

L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit !

par **Jean-Louis DUFRESNE**
LMD-IPSL - CNRS-EP-ENS-UPMC
jean-louis.dufresne@lmd.jussieu.fr
et **Jacques TREINER**
UPMC et ESPCI-Paristech
jtreiner@orange.fr

RÉSUMÉ

Les modèles radiatifs actuels permettent de calculer de façon rigoureuse et précise l'effet de serre atmosphérique, ainsi que sa variation avec la concentration de gaz tel que la vapeur d'eau ou le CO_2 . Pour expliquer simplement cet effet de serre, on utilise souvent l'analogie de « l'effet de serre » produit par une vitre. Si ce modèle a des vertus pédagogiques et permet d'expliquer au premier ordre la température moyenne de la surface de la Terre, il a néanmoins un inconvénient important : il ne permet pas d'expliquer pourquoi l'effet de serre de la Terre varie lorsque la concentration de CO_2 varie. En effet, dans les conditions actuelles, l'absorptivité du rayonnement infrarouge par le dioxyde de carbone est quasi maximale : elle ne dépend que très faiblement d'une variation de la concentration de ce gaz. On dit qu'elle est saturée. Nous présentons dans cet article un modèle alternatif qui, tout en restant simple, prend correctement en compte les différents mécanismes et permet de comprendre l'accroissement de l'effet de serre lorsque la concentration de CO_2 augmente, ainsi que le réchauffement climatique associé. Le rôle du gradient vertical de température dans l'atmosphère est particulièrement souligné.

INTRODUCTION

Dans le présent article, nous détaillons les mécanismes par lesquels une variation de la concentration en gaz à effet de serre (GES) de l'atmosphère conduit à une variation de l'effet de serre et de la température moyenne de la surface de la Terre. Les principaux GES (cf. figure 1, page ci-après) sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane, le protoxyde d'azote et l'ozone, mais la discussion sera limitée ici aux deux plus importants : la vapeur d'eau, responsable d'environ 60 % de l'effet de serre, et le dioxyde de carbone, responsable d'environ 25 %. Les bases de la physique du climat et de l'effet de serre ont été posées par Joseph FOURIER en 1827, et cet aspect historique a déjà été abordé dans plusieurs publications (par exemple [4 et 9]).

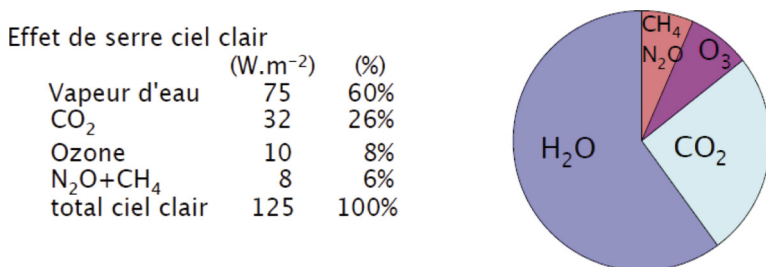


Figure 1 : Dans les conditions atmosphériques actuelles, contributions des principaux gaz absorbants à l'effet de serre pour une atmosphère sans nuages.

Nous nous concentrerons tout d'abord sur la notion d'*équilibre radiatif* d'un objet, c'est-à-dire l'équilibre thermique d'un corps sous l'unique effet de l'absorptivité et de l'émission de rayonnement. Nous négligerons donc dans un premier temps tout effet de conduction thermique et de convection. L'équilibre radiatif (thermique) s'établit sur une échelle de temps rapide par rapport aux variations de l'insolation, comme on peut le constater par exemple en exposant une surface au rayonnement solaire : la température se stabilise rapidement. Cet équilibre thermique résulte de trois phénomènes physiques de base :

- lorsqu'un corps absorbe du rayonnement (solaire ou infrarouge), son énergie interne augmente ;
- tout corps perd de l'énergie en émettant un rayonnement dont l'intensité augmente avec la température de ce corps ;
- lorsqu'un corps gagne plus d'énergie qu'il n'en perd, sa température augmente, et elle diminue dans le cas contraire. À l'équilibre thermique, le bilan d'énergie est nul.

La loi qui régit l'émission thermique de rayonnement par un corps est connue expérimentalement depuis la seconde moitié du XIX^e siècle et bien établie théoriquement depuis le début du XX^e siècle : c'est la loi du *rayonnement du corps noir*. Le qualificatif « noir » signifie ici que ce corps absorbe tout le rayonnement qu'il reçoit⁽¹⁾. Selon cette loi fondamentale, la puissance par unité de surface, P , émise d'un corps noir porté à la température (absolue) T est proportionnelle à la quatrième puissance de la température :

$$P = \sigma T^4 \quad (1)$$

La constante σ , appelée constante de Stefan-Boltzmann, s'exprime à l'aide de constantes fondamentales de la physique (dont la vitesse de la lumière et la constante de Planck) et prend la valeur $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$.

(1) Ainsi le Soleil est un corps noir (idée non dépourvue de poésie) parce que, dans son volume, le rayonnement est sans cesse absorbé et émis par le plasma. La surface du Soleil est la région d'où le rayonnement s'échappe dans l'espace, avec les caractéristiques de l'équilibre matière-rayonnement sous-jacent.

1. EFFET DE SERRE D'UNE VITRE IDÉALISÉE

L'application la plus simple consiste à calculer la température d'équilibre T_s d'une surface totalement absorbante dont une face est isolée thermiquement (pas de fuite thermique) et dont l'autre est soumise au seul rayonnement solaire (cf. figure 2a).

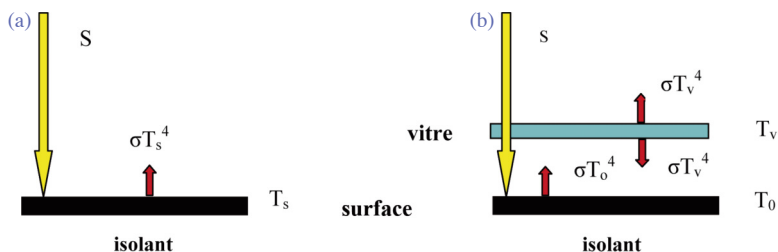


Figure 2 : Représentation schématique des échanges radiatifs (a) pour une surface parfaitement absorbante sur une face et parfaitement isolée thermiquement sur l'autre et (b) pour la même surface recouverte par une vitre totalement transparente au rayonnement solaire, et totalement opaque et absorbante au rayonnement infrarouge.

À l'équilibre thermique, pour chaque élément de surface, il y a égalité entre la puissance S gagnée par absorption du rayonnement solaire et la puissance P perdue par émission de rayonnement⁽²⁾. On a alors :

$$S = \sigma T_s^4 \quad (2)$$

Numériquement, pour un bon ensoleillement de valeur $S = 1000 \text{ Wm}^{-2}$, on trouve $T_s = 364 \text{ K}$, ou $91 \text{ }^\circ\text{C}$. Cette valeur peut surprendre, mais elle correspond à ce qui se passe effectivement à la surface de la Lune, où aucune atmosphère ne vient s'interposer et pour laquelle l'hypothèse d'équilibre est justifiée du fait de la très faible inertie thermique de la surface comparativement à la longueur de la durée du jour⁽³⁾.

Appliquons cette idée à l'effet de serre produit par une vitre placée au-dessus de cette même surface absorbante, toujours isolée sur une de ces faces et dont l'autre est exposée au rayonnement solaire (cf. figure 2b).

Pour prendre le cas le plus simple, nous considérons une vitre idéalisée, totalement transparente au rayonnement solaire, et totalement absorbante au rayonnement émis par la surface. Ces deux hypothèses ne sont pas contradictoires, car le rayonnement solaire provient d'une surface à 5770 K et se situe principalement dans le domaine visible et proche infrarouge (de longueur d'onde inférieure à $4 \mu\text{m}$), tandis que le rayonnement de la surface, dont la température est d'environ 300 K , se situe dans l'infrarouge de grande

(2) Nous utilisons ici les notations standard que le lecteur pourra trouver dans les ouvrages sur le sujet : S pour la puissance reçue du Soleil, P pour la puissance émise selon la loi de Stefan.

(3) La température maximale que l'on y a enregistré est de $117 \text{ }^\circ\text{C}$. L'ensoleillement maximal est de 1364 Wm^{-2} , correspondant à une température de $121 \text{ }^\circ\text{C}$.

longueur d’onde (supérieure à 4 μm) : il s’agit donc de longueurs d’onde très différentes, avec un maximum d’émission autour de 0,6 μm pour le Soleil et autour de 10 μm pour le rayonnement terrestre, et pour lesquelles le verre n’a pas les mêmes propriétés d’absorption (cf. figure 3).

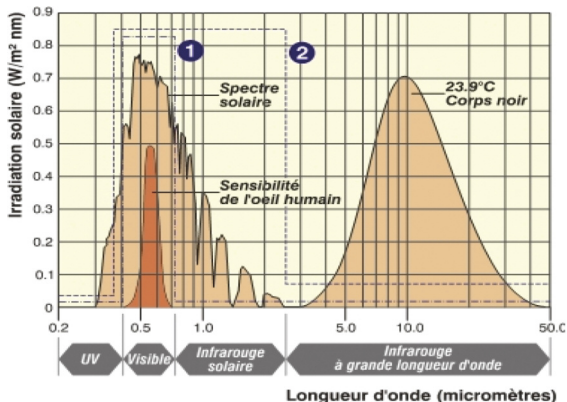


Figure 3 : À gauche : puissance reçue du Soleil par mètre carré de surface terrestre, compte tenu de l’absorption atmosphérique ; à droite : puissance émise par mètre carré de sol.

De façon générale, l’équilibre thermique est obtenu lorsque, pour chaque corps, la puissance qu’il absorbe est égale à celle qu’il émet. Déterminons, dans ces conditions, la température T_v de la vitre et celle de la surface T_0 . La vitre n’absorbe pas le rayonnement solaire et la surface l’absorbe totalement. Pour le rayonnement infrarouge lointain, la vitre et la surface ont les mêmes propriétés : toutes les deux absorbent totalement le rayonnement incident et émettent un rayonnement correspondant à celui du corps noir. La seule différence est que pour la surface, isolée d’un côté, une seule de ses faces émet un rayonnement du corps noir alors que pour la vitre, qui n’est pas isolée, chacune des deux faces émet un rayonnement du corps noir. Le schéma correspondant est représenté figure 2b (cf. page précédente) : la surface absorbe le rayonnement solaire (S) et celui que la vitre émet vers elle (σT_v^4) ; elle émet un rayonnement de corps noir à la température T_0 (σT_0^4).

À l’équilibre, les puissances absorbée et émise sont égales :

$$S + \sigma T_v^4 = \sigma T_0^4 \tag{3}$$

La vitre, pour sa part, absorbe le rayonnement émis par la surface, (σT_0^4), et elle émet son propre rayonnement vers la surface (σT_v^4) et vers l’espace (σT_v^4). On a donc :

$$\sigma T_v^4 = 2\alpha T_v^4 \tag{4}$$

Remarquons que cette équation, compte tenu de la précédente, implique :

$$S = \sigma T_v^4, \quad (5)$$

ce qui exprime le bilan énergétique global vu de l'extérieur : le rayonnement sortant provient de la vitre, et il équilibre le rayonnement entrant. La température de la vitre est identique à celle d'une surface parfaitement absorbante soumise au seul rayonnement solaire (Eq. (2)).

En reportant l'Eq. (5) dans l'Eq. (3), on obtient :

$$2S = \sigma T_0^4 \quad (6)$$

La nouvelle température d'équilibre de la surface est par conséquent $2^{1/4}$ fois plus grande qu'en l'absence de vitre⁽⁴⁾ (Eq. (2)).

En quoi ce mécanisme de l'effet de serre d'une vitre est-il pertinent pour rendre compte de l'effet de serre atmosphérique ? C'est ce que nous allons examiner à présent.

2. ÉQUILIBRE RADIATIF D'UNE TERRE SANS EFFET DE SERRE

On s'intéresse ici à la température *moyenne* de la surface de la Terre, la moyenne étant réalisée à la fois dans l'espace (de l'équateur aux pôles) et dans le temps. Il convient donc de répartir le rayonnement solaire qui traverse le disque de rayon égal au rayon de la Terre sur toute la surface du globe terrestre : on tient ainsi compte de l'alternance jour/nuit. L'ensoleillement moyen reçu par l'unité de surface est donc le quart (rapport de la surface πR^2 d'un disque de rayon R à la surface $4\pi R^2$ d'une sphère de même rayon) de la puissance reçue hors atmosphère perpendiculairement à la direction Terre-Soleil. Cette puissance étant de $1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, la puissance moyenne reçue par unité de surface est $S = 1368/4 = 342 \text{ Wm}^{-2}$.

Si la Terre absorbait tout le rayonnement solaire, sa température d'équilibre moyenne serait de 278 K (cf. équation (1), avec $S = 342 \text{ Wm}^{-2}$)⁽⁵⁾. Mais la Terre n'absorbe qu'une partie du rayonnement solaire incident, et pour déterminer sa température, il faut tenir compte de l'*albédo* A de la surface, qui est le rapport du rayonnement réfléchi par une surface au rayonnement incident. Pour un rayonnement incident S , le rayonnement réfléchi est AS est celui absorbé $(1 - A)S$. Aujourd'hui, l'albédo mesuré de la Terre est 0,31. On est donc amené à écrire une équation semblable à l'Eq. (2), mais en ne considérant que le rayonnement solaire absorbé :

$$(1 - A)S = \sigma T_s^4, \quad (7)$$

ce qui conduit à la valeur $T_s = 255 \text{ K}$ ou $-18 \text{ }^\circ\text{C}$.

(4) Le cas de N vitres est traité en annexe.

(5) Cette valeur est plus faible que celle trouvée précédemment pour la température maximale de la surface de la Lune face au Soleil, car nous considérons le flux reçu *en moyenne* par une surface unité : moyenne entre le jour et la nuit, et de l'équateur aux pôles.

On trouve cette valeur dans beaucoup d'ouvrages. Sans que cela invalide le raisonnement – dont la vertu est essentiellement pédagogique – remarquons que le résultat obtenu n'est pas cohérent avec les hypothèses faites : en effet, pour cette température, il n'y a aucune raison de penser que l'albédo aurait la valeur qu'elle a aujourd'hui. La surface de glace serait plus grande, ainsi que l'albédo. Mais ceci est un point mineur.

3. LE MODÈLE DE L'EFFET DE SERRE ATMOSPHÉRIQUE PARFAIT

Le modèle le plus simple pour rendre compte de l'effet de serre atmosphérique est calqué sur le modèle de la vitre du paragraphe précédent : l'atmosphère est traitée comme une couche homogène placée au-dessus de la surface terrestre. Plus précisément, on fait les trois hypothèses simplificatrices suivantes :

1. Nous savons que l'atmosphère laisse passer l'essentiel du rayonnement solaire qu'elle ne réfléchit pas : *supposons qu'elle le laisse passer entièrement.*
2. La présence de gaz à effet de serre – principalement la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone – fait qu'elle absorbe l'essentiel du rayonnement infrarouge émis par la Terre : *supposons qu'elle l'absorbe complètement.*
3. Enfin, *traitons l'atmosphère comme un corps ayant une température homogène.*

Nous avons alors trois rayonnements en jeu : le rayonnement solaire, le rayonnement terrestre, le rayonnement de l'atmosphère (car celle-ci, comme n'importe quel corps, émet du rayonnement).

Précisons que nous ne considérons pas ici l'effet des nuages ou de la présence d'aérosols. Nous aborderons ces questions en conclusion.

L'exercice, tel qu'il est défini, se résout en deux étapes. Désignons par T_S et T_A les températures respectives de la surface et de l'atmosphère.

Première étape

Plaçons-nous hors atmosphère. Qu'observe-t-on ? D'une part, le rayonnement solaire incident, partiellement réfléchi. D'autre part, le rayonnement émis par l'atmosphère. Et c'est tout : comme nous avons supposé que cette atmosphère absorbait totalement le rayonnement terrestre, celui-ci *ne se perçoit pas* de l'extérieur du système. À l'équilibre thermique, nous avons égalité entre la puissance absorbée et la puissance émise, ce qui s'écrit :

$$(1 - A)S = \sigma T_A^4 \quad (8)$$

Cette équation est formellement identique à l'Eq. (7), sauf que c'est maintenant la température T_A qui apparaît. Pour une valeur de l'albédo $A = 0,31$, on trouve $T_A = 255$ K, soit -18 °C.

Deuxième étape

Plaçons-nous maintenant au niveau du sol. À l'équilibre, il y a égalité entre puis-

sance absorbée et puissance émise. La puissance absorbée est composée de deux termes : celle $(1 - A)S$ provenant du Soleil et qui n'est pas réfléchie, et celle σT_A^4 émise par l'atmosphère en direction de la Terre. La puissance émise est σT_S^4 . On écrira donc :

$$(1 - A)S + \sigma T_A^4 = \sigma T_S^4 \tag{9}$$

Compte tenu de l'Eq. (8), on trouve :

$$\sigma T_S^4 = (1 - A)S \tag{10}$$

On retrouve la même équation que pour une serre idéalisée à une vitre (Eq. (6)) mais dans laquelle le rayonnement solaire absorbé n'est plus S mais $(1 - A)S$. La température d'équilibre de la surface, dans ce modèle simplifié à l'extrême, est $2^{1/4}$ fois plus grande que celle de l'atmosphère. Elle vaut donc $255 \times 2^{1/4}$, soit 303 K ou 30 °C.

L'effet est surestimé, car la température moyenne de la Terre est plutôt 15 °C, mais qualitativement, on comprend ce qui se passe : la puissance émise par l'atmosphère en direction de la Terre s'ajoute au rayonnement solaire, de sorte que la température d'équilibre de la Terre se trouve augmentée par rapport au cas où on la suppose sans atmosphère. C'est ce qu'on désigne par l'analogie de l'effet de serre idéalisé.

4. INSUFFISANCES DES HYPOTHÈSES

Il convient cependant de s'interroger sur cet écart quantitatif. *A priori*, il ne doit pas trop surprendre au vu de la complexité des échanges énergétiques qui se déroulent en réalité, et qui sont schématisés figure 4.

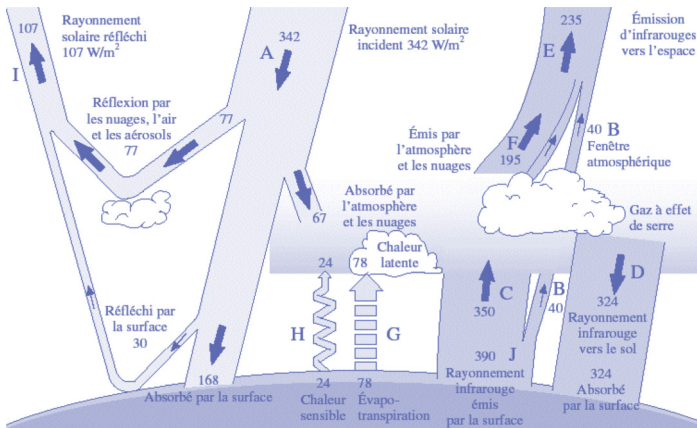


Figure 4 : Échanges énergétiques Terre-atmosphère-espace, exprimés en Wm^{-2} . On reconnaît les principaux termes du modèle simplifié : A : rayonnement solaire incident ; C : rayonnement infrarouge émis par la Terre ; D : rayonnement émis par l'atmosphère vers la Terre ; F : rayonnement émis par les hautes couches de l'atmosphère vers l'espace.

En particulier :

- ◆ l'atmosphère *n'est pas* complètement transparente au rayonnement solaire : la formation et la dissociation de l'ozone stratosphérique absorbe une partie du rayonnement ultraviolet, et la vapeur d'eau absorbe une partie du rayonnement solaire dans le proche infrarouge ;
- ◆ l'atmosphère *n'est pas* totalement opaque au rayonnement terrestre : il existe un domaine de longueurs d'onde dans lequel l'atmosphère est transparente (B sur la figure 4) ;
- ◆ la surface *ne fait pas* qu'émettre du rayonnement, une partie de l'énergie sert à l'évaporation de l'eau des océans, laquelle est restituée lors de la condensation de la vapeur d'eau en altitude (G sur la figure 4) ;
- ◆ l'hypothèse d'une atmosphère ayant une température homogène est évidemment *fausse* : nous savons bien que la température diminue lorsque l'altitude augmente, qu'il existe un *gradient thermique vertical*.

La surestimation quantitative de l'effet de serre obtenue au paragraphe précédent ne remet cependant pas en cause, à ce stade, le mécanisme proposé.

Qu'en est-il de l'effet d'une augmentation de la concentration en gaz à effet de serre ? Les éléments réunis jusqu'ici suggèrent l'explication simple suivante : *lorsque la concentration d'un gaz à effet de serre augmente, l'absorption du rayonnement infrarouge augmente en conséquence, ainsi que la température de l'atmosphère ; il s'ensuit une augmentation de la puissance du rayonnement émis par l'atmosphère vers la surface de la Terre, par conséquent une augmentation de sa température.*

Il se trouve que cette explication est acceptable pour la vapeur d'eau, mais elle *n'est pas valable* pour une variation de la concentration de dioxyde de carbone : les calculs détaillés des échanges radiatifs faits par les spécialistes montrent que l'absorption par le dioxyde de carbone du rayonnement infrarouge émis par la Terre *augmente très peu* avec sa concentration, alors que ces mêmes calculs montrent que l'effet de serre, lui, augmente. Du point de vue expérimental, cet effet de « saturation » de l'absorptivité avait déjà été observé par K. ANGSTRÖM (1900), ce qui l'a amené à remettre en cause le premier calcul sur le rôle du CO₂ sur l'effet de serre terrestre publié par S. ARRHENIUS (1896) quelques années auparavant. Pour comprendre pourquoi l'effet de serre de la vapeur d'eau et celui du dioxyde de carbone ne peuvent pas être expliqués de la même façon, il convient d'examiner plus en détail les propriétés d'absorption de ces deux gaz.

5. QU'EST-CE QU'UN GAZ À EFFET DE SERRE ?

C'est un gaz dont les molécules sont susceptibles d'absorber une partie du rayonnement infrarouge qu'il reçoit de la Terre.

La figure 5 (*cf.* page ci-contre) montre les propriétés d'absorptivité des gaz à effet de serre pour une atmosphère terrestre « moyenne », sans nuages. On appelle absorptivité

de l'atmosphère, pour une longueur d'onde donnée, le rapport de l'intensité du rayonnement absorbé sur toute la hauteur de l'atmosphère au rayonnement incident. La gamme de longueurs d'ondes s'étend entre 4 et 40 μm , intervalle dans lequel se situe l'essentiel du rayonnement infrarouge émis par la Terre. Concentrons-nous sur la vapeur d'eau (en bleu) et le dioxyde de carbone (en rouge). Nous voyons que l'eau est bien le principal gaz à effet de serre, au sens où c'est elle qui absorbe le mieux le rayonnement terrestre : l'absorptivité vaut 1 pour une grande plage de longueurs d'onde, notamment entre 5 et 8 μm puis au-delà de 16 μm . Pour le dioxyde de carbone, l'absorptivité est totale autour de 5 et 15 μm .

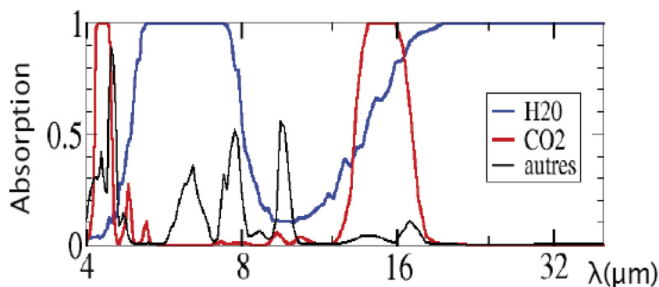


Figure 5 : Dépendance spectrale de l'absorptivité des principaux gaz à effet de serre de l'atmosphère terrestre dans la gamme de longueurs d'onde dans laquelle se situe l'essentiel du rayonnement émis par la surface de la Terre. L'absorptivité est calculée sur des intervalles spectraux de 10 cm^{-1} et les raies d'absorption ne sont donc pas individuellement visibles.

Notons, entre 8 et 16 μm , une fenêtre d'absorptivité faible, qui implique que dans cette gamme de longueurs d'onde, le rayonnement émis par la surface de la Terre traverse l'atmosphère et s'échappe dans l'espace : il s'agit des $40\text{ W} \cdot \text{cm}^{-2}$ marqués B sur la figure 4.

Ces courbes dépendent *a priori* de la quantité de gaz présente dans l'atmosphère. On peut donc se demander ce qu'il advient si l'on modifie ces concentrations – ce qu'il est facile de faire en laboratoire. Le résultat est inattendu : mieux, il soulève une interrogation cruciale...

On constate en effet sur la figure 6 que, pour le dioxyde de carbone, si on divise ou multiplie par

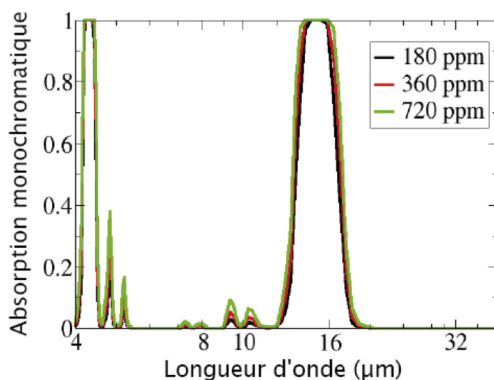


Figure 6 : Dépendance spectrale de l'absorptivité de l'atmosphère terrestre pour trois valeurs de la concentration de l'atmosphère en CO_2 , si ce gaz était le seul gaz absorbant.

deux sa concentration actuelle (proche de 360 ppm), l'absorptivité ne change pratiquement pas. Rappelons que la valeur était de 280 ppm il y a une centaine d'années, et de 180 ppm pendant les périodes glaciaires.

Au vu de ces courbes, il semble qu'un doublement de la concentration en dioxyde de carbone n'ait presque aucun effet sur l'absorption. *Mais si l'absorption du rayonnement par le dioxyde de carbone ne change pas, l'effet de serre ne devrait pas changer et la température d'équilibre de la Terre non plus !* Pourquoi tant s'inquiéter, alors, d'une augmentation des émissions de ce gaz ?

Avant de répondre à cette question, voyons ce qu'il en est pour la vapeur d'eau. La figure 7 montre l'absorptivité pour différentes teneurs de l'atmosphère en vapeur d'eau⁽⁶⁾. Les valeurs considérées vont de 5 kg/m² à 40 kg/m², ce qui couvre la gamme des valeurs actuellement observées et encadre la valeur moyenne actuelle, qui est d'environ 20 kg/m². On constate que, pour les longueurs d'onde comprises entre 8 et 20 μm, l'absorptivité augmente avec la teneur en vapeur d'eau. En dehors de ce domaine spectral, l'absorptivité est totale.

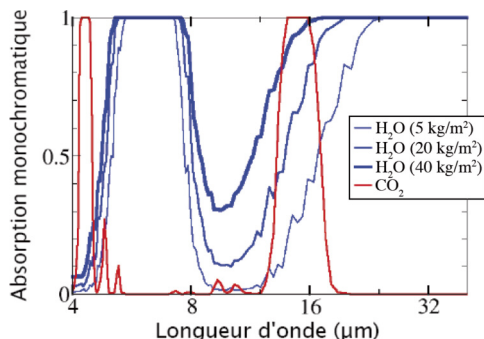


Figure 7 : Dépendance spectrale du coefficient d'absorptivité pour trois valeurs du contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau, ici exprimé en kg/m². La courbe relative au dioxyde de carbone est reproduite pour comparaison.

6. LA SATURATION DE L'ABSORPTIVITÉ DU RAYONNEMENT

Une façon de synthétiser ces propriétés consiste à calculer l'absorptivité de l'atmosphère, moyennée sur tout le spectre, pour le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre. Les résultats pour différentes valeurs des concentrations sont présentés figures 8a et 8b (*cf.* page ci-contre).

(6) La concentration de vapeur d'eau variant très fortement avec l'altitude, on considère plutôt l'intégrale de la masse de vapeur d'eau sur une verticale. La concentration de CO₂ est au contraire très peu variable pour des altitudes inférieures à cinquante kilomètres, et donc l'intégrale de sa masse suivant la verticale est directement proportionnelle à sa concentration moyenne, grandeur utilisée ici.

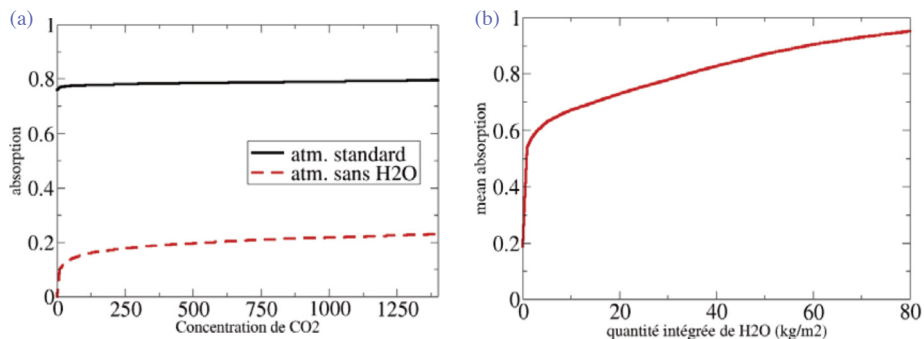


Figure 8 : Absorptivité de l'atmosphère moyennée sur tout le spectre infrarouge pour le rayonnement émis par la surface de la Terre. (a) en fonction de la concentration en dioxyde de carbone, en ppm, pour une atmosphère sans vapeur d'eau (ligne continue) ou avec une concentration de vapeur d'eau « standard » de $20 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ (tirets) ; (b) en fonction de la masse totale de vapeur d'eau par unité de surface.

Pour le dioxyde de carbone, la « saturation » de la bande d'absorption à $15 \mu\text{m}$ visible figure 6 se reflète dans le fait que la courbe figure 8a est quasiment plate pour des concentrations supérieures à environ 200 ppm. L'absorptivité moyenne augmente fortement avec la concentration de CO_2 uniquement pour des concentrations inférieures à quelques dizaines de ppm, jusqu'à ce que l'absorptivité par la bande à $15 \mu\text{m}$ soit saturée. Au-dessus de cette concentration, l'absorptivité moyenne de l'atmosphère n'augmente presque plus avec la concentration de CO_2 , et cette augmentation est encore plus faible lorsque l'atmosphère contient de la vapeur d'eau.

Le cas de la vapeur d'eau est très différent (*cf.* figure 8b). Pour des faibles quantités de vapeur d'eau (inférieures à 2 kg/m^2), l'absorptivité moyenne augmente rapidement avec la concentration, et elle *continue d'augmenter* pour des valeurs plus élevées, même si c'est de façon plus faible. La forte augmentation de l'absorptivité pour les faibles contenus en vapeur d'eau est due aux bandes d'absorption les plus intenses (entre 6 et $8 \mu\text{m}$, et au-dessus de $20 \mu\text{m}$). Quand celles-ci sont saturées, l'accroissement plus lent de l'absorptivité provient du comblement progressif de la fenêtre d'absorptivité faible entre 8 et $20 \mu\text{m}$ (*cf.* figure 7). Cette augmentation continue de l'absorptivité moyenne en fonction de la concentration de vapeur d'eau fait que le modèle très simple d'effet de serre à une vitre rend compte de ce qui se passe au premier ordre : l'accroissement de la concentration de vapeur d'eau augmente l'absorptivité du rayonnement infrarouge par l'atmosphère, qui entraîne une augmentation de l'effet de serre comparable à celle que l'on obtient avec des modèles radiatifs détaillés.

7. LA NOTION D'ALTITUDE D'ÉMISSION

La question demeure entière, cependant, concernant la partie du spectre où l'absorptivité est totale, saturée. Pour le dioxyde de carbone, c'est le cas autour des bandes

d'absorption autour de 5 et 15 μm ; pour la vapeur d'eau, c'est le cas pour les longueurs d'onde entre 6 et 8 μm et au-dessus de 20 μm . Comment le rayonnement est-il émis et absorbé dans ces parties du spectre infrarouge pour lesquelles l'absorptivité est saturée ?

Le mécanisme est le suivant : dans ces domaines de longueurs d'onde, le rayonnement émis par la surface de la Terre est totalement absorbé par les basses couches de l'atmosphère. Celles-ci émettent leur propre rayonnement dans toutes les directions – vers la surface, et vers l'espace – et ainsi de suite de proche en proche en montant en altitude. Puis vient un moment où la quantité de gaz absorbant située au dessus de la couche émettrice considérée devient suffisamment faible pour que le rayonnement qu'elle émet puisse s'échapper vers l'espace. Il ne s'agit pas, bien sûr, d'une altitude précise, car d'une part le phénomène est continu et d'autre part il dépend de la longueur d'onde.

Ainsi, pour chaque longueur d'onde, on peut décomposer de façon schématique l'atmosphère en deux couches (cf. figure 9a). Une première, aux basses altitudes, pour laquelle le rayonnement émis n'atteint jamais l'espace, car il est absorbé par la région de l'atmosphère située au-dessus. On dit que cette couche est aveugle, qu'elle ne voit pas l'espace et que réciproquement elle n'est pas vue depuis l'espace. La seconde couche est constituée de l'atmosphère au dessus de la précédente. Le rayonnement qu'elle émet vers le haut atteint l'espace, au moins partiellement. Et réciproquement, c'est cette couche qui est vue depuis l'espace, notamment par les radiomètres à bord des satellites.

On peut calculer l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement qui atteint l'espace a été émis. Cette altitude est appelée *altitude d'émission* et cette notion nous permet de construire une image mentale simplifiée des échanges radiatifs avec l'espace lorsque l'absorptivité dans l'atmosphère est saturée : *le rayonnement vu depuis l'espace est émis*

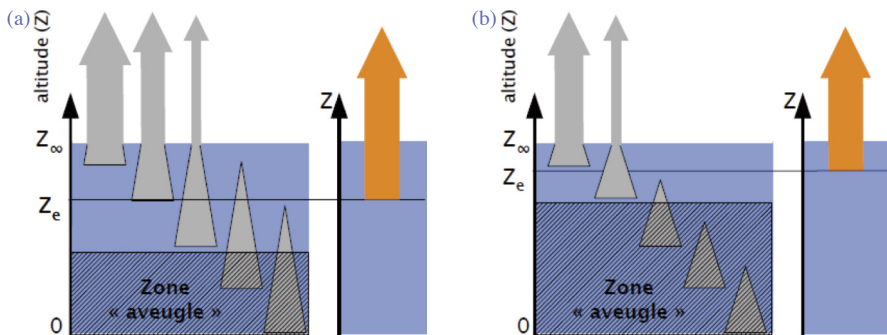


Figure 9 : À gauche, représentation schématique de l'évolution du rayonnement émis vers le haut par la surface et par l'atmosphère pour quatre altitudes particulières. La surface est à l'altitude 0 et le sommet de l'atmosphère à l'altitude Z_∞ . Les formes en triangle schématisent la diminution progressive de l'intensité du rayonnement avec l'altitude, du fait de l'absorption par l'atmosphère, pour un rayonnement émis à la base du triangle. À droite, représentation de l'altitude d'émission correspondante. En (a) le schéma correspond à une atmosphère de référence et en (b) une atmosphère pour laquelle la quantité d'absorbant a augmenté.

par l'atmosphère à une altitude d'émission Z_e , et la puissance émise dépend, comme nous l'avons vu, de la température à cette altitude d'émission.

Sur Terre, l'altitude d'émission, dans les domaines spectraux correspondant aux bandes d'absorption de H_2O ou du CO_2 , est de l'ordre de quelques kilomètres, disons de trois à huit kilomètres. Ceci signifie qu'en dehors de la fenêtre de transparence de l'atmosphère (entre 8 et 13 μm), l'essentiel du rayonnement qui sort du système Terre-atmosphère a été émis par la région de l'atmosphère au dessus de trois kilomètres d'altitude.

Que se passe-t-il lorsque la quantité de gaz absorbant augmente ? Du fait de l'augmentation de l'absorptivité, un rayonnement émis à une altitude donnée est absorbé sur des distances plus courtes que précédemment, comme schématisé figure 9b. Le rayonnement émis vers le haut au milieu de l'atmosphère, qui était précédemment partiellement absorbé avant d'atteindre le sommet de l'atmosphère, l'est maintenant totalement. La partie de l'atmosphère qui voit l'espace se réduit par le bas tandis que la partie aveugle de l'atmosphère augmente. En conséquence, l'altitude d'émission augmente. C'est le point crucial.

8. PRISE EN COMPTE DU GRADIENT DE TEMPÉRATURE VERTICAL

À ce stade, il est important de se souvenir que l'intensité du rayonnement émis par une couche de l'atmosphère varie beaucoup avec la température absolue T , car il s'agit de la quatrième puissance de T . Par exemple, le rapport des intensités émises lorsque la température passe de + 15 °C à - 15 °C est $\left(\frac{273-15}{273+15}\right)^4 = 0,64$. L'approximation d'une atmosphère isotherme est donc certainement *mauvaise*.

Or le gradient thermique dans les dix à quinze premiers kilomètres de l'atmosphère (appelée troposphère) est bien connu : il est contrôlé par les *mouvements de convection atmosphérique*.

De quoi s'agit-il ?

Lorsqu'une masse d'air est au contact avec un sol un peu plus chaud qu'elle, elle acquiert une température un peu supérieure à l'air environnant, sa densité diminue, et elle subit un mouvement ascendant (c'est un effet de poussée d'Archimède dans l'air). Cette montée s'effectue pratiquement sans échange thermique avec l'air environnant, car l'échelle de temps est plus rapide que celle de la conduction thermique. Comme la pression de l'air environnant diminue avec l'altitude, la masse d'air en ascension se détend, se dilate, et par conséquent se refroidit (c'est le phénomène inverse d'une compression sans échange thermique qui produit une élévation de température, comme on le constate en gonflant un pneu de bicyclette avec une pompe). Cette détente est dite *adiabatique*, ce qui signifie *sans échange de chaleur* avec l'air environnant. La thermodynamique permet de calculer la diminution de température avec l'altitude, qu'on appelle le *gradient adiabatique* (cf. annexe). Pour un air sans vapeur d'eau, il s'agit d'environ 1 °C tous les 100 m, et pour un air conte-

nant de la vapeur d'eau, environ 0,6 à 0,8 °C tous les 100 m, selon l'humidité de l'atmosphère (la condensation de vapeur d'eau en gouttelettes apporte de l'énergie à l'air, donc le refroidissement est moins rapide selon la quantité d'eau condensée). Dans les tropiques et les moyennes latitudes, le gradient observé est très proche de la valeur théorique, aussi bien en été qu'en hiver, et les raisons de ce bon accord sont bien comprises [11].

Pour simplifier, nous prendrons dans la suite un gradient vertical de température dans l'atmosphère constant. Le point essentiel est qu'il est *indépendant des échanges radiatifs et indépendant de la concentration en CO₂*.

9. ACCROISSEMENT DE L'EFFET DE SERRE POUR UNE ATMOSPHÈRE DONT L'ABSORPTIVITÉ EST SATURÉE

Nous sommes maintenant en mesure de répondre à notre question : *si l'absorptivité par l'atmosphère du rayonnement émis par la surface terrestre est déjà saturée (donc maximale), par quel mécanisme l'augmentation de la concentration d'un gaz absorbant peut-elle augmenter l'effet de serre, et donc la température de surface de la Terre ?*

Négligeons la dépendance spectrale et supposons que l'absorptivité soit saturée dans tout le domaine infrarouge. L'équilibre radiatif de la Terre peut alors être schématisé de la façon suivante : à l'altitude Z_e , le rayonnement émis vers l'espace équilibre le rayonnement solaire incident, diminué de la partie réfléchi. Si on suppose que l'atmosphère à cette altitude émet comme un corps noir, sa température T_1 doit être telle que la puissance σT_1^4 rayonnée par l'atmosphère équilibre la puissance $F_s = (1 - A)S$ reçue du Soleil (cf. figure 10a, page ci-contre). On a donc :

$$(1 - A)S = \sigma T_1^4$$

Nous avons vu précédemment que cette température est ⁽⁷⁾ de 255 K pour les valeurs $A = 0,31$ et $S = 342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Lorsque la concentration de gaz absorbant augmente, nous avons également vu que l'altitude d'émission augmente et prend une valeur Z_2 supérieur à la valeur précédente Z_1 (cf. figure 10b, page ci-contre). En raison de l'existence du gradient adiabatique, la température T_2 du gaz à cette nouvelle altitude est inférieure à la température précédente T_1 . Comme la température d'émission est plus petite, la puissance du rayonnement émis est *plus petite* (cf. figure 10b, page ci-contre). Conclusion : le système n'est plus à l'équilibre, car il reçoit plus d'énergie du Soleil qu'il n'en émet ! Conséquence : le haut de l'atmosphère se réchauffe, et du fait des mouvements de convection, cet échauffement se propage à *toute* l'atmosphère, en maintenant constant le gradient vertical de température jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint (cf. figure 10c, page ci-contre).

(7) Pour une atmosphère standard, dont la température de surface est de 288 K et le gradient vertical de température de -6 K/km , cette température correspond à une altitude de 5 km environ.

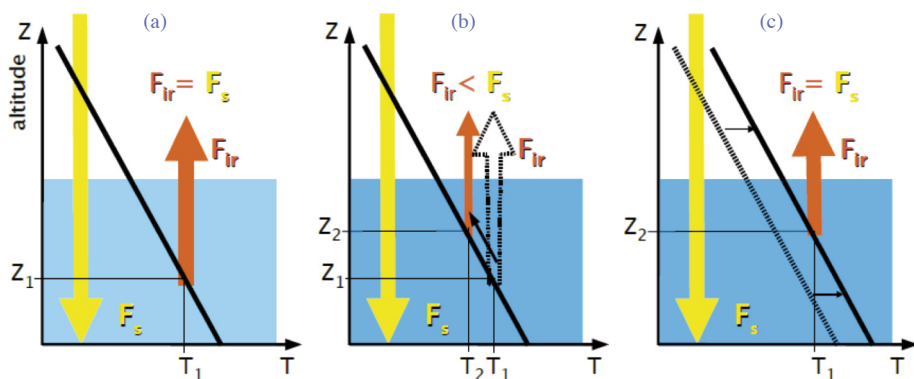


Figure 10 : Schémas illustrant la variation de l'effet de serre et de la température consécutifs à une augmentation de la concentration d'un gaz à effet de serre pour lequel l'absorptivité est déjà saturée ; (a) atmosphère de référence, à l'équilibre ; (b) l'altitude d'émission augmente, le rayonnement infrarouge émis vers l'espace diminue, il y a déséquilibre ; (c) un nouvel équilibre est atteint avec une température plus élevée de l'atmosphère et de la surface. Ce schéma contient la clef de la compréhension de l'effet de serre pour une atmosphère dont l'absorptivité est saturée.

Nous avons raisonné jusqu'ici à quantité de vapeur d'eau constante. En fait, quand la température augmente, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente aussi. Il en résulte un comblement partiel de la « fenêtre atmosphérique » et un renforcement de l'effet de serre : il s'agit là d'une rétroaction positive importante.

Nous voyons donc que même si l'absorptivité d'une atmosphère est saturée, c'est-à-dire même si l'atmosphère absorbe déjà tout le rayonnement émis par la surface terrestre, l'effet de serre peut néanmoins augmenter si la quantité de gaz absorbant augmente. Et nous avons vu que la variation de l'altitude d'émission et l'existence d'un gradient vertical de température jouaient un rôle clef dans le mécanisme de variation de l'effet de serre.

Après coup, ce résultat était-il prévisible ? Avec le modèle de serre à une vitre, l'effet de serre est maximal lorsque la vitre absorbe tout le rayonnement infrarouge. Mais que se passe-t-il si l'on place deux vitres absorbant chacune totalement le rayonnement infrarouge au lieu d'une seule ? L'absorptivité totale ne change pas, elle est toujours maximale, et égale à 1. Par contre, la vitre n° 1 a un effet de serre sur la vitre n° 2 qui a un effet de serre sur la surface. Il est facile de montrer que la température de surface augmente avec le nombre de vitres (*cf.* annexe). Sur cet exemple à N vitres, on voit clairement que l'effet de serre peut être augmenté même si l'absorptivité est déjà totale. Le fait d'avoir plusieurs vitres permet à ces vitres d'avoir des températures différentes, c'est-à-dire d'introduire un gradient vertical de température.

Néanmoins, il existe une différence importante entre l'effet de serre à N vitres et le modèle proposé basé sur la notion d'altitude d'émission et de gradient de température imposé. Dans le premier cas, on trouve que la température de la surface, par rapport à sa

valeur en l'absence de vitre, est multipliée par $(N + 1)^{1/4}$, et que les vitres successives ont une température décroissante jusqu'à la $N^{\text{ème}}$, dont la température d'équilibre est celle d'une surface nue. Il s'introduit bien ainsi un gradient de température, mais celui-ci est déterminé par les propriétés radiatives des vitres. Dans l'effet de serre atmosphérique, le gradient de température est essentiellement imposé par les mouvements convectifs, et les échanges radiatifs entre les diverses couches s'adaptent à ce gradient.

CONCLUSION

Dans cet article, nous avons présenté un modèle qui prend en compte deux aspects essentiels de l'effet de serre souvent négligés dans les modèles les plus simplistes : l'existence d'un gradient de température atmosphérique et la saturation de l'absorptivité du rayonnement infrarouge par le dioxyde de carbone.

Pour le CO_2 , il est indispensable d'introduire la notion d'altitude d'émission et de sa variation avec la variation de la concentration en CO_2 . Pour la vapeur d'eau, en revanche, le modèle d'une serre à une vitre (ou d'un capteur solaire) dont l'efficacité augmente lorsque l'absorption de la vitre augmente permet d'expliquer au premier ordre les résultats.

L'interprétation de l'effet de serre présentée dans cet article comporte encore d'importantes simplifications. Par exemple, le traitement d'un mélange de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone pose le problème du recouvrement des spectres d'absorption de ces deux molécules. Néanmoins, une explication qualitative satisfaisante peut être obtenue en remarquant que la vapeur d'eau est principalement située dans la basse atmosphère alors que le CO_2 est mélangé de façon homogène dans les cinquante premiers kilomètres de l'atmosphère. Le raisonnement que nous avons fait est donc valable en considérant le CO_2 situé au-dessus de la vapeur d'eau.

Une autre simplification importante est de supposer que le gradient vertical de température est constant, alors qu'il change de signe vers 10-15 km d'altitude : dans la stratosphère en effet, l'absorptivité du rayonnement UV par l'ozone et le dioxygène induit une *augmentation* de la température avec l'altitude. Si l'on applique le raisonnement présenté dans cet article à cette région, on trouve qu'une augmentation de l'altitude d'émission *augmente* la température d'émission et donc *diminue* l'effet de serre. Des considérations plus complètes montrent cependant que la stratosphère se refroidit lorsque le CO_2 augmente et que globalement la stratosphère a un comportement neutre lorsque le CO_2 varie.

Il existe plusieurs ouvrages de référence sur le calcul des échanges radiatifs dans les atmosphères [6, 8 et 3], et il existe également plusieurs familles de modèles de transfert radiatif, bien documentés dans la littérature scientifique, qui permettent de calculer les échanges radiatifs dans l'atmosphère avec une grande précision. Ces modèles peuvent être

considérés comme des références pour nos besoins. En calculant les échanges radiatifs pour une atmosphère donnée, et pour la même atmosphère dans laquelle on met alternativement à zéro la concentration de chacun des gaz absorbant (CO_2 , H_2O , $\text{O}_3 \dots$), on peut estimer la contribution moyenne de ces différents gaz à l'effet de serre sur le globe, dans les conditions actuelles (cf. figure 1) [7]. On peut également quantifier la perturbation de l'effet de serre. Comme autre résultat classique, citons qu'un doublement de la concentration de CO_2 augmente l'effet de serre de $3,7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Pour terminer, il convient de préciser le statut des modèles très simples discutés ici, et de bien les différencier des modèles beaucoup plus complets utilisés par les spécialistes. Dans ces approches détaillées, les bilans radiatifs des différentes couches sont effectués à partir des données moléculaires, et dans une géométrie tridimensionnelle. L'effet de serre est un *résultat* de ces calculs, et, par exemple, l'émission vers l'espace du rayonnement infrarouge terrestre est traitée dans toute sa complexité, et non en terme d'une altitude d'émission. Le cas d'une atmosphère dépourvue de nuages et d'aérosols est aujourd'hui bien compris. Le calcul du bilan radiatif de la Terre en réponse à une modification de la concentration en dioxyde de carbone repose sur des bases physiques solides et ne comporte plus de difficulté fondamentale. Les climatologues se concentrent sur la modélisation de phénomènes plus difficiles : changement de la concentration de vapeur d'eau, rôle des nuages et des aérosols, etc.

Il n'empêche qu'il est important d'élaborer des modèles simples qui permettent de *comprendre* les mécanismes à l'œuvre. Comprendre, c'est être capable de se faire une représentation mentale qualitative de ces mécanismes. Mais simple ne veut pas dire simpliste : nous avons vu que le modèle de l'effet de serre à une vitre est très incomplet pour interpréter la variation de l'effet de serre dû au CO_2 . Le modèle à N vitres permet de résoudre le paradoxe de l'effet de saturation, mais en revanche il ne représente pas le fait que dans l'atmosphère, ce sont les échanges par convection qui régissent le gradient vertical de température. Par cet article, nous espérons avoir contribué à combler ces lacunes. C'est ce qui justifie de traiter, comme nous l'avons fait, les propriétés d'absorption de façon globale, et dans une géométrie simplifiée.

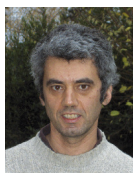
REMERCIEMENTS

Les calculs radiatifs mentionnés dans cet article ont été réalisés avec le modèle SBDART [10]. Ce modèle, à bande étroite, n'est pas à proprement parler un modèle radiatif de référence. Néanmoins, sa précision est largement suffisante pour la plupart des applications climatiques ou les exemples présentés ici.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] ÅNGSTRÖM K. "Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre". *Annalen der Physik* IV, 1990, p. 720-732.

- [2] ARRHENIUS S. “On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground”. *The London Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 1896, **41** (251), p. 237-276.
- [3] DE MOOR G. *Le transfert radiatif en météorologie dynamique*. La Documentation Française, 2007.
- [4] DUFRESNE J.-L. « Jean-Baptiste Joseph Fourier et la découverte de l’effet de serre ». *La Météorologie*, 2006, **53**, p. 42-46.
- [5] FOURIER J.-B. *Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*. Mémoires de l’Académie Royale des Sciences de l’Institut de France, tome VII, 1827, p. 570-604
- [6] GOODY R.M. and YUNG Y.L. *Atmospheric radiation: theoretical basis*. Oxford University Press, 1995.
- [7] KIEHL J. T. and TRENBERTH K. E. “Earth’s Annual Global Mean Energy Budget”. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, 78, p. 197-208.
- [8] LIOU K.N. *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, 2002.
- [9] PIERREHUMBERT R. T. “Greenhouse effect: Fourier’s concept of planetary energy balance is still relevant today”. *Nature*, 2004, **432**, p. 677.
- [10] RICCHIAZZI P., YANG S., GAUTIER C. et SOWIE D. SBDART : A *research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth’s atmosphere*, BAMS, 1998, 79 (10), p. 2101-2114.
- [11] XU K.-M. et EMANUEL K. A. “Is the tropical atmosphere conditionally unstable ?” *Mon. Wea. Rev.*, 1989, **117**, p. 1471-1479.



Jean-Louis DUFRESNE

Laboratoire de météorologie dynamique (LMD)
 Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL)
 Centre national de la recherche scientifique (CNRS)
 École polytechnique (EP)
 École normale supérieure (ENS)
 Université Pierre-et-Marie Curie (UMPC)



Jacques TREINER : professeur à l’université Pierre et Marie Curie, Paris. Président du GEPS de physique-chimie qui a rédigé les programmes actuellement en application.

Annexe

EFFET DE SERRE, MODÈLE À N VITRES IDÉALISÉES

On se propose de calculer les températures d'équilibre de N vitres indépendantes placées au-dessus d'une surface et soumises au rayonnement solaire. Chaque vitre est supposée totalement transparente au rayonnement solaire, et totalement opaque au rayonnement infrarouge émis par la surface et par ses voisines. On néglige tout effet de convection et de conduction thermique.

Soit S la puissance du rayonnement incident, et $T_i, i = 1, 2 \dots N$, les températures d'équilibre des vitres. Soit T_0 la température d'équilibre de la surface. Les émissions de corps noir des différentes surfaces s'effectuent dans toutes les directions, mais par souci de simplification, nous ne considérons que la dimension verticale. L'équilibre de chaque surface est obtenu en écrivant que la puissance reçue est égale à la puissance émise. D'où le système d'équations suivantes :

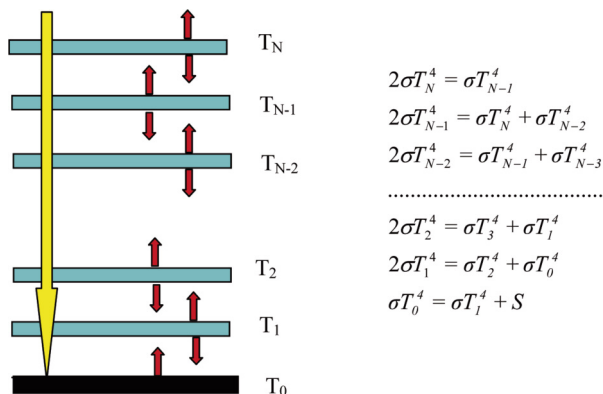


Figure A : Schéma du modèle d'effet de serre à N vitres idéalisées.

En additionnant toutes les équations, on obtient la relation $\sigma T_N^4 = S$, puis par report de proche en proche, $T_{N-i} = (i + 1)^{1/4} \left(\frac{S}{\sigma}\right)^{1/4}$, d'où $T_0 = (N + 1)^{1/4} \left(\frac{S}{\sigma}\right)^{1/4}$.

CALCUL DU GRADIENT ADIABATIQUE POUR UNE ATMOSPHÈRE SÈCHE

La détente adiabatique d'un gaz parfait (masse volumique ρ , masse molaire M) est régie par la loi :

$$P^{1-\gamma} T^\gamma = \text{constante},$$

où γ désigne l'indice adiabatique du gaz, égale au rapport des capacités calorifiques respectivement à pression et à volume constant. Lorsque l'altitude augmente de dz , la pression diminue de :

$$dp = - \rho g dz,$$

et la température de dT tel que :

$$(1 - \gamma) dp/p + \gamma dT/T = 0.$$

En combinant ces deux équations avec l'équation des gaz parfaits $p = \rho RT/M$, on trouve :

$$dT/dz = - g/C_p$$

où C_p désigne la capacité calorifique massique du gaz à pression constante.