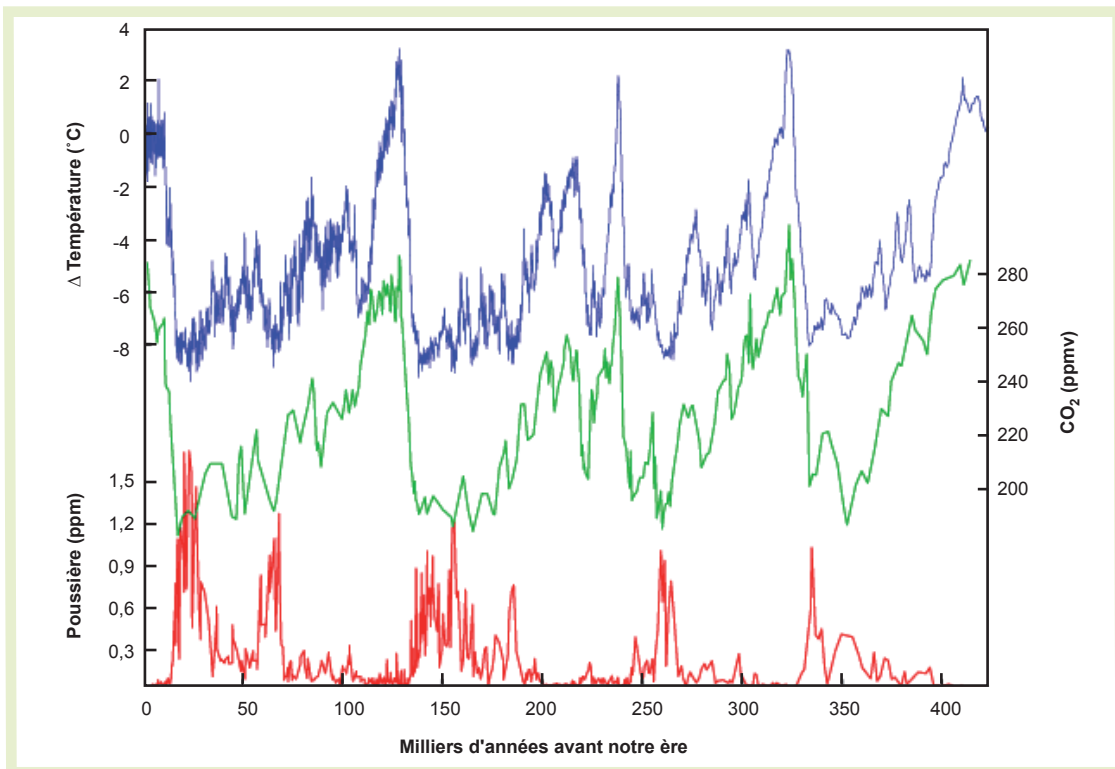


Figure 4

#### **Corrélation entre la température et le $\text{CO}_2$ .**

Une forte corrélation entre la température et le  $\text{CO}_2$  au cours des cycles glaciaires des derniers 400 000 ans a pu être établie à partir de l'analyse de la carotte glaciaire de la station de Vostok en Antarctique ainsi que d'autres carottes glaciaires en Antarctique et au Groenland. La poussière résulte de l'érosion accrue sous un climat plus aride et plus froid. Le transfert de fer des continents vers l'océan, résultant en une productivité biologique et une absorption de  $\text{CO}_2$  accrue, est considéré comme un des mécanismes de renforcement entre la température et le  $\text{CO}_2$ .

Source : Petit *et al.*, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.

## 4. LES AUTRES INFLUENCES SUR LE CLIMAT

Les gaz à effet de serre ne sont pas la seule manière dont les humains influencent le climat, même s'il s'agit du facteur le plus important (figure 5). L'ozone, les sulfates, les aérosols, les changements d'affectation des terres ont tous une influence sur le climat.

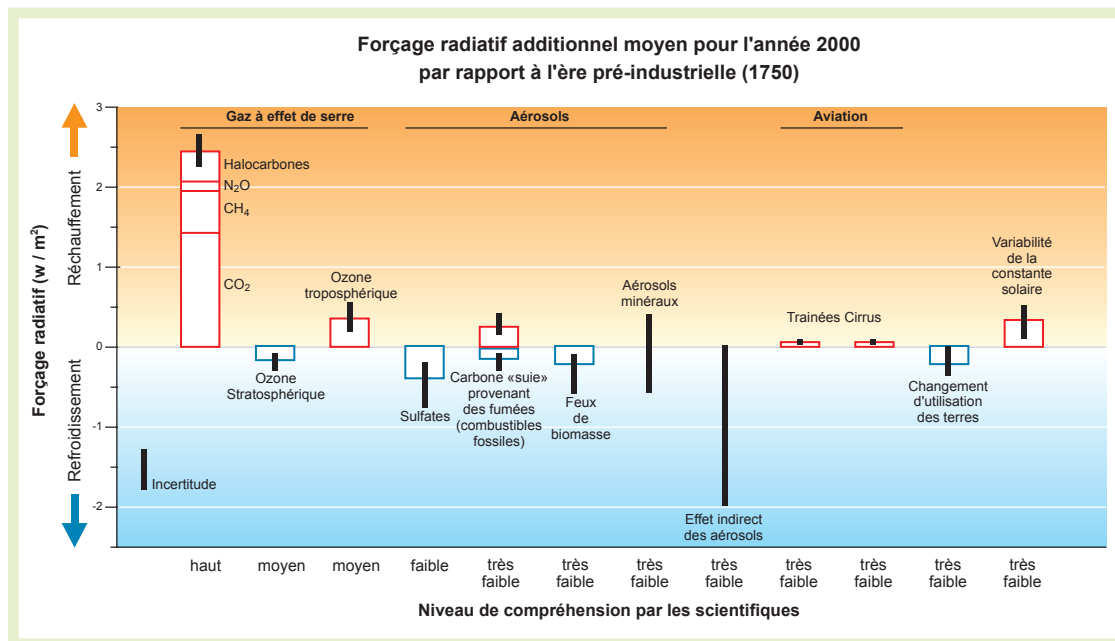


Figure 5

**Différents processus agissant sur le climat.**

Source : IPCC/GIEC, 2001.

### 4.1 L'influence de l'ozone

L'ozone (O<sub>3</sub>) stratosphérique absorbe le rayonnement UV de 0,15 à 0,36 μm. Le célèbre trou d'ozone contribue ainsi en petite partie au réchauffement de la planète en augmentant la quantité de rayonnement UV atteignant la surface de la Terre.

## 4.2 L'influence des volcans

Les éruptions volcaniques refroidissent la surface de la Terre en injectant des quantités parfois considérables de fines poussières et d'aérosols (jusqu'à plusieurs dizaines de millions de tonnes) jusque dans la stratosphère, où ils restent en circulation pendant des années. Les grandes éruptions du siècle dernier ont refroidi l'atmosphère d'un demi-degré pendant deux à trois années. Une des grandes éruptions des temps historiques, celle de Krakatoa, rejeta des sulfates et des roches jusqu'à 50 km dans la stratosphère et refroidit le climat global de 1,2 degré durant six ans. La plus grande éruption des temps historiques, celle du Tambora en 1815, rejeta 100 km<sup>3</sup> de roches et 10 à 120 Tg de soufre dans l'atmosphère (comparé aux émissions anthropiques de 50 à 60 Tg de soufre par an actuellement), causant « l'année sans été » de 1816, caractérisée par des famines en Europe et en Amérique du Nord et des tempêtes de neige en été (30 cm de neige en juin à Québec!). Une éruption de cette magnitude a une période de retour statistique de 1000 ans. En moyenne, les volcans émettent 13 Tg de soufre par an, ce qui représente environ 13 % des émissions anthropiques.



Figure 6

**Colonne de poussière du volcan Montserrat, océan Indien, 1995.**

Source : Institute of Occupational Medicine. [http://www.iom-world.org/news\\_archive/paradise.php](http://www.iom-world.org/news_archive/paradise.php)

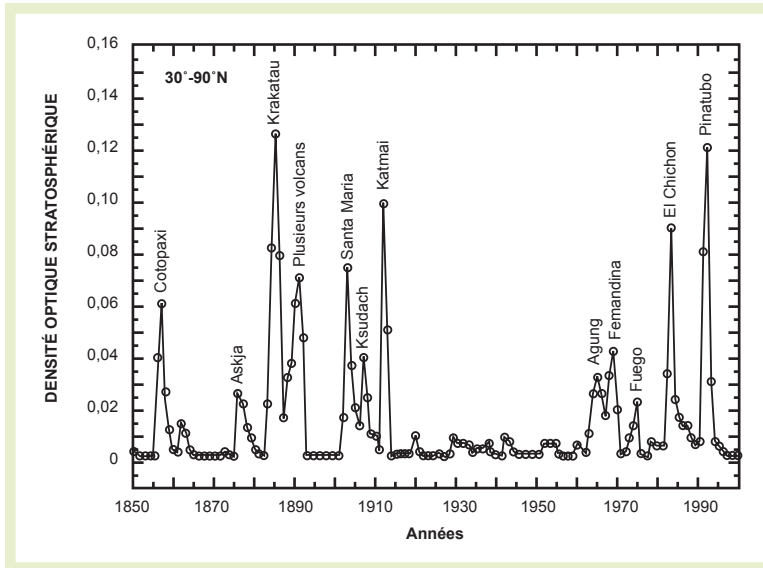


Figure 7

**Aérosols volcaniques dans la stratosphère.**

Les pics peuvent être associés aux éruptions suivantes : Shiveluch (Kamtchatka) en 1854, Krakatau (Indonésie) en 1883, Santa Maria (Guatemala) et Pelée (Martinique) en 1902, Taal (Philippines) en 1911, Kelut (Java, Indonésie) en 1919, Agung (Bali, Indonésie) en 1963, St. Helen (États-Unis) en 1980, El Chicon en 1980 et Pinatubo en 1991.

Source : Self *et al.*, 1996.

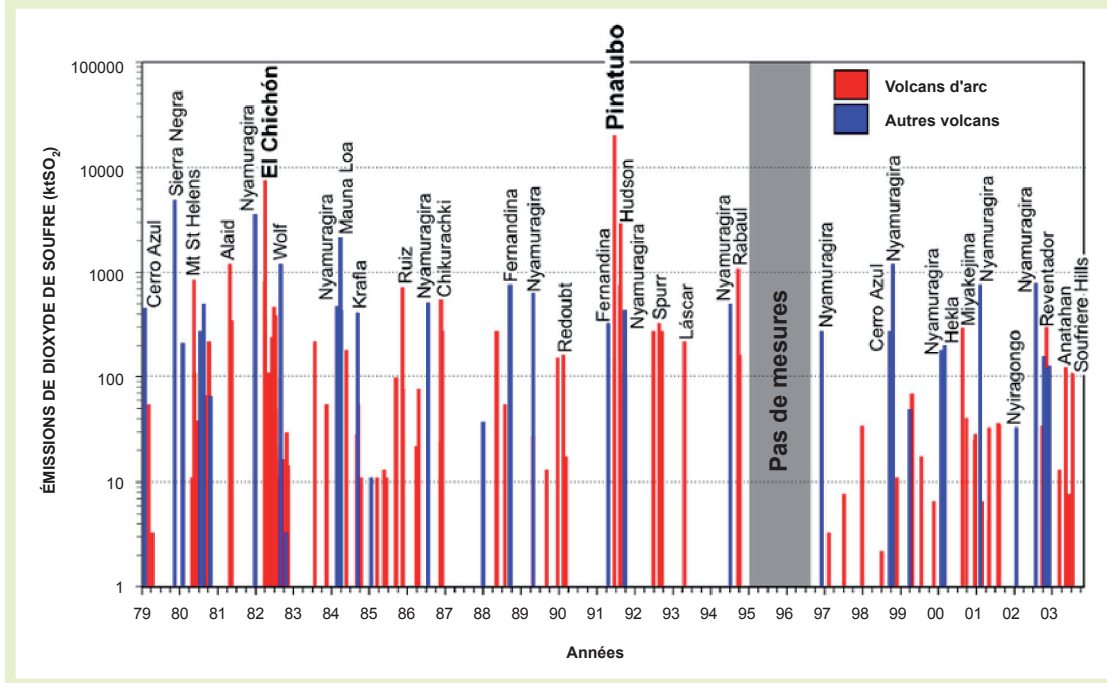


Figure 8

### Émissions de SO<sub>2</sub> par des éruptions volcaniques entre 1979 et 2003.

Source : TOMS. [http://toms.umbc.edu/Images/Mainpage/SO2\\_time\\_nov03\\_sm.png](http://toms.umbc.edu/Images/Mainpage/SO2_time_nov03_sm.png)

## 4.3 L'influence des aérosols et des nuages

Les sulfates et les aérosols influencent la formation des nuages et ainsi que l'albédo de l'atmosphère. Les sulfates ainsi que les aérosols favorisent la condensation et la nucléation d'eau atmosphérique et accroissent ainsi le couvert nuageux, ce qui augmente l'albédo de l'atmosphère. Cet effet, contraire à celui des gaz à effet de serre, mène d'ailleurs certains scientifiques (Crutzen, 2006) à proposer l'injection de sulfates dans l'atmosphère comme un remède ultime à un changement climatique hors contrôle.

Les émissions de soufre proviennent des combustibles fossiles (charbon, essence, etc.) utilisés par l'industrie et les automobiles. Le maximum d'émissions à l'échelle mondiale a été atteint en 1989 avec 74,1 Tg de soufre. Les émissions des pays industrialisés ont commencé à décliner dans les années 1970 et 1980 (figure 9). Un premier déclin a eu lieu après 1973 à la suite de la première crise pétrolière. Par la suite, les émissions ont

continué à décliner à la suite de l'adoption de mesures de désulfuration d'émissions industrielles et de l'installation de catalyseurs dans les véhicules, principalement pour améliorer la qualité de l'air et réduire les pluies acides. Les émissions en Asie ont continué à augmenter jusqu'en 1996 et déclinent depuis. Actuellement, la Chine est le plus grand émetteur de SO<sub>2</sub> au monde, symptôme des problèmes de qualité de l'air affligant le pays (figure 10).

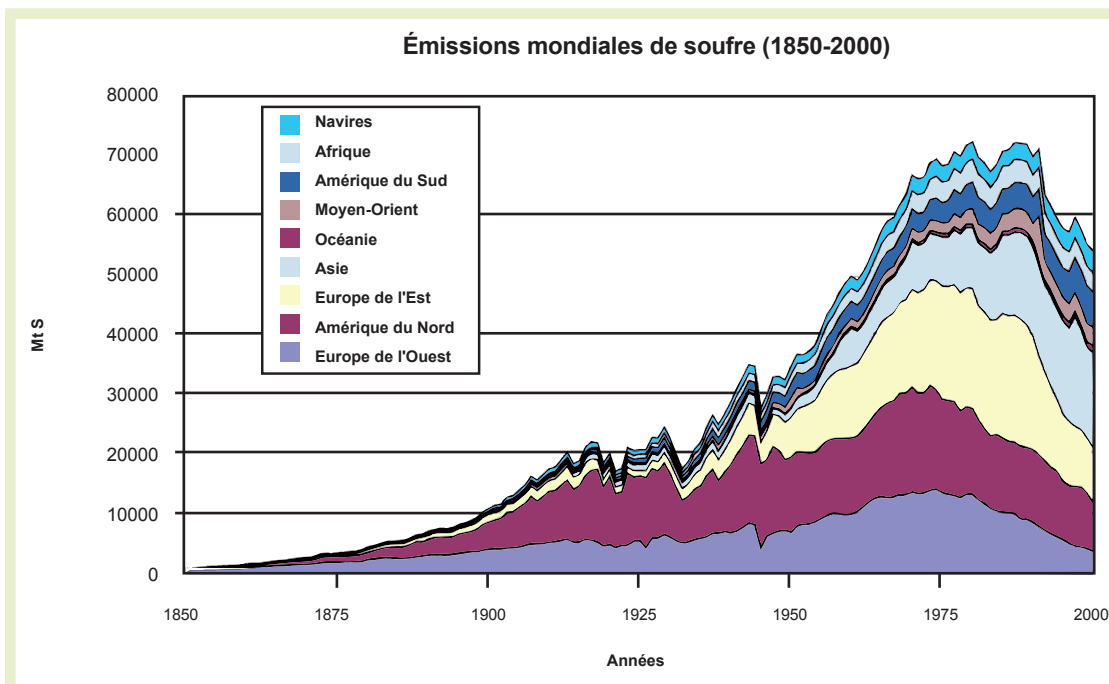


Figure 9

**Émissions mondiales anthropiques de soufre de 1850 à 2000.**

Source : Stern, 2005. <http://www.rpi.edu/~sternd/Sulfur.html>

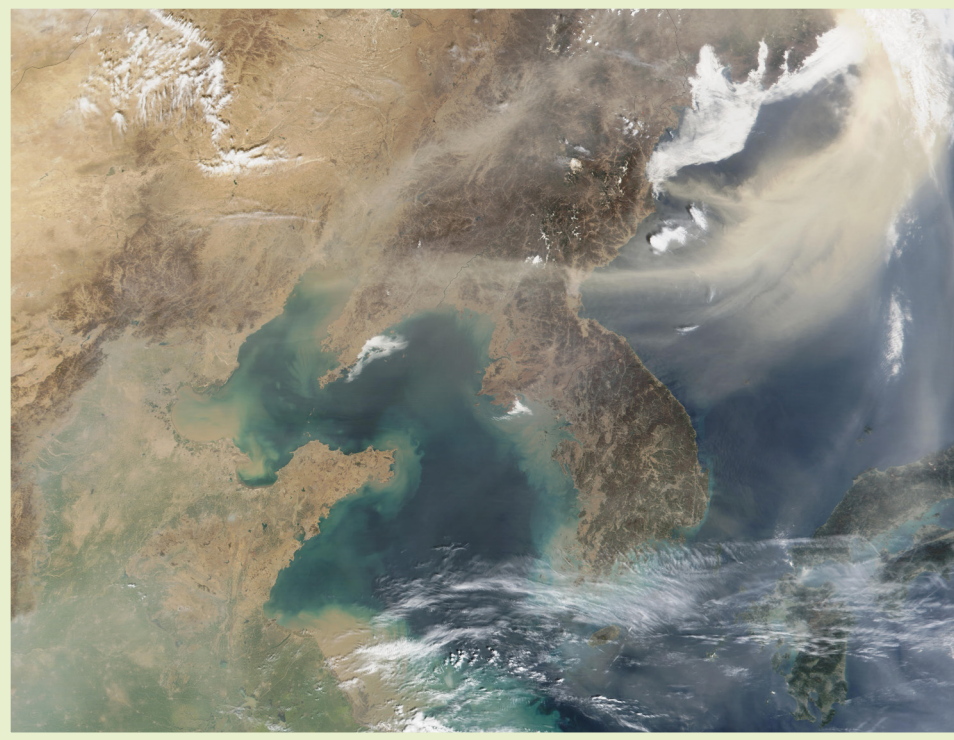


Figure 10

**Nuage de pollution au-dessus de la mer du Japon.**

Dans cette image satellite, la pollution atmosphérique, les aérosols et les particules de sable en suspension sont visibles, en tant que nuage, au-dessus de la mer du Japon, et en tant que voile opaque, au-dessus de la Chine du Sud (quadrant bas à gauche). Le nuage de pollution émanant de l'Asie et principalement de la Chine peut traverser le Pacifique.

*Source* : NASA. [http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/Archive/Apr2002/ChinaDust\\_M2002091\\_lrg.jpg](http://earthobservatory.nasa.gov/NaturalHazards/Archive/Apr2002/ChinaDust_M2002091_lrg.jpg)

Il y a aussi des sources naturelles biogéniques de soufre, telles que les diméthylsulfides émis par les organismes marins et terrestres, estimées à 25 Tg de soufre par an, ce qui correspond à 16 % des émissions mondiales de soufre dans l'hémisphère Nord et 58 % dans l'hémisphère Sud.



#### **4.4 L'influence des activités humaines sur l'albédo de la surface continentale**

Les changements d'affectation des terres, par exemple le remplacement de forêts par des terres agricoles ou l'étalement urbain, ont un effet sur l'albédo de la Terre, les différents modes de recouvrement du territoire n'ayant pas le même pouvoir d'absorption du rayonnement solaire. À une petite échelle, il a d'ailleurs été démontré que la couleur des bâtiments et des revêtements de la route ont un effet significatif sur la température ambiante locale des villes. À l'échelle d'une mégapole comme Tokyo, cet effet d'albédo a été estimé à deux degrés et, à une échelle plus petite, telle que la température au-dessus d'une route en asphalte ou en béton ou de toits de différentes constitutions, la différence peut atteindre plusieurs dizaines de degrés.

#### **4.5 La résultante des différentes influences sur le climat**

Les modèles climatiques prennent en compte les plus importantes influences sur le climat. La figure 11 montre que si ces influences sont considérées individuellement, elles ne reproduisent pas correctement la courbe des changements de température observés au cours du siècle. En tenant compte de toutes les influences dans le modèle, celui-ci peut assez fidèlement retracer l'évolution de la température. On peut aussi constater que le forçage radiatif par les gaz à effet de serre est la principale raison de l'augmentation des températures.

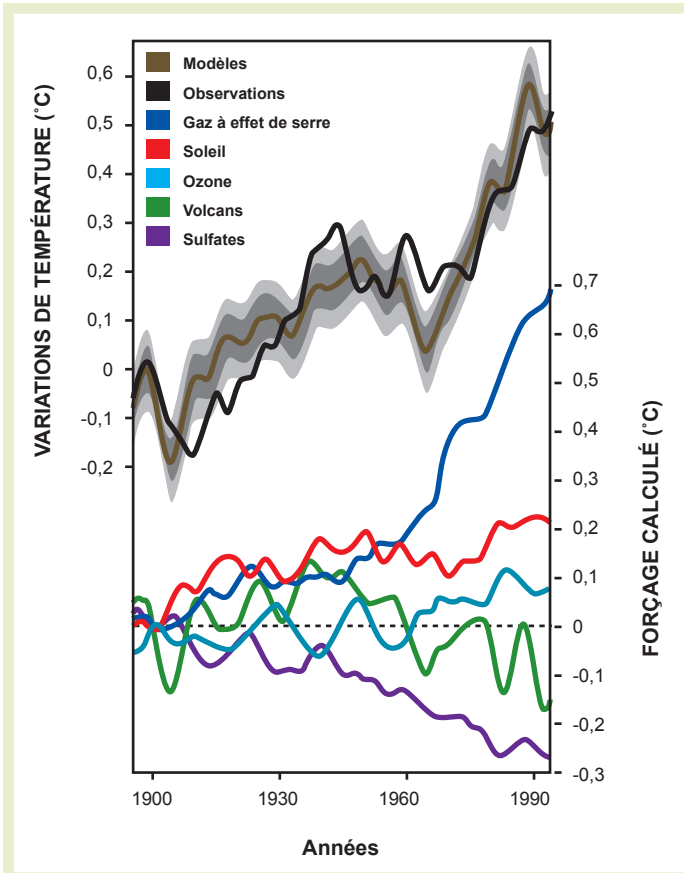


Figure 11

**Forçages modelés du système climatique.**

L'importance relative des différentes influences sur la température de surface a été modélisée par Meehl *et al.* (2004) avec un modèle climatique mondial et comparée à la température observée (courbe noire). La combinaison des cinq forçages (courbe grise) reproduit bien l'évolution de la température. Dans les dernières décennies, l'effet de serre est le facteur dominant, malgré l'effet contraire des sulfates. Les bandes grises représentent la variabilité du climat reproduite en lançant le modèle de nombreuses fois avec des conditions initiales différentes.

Source : Global Warning Art. [www.globalwarmingart.com](http://www.globalwarmingart.com)

## RÉFÉRENCES

- Andres, R. J., Kasgnoc, A. D. 1997. *Global emissions inventory activity : time-averaged inventory of volcanic sulfur emissions*.
- Bates, T. S., Lamb, B. K., Guenther, A., Dignon, J., Stoiber, R. E. 1992. Sulfur emissions to the atmosphere from natural sources. *Journal of Atmospheric Chemistry*, 14, 315-337.
- Briffa, K. R., Jones, P. D., Schweingruber, F. H., Osborn, T. J. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over 600 years. *Nature*, 393, 450-455.
- Commissariat à l'énergie atomique (CEA). 2006. *Dossier Climat*.
- Crutzen, P. 2006. Et si l'on manipulait le climat? *La Recherche*, juillet-août.
- IPCC. 2001. *Third assessment report : The scientific basis*.
- Lefohn, A. S., Husar, J. D., Husar, R. B. 1999. Estimating historical anthropogenic global sulfur emission patterns for the period 1850-1990. *Atmospheric Environment*, 33, 3435-3444.
- Meehl, G. A., Washington, W.M., Ammann, C. A., Arblaster, J. M., Wigley, T. M. L., Tebaldi, C. 2004. Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate. *Journal of Climate*, 17, 3721-3727.
- Oppenheimer, C. 2003. Climatic, environmental and human consequences of the largest known historic eruption : Tambora volcano (Indonesia) 1815. *Progress in Physical Geography*, 27, 230-259.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D. et al. Barkov, N. I., Barnola, J. M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, J., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Self, S., Zhao, J.-X., Holasek, R. E. , Torres, R. C. et King. A. J. 1996. The atmospheric impact of the 1991 Mount Pinatubo eruption. Dans *Fire and mud : Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines*. Newhall, C. G. et Ounongbyan, R. S., dir., University of Washington Press, Seattle et Londres.
- Stern, D. I. 2005. Global sulfur emissions from 1850 to 2000. *Chemosphere*, 58, 163-175.
- Stothers, R. B. 1984. The great tambora eruption in 1815 and its aftermath. *Science*, 224, 1191-1198.
- Winchester, S. 2003. *Krakatoa : The day the world exploded*. Harper Collins.