

L'effet de serre atmosphérique

Jean POITOU

1. GÉNÉRALITÉS

Le climat de la terre est déterminé par une machine thermique à deux fluides, l'atmosphère et l'océan, qui reçoit son énergie du soleil. Le système est en équilibre stationnaire si la quantité d'énergie reçue est contrebalancée par la quantité d'énergie qui part vers l'espace. La rupture de l'équilibre entraîne une évolution du climat dans le sens qui rétablira l'équilibre. Une évolution beaucoup plus lente que le phénomène qui a causé la rupture de l'équilibre.

De façon naturelle, les conditions de l'équilibre dépendent de l'amplitude de ce qu'on appelle « l'effet de serre », la résultante d'un ensemble de processus qui, finalement, détermine la température aux différentes altitudes dans la troposphère. Le paramètre régissant l'amplitude de l'effet de serre est la concentration atmosphérique d'un certain nombre de gaz, présents à l'état de trace, mais qui ont la propriété d'être très absorbants pour le rayonnement infrarouge, celui qui in-fine pourra renvoyer dans l'espace la chaleur provenant du rayonnement solaire.

Le fonctionnement de l'effet de serre nécessite une atmosphère fortement absorbante pour le rayonnement en jeu, ayant une extension verticale nettement supérieure au libre parcours moyen des photons, et présentant un gradient vertical marqué de température. Ces conditions réunies pour la Terre permettent d'avoir une température moyenne de 15°C à la surface alors que l'équilibre radiatif planétaire correspond à une température de -18°C.

L'adjonction de gaz à effet de serre qui s'accumule dans l'atmosphère rompt l'équilibre radiatif, ce qui va entraîner une évolution du climat, progressive mais inéluctable, touchant à la température mais aussi aux autres aspects du climat, et dont l'amplitude dépendra de la quantité totale de gaz injecté dans l'atmosphère.

2. ÉQUILIBRE RADIATIF

La Terre reçoit du soleil toute l'énergie qui fait fonctionner la machine climatique (le flux géothermique de 0,06 W/m² en moyenne, est négligeable par rapport au flux solaire moyen de 340 W/m²). 70 % du rayonnement solaire est absorbé par la Terre (surface et atmosphère), les 30% restants étant rediffusé vers l'espace. La Terre envoie vers l'espace du rayonnement infrarouge. Elle est dans une situation climatique stable si la quantité de rayonnement qui sort (solaire rétrodiffusé + infrarouge thermique) équilibre en moyenne la quantité de rayonnement solaire qui entre. Il est trivial que s'il sort moins de rayonnement qu'il en entre, la Terre va se réchauffer, et inversement elle va se refroidir s'il sort plus de rayonnement qu'il n'en entre.

Avec un flux solaire de 340 W/m² et un albédo (fraction du rayonnement qui est réfléchi) de 30 %, les lois du corps noir donnent pour la température radiative moyenne de la Terre : 255 K soit -18°C. La température moyenne à la surface du globe est approximativement de 15°C. Cette différence provient de ce qu'on appelle « l'effet de serre », qui est lié au fait que certains gaz de l'atmosphère absorbent le rayonnement infrarouge thermique.

3. HISTORIQUE DE L'EFFET DE SERRE

C'est dans la deuxième moitié du 18^{ème} siècle qu'eurent lieu les premières expériences sur ce que nous appelons « effet de serre ». Le naturaliste suisse Horace-Bénédict de Saussure voulait voir si la quantité de chaleur apportée par le soleil variait avec l'altitude puisque la température baissait avec l'altitude. Il a fabriqué son « héliothermomètre », une espèce de serre à triple vitrage : une boîte en bois doublée intérieurement d'une épaisse couche de liège peinte en noir, fermée par trois vitres successives, avec un thermomètre dans chaque compartiment (voir Figure 1).

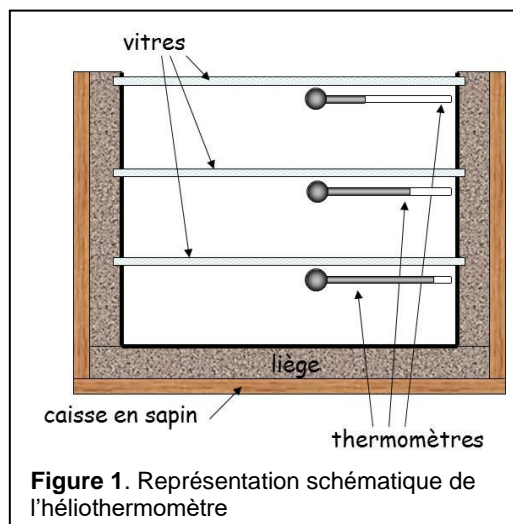


Figure 1. Représentation schématique de l'héliothermomètre

Dans sa boîte exposée au soleil, la température obtenue croissait de l'extérieur vers l'intérieur, pour atteindre 87,7 ° Réaumur (soit 109,6°C) dans le compartiment le plus interne.

3.1. LA DÉCOUVERTE DE L'EFFET DE SERRE

La première description de l'effet de serre atmosphérique a été donnée par Fourier en 1824. « La Terre est ainsi plongée dans la température du ciel planétaire mais elle est échauffée par les rayons solaires dont l'inégale distribution produit la diversité des climats. Tous les effets terrestres de la chaleur du Soleil sont modifiés par l'interposition de l'atmosphère et la présence de l'océan. Les grands mouvements de ces fluides rendent la distribution des températures plus uniforme. [...] La température de la surface terrestre est augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacles pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air, lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure ».

En 1838, Pouillet mesure le flux de chaleur provenant du soleil, qu'on baptisera par la suite « constante solaire », bien que cette quantité soit légèrement variable. Il identifie les deux gaz principaux responsables de « l'effet de serre » naturel : le dioxyde de carbone (CO₂) et la vapeur d'eau.

En 1859, l'irlandais Tyndall mesure l'absorption des infrarouges par différents gaz : CO₂, vapeur d'eau, divers hydrocarbures. Il comprend le principe du refroidissement radiatif nocturne responsable de la rosée et de la gelée blanche et le rôle climatique des gaz à effet de serre. « Enlevez pour une seule nuit d'été la vapeur d'eau au-dessus de ce pays et vous détruirez toute plante qui ne résiste pas au gel. ... Sans altérer sensiblement la transparence de l'atmosphère, son absence ouvrirait une large porte pour la fuite de la chaleur de la terre vers l'infini ».

3.2. LE PREMIER CALCUL DE L'IMPACT CLIMATIQUE DE L'EFFET DE SERRE

C'est au Suédois Arrhenius qu'on doit le premier calcul de l'effet climatique du CO₂. Il voulait déterminer si une variation naturelle plausible de la concentration atmosphérique du CO₂ pourrait expliquer les alternances de périodes glaciaires et interglaciaires dont l'occurrence avait été mise en évidence au cours du 19^{ème} siècle. S'appuyant sur des mesures de la transmission des infrarouges provenant de la lune à diverses latitudes et altitudes, il calcule, par bandes de latitude, l'effet qu'une variation de la concentration du dioxyde de carbone atmosphérique aurait sur le climat.

Son papier de 1896 montre qu'un doublement du CO₂ produirait un réchauffement général d'environ 5°C, plus élevé aux hautes latitudes. Il a même prédit que l'accumulation du CO₂ produit par la combustion du charbon allait entraîner un réchauffement de la terre qu'il appelait de ses vœux car ainsi l'agriculture pourrait s'accroître pour répondre aux besoins des populations croissantes, dans un climat plus égal à la surface du globe. C'est Arrhenius qui a baptisé ce pouvoir réchauffant de l'atmosphère « effet de serre », en référence à l'expérience de Saussure.

3.3. LA CONTESTATION

Comme on pouvait s'y attendre face à une nouvelle théorie, il allait y avoir des contestations. La plus sérieuse est celle de Knut Angström : en 1902, il a fait réaliser dans son laboratoire la mesure de l'absorption des infrarouges par une certaine quantité de CO₂ représentative du contenu total de la colonne atmosphérique. L'expérience a été répétée en multipliant et en divisant par 2 la quantité de CO₂ traversée par le rayonnement. La variation d'absorption a été minime. Il en a conclu qu'un doublement du CO₂ atmosphérique ne pouvait pas provoquer les variations de température prédites par Arrhenius. Nous verrons plus loin pourquoi cette conclusion est erronée.

Une autre voie de contestation est liée au nom même « effet de serre ». En 1909 Wood mesure la température dans une serre fermée en haut par une plaque de verre opaque aux infrarouges, et dans une serre similaire fermée par une plaque de sel transparent aux infrarouges. Il ne trouve pas de différence notable : la plaque qui ferme la serre bloque la convection de l'air empêchant ainsi la chaleur d'être évacuée avec l'air chaud. Cette mesure sera reprise avec beaucoup de soins par Spencer en 2013. Le résultat est que l'absorption des infrarouges par la vitre a une contribution faible mais non négligeable au réchauffement produit dans la serre.

4. QU'EST VRAIMENT L'EFFET DE SERRE ?

4.1. TRANSMISSION DU RAYONNEMENT LUMINEUX (UV, VISIBLE, IR) PAR L'ATMOSPHÈRE

L'atmosphère est composée essentiellement d'azote et d'oxygène, mais aussi d'un certain nombre de gaz à l'état de traces (voir le tableau 1) qui présentent des raies d'absorption, essentiellement des modes de vibration,

dans la gamme de longueur d'onde de l'infrarouge thermique, c'est-à-dire au-delà de 2,5 μm . C'est le cas des molécules dissymétriques et de celles constituées de 3 atomes ou plus.

Le domaine spectral de la lumière venant du soleil s'étend de l'ultraviolet au proche infrarouge. Une part appréciable des courtes longueurs d'onde du spectre solaire est absorbée par l'ozone dans la stratosphère ou affectée par la diffusion de Rayleigh, diffusion de la lumière sur les molécules du gaz, dont l'amplitude varie comme λ^{-4} (λ est la longueur d'onde). En l'absence de nuages et d'aérosols, l'atmosphère est transparente pour la plus grande partie du reste du spectre solaire dans le visible et le proche infrarouge comme le montre la figure 2 ci-dessous.

Gaz	Formule chimique	Abondance (volume) en %
Azote	N_2	78,08
Oxygène	O_2	20,95
Vapeur d'eau	H_2O	0 à 4 (dépend de la température)
Argon	A	0,93
Dioxyde de carbone	CO_2	0,039
Néon	Ne	0,0018
Hélium	He	0,0005
Méthane	CH_4	0,00017
Krypton	Kr	0,0001
Hydrogène	H_2	0,00005
Xénon	Xe	0,00008
Oxyde nitreux	N_2O	0,00003
Ozone	O_3	0,000004

Tableau 1 : Composition de l'air. Les pourcentages des gaz autres que la vapeur d'eau sont donnés pour l'air sec. En rouge, les gaz qui absorbent des infrarouges.

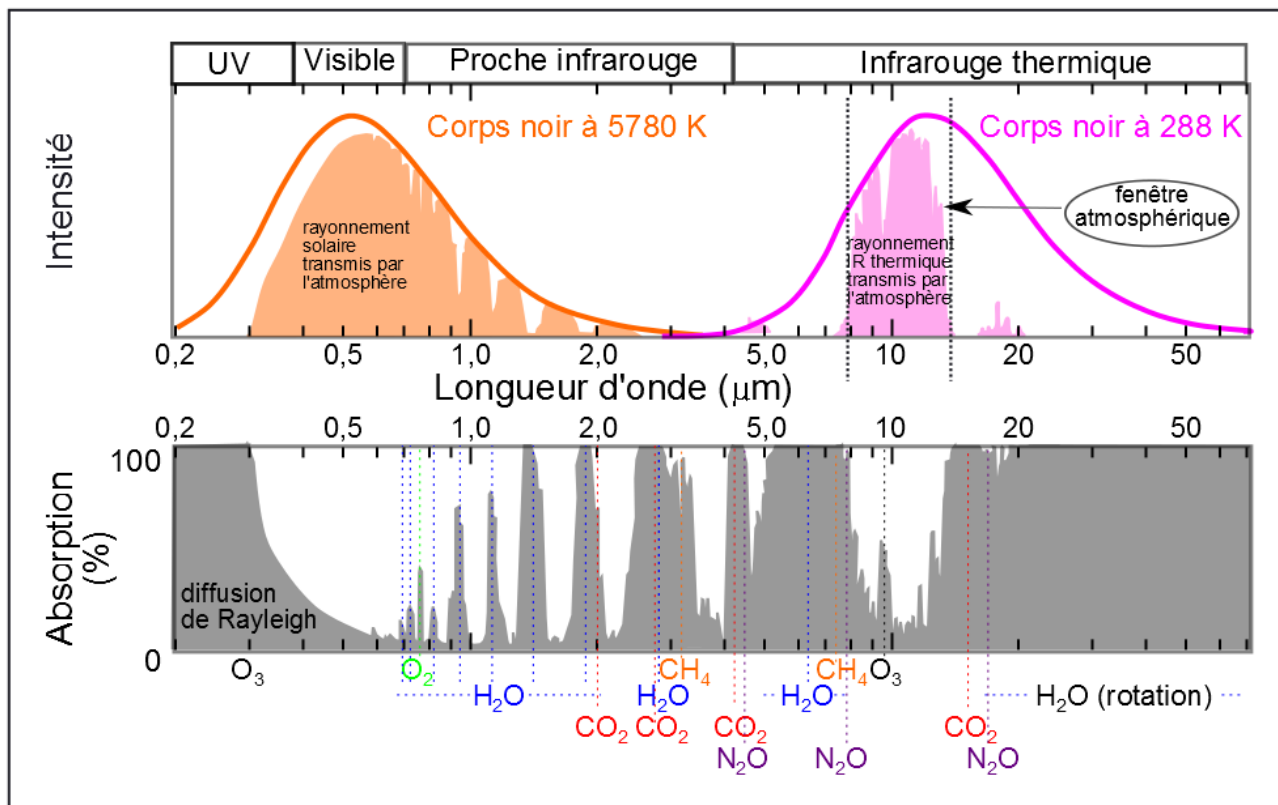


Figure 2. En haut : en orange, spectre d'émission du corps noir proche du spectre d'émission du soleil, et la fraction atteignant la surface terrestre après traversée de l'atmosphère ; en rose, spectre d'émission à 288 k, température moyenne de la surface terrestre, et la fraction qui ressort dans l'espace ; noter la "fenêtre atmosphérique" autour de 10 μm .

En bas, absorption par la colonne atmosphérique du rayonnement émis au niveau du sol. Les domaines de contributions des principaux gaz naturellement présents dans l'atmosphère sont indiqués sous la figure pour le domaine de longueurs d'ondes du rayonnement solaire et du rayonnement thermique terrestre. L'atmosphère piège aussi une partie du rayonnement aux courtes longueurs d'onde à cause de la diffusion de la lumière par les molécules (diffusion de Rayleigh).

La surface terrestre émet un rayonnement infrarouge « thermique ». Pour une grande part des longueurs d'onde de ce rayonnement thermique émis par la terre, l'atmosphère est opaque (l'absorption est dite "saturée") sauf essentiellement dans un domaine de longueurs d'onde restreint, entre 8 et 14 μm , la "fenêtre atmosphérique", bien visible sur la figure, qui est utilisée pour les observations spatiales de la terre, par exemple par les satellites météorologiques.

4.2. ÉCHANGES D'ÉNERGIE ENTRE L'ESPACE, L'ATMOSPHÈRE ET LA SURFACE DU GLOBE

La Terre reçoit son énergie du soleil. Compte tenu de la distance soleil Terre (150 millions de km), le flux d'énergie solaire atteignant la terre est de 1360 W/m^2 . La Terre est une sphère dont évidemment à tout instant seule une moitié est éclairée par le soleil, avec une incidence dépendant de l'heure et de la latitude. Il en résulte géométriquement que le flux moyen à la surface du globe est de 340 W/m^2 , maximum au voisinage de l'équateur et décroissant avec la latitude. La machine climatique va transporter la chaleur et réduire ce contraste latitudinal.

4.2.1. La machine climatique

La chaleur est transportée de l'équateur vers les pôles par les 2 fluides de l'enveloppe terrestre : l'océan et l'atmosphère. Si les vents et les courants marins assurent le déplacement des fluides, la chaleur latente joue un rôle essentiel dans ce transport : l'évaporation de l'eau absorbe une quantité de chaleur importante, essentiellement sur les océans. Cette chaleur sera restituée là où la vapeur se condensera pour redonner de l'eau liquide voire de la glace.

Le transport vertical au sein de l'atmosphère se fait par convection. Le processus de convection adiabatique.

L'air chaud, plus léger que l'air ambiant, monte du fait de la poussée d'Archimède. La pression décroissant avec l'altitude (Figure 3), le gaz ascendant se détend et se refroidit adiabatiquement, ce qui accroît sa densité, jusqu'à ce qu'il ait atteint la densité de l'air ambiant et donc ne monte plus. En atmosphère sèche, cela correspond à un gradient de $10,5^\circ\text{C}$ par km d'altitude. Un air humide voit sa montée accompagnée de condensation de la vapeur d'eau, ce qui limite le gradient à $6,5^\circ\text{C}$ par km environ.

Le climat interagit avec l'environnement. Une modification du climat peut être amplifiée ou réduite par des rétroactions de l'environnement sur le climat. Un exemple simple est celui du refroidissement ou du réchauffement des régions polaires qui provoquent l'accumulation ou de la fonte de la neige, il s'ensuit respectivement une augmentation ou une diminution de l'albédo et donc un refroidissement ou un réchauffement supplémentaire. On a ici un effet amplificateur, on parle de rétroaction positive.

4.2.2. Les transferts d'énergie

La figure 4 détaille les divers transferts d'énergie. L'essentiel de l'absorption de l'énergie solaire se fait à la surface du globe, sur l'océan et sur les continents. Cette énergie va chauffer la surface qui, à son tour va transmettre de la chaleur à l'atmosphère. L'atmosphère est chauffée par le bas.

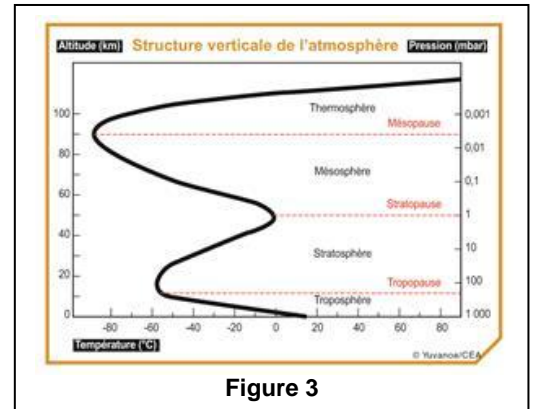


Figure 3

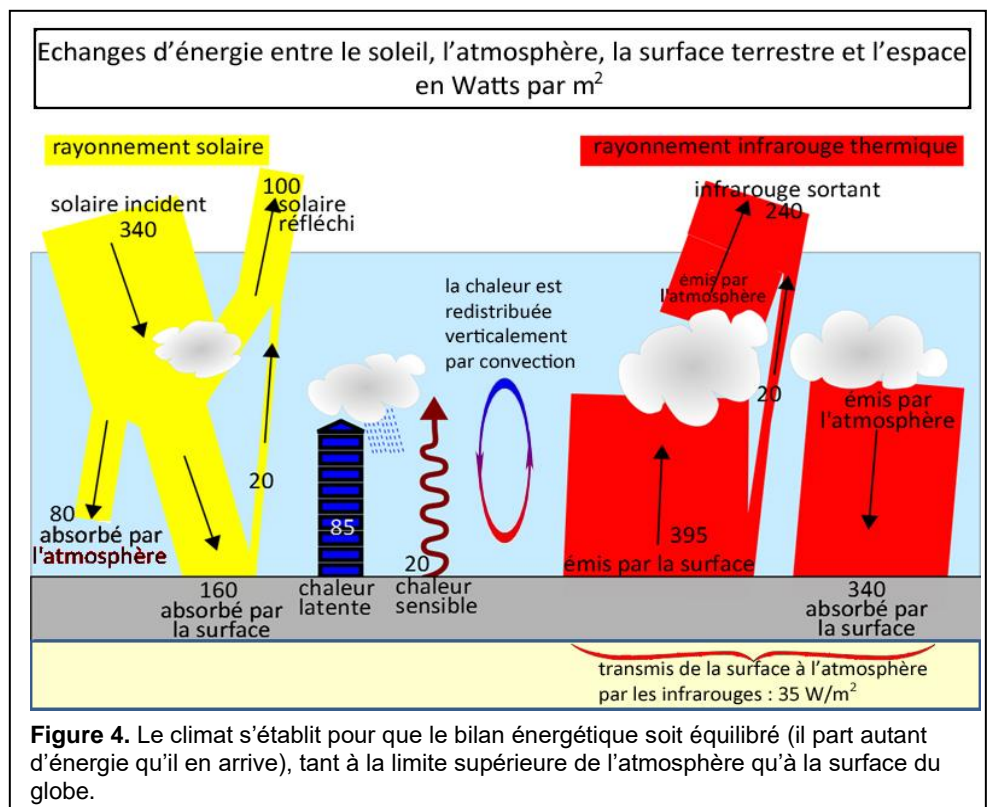


Figure 4. Le climat s'établit pour que le bilan énergétique soit équilibré (il part autant d'énergie qu'il en arrive), tant à la limite supérieure de l'atmosphère qu'à la surface du globe.

La transmission de chaleur à l'atmosphère fait appel à 3 mécanismes différents :

- La conduction thermique. La chaleur ainsi transmise est désignée sous le nom de chaleur sensible
- La chaleur latente qui a été évoquée au paragraphe précédent
- Le rayonnement infrarouge que, comme tout corps à température absolue non nulle, la surface émet, vers le haut

Au sein de l'atmosphère, la convection transporte de la chaleur vers de plus hautes altitudes. L'essentiel, environ 95 %, du rayonnement infrarouge émis par la surface est absorbé au sein de l'atmosphère qu'il réchauffe.

Mais, conformément à la loi de Kirchoff, les molécules de l'atmosphère qui absorbent un rayonnement, sont également émettrices du même rayonnement. Ce rayonnement est émis de façon isotrope : la moitié vers le haut et la moitié vers le bas. Du fait du gradient vertical de température, la quantité d'énergie émise décroît avec l'altitude. L'énergie qui part vers l'espace est composée de la part réfléchi du rayonnement solaire incident, et pour presque la totalité du reste par du rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère. Comment cela fonctionne-t-il ?

4.3. LE FONCTIONNEMENT DE L'EFFET DE SERRE

Comme on le voit sur la figure 2, les bandes d'absorption des infrarouges sont presque toutes saturées. Le rayonnement infrarouge émis par la surface ne parvient qu'en très faible quantité au sommet de l'atmosphère. Le rayonnement qui quitte l'atmosphère doit être émis à une altitude telle que la quantité de gaz à effet de serre situé au-dessus du point d'émission ne soit pas suffisante pour absorber ce rayonnement. Appelons h l'altitude d'émission de ce rayonnement. Que se passe-t-il quand on augmente la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre. Prenons le cas d'un gaz bien mélangé à l'atmosphère comme le CO_2 . Le schéma de principe de ce qui se produit est exposé sur la figure 5.

Partons de la situation initiale, le climat est équilibré, les infrarouges sortants sont émis à l'altitude h_1 . Augmentons la concentration de CO_2 . Ce gaz se mélange rapidement dans toute l'atmosphère. La quantité de CO_2 au-dessus de h_1 est donc maintenant trop grande pour laisser sortir le rayonnement émis en h_1 . Il faut atteindre l'altitude h_2 supérieure à h_1 pour que le rayonnement émis à cette altitude puisse quitter la Terre. Mais en raison du gradient vertical de température, la température est plus faible en h_2 qu'en h_1 . Le flux d'énergie émis va donc décroître, et ne va plus équilibrer le bilan énergétique, la Terre va recevoir plus d'énergie qu'elle n'en émet. Et donc la température va augmenter.

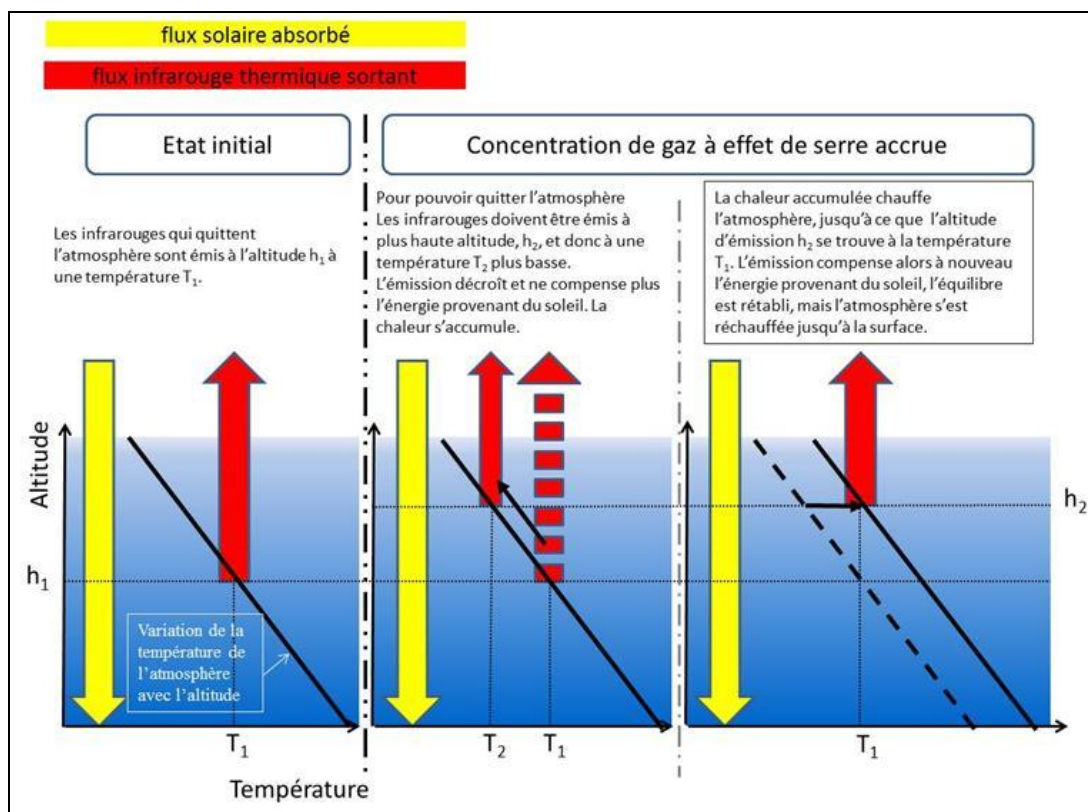


Figure 5. Représentation schématique d'un effet de l'accroissement de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère

Le gradient vertical de température n'est pas affecté par ces petites variations de la composition atmosphérique. C'est donc toute la colonne atmosphérique qui va se réchauffer, de la surface au haut de la troposphère, jusqu'à ce que la température à l'altitude h_2 devienne égale à celle qui régnait à l'origine à l'altitude h_1 , rétablissant ainsi l'équilibre du bilan énergétique. On voit donc que le fonctionnement de l'effet de serre implique une absorption saturée du rayonnement infrarouge, et une atmosphère ayant une extension verticale importante avec un gradient de température marqué.

Remarques

Plusieurs remarques sont à faire :

- Le fait que l'absorption du rayonnement infrarouge par l'atmosphère soit saturée pour la plus grande partie du spectre est non pas un frein mais au contraire est une condition nécessaire à l'existence de l'effet de serre.
- L'expérience de Knut Angström montrait que l'absorption était saturée sur la quasi-totalité du spectre. Elle ne pouvait pas s'appliquer à l'effet de serre atmosphérique parce qu'elle ne permettait pas de prendre en compte la propagation de la chaleur en altitude dans une colonne à gradient de température marqué. Il n'est pas possible de simuler correctement l'effet de serre atmosphérique dans une expérience de laboratoire.
- Parmi les gaz à effet de serre, la vapeur d'eau se trouve majoritairement à basse altitude, du fait de sa condensation quand elle monte en altitude. En revanche le CO_2 est bien mélangé dans l'ensemble de l'atmosphère. C'est donc essentiellement la quantité de CO_2 présente à haute altitude qui va conditionner l'altitude d'émission du rayonnement infrarouge qui va quitter la Terre.
- Comme le montre la figure 4, la chaleur latente est le terme dominant de transfert de chaleur de la surface vers l'atmosphère. Le rayonnement infrarouge émis par la surface, très important, est en grande partie compensé par le rayonnement descendant émis par l'atmosphère.
- L'expérience de Wood a montré que la serre agricole ne fonctionnait que marginalement par effet de serre (absorption des infrarouges par la vitre). En ce sens, le choix de l'expression « effet de serre » pour parler du rôle climatique des gaz absorbants de l'atmosphère est un peu malheureux. Mais seulement un peu malheureux car au point de vue fonctionnel, que fait la vitre de la serre : elle laisse entrer les rayons du soleil et elle inhibe la fuite de la chaleur. C'est ce que fait aussi l'atmosphère, même si les processus en jeu ne sont pas les mêmes.
- La référence à l'héliothermomètre de Saussure pour l'effet de serre atmosphérique est plus pertinente qu'on pourrait le penser à première vue. En effet, Saussure a eu le mérite de montrer que la succession de vitres conduisait à un gradient de température et à un accroissement de la température du compartiment bas de son dispositif. Quand on ajoute du CO_2 dans l'atmosphère, on fait comme Saussure quand il ajoute une vitre.

5. LES GAZ À EFFET DE SERRE

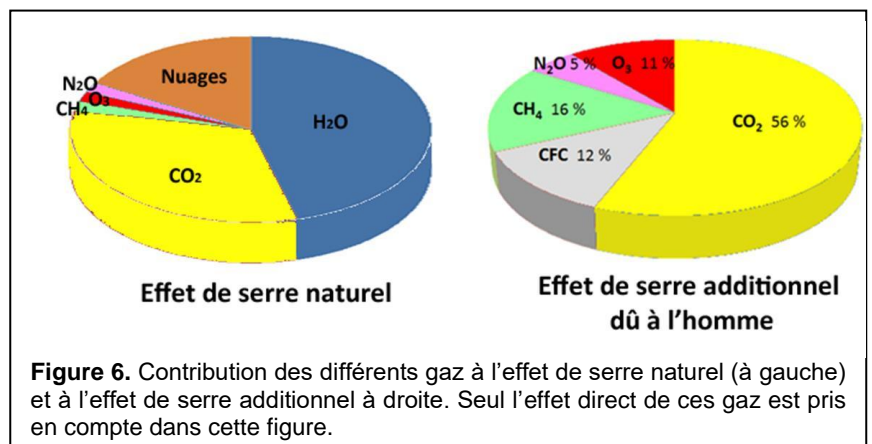
5.1. L'EFFET DE SERRE NATUREL

Nous avons vu que l'effet de serre naturel conduisait à une température moyenne au sol de 15°C alors que la température radiative de la Terre est de -18°C . C'est cette température qui règnerait en moyenne sur la Terre s'il n'y avait pas d'atmosphère et que l'albédo ait la même valeur de 30 % que pour notre planète réelle.

Le principal gaz responsable de cet effet de serre naturel est la vapeur d'eau (figure 6). Les autres gaz absorbants naturels qui contribuent à l'effet de serre sont le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), l'oxyde nitreux (N_2O) et l'ozone troposphérique. Les nuages contribuent à l'effet de serre de façon variable selon leur type et leur altitude, jouant soit le rôle refroidissant de parasol (réflexion du rayonnement solaire) soit le rôle réchauffant d'absorption des infrarouges ou de leur rediffusion vers le bas.

5.2. L'EFFET DE SERRE ADDITIONNEL

Depuis le début de l'ère industrielle au milieu du 18^{ème} siècle, l'homme utilise des quantités croissantes de combustibles fossiles pour ses besoins en énergie. Son agriculture intensive accroît les émissions de méthane et d'oxydes d'azote. Son industrie produit des gaz dont l'effet de serre est puissant et la longévité atmosphérique très grande. Ses activités émettent des précurseurs de l'ozone. S'accumulant dans l'atmosphère, ces gaz accroissent l'effet de serre (figure 6 à droite). La contribution principale à l'effet de serre additionnel provient du dioxyde de carbone. Nous allons donc voir quel est le cycle du carbone dans la nature.



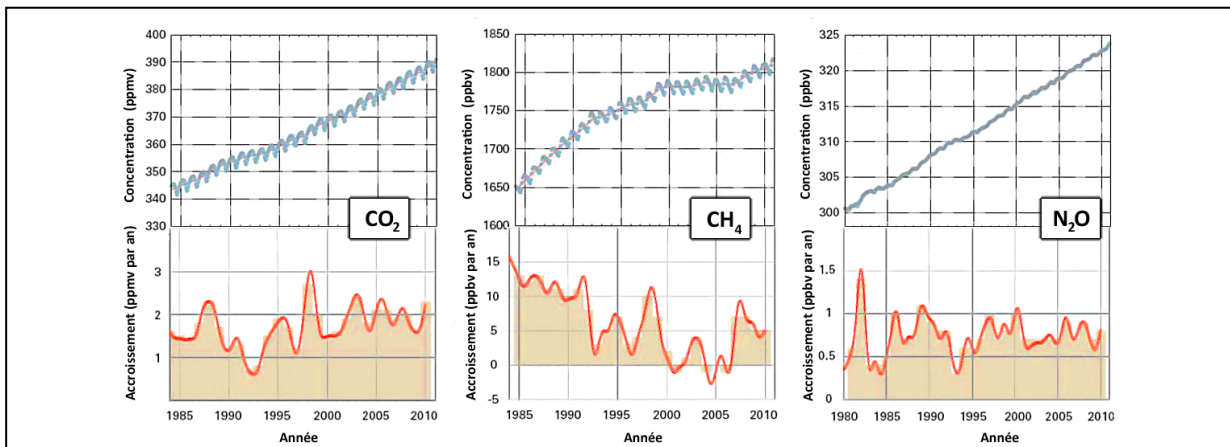


Figure 7. Evolution des concentrations atmosphériques du CO₂, du méthane et de l'oxyde nitreux. En haut, les concentrations ; en bas, le taux annuel de variation.

5.3. LE CYCLE DU CARBONE

Le CO₂ est un gaz relativement inerte. Contrairement à d'autres composés, le méthane par exemple, le CO₂ ne réagit pas avec les autres espèces chimiques présentes dans l'atmosphère dont il ne peut être éliminé que quand il est capturé par les autres composantes de l'environnement terrestre. De fait il est largement échangé entre l'atmosphère et les autres compartiments (figure 8) : hydrosphère, biosphère, lithosphère...

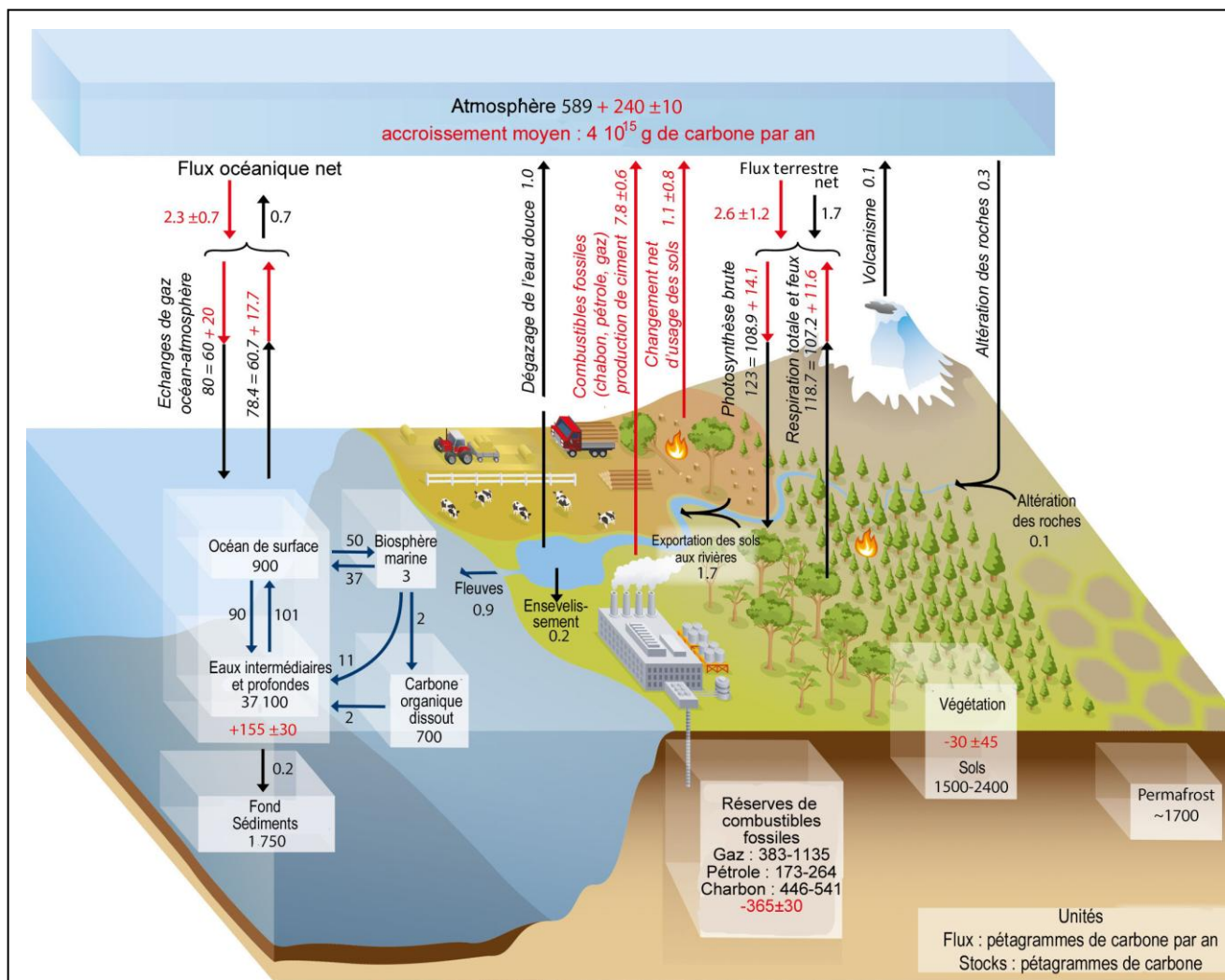


Figure 8. Les différentes composantes de l'environnement émettent et absorbent du CO₂, produit naturellement (en noir) ou résultant de l'action de l'homme (en rouge). Les quantités de carbone stockées dans les différents réservoirs, atmosphère, continents, océan, sédiments marins, sont indiquées sur la figure. Bien que petites par rapport aux flux naturels, les quantités émises par l'homme jouent un rôle important car elles s'accumulent dans l'atmosphère, où la concentration de CO₂ a augmenté de près de 40% depuis le début de l'ère industrielle.

5.3.1. Absorption par l'océan

L'océan contribue fortement à éliminer du dioxyde de carbone de l'atmosphère. D'une part intervient la solubilité du CO₂ dans l'eau : forte dans les eaux froides qui vont entraîner le carbone vers le fond de l'océan, faible dans les eaux chaudes qui vont au contraire relâcher leur surplus de CO₂. D'autre part, les organismes marins consomment du CO₂ pour la production de matière organique qui va alimenter toute la chaîne trophique. Une faible part de cette matière va être enfouie dans le fond des océans. La chimie des carbonates fait que la production de coquilles calcaires va ré-émettre autant de CO₂ qu'il en sera stocké dans le calcaire.

5.3.2. Absorption par les continents

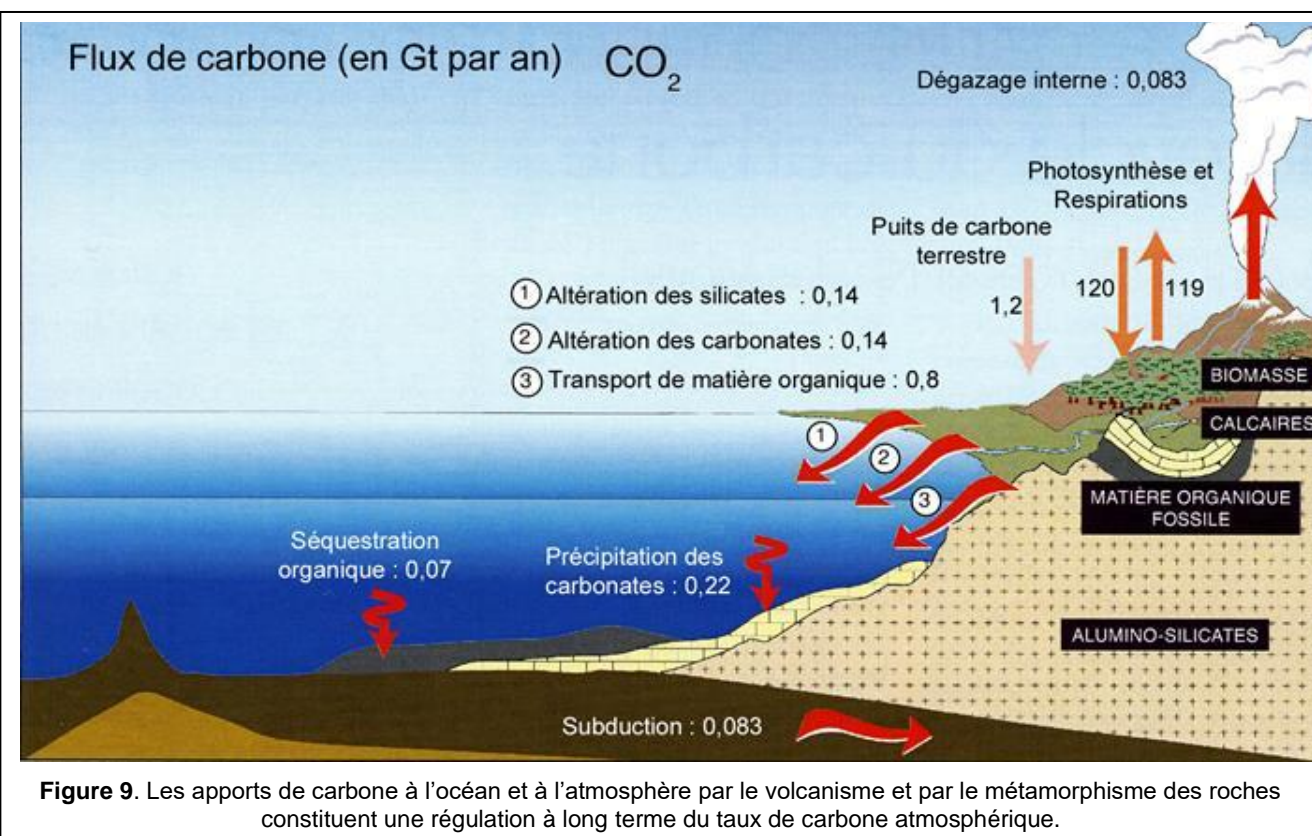
Rôle de la végétation

La végétation est le grand acteur du cycle du carbone sur les continents, du moins pour ce qui concerne le court terme. En période de végétation active, la photosynthèse absorbe le CO₂. Le métabolisme des végétaux brûle une partie des sucres formés par la photosynthèse, rejetant du CO₂ dans l'atmosphère. Le bilan annuel photosynthèse moins respiration est une absorption nette de CO₂. Quand la concentration du CO₂ augmente, la photosynthèse devient plus active (effet fertilisant) tant que la concentration reste sensiblement inférieure à typiquement 1000 ppm. Mais l'augmentation de la température réduit la photosynthèse, et l'aridité renforce cette tendance. Le carbone absorbé par les plantes se retrouve d'abord dans leur partie aérienne mais est aussi largement transporté puis stocké dans la partie souterraine, les racines. De plus la litière composée des débris des végétaux sur le sol renferme aussi un stock appréciable de carbone. Le lessivage par les eaux transporte une partie de la matière organique des sols vers les océans. Actuellement, sous l'action de l'homme, le stockage de carbone par les surfaces continentales décroît du fait de la déforestation et de pratiques agricoles comme le labour.

Rôle de la lithosphère

La végétation est le grand acteur du cycle du carbone sur les continents, du moins pour ce qui concerne le court terme. Aux longues échelles de temps, l'atmosphère reçoit des quantités appréciables de CO₂ des volcans. Actuellement, de l'ordre de 100 Mt de carbone par an, soit 1 % des rejets dus à l'action de l'homme. Mais si on cumule ces rejets sur des millions d'années, cela fait des volumes conséquents, que la nature élimine par attaque des roches silicatées émises par ces mêmes volcans (Figure 9). Les carbonates formés vont peu à peu retourner dans le magma par les phénomènes de subduction, magma qui pourra être repris par les volcans bouclant la boucle. C'est cette grande boucle qui assure la régulation à long terme du CO₂ atmosphérique.

A côté de ce processus de séquestration minérale, il existe un autre moyen de séquestration de carbone pour de très longues périodes, sous forme organique dans les sols : La matière organique qui s'est accumulée dans les sédiments échappe à l'action de l'oxygène. Ce sont ces stocks plus ou moins transformés que l'homme exploite comme il le peut pour ses besoins énergétiques.



5.3.3. Temps de résidence du CO₂ dans l'atmosphère

Les mécanismes d'élimination du carbone de l'atmosphère sont nombreux et ont des temps caractéristiques très divers allant de quelques années à quelques dizaines de milliers d'années. Deux questions peuvent être posées :

- Combien de temps une molécule de CO₂ émise dans l'atmosphère va-t-elle y séjourner ?
- Quand on ajoute une certaine masse de CO₂ dans l'atmosphère, au bout de combien de temps l'atmosphère aura-t-elle retrouvé sa concentration initiale de CO₂ ?

Contrairement à ce que beaucoup pensent, ces deux questions ne sont pas du tout équivalentes. La figure 8 montre la diversité et l'importance des échanges de CO₂ entre les divers milieux. Ainsi, l'océan absorbe 80 milliards de tonnes de carbone par an, mais il en émet aussi 78,4. Donc 98 % des molécules de CO₂ qu'il absorbe sont remplacées dans l'atmosphère par une molécule de CO₂ qu'il émet. En d'autres termes, une molécule qui est absorbée par l'océan disparaît de l'atmosphère. Mais il faut que l'océan en ait absorbé 50 pour que l'atmosphère compte une molécule de moins. Et c'est le temps que la masse ajoutée met à disparaître qui nous intéresse pour l'effet de serre. Les temps de résidence des principaux gaz à effet de serre sont indiqués dans le tableau 2.

5.4. LA VAPEUR D'EAU

La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre naturel. L'homme injecte dans l'atmosphère des grandes quantités de vapeur d'eau. Pourquoi n'en parle-t-on pas dans l'effet de serre additionnel ? La raison en est que ce n'est pas l'homme qui conditionne la quantité de vapeur présente dans l'atmosphère mais la thermodynamique qui détermine quelle quantité peut s'y trouver en vertu de la relation de Clausius Clapeyron. La vapeur d'eau en excès en disparaît naturellement par condensation et précipitation en une dizaine de jours. En revanche, l'augmentation de la température accroît la quantité de vapeur qui peut se trouver dans l'atmosphère, de 7 % par °C en moyenne globale. Donc le réchauffement entraîne la présence d'un surcroît de vapeur d'eau dans l'atmosphère, et, comme il s'agit d'un gaz à effet de serre, un surcroît de réchauffement. La vapeur d'eau agit en rétroaction positive.

5.5. POUVOIR DE RECHAUFFEMENT GLOBAL

Pour comparer les effets respectifs sur le climat des divers gaz à effet de serre, on a défini ce qu'on a appelé le pouvoir de réchauffement global PRG. Le pouvoir de réchauffement global d'un gaz donné est le facteur par lequel il faudrait multiplier le réchauffement produit par du CO₂ pour obtenir le réchauffement produit par la même masse du gaz considéré au bout d'un temps donné. La valeur du PRG dépend de l'échéance, et ce à cause du temps de vie et du devenir du gaz dans l'atmosphère. Ainsi, un gaz dont le temps de vie est bref voit son PRG décroître avec l'échéance alors qu'un gaz à temps de vie long voit son PRG croître tant que l'échéance n'excède pas ce temps de vie. Le PRG du méthane tient compte du fait qu'il disparaît de l'atmosphère par oxydation, produisant de la vapeur d'eau qui est très rapidement éliminée, et du dioxyde de carbone dont le temps de résidence dépasse le siècle. De façon générale, quand on donne la valeur du PRG sans indication d'échéance, il s'agit du PRG à 100 ans. Le tableau 2 liste les principaux gaz à effet de serre avec leur temps de vie et leur PRG.

Gaz	Temps de résidence (ans)	PRG à 20 ans	PRG à 100 ans	PRG à 500 ans
Dioxyde de carbone CO ₂	>> 1 siècle	1	1	1
Méthane CH ₄	12	72	25	7,6
Oxyde nitreux N ₂ O	114	289	298	153
CFC-11 CCl ₃ F	45	6 730	4 750	1 620
CFC-115 CClF ₂ CF ₃	1 700	5 310	7 370	9 990
Tétrachlorure de carbone CCl ₄	26	2 700	1 400	435
HCFC-22 CHClF ₂	12	5 160	1 810	549
HFC-23 CHF ₃	270	12 000	14 800	12 200
Hexafluorure de soufre SF ₆	3 200	16 300	22 800	32 600
Trifluorure d'azote NF ₃	740	12 300	17 200	20 700
PFC-14 CF ₄	50 000	5 210	7 390	11 200
PFC-116 C ₂ F ₆	10 000	8 630	12 200	18 200

Tableau 2. Temps de résidence et valeurs des PRG à diverses échéances pour les principaux gaz à effet de serre injectés par l'homme dans l'atmosphère. Les PRG sont des produits des calculs de transferts radiatifs inclus dans les modèles de climat.

6. FORÇAGES

Au paragraphe 4.3, on a vu que, par leur absorption du rayonnement infrarouge, les gaz à effet de serre provoquent un déséquilibre entre l'énergie reçue par la Terre et l'énergie qui part vers l'espace. Ce déséquilibre, la différence entre l'énergie entrante et l'énergie sortante, est désigné sous le nom de forçage. Les gaz à effet de serre provoquent directement un « forçage radiatif ». Mais les forçages radiatifs ont aussi d'autres causes :

modification de la transparence de l'atmosphère par les aérosols, modification de l'albédo par changement d'usage des sols, modification de l'énergie incidente avec les fluctuations de l'activité solaire ou de l'orbite terrestre ... C'est ce forçage radiatif qui est pris en compte dans la figure 6.

Mais les corps qui causent ce forçage sont éventuellement susceptibles d'évoluer au cours du temps ou d'avoir d'autres effets sur l'environnement qui peuvent à leur tour induire un forçage supplémentaire, positif ou négatif, qui modifiera in fine le bilan du forçage lié à la cause initiale. Prenons le cas typique des aérosols. Un aérosol joue vis-à-vis du rayonnement le même rôle qu'un nuage, effet parasol ou effet de serre, ce dernier étant prépondérant. Mais un aérosol absorbant (des particules de suie par exemple), va réchauffer l'atmosphère à l'altitude où il se trouve et en perturber l'équilibre vertical.

En outre, les particules de cet aérosol vont jouer le rôle de noyaux de condensation de la vapeur d'eau¹ et donc aider à la formation de nuages qui ont un effet refroidissant de parasol. En outre, la multitude de ces noyaux de condensation va influencer sur les propriétés du nuage : taille des gouttes, albédo, renforçant son pouvoir de parasol. Si on tient compte de tous ces effets, au final l'aérosol aura contribué à refroidir le climat. En tenant compte de tous les effets secondaires, on définit le « forçage effectif » des composants ajoutés à l'atmosphère. Ceci apparaît clairement sur la figure 10, qui détaille les divers forçages en 2011 par rapport à la situation en 1750.

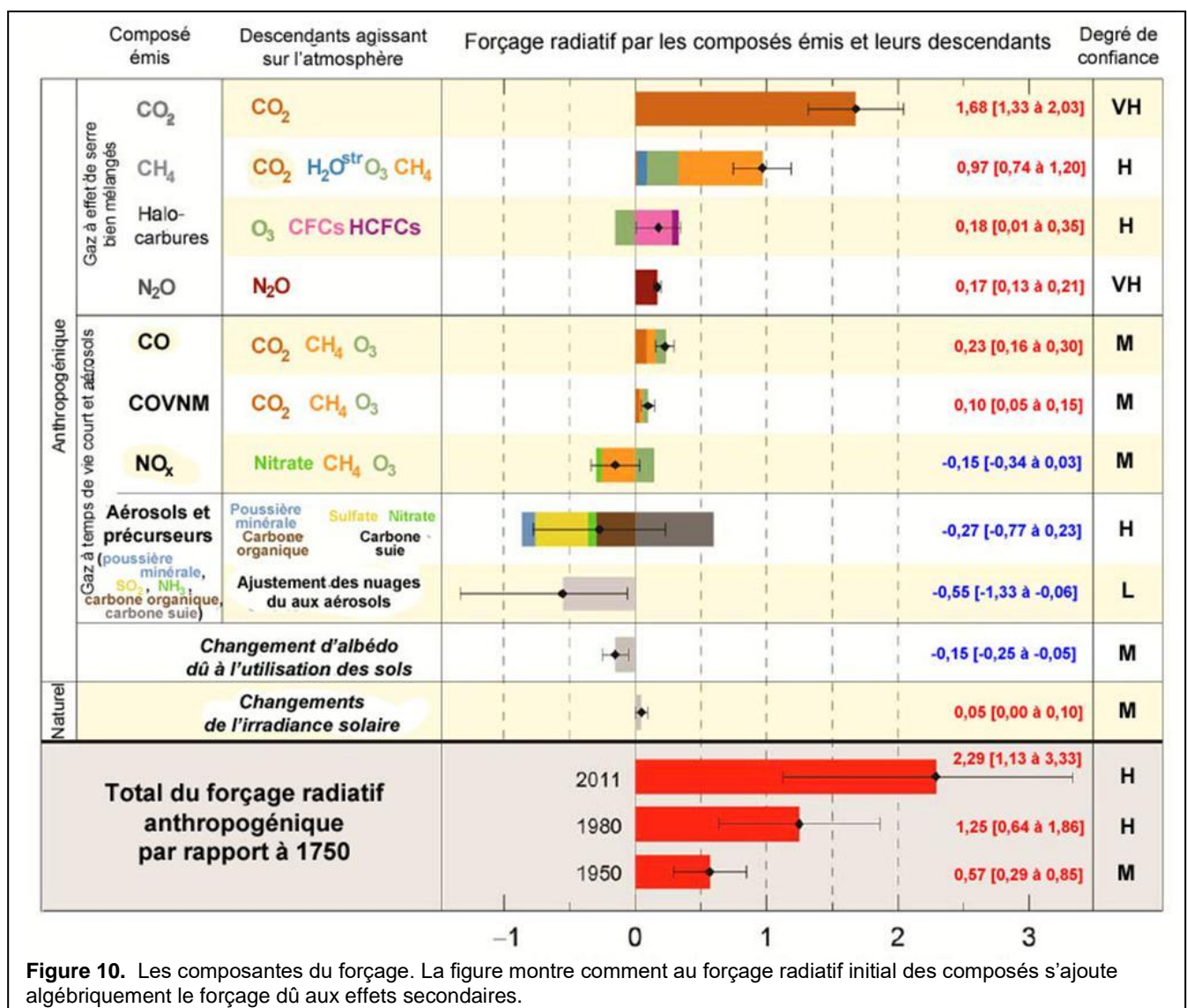


Figure 10. Les composantes du forçage. La figure montre comment au forçage radiatif initial des composés s'ajoute algébriquement le forçage dû aux effets secondaires.

7. IMPACTS CLIMATIQUES DE CES FORÇAGES

Le fait que le climat s'est réchauffé au cours du 20^{ème} siècle n'est plus nié par personne. Les mesures météorologiques en apportent la preuve indéniable (figures 11). S'il concerne l'ensemble du globe, il ne se

¹ La vapeur d'eau ne se condense pas en atmosphère parfaitement propre. Elle le fait au contact de particules qu'on désigne alors sous le nom de noyaux de condensation.

répartit pas de façon uniforme partout. Il est plus élevé sur les continents que sur les océans. Et il est maximal aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord (figure 12).

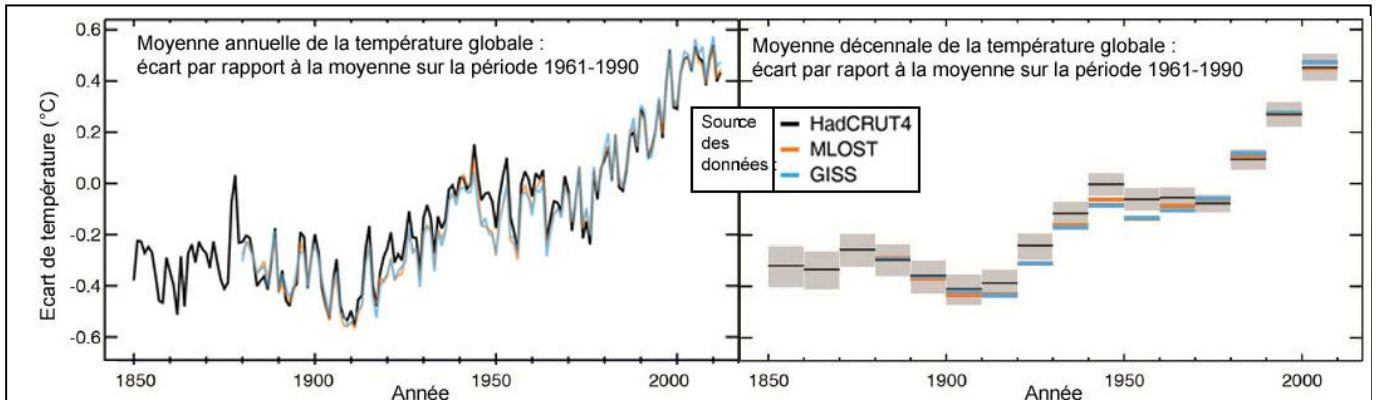


Figure 11. Écart de la température moyenne globale sur 1880-2010 par rapport à 1961-1990. La grande variabilité interannuelle (à gauche) est lissée dans les moyennes décennales (à droite) où se dégage la tendance climatique : chacune des 3 dernières décennies est plus chaude que toutes les précédentes.

Le réchauffement n'est qu'un des aspects des modifications du climat en cours. En fait, ce réchauffement va entraîner des modifications dans les circulations océaniques et atmosphériques, avec des conséquences annuelles et saisonnières sur les régimes de pluies, sur la fréquence et/ou l'intensité des extrêmes climatiques.

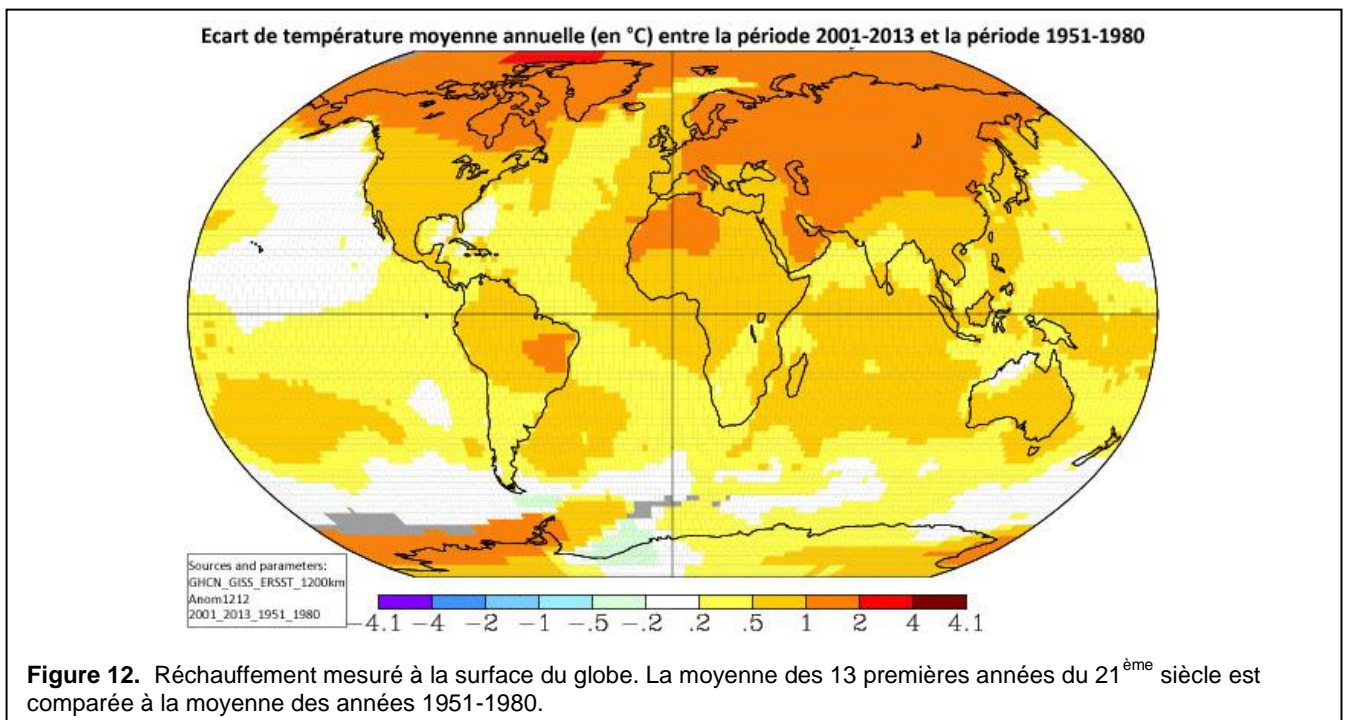


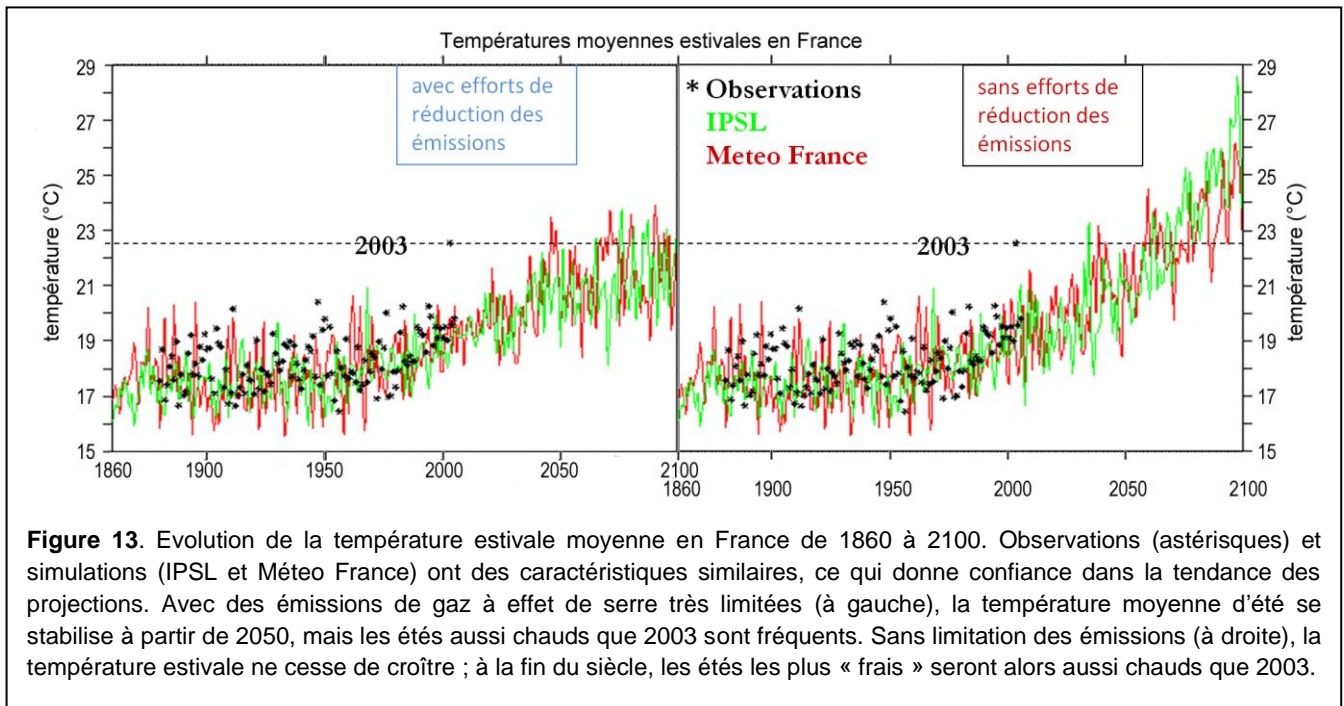
Figure 12. Réchauffement mesuré à la surface du globe. La moyenne des 13 premières années du 21^{ème} siècle est comparée à la moyenne des années 1951-1980.

Ces modifications climatiques auront des impacts sur l'environnement. Certains d'entre eux sont déjà bien visibles : fonte des glaces ; déplacements vers le nord ou vers de plus hautes altitudes de la faune et de la flore ; décalage des cycles de végétation ; occurrences de journées très chaudes ou très froides ; occurrence d'événements météorologiques extrêmes ; montée du niveau des mers.

Ajoutons que l'excès de CO₂ provoque une baisse du pH des eaux océaniques, qui va s'avérer problématique pour l'équilibre de la faune marine.

8. ÉCHÉANCES EN JEU

Le système climatique a une inertie marquée. Le flux de chaleur en excès ne permet pas un réchauffement instantané suffisant pour rétablir l'équilibre radiatif. En outre une température plus élevée diminue les puits de carbone naturels, voire transforme certains puits en source. Un arrêt des émissions anthropiques de CO₂ n'empêchera pas immédiatement la concentration atmosphérique de carbone de continuer à augmenter, ainsi que la température qui mettra plusieurs décennies à se stabiliser.



Mais l'amplitude du réchauffement, et de ses impacts dépendra au final de la quantité totale de CO₂ qui aura été injectée dans l'atmosphère (figure 13).

9. RÉFÉRENCES

Ouvrages

- Le Climat à découvert. Catherine Jeandel et Rémy Mosseri, CNRS Editions, 2011
- Climat et sociétés Marie-Antoinette Mélières et Chloé Maréchal, CRDP de l'Académie de Grenoble, 2010
- Le Climat : la Terre et les hommes, Jean Poitou, Pascale Braconnot, Valérie Masson-Delmotte, EDP Sciences, (à paraître fin 2014)

Sites Internet

IPSL : <http://www.ipsl.fr/Pour-tous/> ; et un site dédié aux questions qu'on se pose sur le climat

<http://www.climat-en-questions.fr/>

LSCE : <http://www.lsce.ipsl.fr/>

CEA : <http://www.cea.fr/jeunes/espace-enseignants> ; <http://www.cea.fr/jeunes>

CNRS : <http://www.cnrs.fr/> et plus particulièrement <http://www.insu.cnrs.fr/environnement/articles-de-vulgarisation>

DRIAS les futurs du climat : <http://www.drias-climat.fr/>

ONERC impacts et adaptations au changement climatique : <http://www.developpement-durable.gouv.fr/-Impacts-et-adaptation-ONERC-.html>

IPCC le site du GIEC, en anglais : <http://www.ipcc.ch/>

GIEC Climate Change : le dernier rapport du GIEC, bases scientifiques, en anglais

<http://www.climatechange2013.org/report/>

Météo France le site Météo France et vous : <http://www.meteofrance.fr/>

NOAA National Ocean and Atmosphere Administration en anglais : <http://www.education.noaa.gov/>

NCAR National Center for Atmospheric Research, en anglais : <http://ncar.ucar.edu/>

Global Carbon Project, cycle du carbone ; émissions de CO₂ : <http://www.globalcarbonproject.org/>

NSIDC la cryosphère, en anglais : <http://nsidc.org/>

GISS en anglais <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/> (pour les températures globales, site de la NASA)

HADCRUT4 pour les températures globales, (centre européen), en anglais :

<http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>