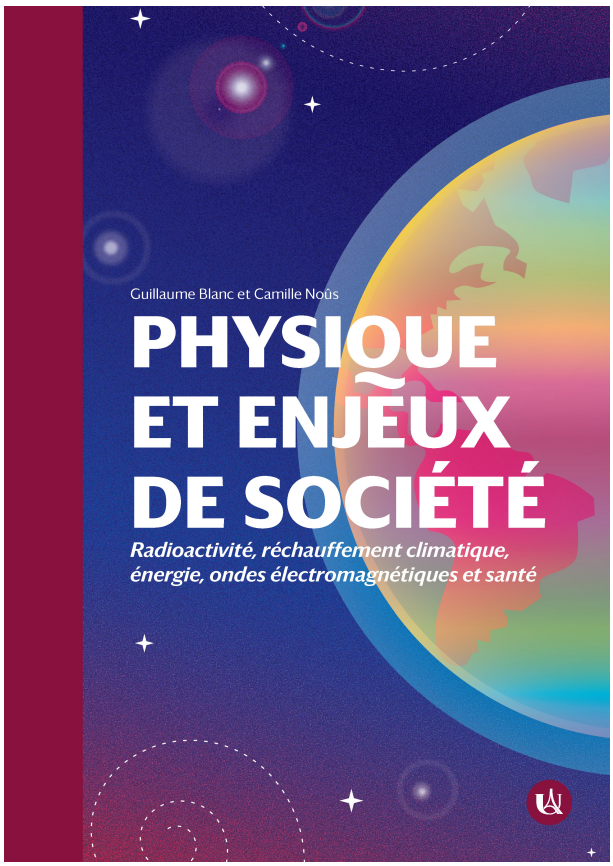

Guillaume Blanc
& Camille Noûs

Physique et enjeux de société

https://doi.org/10.53480/physique-societe.b046

Université Paris Cité

Publié sous licence Creative Commons CC BY

© Guillaume Blanc 2023

Université Paris Cité

Ouvrage publié sous licence Creative Commons Attribution License CC BY (https://creativecommons.org/licenses/by/4.0), qui autorise sans restrictions l'utilisation, la diffusion, et la reproduction sur quelque support que ce soit, sous réserve que la publication originale soit correctement citée : Blanc Guillaume & Noûs Camille, *Physique et enjeux de société* (Université Paris Cité, 2023). https://doi.org/10.53480/physique-societe.b046

La licence CC BY s'applique à l'ensemble de l'ouvrage sauf mentions contraires.

- La licence CC BY ne s'applique pas aux images reproduites avec la permission d'un tiers et soumises au droit d'auteur. Les images concernées sont identifiables par la mention en légende, du symbole © suivi de la désignation de l'ayant droit.
- Si une image est soumise à un autre régime de licence, celui-ci est mentionné en légende.

CC BY-SA	https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/
CC BY-NC	https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/
CC BY-NC-ND	https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/
CC BY-NC-SA	https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/
CC0 (domaine public)	https://creativecommons.org/publicdomain/zero/1.0/
Licence Ouverte	https://www.etalab.gouv.fr/licence-ouverte-open-licence/

Note de l'éditeur : ce manuel comporte un ensemble d'hyperliens vers des pages de sites internet. Leur validité ainsi que l'accès aux informations correspondantes ont été contrôlés en date du 1er février 2023.

Chapitre 3

Le réchauffement climatique

Blanc Guillaume & Noûs Camille, Le réchauffement climatique, in *Physique et enjeux de société* (Université Paris Cité, 2023). https://doi.org/10.53480/physique-societe.ac4025

L'objectif de cette partie est d'aborder quelques notions physiques sur le réchauffement climatique. Les grands principes physiques régissant le climat sur Terre nous amèneront à comprendre comment l'équilibre énergétique de la planète peut être perturbé et engendrer le réchauffement que l'on observe et que l'on analysera.

3.1 Comprendre le climat terrestre

3.1.1 Météo ou climat ?

La météorologie et la climatologie étudient tous deux essentiellement la dynamique des phénomènes atmosphériques (nuages, précipitations, vents, etc.). Cette dynamique est étudiée à partir de paramètres physiques observés (pression, température, humidité, vitesse du vent, etc.) en différents lieux géographiques et de leur évolution dans le temps. Cette évolution spatio-temporelle se modélise physiquement à l'aide des équations différentielles de la mécanique des fluides (l'équation de Navier-Stokes, entre autres). Ces équations ont la particularité d'être non-linéaires, et donc solvables uniquement numériquement. Quand elles servent à décrire un système complexe et dissipatif (avec des frottements, comme la viscosité) comme l'atmosphère, l'évolution du système devient très sensible aux conditions initiales : une variation très petite dans celles-ci peut engendrer des états finaux complétement différents. On dit que l'atmosphère ainsi modélisée est un *système chaotique* [1] (voir, par exemple Royer & Nicolis 1994). L'échelle de temps sur laquelle on peut faire une prédiction sur le futur d'un système dynamique chaotique est la durée de Liapounov [2] qui est de quelques jours pour le système atmosphérique. Cet « horizon prédictif » explique pourquoi il n'est pas possible de prévoir le temps qu'il va faire en un lieu donné au-delà de quelques jours [3].

La météorologie s'intéresse ainsi à une trajectoire dans l'espace des paramètres de l'atmosphère (une seule « réalisation » !), ainsi qu'à l'interaction entre ces paramètres pendant les événements observés. L'échelle de temps est typiquement celle de la durée de Liapounov.

1. Si Thompson avait noté en 1957 la difficulté de faire des prévisions avec l'atmosphère à cause de sa sensibilité aux conditions initiales (Thompson 1957), Lorenz a montré en 1963 qu'un système d'équations physiques (liées à la convection) pouvait devenir chaotique (Lorenz 1963). Ce qui a effectivement été démontré plus tard. Ce n'est que dans les années 1990 que l'on a montré que les équations gouvernant la dynamique de l'atmosphère avaient un comportement chaotique (voir par exemple Lions *et al.* 1997).

2. Dont l'inverse est *l'exposant de Liapounov*, défini comme le taux d'éloignement de deux trajectoires aux conditions initiales très proches.

3. Néanmoins les progrès des ordinateurs et de la compréhension des phénomènes météorologiques permettent de faire des calculs de plus en plus compliqués, et surtout avec une résolution de plus en plus fine. Ainsi la durée de prédiction des prévisions météorologiques est passée de 3 jours dans les années 1990 (avec une fiabilité de 80 %), à 7 jours aujourd'hui (Pegion 2020). Des recherches sont poursuivies pour ouvrir cet horizon à l'échelle du mois avec des méthodes combinant les modèles météorologiques et climatiques.

La climatologie, quant à elle, s'intéresse à l'ensemble des trajectoires possibles dans l'espace des paramètres, d'une manière statistique (processus aléatoire), et ce sur des échelles de temps bien plus grandes (mois, saisons, années, décennies, siècles, millénaires, etc.).

On peut résumer de manière un peu lapidaire ce qui précède par deux différences fondamentales entre météorologie et climatologie, à savoir, d'une part l'échelle spatio-temporelle (jours / décennies, local / global), d'autre part le caractère probabiliste (un seul tirage) pour les prévisions météo contre le caractère statistique (beaucoup de tirages) de la climatologie.

Donc, ce n'est pas parce qu'un été a été pluvieux en France qu'il en est de même à l'échelle de la planète ; ce n'est pas parce qu'un été a été glacial en France que le réchauffement climatique a plié bagages…

La météo (temps au quotidien en un lieu donné) est capable d'absorber des variations jusqu'à 10–20 °C d'un jour à l'autre pour un lieu donné. Pour le climat, une variation de 0,1 °C (à l'échelle de la planète) est déjà énorme [4] !

3.1.2 La modélisation numérique du climat

La compréhension des phénomènes atmosphériques, sur le long terme (climat) ou sur le court terme (météo), repose principalement sur des principes physiques, comme les équations de la dynamique des fluides, sur celles des transferts radiatifs, sur la thermodynamique. Mais aussi sur la chimie de l'atmosphère, des océans, sur l'évolution biologique de la biosphère, etc. Nous nous concentrerons dans cet ouvrage sur la partie physique.

Le système océan-atmosphère étant composé de fluides différents (gaz, liquides), de compositions variables en fonction de l'endroit où l'on regarde et de l'instant que l'on considère, qui interagissent entre eux et avec la biosphère, le relief, etc., qui sont animés différemment selon l'échelle spatiale que l'on considère, une telle modélisation est nécessairement très complexe.

Les sciences du climat, comme les sciences de la Terre de manière assez générale (et contrairement à la plupart des autres sciences physiques comme la physique nucléaire, qui peuvent faire l'objet d'expériences dans lesquelles on peut faire varier certains paramètres), et les sciences de l'Univers, sont des sciences observationnelles : il n'est – généralement – pas possible de faire une expérience en laboratoire avec un nombre réduit de paramètres pour en déduire l'impact de chacun d'eux. On ne peut, par exemple, pas comparer une Terre avec un peu plus de CO_2 et une Terre avec une atmosphère telle qu'elle était au début du XX^{e} siècle ! Il faut donc en déduire les grandes lois qui régissent un tel système en l'observant, en le modélisant, en faisant des prédictions, qui permettront, par comparaison avec les observations d'affiner le modèle, pour éventuellement le valider avec une précision raisonnable.

Modèle climatique : comment et pourquoi ?

Un modèle est une représentation simplifiée des phénomènes physiques dans le but de répondre à des objectifs donnés (comprendre, prévoir…) ; les principales étapes de la construction d'un modèle numérique sont :

1. le choix des objets et des phénomènes à prendre en compte ;
2. faire les approximations physiques adéquates et/ou nécessaires ;
3. formuler le problème mathématiquement ;
4. le discrétiser pour le résoudre numériquement ;
5. réaliser la programmation informatique pour ce faire.

4. Pour mémoire, lors de la dernière glaciation, la température moyenne à la surface de la planète était de 5 à 6 °C inférieure à la température actuelle ; la surface des océans était 130 m plus basse.

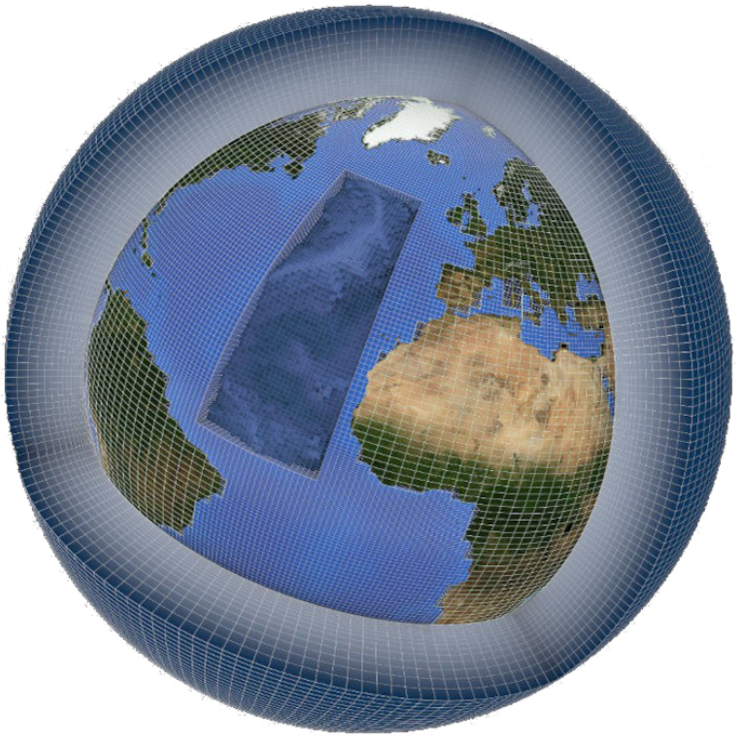

Figure 3.1 – Maillage à trois dimensions de l'atmosphère terrestre : l'atmosphère et l'océan sont divisés en cellules virtuelles au sein desquelles sont effectués les calculs. © CEA/CNRS/Météo-France 2019 – réalisation Animea Studio.

On effectue ensuite une réalisation du problème (c'est-à-dire une simulation) à partir d'un état initial avec des conditions aux limites (que se passe-t-il à la frontière du domaine – de la grille – ainsi exploré ?). L'analyse statistique de nombreuses réalisations (par exemple, la simulation de l'évolution du climat de 1850 à 2100 sous l'effet d'un accroissement des gaz à effet de serre) [5] permet d'augmenter la confiance dans le résultat de la simulation.

L'atmosphère terrestre est désormais simulée dans les trois dimensions de l'espace. La figure 3.1 montre un exemple de cette discrétisation de l'atmosphère terrestre : les calculs sont effectués dans chaque petite « boîte » pour chaque pas de temps, avec les conditions aux limites correspondant aux mailles adjacentes. Ils sont ensuite propagés dans les mailles « suivantes ». Plus les boîtes sont petites (donc plus la résolution est grande), plus les résultats seront précis (mais cela n'augure pas de leur exactitude ! Voir figure 1.6), mais plus les calculs seront longs et les besoins de mémoire importants. Une simulation informatique est donc un compromis entre cette précision et le temps de calcul.

3.1.3 La machine climatique

La partie visible du climat se joue dans l'atmosphère, mais c'est un peu comme la partie émergée de l'iceberg. De fait, l'océan, fortement couplé à l'atmosphère, joue un rôle prépondérant, même si celui-ci est moins « visible ».

La source d'énergie de la « machine climatique » est le rayonnement électromagnétique provenant du Soleil.

5. Tiré de Jean-Louis Dufresne, *Bilan énergétique de la Terre et rôle de l'effet de serre*, 2009, diapositives. http://www.lmd.jussieu.fr/jldufres/IUFM_Creteil/Dufresne_bil_serre_terre.pdf

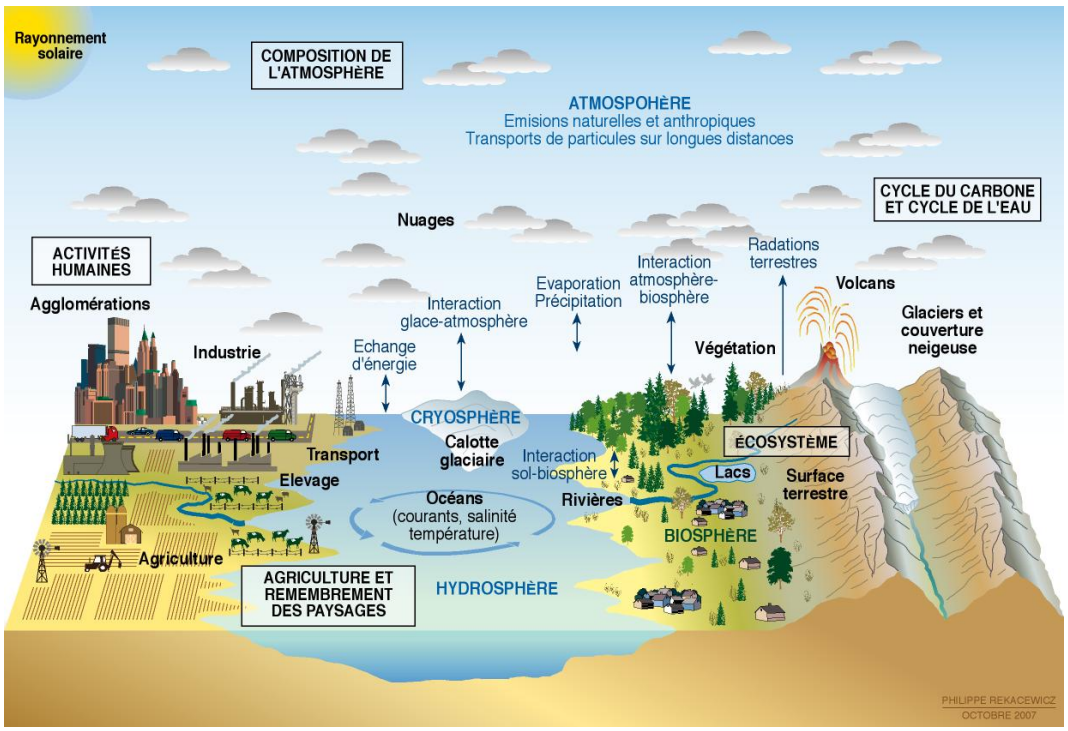

Figure 3.2 – Schéma illustrant les différents acteurs du climat, qui ne se limitent pas à l'atmosphère. © Philippe Rekacewicz (cartographie, conception et réalisation), https://visionscarto.net, 2007.

À cela s'ajoutent de nombreux autres acteurs (voir figure 3.2) :

- la biosphère ;
- les activités humaines ;
- la cryosphère (les glaces) ;
- différentes molécules (gaz à effet de serre, etc.) ;
- etc.

Le tout étant interconnecté ! Nous nous limiterons ici à exposer quelques notions concernant la physique de l'atmosphère (et, dans une moindre mesure, des océans), afin d'avoir une compréhension succincte du climat et du réchauffement climatique.

3.1.4 L'atmosphère terrestre

L'atmosphère se concentre sur quelques kilomètres d'épaisseur (90 % de sa masse est dans les 16 premiers kilomètres), ce qui paraît dérisoire par rapport à la taille de la Terre, dont le rayon est de 6371 km (figure 3.3).

La figure 3.4 montre les différentes couches de l'atmosphère. Les phénomènes météorologiques et le climat concernent pour l'essentiel la plus basse couche, la troposphère qui s'étend jusqu'à 8 à 15 km d'altitude en moyenne selon la latitude et la saison. La température y décroit en moyenne de 6,4 °C tous les 1000 m d'altitude. La pression de 1013 hPa en moyenne au niveau de la mer diminue jusqu'à environ 200 hPa à 10 km d'altitude.

Au-delà se trouve la stratosphère qui s'étend jusqu'à environ 50 km d'altitude (soit, en termes de pression, d'environ 200 hPa jusqu'à environ 1 hPa). La température est constante dans la basse stratosphère puis augmente. La limite entre la troposphère et la stratosphère est la tropopause.

La troposphère est le siège de mouvements convectifs, tandis que la stratosphère est stable dynamiquement (stratification verticale). La partie haute contient la couche d'ozone qui nous protège du rayonnement ultraviolet du Soleil.

Figure 3.3 – Vue de l'atmosphère terrestre depuis l'espace : une fine couche d'air concentrée dans 16 km d'épaisseur (pour les 90 % de sa masse). CC0.

Gaz	Fraction du volume
Abondance constante	
Azote (N_2)	78,08 %
Oxygène (O_2)	20,95 %
Argon (Ar)	0,93 %
Néon (Ne)	0,0018 %
Hélium (He)	0,0005 %
Krypton (Kr)	0,00011 %
Xénon (Xe)	0,000009 %
Abondance variable	
Vapeur d'eau (H_2O)	4,0 % (maximum aux tropiques) 0,00001 % (minimum au pôle Sud)
Dioxyde de carbone (CO_2)	0,04 % (augmente de ~ 0,5 % par an)
Méthane (CH_4)	~ 0,00018 % (augmente)
Hydrogène (H_2)	~ 0,00006 %
Protoxyde d'azote (N_2O)	~ 0,00003 %
Monoxyde de carbone (CO)	0,000009 %
Ozone (O_3)	~ 0,000001 % - 0,0004 %

Table 3.1 – Composition de l'atmosphère. L'abondance (ou fraction molaire) est le nombre de molécules du gaz considéré par rapport au nombre de molécules d'air dans un certain volume.

L'atmosphère est essentiellement composée de diazote à 78 % et de dioxygène à 21 % (en nombre). Dans le pourcent restant, on trouve essentiellement des gaz rares (argon, néon, hélium, krypton, xénon), des gaz à effet de serre (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane, etc.), comme indiqué dans le tableau 3.1.

La masse totale [6] de l'atmosphère est d'environ $5,14 \cdot 10^{18}$ kg. La masse moyenne de vapeur d'eau qu'elle contient est d'environ $1,3 \cdot 10^{16}$ kg soit 0,001 % de la masse totale d'eau sur Terre.

6. La force F exercée par toute l'atmosphère sur la surface de la Terre est :

$$F = P \times S$$

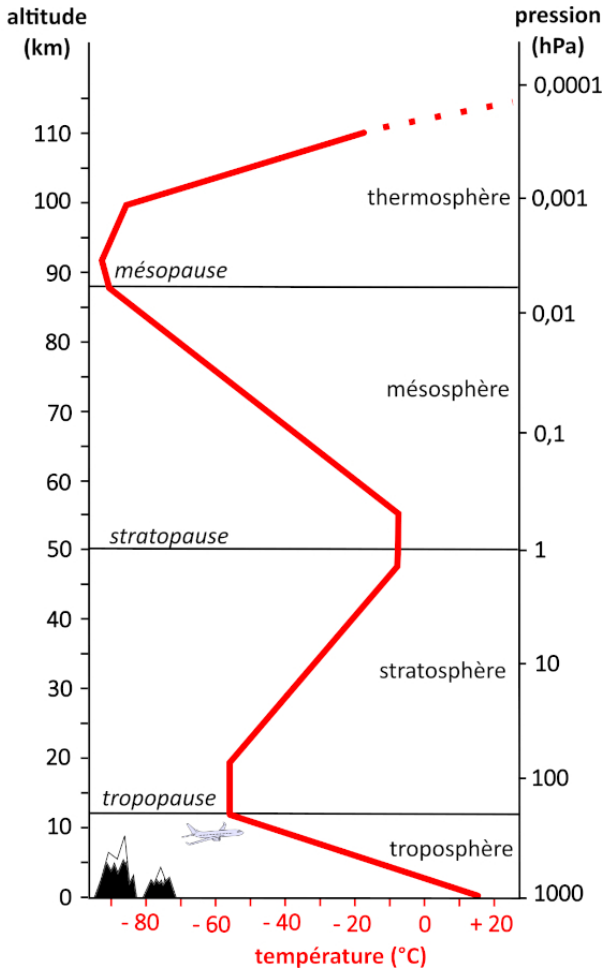

Figure 3.4 – Profil vertical schématique de la température dans les différentes couches de l'atmosphère, en fonction de l'altitude et de la pression, pour les latitudes moyennes. Adapté de *Couches de l'atmosphère*, asaphon, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Couches_de_l'atmosphere.png. CC BY-SA.

La masse volumique de l'air est de $1,292\ \mathrm{kg \cdot m^{-3}}$ à $T = 273,15$ K et $P = 1013,25$ hPa.

La pression de l'air à la surface de la planète (1013 hPa) est à peu près équivalente au poids d'une colonne d'air de masse 1 kg sur une surface de 1 cm^2. Ce qui équivaut à une colonne d'eau de 10 m de hauteur. L'eau contenue dans l'atmosphère « pèse » seulement 2 g sur cette surface (soit une hauteur d'eau de 2 cm). L'eau contenue dans un nuage correspond à une hauteur de 1 mm sur cette surface (soit environ 0,1 g !).

La vapeur d'eau, contrairement aux autres gaz du mélange atmosphérique, présente une concentration très variable dans le temps et dans l'espace. Les météorologues la traitent de manière spécifique : il y a l'atmosphère *sèche* d'un côté, et la vapeur d'eau de l'autre.

---

où P est la pression atmosphérique (10^5 Pa) et S la surface de la Terre. On a également :

$$F = m \times g$$

où m est la masse de l'atmosphère et g ($9,8\ \mathrm{m \cdot s^{-2}}$) est l'accélération de la pesanteur. Ce qui donne :

$$m = \frac{PS}{g}$$

soit :

$$m = \frac{101\,300 \times 4\pi \times (6371 \cdot 10^3)^2}{9,8} \simeq 5,27 \cdot 10^{18}\ \mathrm{kg}$$

3.1.5 Les océans

Les mers et océans représentent une surface d'environ $361 \cdot 10^6$ km^2 soit 70,8 % de la surface terrestre. Leur volume est d'environ $1,37 \cdot 10^9$ km^3, et leur profondeur moyenne est de 3700 à 3800 m. Ils contiennent 96 % de la masse d'eau sur Terre (sous forme liquide). La masse volumique de l'eau de mer est d'environ 1025 kg $\cdot$ m^{-3} en surface ; la masse totale des eaux océaniques est d'environ $1,4 \cdot 10^{21}$ kg, soit 0,023 % de la masse totale de la Terre !

Le thermostat de la Terre

La quantité d'énergie (sous forme de chaleur) δQ nécessaire pour élever la température T d'un matériau donné de dT est donnée par :

$$\delta Q = C_p dT = m c_p dT \tag{3.1}$$

où m est la masse du matériau en question, C_p est sa capacité calorifique (ou capacité thermique, elle s'exprime en J·K^{-1}), c'est-à-dire sa capacité à élever sa température de dT avec l'apport de chaleur δQ ; c_p est la capacité calorifique massique (en J·K^{-1}·kg^{-1}).

La capacité calorifique massique de l'eau est : $c_p^{\text{eau}} \simeq 4180$ J $\cdot$ K^{-1} $\cdot$ kg^{-1}. Tandis que pour l'air elle est de : $c_p^{\text{air}} \simeq 1000$ J $\cdot$ K^{-1} $\cdot$ kg^{-1}. Il faut donc 4 fois plus d'énergie pour élever la température de 1 K de 1 kg d'eau de mer que pour 1 kg d'air. La quantité d'énergie thermique nécessaire pour élever la température de *toute l'atmosphère* de 1 K est donc la même que celle nécessaire pour élever la température de 1 K des 2,5 m superficiels de l'océan.

Les océans ont une masse d'eau importante, eau qui possède une capacité calorifique élevée, ce qui leur confère une grande inertie thermique [7]. La température de l'océan varie très peu : la température de la couche superficielle de 300 m a seulement augmenté de 0,3 °C depuis 1950, contre 0,6 °C à la surface.

Échelles de temps

La vapeur d'eau présente dans l'atmosphère correspond à une couche d'eau liquide qui ferait 24 mm d'épaisseur si elle était uniformément répartie à la surface de la Terre ! Le taux

7. L'inertie thermique d'un matériau caractérise le temps mis par un matériau à atteindre l'équilibre thermique suite à une perturbation de cet équilibre. On quantifie cette inertie par la diffusivité thermique D du matériau :

$$D = \frac{\lambda}{\rho c_p}$$

et par son effusivité thermique E :

$$E = \sqrt{\lambda \rho c_p}$$

où λ est la conductivité thermique du matériau (en W $\cdot$ m^{-1} $\cdot$ K^{-1}), ρ est la masse volumique (en kg $\cdot$ m^{-3}) et c_p est la capacité calorifique massique (en J $\cdot$ K^{-1} $\cdot$ kg^{-1}). Ainsi pour l'eau et l'air, on a les valeurs données par le tableau suivant :

	Air	Eau
λ (W $\cdot$ m^{-1} $\cdot$ K^{-1})	0,0262	0,6
ρ (kg $\cdot$ m^{-3})	1,292	1025
c_P (J $\cdot$ kg^{-1} $\cdot$ K^{-1})	1000	4180
E (J $\cdot$ m^{-2} $\cdot$ K^{-1} $\cdot$ s$^{-1/2}$)	33,85	$25,7 \cdot 10^5$
D (m^2 $\cdot$ s^{-1})	$2,03 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$

La diffusivité de l'eau est un facteur 145 plus faible que celle de l'air, son effusivité 76 000 fois plus élevée. La diffusivité quantifie la vitesse de diffusion de la chaleur dans un matériau : plus la diffusivité est faible, plus le matériau va mettre de temps a atteindre l'équilibre thermique. L'effusivité quantifie la vitesse avec laquelle un matériau absorbe la chaleur : plus l'effusivité est élevée, plus le matériau absorbe de la chaleur sans élever notablement sa température. Par rapport à l'air, l'eau océanique diffuse beaucoup plus lentement la chaleur, qu'elle va par ailleurs absorber sans vraiment se réchauffer. D'où l'importante inertie thermique des océans.

d'évaporation à la surface des océans est de 502 800 km^3 par an, ce qui équivaut à une couche d'eau de 1 m à la surface de la Terre, soit environ un taux de 2,7 mm par jour. On en déduit que le temps moyen de résidence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est de $24/2,7 \sim 9$ jours. Ce que l'on peut comparer avec le temps de résidence des eaux dans les différentes couches des océans :

- quelques jours en surface ;
- quelques siècles en profondeur.

L'océan se trouve ainsi être le principal régulateur du climat mondial, avec de surcroît des échanges radiatifs, mécaniques, gazeux et d'eau continuels avec l'atmosphère. Il absorbe, stocke et transporte dans son mouvement l'énergie thermique du Soleil en affectant la température et la circulation de l'atmosphère.

3.1.6 La source d'énergie : le Soleil

La puissance reçue

La Terre reçoit son énergie essentiellement du Soleil (une fraction négligeable – 0,01 % – provenant du centre de la Terre due à la radioactivité de l'uranium, du thorium et du potassium, voir l'annexe D). Une fraction de l'énergie incidente par unité de temps (puissance incidente) P_i est absorbée (P_a) et sert à chauffer la surface (au sens large, comprenant l'atmosphère et l'hydrosphère : l'eau sur Terre et celle des océans, qu'elle soit liquide ou solide) de la Terre, qui va ainsi rayonner dans l'espace une énergie (perdue) par unité de temps ou puissance P_p due à sa température.

Si on suppose qu'elle est à l'équilibre thermique (c'est-à-dire que sa température est constante dans le temps), alors la puissance absorbée par la surface terrestre est égale à la puissance perdue :

$$P_a = P_p \tag{3.2}$$

La constante solaire (qui n'est en fait pas tout à fait constante [8], voir Fröhlich 2006) est la quantité d'énergie solaire reçue à une unité astronomique (ua) [9] du Soleil, pendant l'unité de temps (1 s), sur une surface de 1 m^2 perpendiculairement aux rayons du Soleil (c'est donc une densité de puissance surfacique).

La puissance absorbée

Le rayonnement du Soleil varie dans le temps [10] (il augmente sur des échelles de 10^8 à 10^9 ans) et il est modulé par le cycle solaire de 11 ans (Fröhlich 2006). La constante solaire *moyenne* vaut : $I_0 = 1365,4 \pm 1,3\ W \cdot m^{-2}$ (mesure faite depuis l'espace).

La puissance solaire incidente reçue par la Terre est donc égale à :

$$P_i = \pi R^2 I_0 \tag{3.3}$$

où R est le rayon de la Terre (voir figure 3.5).

Toute cette puissance n'est pas absorbée, une partie est directement réfléchie vers l'espace (réflexion par les nuages, les océans, les zones de végétation, etc.). On définit l'***albédo*** α d'une surface :

$$\alpha = \frac{\text{énergie ou puissance réfléchie}}{\text{énergie ou puissance incidente}} \tag{3.4}$$

8. La variation de l'*irradiance* – puissance rayonnée par unité de surface – solaire varie faiblement, de l'ordre de 0,1 % aux échelles de temps en jeu ici, sur une période de l'ordre de 11 ans. Cette période correspond au cycle solaire lié à l'activité convective et magnétique des couches externes du Soleil.

9. L'unité astronomique est une unité de distance qui vaut exactement 149 597 870 700 km, ce qui correspond à peu près à la distance moyenne de la Terre au Soleil.

10. Il varie également sur une année, car la Terre n'est pas sur une orbite circulaire, mais elliptique : sa distance au Soleil varie.

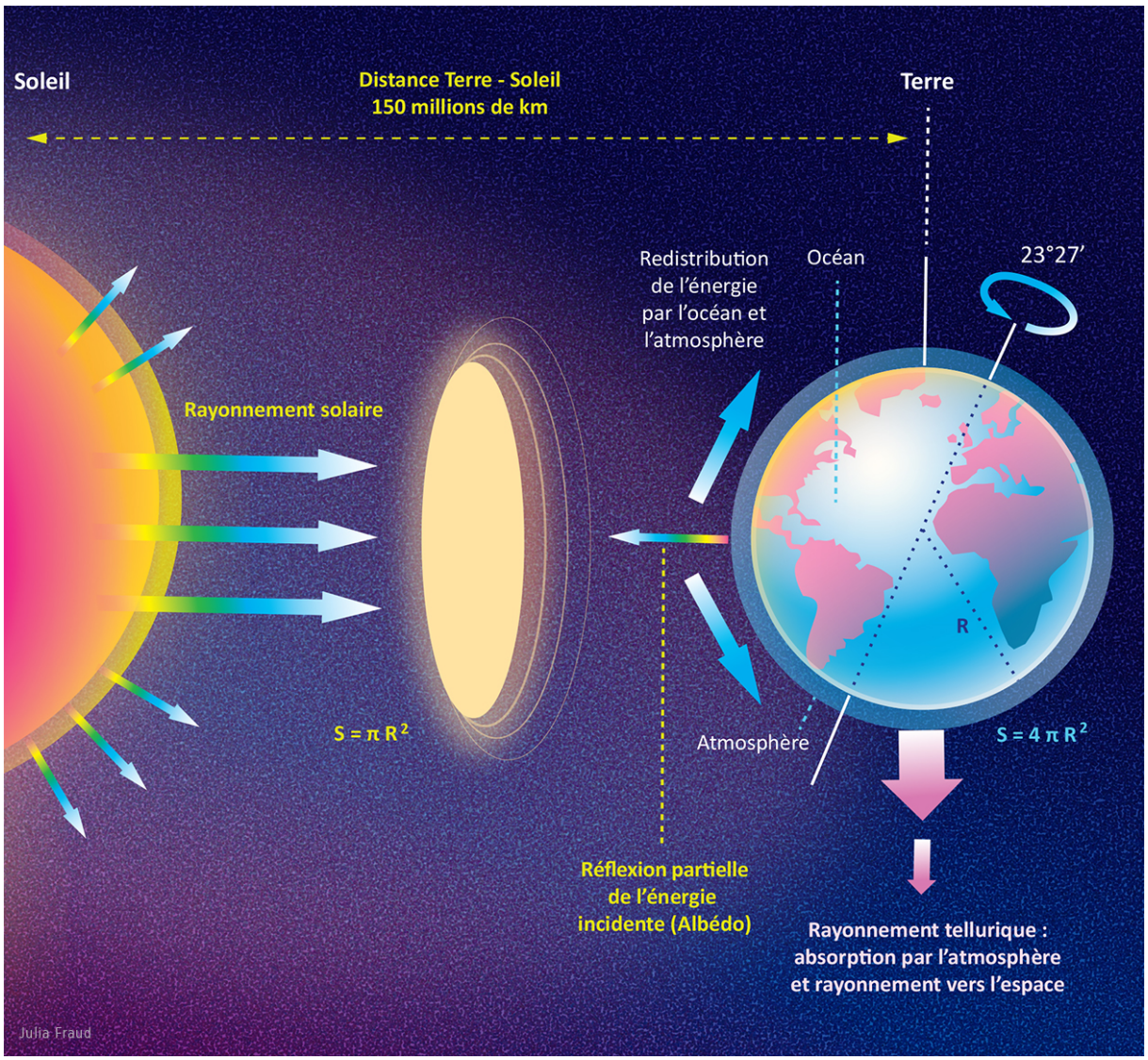

Figure 3.5 – Illustration du rayonnement électromagnétique solaire intercepté par la Terre. Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

α est donc un nombre sans dimension compris entre 0 et 1. On a ainsi :

- $\alpha = 1$ pour une surface parfaitement réfléchissante (miroir parfait) ;
- $\alpha = 0$ pour une surface parfaitement absorbante (corps noir).

L'albédo moyen [11] de la Terre (mesuré depuis l'espace) est environ : $\alpha_T = 0,3$ (voir figure 3.6) :

$$\alpha_T = \frac{P_i - P_a}{P_i} \tag{3.5}$$

La puissance absorbée par la Terre est donc :

$$P_a = (1 - \alpha_T)P_i = (1 - \alpha_T)\pi R^2 I_0 \tag{3.6}$$

Une distribution géographique inégale

L'énergie solaire incidente n'est pas répartie de manière homogène sur toute la planète, principalement à cause de la sphéricité de la Terre, avec donc plus d'énergie reçue au niveau

11. À noter que l'albédo moyen de la Terre diminue significativement au cours du temps (Goode *et al.* 2021).

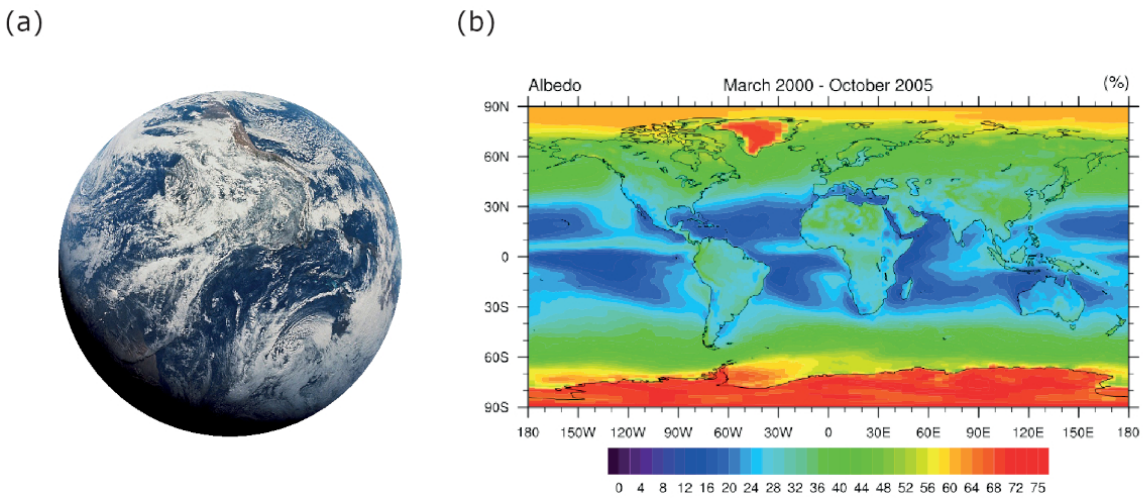

Figure 3.6 – L'albédo de la Terre. (a) La Terre vue de l'espace : une planète relativement « brillante » ! CC0. (b) Cartographie de l'albédo moyen (sur une période de 5 ans) à la surface de la Terre : les cultures ont un albédo de 0,15 à 0,25 ; les forêts de 0,05 à 0,25 ; les mers de 0,05 à 0,15 ; la neige de 0,4 à 0,9 et les nuages de 0,3 à $\gtrsim$0,8. Consécutivement, l'albédo moyen de la Terre est d'environ 0,3. Source : https://sandrolubis.wordpress.com/2012/04/29/mean-annual-of-global-outgoing-terrestrial-radiation-from-toa-clear-sky/. © Sandro Lubis.

des tropiques qu'au niveau des pôles (figure 3.7). La constante solaire (environ 1365 $\mathrm{W \cdot m^{-2}}$) correspond à une incidence normale, donc sur un disque de surface πR^2. En considérant que la surface de la Terre vaut $4\pi R^2$, la puissance solaire se répartit ainsi, en moyenne sur une rotation de la Terre et en moyenne sur toute sa surface, selon le rapport $\dfrac{\pi R^2}{4\pi R^2} = \dfrac{1}{4}$. Soit $\dfrac{1365}{4} \simeq 341\ \mathrm{W \cdot m^{-2}}$, ce qui correspond (à peu près) à la valeur du rayonnement incident à la figure 3.13.

L'inégale répartition géographique du rayonnement incident induit un déséquilibre énergétique qui provoque des mouvements atmosphériques et océaniques. Ces mouvements atmosphériques (circulation méridienne organisée en « cellules ») et océaniques (circulation de surface due à la rotation de la Terre, et circulation profonde due, entre autres, aux différences de densité des masses d'eau liées à leurs température et salinité) redistribuent ainsi l'énergie depuis les régions de basse latitude jusqu'aux hautes latitudes. Les flux énergétiques de l'équateur vers les pôles sont du même ordre de grandeur entre l'atmosphère et l'océan, à savoir de $5 \cdot 10^{15}$ W à $6 \cdot 10^{15}$ W.

3.1.7 Les lois du rayonnement

Pour comprendre l'effet de serre, il faut comprendre le bilan radiatif de la Terre. Nous allons donc construire un petit modèle radiatif. Avant cela, nous allons voir quelques notions indispensables sur le rayonnement électromagnétique.

Le transfert de la chaleur d'un milieu chaud vers un milieu froid peut se faire selon trois processus physiques distincts :

- La **conduction**, dans un milieu matériel, sans transfert de matière (propagation de l'énergie cinétique d'agitation thermique des atomes ou molécules).
- La **convection**, dans un milieu matériel, avec transfert de matière dans un champ gravitationnel (force d'Archimède) – essentiellement dans les liquides et les gaz.

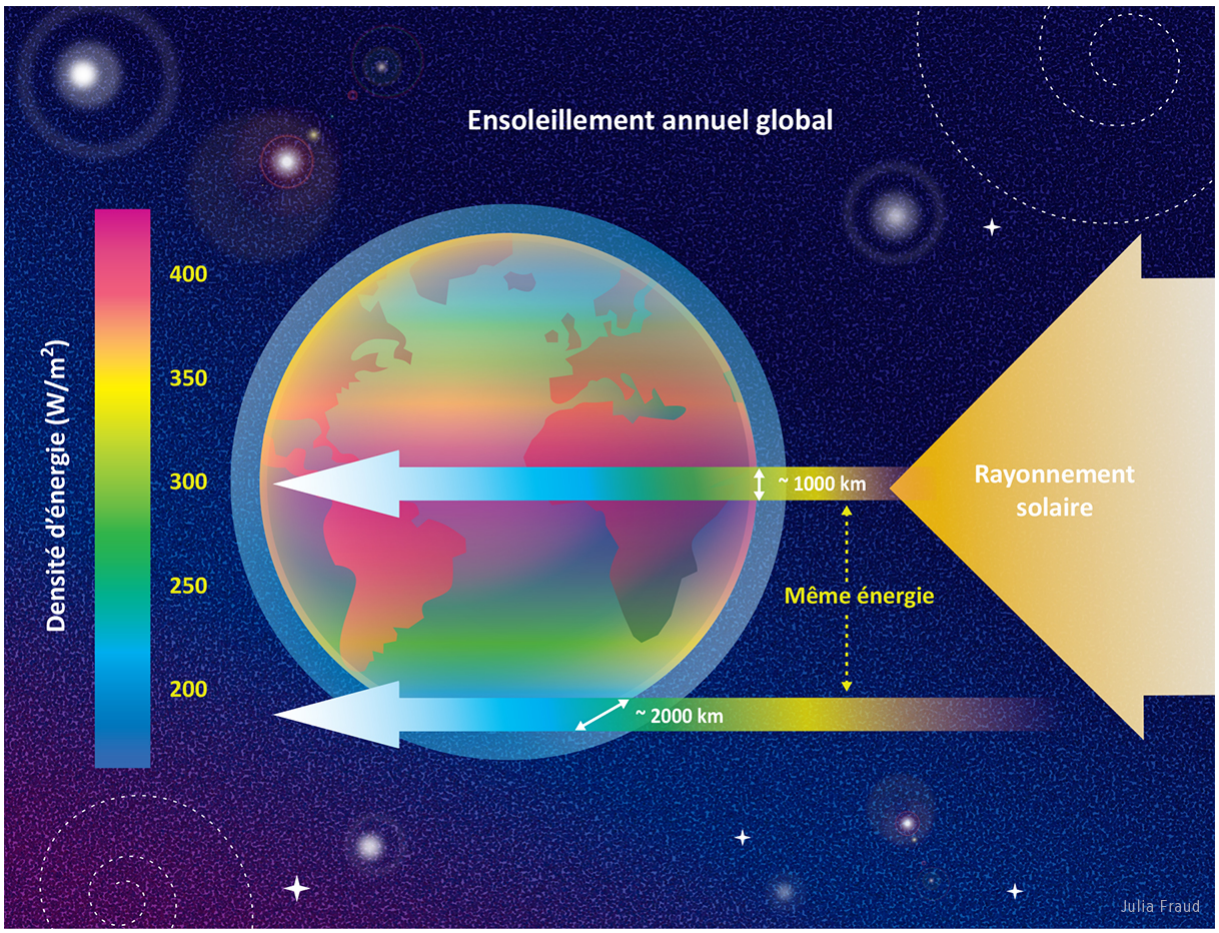

Figure 3.7 – Différence de rayonnement solaire incident, au sommet de l'atmosphère, maximum aux tropiques, minimum au niveau des pôles. Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

- Le **rayonnement**, émission de photons par tous les corps ayant une température non nulle, pourvu que le milieu environnant leur soit transparent (donc y compris dans le vide).

Tous les corps émettent un rayonnement électromagnétique en fonction de leur température. La physique modélise cela avec le concept de corps noir. Un **corps noir** est un corps qui absorbe, sans la réfléchir ni la diffuser, toute l'énergie électromagnétique qu'il reçoit ; c'est un « objet » idéal dont le spectre d'émission électromagnétique ne dépend que de sa température.

Un tel « corps noir » reçoit donc de l'énergie. Quand il se trouve à l'équilibre avec son milieu environnant, il perd forcément de l'énergie. Si ce n'était pas le cas, sa température augmenterait indéfiniment… Ce qui est irréaliste ! Un corps noir réémet donc l'énergie qu'il a absorbé sous forme de rayonnements électromagnétiques. L'énergie ainsi réémise dépend de sa température.

Le modèle du corps noir est basé sur les lois de la mécanique quantique (nécessité de quantifier l'énergie des photons pour expliquer les observations) et de la mécanique statistique (les photons forment un gaz de bosons).

Loi de Stefan-Boltzmann

La densité surfacique de puissance $\frac{dP}{dS}$ émise par un corps noir est donnée par :

$$\frac{dP}{dS} = \sigma T^4 \tag{3.7}$$

où $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}\ \mathrm{W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}}$ est la constante de Stefan, et T est la température (en kelvin : K).

Loi de Wien

La longueur d'onde (λ_m) au maximum d'émission du spectre du corps noir est donnée par :

$$\lambda_m T = 2898\ \mu\text{m} \cdot \text{K} \tag{3.8}$$

Ainsi le soleil ($T = 5778$ K) a son maximum d'émission à 0,5 μm soit la longueur d'onde du rayonnement visible auquel nos yeux sont sensibles.

Un être humain ($T = 37$ °C) a son maximum d'émission à 9,3 μm (infrarouge thermique).

Loi de Planck

Le spectre du rayonnement électromagnétique émis par un corps noir est donné par :

$$\frac{d^2P}{dSd\lambda} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \times \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1} \tag{3.9}$$

(unité : $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{m}^{-1}$) avec :

- h la constante de Planck, $h = 6,62617 \cdot 10^{-34}$ J · s ;
- c la vitesse de la lumière, $c = 299\,792\,458$ m · s^{-1} ;
- k la constante de Boltzmann, $k = 1,38066 \cdot 10^{-23}$ J · K^{-1} ;
- λ la longueur d'onde (en m) ;
- T la température (en K).

Le modèle du spectre du corps noir ne dépend ainsi que de la température. Il est représenté à la figure 3.8 pour la température du Soleil (5750 K) et celle de la surface terrestre (288 K). La surface sous la courbe 3.8 représente la puissance totale émise par unité de surface (donnée par ailleurs par la loi de Stefan-Boltzmann qui n'est autre que l'intégrale sur toutes les longueurs d'onde de la loi de Planck). On retrouve également la longueur d'onde d'émission maximale donnée par la loi de Wien.

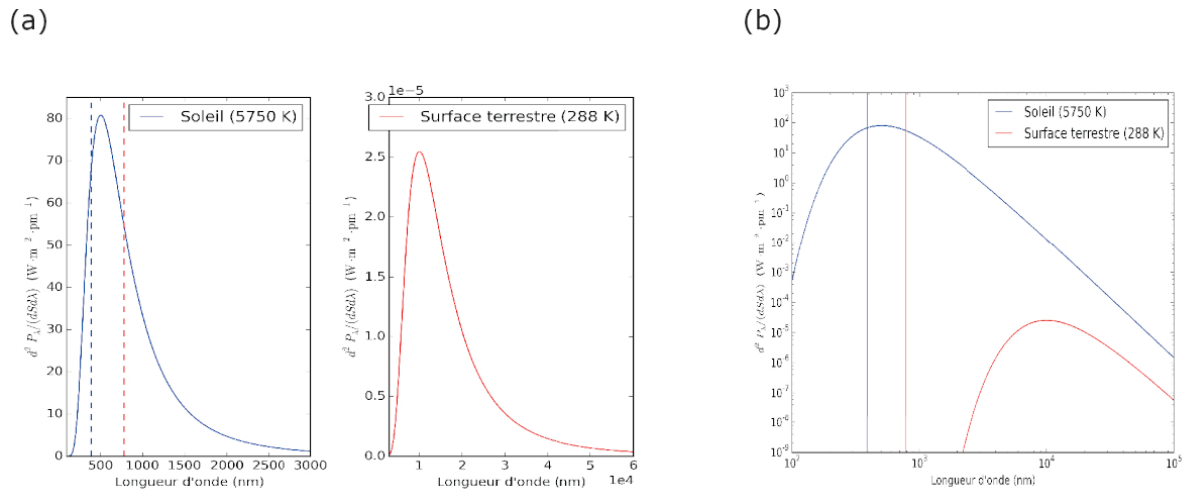

Figure 3.8 – Spectres de corps noirs en fonction de la longueur d'onde en nm. Sur les deux figures, les limites de l'intervalle correspondant à la lumière visible sont indiquées par deux traits verticaux bleu et rouge. (a) Spectre (densité surfacique de puissance par unité de longueur d'onde) de corps noir pour un corps à la température du Soleil (5750 K) à gauche et pour un corps à la température moyenne de la surface terrestre (288 K) à droite, en fonction de la longueur d'onde (en nm). (b) Spectre de corps noir pour la température du Soleil (5750 K) et de la surface terrestre (288 K), en échelle logarithmique, en fonction de la longueur d'onde en nm.

Corps réel

Les corps réels ne se comportent pas comme des corps noirs, qui sont des corps idéaux. On peut souvent modéliser l'émission spectrale d'un corps réel en *corrigeant* le spectre du corps noir par un coefficient sans dimension, l'émissivité $\varepsilon(\lambda, T)$. L'approximation du *corps gris* suppose que ε soit une constante pour un matériau donné. La loi de Stefan-Boltzmann s'écrit alors :

$$\frac{dP}{dS} = \varepsilon \sigma T^4 \tag{3.10}$$

Par ailleurs pour un corps à l'équilibre thermique, l'émissivité est égale à l'absorptivité ou coefficient d'absorption. C'est la loi du rayonnement de Kirchhoff.

3.2 L'effet de serre

Pour comprendre l'effet de serre, construisons un petit modèle radiatif de la Terre. Cette section s'appuie sur Courtier (2010) et Burde (2004).

3.2.1 Un modèle radiatif sans atmosphère

Dans un premier temps, on suppose que la Terre n'a pas d'atmosphère.

On suppose que la puissance reçue par la Terre du Soleil se répartit rapidement uniformément à la surface de la Terre.

On suppose que la température moyenne à la surface de la Terre est constante.

La Terre rayonne donc vers l'espace comme un corps noir (quasi-parfait), elle perd ainsi une puissance :

$$P_p = 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{surf}} \sigma T^4 \tag{3.11}$$

où R est le rayon de la Terre, $\varepsilon_{\text{surf}}$ est l'émissivité de la surface de le Terre, σ est la constante de Stefan et T est la température à la surface de la Terre.

Établissons le bilan énergétique de la Terre avec ces hypothèses. La différence entre la puissance absorbée P_a (apport) et la puissance perdue P_p (perte) sert donc à réchauffer la Terre (accumulation) :

$$\text{Apport} - \text{Perte} = \text{Accumulation} \tag{3.12}$$

L'énergie nécessaire pour augmenter la température d'un corps de 1 K dépend de la nature de ce corps, de sa masse, de son volume... Il s'agit de *la capacité thermique* C_T (unité : $\text{J}\cdot\text{K}^{-1}$).

L'énergie nécessaire pour faire passer la température d'un corps de capacité thermique C_T de T à $T + dT$ est donc $C_T dT$. La puissance associée est : $C_T \dfrac{dT}{dt}$.

Si C_{Terre} est la capacité thermique de la Terre, on a :

$$P_a - P_p = C_{\text{Terre}} \frac{dT}{dt} \tag{3.13}$$

Soit, compte tenu des équations (3.6) et (3.11) :

$$(1 - \alpha_T)\pi R^2 I_0 - 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{surf}} \sigma T^4 = C_{\text{Terre}} \frac{dT}{dt} \tag{3.14}$$

En supposant que la Terre est en équilibre thermique, à la température $T_{\text{éq}}$, on a $\frac{dT}{dt} = 0$, donc :

$$(1 - \alpha_T)\pi R^2 I_0 - 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{surf}} \sigma T_{\text{éq}}^4 = 0 \tag{3.15}$$

Les différents flux énergétiques sont schématisés à la figure 3.9.

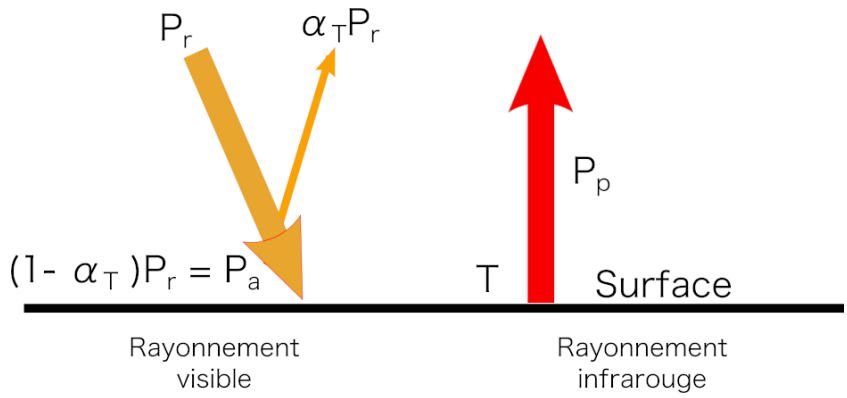

Figure 3.9 – Représentation schématique des différents flux d'énergie (ou de puissance) pour le modèle sans atmosphère. P_r est la puissance reçue du Soleil (voir équation 3.3), P_a est la puissance absorbée par la Terre (voir équation 3.6), P_p est la puissance perdue par la Terre par rayonnement (voir équation 3.11).

On en déduit la température à la surface de la Terre $T_{\text{éq}}$ (supposée uniforme et constante) :

$$T_{\text{éq}} = \left[\frac{(1-\alpha_T)I_0}{4\varepsilon_{\text{surf}}\sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \tag{3.16}$$

Avec un albédo $\alpha_T = 0,3$, une émissivité de la surface terrestre[12] de $\varepsilon_{\text{surf}} = 0,95$ et une constante solaire $I_0 = 1365,4\ \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, on obtient : $T_{\text{éq}} = 258\ \text{K} = -15\ °\text{C}$. La Terre est donc un bon congélateur !

Quelques remarques sur ce résultat :

- Si on prend $I_0 = 1361\ \text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ (valeur admise aujourd'hui, voir Kopp & Lean 2011), la température $T_{\text{éq}}$ baisse de 0,1 %...
- Si on change l'albédo de ±0,012 (ce qui correspond aux incertitudes de différentes mesures – voir Bender *et al.* 2006), la température d'équilibre varie de 1 K soit 0,4 %.
- Notre modèle pêche probablement quelque part ; est-il trop simple ?

De fait, l'hypothèse d'une Terre sans atmosphère est trop rude : sans atmosphère, il ne peut y avoir d'effet de serre !

3.2.2 Un modèle avec une couche d'atmosphère

Essayons de faire un modèle un peu plus réaliste en incluant une couche d'atmosphère. Pour garder une certaine simplicité, on la modélise comme une seule couche d'air (sans épaisseur), de température uniforme, au-dessus de la surface de la Terre.

12. La surface terrestre étant essentiellement composée d'eau, on peut assimiler son émissivité à celle de l'eau.

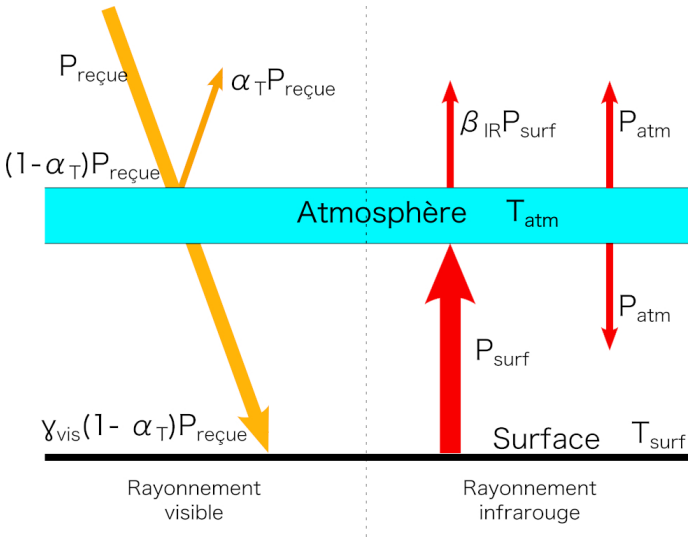

Figure 3.10 – Schéma des différents flux de rayonnements dans le modèle à une couche d'atmosphère. Les différents symboles sont expliqués dans le texte.

On suppose que :

- l'atmosphère est en fait partiellement *transparente* au rayonnement solaire avec un coefficient de transmission γ_{vis} ;
- l'albédo de la surface de la Terre est toujours $\alpha_T = 0,3$;
- l'atmosphère est partiellement opaque au rayonnement infrarouge, avec un coefficient de transmission β_{IR}. Donc son coefficient d'absorption, égal à son émissivité ε_{IR} est : $\varepsilon_{\text{IR}} = 1 - \beta_{\text{IR}}$.

Les différents flux de rayonnement sont :

- la puissance solaire arrivant au sol qui vaut désormais $P_{\text{absorbée}} = \gamma_{\text{vis}}(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}}$;
- la puissance rayonnée par la surface de la Terre qui vaut toujours : $P_{\text{surf}} = 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{surf}} \sigma T_{\text{surf}}^4$, mais une partie est absorbée par la couche d'atmosphère ; la puissance transmise vers l'espace sera donc $\beta_{\text{IR}} P_{\text{surf}}$;
- l'atmosphère elle-même, qui est à une certaine température T_{atm} et va donc rayonner, à la fois vers l'espace et vers le sol, une puissance $P_{\text{atm}} = 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{IR}} \sigma T_{\text{atm}}^4$.

Ces différents flux sont représentés schématiquement à la figure 3.10.

On peut considérer trois sous-systèmes, { *Terre + atmosphère* }, { *atmosphère* } ou encore { *surface terrestre* } et écrire les équations de conservation de l'énergie à l'équilibre pour chacun d'eux.

Considérons d'abord le système { *Terre + atmosphère* } à l'équilibre thermique. L'équation de conservation de l'énergie (ou de la puissance, ici) :

$$\text{puissance reçue} = \text{puissance perdue} \tag{3.17}$$

se traduit ainsi par :

$$(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} = \beta_{\text{IR}} P_{\text{surf}} + P_{\text{atm}} \tag{3.18}$$

Puis le système { *atmosphère* } à l'équilibre thermique :

$$(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} + P_{\text{surf}} = \gamma_{\text{vis}}(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} + \beta_{\text{IR}} P_{\text{surf}} + 2P_{\text{atm}} \tag{3.19}$$

et enfin, le système { *surface terrestre* } à l'équilibre thermique :

$$\gamma_{\text{vis}}(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} + P_{\text{atm}} = P_{\text{surf}} \tag{3.20}$$

On cherche P_{surf}, qui nous donnera T_{surf}, et P_{atm} qui nous donnera T_{atm}.
En additionnant (3.18) et (3.20), on obtient :

$$\gamma_{\text{vis}}(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} + (1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} = (1+\beta_{\text{IR}})P_{\text{surf}} \tag{3.21}$$

Soit :

$$P_{\text{surf}} = \frac{(1+\gamma_{\text{vis}})(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}}}{(1+\beta_{\text{IR}})} \tag{3.22}$$

Que l'on reporte dans (3.18) :

$$\begin{aligned} P_{\text{atm}} &= (1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} - \beta_{\text{IR}}P_{\text{surf}} \\ &= (1-\alpha_T)P_{\text{reçue}} - \beta_{\text{IR}}\frac{(1+\gamma_{\text{vis}})(1-\alpha_T)P_{\text{reçue}}}{(1+\beta_{\text{IR}})} \\ &= \frac{(1-\alpha_T)(1-\beta_{\text{IR}}\gamma_{\text{vis}})}{(1+\beta_{\text{IR}})}P_{\text{reçue}} \end{aligned}$$

Avec : $P_{\text{reçue}} = \pi R^2 I_0$, $P_{\text{atm}} = 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{IR}} \sigma T_{\text{atm}}^4$ et $P_{\text{surf}} = 4\pi R^2 \varepsilon_{\text{surf}} \sigma T_{\text{surf}}^4$, on obtient :

$$T_{\text{atm}} = \left[\frac{(1-\alpha_T)(1-\beta_{\text{IR}}\gamma_{\text{vis}})}{(1+\beta_{\text{IR}})} \times \frac{I_o}{4\varepsilon_{\text{IR}}\sigma}\right]^{\frac{1}{4}} = \left[\frac{(1-\alpha_T)(1-\beta_{\text{IR}}\gamma_{\text{vis}})}{(1-\beta_{\text{IR}}^2)} \times \frac{I_o}{4\sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \tag{3.23}$$

avec : $\varepsilon_{\text{IR}} = 1 - \beta_{\text{IR}}$; ainsi que :

$$T_{\text{surf}} = \left[\frac{(1-\alpha_T)(1+\gamma_{\text{vis}})}{(1+\beta_{\text{IR}})} \times \frac{I_o}{4\varepsilon_{\text{surf}}\sigma}\right]^{\frac{1}{4}} \tag{3.24}$$

Pour calculer numériquement les valeurs de ces températures, il nous faut les valeurs des coefficients de transmission de l'atmosphère dans le visible et dans l'infrarouge. On vérifie que si la couche d'atmosphère est totalement transparente dans le visible (donc : $\gamma_{\text{vis}} = 1$) et totalement transparente dans l'infrarouge (donc : $\beta_{\text{IR}} = 1$), on retrouve l'expression de la température de surface (3.16) obtenue avec le modèle sans atmosphère (courbe verte en tirets de la figure 3.11).

Le coefficient de transmission de l'atmosphère dans l'infrarouge est $\beta_{\text{IR}} = 0,1$ en raison des nuages et de la vapeur d'eau : l'atmosphère est très opaque dans l'infrarouge, dont elle absorbe 90 % du rayonnement à cette longueur d'onde ; donc $\varepsilon_{\text{IR}} = 1 - \beta_{\text{IR}} = 0,9$. Le coefficient de transmission de l'atmosphère dans le visible est $\gamma_{\text{vis}} = 0,7$ car l'atmosphère absorbe environ 30 % de la lumière solaire [13]. Et on a toujours $\varepsilon_{\text{surf}} = 0,95$.

On obtient ainsi :

$$T_{\text{atm}} = 250 \text{ K} = -23 \text{ °C}$$

$$T_{\text{surf}} = 284 \text{ K} = 11 \text{ °C}$$

La température moyenne observée à la surface du globe est de 15 °C. Notre modèle simple donne un résultat assez proche. Il est néanmoins fortuit car de nombreux processus ne sont pas pris en compte, dont certains ne sont pas radiatifs [14]. De plus il est basé sur une hypothèse forte : une couche mince *isotherme* d'atmosphère… Il donne néanmoins une bonne idée

13. Ces valeurs sont issues de Courtier (2010) ; un autre cours (Burde 2004) donne des valeurs de $\gamma_{\text{vis}} = 0,9$ et $\beta_{\text{IR}} = 0,2$, ce qui se traduit par $T_{\text{atm}} = 232$ K = −41 °C et $T_{\text{surf}} = 286$ K = 13 °C ; de fait ces valeurs de transmission doivent être entourées d'une certaine incertitude.

14. Notamment les transferts thermiques par conduction dans l'air et par convection, souvent dénotés « chaleur sensible », mais aussi la quantité de chaleur déposée dans l'atmosphère par la liquéfaction de la vapeur d'eau (chaleur latente).

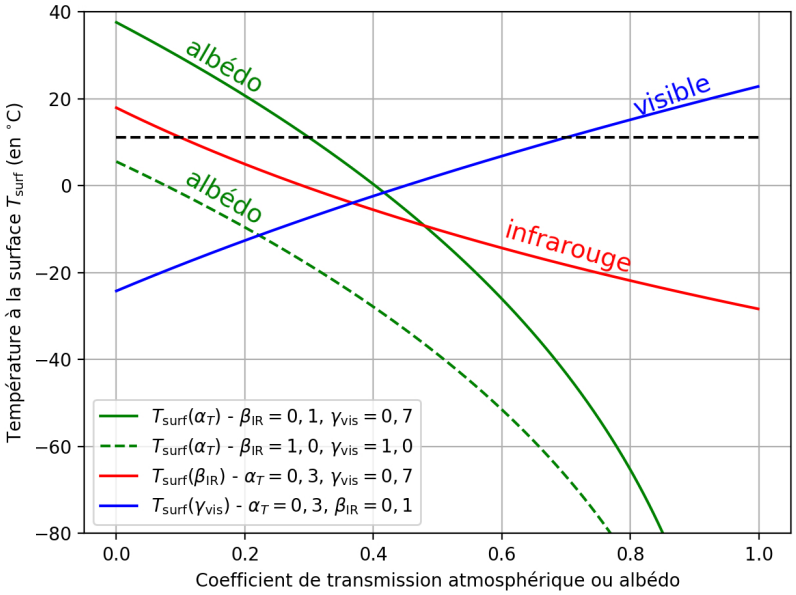

Figure 3.11 – Évolution de la température d'équilibre à la surface (3.24) en fonction de chacun des paramètres, albédo, coefficients de transmission dans le visible et dans l'infrarouge, à chaque fois en laissent les deux autres paramètres fixes à leur valeur nominale. La courbe en tirets verts montre l'albédo pour une atmosphère totalement transparente. Le trait pointillé horizontal donne la valeur de la température de surface obtenue pour les valeurs nominales des trois paramètres.

de ce qu'est l'*effet de serre* : la température moyenne plus grande que sans l'effet de serre dépend surtout du fait qu'il y a absorption d'une grande partie du rayonnement thermique dans l'infrarouge.

L'effet de serre est donc primordial pour maintenir une température moyenne « tempérée » à la surface de la Terre, une des conditions pour y maintenir la vie.

La figure 3.11 montre comment évolue la température de surface T_{surf} en fonction des différents paramètres : albédo, coefficients de transmission dans le visible et dans l'infrarouge. On constate que plus l'atmosphère est transparente dans le visible (γ_{vis} grand) ou opaque dans l'infrarouge thermique (β_{IR} petit), plus la température croit. L'effet de l'albédo est beaucoup plus marqué : plus il est faible (surface absorbante), plus la température d'équilibre est élevée : sans atmosphère (cas où $\beta_{\text{IR}} = 1$ et $\gamma_{\text{vis}} = 1$), pour une planète de type corps noir ($\alpha_T = 0$), la température moyenne à la surface serait d'environ 5 °C. Et inversement : si toute l'énergie incidente est réfléchie vers l'espace, la Terre ne peut qu'être très froide ! Si $\alpha_T = 0,6$, qui est l'albédo de la glace, la température d'équilibre serait de −26 °C < 0, donc la glace demeurerait stable [15]. La courbe d'albédo en pointillés montre le cas sans atmosphère (ou alors atmosphère totalement transparente) du modèle précédent : on retrouve la température d'équilibre de –18 °C pour $\alpha_T = 0,3$.

La figure 3.12 illustre les différents échanges d'énergie radiative entre le Soleil, l'atmosphère et la surface terrestre à l'état d'équilibre dans le cadre du modèle à une couche étudié. L'effet de serre résultant vaut alors : $369,3 - 36,9 - 202 = 130,4\ \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

15. Voir : https://fr.wikipedia.org/wiki/Terre_boule_de_neige.

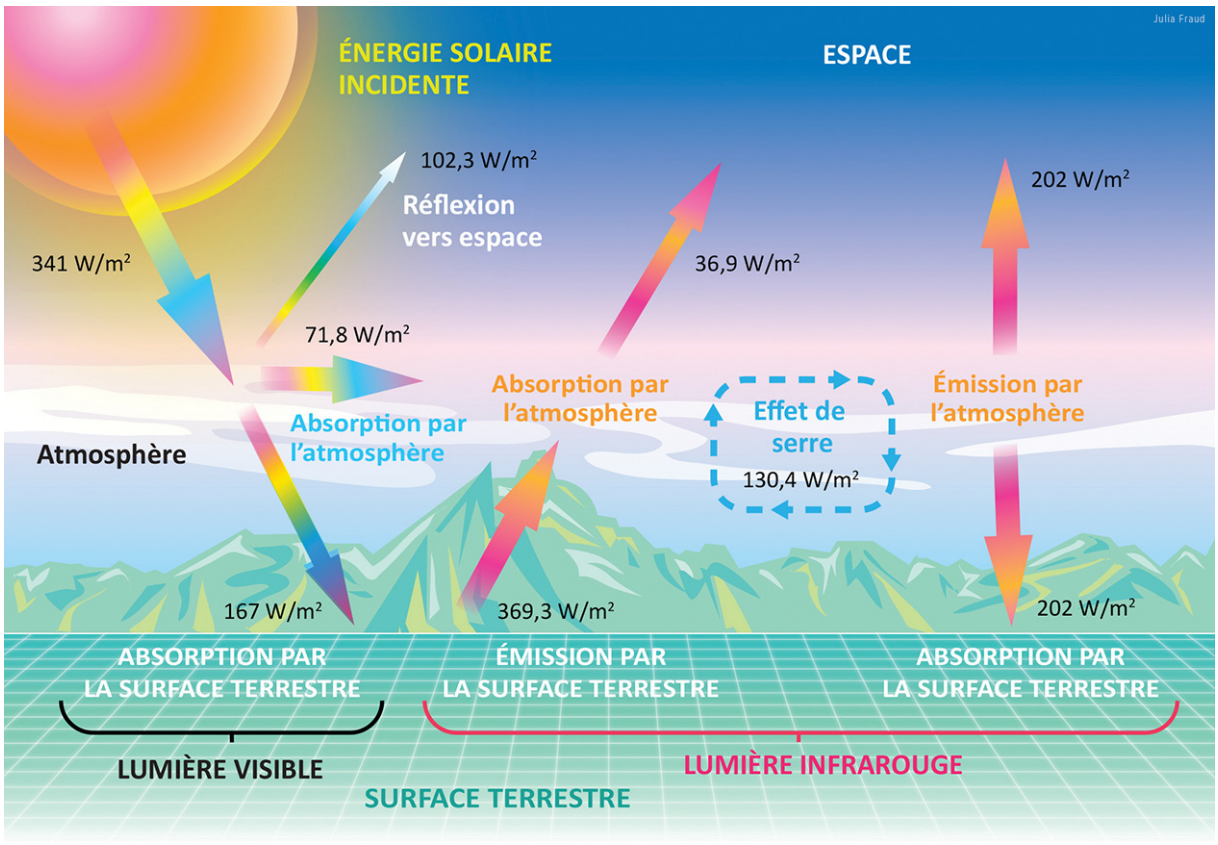

Figure 3.12 – Illustration des différents échanges radiatifs entre la surface terrestre et l'atmosphère pour le modèle à une couche à l'équilibre. Voir Trenberth *et al.* (2009). Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

3.2.3 Échanges radiatifs réels

La figure 3.12 présente les échanges radiatifs au sein de l'atmosphère dans le cadre du modèle simplifié étudié. La figure 3.13 montre les différents flux radiatifs et énergétiques au sein de l'atmosphère tels qu'ils sont à l'équilibre thermique (sans réchauffement climatique), de manière légèrement simplifiée. Contrairement au modèle à une couche, l'atmosphère n'émet pas de manière symétrique vers le sol et vers l'espace. On peut comprendre cela en ajoutant des couches d'atmosphère au modèle précédent (Courtier 2010) : les basses couches sont à une température plus importante que la couche supérieure, donc leur émission de rayonnement (d'après la loi de Stefan-Boltzmann) sera plus importante que pour la partie supérieure.

Par ailleurs, l'équilibre purement radiatif ne suffit pas à décrire les échanges d'énergie dans l'atmosphère, il faut tenir compte d'un transfert thermique depuis le sol par conduction (17 $W \cdot m^{-2}$). Ainsi que de la chaleur latente de l'eau (80 $W \cdot m^{-2}$) : au niveau du sol, l'eau prélève de l'énergie pour s'évaporer (l'évaporation de l'eau est un processus physique endothermique), avant de s'élever et de la restituer au niveau des nuages en se condensant (inversement, la condensation de l'eau est exothermique).

Ainsi l'effet de serre se traduit par le bilan : $396 - 40 - 200 = 156\ W \cdot m^{-2}$.

3.2.4 Stabilité de l'équilibre

Nous allons regarder si l'équilibre énergétique à la surface de la Terre tel que décrit par ce modèle à une couche d'atmosphère est stable sous l'effet d'une perturbation. On peut imaginer ajouter beaucoup d'énergie d'un coup dans l'atmosphère. Nous allons regarder ce qui se passe si on augmente la concentration en CO_2 (par exemple). Il s'agit une question extrêmement complexe, mais on peut néanmoins en cerner l'idée.

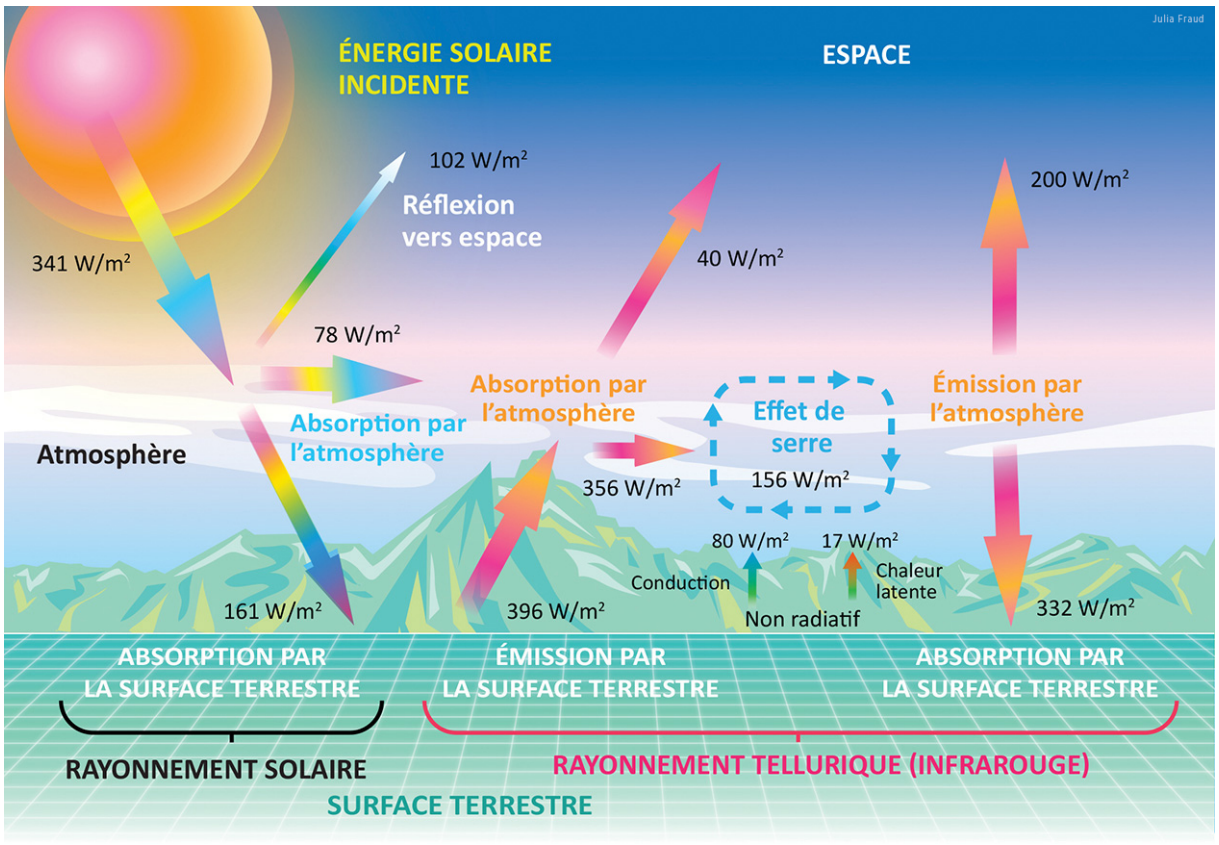

Figure 3.13 – Illustration des différents échanges radiatifs entre la surface terrestre et l'atmosphère. Voir Trenberth *et al.* (2009). Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

Dans le modèle à une couche d'atmosphère, la température de surface s'écrit (équation 3.24) :

$$T_{\text{surf}}^4 = \frac{(1-\alpha_T)(1+\gamma_{\text{vis}})}{(1+\beta_{\text{IR}})} \times \frac{I_o}{4\sigma}$$

Prenons le logarithme de cette expression :

$$4\ln T = \ln(1-\alpha_T) + \ln(1+\gamma_{\text{vis}}) - \ln(1+\beta_{\text{IR}}) + \ln(I_0/4\sigma)$$

On différentie :

$$4\frac{dT}{T} = -\frac{d\alpha_T}{1-\alpha_T} + \frac{d\gamma_{\text{vis}}}{1+\gamma_{\text{vis}}} - \frac{d\beta_{\text{IR}}}{1+\beta_{\text{IR}}} \tag{3.25}$$

La constante solaire I_0 étant… constante !

L'augmentation de la quantité de CO_2 ou plus généralement de gaz « à effet de serre » diminue la transmission de l'atmosphère dans l'infrarouge thermique (le coefficient β_{IR} dans les équations) (voir figure 3.24).

Reprenant l'équation différentielle précédente (3.25), pour une variation $\Delta\beta_{\text{IR}}$ de la transmission atmosphérique dans l'infrarouge, on a :

$$\frac{\Delta T}{T} = -\frac{1}{4}\frac{\Delta\beta_{\text{IR}}}{1+\beta_{\text{IR}}}$$

Donc si β_{IR} décroît, $\Delta\beta_{\text{IR}} < 0$ donc $\Delta T > 0$ et donc la température croît : on obtient un « réchauffement climatique ». L'augmentation de l'opacité de l'atmosphère dans l'infrarouge provoque ainsi un déplacement de l'équilibre thermique. Or, comme nous le verrons c'est ce que l'on observe, cette augmentation de l'opacité étant provoquée par une augmentation de la quantité des gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

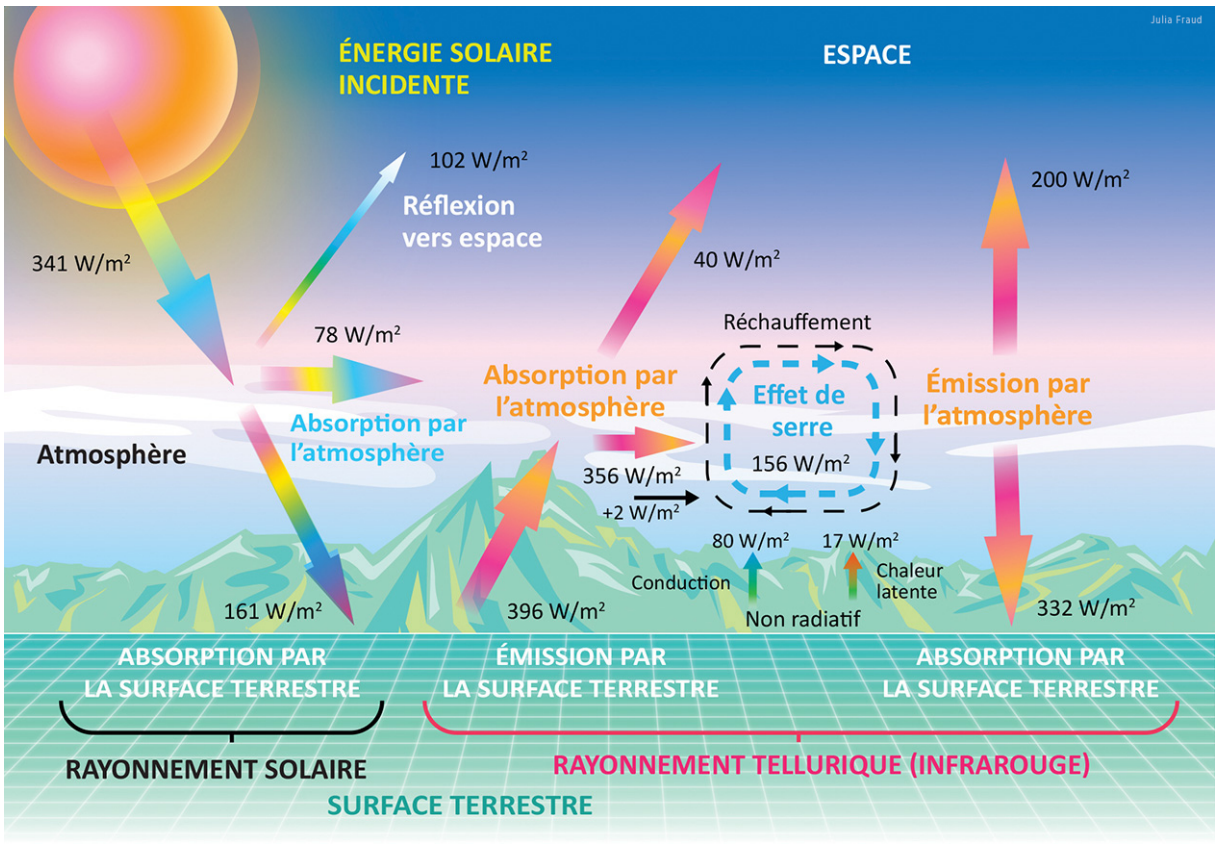

Figure 3.14 – Illustration des différents échanges radiatifs entre la surface terrestre et l'atmosphère, en tenant compte du réchauffement décalant l'équilibre. Voir Trenberth *et al.* (2009). Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

3.2.5 Réchauffement climatique

Actuellement, l'atmosphère terrestre n'est plus à l'équilibre. Les rejets anthropiques de gaz à effet de serre provoquent une augmentation de leur concentration dans l'atmosphère. Ce qui accroît le phénomène de l'effet de serre et provoque une accumulation d'énergie dans la basse atmosphère, engendrant un décalage de l'équilibre thermique d'environ +2,3 $W \cdot m^{-2}$, comme illustré à la figure 3.14.

3.2.6 Forçages radiatifs

Beaucoup de paramètres interviennent dans la machine climatique, certains ayant un effet renforçant le réchauffement, d'autres au contraire le diminuant.

On parle de *forçages radiatifs* : *forçage* car il s'agit d'une perturbation de l'état d'équilibre du système climatique ; *radiatif* car ces effets modifient l'équilibre entre rayonnement entrant (solaire) et sortant (terrestre). Les forçages sont donnés de manière algébrique en $W \cdot m^{-2}$.

La figure 3.15 montre les principaux forçages radiatifs estimés et reportés dans le rapport du GIEC (GIEC 2013)[16] : les gaz à effet de serre (dioxyde de carbone : CO_2, méthane : CH_4, protoxyde d'azote : N_2O, hydrocarbures halogénés, etc.), qui provoquent un forçage positif ; l'ozone, en particulier troposphérique[17] (issu des activités humaines) provoquant un forçage positif, la modification de l'albédo de la surface de la Terre liée aux activités humaines avec un léger forçage négatif. Les aérosols (fines particules en suspension dans l'atmosphère) et les

16. Voir l'annexe A.

17. L'ozone stratosphérique constitue la couche d'ozone qui filtre le rayonnement ultraviolet issu du Soleil ; cet ozone-là est détruit par les activités humaines.

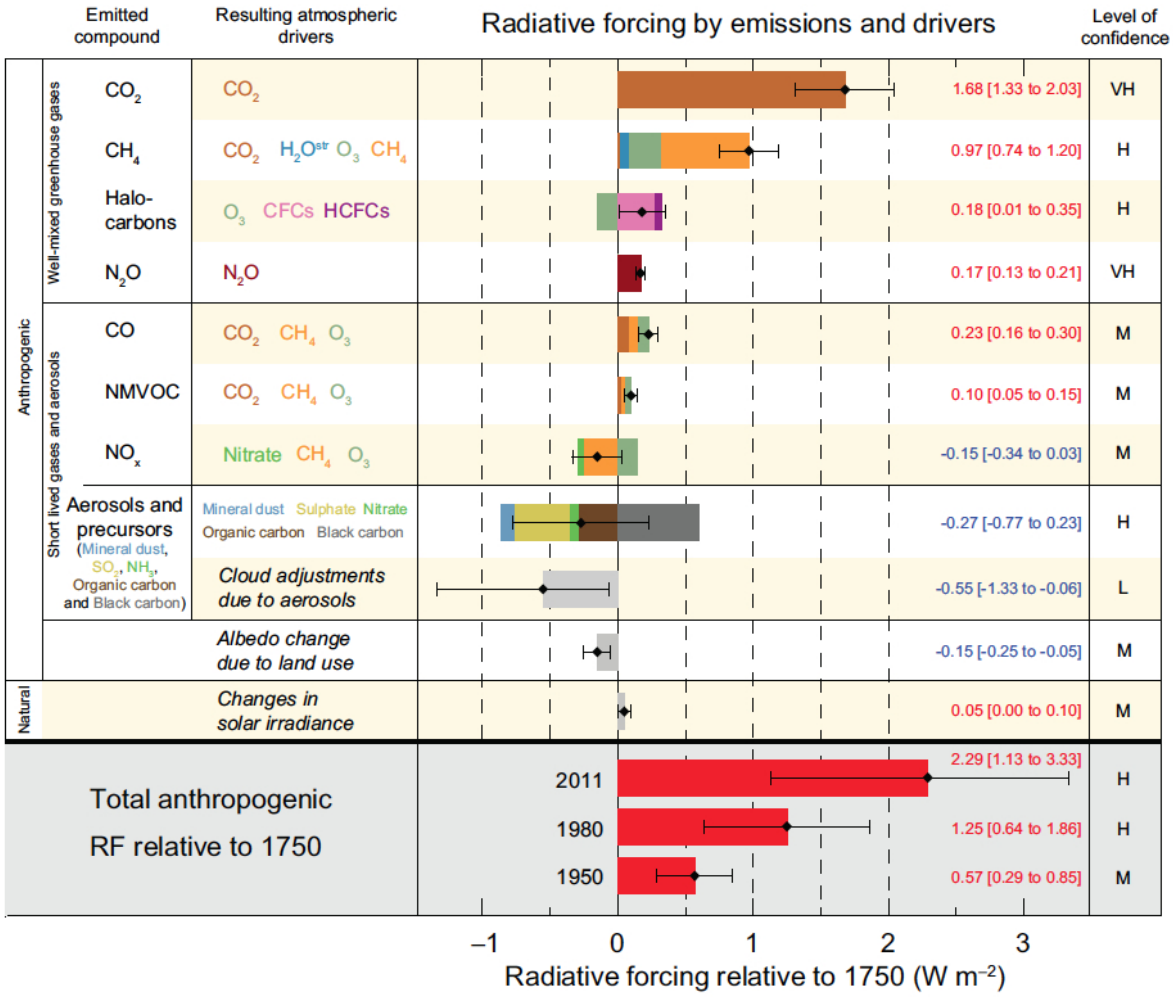

Figure 3.15 – Forçages radiatifs moyens globaux du système climatique en 2011, par rapport à 1750, déterminés dans le cadre des travaux du GIEC (GIEC 2013). © Intergovernmental Panel on Climate Change.

nuages provoquent un forçage négatif. Les changements dans les flux d'énergie issus du Soleil (irradiance solaire) sont négligeables par rapport aux forçages issus des activités anthropiques. Cette figure indique les incertitudes sur chacun des forçages présentés.

3.2.7 Rétroactions

Si une composante climatique est modifiée par le changement climatique, et que ce changement induit en retour un effet sur le climat, on parle de *rétroaction* (*positive* ou *négative* selon que l'effet induit a tendance à augmenter le réchauffement ou au contraire à le diminuer).

Une rétroaction sur un mécanisme ou un processus exprime le fait que le résultat agit sur la cause en altérant ainsi la réponse du système (rétroaction *positive* si la réponse est amplifiée, *négative* si elle est diminuée). Elle est présente dans de nombreuses disciplines (psychologie, biologie, physique, électronique, automatique…).

En physique, l'*effet Larsen* est un exemple de **rétroaction positive** : si un microphone (récepteur) est placé trop près d'un haut-parleur (amplificateur), le son émis par le haut-parleur est capté par le microphone, qui le transmet amplifié au haut-parleur… L'intensité du son peut diverger et provoquer un son très désagréable pour l'auditoire.

Ce mécanisme est utilisé en régulation (automatique), comme dans le fonctionnement d'un thermostat.

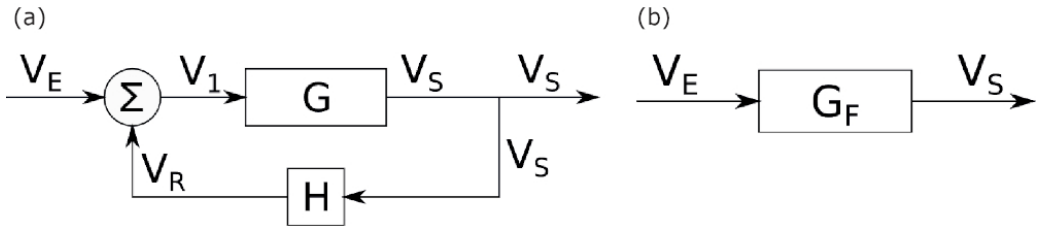

Figure 3.16 – Boucle de rétroaction générale schématisée. (a) Schéma simple de boucle de rétroaction. (b) Gain effectif entre signal d'entrée et signal de sortie.

Boucle de rétroaction

La figure 3.16a montre un schéma simple de boucle de rétroaction avec un système de gain G, tel que :

$$G = \frac{\text{signal de sortie}}{\text{signal d'entrée}} = \frac{V_S}{V_1} \tag{3.26}$$

où V_1 est le signal d'entrée du système, et V_S le signal de sortie.

Un signal d'entrée V_E reçoit un signal rétroactif V_R prélevé sur le signal de sortie V_S. On a :

$$V_1 = V_E + V_R \tag{3.27}$$

Avec :

$$V_S = G \times V_1 \tag{3.28}$$

où G est la fonction de transfert. Le signal V_R sortant de la boucle de rétroaction H est :

$$V_R = H \times V_S \tag{3.29}$$

Soit :

$$V_S = G \times V_1 = G \times (V_E + V_R) = G \times (V_E + H \times V_S), \tag{3.30}$$

soit :

$$V_S \times (1 - G \times H) = G \times V_E \tag{3.31}$$

D'où :

$$V_S = \frac{G}{1 - G \times H} V_E \tag{3.32}$$

On définit le gain effectif (figure 3.16b) :

$$G_F = \frac{V_S}{V_E} = \frac{G}{1 - G \times H} \tag{3.33}$$

Ainsi : $V_S = G_F V_E$.

Sans rétroaction, c'est-à-dire $H = 0$, on a : $G_F = G$. Pour une rétroaction négative, $H < 0$, on a : $GH < 0$ et $0 \leq G_F \leq G$. Pour une rétroaction positive, $H > 0$, soit : $1 \geq GH \geq 0$, on a $G_F > G$.

Si le système a plusieurs rétroactions indépendantes H_i, elles sont reliées en parallèle au système, et on a : $V_R = \sum_i H_i V_S$, soit :

$$V_S = \frac{G}{1 - \sum_i H_i G} V_E \tag{3.34}$$

Le flux radiatif net (solaire absorbé moins terrestre rayonné) F au sommet de l'atmosphère est nul à l'équilibre. Une perturbation extérieure, comme par exemple une augmentation de la concentration du CO_2 va introduire une diminution du flux net soit : $\Delta F < 0$ (diminution du rayonnement thermique au sommet de l'atmosphère). Donc la température de surface de

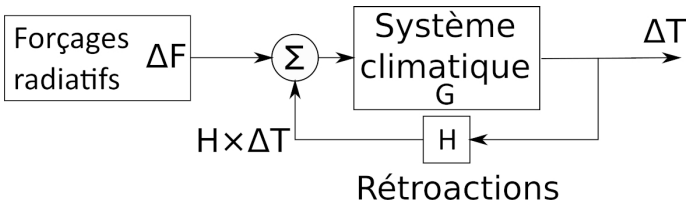

Figure 3.17 – Schématisation de la rétroaction climatique.

la Terre va croître de ΔT pour compenser (forçage thermique). On peut ainsi voir la machine climatique comme un système à rétroactions : le forçage radiatif ΔF est le signal d'entrée (V_E), l'anomalie de température (par rapport à une valeur moyenne) ΔT est le signal de sortie (V_S). On peut ainsi écrire :

$$\Delta T = G_F \times \Delta F \tag{3.35}$$

où G_F est la fonction de transfert déterminée par la machine climatique (figure 3.17).

Un exemple de rétroaction positive est la rétractation de la surface enneigée consécutivement au réchauffement (fonte précoce, enneigement moindre, etc.). Cela entraîne un albédo plus important car la neige reflète davantage la lumière solaire que le sol non enneigé. Et donc une absorption plus importante de l'énergie solaire. Et plus de réchauffement…

Autres exemples de rétroactions :

- Effets renforçant le réchauffement (rétroactions positives) :
  - L'augmentation de la température entraîne plus de vapeur d'eau dans l'air (augmentation du processus d'évaporation et l'air chaud peut contenir plus d'humidité que l'air froid), donc une transmission dans l'infrarouge plus faible, et donc une augmentation de la température.
  - Une température plus élevée entraîne la fonte du pergélisol (sol gelé en permanence dans les hautes latitudes) qui libérerait ainsi le méthane qu'il contient (puissant gaz à effet de serre), augmentant ainsi le réchauffement.
  - Etc.
- Effets diminuant le réchauffement (rétroactions négatives) :
  - L'augmentation de la température de la Terre entraîne des pertes par rayonnement plus importantes (loi de Stefan-Boltzmann), et donc une diminution de la température.

L'effet des nuages (positif ou négatif) est difficile à déterminer. Ils constituent de ce fait une grande source d'incertitude.

La plupart des rétroactions connues actuellement sont positives : plus la Terre s'échauffe, plus elle s'échauffe…

3.2.8 Effet de serre et stratosphère

Le rayonnement visible issu du Soleil n'étant que peu absorbé par l'atmosphère, il atteint la surface de la Terre qu'il réchauffe. Les basses couches de la troposphère sont chauffées par *en-dessous*. L'air chauffé se dilate et devient moins dense que l'air environnant, il s'élève sous l'effet de la force d'Archimède. Tandis qu'il prend de l'altitude, sa pression baisse, donc il se dilate pour égaliser sa pression avec l'air environnant. Cela nécessite du travail ($-PdV$) qui est puisé dans son énergie interne. Ce faisant, sa température diminue. L'air va s'élever jusqu'à ce que sa température soit la même que celle de l'air environnant, à savoir environ –55 °C au niveau de la tropopause. L'air froid, en haut, effectue le trajet inverse, il descend vers le sol. Il s'agit donc d'un mouvement de matière et d'énergie, la convection, qui va mélanger la troposphère.

Si l'atmosphère ne recevait pas d'énergie solaire, sa température continuerait de baisser au-delà de la tropopause. En fait, comme la stratosphère, au-dessus de la tropopause, contient des molécules d'ozone, elle va absorber le rayonnement solaire (ultraviolet) par l'intermédiaire de la photodissociation de l'ozone. Ce faisant, sa température augmente pour atteindre quasiment 0 °C au sommet. Le fait que sa température croisse avec l'altitude inhibe la convection et rend la stratosphère stable, stratifiée en couches et peu mélangée.

Faisons un bilan radiatif sur la stratosphère.

Densité de puissance qui entre :

- A_{O_3}, la puissance absorbée par unité de surface par l'ozone (issue du rayonnement ultraviolet du Soleil),
- $P_{\text{tropo}} = \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4$, le rayonnement issu de la troposphère (couche du dessous), à la température moyenne T_{tropo} de la troposphère avec l'émissivité $\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}}$ dans l'infrarouge thermique.

Densité de puissance qui sort :

- $P_{\text{strato}} = \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \sigma T_{\text{strato}}^4$, vers le bas, la troposphère et vers le haut, l'espace, où T_{strato} est la température moyenne de la stratosphère, et $\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}}$ l'émissivité de la stratosphère dans l'infrarouge thermique.

Ce bilan est schématisé à la figure 3.18.

À l'équilibre, on a :

$$A_{O_3} + P_{\text{tropo}} = 2P_{\text{strato}} \tag{3.36}$$

Soit :

$$A_{0_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4 = 2\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \sigma T_{\text{strato}}^4 \tag{3.37}$$

D'où on tire T_{strato} :

$$T_{\text{strato}} = \left(\frac{A_{0_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4}{\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \sigma} \right)^{\frac{1}{4}} \tag{3.38}$$

L'émissivité [18] $\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}}$ de la troposphère dans l'infrarouge est d'environ 0,9 car ($\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} = 1 - \beta_{\text{IR}}$), mais elle est très petite pour la stratosphère $\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \ll 1$.

L'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre dans la troposphère va diminuer la transmission dans l'infrarouge, donc augmenter le coefficient d'absorption et donc l'émissivité. Si la concentration des gaz à effet de serre augmente dans la troposphère, elle augmente dans les mêmes proportions dans la stratosphère [19] (voir par exemple Diallo *et al.* 2017). Donc l'émissivité qui en résulte varie dans le même sens :

$$d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} = d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} = d\varepsilon_{\text{IR}} > 0 \tag{3.39}$$

Quel est l'effet d'une telle variation sur la température troposphérique ? Pour le savoir, différentions l'équation (3.38) :

$$\begin{aligned}
4\frac{dT_{\text{strato}}}{T_{\text{strato}}} &= \frac{\sigma T_{\text{tropo}}^4 d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}}}{A_{O_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4} - \frac{d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}}}{\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}}} \\
&= \frac{\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \sigma T_{\text{tropo}}^4 d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} - \left(A_{O_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4\right) d\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}}}{\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \left(A_{O_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{strato}}^4\right)} \\
&= \frac{\left(\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} \sigma T_{\text{tropo}}^4 - A_{O_3} - \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{tropo}}^4\right) d\varepsilon_{\text{IR}}}{\varepsilon_{\text{IR}}^{\text{strato}} (A_{O_3} + \varepsilon_{\text{IR}}^{\text{tropo}} \sigma T_{\text{strato}}^4)}
\end{aligned}$$

18. À l'équilibre thermique, l'émissivité est égale à l'absorptivité (loi de Kirchhoff). Ici β_{IR} a été défini comme la transmission de la troposphère dans l'infrarouge.

19. Le mélange se fait notamment par convection dans la troposphère et par une circulation atmosphérique entre la troposphère et la stratosphère (circulation de Brewer-Dobson) qui « apporte » les gaz à effet de serre jusque dans la stratosphère.

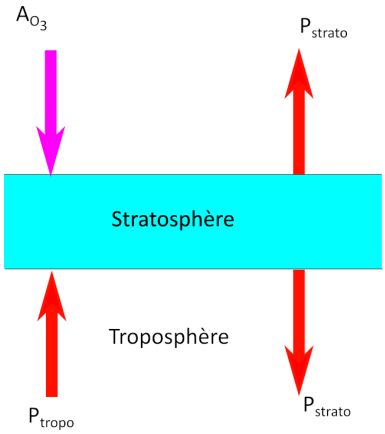

Figure 3.18 – Bilan énergétique sur la stratosphère.

Or comme $d\varepsilon_{IR} > 0$ et $\left[\left(\varepsilon_{IR}^{strato} - \varepsilon_{IR}^{tropo}\right)\sigma T_{tropo}^4 - A_{O_3}\right] < 0$ car $\varepsilon_{IR}^{strato} \ll \varepsilon_{IR}^{tropo}$, on a :

$$\frac{dT_{strato}}{T_{strato}} < 0 \tag{3.40}$$

donc $dT_{strato} < 0$: la température de la stratosphère diminue !

En quelques mots, les gaz à effet de serre, bien qu'en très faible quantité dans l'atmosphère, par rapport à l'oxygène et l'azote, sont les régulateurs de l'énergie thermique rayonnée par la surface terrestre, puisqu'ils ont la propriété d'intercepter et de réémettre le rayonnement thermique reçu. Dans la stratosphère, ils font l'interface entre la basse atmosphère (troposphère) et le vide spatial, en émettant un rayonnement infrarouge permettant de maintenir l'atmosphère terrestre à l'équilibre thermique. Si on augmente la capacité de rayonnement vers l'espace de la stratosphère en augmentant le nombre de molécules de gaz à effet de serre (donc leur concentration), on augmente les pertes d'énergie thermique, et la température résultante diminue.

L'autre façon de réduire la température de la stratosphère est de diminuer sa capacité à absorber le rayonnement solaire, en diminuant le nombre de molécules d'ozone.

3.2.9 Les gaz à effet de serre

Nous avons vu que la surface de la Terre absorbait une partie du rayonnement solaire conduisant à son réchauffement, ce qui lui permet d'atteindre une température d'équilibre moyenne autour de 288 K (15 °C). La loi de Wien (équation 3.8) nous dit qu'elle va alors rayonner autour de 10 μm. Ce rayonnement est absorbé en grande partie par l'atmosphère (figure 3.19).

En effet, l'atmosphère contient des gaz qui ont la particularité d'absorber le rayonnement électromagnétique dans l'intervalle de longueur d'onde où la surface de la planète rayonne. Or, à l'équilibre thermique, un corps qui absorbe une certaine quantité de rayonnement, réémet la même quantité de rayonnement aux mêmes longueurs d'onde [20], lequel va, en partie, « réchauffer » la surface (une partie s'échappe dans l'espace, voir la figure 3.14)... D'où l'effet de serre (voir section 3.2.2).

L'effet de serre « naturel » est constitué d'une puissance rayonnée par la surface de la Terre de 396 $W \cdot m^{-2}$ à laquelle on retranche la puissance rayonnée vers l'espace globalement par la Terre au sommet de l'atmosphère (240 $W \cdot m^{-2}$), ce qui donne 156 $W \cdot m^{-2}$. Sur ces 156 $W \cdot m^{-2}$, 19 %, soit 30 $W \cdot m^{-2}$, sont dus aux nuages, le reste (126 $W \cdot m^{-2}$) est dû à l'absorption par les gaz à effet de serre naturellement présents dans l'atmosphère : vapeur d'eau, gaz carbonique, ozone, méthane et protoxyde d'azote (voir le tableau 3.2). En plus de cet effet de serre « naturel »

20. Il s'agit de la loi du rayonnement de Kirchhoff (1859).

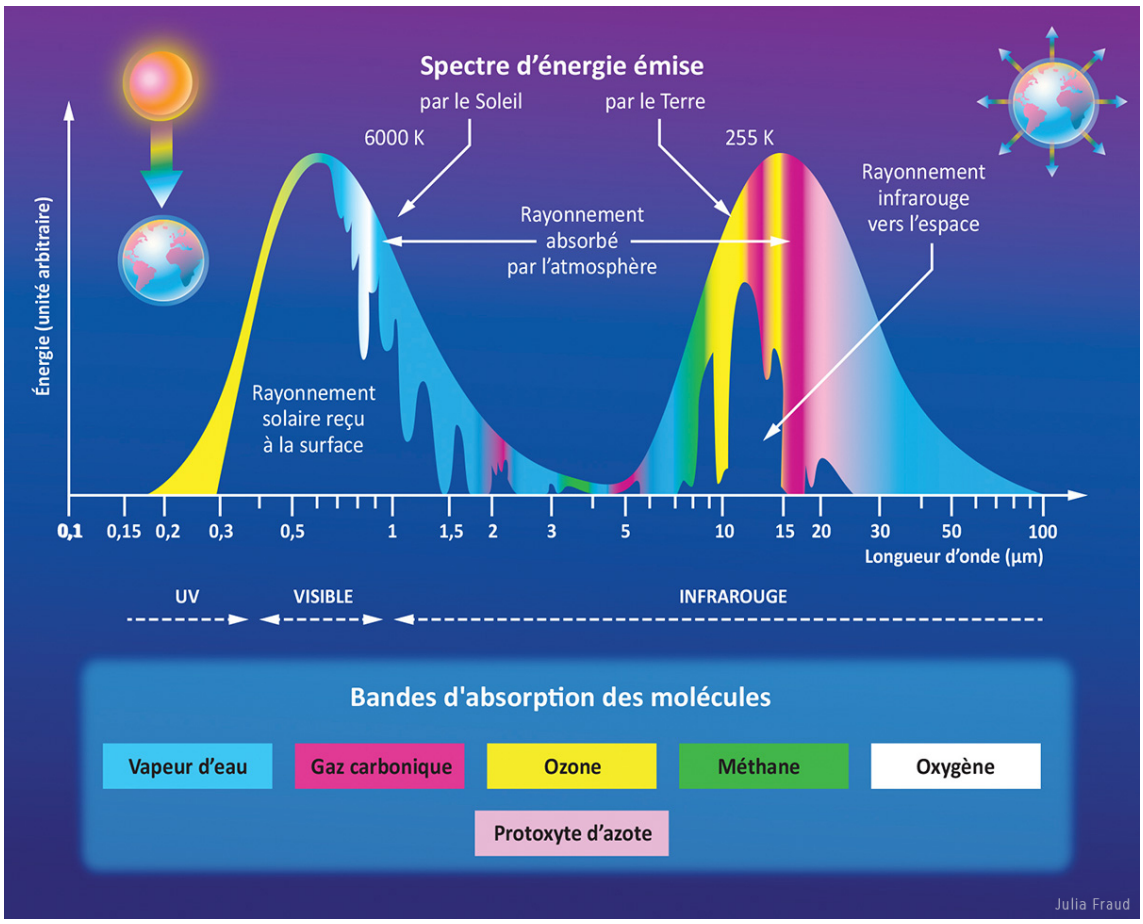

Figure 3.19 – Énergie rayonnée par le Soleil et par la Terre en fonction de la longueur d'onde (spectre). Le spectre du Soleil est maximum dans la bande visible, l'enveloppe représente le spectre de Planck ; dans la partie droite, dans le proche infra-rouge, la courbe de Planck est déformée par des raies et des bandes d'absorption (vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère de la Terre essentiellement). Le spectre du rayonnement solaire effectivement reçu à la surface de la Terre est en bleu foncé à l'intérieur de la courbe. La partie droite de la figure représente le spectre d'émission de la Terre, qui est maximum dans l'infrarouge thermique (autour de 10 à 15 μm) ; ce spectre est très déformé par les nombreuses bandes d'absorption des molécules présentes dans l'atmosphère : vapeur d'eau, gaz carbonique, méthane, protoxyde d'azote… Ce sont les « gaz à effet de serre ». Voir Delmas *et al.* (2007). Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

on constate un réchauffement climatique attribué à un effet de serre « additionnel » dû aux activités humaines, à hauteur de $+2,3\ \mathrm{W\cdot m^{-2}}$ ($+2,72^{+0,76}_{-0,76}\ \mathrm{W\cdot m^{-2}}$ en 2019 par rapport à 1750 – GIEC 2021), causé par l'ajout dans l'atmosphère de gaz à effet de serre (voir le tableau 3.2 et la figure 3.20).

Les effets de ces gaz sur l'effet de serre ne sont pas équivalents. On peut les comparer par leur temps de résidence moyen dans l'atmosphère, et surtout par leur pouvoir de réchauffement global (*global warming potential*).

C'est une estimation de l'influence d'un gaz sur l'effet de serre par rapport à un gaz de référence. Il dépend des propriétés radiatives des gaz mais aussi de leurs temps de résidence dans l'atmosphère. Ainsi le pouvoir de réchauffement global (PRG) du gaz i par rapport au gaz de référence r pour l'horizon temporel T est donné par (GIEC 2007, chapitre 2, p. 210) :

$$\mathrm{PRG}_{i,r}(T) = \frac{\int_0^T a_i C_i(t)dt}{\int_0^T a_r C_r(t)dt} \tag{3.41}$$

Effet de serre naturel $155\ W \cdot m^{-2}$				
nuages $30\ W \cdot m^{-2}$	gaz $125\ W \cdot m^{-2}$			
	H_2O	CO_2	O_3	$CH_4 + N_2O$
	$75\ W \cdot m^{-2}$	$32\ W \cdot m^{-2}$	$10\ W \cdot m^{-2}$	$7,5\ W \cdot m^{-2}$
	60 %	26 %	8 %	6 %
19 %	48 %	21 %	6 %	5 %

Effet de serre additionnel (anthropique) $+2,26\ W \cdot m^{-2}$				
gaz $3\ W \cdot m^{-2}$				autre (autres gaz, aérosols, nuages) $-0,74\ W \cdot m^{-2}$
CO_2	CH_4	CFC	N_2O	
$1,68\ W \cdot m^{-2}$	$0,97\ W \cdot m^{-2}$	$0,18\ W \cdot m^{-2}$	$0,17\ W \cdot m^{-2}$	
56 %	32 %	6 %	6 %	

Table 3.2 – Les différentes contributions (absolues et relatives) à l'effet de serre naturel et additionnel. D'après la figure 3.15 ainsi que Delaygue (2002).

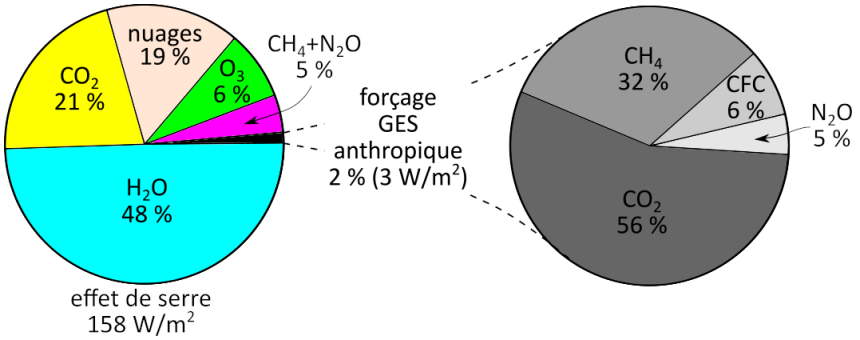

Figure 3.20 – Illustration des différentes contributions à l'effet de serre. Pour l'effet de serre additionnel (anthropique), seuls sont pris en comptes les gaz à effet de serre (GES).

	Temps de résidence (années)	Efficacité radiative ($W \cdot m^{-2} \cdot ppb^{-1}$)	PRG pour différents horizons		
			20 ans	100 ans	500 ans
CO_2	> 100	$1,4 \cdot 10^{-5}$	1	1	1
CH_4	12	$3,7 \cdot 10^{-4}$	72	25	7,6
N_2O	114	$3,03 \cdot 10^{-3}$	289	298	153
CF_4	50 000	0,10	5210	7390	11 200

Table 3.3 – Temps de résidence moyen (temps caractéristique de décroissance exponentielle), efficacité radiative (ppb = parties par milliard), et pouvoir de réchauffement global pour différents horizons temporels. Tiré de GIEC (2007), chapitre 2.

où $a_{i,r}$ est l'efficacité radiative du gaz i,r et $C_{i,r}(t)$ est la concentration du gaz i,r à l'instant t en réponse à l'émission d'une unité de masse de ce gaz à l'instant $t = 0$. Notons que le produit de l'efficacité radiative par la concentration donne le forçage radiatif du gaz considéré.

Par convention (depuis le protocole de Kyoto), l'horizon temporel est fixé à 100 ans, et le gaz de référence est le CO_2. Le tableau 3.3 donne quelques valeurs du PRG pour quelques gaz.

Le tableau 3.3 montre que l'émission dans l'atmosphère de 1 kg de méthane aura le même effet radiatif en moyenne pendant un siècle que l'émission de 25 kg de dioxyde de carbone !

3.2.10 Absorption du rayonnement par les molécules

Vibration des molécules

Les photons ultraviolets (dont l'énergie est de quelques électronvolts à quelques dizaines d'électronvolts) cassent les liaisons covalentes (dont l'énergie de liaison est de quelques électronvolts ou quelques centaines de kilojoules par mole). Les photons du domaine visible ne sont quasiment pas absorbés par les molécules de l'atmosphère, seulement diffusés par elles. Dans l'infrarouge thermique (autour de ~ 10 μm), l'émission terrestre est bien plus importante que l'émission solaire. Ces photons, d'énergie moindre que les photons visibles, vont être absorbés par certaines molécules pour les faire vibrer. Ces vibrations sont quantifiées et se font donc selon différents modes dépendant de la molécule considérée.

Dans l'infrarouge lointain et le millimétrique (les micro-ondes), au-delà de 20 μm, l'énergie des photons permet d'activer les niveaux de rotation de la molécule, qui sont eux aussi quantifiés (Legras *et al.* 2000).

Absorption en infrarouge

Le diazote et le dioxygène, par exemple, ont cette capacité de vibrer. Néanmoins, comme ce sont des molécules diatomiques symétriques, ces vibrations ne modifient pas leur moment dipolaire, elles n'absorbent donc pas dans l'infrarouge thermique. Heureusement, sinon l'effet de serre rendrait la planète invivable !

Les molécules diatomiques symétriques n'ont pas de moment dipolaire permanent, il ne peut donc y avoir de transition électromagnétique entre des niveaux d'énergies vibrationnels. Sans transition possible, il n'y a ni absorption ni émission : ces molécules sont inactives en infrarouge (Chaquin 2020, chapitre 9). En revanche, une molécule polyatomique (comme celle de CO_2) peu avoir un moment dipolaire intrinsèque nul, mais un moment dipolaire induit non nul, ce qui lui permet d'absorber en infrarouge. En effet, pour qu'une molécule absorbe le rayonnement infrarouge, son moment dipolaire doit varier lorsqu'elle vibre.

Moment dipolaire électrique

Le moment dipolaire $\overrightarrow{\mu}$ est défini pour un dipôle électrostatique, constitué de deux charges électriques ($+q$ et $-q$) placées à une distance d l'une de l'autre, comme :

$$\overrightarrow{\mu} = q \times \overrightarrow{d} \tag{3.42}$$

où q est la charge électrique (en coulomb) et $\overrightarrow{d}$ est le vecteur distance entre les deux charges du dipôle, orienté de la charge négative vers la charge positive. Dans une liaison covalente entre deux atomes pour former une molécule, dans le cas de deux atomes de nature différente (on parle de différence d'électronégativité, l'électronégativité étant la capacité des atomes à attirer le nuage électronique), les nuages électroniques sont déformés par la présence de la liaison moléculaire, ce qui génère une dissymétrie de répartition des charges et induit ainsi un moment dipolaire permanent. Cela se généralise aux molécules polyatomiques, comme dans le cas de la molécule d'eau (figure 3.21a).

Le fait qu'une molécule ait un moment dipolaire permanent n'est pas une condition nécessaire pour qu'elle absorbe le rayonnement infrarouge. En revanche, si ce n'est pas le cas, son moment dipolaire induit par la vibration (dans ce cas nécessairement asymétrique) doit varier avec la vibration pour que ce rayonnement soit effectivement absorbé.

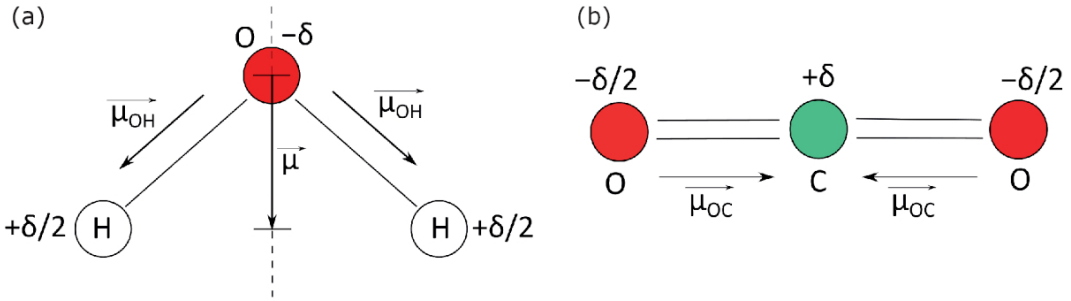

Figure 3.21 – Moment dipolaire et molécules H_2O et CO_2. (a) H_2O, molécule dipolaire. Le barycentre des charges + est sur l'atome d'oxygène, tandis que celui des charges - est entre les deux atomes d'hydrogène. Le moment dipolaire total $\vec{\mu}$ est la somme (vectorielle) des moments dipolaires des deux couples OH. (b) CO_2, molécule apolaire. Le barycentre des charges + est confondu avec celui des charges –. Le moment dipolaire résultant, somme vectorielle des moments dipolaires des deux couples OC, est nul.

Autres molécules

Les principaux gaz à effet de serre sont des molécules qui absorbent le rayonnement infrarouge dans l'intervalle spectral d'émission de la surface de la Terre, soit environ 5 à 50 μm (voir figure 3.19).

C'est le cas pour certaines molécules diatomiques asymétriques (hétéronucléaires), comme CO, NO ou HBr. Néanmoins, ces composés sont extrêmement réactifs chimiquement, ils résident très peu de temps dans l'atmosphère, trop peu pour avoir une action sur l'effet de serre (ce sont d'ailleurs des gaz toxiques) [21].

3.2.11 Exemple de la molécule de CO_2

La molécule de dioxyde de carbone (ou gaz carbonique) est constituée d'un atome de carbone et de deux atomes d'oxygène de part et d'autre. C'est une molécule linéaire. Elle n'a pas de moment dipolaire permanent (figure 3.21b). Elle se trouve sous forme de gaz à température ambiante et à pression atmosphérique.

Le nombre de bandes d'émission (ou d'absorption) du rayonnement infrarouge par la molécule va dépendre de son nombre de degrés de liberté de vibration [22].

Chacun des N atomes d'une molécule polyatomique non linéaire a trois degrés de liberté de translation : selon l'axe x, selon l'axe y et selon l'axe z. Cela fait $3N$ degrés de liberté pour une molécule. Parmi ces $3N$ degrés de liberté, trois correspondent à une translation de la molécule entière le long des trois axes, et trois correspondent à une rotation de la molécule autour de chacun des axes. Ceci laisse $3N - 6$ degrés de liberté de vibration. On démontre qu'il existe précisément $3N - 6$ modes normaux de vibration pour une molécule composée de N atomes.

Une molécule linéaire comme celle de dioxyde de carbone possède seulement $3N - 5$ modes normaux de vibration car elle a seulement deux degrés de liberté en rotation : la rotation autour de l'axe inter-atomique possède un moment d'inertie nul et ne met donc en jeu aucun échange d'énergie (la rotation d'un angle quelconque autour de cet axe produit une molécule non distinguable de celle qui lui a donné naissance).

Avec $N = 3$ atomes, la molécule de CO_2 a donc $9 - 5 = 4$ modes de vibration :

- 1 mode d'élongation antisymétrique (à gauche sur la figure 3.22) ;
- 1 mode d'élongation symétrique qui est inactif car la molécule reste symétrique (au milieu à la figure 3.22) ;

21. On peut consulter le site « WebBook de Chimie du NIST » (https://webbook.nist.gov/chemistry/) qui fournit un certain nombre de données sur chacune de ces molécules, dont leur spectre infrarouge.

22. Voir par exemple : F. Fuster, MC 410 : *Chimie physique et théorique*, 2005. Support de cours. http://www.lct.jussieu.fr/pagesperso/fuster/MC410/cours_2_MC410.pdf.

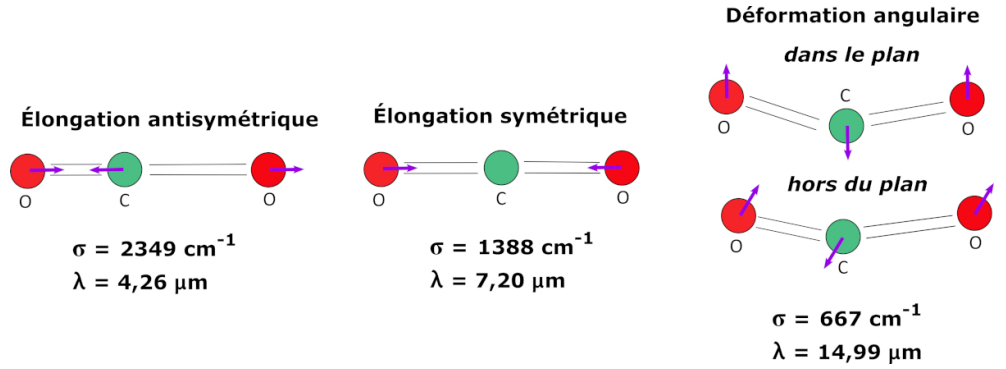

Figure 3.22 – Illustration des différents modes de vibration de la molécule de dioxyde de carbone avec le nombre d'onde $\sigma = 1/\lambda$ et la longueur d'onde λ associées.

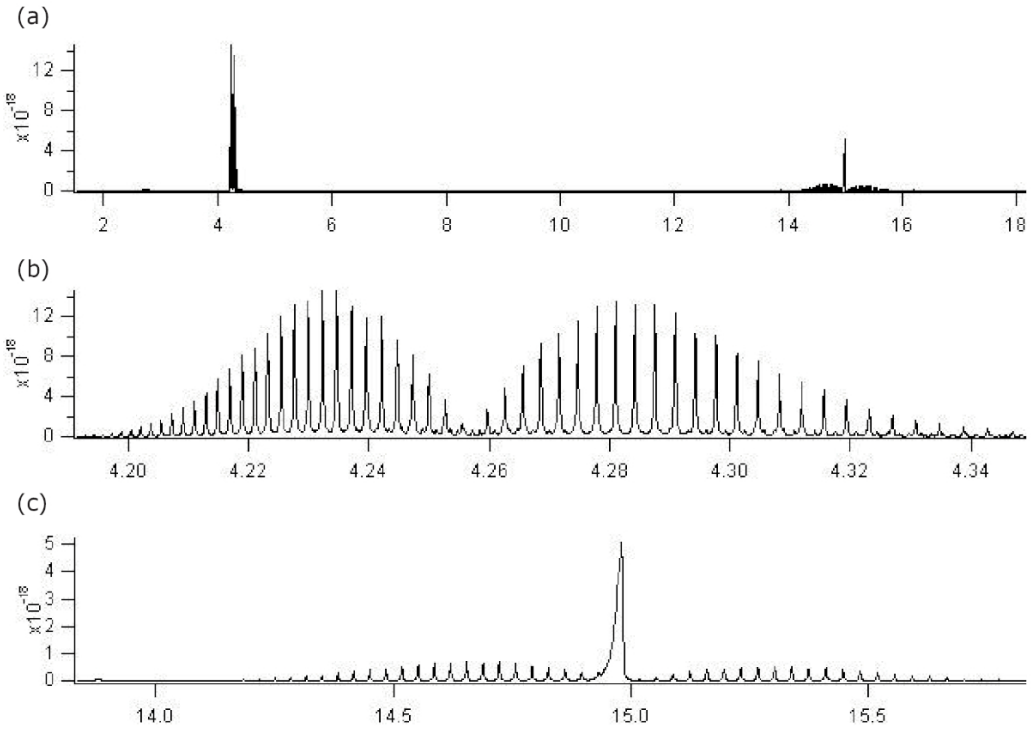

Figure 3.23 – Spectres d'émission en vibration du dioxyde de carbone dans l'infrarouge thermique. L'intensité de l'émission est en ordonnée, la longueur d'onde est en abscisse, en μm. Ces spectres sont obtenus par la *Virtual Planetary Laboratory Molecular Spectroscopic Database* : http://vpl.astro.washington.edu/spectra/co2pnnlimagesmicrons.htm. (a) Spectre d'émission du CO_2 en μm en longueur d'onde. (b) Agrandissement sur la bande de vibration en étirement asymétrique à 4,26 μm. (c) Agrandissement sur la bande de vibration en flexion à 14,99 μm.

- 1 mode de flexion dans le plan (à droite sur la figure 3.22) ;
- 1 mode de flexion hors du plan, dégénéré avec le précédent : les deux sont indiscernables (à droite sur la figure 3.22).

On a donc finalement deux longueurs d'onde d'émission des modes de vibration de la molécule autour de 4,26 μm et 14,99 μm (ces longueurs d'onde sont déterminées par le calcul, mais on peut observer le spectre d'absorption en laboratoire, et donc les mesurer). La figure 3.23 montre le spectre observé correspondant. L'agrandissement (figures 3.23b et 3.23c) sur les deux bandes montre la complexité de la quantification des modes vibrationnels.

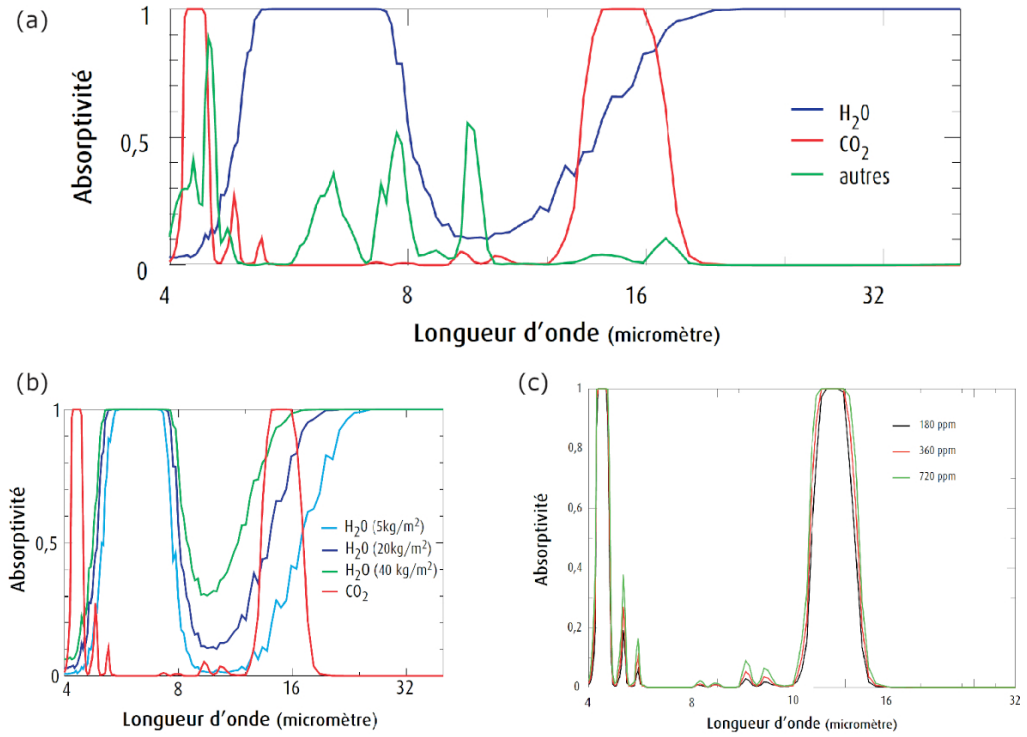

Figure 3.24 – La dépendance spectrale de l'absorptivité (absorption du rayonnement sur toute la hauteur de l'atmosphère ; l'absorptivité vaut 1 quand tout le rayonnement émis par le sol est absorbé par l'atmosphère avant d'atteindre l'espace) des principaux gaz à effet de serre dans la gamme de longueurs d'onde dans laquelle se situe l'essentiel du rayonnement émis par la surface de la Terre. (a) Absorptivité pour les deux principaux gaz à effet de serre, le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau. (b) Dépendance spectrale de l'absorptivité de la vapeur d'eau pour différentes valeurs de colonne d'eau dans l'atmosphère : la valeur moyenne est de 25 $kg \cdot m^{-2}$. (c) Dépendance spectrale de l'absorptivité pour trois valeurs de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère. La valeur actuelle est > 400 ppm. (a)-(c) Source : Dufresne & Treiner (2011). © La Météorologie, https://lameteorologie.fr/

Effet de la saturation des bandes d'absorption

La figure 3.24a montre l'absorptivité (absorption du rayonnement sur toute la hauteur de l'atmosphère ; l'absorptivité vaut 1 quand tout le rayonnement émis par le sol est absorbé par l'atmosphère avant d'atteindre l'espace) en fonction de la longueur d'onde pour les deux principaux gaz à effet de serre, la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone.

Les figures 3.24b et 3.24c montrent l'absorptivité respectivement de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone pour différentes concentrations dans l'atmosphère centrées sur la valeur moyenne pour la vapeur d'eau et proche de l'actuelle pour le dioxyde de carbone. On constate que les bandes d'absorption de la vapeur d'eau ne sont globalement pas saturées, c'est-à-dire que leur absorptivité est inférieure à 1. Tandis qu'au contraire, les bandes d'absorption du dioxyde de carbone sont saturées (leur absorptivité vaut 1) sur toute l'épaisseur de l'atmosphère.

On peut donc considérer que l'émission du rayonnement terrestre vers l'espace ne se fait pas à la surface du sol mais à une certaine altitude lui permettant de traverser une couche d'atmosphère suffisamment faible pour que les raies du CO_2 ne soient pas saturées (Dufresne & Treiner 2011). Cette altitude d'émission de l'infrarouge vers l'espace augmente au fur et à mesure de l'accumulation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère : la photosphère infrarouge de la Terre grandit petit à petit.

3.3 Observations du réchauffement climatique

3.3.1 Notion de température moyenne

La température est une notion clef pour comprendre le climat et le réchauffement climatique. La température est une grandeur physique qui mesure l'énergie interne (au sens thermodynamique) d'un système. L'énergie interne d'un système physique est la somme de l'énergie cinétique microscopique de ses constituants, de l'énergie potentielle associée à toutes les forces intérieures et de l'énergie de masse des particules. Dans le cas d'un gaz parfait [23], sans interaction, seule l'énergie cinétique de ses molécules constitue son énergie interne. Dans ce cas, la température T, en kelvin, s'exprime selon :

$$\frac{\varepsilon_c}{N} = \frac{3}{2} k_B T \tag{3.43}$$

où ε_c/N est l'énergie cinétique moyenne du centre de masse de chaque particule, N est le nombre de particules (identiques) du gaz et $k_B = 1,38{\cdot}10^{-23}\ \mathrm{J{\cdot}K^{-1}}$ est la constante de Boltzmann. La température est donc une mesure indirecte de l'agitation thermique de la matière.

Quand on parle de réchauffement climatique, la notion sous-jacente de température est évidemment fondamentale. Les climatologues (et les météorologues) mesurent des températures atmosphériques (et océaniques, entre autres) un peu partout à la surface du globe (mais aussi en altitude), et ce un peu tout le temps. Certaines régions sont moins bien échantillonnées que d'autres. À partir de ces mesures éparses (et non-uniformes) dans l'espace et dans le temps, il s'agit de construire des températures *moyennes* dans l'espace (par exemple sur l'ensemble de la surface de la planète) et dans le temps (sur des périodes d'un mois, d'un an, etc.). La température résultante n'a pas de réalité physique, il s'agit d'un indicateur statistique. La complexité de cette analyse de reconstruction d'une température globale, fait qu'une valeur *absolue* de la température moyenne à la surface de la Terre est difficile à obtenir avec précision. En revanche, la variation de cette grandeur sur une échelle de temps donnée, par rapport à une référence donnée, peut être obtenue avec une grande précision (Planton 2020). Les climatologues la qualifient d'*anomalie* de température.

3.3.2 Augmentation de la température moyenne

On constate depuis plusieurs décennies que la température moyenne annuelle (sur toute la surface de la Terre) des basses couches (premiers mètres, c'est-à-dire à l'intérieur de la couche limite) de l'atmosphère augmente de façon importante, et ce depuis le milieu du XIX^{e} siècle environ, et après une période de relative stabilité de 10 000 ans (fin de la dernière glaciation). La figure 3.25 montre l' « anomalie de température » c'est-à-dire l'écart de température par rapport à la moyenne des années 1961 à 1990, en fonction du temps, pour la période 1850-2012. Une version plus récente est visible à la figure 3.26, avec une courbe de lissage montrant la tendance moyenne sans équivoque.

Mais on mesure également que si la température de la troposphère augmente, celle de la stratosphère diminue (figures 3.27a et 3.27b), comme on peut le prédire avec un bilan énergétique simple (voir section 3.2.8).

Il s'agit là d'une signature relativement [24] ferme de l'origine anthropique du réchauffement. Si ce réchauffement était d'origine uniquement solaire, l'ensemble de l'atmosphère se réchaufferait, comme en témoigne la figure 3.28 en haut à gauche (a). L'effet du forçage dû aux gaz à effet de serre est visible sur la figure du milieu à gauche (c), où la troposphère se réchauffe, mais la basse stratosphère se refroidit. Les volcans, en insufflant des quantités de dioxyde de

23. Le modèle du gaz parfait a pour hypothèses que les molécules constituant le gaz sont ponctuelles et n'interagissent entre elles que par collisions élastiques. L'air atmosphérique obéit à ces conditions avec une bonne approximation.

24. Même s'il y a quelques limites, car les observations ne sont pas aussi nombreuses dans la stratosphère que dans la basse troposphère, et d'autres phénomènes sont susceptibles de la refroidir…

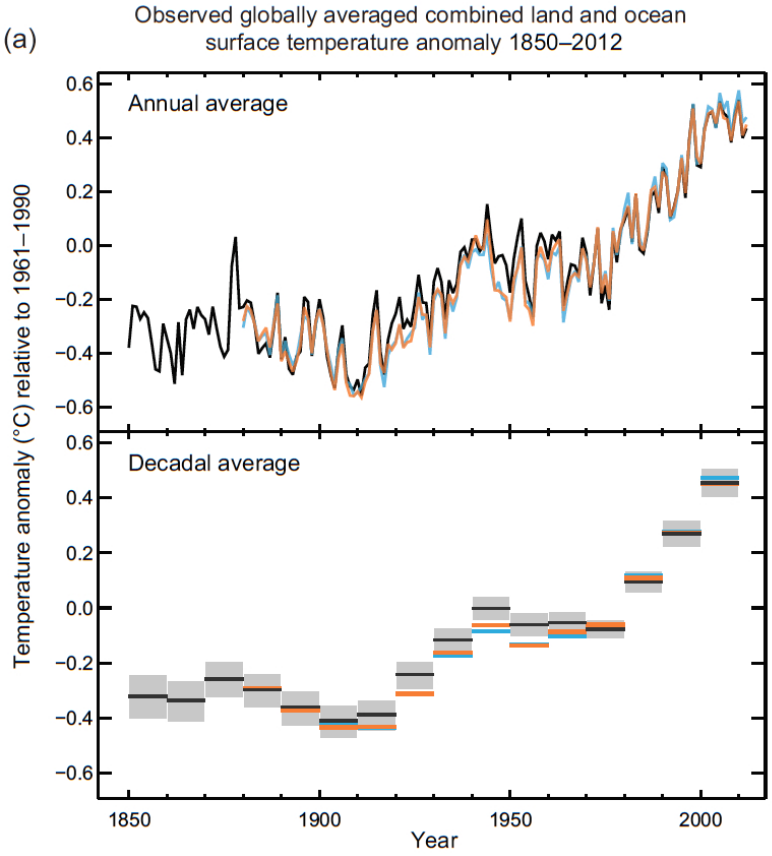

Figure 3.25 – Anomalies moyennes observées de la température de surface (terres et océans) entre 1850 et 2012 à partir de trois jeux de données, par rapport à la période 1961-1990. En haut, moyennes annuelles ; en bas, moyennes décennales. Source : GIEC (2013). © Intergovernmental Panel on Climate Change.

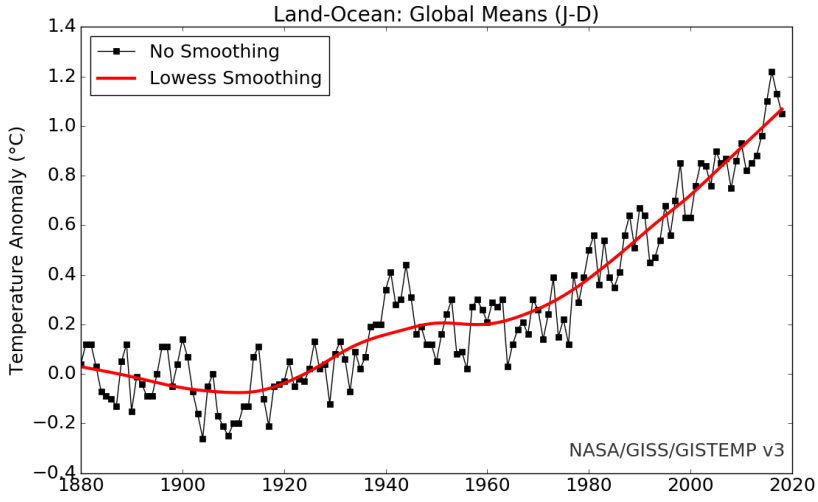

Figure 3.26 – Anomalies moyennes observées de la température de surface (terres et océans) entre 1880 et 2018 à partir de trois jeux de données, par rapport à la période 1951–1980. Les points reliés montrent les données année par année tandis que la courbe rouge est une moyenne « lissée » et glissante sur une période de 20 ans. Source : https://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/customize.html

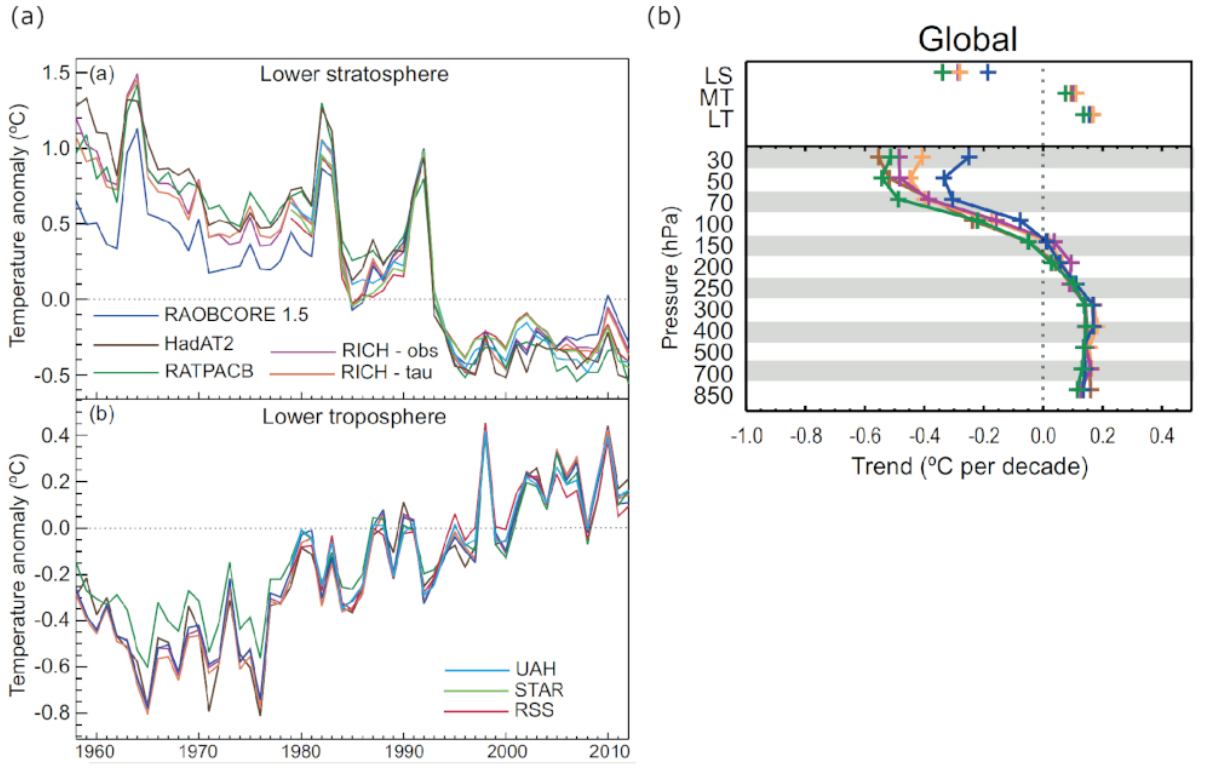

Figure 3.27 – Température mesurée dans la stratosphère. (a) Anomalie de température moyenne annuelle dans la basse stratosphère (en haut) et dans la basse troposphère (en bas), par rapport à la période 1981–2010, et ce pour différents lots de données. (b) Profil de température vertical moyen pour le globe sur une période 1958–2010, obtenu à partir de radiosondes, pour différents lots de données. L'échelle verticale est en pression : 850 hPa correspond à peu près à 2 km d'altitude, 200 hPa environ à 12 km d'altitude qui est la limite entre la troposphère et la stratosphère, et 20 hPa pour environ 23 km d'altitude. Source : GIEC (2013). © Intergovernmental Panel on Climate Change.

souffre dans la stratosphère qui se transforment en aérosols (gouttelettes d'acide sulfurique) qui réfléchissent le rayonnement solaire, entraînent le réchauffement de celle-ci, au détriment de la troposphère qui voit alors moins de rayonnement solaire et se refroidit (figure 3.28 en haut à droite (b)).

3.3.3 Évolution de la proportion de gaz à effet de serre

L'augmentation de la température moyenne à la surface du globe est corrélée avec l'augmentation de la proportion de gaz à effet de serre dans l'atmosphère (voir la figure 3.29).

En 2018, la concentration du CO_2 dans l'atmosphère est de 405 ppm. Cette concentration s'accroît d'environ 2 ppm chaque année [25].

L'atmosphère est composée essentiellement d'azote (à 78 % en nombre) et d'oxygène (à 21 % en nombre). Et de plein d'autres gaz (dont les gaz à effet de serre) dans le 1 % restant (voir le tableau 3.1). La masse molaire de l'azote (N_2) est de 28 g/mol, celle de l'oxygène (O_2) est de 32 g/mol. La masse molaire moyenne de l'air atmosphérique est donc : $M_{\text{air}} = 0,21{\times}32{+}0,78{\times}28 =$ 29 g/mol. La masse totale de l'atmosphère est de $5,148 \cdot 10^{18}$ kg. La masse molaire du CO_2 est de 44 g/mol.

Une ppm de CO_2 correspond à une molécule de CO_2 pour 10^6 molécules d'air. Ou bien à 1 mole de CO_2 pour 10^6 moles d'air. Ce qui fait 44 g de CO_2 pour $29 \cdot 10^6$ g d'air. Donc pour la masse totale de l'atmosphère, on a : $7,81 \cdot 10^{12}$ kg = $7,81 \cdot 10^9$ t de CO_2. Ou 7,81 Gt de

25. Voir le site de l'observatoire du Mauna Kea qui fait ces mesures depuis le début des années soixante-dix : https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/global.html et https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/gl_gr.html.

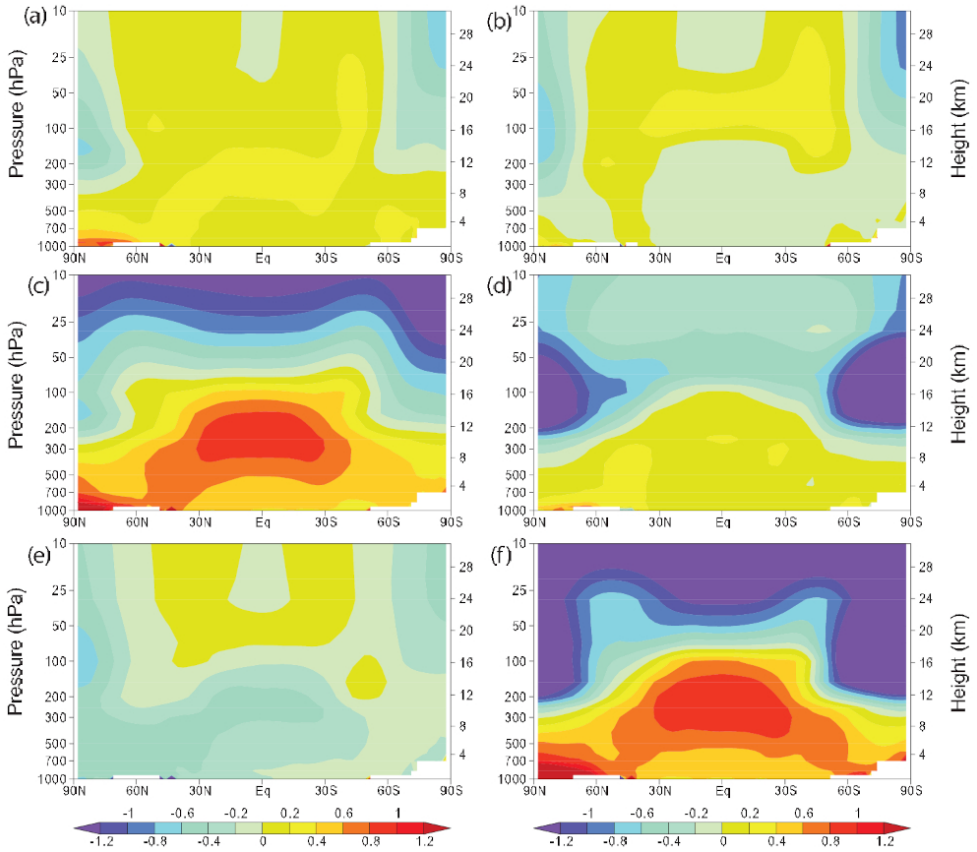

Figure 3.28 – Variation des températures atmosphériques moyennes entre 1890 et 1999 en degrés par siècle simulée pour : (a) le forçage solaire, (b) les volcans, (c) les gaz à effet de serre, (d) les variations d'ozone troposphérique et stratosphérique, (e) les sulfates et (f), la somme de tous les forçages. L'échelle verticale est en hPa à gauche et en km à droite. Source : GIEC (2007). © Intergovernmental Panel on Climate Change.

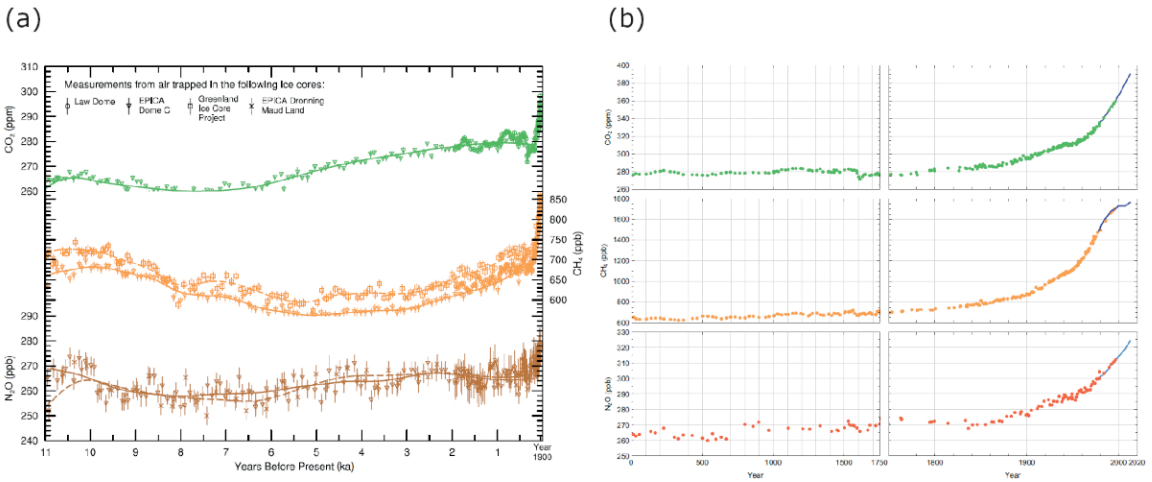

Figure 3.29 – Évolution de la proportion des gaz à effet de serre : CO_2, CH_4 et N_2O. *ppm* signifie « partie par million » soit une molécule pour 10^6 molécules du mélange « air » ; *ppb* signifie partie par milliard, soit une molécule pour 10^9 molécules d'air. (a) Holocène. Reconstruction à partir des carottes de glace (Antarctique). Source : GIEC (2013), p. 483. (b) Période historique. Points colorés : mesures depuis les carottes de glace, traits bleus : mesures atmosphériques directes. Source : GIEC (2013), p. 493. © Intergovernmental Panel on Climate Change.

CO_2 (1 Gt = une gigatonne, un milliard de tonnes). On peut aussi exprimer cela en masse de carbone, comme c'est parfois le cas dans la littérature. Comme une mole de carbone pèse 12 g, 1 g de CO_2 équivaut à 12/44 = 0,273 g de carbone. Ainsi, 1 ppm, c'est 7,81 Gt de CO_2 ou bien 2,13 Gt de carbone.

Avant l'ère industrielle, l'atmosphère recelait 280 ppm de CO_2. Aujourd'hui, elle en contient 140 ppm de plus. Qui correspondent donc à 300 Gt de carbone ou 1093 Gt de CO_2 équivalent. L'humanité a rejeté 680 Gt de carbone [26] entre 1850 et 2021 (Evans 2021). Elle rejette environ 44 milliards de tonnes de CO_2 chaque année (et ce chiffre va en augmentant), soit environ 12 Gt de carbone.

Mais le compte n'y est pas entre les ppm dans l'atmosphère et ce que nous avons rejeté (Treiner 2015). En fait plus de la moitié du CO_2 que nous émettons est absorbé dans des « puits », qui sont principalement les océans, et les sols comprenant la végétation. Ces deux puits se partagent les 57 % du CO_2 émis [27]. « Seulement » 43 % se retrouve ainsi dans l'atmosphère. Donc $0,43 \times 680 = 293$ Gt de C. On retrouve bien nos 140 ppm en plus (300 Gt de C).

L'augmentation de la quantité des gaz à effet de serre est donc causée par les activités humaines.

Oxygène et dioxyde de carbone dans l'atmosphère

On peut mesurer l'évolution de la quantité d'oxygène dans l'atmosphère. Ce n'est pas une mesure aisée, car comme il y en a beaucoup, contrairement au dioxyde de carbone, les petites variations sont noyées dans la masse : il s'agit de mesurer des variations de l'ordre du millionième. On mesure [28] plus facilement le rapport O_2/N_2.

La figure 3.30 reporte une telle mesure, effectuée à l'observatoire du Mauna Loa à Hawaï. La quantité mesurée est le rapport O_2/N_2 relativement à une référence :

$$\delta\left(\frac{O_2}{N_2}\right) = \left[\frac{\left(\frac{O_2}{N_2}\right)_{\text{échantillon}}}{\left(\frac{O_2}{N_2}\right)_{\text{référence}}} - 1\right] \cdot 10^6 \tag{3.44}$$

La référence est de l'air échantillonné dans les années 1985 et stocké en laboratoire [29]. L'unité de mesure de cette quantité est le « par meg » qui indique un changement du rapport O_2/N_2 : si l'échantillon a le même rapport O_2/N_2 que la référence, alors δ vaut zéro ; si le rapport est plus petit que celui de la référence, alors $\delta < 0$. Actuellement, comme le montre la figure 3.30, $\delta\left(\frac{O_2}{N_2}\right) < 0$. En 2019, une variation de –700 per meg indique que le rapport O_2/N_2 est 0,000700 fois plus petit depuis les années 1980. Un « per meg » de moins indique une molécule d'oxygène sur 10^6 en moins. Ou encore une molécule d'oxygène en moins sur $4,8 \cdot 10^6$ molécules d'air, soit 0,21 ppm.

26. Le rapport du GIEC exprime cette quantité en PgC, soit en péta-grammes de carbone. On se demande pourquoi les climatologues utilisent ces unités -– gramme ou tonne -– qui ne sont pas dans le système international, plutôt que des téra-kilogrammes : Tkg.

27. Sur les émissions de carbone (par l'intermédiaire du CO_2), 68 % provient de la combustion des carburants fossiles (charbon, pétrole, gaz) et de la production de ciment, le reste, 32 % provient de la déforestation. 43 % du total se retrouve dans l'atmosphère ; les océans, les sols et la végétation absorbent 57 % de nos émissions.

28. Par exemple par des techniques d'interférométrie basées sur des variations relatives de l'indice de réfraction de l'air (Keeling *et al.* 1998).

29. Voir : http://scrippso2.ucsd.edu/units-and-terms.html.

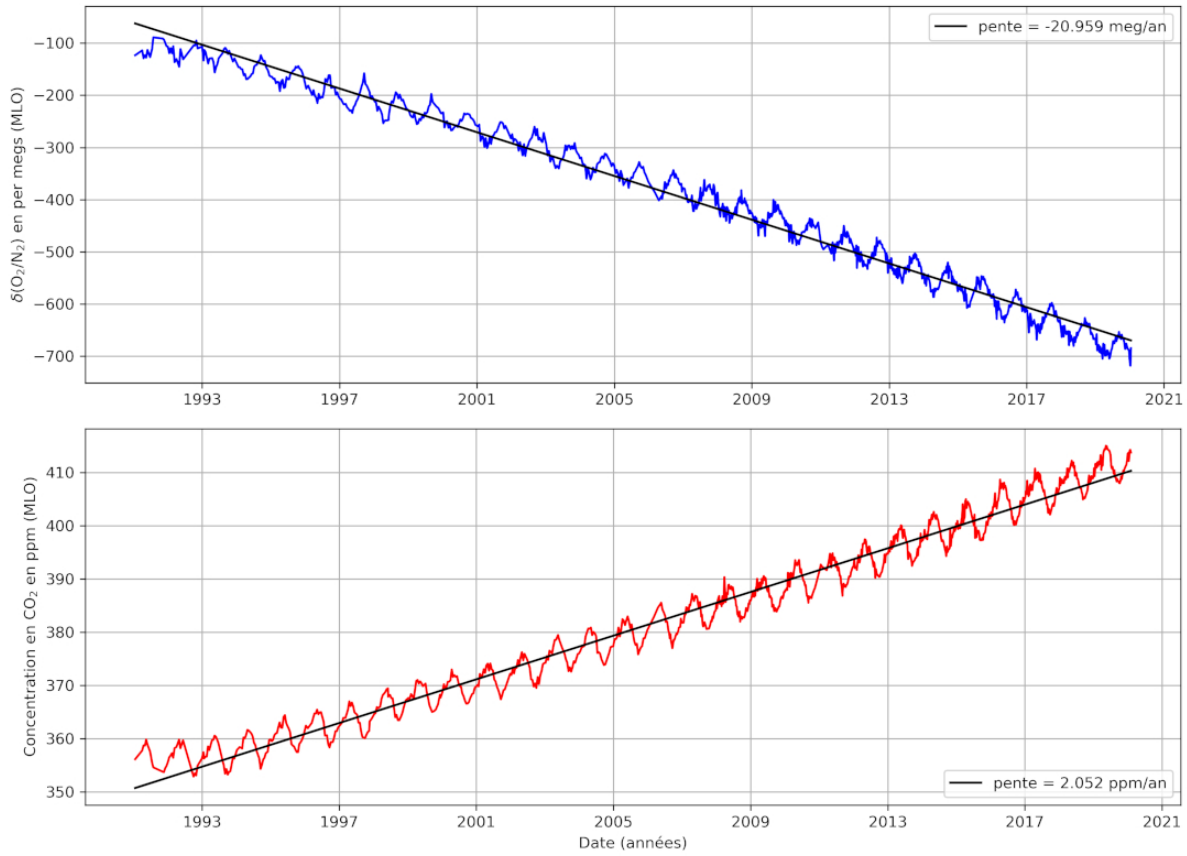

Figure 3.30 – Évolution des concentrations de dioxygène et de dioxyde de carbone dans l'atmosphère mesurées à l'observatoire du Mauna Loa (MLO – Hawaï). Les données sont issues de la page : http://scrippso2.ucsd.edu/osub2sub-data.html.

Une variation du rapport O_2/N_2 peut indiquer une variation de la quantité d'oxygène et/ou d'azote. L'air contient environ 20,9 % (en nombre) de dioxygène et 78,1 % de diazote. Comme l'air contient beaucoup plus d'azote que d'oxygène, et parce que les sources et les puits naturels de l'azote sont beaucoup plus petits que ceux de l'oxygène, les variations du rapport O_2/N_2 reflètent essentiellement les variations de O_2 [30].

Le nombre de molécules d'oxygène diminue ainsi d'environ 21 per meg par an.

Sachant que la masse totale de l'atmosphère est de $5,14 \cdot 10^{18}$ kg, et que la masse molaire moyenne de l'air vaut 29 g·mol^{-1}, l'atmosphère contient $1,77 \cdot 10^{20}$ moles de gaz. Le dioxygène (20,9 % en nombre) compte donc pour $3,7 \cdot 10^{19}$ moles. Ainsi, ce sont $(21 \cdot 10^{-6}) \times (3,7 \cdot 10^{19}) = 7,8 \cdot 10^{14}$ moles de dioxygène qui disparaissent chaque année.

Chaque année environ 9,5 GtC = 35 $GtCO_2$ sont rejetées par la combustion d'énergies fossiles (voir la figure 4.46b, p. 207). Cela correspond à un nombre de moles de CO_2 de $7,9 \cdot 10^{14}$ (dont 45 % se retrouve dans l'atmosphère).

30. La production d'oxygène par les plantes durant la phase de photosynthèse diurne compense la consommation d'oxygène durant la phase de respiration, nocturne. Le bilan est donc nul. On observe néanmoins à la figure 3.30 une variation saisonnière à la fois du taux d'oxygène et de celui de dioxyde de carbone, en opposition : la production de CO_2 est maximale au printemps, minimale à l'automne, et inversement pour l'O_2. À l'échelle de la planète lorsque la photosynthèse l'emporte sur la respiration (au printemps-été), la concentration en CO_2 diminue au niveau planétaire. Inversement, la concentration en CO_2 diminue durant la période automne-hiver lorsque la respiration l'emporte sur la photosynthèse.

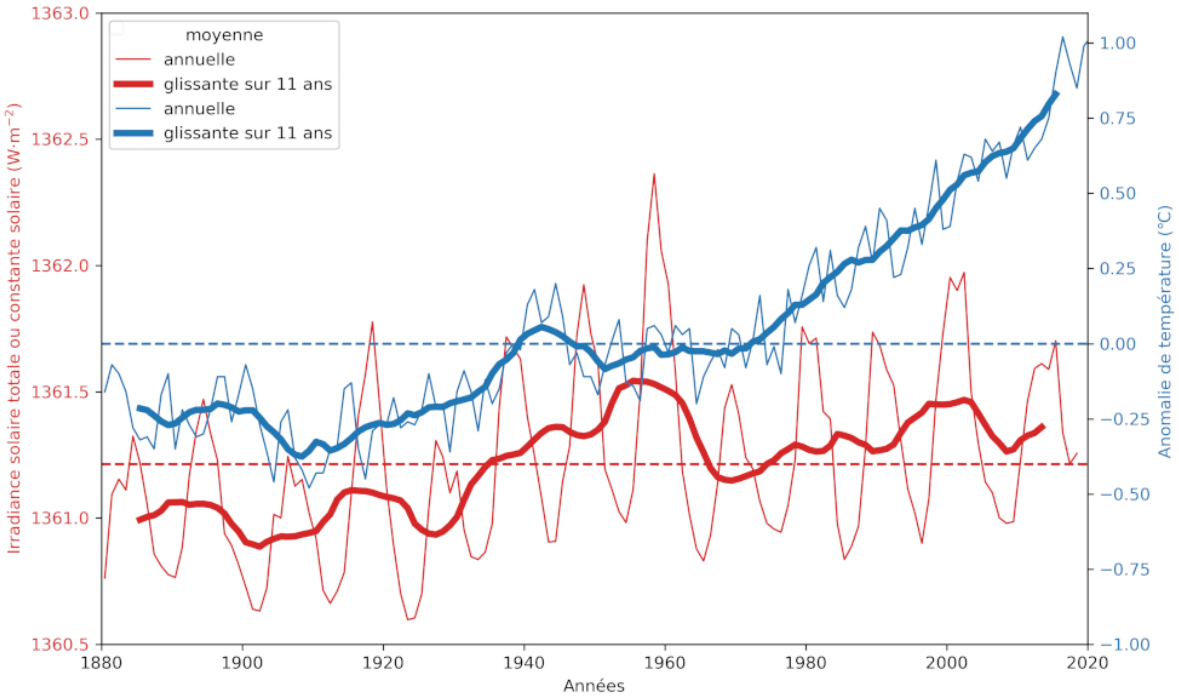

Figure 3.31 – Anomalie de température moyenne de la basse troposphère (GISTEMP v4 – https://data.giss.nasa.gov/gistemp/) par rapport à la période de référence 1951–1980 et irradiance solaire totale (données SATIRE-T, tirées de https://spot.colorado.edu/~koppg/TSI/#TSI_data_record). Les deux jeux de données sont représentés entre 1880 et 2020, avec une moyenne annuelle et une moyenne glissante sur 11 ans. Le trait en pointillés rouge indique la moyenne de l'irradiance solaire totale sur la période considérée ; le trait en pointillés bleu indique l'origine de l'anomalie de température considérée. Données : https://climate.nasa.gov/climate_resources/189/graphic-temperature-vs-solar-activity/.

Le rapport :

$$\frac{\text{Nombre de moles d'}O_2\text{ qui disparaissent}}{\text{Nombre de moles de }CO_2\text{ qui sont générées}} = \frac{7,8 \cdot 10^{14}}{7,9 \cdot 10^{14}} \sim 1$$

permet d'en déduire que cela correspond à peu près à la perte d'oxygène nécessaire pour la combustion de produits carbonés [31] (énergies fossiles).

3.3.4 Réchauffement et irradiance solaire

La source de l'énergie du climat étant le Soleil, il est légitime de regarder si l'évolution de la puissance surfacique solaire reçue (irradiance solaire ou constante solaire) ne pourrait pas expliquer le réchauffement de la planète. L'irradiance solaire fluctue selon un cycle d'une période d'environ 11 ans, qui est expliqué par l'interaction entre le champ magnétique solaire et les écoulements qui ont lieu dans les couches superficielles en lien avec la rotation de l'étoile (Strugarek *et al.* 2017). Néanmoins, les variations de cette « constante solaire » sont de moins de 0,1 %, et ne peuvent en aucun cas expliquer le réchauffement troposphérique terrestre observé. De surcroît, la corrélation visible à la figure 3.31 entre anomalie de température de l'atmosphère et irradiance solaire jusqu'au milieu du XX^{e} siècle disparaît ensuite.

31. La combustion d'un alcane en C_n nécessite $(3n+1)/2$ molécules de O_2 et produit n molécules de CO_2 (voir l'équation de combustion (4.24) p. 205). Le rapport O_2/CO_2 varie ainsi entre 2 (pour $n = 1$) et 3/2 (pour $n \to +\infty$).

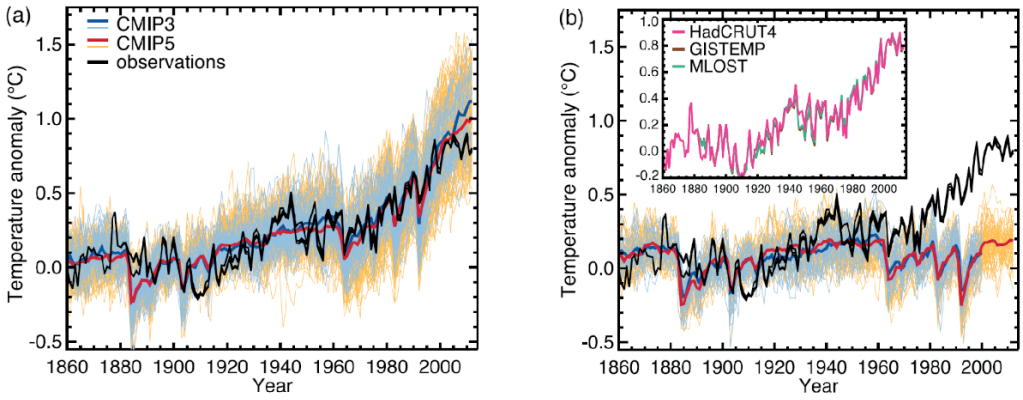

Figure 3.32 – Trois estimations observationnelles de l'anomalie de température de surface moyenne globale (courbes noires), par rapport à la période 1880–1919, comparées à deux modèles dont les moyennes sont données en bleu et rouge. (a) Modèles avec le forçage naturel et anthropique (gaz à effet de serre et aérosols). (b) Modèle avec le forçage naturel seulement (activité solaire, éruptions volcaniques…). Source : GIEC (2013). © Intergovernmental Panel on Climate Change.

3.3.5 Origine anthropique

Mais les gaz à effet de serre sont-ils pour autant responsables de l'augmentation de la température moyenne ?

Cette question a fait couler beaucoup d'encre. Les climatologues répondent désormais avec certitude que oui, la corrélation est causale, le réchauffement climatique est le résultat de l'augmentation de la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, car ils comprennent parfaitement celui-ci.

Plusieurs indices concordants apportent une réponse positive à la question :

- Les simulations climatiques peuvent se permettre d'« éteindre » certains phénomènes pour en comprendre l'importance dans le résultat obtenu. Ainsi, en ne prenant pas en compte les gaz à effet de serre émis par les êtres humains, elles ne parviennent pas à reproduire les observations des dernières décennies. La figure 3.32a montre que les observations de l'anomalie de température auxquelles on superpose différents modèles reproduisent relativement bien ce que l'on observe. Ces modèles incluent le forçage anthropique, c'est-à-dire principalement l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Si on supprime cette partie dans ces modèles, on obtient la figure 3.32b sur laquelle les modèles divergent par rapport aux observations à partir des années 1970.
- L'irradiance solaire ne peut expliquer le réchauffement observé (figure 3.31).
- Le refroidissement observé de la stratosphère ne peut pas être expliqué par autre chose qu'une augmentation de concentration des gaz à effet de serre (voir section 3.3.2).
- Par ailleurs, la rapidité de la variation de la température est sans précédent dans l'histoire géologique. La concentration en CO_2 augmente de plus de 2 ppm par an, tandis que la température moyenne s'accroît de 0,2 °C chaque décennie (GIEC 2018).

3.3.6 Le niveau des océans

En plus de l'augmentation de la température moyenne de l'atmosphère à la surface de la Terre, on observe une rapide montée du niveau moyen des océans (voir figure 3.33) : $+ 20 \pm 0,5$ cm en 117 ans (1901–2018), avec un taux moyen annuel de $+ 3,7 \pm 0,5$ mm/an entre 2006 et 2018. Ce taux s'accroit, il était de 1,3 mm/an entre 1901 et 1971, de 1,9 mm/an entre 1971 et 2006.

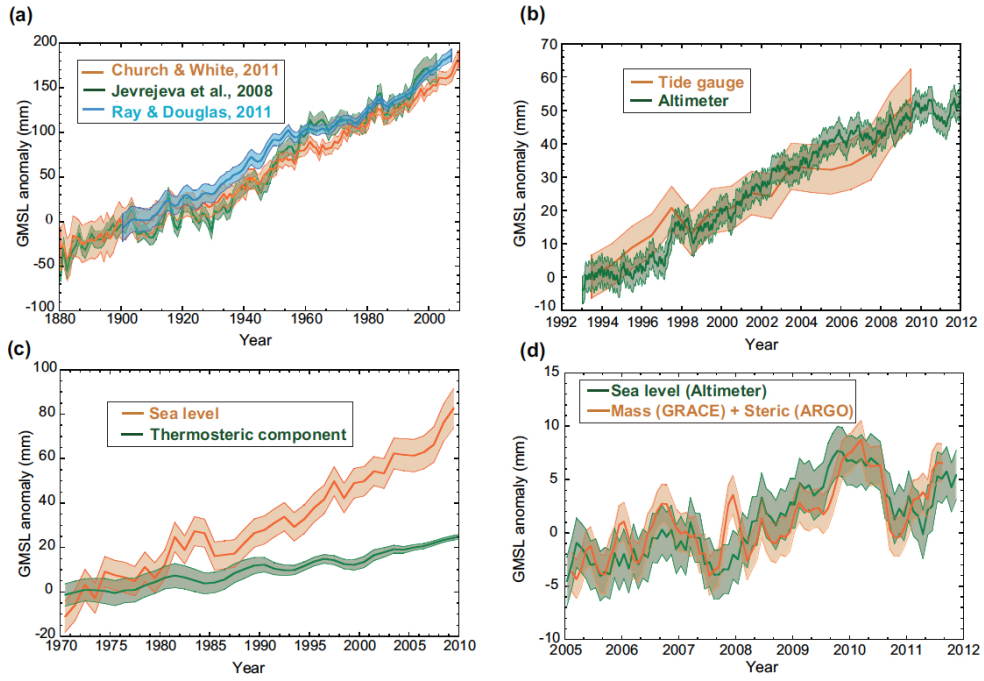

Figure 3.33 – Évolution du niveau moyen des mers sur différentes périodes. Source : GIEC (2013), p. 287. © Intergovernmental Panel on Climate Change.

Du fait de leur grande masse et de leur inertie thermique, les océans peuvent emmagasiner de grandes quantités d'énergie sous forme de chaleur. Ils vont ainsi absorber 91 % de l'excédent d'énergie (voir figure 3.34) dû au réchauffement, tandis que les surfaces continentales en récupèrent environ 5 %, la fonte des glaces en nécessite 3 % et l'atmosphère en absorbe 1 %. En conséquence de quoi l'eau se réchauffe et se dilate ; d'où une expansion thermique et donc une augmentation du niveau des mers. Ce phénomène contribue pour 50 % de l'augmentation du niveau des océans. Le reste de l'augmentation du niveau des mers se décompose en :

- 22 % provenant de la fonte des glaciers ;
- 20 % provenant de la fonte des calottes polaires (Groenland et Antarctique – la banquise arctique flottant sur la mer ne contribue pas à la montée des eaux même si elle fond) ;
- 8 % provenant des changements dans les stockages d'eau continentaux (lacs…).

L'océan absorbe par ailleurs de grandes quantités de CO_2, environ 30 % des émissions anthropiques depuis 1870.

3.3.7 Les événements extrêmes

Les événements extrêmes (voir la figure 3.35) sont ainsi qualifiés car leurs paramètres climatiques (température, pression, quantité de précipitations, vitesse du vent…) ont des valeurs qui sont loin des valeurs moyennes (dans le temps et éventuellement dans l'espace).

Par exemple les tempêtes avec des vents violents, les vagues de chaleur avec des températures élevées, les vagues de froid, les inondations, etc. Des « extrêmes » dans une région peuvent ne pas l'être ailleurs : une canicule en France aura une autre définition en Arizona. Ces événements climatiques extrêmes dépendent ainsi de l'endroit où ils ont lieu sur la planète (Yiou 2015).

Jusqu'à récemment il n'était pas possible d'attribuer une cause à un événement climatique ou météorologique isolé. Mais depuis quelques années, les scientifiques sont en mesure de le faire pour des phénomènes extrêmes relativement simples : extrêmes de chaleur et de froid,

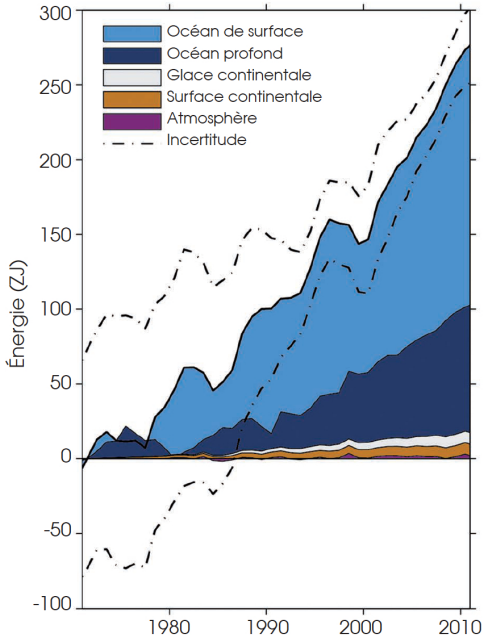

Figure 3.34 – Courbe d'accumulation de l'énergie en ZJ (1 zétajoule = 10^{21} J) par rapport à 1971 et calculée entre 1971 et 2010 pour les différentes composantes du système climatique terrestre. Le réchauffement océanique (exprimé ici en tant que changement du contenu de chaleur) domine. L'océan des couches de surface (couleur bleu clair, couche de 0 à 700 m de profondeur) contribue de manière prépondérante. L'océan profond (couleur bleu foncé ; couche d'eau en-dessous de 700 m) contribue lui aussi de manière très importante. La fonte de la glace continentale (en gris clair), les surfaces continentales (en orange) et l'atmosphère (violet) contribuent de manière bien moins importante. L'incertitude des estimations est représentée en contour discontinu. Tiré de Speich *et al.* (2015). © Océan et Climat, https://ocean-climate.org/

précipitations extrêmes et sécheresse [32]. Ce domaine émergent de la science du climat s'appelle *l'attribution des événements extrêmes*.

Par exemple, la vague de chaleur qui a frappé l'ouest du Canada en juin 2021, avec des records de températures comme à Lytton à plus de 50° de latitude nord (latitude de Lille !) frôlant les 50 °C (figure 3.36).

La science de l'attribution conclut notamment que (Philip *et al.* 2021) :

- « Sur la base des observations et la modélisation, l'apparition d'une vague de chaleur avec des températures maximales quotidiennes telles qu'observées dans la zone 45-52 ° N, 119-123 ° W, était quasiment impossible sans un changement climatique d'origine humaine. »
- « Les températures observées étaient si extrêmes qu'elles se situent bien au-delà de la fourchette des températures historiquement observées. Il est donc difficile de quantifier avec certitude la rareté de l'événement. Dans l'analyse statistique la plus réaliste, l'événement est estimé à environ 1 sur 1000 ans dans le climat actuel. »

La fréquence et l'intensité de ces événements dans une région donnée, peut, quant à elle, être évaluée d'un point de vue statistique. Ainsi, les scientifiques montrent que la fréquence des vagues de chaleur augmente, ainsi que leur intensité ; inversement, les vagues de froid ont tendance à diminuer. Pour les précipitations intenses et les sécheresses, cela dépend des régions.

32. Voir le site : https://www.worldweatherattribution.org/

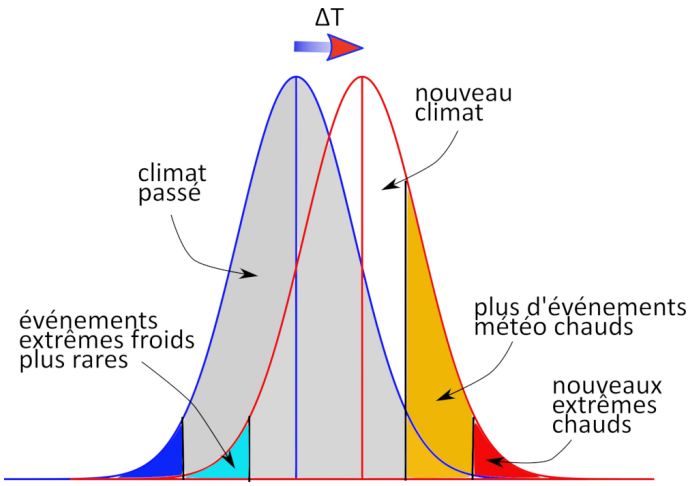

Figure 3.35 – Illustration de l'augmentation statistique des événements extrêmes dans un climat en moyenne plus chaud.

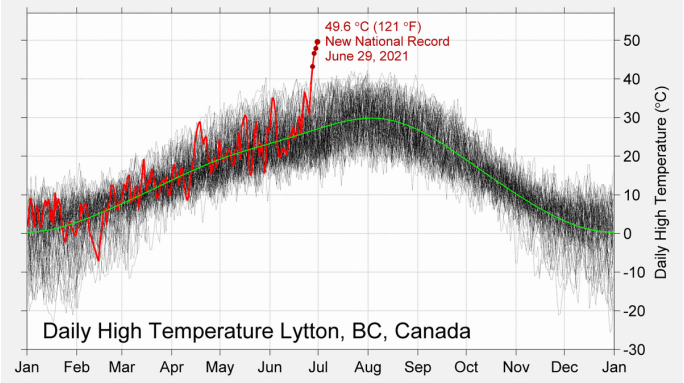

Figure 3.36 – Températures quotidiennes à Lytton, Canada (latitude : 50 ° 14' N), de 1880 à 2021, les quatre nouveaux records enregistrés les 26-29 juin 2021 étant indiqués par des points rouges. Source : Berkeley Earth, https://berkeleyearth.org/the-pacific-northwest-heatwave-in-context/.

La proportion de cyclones de forte intensité a augmenté depuis 40 ans à cause du réchauffement climatique. La fréquence de ces événements ne semble pas varier significativement à l'échelle du siècle [33].

3.3.8 En résumé...

On peut résumer de manière factuelle le réchauffement climatique par les données suivantes (GIEC 2021) :

- Température moyenne de l'atmosphère à la surface de la Terre due à l'effet de serre, sans réchauffement : $T_{\text{surf}} \simeq +15$ °C.
- Anomalie moyenne de la température de l'atmosphère à la surface de la Terre : $\Delta T_{\text{effet de serre}} = +1,09^{+0,11}_{-0,14}$ °C sur la période 2011–2022 par rapport à 1850–1900.

33. *Contrairement aux idées reçues, le réchauffement de la surface des océans n'entraîne pas d'augmentation du nombre de cyclones. Les simulations climatiques montrent que le nombre global de cyclones tropicaux devrait rester stable, voire enregistrer une légère baisse à l'avenir. Elles montrent, en revanche, une tendance à l'intensification des phénomènes les plus violents avec le réchauffement climatique. Il y a deux raisons qui peuvent l'expliquer : le cyclone peut pomper plus d'énergie dans l'océan du fait de la hausse de la température de surface ; une atmosphère plus chaude contient plus d'humidité, ce qui génère davantage de pluies lors des événements extrêmes. D'ici à la fin du siècle, on s'attend à des phénomènes plus puissants, associés à des pluies plus intenses, d'environ 20 % supérieures aux moyennes actuelles.* (Guaric 2020).

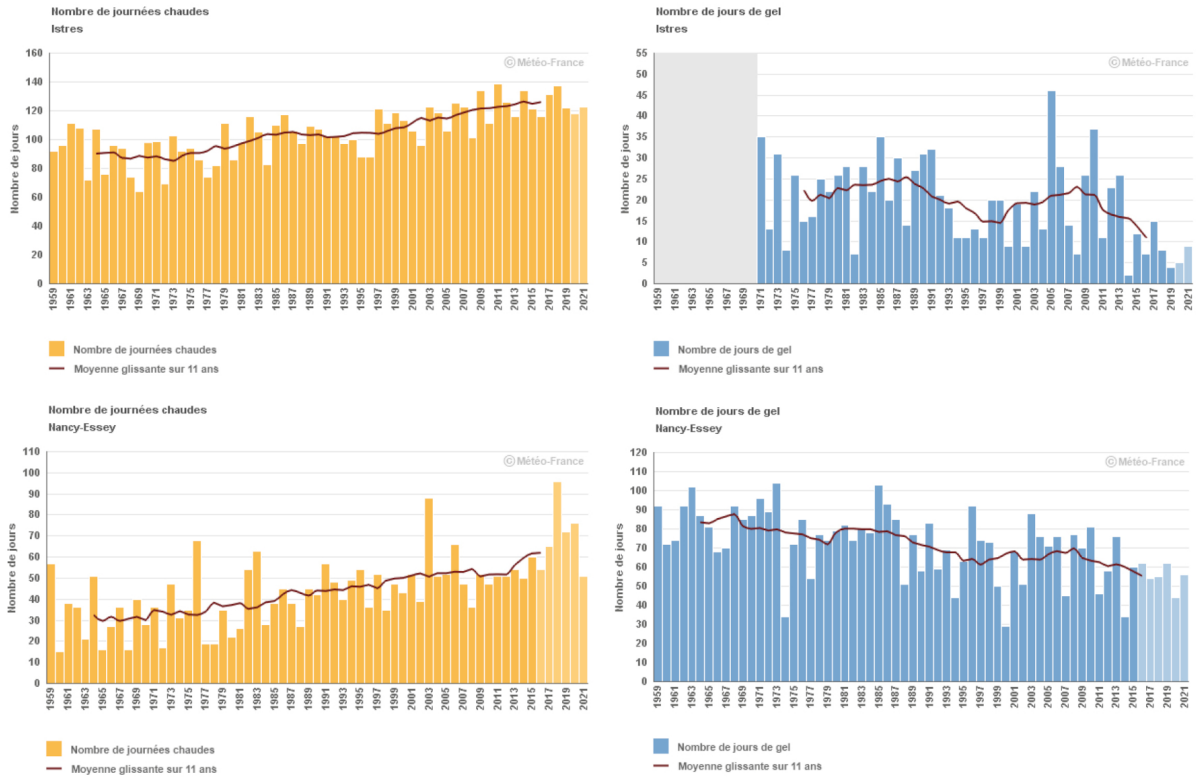

Figure 3.37 – Quelques mesures de températures moyennes en France depuis 1959 par Météo France à Nancy-Essey et Istres. (a) Évolution du nombre annuel de journées estivales (T > 25 °C). Le nombre de journées chaudes (température maximale supérieure à 25 °C) est en augmentation sur toute la métropole avec des nuances régionales. Cette hausse, évaluée sur la période 1961-2018, est souvent comprise entre quatre et six jours par décennie avec un minimum de un jour par décennie sur le littoral Nord Atlantique et un maximum de huit jours par décennie sur les régions méridionales. (b) Évolution du nombre annuel de journées de gel. Le nombre de jours de gel observé en France est assez différent selon les régions et présente de fortes variations d'une année sur l'autre. Sur la période 1961-2010, une diminution est observée sur toutes les régions : les diminutions sont moins marquées sur les zones côtières où le nombre annuel de jours de gel est faible, les diminutions les plus fortes sont observées dans le nord-est et le centre du pays ; dans les autres régions la baisse est comprise entre deux et quatre jours par décennie. Source : https://www.ecologie.gouv.fr/impacts-du-changement-climatique-atmosphere-temperatures-et-precipitations. © Météo France.

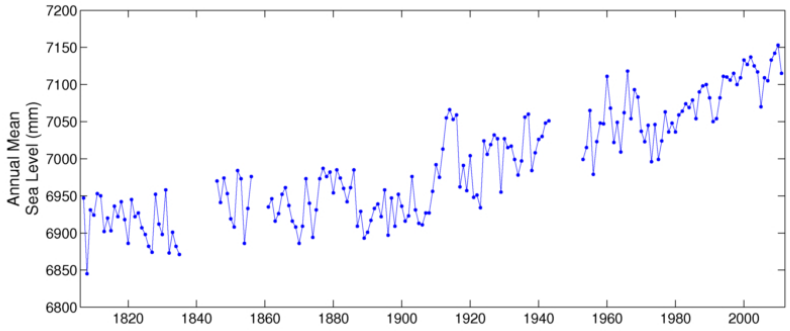

Figure 3.38 – Moyenne annuelle du niveau de la mer à Brest depuis le début du XIX^{e} siècle. Source : "Tide Gauge Data", accédé le 04/10/2022, http://www.psmsl.org/data/obtaining/. © Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL).

L'anomalie est plus importante à la surface des continents (1,59 °C) qu'à la surface des océans (0,88 °C).

- ➞ Taux actuel (2020) d'augmentation de l'anomalie de température moyenne à la surface de la Terre : environ +0,22 °C/décennie.
- ➞ Effet de serre « normal » $\Delta P = +159\ \mathrm{W \cdot m^{-2}}$ (puissance stockée dans l'atmosphère, les continents et les océans).
- ➞ Effet de serre additionnel (2020) $\Delta P_{\text{réchauffement}} = +2{,}72\ \mathrm{W \cdot m^{-2}}$.
- ➞ Concentration de CO_2 dans l'atmosphère à l'époque pré-industrielle : 280 ppm.
- ➞ Concentration de CO_2 dans l'atmosphère aujourd'hui (2019) : 410 ppm.
- ➞ Taux d'augmentation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère : environ + 2 ppm/an.
- ➞ Niveau des océans : + 20 cm en 117 ans (1901–2018), taux = 3,7 mm/an (2006–2018).

3.3.9 Et chez nous en France ?

On observe les effets du réchauffement climatique de manière locale, par exemple en France. Ainsi le nombre de journées chaudes tend à augmenter depuis plusieurs décennies, tandis que le nombre de jours de gel diminue (figure 3.37). Les mesures de hauteurs moyennes de l'océan Atlantique à Brest depuis près de deux siècles montrent également une augmentation (figure 3.38). Les mesures d'enneigement, par exemple au col de Porte dans le massif de la Chartreuse en Isère, à 1325 m d'altitude, montrent une diminution du nombre de jours d'enneigement chaque année (figure 3.39).

Les massifs montagneux, en particulier les Alpes, sont particulièrement sensibles au réchauffement climatique. Il est facile d'en apprécier les conséquences dès que l'on arpente régulièrement la haute montagne. Ainsi les glaciers fondent à vue d'œil, comme en témoignent les photos du glacier Blanc dans le massif des Écrins [34] sur les figures 3.40a à 3.40c ; les mesures effectuées traduisent cela quantitativement à l'aide, notamment, des bilans de masse (figure 3.40c). Le bilan de masse d'un glacier consiste à mesurer l'accumulation des précipitations (hivernales) sous forme solide transformée en hauteur d'eau, à laquelle on retranche la masse de glace (transformée en hauteur d'eau) perdue par ablation (estivale).

On observe également des conséquences plus lointaines du réchauffement climatique, comme la progression vers le nord ou bien en altitude en montagne de certaines espèces de plantes ou d'animaux. Par exemple, la chenille processionnaire colonise toujours plus de territoires vers le nord (Roques 2017).

3.4 Paléoclimatologie

La paléoclimatologie est l'étude des climats du passé (figure 3.41). Elle permet de comprendre l'évolution de la Terre, mais également de mieux comprendre le climat actuel, et notamment son évolution vers un réchauffement. Elle permet également de valider les modèles climatiques, car les climats du passé ont laissé des traces observables, on peut donc quantifier un certain nombre de paramètres en remontant dans le temps.

34. Voir par exemple : http://www.ecrins-parcnational.fr/actualite/glacier-blanc-perte-record-20-ans-mesures.

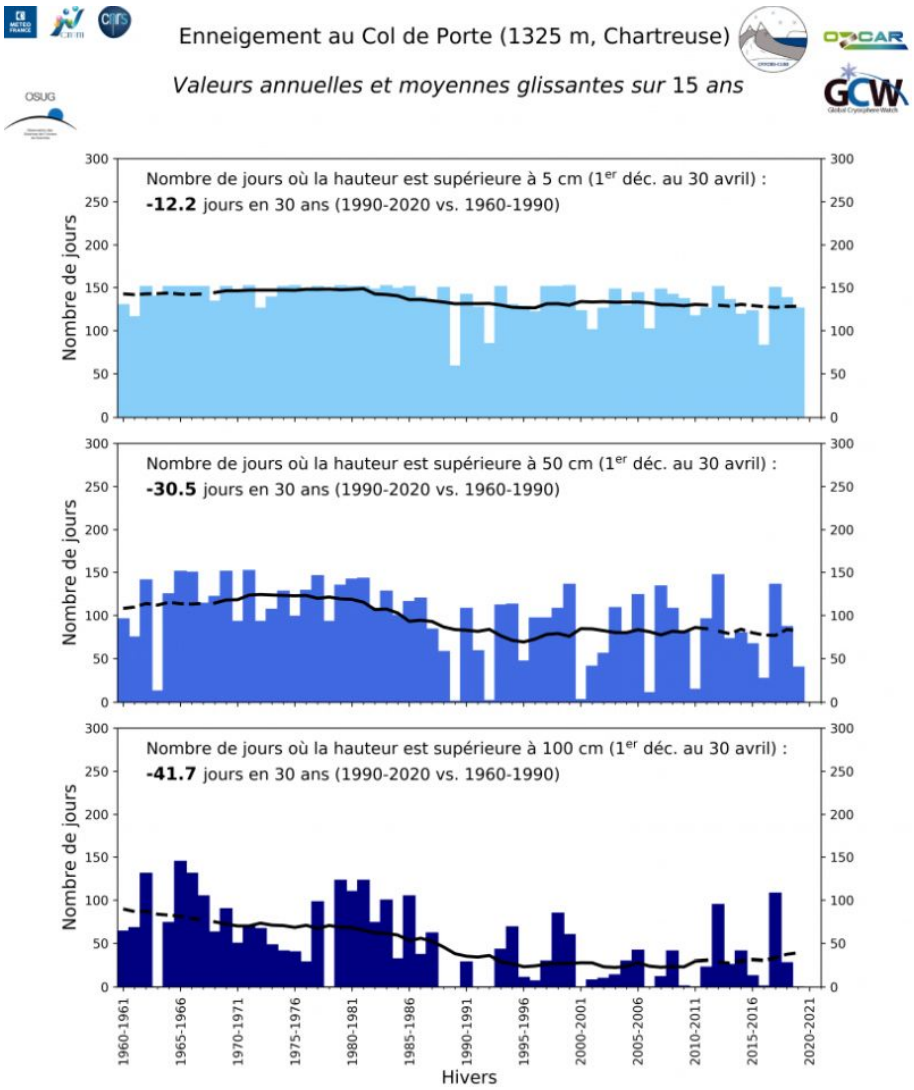

Figure 3.39 – Durée d'enneigement au col de Porte (1325 m, massif de Chartreuse). En 30 ans (1990–2020) : les périodes où la hauteur de neige était supérieure à 5 cm se sont réduites de 12,2 jours ; supérieure à 50 cm, de 30,5 jours ; et supérieure à 1 m, de 41,7 jours. Source : https://www.ecologie.gouv.fr/impacts-du-changement-climatique-montagne-et-glaciers. © Météo France.

3.4.1 Cycles de Milankovitch

Cette section s'appuie sur Levrard (2005) et Berruyer (2011).

Sur les 25 derniers millions d'années, on explique les variabilités climatiques (alternance de périodes froides (glaciations) d'environ 100 000 ans et de périodes chaudes (interglaciaires) d'environ 10 000 ans) par la variation séculaire des paramètres orbitaux et de la rotation de la Terre (théorie de Milankovitch – voir figure 3.44), perturbés par la présence des autres planètes et de la Lune.

Les paramètres orbitaux pertinents [35] (voir figure 3.42) – c'est-à-dire ceux qui entraînent une modification de la quantité de rayonnement solaire (l'insolation) parvenant sur Terre – dans l'analyse du climat sont les suivants :

- La variation de l'excentricité « e » de l'orbite de la Terre ; elle est actuellement faible (0,017), mais elle varie entre 0 (cercle) et 0,06 (ellipse). L'insolation correspondante varie avec des périodes de 100 000 et 400 000 ans (l'insolation moyenne annuelle est $\propto (1-e^2)$).

35. On pourra regarder la vidéo sur la page : https://www.futura-sciences.com/planete/actualites/climatologie-changement-climatique-theorie-milankovitch-prediction-confirmee-60139/

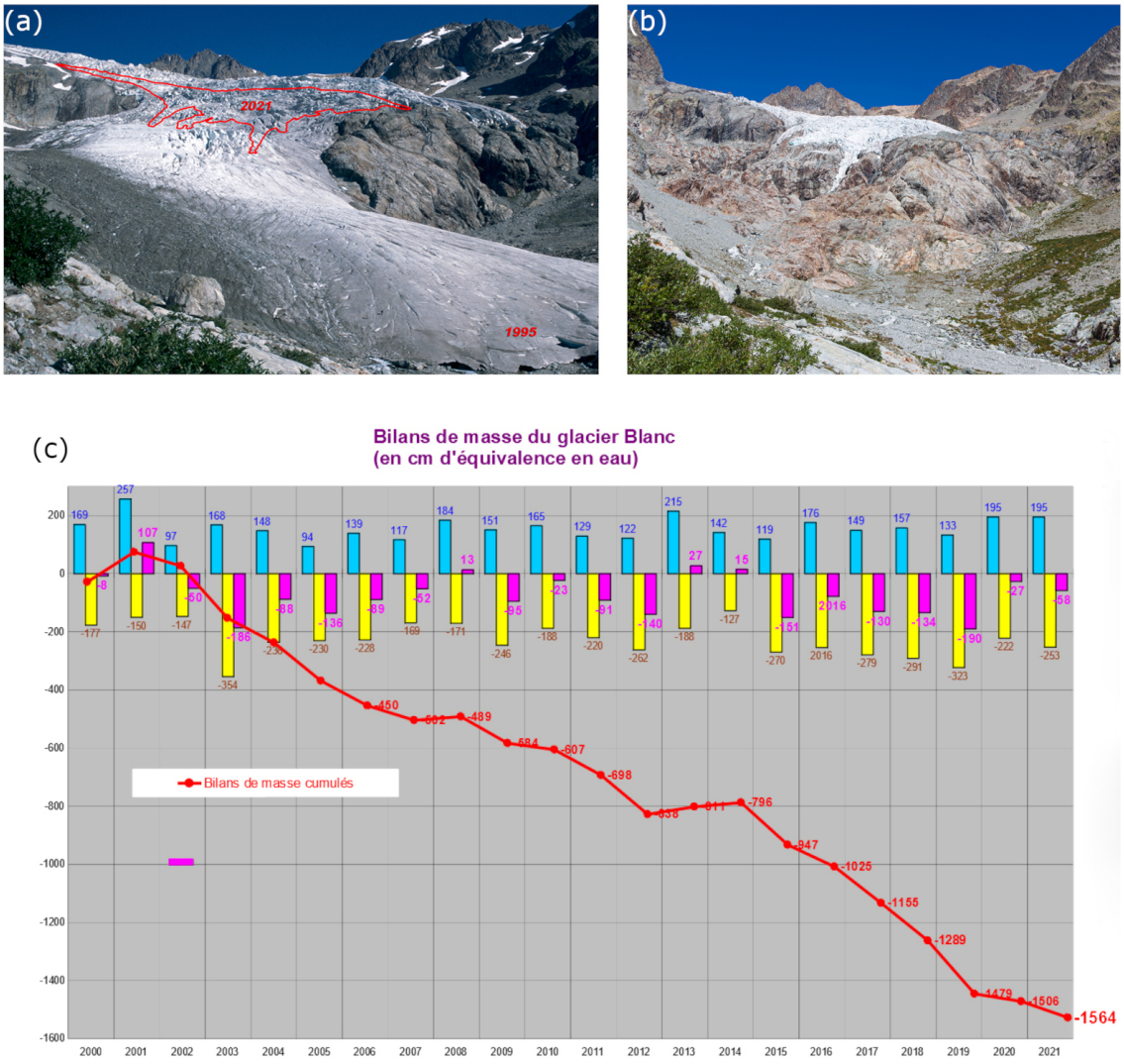

Figure 3.40 – Évolution visuelle et quantitative du glacier Blanc, dans le massif des Écrins, entre 1995 et 2021. (a) Photo du glacier Blanc en 1995 avec les contours du glacier en 2021 (crédit : Joël Faure - Parc national des Écrins). (b) Photo du glacier Blanc en 2019 (crédit : Thierry Maillet - Parc national des Écrins). (c) Évolution du bilan de masse (cumulé) du glacier Blanc dans le massif des Écrins entre 2000 et 2021 (crédit : service scientifique du Parc national des Écrins). (a)-(c) © Parc national des Écrins.

- L'obliquité « ε » qui est l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'écliptique. Actuellement de 23°26', cet angle varie à cause des perturbations des autres planètes, et du fait que la Terre est légèrement aplatie aux pôles (comme une toupie, cet axe bouge dans l'espace, c'est la précession des équinoxes, et décrit un cône en 26 000 ans). L'amplitude est d'environ 0,5° autour de 23,5°, la période principale de ces oscillations est ~ 41 000 ans.
- La précession climatique « $e \sin \omega$ » où ω est l'angle entre l'équinoxe de printemps et le périhélie, est la combinaison de l'effet de précession de l'axe de rotation et du fait que l'orbite terrestre « tourne » autour du Soleil (figure 3.43) : la position de la Terre sur l'ellipse orbitale au solstice d'été varie dans le temps (actuellement, proche de l'aphélie dans l'hémisphère nord, donc les étés et les hivers au nord sont plus tempérés, avec des étés plus chauds et des hivers plus froids au sud) ; les périodes sont proches de 19 000 et 23 000 ans.

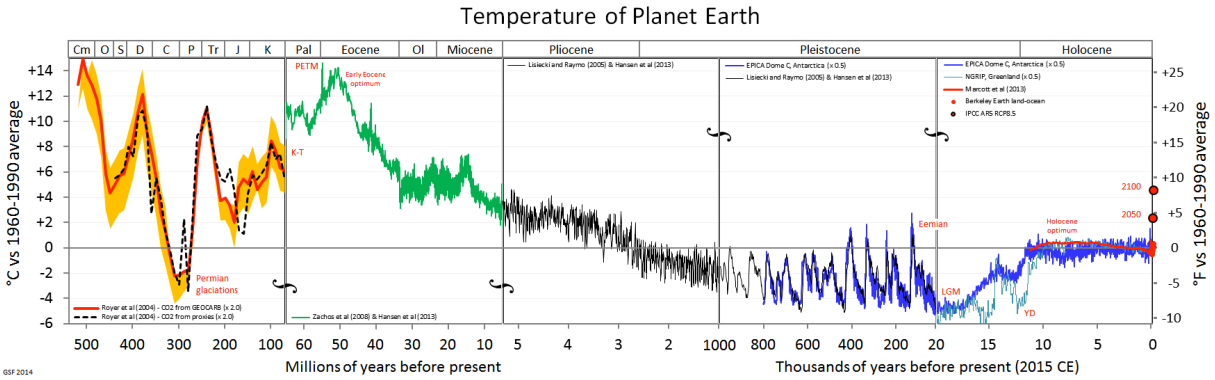

Figure 3.41 – Évolution de la température moyenne à la surface de la Terre sur les 500 derniers millions d'années. Source : Wikipédia/Glen Fergus, https://commons.wikimedia.org/wiki/File:All_palaeotemps.svg. CC BY-SA.

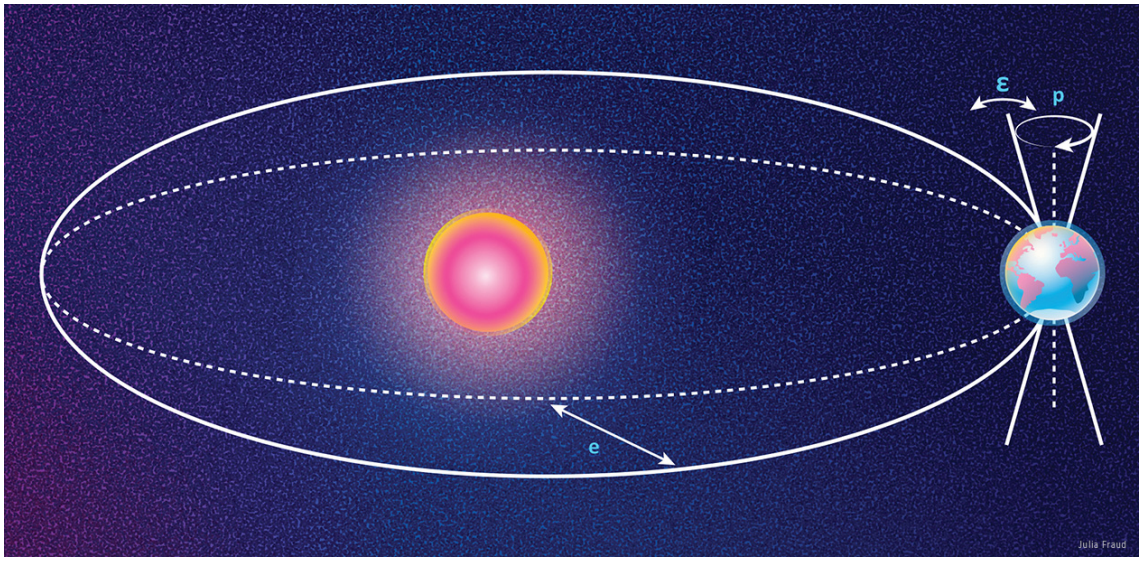

Figure 3.42 – Principaux paramètres orbitaux de Milankovitch, la variation de l'excentricité (e) de l'orbite terrestre, la précession de l'axe de rotation de la Terre (P) et la variation de l'inclinaison de son axe (ε), l'obliquité. Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

La variation dans le temps de ces paramètres est représentée sur la figure 3.44. L'irradiance solaire calculée à partir de ces paramètres est également indiquée.

3.4.2 Le rapport isotopique, un indicateur du climat

Cette section s'appuie sur Jouzel & Debroise (2014), Ferroir (2012), Albarède & Thomas (2000).

Il y a différents indicateurs qui permettent de reconstruire le climat du passé. Parmi ceux qui permettent d'estimer la température de l'atmosphère passée il y a le rapport isotopique de l'oxygène ainsi défini :

$$R_{^{18}O} = \frac{\text{nombre de noyaux d'}^{18}\text{O}}{\text{nombre de noyaux d'}^{16}\text{O}} \quad \text{dans un échantillon.}$$

Ces nombres de noyaux sont mesurés avec un spectromètre de masse.

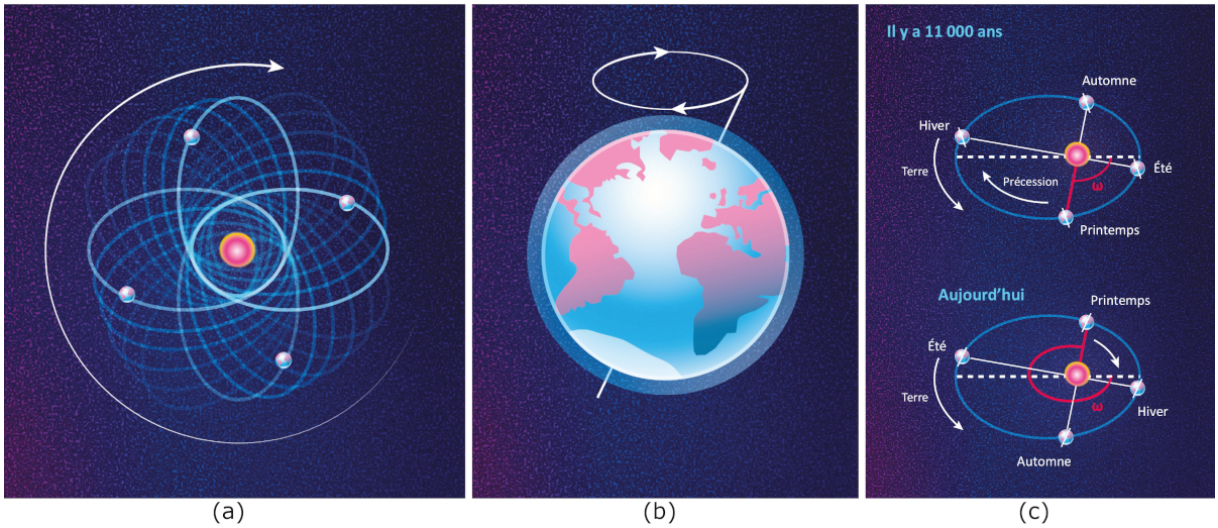

Figure 3.43 – Schéma illustrant la précession climatique. (a) Le grand axe de l'orbite de la Terre tourne autour du Soleil. (b) Précession de l'axe de rotation de la Terre. (c) Précession climatique, qui est une combinaison des deux précédents mouvements. Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

On définit ensuite la grandeur sans dimension :

$$\delta^{18}\mathrm{O} = \frac{R^{18}_{\text{échantillon}} - R^{18}_{\text{standard}}}{R^{18}_{\text{standard}}} \times 1000$$

en pour mille (‰) ; R^{18}_{standard} est le rapport isotopique d'un échantillon à la composition isotopique connue (par exemple le *Vienna Standard Mean Ocean Water* qui définit de manière standard la composition isotopique de l'eau). Pour 10 000 molécules d'eau de composition « standard » on trouve 9977 molécules de $\mathrm{H_2^{16}O}$, 3 molécules de $\mathrm{H_2^{17}O}$ et 20 molécules de $\mathrm{H_2^{18}O}$. Ces trois isotopes de l'oxygène sont stables.

$$R^{18}_{\text{standard}} = \frac{20}{10\,000} = \frac{1}{500} = 0,2\ \%$$

Changement d'état dans le cycle de l'eau

Le noyau d'^{18}O pèse plus lourd que ^{16}O car il possède deux neutrons en plus. La vaporisation de l'eau est un changement de phase endothermique. L'énergie nécessaire pour ce faire est donnée par l'enthalpie (qui est l'énergie d'une transformation thermodynamique à pression constante) de vaporisation :

$$\Delta H_{\text{vaporisation}} = m \times L_{\text{vaporisation}}$$

qui est une énergie à fournir au système où $L_{\text{vaporisation}}$ est la chaleur latente de vaporisation (en $\mathrm{J \cdot kg^{-1}}$), et m est la masse du système. La vaporisation est donc énergétiquement plus favorable pour les molécules d'eau de plus petite masse, donc pour celles contenant l'isotope ^{16}O de l'oxygène.

Inversement, la condensation est exothermique et libère l'énergie :

$$\Delta H_{\text{condensation}} = m \times L_{\text{condensation}} = -m \times L_{\text{vaporisation}}$$

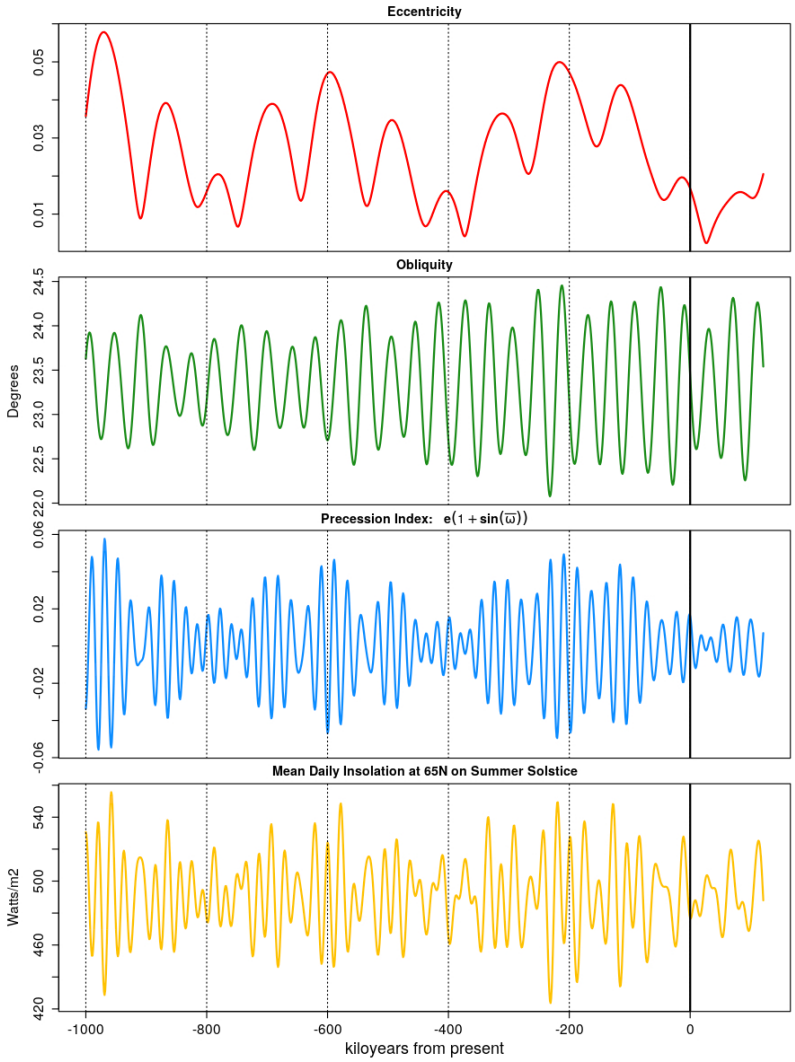

Figure 3.44 – Cette figure illustre les variations calculées à long terme de l'excentricité avec ses périodes de 100 000 et 400 000 ans, de l'obliquité avec sa période principale de 41 000 ans et la précession climatique avec sa période moyenne de 21 000 ans. On note que l'orbite de la Terre est en train de devenir circulaire, l'excentricité atteignant une valeur très proche de zéro d'ici 25 000 ans environ. Les variations reproduites vont de un million d'années dans le passé à 121 000 ans dans l'avenir. Tiré de https://biocycle.atmos.colostate.edu/shiny/Milankovitch/

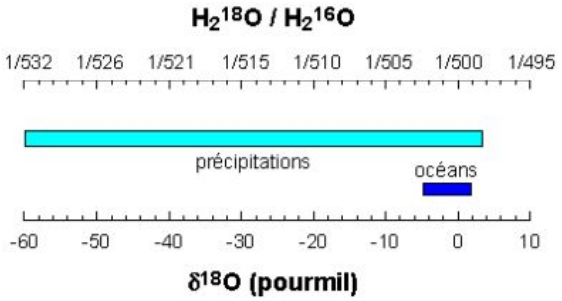

Figure 3.45 – Quelques plages de valeurs de l'indicateur $\delta^{18}O$ dans les océans et dans les précipitations : plus on s'éloigne des tropiques vers les pôles, plus on se déplace vers la gauche. Crédit : Gilles Delaygue, https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/fractionnement-oxygene.xml. © Planet Terre.

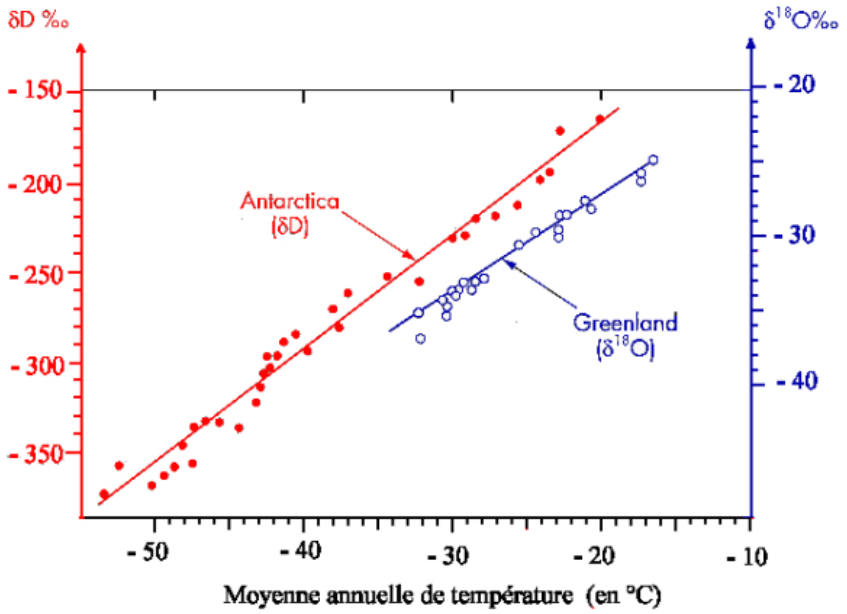

Figure 3.46 – Relation entre les teneurs isotopiques moyennes et la température moyenne de surface du site au Groenland et en Antarctique. Les données de l'Antarctique (Lorius & Merlivat 1975) correspondent à des teneurs en deutérium, celles du Groenland (Johnsen *et al.* 1972) à des teneurs en ^{18}O. Tiré de Jouzel *et al.* (1994). © Académie des Sciences.

Donc plus les molécules sont massives, plus la réaction sera énergétiquement favorable. Les molécules d'eau contenant l'isotope ^{18}O de l'oxygène vont ainsi condenser plus facilement.

Quand la proportion de ^{18}O diminue dans l'eau, l'indicateur δ^{18}O *diminue* ; cet indicateur est *négatif* car on observe une eau moins riche en ^{18}O que l'eau « standard ».

Fractionnement isotopique dans le cycle de l'eau

Sous les tropiques, l'évaporation de l'eau des océans entraîne une composition des nuages avec une proportion d'oxygène lourd (^{18}O) plus faible, car $H_2^{18}O$ s'évapore plus difficilement que $H_2^{16}O$ (donc $\delta^{18}O \ll 0$).

Au cours de son voyage vers les pôles, l'eau des nuages qui se condense en pluie contient une proportion encore plus importante en ^{18}O que la vapeur, car $H_2^{18}O$ condense plus facilement que $H_2^{16}O$. Au fur et à mesure des précipitations, la vapeur d'eau des nuages s'appauvrit en ^{18}O (donc δ^{18}O devient de plus en plus négatif) ; chaque précipitation est moins chargée en ^{18}O que la précédente. Les dernières, au niveau des pôles, contiennent le moins d'^{18}O (donc le δ^{18}O le plus négatif – voir figure 3.45).

Plus il fait froid, plus la vapeur d'eau se condense tôt au cours de son voyage vers les pôles : plus il fait froid, moins il y a d'^{18}O dans la glace qui s'amoncelle aux pôles (et plus $\delta^{18}O < 0$). La figure 3.46 montre la corrélation entre la température et les indicateurs isotopiques δ^{18}O et δD, où « D » est un isotope de l'hydrogène dans la molécule d'eau (eau « lourde » : HDO). Les deux indicateurs sont corrélés selon :

$$\delta D = 8 \times \delta^{18}O + 10$$

La figure 3.47 illustre le fractionnement isotopique des précipitations entre les tropiques et les pôles, pour l'indicateur δD.

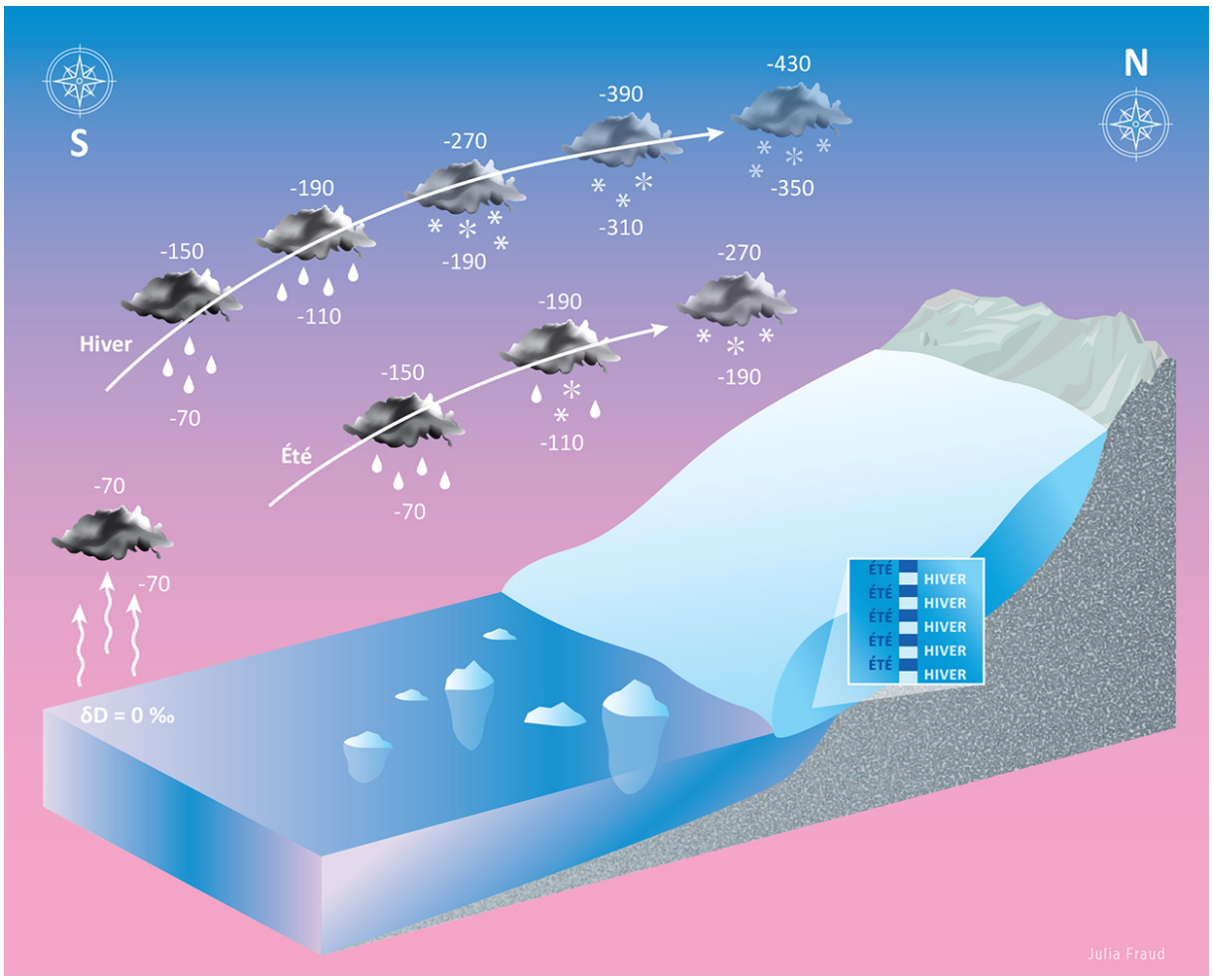

Figure 3.47 – Le cycle annuel de δD dans la neige et les glaces du Groenland est dû aux changements saisonniers dans la pluviométrie d'une masse d'air sur son parcours vers le Groenland. L'eau (sous forme liquide ou solide) s'allège ainsi isotopiquement au fur et à mesure de son voyage depuis les tropiques (chaud) vers les pôles (froid). Les couches dues à l'été et à l'hiver peuvent être distinguées dans la glace en mesurant δD. Crédit : Julia Fraud. CC BY-NC-ND.

Les concentrations en gaz à effet de serre dans l'atmosphère du passé sont quant à elles mesurées dans les bulles d'air piégées dans la glace des calottes polaires (Antarctique, Groenland…), à l'aide de « carottes ». La figure 3.48 montre l'évolution de la température moyenne reconstruite, des concentrations en gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) obtenues à partir des carottes de glace de la station Vostok, de l'indicateur $\delta^{18}O$ et de l'insolation sur les 400 000 dernières années.

3.4.3 Qui pilote qui : la température ou le CO_2 ?

Il y a bien sûr un lien étroit entre la température de l'atmosphère et la concentration en CO_2 (voir par exemple la figure 3.49). Mais s'il est admis que le réchauffement actuel est consécutif à l'augmentation du dioxyde de carbone dans l'atmosphère, en revanche, dans le passé, le lien de causalité est plus compliqué à éclaircir : cela peut être la température qui varie suite aux variations de l'ensoleillement, qui cause ensuite des variations de la quantité de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Ou bien l'inverse. La figure 3.50 illustre la difficulté d'éclairer cette causalité sur les données du passé. Parrenin (2013) suggère même que les variations entre la température et le CO_2 sont synchrones.

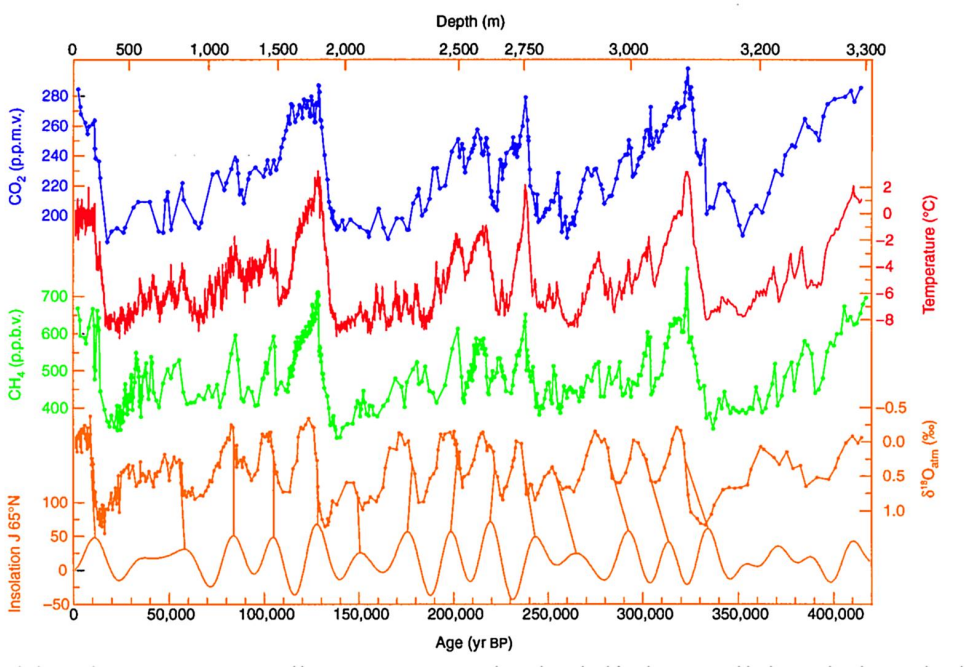

Figure 3.48 – Évolution de la température moyenne, des concentrations en gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) obtenues à partir des carottes de glace de la station Vostok, de l'indicateur $\delta^{18}O$ et de l'insolation sur les 400 000 dernières années. CC0.

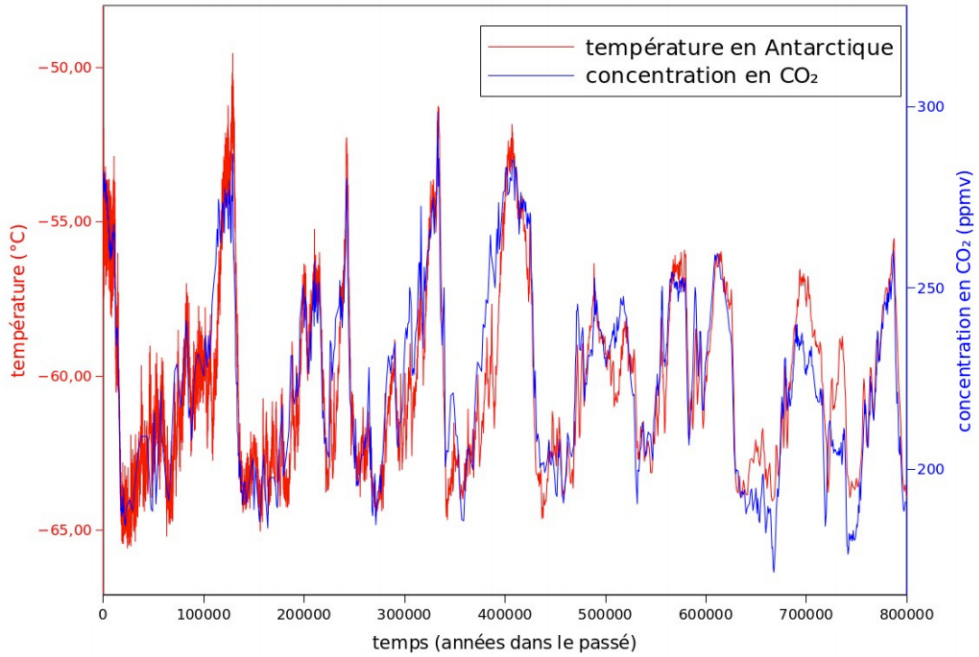

Figure 3.49 – Reconstructions de la température annuelle en Antarctique (en degrés Celsius) et de la concentration en CO_2 (en parties par million en volume) à partir de la carotte de glace forée à EPICA Dome C. La corrélation entre CO_2 et température est flagrante sur cette figure. D'après Parrenin *et al.* (2013). © Frédéric Parrenin.

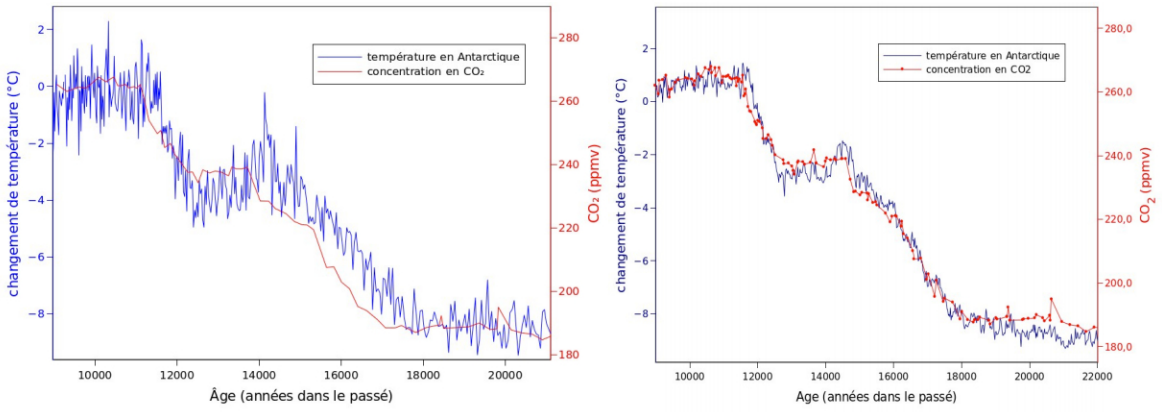

Figure 3.50 – Reconstructions de la concentration en CO_2 (en parties par million en volume) et de la température en Antarctique (en degrés Celsius) lors de la dernière déglaciation. Reconstructions réalisées en 2001 (à gauche) et en 2013 (à droite) après des progrès réalisés sur les reconstructions d'âge et de température. Alors que le CO_2 apparaissait en retard par rapport à la température dans l'étude de 2001, celle de 2013 les trouve quasi synchrones. D'après Parrenin *et al.* (2013), voir aussi Parrenin (2013). © Frédéric Parrenin.

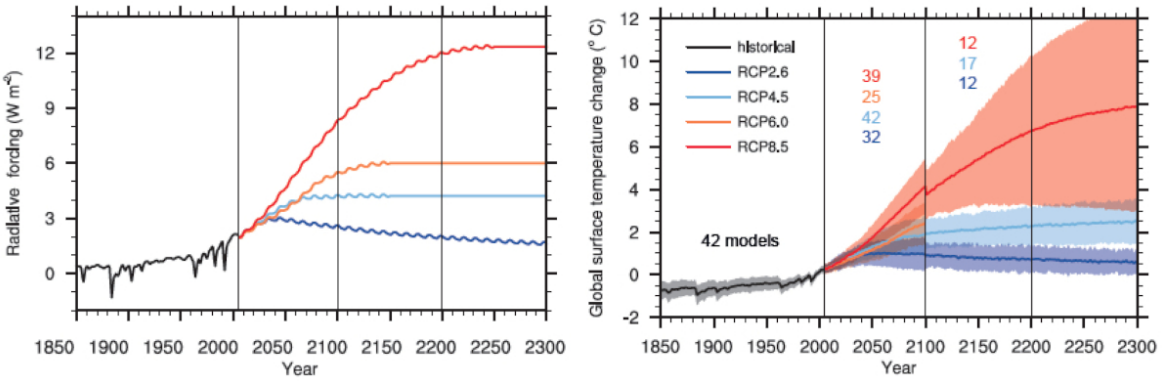

Figure 3.51 – À gauche, les forçages radiatifs pour les quatre scénarios RCP. À droite, l'augmentation de la température moyenne annuelle de l'air en surface (par rapport à 1986-2005) pour les quatre scénarios. Les nombres de couleur indiquent le nombre de modèles utilisé par scénario ; la discontinuité à 2100 provient de la différence du nombre de modèles et n'est pas physique. Source : GIEC (2013), p. 89. © Intergovernmental Panel on Climate Change.

3.5 Scénarios pour le futur

Les climatologues ne peuvent pas faire de prédictions (modèles imprécis, évolution socio-économique de l'activité humaine incertaine…), mais calculent à l'aide de leurs modèles numériques des *scénarios* pour le futur, faisant telle ou telle hypothèse sur l'activité humaine.

Le rapport du GIEC de 2013 présente quatre scénarios RCP (pour *representative concentration pathway*) pour différentes trajectoires de forçages radiatifs :

- RCP2.6 = +2,6 $W \cdot m^{-2}$ en 2100 (fortes réductions de GES)
- RCP4.5 = +4,5 $W \cdot m^{-2}$ en 2100
- RCP6.0 = +6,0 $W \cdot m^{-2}$ en 2100
- RCP8.5 = +8,5 $W \cdot m^{-2}$ en 2100 (prolongation du scénario actuel)

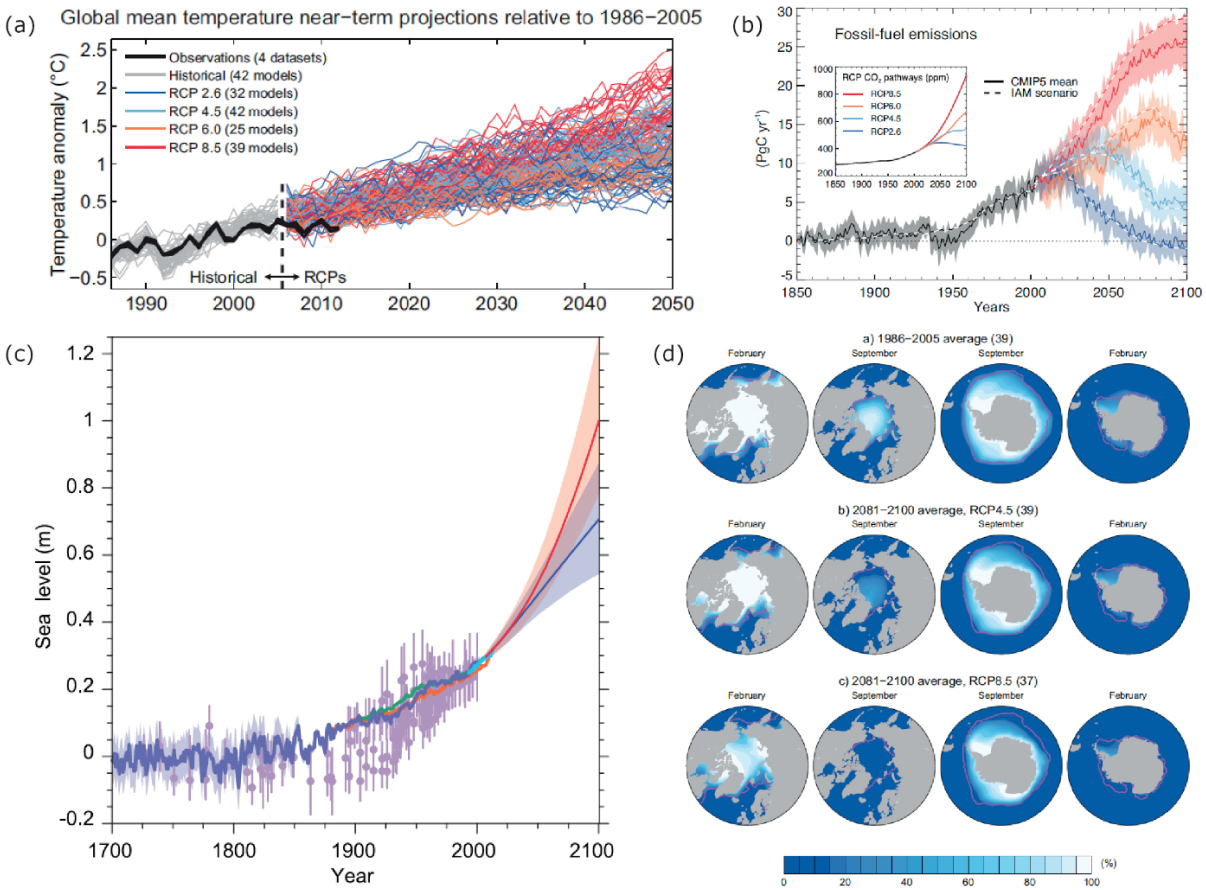

Figure 3.52 – Projection des scénarios RCP pour la température, les émissions de CO_2, le niveau des océans, et la taille des banquises à différentes échéances. (a) Projection de l'anomalie de température annuelle pour les quatre scénarios RCP. Source : GIEC (2013), p. 87. (b) [Prédiction de l'émission annuelle de CO_2 (en PgC/an) pour les quatre scénarios RCP. Source : GIEC (2013), p. 84. (c) Compilation de données historiques superposées aux scénarios RCP2.6 (bleu) et RCP8.5 (rouge), par rapport aux valeurs pré-industrielles. Source : GIEC (2013), p. 1204. (d) Concentration de la banquise (fraction de la surface océanique recouverte de glace) pour différentes périodes et différents scénarios. La ligne rose indique la limite de concentration à 15 % pour la période 1986-2005. Source : GIEC (2013), p. 1089. © Intergovernmental Panel on Climate Change.

Ces quatre scénarios sont représentés à la figure 3.51. Les prédictions sur différentes observables selon ces scénarios sont indiqués en figure 3.52. Le rapport du GIEC (2021) reprend ces scénarios en les nommant SSPx-y pour *shared socio-economic pathway*, 'y' étant le forçage radiatif approximatif attendu en 2100. Ces scénarios débutent en 2015. Le rapport étudie cinq trajectoires : SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, et SSP5-8.5.

Références

ADEME (2011), *Dans l'air du temps, l'énergie éolienne*. https://ademe.typepad.fr/files/guide_ademe_energie_eolienne.pdf.

ADEME (2014), *Base carbone - documentation des facteurs d'émission de la base carbone*, https://base-empreinte.ademe.fr/.

ADEME (2018), *Qu'est-ce que l'ACV ?* https://www.ademe.fr/expertises/consommer-autrement/passer-a-laction/dossier/lanalyse-cycle-vie/quest-lacv.

Albarède F. & Thomas P. (2000), *Lien entre le $\delta_{18}O$ des glaces et la température atmosphérique — Planet-Terre*. https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/temperature-des-glaces.xml.

Althaus V. (2019), *Le capitalisme à l'assaut des sciences humaines et sociales : l'exemple des revues payantes en psychologie*, Zilsel, **6**(2), pp. 9–24. https://doi.org/10.3917/zil.006.0009.

Andreotti B. & Noûs C. (2020), *Contre l'imposture et le pseudo-rationalisme*, Zilsel, **7**(2), pp. 15–53. https://doi.org/10.3917/zil.007.0015.

Arevalo R., McDonough W.F. & Luong M. (2009), *The K/U Ratio of the Silicate Earth : Insights into Mantle Composition, Structure and Thermal Evolution*, Earth and Planetary Science Letters, **278**(3-4), pp. 361–369. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.023.

Arghir C., Jouini T. & Dörfler F. (2018), *Grid-Forming Control for Power Converters Based on Matching of Synchronous Machines*, Automatica, **95**, pp. 273–282. https://doi.org/10.1016/j.automatica.2018.05.037.

Arliss J.M., Kaplan E.N. & Galvin S.L. (2005), *The effect of the lunar cycle on frequency of births and birth complications*, American Journal of Obstetrics and Gynecology, **192**(5), pp. 1462–1464. https://doi.org/10.1016/j.ajog.2004.12.034.

Arnold E.J. (2014), *Fraude et mauvaises pratiques dans les publications scientifiques*, Hermès, La Revue, **70**(3), pp. 197–204. https://doi.org/10.3917/herm.070.0197.

Attali G., Bidar A., Caroti D. & Coutouly R., *Esprit critique, outils et méthodes pour le second degré*, Agir (Canopé 2019). https://www.reseau-canope.fr/notice/esprit-critique.html.

Attard J. (2020), *À propos du critère de réfutabilité et des hypothèses ad hoc*. https://cortecs.org/superieur/a-propos-du-critere-de-refutabilite-et-des-hypotheses-ad-hoc/.

Attard J. (2021), *Internet et désinformation : une fake news ? – Le Cortecs*. https://cortecs.org/informations-medias/internet-et-desinformation-une-fake-news/.

Auzanneau M. (2019), *Pic pétrolier probable d'ici 2025, selon l'Agence internationale de l'énergie*. https://www.lemonde.fr/blog/petrole/2019/02/04/pic-petrolier-probable-dici-a-2025-selon-lagence-internationale-de-lenergie/.

Baan R., Grosse Y., Lauby-Secretan B., Ghissassi F.E., Bouvard V., Benbrahim-Tallaa L., Guha N., Islami F., Galichet L. & Straif K. (2011), *Carcinogenicity of radiofrequency electromagnetic fields*, The Lancet Oncology, **12**(7), pp. 624–626. https://doi.org/10.1016/S1470-2045(11)70147-4.

Bailly S. (2013), *Quelle est la température du centre de la Terre ?* Pourlascience.fr. https://www.pourlascience.fr/sd/geosciences/quelle-est-la-temperature-du-centre-de-la-terrenbsp-11620.php.

Balian R. (2009), *Comparaisons des différentes formes d'énergie*. https://culturesciencesphysique.ens-lyon.fr/ressource/Comparaison-differentes-formes-energies-Balian.xml.

Bar-On Y.M., Phillips R. & Milo R. (2018), *The biomass distribution on Earth*, Proceedings of the National Academy of Sciences, **115**(25), pp. 6506–6511. https://doi.org/10.1073/pnas.1711842115.

Basdevant J.L., Rich J. & Spiro M., *Énergie Nucléaire* (Les Éditions de l'École polytechnique 2002).

Benabderrazik M. (2018), *Les solutions de stockage dans la régulation du réseau électrique (1/2)*. https://www.energystream-wavestone.com/2018/05/les-solutions-de-stockage-dans-la-regulation-du-reseau-electrique-12/.

Bender F.A.M., Rodhe H., Charlson R.J., Ekman A.M.L. & Loeb N. (2006), *22 Views of the Global Albedo—Comparison between 20 GCMs and Two Satellites*, Tellus, **58**, pp. 320–330. https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00181.x.

Benelmir R., Lallemand A. & Feidt M. (2002), *Analyse exergétique - Définitions*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-be8015.

Bernard C., *Introduction à l'étude de la médecine expérimentale* (Flammarion 2013).

Berruyer (2011), *Climat : les cycles de Milankovitch*. https://www.les-crises.fr/climat-14-milankovitch/.

Berthet V., *L'erreur est humaine - Aux frontières de la rationalité* (CNRS Éditions 2018).

Biraud F. & Zarka P. (1998), *Sur l'astrologie ; réflexions de deux astronomes*. https://lesia.obspm.fr/perso/philippe-zarka/GlobsPZpro/reflexions.html.

Blanc G. (2006), *Coup de Lune ?* http://gblanc.fr/spip.php?article14.

Blondel S. (2003), *Généralisation de l'espérance d'utilité : le cas des jeux de loterie en France*, Économie et Prévision, **159**(3), pp. 105–112. https://doi.org/10.3917/ecop.159.0105.

Bolton J.R. & Hall D.O. (1991), *The maximum efficiency of photosynthesis*, Photochemistry and Photobiology, **53**(4), pp. 545–548. https://doi.org/10.1111/j.1751-1097.1991.tb03668.x.

Bonneuil C., Choquet P.L. & Franta B. (2021), *Early warnings and emerging accountability : Total's responses to global warming, 1971–2021*, Global Environmental Change, **71**, p. 10. https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2021.102386.

Bornard P., Pavard M. & Testud G. (2005), *Réseaux d'interconnexion et de transport : fonctionnement*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-d4091.

Bouchet-Petersen J. (2019), *Dans la lutte climatique, les Français poussent à des contraintes*, Libération.fr. https://www.liberation.fr/france/2019/09/20/dans-la-lutte-climatique-les-francais-poussent-a-des-contraintes_1752640.

Bouneau S. (2018a), *Comment comprendre la transition énergétique ?* in *Conférence au LPS, Orsay* (2018a).

Bouneau S. (2018b), *Quelles sources d'énergie pour répondre aux besoins futurs ?* in *EcoClim 2018* (2018b). https://pperso.ijclab.in2p3.fr/page_perso/Appert/ECOCLIM2018/.

Boy D. (2002), *Les Français et les para-sciences : vingt ans de mesures*, Revue Française de Sociologie, **43**(1), pp. 35–45. http://www.persee.fr/doc/rfsoc_0035-2969_2002_num_43_1_5472.

Boy D. & Michelat G. (1986), *Croyances aux parasciences : dimensions sociales et culturelles*, Revue Française de Sociologie, **27**(2), pp. 175–204. https://www.persee.fr/doc/rfsoc_0035-2969_1986_num_27_2_2302.

BP (2018), *BP Statistical Review of World Energy*, Technical report, BP. https://www.bp.com/content/dam/bp/business-sites/en/global/corporate/pdfs/energy-economics/statistical-review/bp-stats-review-2018-full-report.pdf.

BP (2019), *BP Statistical Review of World Energy*. https://www.bp.com/content/dam/bp/business-sites/en/global/corporate/pdfs/energy-economics/statistical-review/bp-stats-review-2019-full-report.pdf.

Broch H., *Comment déjouer les pièges de l'information ou les règles d'or de la zététique* (book-e-book 2008a). https://www.book-e-book.com/livres/11-comment-dejouer-les-pieges-de-linformation-ou-les-regles-dor-de-la-zetetique-2915312126.html.

Broch H., *L'art du doute* (book-e-book 2008b), book-e-book edition. https://www.book-e-book.com/livres/8-l-art-du-doute-9782915312119.html.

Bronner G. (2011), *Ce qu'Internet fait à la diffusion des croyances*, Revue Européenne des Sciences Sociales, **49**(1), pp. 35–60. https://doi.org/10.4000/ress.805.

Bronner G., *La démocratie des crédules* (PUF 2013). https://www.puf.com/content/La_démocratie_des_crédules.

Bronner G. & Géhin É., *L'inquiétant principe de précaution* (PUF 2008). https://doi.org/10.3917/puf.bronn.2010.01.

Bunch K.J., Keegan T.J., Swanson J., Vincent T.J. & Murphy M.F.G. (2014), *Residential distance at birth from overhead high-voltage powerlines : childhood cancer risk in Britain 1962–2008*, British Journal of Cancer, **110**(5), pp. 1402–1408. https://doi.org/10.1038/bjc.2014.15.

Burde G.I. (2004), *Lecture Notes on Physics of the Environment*. http://www.bgu.ac.il/~georg/envphys.pdf.

Burtin A. & Silva V. (2015), *Technical and Economic Analysis of the European Electricity System with 60% RES*, Technical report, EDF R&D. https://www.oecd-nea.org/upload/docs/application/pdf/2020-07/full_cost_workshop_7._technical_and_economic_analysis_of_the_european_electricity_system_with_60_res.pdf.

Callen H.B., *Thermodynamics and an Introduction to Thermostatistics* (Wiley 2005).

Carlson S. (1985), *A double-blind test of astrology*, Nature, **318**(6045), pp. 419–425. https://doi.org/10.1038/318419a0.

Caroti D. (2020), *Pourquoi enseigner l'esprit critique ?* Science et Pseudo-Sciences, **333**. https://www.afis.org/Pourquoi-enseigner-l-esprit-critique/.

Casacuberta N., Christl M., Vockenhuber C., Wefing A.M., Wacker L., Masqué P., Synal H.A. & Rutgers van der Loeff M. (2018), *Tracing the three atlantic branches entering the Arctic ocean with 129I and 236U*, Journal of Geophysical Research : Oceans, **123**(9), pp. 6909–6921. https://doi.org/10.1029/2018JC014168.

Castelle M. (2016), *Les techniques de fabrication de la grande statuaire en bronze 1540-1660 en France*, Ph.D. thesis. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01385286/document.

Caton D.B. & Wheatley P.A. (1998), *Nativity and the Moon : Do Birthrates Depend on the Phase of the Moon ?* International Amateur-Professional Photoelectric Photometry Communications, **74**, p. 50.

CGDD (2017), *Ménages & Environnement – Les chiffres clés – Édition 2017*, Technical report, Commissariat général au développement durable. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2018-10/Datalab-25-menages-environnement-cc-ed-2017-oct2017-b.pdf.

CGDD (2019a), *Bilan énergétique de la France En 2018 – Données définitives*, Technical report, Commissariat général au développement durable. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2019-12/datalab-essentiel-195-bilan-energetique-france-2018-decembre2019.pdf.

CGDD (2019b), *Bilan énergétique de la France en 2018 – Données provisoires*, Technical report, Commissariat général au développement durable. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2019-04/datalab-essentiel-173-bilan-energetique-provisoire-2018-avril2019.pdf.

CGDD (2020a), *Bilan énergétique de la France pour 2018*, Technical report, Commissariat général au développement durable. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2020-01/datalab-64-bilan-energetique-france-2018-janvier2020.pdf.

CGDD (2020b), *L'empreinte carbone des Français reste stable*, Technical report, Commissariat général au développement durable. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2020-01/datalab-essentiel-204-l-empreinte-carbone-des-francais-reste- stable-janvier2020.pdf.

Chalmers A.F., *Qu'est-ce que la science ?* (Le Livre de Poche 1990).

Chanel O., Chichilnisky G. & Basiuk A. (2020), *Décisions en situation d'incertitude, peur et catastrophes*. https://lejournal.cnrs.fr/nos-blogs/dialogues-economiques/decisions-en-situation-dincertitude-peur-et-catastrophes.

Chaquin P. (2020), *Cours d'atomistique, liaison chimique et spectroscopie*. https://www.lct.jussieu.fr/pagesperso/chaquin/.

Charpak G. & Broch H., *Devenez sorciers, devenez savants* (Odile Jacob 2002).

Chevron (2007), *Diesel fuels technical review*, Technical report. https://www.chevron.com/-/media/chevron/operations/documents/diesel-fuel-tech-review.pdf.

CITEPA (2019), *Gaz à effet de serre et polluants atmosphériques - bilan des émissions en France de 1990 à 2017*, Technical report, https://www.citepa.org/fr/secten/.

Cook J., Oreskes N., Doran P.T., Anderegg W.R.L., Verheggen B., Maibach E.W., Carlton J.S., Lewandowsky S., Skuce A.G., Green S.A., Nuccitelli D., Jacobs P., Richardson M., Winkler B., Painting R. *et al.* (2016), *Consensus on consensus : a synthesis of consensus estimates on human-caused global warming*, Environmental Research Letters, **11**(4), p. 048002. https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/4/048002.

Courtier P., *Équilibre radiatif de la planète terre, premiers éléments sur l'effet de serre* (École des Ponts - ParisTech 2010).

Cummings R.E. (2020), *Writing knowledge : Wikipedia, public review, and peer review*, Studies in Higher Education, **45**(5), pp. 950–962. https://doi.org/10.1080/03075079.2020.1749791.

Dale M.A.J. (2010), *Global energy modelling : a biophysical approach (gemba)*, Ph.D. thesis, University of Canterbury. https://ir.canterbury.ac.nz/handle/10092/5156.

David E., Wolfson M. & Fraifeld V.E. (2021), *Background Radiation Impacts Human Longevity and Cancer Mortality : Reconsidering the Linear No-Threshold Paradigm*, Biogerontology, **22**(2), pp. 189–195. https://doi.org/10.1007/s10522-020-09909-4.

Davies J. & Davies D. (2010), *Earth's surface heat flux*, Solid Earth, **1**, pp. 5–24. https://doi.org/10.5194/se-1-5-2010.

Delaygue G. (2002), *Quelques chiffres sur les gaz à effet de serre*. http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/data-g-e-s.xml.

Delmas R., Chauzy S., Verstraete J.M. & Ferré H., *Atmosphère, océan et climat* (Belin - Pour la Science 2007).

Diallo M., Legras B., Ray E., Engel A. & Añel J.A. (2017), *Global distribution of CO_2 in the upper troposphere and stratosphere*, Atmospheric Chemistry and Physics, **17**(6), pp. 3861–3878. https://doi.org/10.5194/acp-17-3861-2017.

Dieudonné M. (2016), *Does electromagnetic hypersensitivity originate from nocebo responses ? Indications from a qualitative study*, Bioelectromagnetics, **37**(1), pp. 14–24. https://doi.org/10.1002/bem.21937.

DoE (2015), *An Assessment of Energy Technologies and Research Opportunities - Chapter 10 : Concepts in Integrated Analysis*, Technical report, Department of Energy. https://www.energy.gov/sites/prod/files/2017/03/f34/qtr-2015-chapter10.pdf.

DOE (2020), *Global Energy Storage Database – Energy Storage Systems*. https://www.sandia.gov/ess-ssl/global-energy-storage-database-home/.

Dorion N. & Mouchotte J. (2012), *Jardiner avec la Lune : mythe ou réalité*, Technical report, Société Nationale d'Horticulture de France. https://www.snhf.org/wp-content/uploads/2016/10/jardiner-avec-la-lune.pdf.

Draper G., Vincent T., Kroll M.E. & Swanson J. (2005), *Childhood Cancer in Relation to Distance from High Voltage Power Lines in England and Wales : A Case-Control Study*, BMJ, **330**(7503), p. 1290. https://doi.org/10.1136/bmj.330.7503.1290.

Drummond C. & Fischhoff B. (2017), *Individuals with greater science literacy and education have more polarized beliefs on controversial science topics*, Proceedings of the National Academy of Sciences, **114**(36), pp. 9587–9592. https://doi.org/10.1073/pnas.1704882114.

Dufresne J.L. & Treiner J. (2011), *L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit !* La Météorologie, **72**, pp. 31–41. https://doi.org/10.4267/2042/39839.

Dugast C. & Soyeux A. (2019), *Faire sa part ? Pouvoir et responsabilité des individus, des entreprises et de l'état face à l'urgence climatique*, Technical report, Carbone 4. https://www.carbone4.com/publication-faire-sa-part.

Durand B. (2018), *La raréfaction prochaine des combustibles fossiles va contraindre de hâter la transition énergétique*. https://www.europeanscientist.com/fr/opinion/rarefaction-prochaine-combustibles-fossiles/.

Eckerman K., Harrison J., Menzel H.G. & Clement C. (2012), *Compendium of Dose Coefficients Based on ICRP Publication 60*, Annals of the ICRP, **119**. https://www.icrp.org/docs/P 119 JAICRP 41(s) Compendium of Dose Coefficients based on ICRP Publication 60.pdf.

Eckley Selin N. (1998), *Tidal Power – Types & Facts*. https://www.britannica.com/science/tidal-power.

EDF (2012), *Le solaire thermodynamique à concentration*. https://www.edf.fr/sites/default/files/contrib/groupe-edf/producteur-industriel/thermique/enjeux/modernisation-du-parc/le_solaire_thermodynamique_a_concentration.pdf.

Evans S. (2021), *Analysis : Which countries are historically responsible for climate change ?* https://www.carbonbrief.org/analysis-which-countries-are-historically-responsible-for-climate-change/.

Factsory (2019), *Les agences réglementaires ne reflètent pas la science*. http://factsory.org/2019/les-agences-reglementaires-ne-refletent-pas-la-science/.

Factsory (2021), *Bronner et sa méthodologie crédule*. https://factsory.org/2021/bronner-et-sa-methodologie-credule/.

Fagherazzi G., Vilier A., Saes Sortorelli D., Lajous M., Balkau B. & Clavel-Chapelon F. (2013), *Consumption of artificially and sugar-sweetened beverages and incident type 2 diabetes in the Etude Epidémiologique auprès des femmes de la Mutuelle Générale de l'Education Nationale–European Prospective Investigation into Cancer and Nutrition cohort*, The American Journal of Clinical Nutrition, (97), pp. 517–523. https://doi.org/10.3945/ajcn.112.050997.

Farina M., Pasquinelli E. & Zimmerman G., *Esprit Critique, Esprit Scientifique*, 1 (Le Pommier 2017).

Farina M., Pasquinelli E. & Zimmerman G., *Esprit Critique, Esprit Scientifique*, 2 (Le Pommier 2018).

Ferroir T. (2012), *Ce qu'il faut comprendre et retenir du $\delta_{18}O$ en tant qu'indicateur paléoclimatique*. http://tristan.ferroir.fr/index.php/2012/01/18/ce-quil-faut-comprendre-et-retenir-du-delta-18-o-en-tant-quindicateur-paleoclimatique/.

Feynman R., *Feynman Lectures on Physics*, volume 1 (1963). https://www.feynmanlectures.caltech.edu/I_toc.html.

Fiolet T. (2019), *Perception des risques liés à la santé et le traitement de l'information scientifique dans les médias : les résultats de l'enquête*. https://quoidansmonassiette.fr/

perception-des-risques-lies-sante-le-traitement-de-linformation-scientifique-dans-medias-resultats-enquete/.

Flocard H., Pervès J.P. & Hulot J.P. (2014), *Électricité : intermittence et foisonnement des énergies renouvelables*, Techniques de l'Ingénieur, https://doi.org/10.51257/a-v1-be8586.

Foos J., *Manuel de radioactivité* (Hermann 2009).

Foucart S., Horel S. & Laurens S., *Les gardiens de la raison* (La Découverte 2020).

Friedlingstein P., Jones M.W., O'Sullivan M., Andrew R.M., Hauck J., Peters G.P., Peters W., Pongratz J., Sitch S., Le Quéré C., Bakker D.C.E., Canadell J.G., Ciais P., Jackson R.B., Anthoni P. *et al.* (2019), *Global Carbon Budget 2019*, Earth System Science Data, **11**(4), pp. 1783–1838. https://doi.org/10.5194/essd-11-1783-2019.

Fröhlich C. (2006), *Solar Irradiance Variability since 1978, Revision of the PMOD Composite during Solar Cycle 21*, Space Science Reviews, **125**, pp. 53–65. https://doi.org/10.1007/s11214-006-9046-5.

Gans J. & Leigh A. (2015), *Does the Lunar Cycle Affect Birth and Deaths ?* Journal of Articles in Support of the Null Hypothesis, **11**(2), pp. 31–36. https://www.jasnh.com/pdf/Vol11-No2-article3.pdf.

Ghanty Y. (2018), *Étude du lien entre la fréquence et les puissances actives pour le dimensionnement d'un microréseau alternatif îloté avec sources d'énergie renouvelables*, Ph.D. thesis, Toulouse. https://oatao.univ-toulouse.fr/24284/.

GIEC (2006), *2006 IPCC guidelines for national greenhouse gas inventories - Volume 1 - General guidance and reporting*, Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc-nggip.iges.or.jp/public/2006gl/pdf/1_Volume1/V1_1_Ch1_Introduction.pdf.

GIEC (2007), *Fourth Assessment Report : Climate change 2007 : The AR4 synthesis report*, Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg1/.

GIEC (2013), *Climate change 2013 : The Physical Science Basis*, Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/.

GIEC (2018), *Global warming of 1.5 °C*, Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/sr15/.

GIEC (2021), *Climate change 2021 : The physical science basis*, Technical report, Intergovernmental Panel on Climate Change. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf.

Goode P.R., Pallé E., Shoumko A., Shoumko S., Montañes-Rodriguez P. & Koonin S.E. (2021), *Earth's Albedo 1998–2017 as Measured From Earthshine*, Geophysical Research Letters, **48**(17), p. e2021GL094888. https://doi.org/10.1029/2021GL094888.

Gouhier C., Le Ruz P. & Herriau J.C. (2008), *Enquête citoyenne « Vivre avec une ligne THT ? »*. https://www.criirem.org/wp-content/uploads/2015/11/090123_synthese_enquete_tht-2.pdf.

Grand D., Brun C.L. & Vidil R. (2015), *Intermittence des énergies renouvelables et mix électrique*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-in301.

Grenêche D., Chauvin A. & Laugier F. (2012), *Uranium : ressources, consommation et évolutions du marché*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-bn3571.

Guaric A. (2020), *Climat : les chercheurs « s'attendent à des ouragans plus puissants et des pluies plus intenses »*, Le Monde.fr. https://www.lemonde.fr/planete/article/2020/08/27/climat-le-nhc-s-attend-a-des-ouragans-plus-puissants-associes-a-des-pluies-plus-intenses_6050127_3244.html.

Guilford M.C., Hall C.A., O'Connor P. & Cleveland C.J. (2011), *A New Long Term Assessment of Energy Return on Investment (EROI) for U.S. Oil and Gas Discovery and Production*, Sustainability, **3**(10), pp. 1866–1887. https://doi.org/10.3390/su3101866.

Gunn K. & Stock-Williams C. (2012), *Quantifying the global wave power resource*, Renewable Energy, **44**, pp. 296–304. https://doi.org/10.1016/j.renene.2012.01.101.

Hall C.A., Lambert J.G. & Balogh S.B. (2014), *EROI of Different Fuels and the Implications for Society*, Energy Policy, **64**, pp. 141–152. https://doi.org/10.1016/j.enpol.2013.05.049.

Halloy J. (2018), *L'épuisement des ressources minérales et la notion de matériaux critiques*, La Revue Nouvelle, **4**, pp. 34–40. https://doi.org/10.3917/rn.184.0034.

Hamada L., Iyama T., Onishi T. & Watanabe S. (2009), *The Specific Absorption Rate of Mobile Phones Measured in a Flat Phantom and in the Standardized Human Head Phantom*, in *International Symposium on Electromagnetic Compatibility* (2009). https://www.ieice.org/publications/proceedings/bin/pdf_link.php?fname=21S4-1.pdf&iconf=EMC&year=2009&vol=14&number=21S4-1&lang=E.

Hamada L. & Watanabe S. (2016), *Calibration of SAR Probe*, Journal of the National Institute of Information and Communications Technology, **63**(1), pp. 135–150. https://www.nict.go.jp/publication/shuppan/kihou-journal/journal-vol63no1/journal-vol63no1-02-07.pdf.

Haynes W.M., *CRC Handbook of Chemistry and Physics : A Ready-Reference Book of Chemical and Physical Data* (CRC Press 2017).

Hilbert M. & López P. (2011), *The World's Technological Capacity to Store, Communicate, and Compute Information*, Science, **332**, pp. 60–65. https://doi.org/10.1126/science.1200970.

Hocquet A. (2020), *Reproduire un résultat scientifique : plus facile à dire qu'à faire*, The Conversation. http://theconversation.com/reproduire-un-resultat-scientifique-plus-facile-a-dire-qua-faire-129848.

Hróbjartsson A. & Gøtzsche P.C. (2010), *Placebo interventions for all clinical conditions*, The Cochrane Database of Systematic Reviews, **1**, p. CD003974. https://doi.org/10.1002/14651858.cd003974.pub3.

Huet S. (2018), *OGM-poisons ? La vraie fin de l'affaire Séralini*. https://www.lemonde.fr/blog/huet/2018/12/11/ogm-poisons-la-vraie-fin-de-laffaire-seralini/.

Huet S. (2020), *Ce que révèle le canular « Hydroxychloroquine »*. https://www.lemonde.fr/blog/huet/2020/08/17/que-revele-le-canular-hydroxychloroquine/.

Hugo V., *L'art et la science* (Actes Sud 1993).

ICNIRP (2020), *Guidelines for Limiting Exposure to Electromagnetic Fields (100 kHz to 300 GHz)*, Health Physics, **118**(5), pp. 483–524. https://doi.org/10.1097/hp.0000000000001210.

ICRP (2017), *The 2007 Recommendations of the International Commission on Radiological Protection*, Technical report, ICRP. https://www.icrp.org/publication.asp?id=ICRP Publication 103.

IEA (2018), *World Energy Outlook 2018*, Technical report, International Energy Agency. https://www.iea.org/reports/world-energy-outlook-2018.

IEA (2019), *Key World Energy Statistics 2019*, Technical report. https://www.iea.org/events/key-world-energy-statistics-2019.

IEA & RTE (2021), *Conditions et prérequis en matière de faisabilité technique pour un système électrique avec une forte proportion d'énergies renouvelables à l'horizon 2050*, Technical report. https://assets.rte-france.com/prod/public/2021-01/RTE-AIE_synthese ENR horizon 2050_FR.pdf.

INRS (2001), *Guide pour l'établissement de limites d'exposition aux champs électriques, magnétiques et électromagnétiques : champs alternatifs (de fréquence variable dans le temps, jusqu'à 300 GHz)*, Hygiène et sécurité du travail. https://www.inrs.fr/media.html?refINRS=ND 2143.

IUPAC (2016), *IUPAC Announces the Names of the Elements 113, 115, 117, and 118*. https://iupac.org/iupac-announces-the-names-of-the-elements-113-115-117-and-118/.

Jackson J.D., *Électrodynamique classique* (Dunod 2021).

Johnsen S., Dansgaard W. & Clausen H. (1972), *Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets*, Nature, **235**, pp. 429–434. https://doi.org/10.1038/235429a0.

Jouzel J. (2022), *Sensibiliser et former aux enjeux de la transition écologique et du développement durable dans l'enseignement supérieur*, Technical report. https://www.enseignementsup-recherche.gouv.fr/fr/former-aux-enjeux-de-la-transition-ecologique-dans-le-superieur-83888.

Jouzel J. & Debroise A., *Le défi climatique, objectif +2 °C* (Dunod 2014).

Jouzel J., Lorius C., J. Johnsen S. & Grootes P. (1994), *Climate Instabilities : Greenland and Antarctic Records*, Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II : Sciences de la Terre et des Planetes, **319**. https://hal.science/hal-03343799.

Juignet P. (2015), *Karl Popper et les critères de la scientificité*, Philosophie, Science et Société.

Kahneman D., *Système 1 / Système 2 : les deux vitesses de la pensée* (Flammarion 2012).

Keeling R.F., Manning A.C., McEvoy E.M. & Shertz S.R. (1998), *Methods for Measuring Changes in Atmospheric O_2 Concentration and Their Application in Southern Hemisphere Air*, Journal of Geophysical Research : Atmospheres, **103**(D3), pp. 3381–3397. https://doi.org/10.1029/97JD02537.

Kleidon A., Miller L. & Gans F., *Physical Limits of Solar Energy Conversion in the Earth System*, in H. Tüysüz & C.K. Chan, eds., *Solar Energy for Fuels*, volume 371 (Springer International Publishing 2015), pp. 1–22. https://doi.org/10.1007/128_2015_637.

Kopp G. & Lean J.L. (2011), *A new, lower value of total solar irradiance : Evidence and climate significance*, Geophysical Research Letters, **38**, p. L01706. https://doi.org/10.1029/2010GL045777.

Krakowski V. (2016), *Intégration du renouvelable et stratégie de déploiement du réseau électrique : réconciliation d'échelles spatio-temporelles dans des exercices prospectifs de long terme*, Ph.D. thesis, Université de recherche Paris Sciences et Lettres. https://pastel.archives-ouvertes.fr/tel-01557528v2.

Krewski D., Turner M.C., Lemyre L. & Lee J.E. (2012), *Expert vs. public perception of population health risks in Canada*, Journal of Risk Research, **15**(6), pp. 601–625. https://doi.org/10.1080/13669877.2011.649297.

Lambert J.G., Hall C.A., Balogh S., Gupta A. & Arnold M. (2014), *Energy, EROI and quality of life*, Energy Policy, **64**, pp. 153–167. https://doi.org/10.1016/j.enpol.2013.07.001.

Larrère C. & Larrère R. (2001), *Les OGM entre hostilité et principe de précaution*, Courrier de l'environnement de l'INRA, **43**. https://hal.inrae.fr/hal-02674663.

Laurens S., *Militer Pour La Science*, En Temps et Lieux (Éditions EHESS 2019).

Lavy P. (2004), *Production d'électricité par aménagements hydrauliques*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-d4008.

Le Nir M. (2008), *Ressources géothermiques du département de l'Essonne*, Technical Report BRGM/RP-56966-FR, Bureau de Recherche Géologique et Minière. http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56966-FR.pdf.

Legras B., Dufresne J.L. & Megie G. (2000), *Quelles sont les propriétés communes des gaz à effet de serre ?* http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/gaz-effet-serre.xml.

Levrard B. (2005), *Cycles de Milankovitch et variations climatiques : dernières nouvelles*. https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/milankovitch-2005.xml.

Lions J.L., Manley O.P., Temam R. & Wang S. (1997), *Physical Interpretation of the Attractor Dimension for the Primitive Equations of Atmospheric Circulation*, Journal of the Atmospheric Sciences, **54**(9), pp. 1137–1143. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054%3C1137:PIOTAD%3E2.0.CO;2.

Lorenz E.N. (1963), *Deterministic Nonperiodic Flow*, Journal of the Atmospheric Sciences, **20**(2), pp. 130–141. https://doi.org/10.1175/1520-0469(1963)020%3C0130:DNF%3E2.0.CO;2.

Lorius C. & Merlivat L. (1975), *Distribution of Mean Surface Stable Isotopes Values in East Antarctica : Observed Changes with Depth in Coasted Area*, General assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics ; Grenoble, France ; 25 Aug 1975. https://inis.iaea.org/collection/NCLCollectionStore/_Public/07/242/7242101.pdf?r=1.

Machon D., *Les bavures scientifiques, quand les scientifiques se prennent les pieds dans la démarche*, volume 36 (book-e-book 2015). https://www.book-e-book.com/livres/133-les-bavures-scientifiques-9782372460095.html.

Messerli F.H. (2012), *Chocolate Consumption, Cognitive Function, and Nobel Laureates*, New England Journal of Medicine, **367**(16), pp. 1562–1564. https://doi.org/10.1056/NEJMon1211064.

Miller L.M., Gans F. & Kleidon A. (2011), *Estimating Maximum global land surface wind power extractability and associated climatic consequences*, Earth System Dynamics, pp. 1–12. https://doi.org/10.5194/esd-2-1-2011.

Monteith J.L. (1972), *Solar Radiation and Productivity in Tropical Ecosystems*, The Journal of Applied Ecology, **9**(3), p. 747. https://doi.org/10.2307/2401901.

Morton-Pradhan S., Bay R.C. & Coonrod D.V. (2005), *Birth rate and its correlation with the lunar cycle and specific atmospheric conditions*, American Journal of Obstetrics and Gynecology, **192**(6), pp. 1970–1973. https://doi.org/10.1016/j.ajog.2005.02.066.

Moyen J.F. (2001), *Connaître le géotherme en profondeur*. https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/geotherme-profond.xml.

Nénot J.C. (2009), *Recommandations 2007 de la Commission internationale de protection radiologique*, Technical report, Institut de radioprotection et de sûreté nucléaire (France). http://www.icrp.org/docs/P103_French.pdf.

Ngô C. (2016), *Stockage de l'énergie*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-be8090.

Nifenecker H. (2014), *Physique des éoliennes*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v1-be8584.

OFSP (2016), *Four à micro-ondes*, Technical report, Office fédéral de la santé publique (Suisse). https://www.bag.admin.ch/dam/bag/fr/dokumente/str/nis/faktenblaetter-emf/faktenblatt-mikrowellenofen.pdf.download.pdf/faktenblatt%20mikrowellenofen%20f.pdf.

OIE (2017), *Gestion de l'équilibre du système électrique*, Observatoire de l'Industrie Électrique. https://observatoire-electricite.fr/IMG/pdf/oie_-_fiche_pedago_flexi_avril_2017.pdf.

OIE (2020), *Primaire ou finale : comment comptabiliser l'énergie ?* Observatoire de l'Industrie Électrique. https://observatoire-electricite.fr/IMG/pdf/fiche_pedago_primaire_ou_finale_-_coment_comptabiliser_l_energie_-_mars_2020.pdf.

Oreskes N. & Conway E.M., *Marchands de Doute* (Le Pommier 2012).

Osmundsen M., Bor A., Vahlstrup P.B., Bechmann A. & Petersen M.B. (2021), *Partisan Polarization Is the Primary Psychological Motivation behind Political Fake News Sharing on Twitter*, American Political Science Review, **115**(3), pp. 999–1015. https://doi.org/10.1017/S0003055421000290.

Parrenin F. (2013), *Quels sont les liens entre CO_2 et température ?* https://www.climat-en-questions.fr/reponse/mecanismes-devolution/liens-entre-co2-temperature-par-frederic-parrenin.

Parrenin F., Masson-Delmotte V., Köhler P., Raynaud D., Paillard D., Schwander J., Barbante C., Landais A., Wegner A. & Jouzel J. (2013), *Synchronous Change of Atmospheric CO_2 and Antarctic Temperature During the Last Deglacial Warming*, Science, **339**(6123), pp. 1060–1063. https://doi.org/10.1126/science.1226368.

Pegion K. (2020), *Des prévisions météorologiques à 28 jours*, Pour la Science, **515**. https://www.pourlascience.fr/sd/climatologie/des-previsions-meteorologiques-a-28-jours-19923.php.

Pennec F.L. (2001), *Analyse de champ proche et de couverture radioélectrique*, Technical report, École Nationale Supérieure des Télécommunications de Bretagne. https://www.anfr.fr/fileadmin/mediatheque/documents/expace/Analyse de champ proche et de couverture radioelectrique.pdf.

Perdijon J., *La formation des idées en physique, du phénomène à la théorie* (Dunod 2007).

Philip S.Y., Kew S.F., van Oldenborgh G.J., Anslow F.S., Seneviratne S.I., Vautard R., Coumou D., Ebi K.L., Arrighi J., Singh R., van Aalst M., Pereira Marghidan C., Wehner M., Yang W., Li S. *et al.* (2021), *Rapid Attribution Analysis of the Extraordinary Heatwave on the Pacific Coast of the US and Canada June 2021*, Earth System Dynamics. https://doi.org/10.5194/esd-2021-90.

Planton S. (2020), *La température moyenne de la Terre*, Encyclopédie de l'environnement. https://www.encyclopedie-environnement.org/climat/temperature-moyenne-terre-rechauffement-climatique/.

Poincaré H., *La science et l'hypothèse* (Ernest Flammarion 1917).

Pontcerq, *De la faiblesse de l'esprit critique envisagé comme compétence* (2022). http://www.pontcerq.fr/wp-content/uploads/2022/09/De-la-faiblesse-de-lesprit-critique-envisagé-etc..pdf.

Preuss P. (2011), *What Keeps the Earth Cooking ?* https://newscenter.lbl.gov/2011/07/17/kamland-geoneutrinos/.

Rakotoarison S. (2014), *Karl Popper (1902-1994) : la réfutabilité, critère de la scientificité*. http://www.agoravox.fr/culture-loisirs/culture/article/karl-popper-1902-1994-la-156881.

Ramunni G., *Les lieux des erreurs scientifiques* (Le Cavalier Bleu 2012).

Ramus F. (2014), *Comprendre le système de publication scientifique*, Science et Pseudo-Sciences, **308**. https://www.afis.org/Comprendre-le-systeme-de-publication-scientifique.

Rasplus V., *Ce que la science veut dire, ce que la pseudo-science veut faire*, in *Sciences et Pseudo-Sciences, Regards Des Sciences Humaines*, Sciences et Philosophie (Éditions Matériologiques, « Sciences & philosophie » 2014).

Ravijen (2018), *L'empreinte carbone des français, un sujet tabou ?* http://ravijen.fr/?p=440.

Reinsel D., Gantz J. & Rydning J. (2018), *The Digitization of the World from Edge to Core*. https://www.seagate.com/files/www-content/our-story/trends/files/idc-seagate-dataage-whitepaper.pdf.

Rochoy M. (2020), *Le meilleur article de tous les temps*. http://www.mimiryudo.com/blog/2020/08/le-meilleur-article-de-tous-les-temps/.

Roques A., *Processionary Moths and Climate Change : An Update* (Springer Dordrecht 2017). https://doi.org/10.1007/978-94-017-9340-7.

Rowe D. (2018), *Emmy Noether : le centenaire d'un théorème*, Pour la Science, **490**. https://www.pourlascience.fr/sd/mathematiques/emmy-noether-le-centenaire-d-un-theoreme-14564.php.

Royer J.F. & Nicolis C. (1994), *Chaos et Météorologie*, La Météorologie, **8**(5), pp. 38–53. https://doi.org/10.4267/2042/53401.

RTE (2004), *Mémento de la sûreté du système électrique*. https://docplayer.fr/1151047-Memento-de-la-surete-du-systeme-electrique.html.

RTE (2016), *Bilan électrique 2016*, Technical report, Réseau de Transport d'Électricité.

RTE (2017), *Bilan électrique 2017*, Technical report, Réseau de Transport d'Électricité. https://assets.rte-france.com/prod/public/2020-06/bilan_electrique_2017.pdf.

RTE (2018a), *Bilan Électrique 2018*, Technical report, Réseau de Transport d'Électricité. https://assets.rte-france.com/prod/public/2021-03/Bilan electrique 2018.pdf.

RTE (2018b), *Panorama de l'électricité renouvelable au 31 decembre 2018*, Technical report. https://assets.rte-france.com/prod/public/2020-06/Panorama de l'électricité renouvelable au 31 decembre 2018_compressed.pdf.

RTE (2019), *Bilan électrique 2019*, Technical report, Réseau de Transport d'Électricité. https://assets.rte-france.com/prod/public/2020-06/bilan-electrique-2019_1_0.pdf.

Rubin G.J., Das Munshi J. & Wessely S. (2005), *Electromagnetic Hypersensitivity : A Systematic Review of Provocation Studies*, Psychosomatic Medicine, **67**(2), pp. 224–232. https://doi.org/10.1097/01.psy.0000155664.13300.64.

Russell B., *Is There a God?* in J.G. Slater & P. Köllner, eds., *The Collected Papers of Bertrand Russell, Volume 11 : Last Philosophical Testament, 1943-68* (Routledge, London 1997), pp. 543–548. https://cortecs.org/wp-content/uploads/2014/12/Is-there-a-God_Russell_1952.pdf.

Sapy G. (2019), *Les énergies renouvelables intermittentes mettent-elles en cause la stabilité des réseaux ?* Science et Pseudo-sciences, **329**. https://www.afis.org/Les-energies-renouvelables-intermittentes-mettent-elles-en-cause-la-stabilite.

Sawerysyn J.P. (1993), *Les pouvoirs calorifiques*, Bulletin de l'Union des Physiciens, **87**, p. 11. http://materiel-physique.ens-lyon.fr/Logiciels/CD N° 3 BUP DOC V 4.0/Disk 1/TEXTES/1993/07520401.PDF.

SDES (2021), *Chiffres clés du climat - France, Europe et Monde - Édition 2021*, Technical report. https://www.statistiques.developpement-durable.gouv.fr/sites/default/files/2020-12/datalab_81_chiffres_cles_du_climat_edition_2021.pdf.

Siméon G. (2012), *Données le vertige*. https://www.liberation.fr/futurs/2012/12/03/donnees-le-vertige_864585/.

Sourisse (2018), *Biomasse et énergie : des ressources primaires aux produits énergétiques finaux*. https://www.encyclopedie-energie.org/biomasse-et-energie-des-ressources-primaires-aux-produits-energetiques-finaux/.

Speich S., Reverdin G., Mercier H. & Jeandel C. (2015), *L'océan, réservoir de chaleur*, Plateforme Océan & Climat. http://www.ocean-climate.org/wp-content/uploads/2015/03/FichesScientifiques-ocean-reservoir-chaleur_BD.pdf.

Staboulidou I., Soergel P., Vaske B. & Hillemanns P. (2008), *The Influence of Lunar Cycle on Frequency of Birth, Birth Complications, Neonatal Outcome and the Gender : A Retrospective Analysis*, Acta Obstetricia et Gynecologica Scandinavica, **87**(8), pp. 875–879. https://doi.org/10.1080/00016340802233090.

Strugarek A., Beaudoin P., Charbonneau P., Brun A.S. & do Nascimento J.D. (2017), *Reconciling Solar and Stellar Magnetic Cycles with Nonlinear Dynamo Simulations*, Science, **357**(6347), pp. 185–187. https://doi.org/10.1126/science.aal3999.

Thomas P. (2014), *La chaleur de la Terre et la géothermie*. https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/chaleur-Terre-geothermie.xml.

Thompson P.D. (1957), *Uncertainty of Initial State as a Factor in the Predictability of Large Scale Atmospheric Flow Patterns*, Tellus, **9**(3), pp. 275–295. https://doi.org/10.3402/tellusa.v9i3.9111.

Treiner J. (2015), *Jouer avec les chiffres du climat : une approche par budget carbone*, Reflets de la Physique, **43**. https://doi.org/10.1051/refdp/201543046.

Treiner J. (2016), *Le taux de retour énergétique, une mesure de l'efficacité sociétale des sources d'énergie*, Techniques de l'Ingénieur. https://www.techniques-ingenieur.fr/actualite/articles/chronique-retour-energetique-39038/.

Treiner J. (2018), *Énergies de stock, énergies de flux*, Le Bup, **112**. https://enseignement-scientifique.discip.ac-caen.fr/IMG/pdf/energies_de_stock_energies_de_flux.pdf.

Trenberth K.E., Fasullo J.T. & Kiehl J. (2009), *Earth's Global Energy Budget*, Bulletin of the American Meteorological Society, **90**(3), pp. 311–324. https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1.

Turcotte D.L. & Schubert G., *Geodynamics* (Cambridge University Press 2002).

UNESCO (2005), *Vers les sociétés du savoir*, Technical report, UNESCO. https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000141907.

Valentin L., *Le Monde Subatomique* (Hermann 1986).

Valentin L., *L'univers mécanique, introduction à la physique et à ses méthodes* (Hermann 1995).

Verrier M., Chay P. & Gabion M. (2009), *Turboalternateurs*, Techniques de l'Ingénieur. https://doi.org/10.51257/a-v2-d3530.

Von Neumann J. & Morgenstern O., *Theory of games and economic behavior* (Princeton University Press 1944).

Weißbach D., Ruprecht G., Huke A., Czerski K., Gottlieb S. & Hussein A. (2013), *Energy intensities, EROIs (energy returned on invested), and energy payback times of electricity generating power plants*, Energy, **52**, pp. 210–221. https://doi.org/10.1016/j.energy.2013.01.029.

Witthöft M. & Rubin G.J. (2013), *Are Media Warnings about the Adverse Health Effects of Modern Life Self-Fulfilling? An Experimental Study on Idiopathic Environmental Intolerance Attributed to Electromagnetic Fields (IEI-EMF)*, Journal of Psychosomatic Research, **74**(3), pp. 206–212. https://doi.org/10.1016/j.jpsychores.2012.12.002.

Yeganefar M. (2013), *À propos de la science et de la méthode scientifique*. https://blogs.univ-poitiers.fr/n-yeganefar/2013/09/07/a-propos-de-la-science-et-de-la-methode-scientifique/.

Yiou P., *Le temps s'est-il détraqué ? Comprendre les catastrophes climatiques* (Buchet-Chastel 2015).

Zhu X.G., Long S.P. & Ort D.R. (2008), *What is the maximum efficiency with which photosynthesis can convert solar energy into biomass ?* Current Opinion in Biotechnology, pp. 153–159. https://doi.org/10.1016/j.copbio.2008.02.004.