



HAL
open science

Le réchauffement climatique

Guillaume Blanc

► **To cite this version:**

Guillaume Blanc. Le réchauffement climatique. Licence. Anthropocène, Université Paris Cité, France. 2023, pp.20. hal-04142694

HAL Id: hal-04142694

<https://hal.science/hal-04142694v1>

Submitted on 27 Jun 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Le réchauffement climatique

Guillaume Blanc

9 mai 2023

L'objectif de cette partie est de voir 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.

Pour plus de détails, on pourra lire le chapitre 3 de Blanc & Noûs 2023.

1 Comprendre le climat terrestre

1.1 Météo ou climat ?

De nombreux amalgames sont faits quotidiennement dans les médias et même dans nos conversations « climatiques » avec nos proches. On confond facilement la météo quotidienne avec le climat. Il fait froid ? Mais où est le réchauffement climatique ? Il fait chaud, trop chaud, alors il est bel et bien installé, le réchauffement climatique...

La météorologie et la climatologie étudient toutes 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). Elles 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 complètement différents. On dit que l'atmosphère ainsi modélisée est un *système chaotique*. L'échelle de temps sur laquelle on peut faire une prédiction sur le futur d'un système dynamique chaotique est la durée de Liapounov qui est de quelques jours pour le système atmosphérique. C'est pourquoi il n'est pas possible de prévoir le temps qu'il va faire en un lieu donné au-delà de quelques jours.

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.

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.

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 ce cours sur la partie physique.

Le système océan-atmosphère étant composé de fluides différents (gaz, liquides), de composition 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.

1.2.1 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 dans un réseau de mailles;
5. réaliser la programmation informatique pour ce faire.

On effectue ensuite une réalisation du problème (c'est-à-dire une simulation) à partir d'un état initial (à $t = 0$) 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...) permet d'augmenter la confiance dans le résultat de la simulation.

L'atmosphère terrestre est désormais simulée dans les trois dimensions de l'espace.

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 moins « visible. »

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

À cela s'ajoutent de nombreux autres acteurs (voir figure 1) :

- 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 un peu des océans), afin d'avoir une compréhension succincte du climat et du réchauffement climatique.

1.4 L'atmosphère terrestre

L'atmosphère se concentre sur quelques kilomètres d'épaisseur (90 % de sa masse 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 2).

La figure 3 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 décroît 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 terme 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.

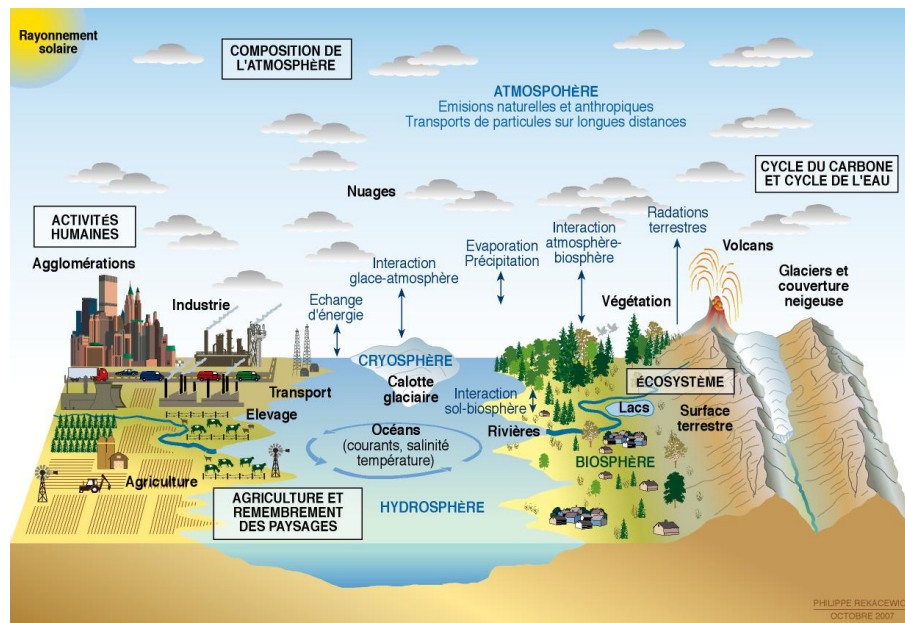


FIGURE 1 – Schéma illustrant les différents acteurs du climat, qui ne se limitent pas à l'atmosphère. Source : <http://blog.mondediplo.net/2009-12-04-Changeements-climatiques-le-grand-tournant>.

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.

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 1.

1.5 Les océans

Les mers et océans représentent une surface d'environ $361 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ soit 70,8 % de la surface terrestre. Leur volume est d'environ $1.37 \cdot 10^9 \text{ km}^3$, 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 de $\approx 1025 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ en surface; la masse totale des eaux océaniques est d'environ $1,4 \cdot 10^{21} \text{ kg}$, soit 0,023 % de la masse totale de la Terre!

1.5.1 Le thermostat de la Terre

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

$$\delta Q = C_p dT = mc_p dT$$

où m est la masse du matériau en question, C_p est sa capacité calorifique (ou capacité thermique, elle s'exprime en $\text{J} \cdot \text{K}^{-1}$), 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.

La capacité calorifique massique de l'eau est : $c_p^{\text{eau}} \approx 4180 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. Tandis que pour l'air elle est de : $c_p^{\text{air}} \approx 1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$. 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 de chaleur 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.

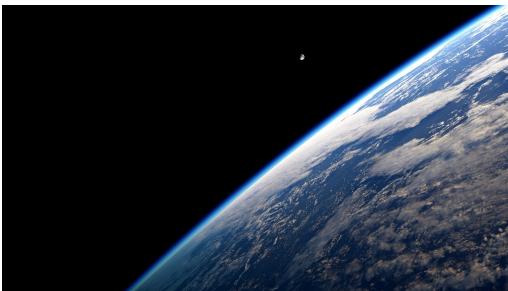


FIGURE 2 – Vue de l’atmosphère terrestre depuis l’espace : une fine couche d’air concentrée dans 16 km d’épaisseur (pour les 90 % de sa masse).

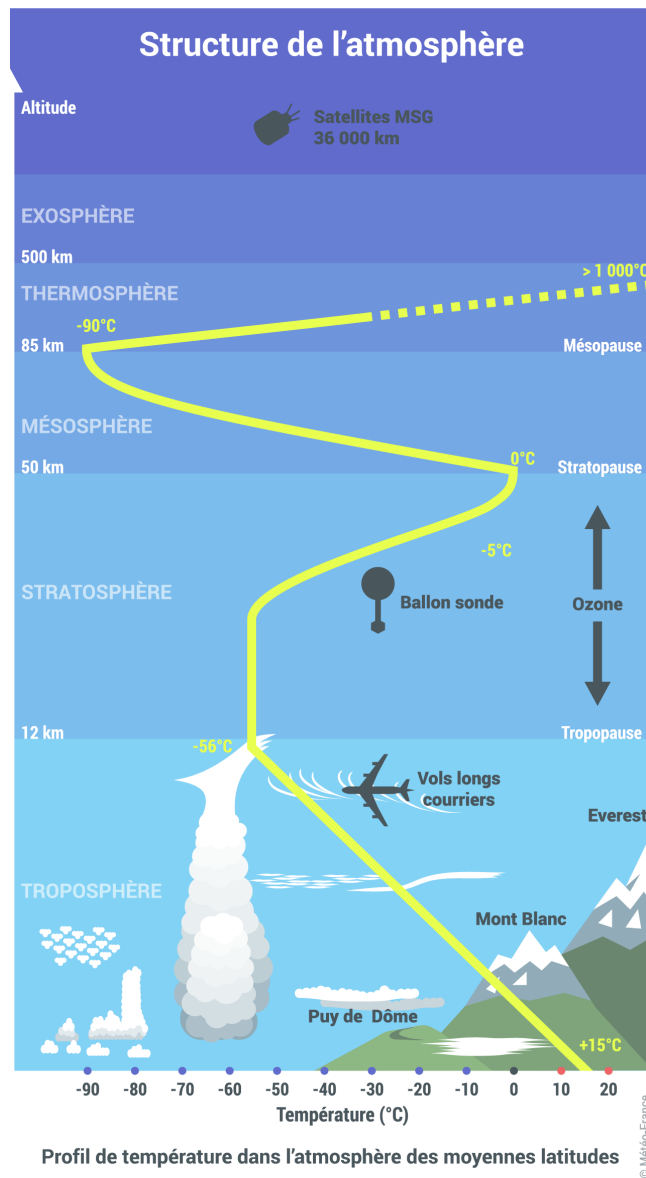


FIGURE 3 – Schéma en coupe des différentes couches de l’atmosphère avec le profil de la température des moyennes latitudes. Source : <https://meteofrance.com/comprendre-la-meteo/temperatures/quest-ce-que-la-temperature> ©Météo-France.

On a donc dans les océans une masse d’eau importante, eau qui possède une capacité calorifique élevée, ce qui fait des océans un système avec une grande inertie thermique. 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.

1.5.2 Échelles de temps

La vapeur d’eau dans l’atmosphère représenterait une couche d’eau liquide à la surface de la Terre de 24 mm d’épaisseur! Le taux d’évaporation à la surface des océans est de 502 800 km³ par an, ce qui représente une couche d’eau de 1 m à la surface de la Terre soit environ 2,7 mm par jour. On en déduit que le temps moyen de résidence de la vapeur d’eau dans l’atmosphère est de ~ 9 jours.

À comparer avec le temps de résidence des eaux dans les différentes couches des océans :

Gaz	Fraction du volume
<i>Abondance constante</i>	
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 %
<i>Abondance variable</i>	
Vapeur d'eau (H ₂ O)	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 %
Peroxyde d'azote (N ₂ O)	~ 0.00003 %
Monoxyde de carbone (CO)	0.000009 %
Ozone (O ₃)	~ 0.000001 % - 0.0004 %

TABLE 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.

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

Compte tenu de tout cela, l'océan se trouve être le principal régulateur du climat mondial, avec de surcroît des échanges radiatifs, mécaniques, gazeux et d'eau continuels avec l'atmosphère.

L'océan absorbe, stocke et transporte dans son mouvement la chaleur du Soleil en affectant la température et la circulation de l'atmosphère.

1.6 La source d'énergie : le Soleil

1.6.1 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). 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 (ie que sa température est constante dans le temps), alors la puissance absorbée par la surface terrestre est égale à la puissance perdue :

$$P_a = P_p$$

La constante solaire est la quantité d'énergie solaire reçue à une unité astronomique (ua)¹ du Soleil, pendant l'unité de temps (1 s), sur une surface de 1 m² perpendiculairement aux rayons du Soleil (c'est donc une densité de puissance surfacique).

1. 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.

1.6.2 La puissance absorbée - albédo

Le rayonnement du Soleil varie dans le temps² (il augmente sur des échelles de 10⁸ à 10⁹ ans) et il est modulé par le cycle solaire de 11 ans. La constante solaire *moyenne* est donc : $I_0 = 1365.4 \pm 1.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (mesure faite depuis l'espace).

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

$$P_i = \pi R^2 I_0, \quad (1)$$

où R est le rayon de la Terre (voir figure 4).

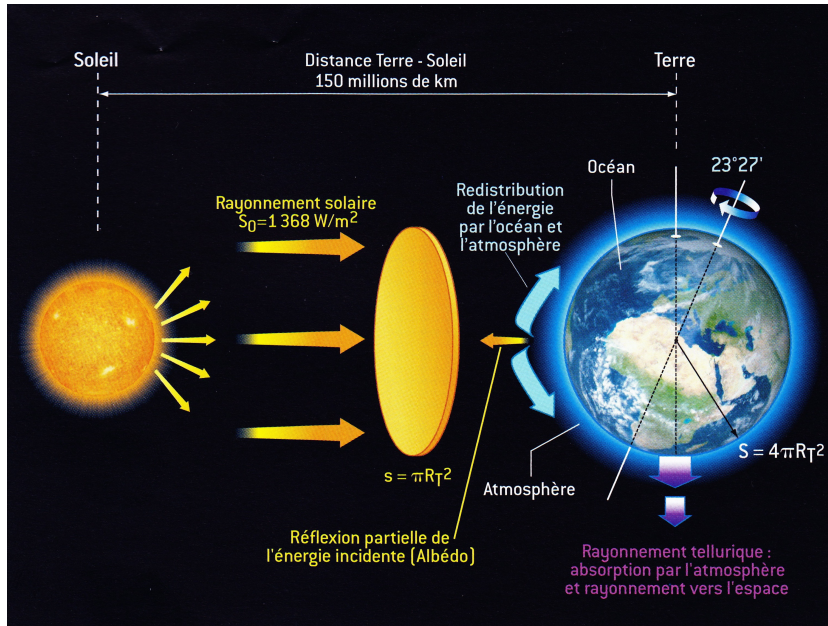


FIGURE 4 – Illustration des flux énergétiques entre le Soleil et la Terre.

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

$$\alpha = \frac{\text{énergie ou puissance réfléchiée}}{\text{énergie ou puissance incidente}}$$

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 de la Terre (mesuré depuis l'espace) est environ : $\alpha_T = 0.3$:

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

La puissance absorbée par la Terre est donc :

$$P_a = (1 - \alpha_T) P_i = (1 - \alpha_T) \pi R^2 I_0 \quad (2)$$

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

1.6.3 Une distribution géographique inégale

L'énergie solaire incidente n'est pas répartie de manière homogène sur toute la planète, principalement à cause de la rotondité de la Terre, avec donc plus d'énergie reçue au niveau des tropiques qu'au niveau des pôles (figure 5). La constante solaire (environ $1365 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) correspond à une incidence normale, donc sur un disque de surface πR^2 . En considérant que la surface de la Terre est $4\pi R^2$, la puissance solaire se répartit ainsi, en moyenne sur une rotation de la Terre et en moyenne sur toute sa surface, selon le rapport $\frac{\pi R^2}{4\pi R^2} = \frac{1}{4}$. Soit $\frac{1365}{4} \approx 341 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, ce qui correspond (à peu près) à la valeur du rayonnement incident sur la figure 6.

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 autre, 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 $5 \cdot 10^{15} \text{ W}$ à $6 \cdot 10^{15} \text{ W}$.

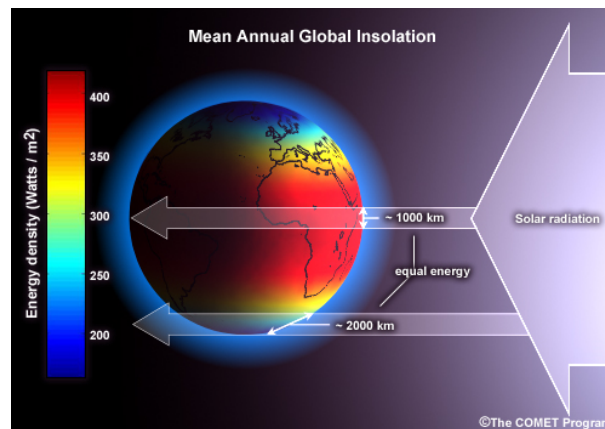


FIGURE 5 – Différence de rayonnement solaire incident, au sommet de l'atmosphère, maximum aux tropiques, minimum au niveau des pôles.

1.7 Les lois du rayonnement

Pour comprendre l'effet de serre, il faut comprendre le bilan radiatif de la Terre. Pour 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) – essentiellement dans les solides.
- La **convection**, dans un milieu matériel, avec transfert de matière dans un champ gravitationnel (force d'Archimède) – essentiellement dans les liquides et les gaz.
- 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. Les physiciens modélisent cela par 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).

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

$$\frac{dP}{dS} = \sigma T^4 \quad (3)$$

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

2 L'effet de serre

Le rayonnement solaire réchauffe les basses couches de l'atmosphère et la surface de la Terre. Celle-ci atteint une température d'équilibre d'environ 15 °C en moyenne sur toute sa surface et sur l'année. En vertu du modèle du corps noir, la surface terrestre émet un rayonnement infrarouge (autour de 10 μm de longueur d'onde) vers l'atmosphère.

Or, une petite quantité de gaz présents dans l'atmosphère absorbe (en partie) ce rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre (voir cours Gaëlle Charron). Ce qui réchauffe l'atmosphère, qui à son tour émet un rayonnement infrarouge à la fois vers l'espace et vers le sol. Le bilan de tout cela est que la présence de ces gaz à effet de serre permet un équilibre thermique.

C'est cet équilibre thermique qui « adoucit » la température moyenne à la surface du globe à 15 °C. Sans l'atmosphère, la température moyenne à la surface serait de -18 °C.

2.1 Échanges radiatifs réels

La figure 6 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 (adaptée de Trenberth et al. 2009).

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 ($17 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$). Ainsi que de la chaleur latente de l'eau ($80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) : 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 : $396 - 40 - 200 = 156 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

2.2 Réchauffement climatique

Actuellement, l'atmosphère terrestre n'est plus à l'équilibre, à cause de l'accumulation de gaz à effet de serre qu'elle subit. Un surplus d'énergie s'accumule dans l'atmosphère, ce qui engendre un décalage de l'équilibre thermique d'environ $+2,72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

2.3 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 (thermique). Les forçages sont donnés de manière algébrique en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$.

La figure 7 montre les principaux forçages radiatifs estimés et reportés dans le rapport du GIEC 2013 (IPCC 2013) : les gaz à effet de serre (dioxyde de carbone : CO_2 , méthane : CH_4 , protoxyde

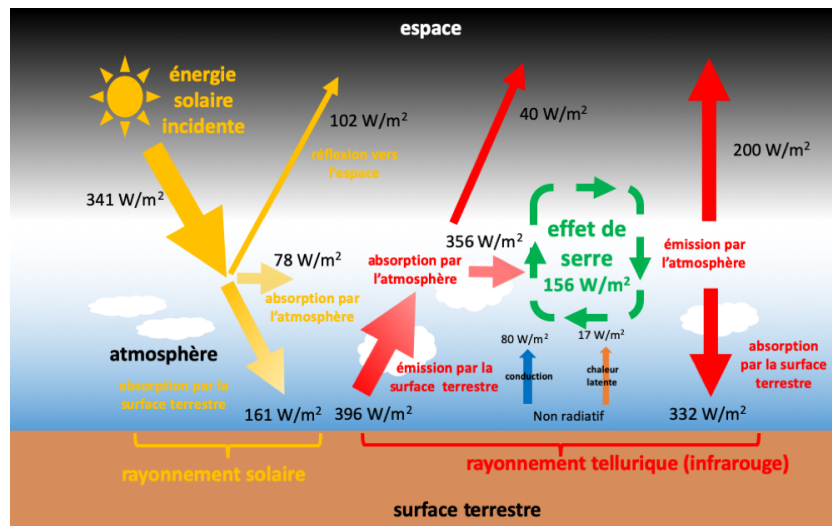


FIGURE 6 – Illustration des différents échanges radiatifs entre la surface terrestre et l’atmosphère adaptée de Trenberth et al. (2009).

d’azote : N_2O , hydrocarbures halogénés, etc), qui provoquent un forçage positif; l’ozone, en particulier troposphérique³ (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 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. Sur cette figure, les incertitudes sur chacun des forçages présentés sont indiquées.

3 Observations du réchauffement climatique

3.1 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 10000 ans (fin de la dernière glaciation). La figure 8 montre l’« anomalie de température⁴ » c’est-à-dire l’écart de température par rapport à la moyenne des années 1951 à 1980, en fonction du temps, pour la période 1880-2020.

3.2 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 9).

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

3. 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.

4. On sait relativement bien – avec une faible incertitude – mesurer ou calculer des écarts moyens de température sur l’ensemble de la planète et sur des échelles de temps longues (années ou plus), mais on connaît assez mal – avec une grande incertitude – la température *absolue* moyenne à la surface de la Terre.

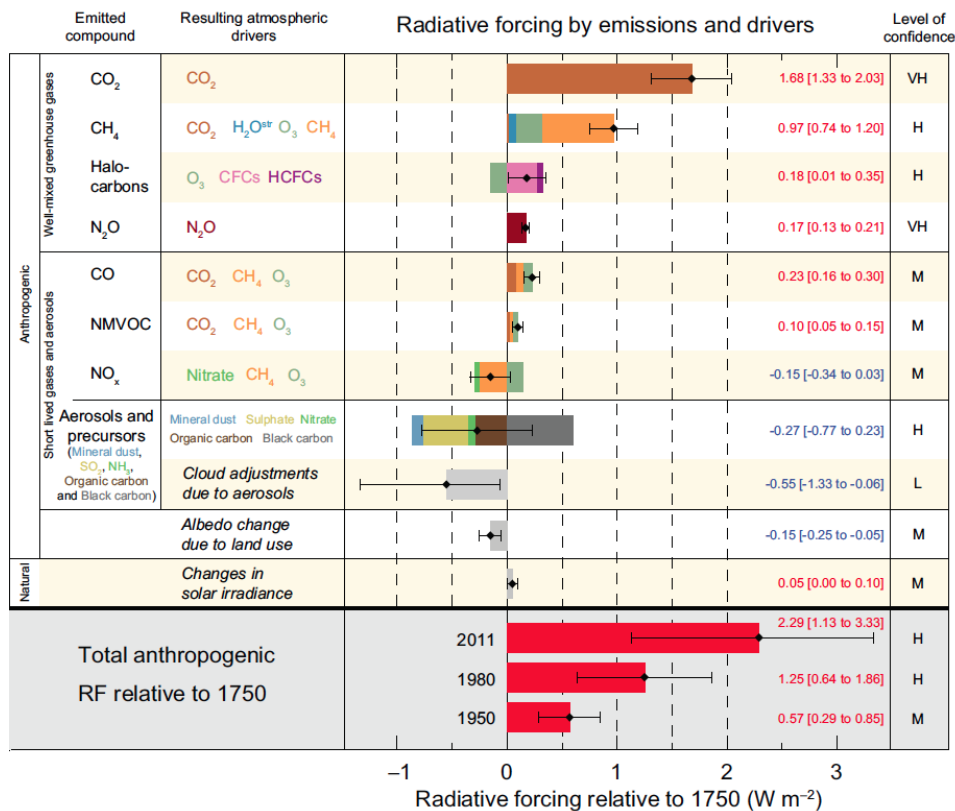


FIGURE 7 – Forçages radiatifs moyens globaux du système climatique en 2011, par rapport à 1750, déterminés dans le cadre des travaux du GIEC 2013 (IPCC 2013).

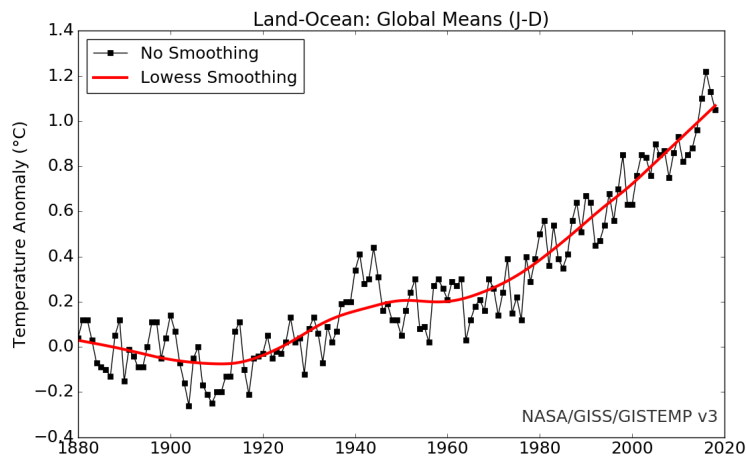
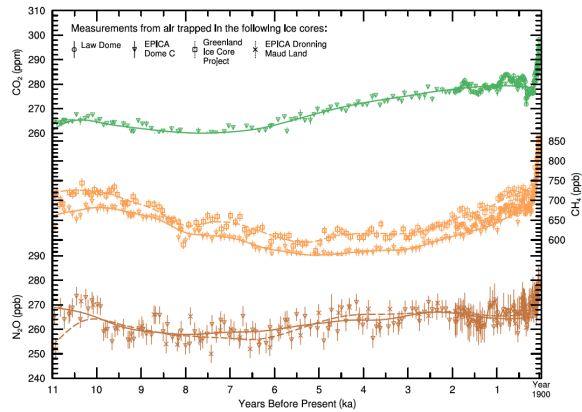


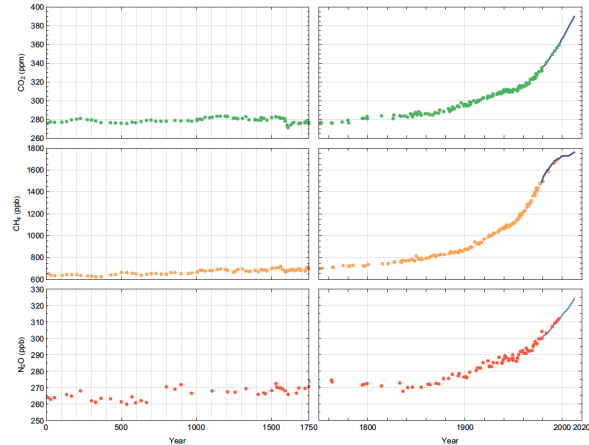
FIGURE 8 – Anomalies moyennes observées de la température de surface (terres et océans) entre 1880 et 2018 à partir de trois jeux de données, par rapport à la période 1951-1980. Les points reliés montrent les données année par année tandis que la courbe rouge est une moyenne « lissée » et glissante sur une période de 20 ans. Source : https://data.giss.nasa.gov/gistemp/graphs_v3/customize.html

3.2.1 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 milliardième. On mesure plus



(a) Holocène. Reconstruction à partir des carottes de glace (Antarctique). Source : IPCC (2013), p. 483.



(b) Période historique. Points colorés : mesures depuis les carottes de glace, traits bleus : mesures atmosphériques directes. Source : IPCC (2013), p. 493.

FIGURE 9 – 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.

facilement le rapport O_2/N_2 .

La figure 10 reporte une telle mesure, effectuée à l'observatoire du Mauna Loa à Hawaï.

On peut en déduire que la diminution de l'oxygène et l'augmentation du dioxyde de carbone correspond à peu près à la quantité d'oxygène nécessaire pour la combustion des produits carbonés.

3.3 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 de période environ 11 ans à hauteur de moins de 0,1 %. Cela ne peut en aucun cas expliquer le réchauffement troposphérique terrestre observé. De surcroît, la corrélation visible sur la figure 11 entre anomalie de température de l'atmosphère et irradiance solaire jusqu'au milieu du XX^e siècle disparaît ensuite.

3.4 Origine anthropique

Mais ces 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 une 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 l'effet de serre.

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 12a 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,

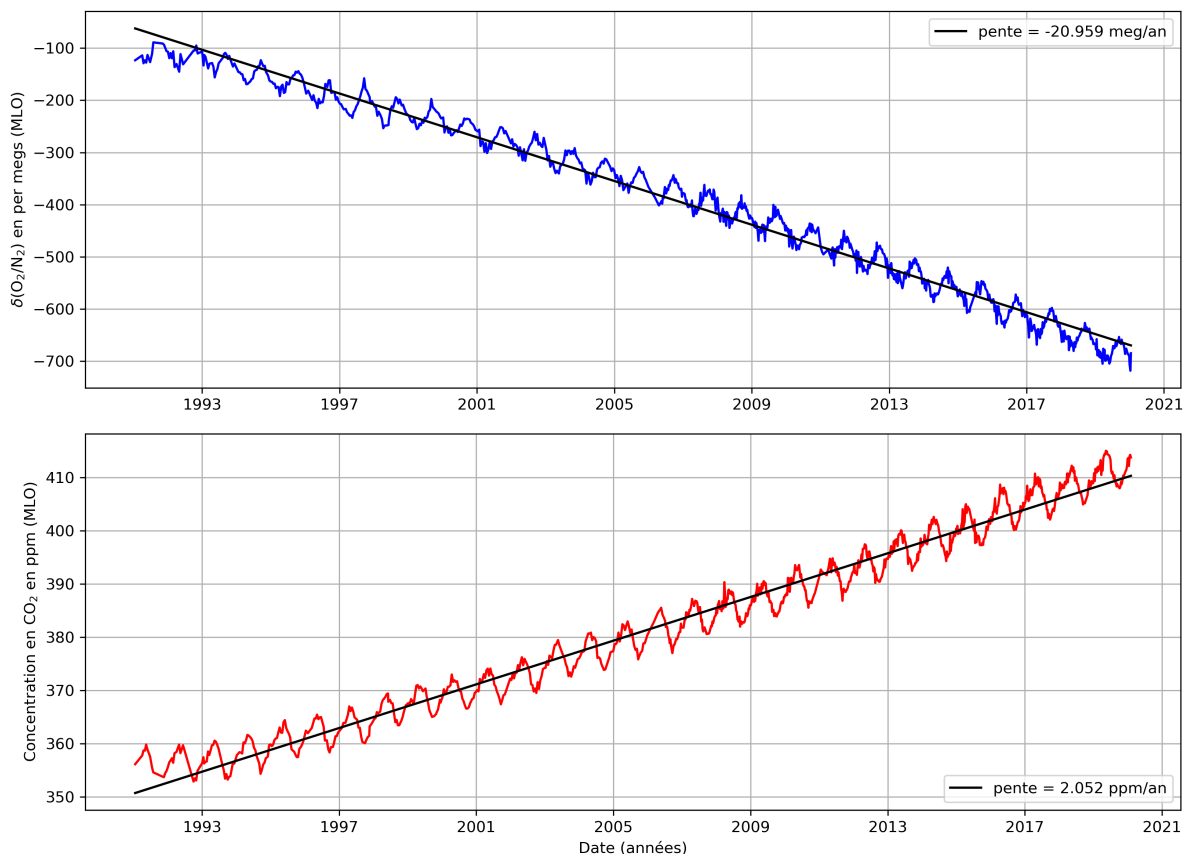


FIGURE 10 – Évolution des concentrations de dioxygène et de dioxyde de carbone dans l’atmosphère mesurées à l’observatoire du Mauna Loa (MLO – Hawaï). Les données pour tracer le graphique sont issues de la page : <http://scrippsco2.ucsd.edu/osub2sub-data.html>.

on obtient la figure 12b sur laquelle les modèles divergent par rapport aux observations à partir des années 1970.

- L’irradiance solaire ne peut expliquer le réchauffement observé (figure 11).
- On observe un refroidissement de la stratosphère qui ne peut pas être expliqué par autre chose qu’une augmentation de concentration des gaz à effet de serre.
- Par ailleurs, la rapidité de la variation de la température est sans précédent dans l’histoire géologique. La concentration en CO₂ augmente de plus de 2 ppm par an, tandis que la température moyenne s’accroît de 0,2 °C chaque décennie (IPCC 2018).

3.5 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 lente montée du niveau moyen des océans (voir figure 13) :

+ 20 cm en 117 ans (1901-2018), taux = 3,7 mm/an (2006-2018)

3.6 Les événements extrêmes

Cette section s’appuie sur Yiou 2015.

Les événements extrêmes (voir la figure 14) sont ainsi définis 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).

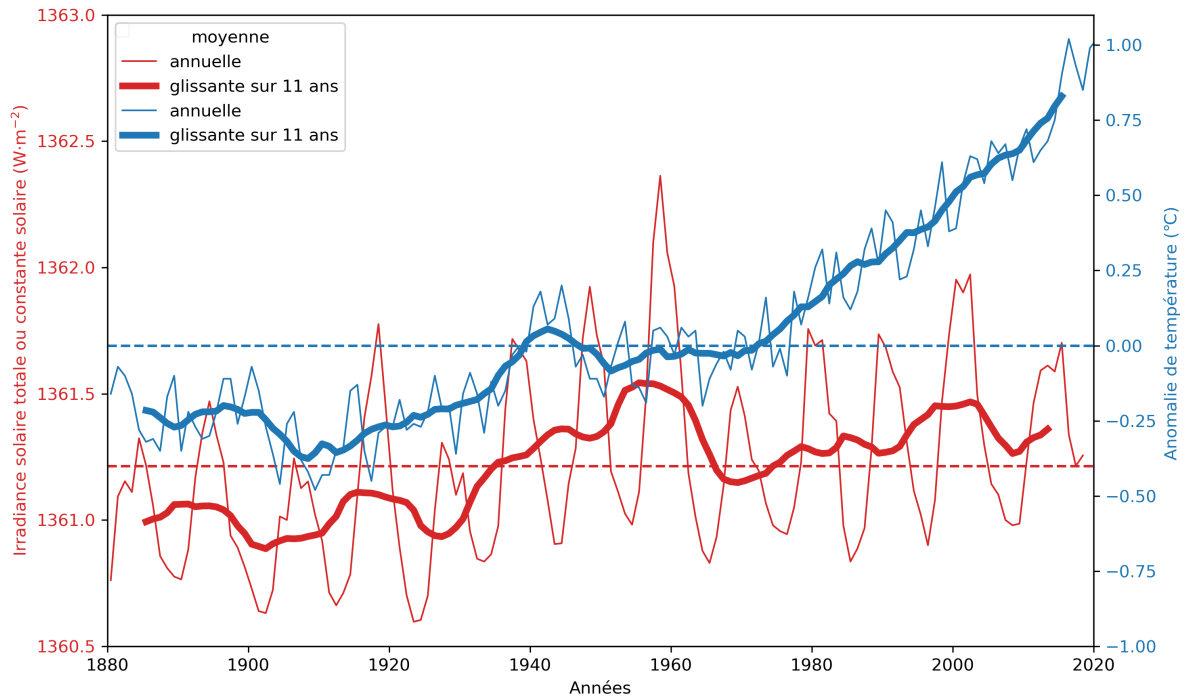
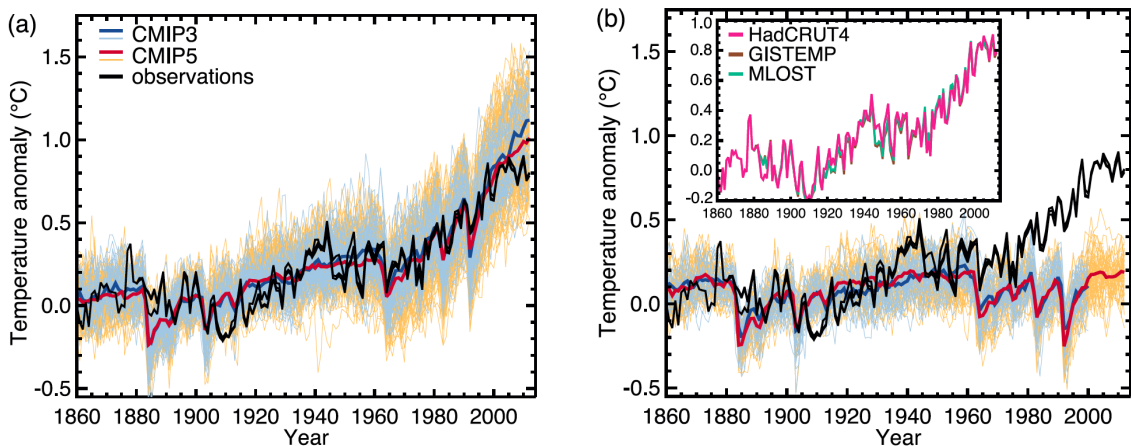


FIGURE 11 – Anomalie de température moyenne de la basse troposphère (GISTEMP v4 – <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>) par rapport à la période de référence 1951-1980 et irradiance solaire totale (Données SATIRE-T, tiré de https://spot.colorado.edu/~kopp/TSI/#TSI_data_record). Les deux jeux de données sont représentés entre 1880 et 2020, avec un 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. Cette figure a été adaptée de la page : https://climate.nasa.gov/climate_resources/189/graphic-temperature-vs-solar-activity/.



(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...).

FIGURE 12 – 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.

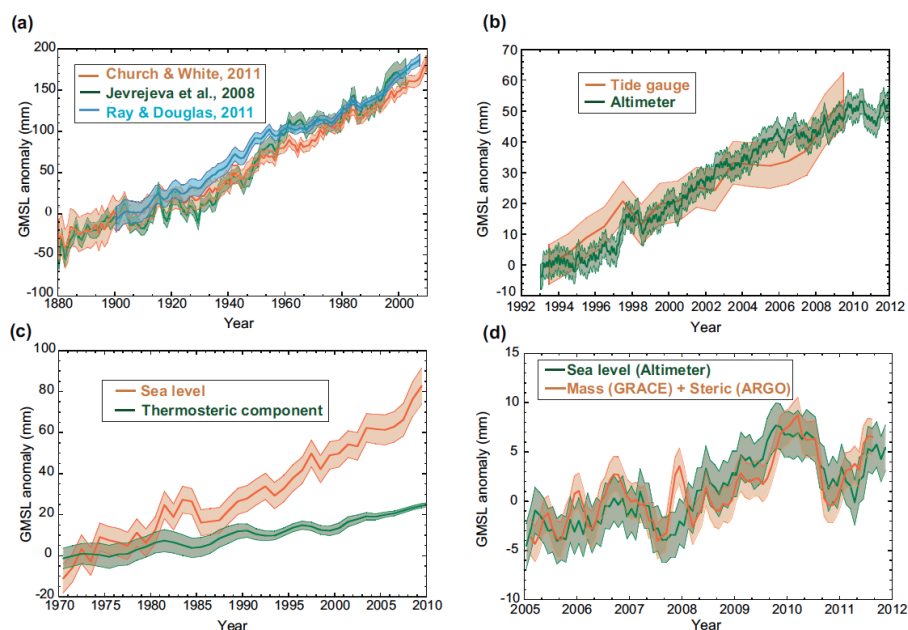


FIGURE 13 – Évolution du niveau moyen des mers sur différentes périodes. Source : GIEC 2013, p. 287., (IPCC 2013).

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.

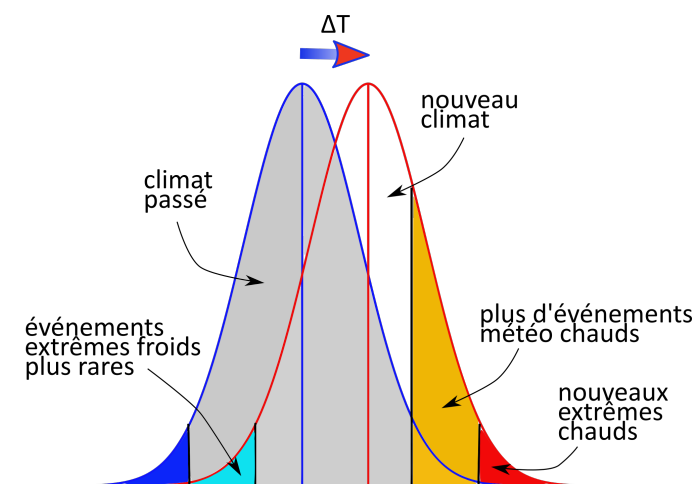


FIGURE 14 – Illustration de l'augmentation statistique des événements extrêmes dans un climat en moyenne plus chaud.

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, précipitations extrêmes et sécheresse⁵. Ce domaine émergent de la science du climat s'appelle l'attribution des événements extrêmes.

La fréquence et l'intensité de ces événements dans une région donnée, peut, quant à elle, être

5. Voir : <https://www.worldweatherattribution.org/>

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.

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.

3.7 En résumé...

On peut résumer de manière factuelle le réchauffement climatique par les données suivantes :

- Température moyenne de l'atmosphère à la surface de la Terre due à l'effet de serre, sans réchauffement : $T_{\text{surf}} \simeq +15 \text{ }^\circ\text{C}$.
- Anomalie moyenne de la température (2011-2022) de l'atmosphère à la surface de la Terre par rapport à la période 1850-1900 : $\Delta T_{\text{effet de serre}} = +1,1 \text{ }^\circ\text{C}$.
- Taux d'augmentation de l'anomalie de température moyenne à la surface de la Terre : $+0,22 \text{ }^\circ\text{C}/\text{décennie}$.
- Effet de serre « normal » $\Delta P = +159 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (puissance stockée dans l'atmosphère, les continents et les océans).
- Effet de serre additionnel (aujourd'hui) $\Delta P_{\text{réchauffement}} = +2,72 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.
- 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 : $+2 \text{ ppm}/\text{an}$.
- Niveau des océans : $+20 \text{ cm}$ en 117 ans (1901-2018), taux = $3,7 \text{ mm}/\text{an}$ (2006-2018).

3.8 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 15). Les mesures de hauteurs moyennes de l'océan Atlantique à Brest depuis près de deux siècles montrent également une augmentation (figure 16). 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 17).

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 Écrins⁶ sur les figures 18a à 18d; les mesures effectuées traduisent cela quantitativement à l'aide, notamment, des bilans de masse (figure 18e). Le bilan de masse d'un glacier consiste à mesurer l'accumulation des précipitations (hivernale) sous forme solide transformée en hauteur d'eau, auquel on retranche la masse de glace (transformée en hauteur d'eau) perdue par ablation (estivale).

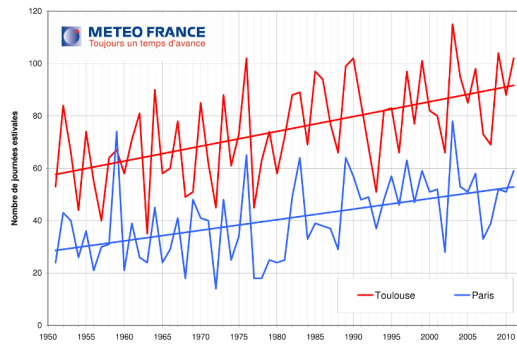
On observe également des conséquences plus lointaines du réchauffement climatique, comme la progression vers le nord ou bien en altitude en montagne de certaines espèces de plantes ou d'animaux.

4 Scénarios pour le futur

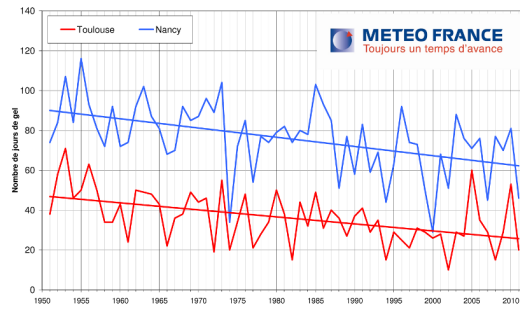
Les climatologues ne peuvent pas faire de prédictions (modèles imprécis, évolution socio-économique de l'activité humaine incertaine...), mais calculent à l'aide de leurs modèles numériques des *scénarios* pour le futur, faisant telle ou telle hypothèse sur l'activité humaine.

Le rapport du GIEC de 2013 présente quatre scénarios RCP (pour *Representative Concentration Pathway*) pour différentes trajectoires de forçages radiatifs :

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



(a) Évolution du nombre annuel de journées estivales ($T > 25\text{ °C}$) à Toulouse et Paris depuis 1951. On constate 4 à 5 jours de températures « estivales » de plus en moyenne chaque année tous les 10 ans. Source : <http://www.developpement-durable.gouv.fr/Nombre-de-journees-estivales.html>



(b) Évolution du nombre annuel de jours de gel à Toulouse et Nancy depuis 1951. On constate 3 à 5 jours de moins en moyenne chaque année tous les 10 ans. Source : <http://www.developpement-durable.gouv.fr/Nombre-de-jours-de-gel.html>

FIGURE 15 – Quelques mesures de températures moyennes en France depuis 1951, par Météo France.

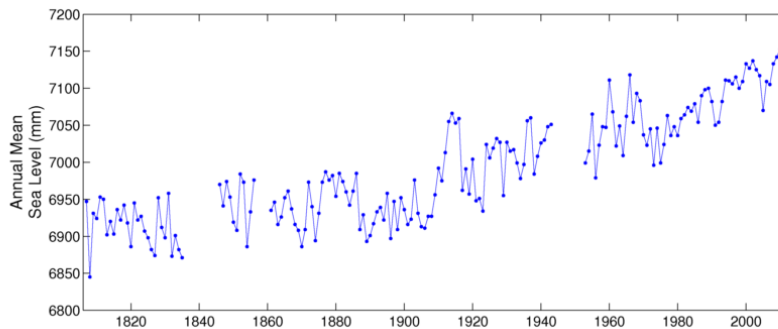


FIGURE 16 – Moyenne annuelle du niveau de la mer à Brest depuis le début du XIX^e siècle. Source : <http://www.psmsl.org/data/obtaining/stations/1.php>.

- RCP2.6 = $+2.6\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en 2100 (fortes réductions de GES)
- RCP4.5 = $+4.5\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en 2100
- RCP6.0 = $+6.0\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en 2100
- RCP8.5 = $+8.5\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ en 2100 (prolongation du scénario actuel)

Ces quatre scénarios sont représentés sur la figure 19. Les prédictions sur différentes observables selon ces scénarios sont indiqués sur les figures 20.

5 Réchauffement climatique et société

5.1 Le GIEC

Cette partie est basée sur Jouzel & Debroise (2014).

La communauté scientifique s'organise :

1979 : L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) crée le *Programme de Recherche Mondial sur le Climat* (PRMC)

1986 : *Programme International Géosphère-Biosphère* lancé par le *Conseil International pour la Science*.

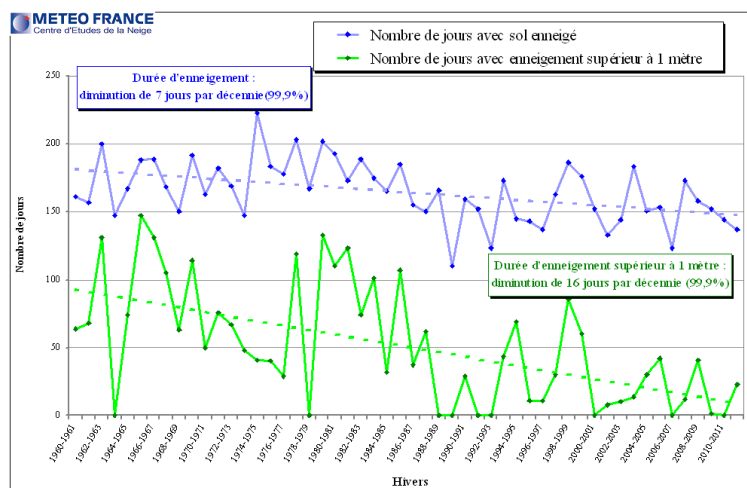
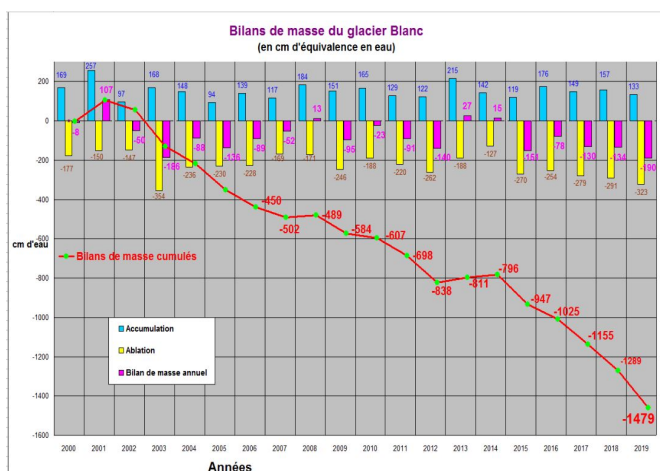
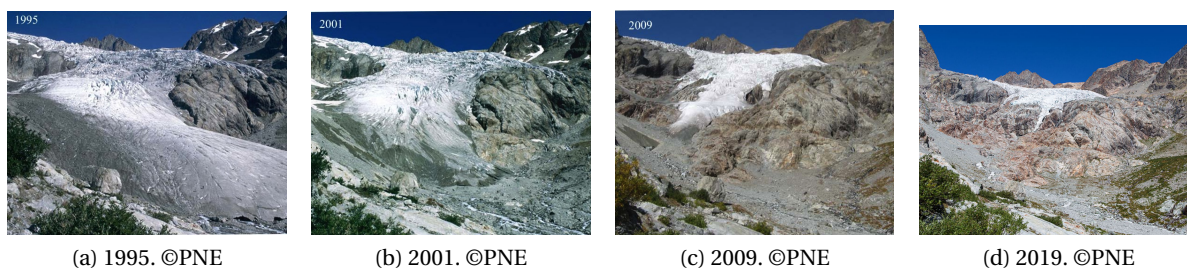


FIGURE 17 – Durée d'enneigement au col de Porte (1325 m, massif de Chartreuse). Source : http://www.cnrn-game.fr/IMG/pdf/lesaffaire_aic_2012.pdf



(e) Évolution du bilan de masse (cumulé) du glacier Blanc dans le massif des Écrins entre 2000 et 2019

FIGURE 18 – Évolution visuelle et quantitative du glacier Blanc, dans le massif des Écrins, entre 1995 et 2019. ©Parc National des Écrins.

Les gouvernements lancent le GIEC :

1986 : l'OMM et le Programme des Nations Unies pour l'Environnement lancent le **Groupe Intergouvernemental d'Experts du Climat** (GIEC ou IPCC en anglais) : <http://www.ipcc.ch>.

But : « faire le point, synthétiser et résumer les connaissances, pour fournir une base d'information et de réflexion aux décideurs politiques. »

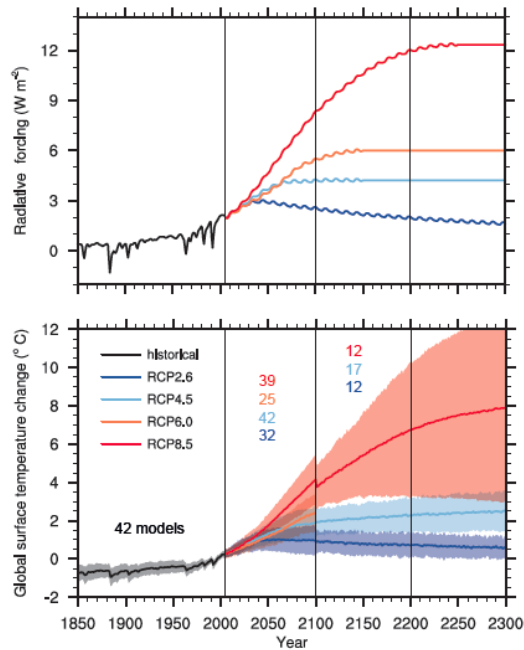


FIGURE 19 – En haut, les forçages radiatifs pour les quatre scénarios RCP. En bas, l'augmentation de la température moyenne annuelle de l'air en surface (par rapport à 1986-2005) pour les quatre scénarios. Les nombres de couleur indiquent le nombre de modèles utilisé par scénario; la discontinuité à 2100 provient de la différence du nombre de modèles et n'est pas physique. Source : GIEC 2013 (IPCC 2013), p. 89.

Des milliers de scientifiques de disciplines très diverses qui devront synthétiser leur expertise en quelques pages destinées aux responsables politiques, que les délégués (de 170 états) devront adopter à l'unanimité.

Et ça fonctionne!!

1988 : première réunion du GIEC à Genève

1989 : résolution des Nations Unis, les états membres « *s'engagent à commencer des négociations devant conduire à une convention sur l'effet de serre.* »

Six séries de rapports : 1990, 1995, 2001, 2007, 2013, 2021

2007 : **Prix Nobel de la Paix** avec Al Gore pour *l'éveil des consciences sur les risques du changement climatique.*

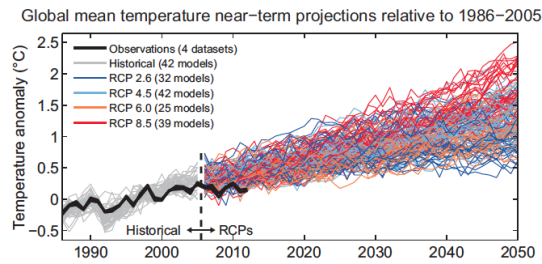
2009 : le *climategate* = publication d'une série de mails piratés échangés par des chercheurs britanniques. Une interprétation hors contexte pouvait suggérer que des données avaient été falsifiées. En fait, il n'en était rien, comme le montrèrent différentes enquêtes, mais leurs résultats n'ont pas eu le même écho médiatique que le vol de courriels...

Le GIEC a subi beaucoup d'attaques de climatosceptiques qui guettent la moindre faille dans ses rapports = force pour le GIEC, finalement, qui peut se targuer de publier des rapports supportant la critique minutieuse!

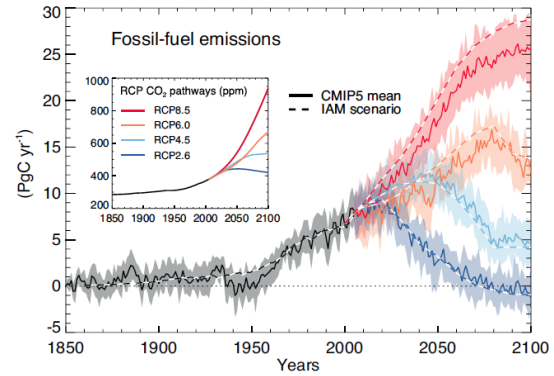
2010 : audit externe sur le fonctionnement du GIEC par le Conseil Inter-Académique = les processus d'évaluation du GIEC sont validés.

Fonctionnement - Trois groupes de travail :

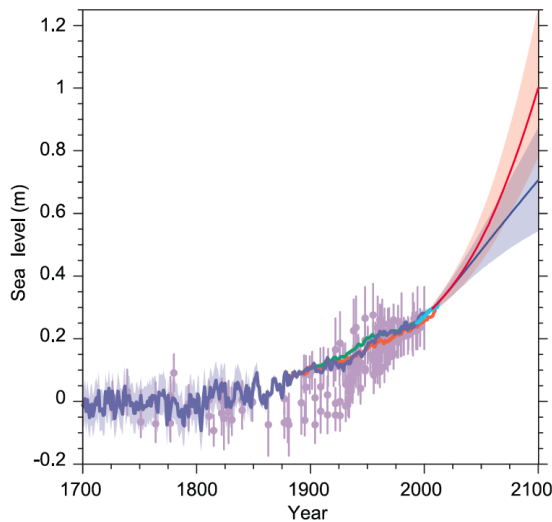
- Groupe 1 - « éléments scientifiques »
- Groupe 2 - « impacts, adaptations et vulnérabilité »
- Groupe 3 - « mesures d'atténuation »



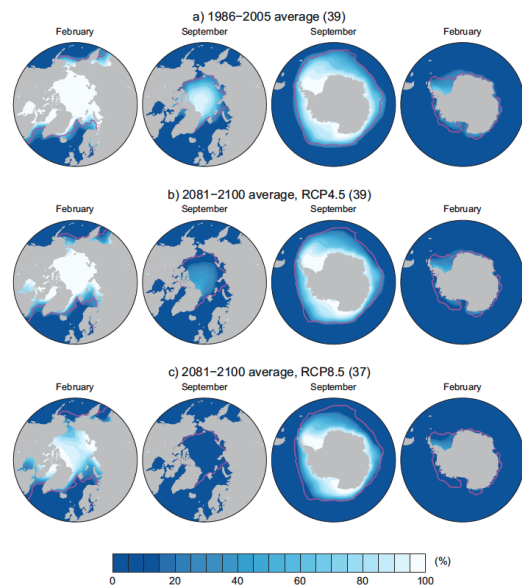
(a) Projection de l'anomalie de température annuelle pour les quatre scénarios RCP. Source : GIEC 2013 (IPCC 2013), p. 87.



(b) Prédiction de l'émission annuelle de CO₂ (en PgC/an) pour les quatre scénarios RCP. Source : GIEC 2013 (IPCC 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, (IPCC 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, (IPCC 2013), p. 1089.

FIGURE 20 – Projection des scénarios RCP pour la température, les émissions de CO₂, le niveau des océans, et la taille des banquises à différentes échéances.

5.2 Les Conférences des Parties (COP)

1992 : **sommet de la Terre** à Rio de Janeiro = les responsables politiques s'engagent = signature de la *Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC)*.

2015 : CCNUCC ratifié par 196 « parties prenantes » (195 états + UE).

1995 : première réunion des « parties » à Berlin.

1997 : COP3 à Kyoto - **Protocole de Kyoto** = objectif chiffré de réduction des émissions de GES, avec des engagements différents selon les pays. Non ratifié par les États-Unis.

2002 : COP8 à New Dehli = programme de sensibilisation du public.

2003 : COP9 à Milan = fonds spécial changement climatique (financement de technologies pour s'adapter).

2007 : COP13 à Bali = « **Objectif 2 °C** » = seuil d'adaptation, au-delà duquel tout deviendrait plus compliqué! Nécessite de diviser par deux les émissions d'ici 2050...

2009 : COP15 à Copenhague = l'espoir de faire le point sur le protocole de Kyoto avant de mettre sur les rails une deuxième phase est déçu. Un accord final non contraignant sur la réduction des GES...

2015 : COP21 à Paris = Accords de Paris; l'objectif est de contenir le réchauffement sous les 2°C. Chaque pays donne sa feuille de route, mais elle n'est pas contraignante!

Références

- Blanc G. & Noûs C., Physique et Enjeux de Société (OPUS | Université Paris Cité 2023), URL <https://opus.u-paris.fr/catalog/download/5/19/1252>.
- IPCC (2013), Climate Change 2013 The Physical Science Basis, Technical report, GIEC.
- IPCC (2018), Global warming of 1.5 °C, Technical report, IPCC, URL <https://www.ipcc.ch/sr15/>.
- Jouzel J. & Debroise A., Le défi climatique, objectif +2 °C (Dunod 2014).
- 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, ISSN 0003-0007, 1520-0477, URL https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/90/3/2008bams2634_1.xml.
- Yiou P., Le Temps s'est-Il Détraqué ? Comprendre Les Catastrophes Climatiques (Buchet-Chastel 2015).