

EFFET DE SERRE ET ALBÉDO

La notion de corps noir

Toute substance, quelle que soit sa température, émet de la lumière, sauf à 0°K. Le fait que les corps chauds émettent de la lumière visible et les corps froids de l'infrarouge indique qu'il existe une relation entre longueur d'onde émise et température. La température n'étant qu'une mesure de l'agitation des particules de matière, la longueur d'onde du rayonnement émis dépend du mouvement des particules. En examinant le rayonnement émis par un objet, on peut donc déterminer la température de l'objet émetteur. Dans le noir, le rayonnement émis par les objets à température ambiante se situe dans l'infrarouge et est donc invisible (sauf avec des lunettes infrarouges !). Ce n'est qu'à partir de la température d'une plaque chauffante électrique (700°C) que l'on commence à apercevoir une émission de lumière dans la partie rouge du spectre visible. Pour décrire les caractéristiques du rayonnement émis par un objet à une température T (énergie rayonnée), on doit s'assurer que la lumière ambiante réfléchie par l'objet ne vienne pas s'ajouter à celle émise par l'objet en raison de sa température. Pour cela, on considère un objet qui absorbe parfaitement, sans réflexion, toute la lumière incidente. Les astronomes appellent un tel objet corps noir. L'adjectif noir se rapporte à la capacité de l'objet à absorber complètement la lumière incidente. La meilleure approximation d'un corps noir est un objet recouvert d'une épaisse couche de noir de fumée. L'énergie apportée par la lumière incidente va contribuer à amener le corps noir à la température T et étant intégralement absorbée, cette énergie incidente ne se mélange pas avec l'énergie rayonnée. La plupart des corps étudiés en astronomie sont considérés en première approximation comme des corps noirs. Ils émettent de la lumière autour d'une longueur d'onde privilégiée. Le spectre d'émission d'un corps noir est en forme de cloche. La longueur d'onde privilégiée L (en m) émise par un corps noir est liée à la température par la loi de Wien, 1893 : $L = 2,9 \times 10^{-3} / T$

Plus la température du corps noir est élevée, plus la longueur d'onde du pic d'émissivité est faible. En considérant les étoiles comme des corps noirs presque parfaits, on peut calculer leur température de surface à partir du spectre d'émission. Pour le Soleil, le pic d'émissivité se situe à une longueur d'onde correspondant à 0,5 microns, l'émission se situant entre 0,1 et 7 µm. D'après la loi de Wien, on en déduit une température de surface de 5800°K. Le Soleil émet donc surtout dans le vert mais aussi dans des longueurs d'onde plus courtes et plus longues. Les couleurs étant assez bien représentées, notre œil perçoit le Soleil comme un astre blanc. De la même manière, la température de surface de la Terre étant de 288 K, on en déduit que l'essentiel du rayonnement tellurique se fait dans l'infrarouge.

Rayonnement solaire et rayonnement tellurique

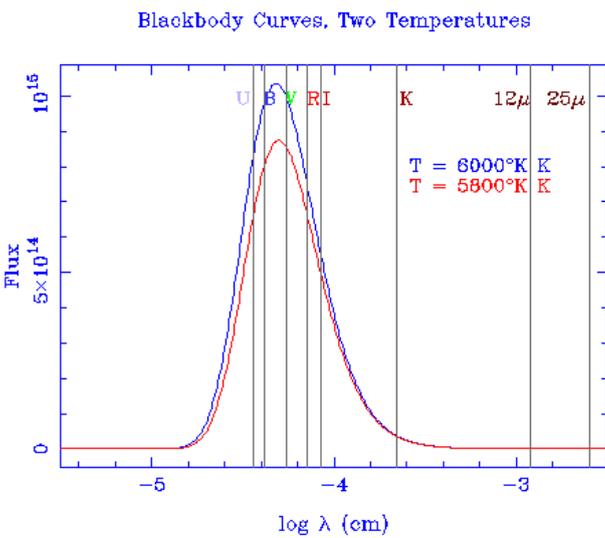
L'effet de serre fait intervenir à la fois le rayonnement solaire et le rayonnement infrarouge. Même si le premier nous est familier, le second a souvent un côté mystérieux. Pourtant ils sont de même nature physique : ce sont des rayonnements électromagnétiques qui ne se distinguent que par leur longueur d'onde. Tout corps émet un rayonnement dont la puissance totale et le spectre (c'est-à-dire la répartition de la puissance émise en fonction de la longueur d'onde) dépendent de sa température. Cette dépendance fut expérimentalement mise en évidence dans la deuxième moitié du XIX^e siècle. Puis Max Planck, au début du XX^e siècle, introduisit la notion de quantum d'énergie pour établir la théorie de l'émission de ce rayonnement. Cette loi de Planck fut à l'origine de la théorie quantique, théorie qui bouleversa profondément la physique du début du XX^e siècle. Le rayonnement qui nous parvient du soleil est émis par sa surface extérieure dont la température est d'environ 6 000 K. A une telle température, 40% de l'énergie est émise dans le domaine visible, c'est-à-dire dans une gamme de longueur d'onde allant de 0,3 µm (micromètre = 10⁻⁶m) (violet-bleu) à 0,7 µm (rouge). La décomposition du rayonnement solaire peut être réalisée en projetant un faisceau lumineux sur un prisme de verre, ou sur un réseau de diffraction. Tout un éventail de couleurs apparaît, du bleu au rouge en passant par le vert et le jaune. Chacune de ces couleurs est associée à un rayonnement d'une certaine longueur d'onde. Vers 1800, William Herschell, qui étudiait le rayonnement solaire, avait placé un thermomètre derrière un tel prisme. Il s'aperçut qu'il indiquait une élévation de température (et donc qu'il recevait de l'énergie) non seulement dans le domaine visible mais également dans la région au-delà du rouge. Ce fut la découverte du rayonnement infrarouge qui représente 50% du rayonnement émis par le soleil. Les 10 % restant du rayonnement solaire total sont émis à l'opposé du domaine visible, à des longueurs d'onde plus petites que celles du violet (l'ultraviolet).

Longueurs d'onde constituant le rayonnement solaire (température 6 000 K)

domaine ultraviolet inférieure à 0,3 µm (violet-bleu)	domaine visible de 0,3 µm (violet-bleu) à 0,7 µm (rouge)	domaine infrarouge au-delà de 0,7 µm (rouge)
10 %	40 %	50 %

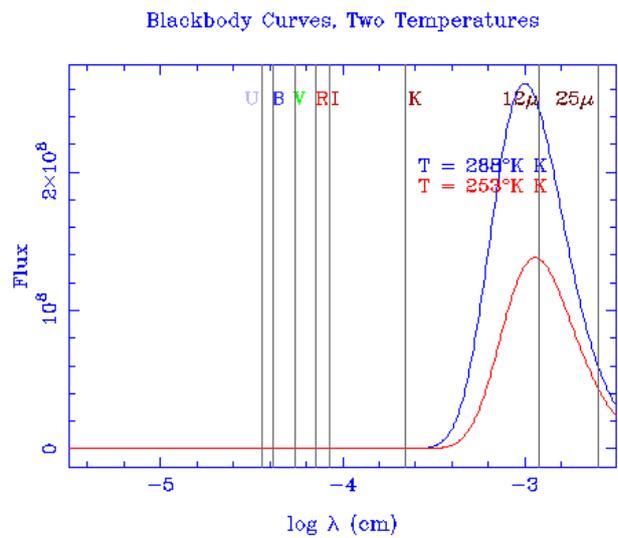
Un corps à température ambiante (288 K ou 15°C) émet un rayonnement dont le spectre est très différent de celui du Soleil.

Figure 1. Spectres d'émission d'un corps noir à 5 800 et 6 000 K (température à la surface du Soleil)



Droits réservés - © 2001

Figure 2. Spectres d'émission d'un corps noir à 253 et 288 K (ou 15°C, température moyenne à la surface de la Terre)

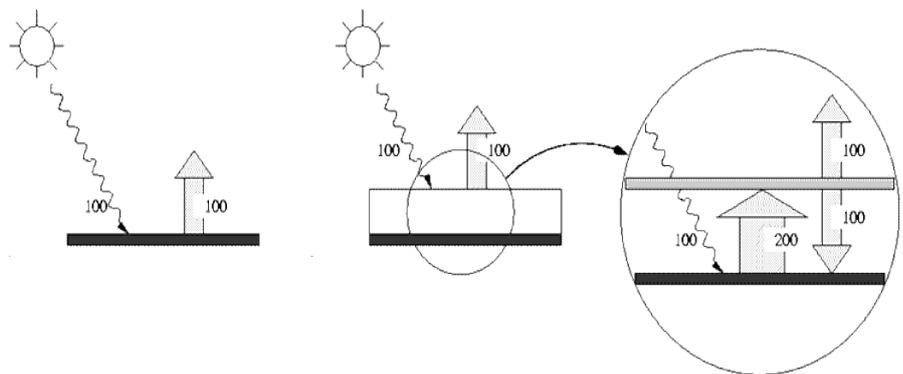


Droits réservés - © 2001

Le flux du spectre à 6 000 K est 10^7 fois plus important que pour le spectre à 253 K. La quasi-totalité de l'énergie d'un corps à température ambiante est émise dans l'infrarouge lointain (de 4 μm à 50 μm). C'est pour cela que, dans le noir, un corps à température ambiante n'est pas vu par notre œil. C'est seulement lorsque l'on dépasse 700 °C environ qu'un objet commence à être visible (un morceau de fer incandescent par exemple). Dans les lampes classiques la température du filament de tungstène est d'environ 2700 °C. Le spectre du rayonnement solaire et celui des corps à température ambiante appartiennent ainsi à deux domaines spectraux séparés par une frontière vers 4 μm (400 nm ou $4 \cdot 10^{-4}\text{cm}$).

Le mécanisme de l'effet de serre, analogie avec la serre

L'effet de serre repose sur le fait que certains matériaux ont des propriétés très différentes dans ces deux domaines spectraux. C'est notamment le cas des matériaux utilisés pour les vitres (verre, plexiglas, polycarbonate...) qui sont transparents au rayonnement solaire mais qui absorbent le rayonnement infrarouge. Prenons une plaque noire dont la face arrière est isolée thermiquement. On ne considère que les échanges radiatifs (les échanges par convection et conduction sont supposés négligeables).



(a) : si la plaque est seule, elle reçoit et absorbe le rayonnement solaire. Cette puissance absorbée vaut 100 dans une unité arbitraire. **À l'équilibre thermique**, les puissances reçues et perdues par la plaque sont égales, et la puissance du rayonnement infrarouge émis par la plaque vaut également 100 dans nos unités.

(b) : on recouvre la plaque par une vitre parfaitement transparente au rayonnement solaire et parfaitement opaque au rayonnement infrarouge lointain. **À l'équilibre thermique**, le système "vitre-plaque" perd comme précédemment autant d'énergie qu'il en gagne. La seule différence est que maintenant c'est la vitre qui a émis le rayonnement infrarouge car, comme elle est parfaitement opaque à ce rayonnement, aucun rayonnement émis par la plaque ne peut être reçu à l'extérieur.

(c) : regardons maintenant les échanges à l'intérieur du système "vitre-plaque". Si la vitre émet 100 vers l'extérieur, par raison de symétrie elle émet également 100 vers la plaque. Celle-ci reçoit donc en plus du rayonnement solaire le rayonnement infrarouge émis par la vitre. **À l'équilibre thermique**, la plaque doit perdre par rayonnement infrarouge autant d'énergie qu'elle en gagne, c'est-à-dire 200 dans nos unités. On peut vérifier que la vitre est alors aussi en équilibre : elle reçoit 200 et émet 200 (100 vers l'extérieur, 100 vers la plaque).

Ainsi un observateur qui regarde de loin n'est pas capable de savoir si notre plaque est recouverte ou non par une vitre car dans les deux cas il reçoit un même rayonnement infrarouge. La situation de la plaque est très différente puisque dans le cas a, elle émet 100 alors que dans le cas b, elle émet 200. Et cette émission plus importante se fait via une augmentation de la température de la plaque.

Les gaz atmosphériques à effet de serre

Sur Terre, les constituants qui interviennent dans l'effet de serre naturel sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, méthane... Le rayonnement solaire, essentiellement visible, est réfléchi à 30 % par l'atmosphère et le sol, 20 % est absorbé par l'ozone et la vapeur d'eau. Les 50 % restant, sont absorbés par la surface puis réémis sous forme de rayonnement infrarouge. Certains auteurs parlent de rayonnement infrarouge tellurique.

L'atmosphère terrestre absorbe alors 95% de ce rayonnement infrarouge tellurique (50 % par la vapeur d'eau, 25 % par le dioxyde de carbone, le reste par le méthane, l'ozone (qui a une bande d'absorption à 11,4 μm , les nuages...) puis réémet toujours dans l'infrarouge un rayonnement contribuant à l'échauffement du sol.

Lorsqu'un corps absorbe à une fréquence donnée, il émet aussi et son émissivité est monochromatique et égale à son absorption. Donc pour un corps à une température donnée, le spectre d'émission est égal au spectre d'absorption. C'est essentiellement le rayonnement tellurique qui est absorbé par le CO_2 , dans la bande à 15 μm . Notez que dans la région à 4 μm , les énergies radiatives solaire et tellurique sont toutes les deux très faibles.

Cet effet de serre est important car il permet à la température de surface de la Terre d'être environ 30 °C plus élevé que si l'atmosphère n'était pas présente. On estime que la vapeur d'eau est responsable d'un effet de serre naturel de + 20°C alors que le CO_2 contribue à une élévation de la température d'équilibre à la surface de la Terre de + 10°C. Les gaz atmosphériques qui interviennent dans l'effet de serre sont très minoritaires : ils constituent moins de 1 % de l'atmosphère.

	H_2O		CO_2	CH_4	N_2O	O_3			CFCs
	troposphère	stratosphère				troposphère non polluée	troposphère polluée	stratosphère	
Concentration dans l'atmosphère des gaz à effet de serre	0 à 3 %	quelques ppmv	365 ppmv	1,7 ppmv	0,3 ppmv	0,05 ppmv	0,4 ppmv	0,1 à 6 ppmv	760 pptv

ppmv : parties par million en volume, pptv : parties par 10^{12} en volume

Actuellement, les hommes, par leurs activités, augmentent notablement la concentration des gaz à effet de serre, ce qui fait craindre un réchauffement significatif de la température moyenne de notre planète.

Quelques gaz à effet de serre d'origine anthropique	CO_2	CH_4	N_2O	CFCs
Sources anthropiques principales	Combustibles fossiles déforestation	Rizières élevage marais combustibles fossiles	Engrais azotés déforestation biomasse	Aérosols gaz réfrigérants mousses
Pouvoir relatif d'absorption du rayonnement INFRAROUGE (par unité de volume, ramené à celui du CO_2)	1	32	160	16 000
Contribution à l'intensification de l'effet de serre ('effet de serre additif) entre 1980 et 1990 d'après Houghton et al., 1990, Dautray, 1991.	55 %	15 %	4 %	19 %
Avant la période industrielle (1850)	280 ppmv	0,8 ppmv	288 ppmv	0 pptv
Actuellement	365 ppmv	1,7 ppmv	310 ppmv	800 pptv
Accroissement annuel de la concentration	0,5 %	0,5 %	0,25 %	4 % jusqu'en 1990 0% actuellement
Concentration estimée en 2030	400 à 450 ppmv	2,2 à 2,5 ppmv	330 à 350 ppmv	700 pptv
Durée de séjour dans l'atmosphère	50-200 ans (1)	10 ans	150 ans	60 à 120 ans

(1) La durée du cycle biogéochimique du carbone explique les incertitudes sur la durée de séjour du CO_2 dans l'atmosphère.

Estimation de la production mondiale anthropique annuelle	CO ₂		CH ₄		CFCs
Unités	GtC/an (10 ⁹ tonnes/an)		Mt/an (10 ⁶ tonnes/an)		kt/an (10 ³ tonnes/an)
Total (Incertitudes de l'ordre de 30 %)	8,6		550		1 000 jusqu'en 1991 actuellement, quasiment nulle
	déforestation	2,8	élevage	76	
	pétrole	2,3	rizières	66	
	charbon	2,3	fuite gaz	53	
	gaz	0,95	déchets	44	
	ciment	0,14	mine	16	
Reste dans l'atmosphère et contribuent à intensifier l'effet de serre		3,5 GtC/an		43 Mt/an	771 kt/an

Si des incertitudes demeurent quant à l'effet précis de ces perturbations, il n'en reste pas moins que l'homme est en train de modifier le climat à l'échelle globale...

Pour qu'un gaz puisse jouer un rôle dans l'effet de serre (naturel ou additionnel), il faut qu'il ait des propriétés d'absorption (et donc de réémission) dans le domaine d'émission du système Terre-atmosphère considéré comme un corps noir autour de 260 à 280K. Ce domaine spectral correspond à l'infrarouge thermique entre 4 µm et 40 µm. Dans ce domaine, les molécules considérées absorbent un photon et passent d'un état fondamental à un état excité de vibration.

Cette capacité d'absorption est directement liée aux propriétés spectroscopiques des molécules et donc à leur structure (leur capacité à « vibrer »). Les molécules diatomiques comme le diazote N₂ et le dioxygène O₂ n'ont pas cette capacité de vibration et donc n'absorbent pas le rayonnement dans le domaine des longueurs d'onde infrarouge. Elles ne jouent donc pas de rôle dans l'effet de serre.

Figure 1. Spectre d'absorption du diazote (N₂) entre 2 et 17 µm

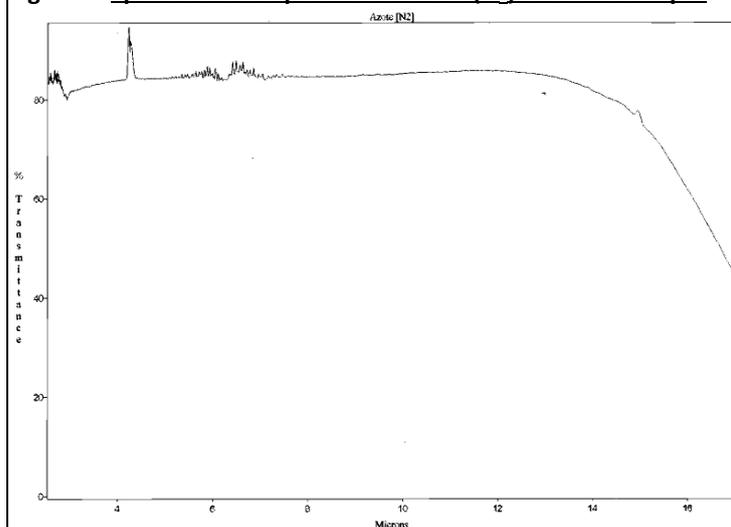
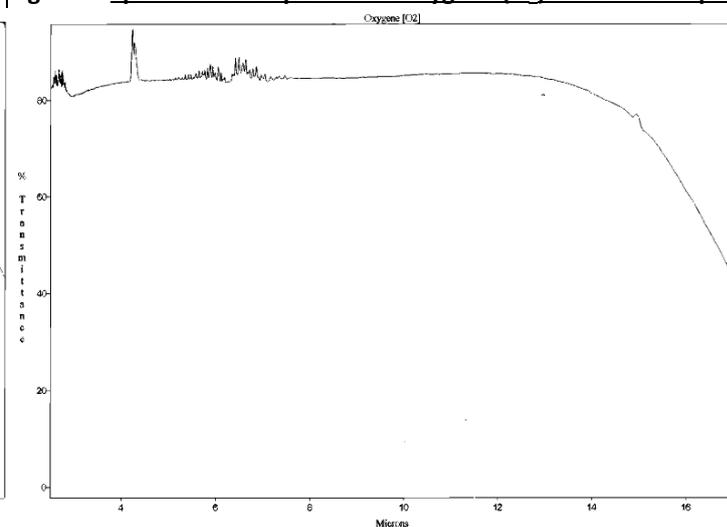


Figure 2. Spectre d'absorption du dioxygène (O₂) entre 2 et 17 µm

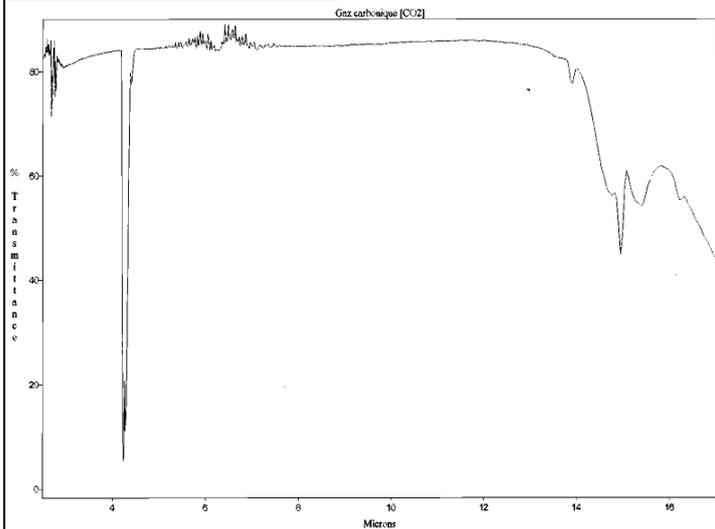


Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

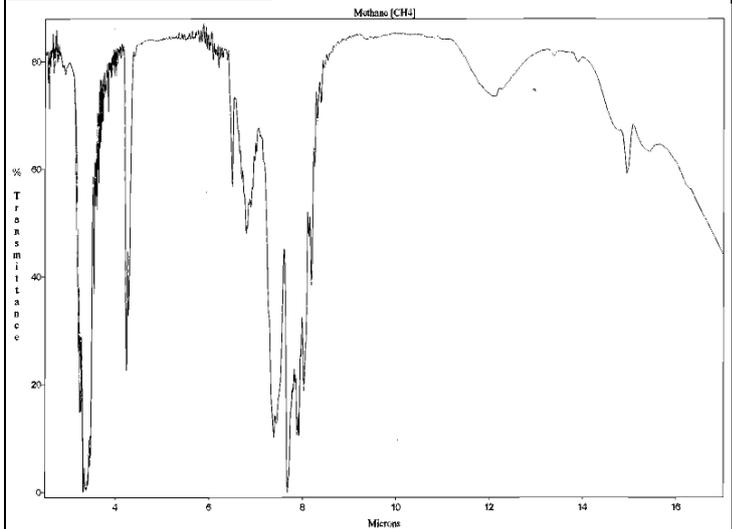
Les molécules triatomiques et polyatomiques, qu'elles aient une structure linéaire (comme le gaz carbonique CO₂ et l'hémioxyde d'azote N₂O), tétraédrique (comme le méthane CH₄) ou sans symétrie d'ordre supérieur (comme la vapeur d'eau H₂O, l'ozone O₃ ou les CFC) possèdent des bandes d'absorption dans le domaine infrarouge et peuvent donc jouer un rôle dans l'effet de serre.

Figure 3. Spectre d'absorption du dioxyde de carbone (CO₂) entre 2 et 17 μm (structure linéaire)



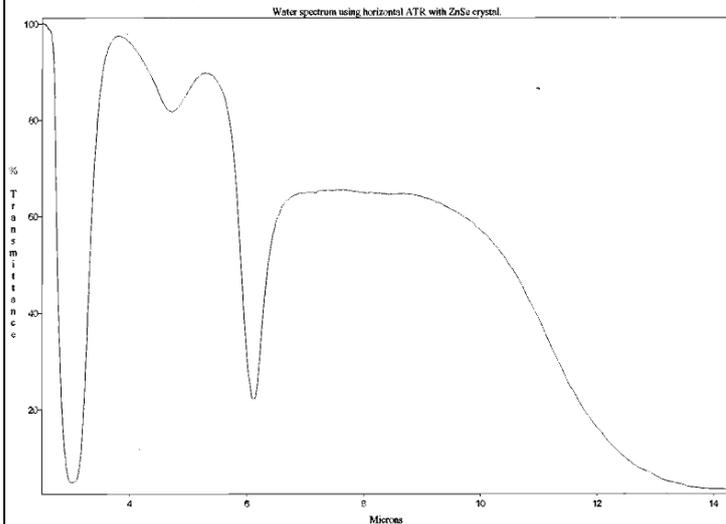
Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

Figure 4. Spectre d'absorption du méthane (CH₄) entre 2 et 17 μm (structure tétraédrique)



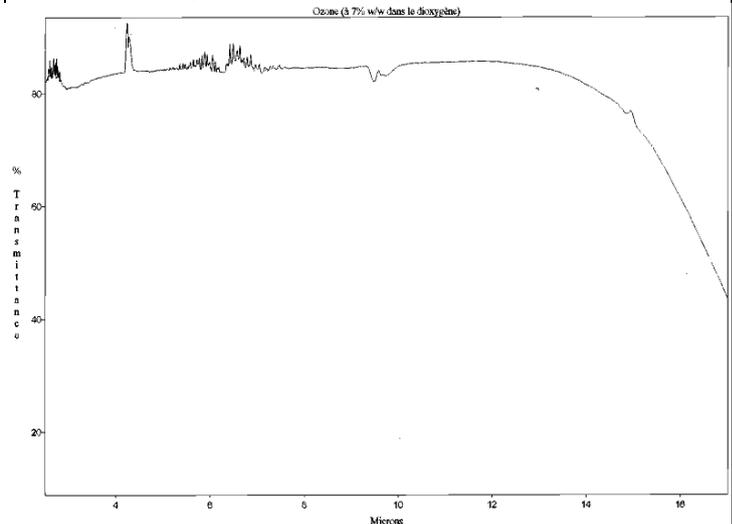
Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

Figure 5. Spectre d'absorption de l'eau (H₂O) entre 2 et 15 μm (structure sans symétrie d'ordre supérieur)



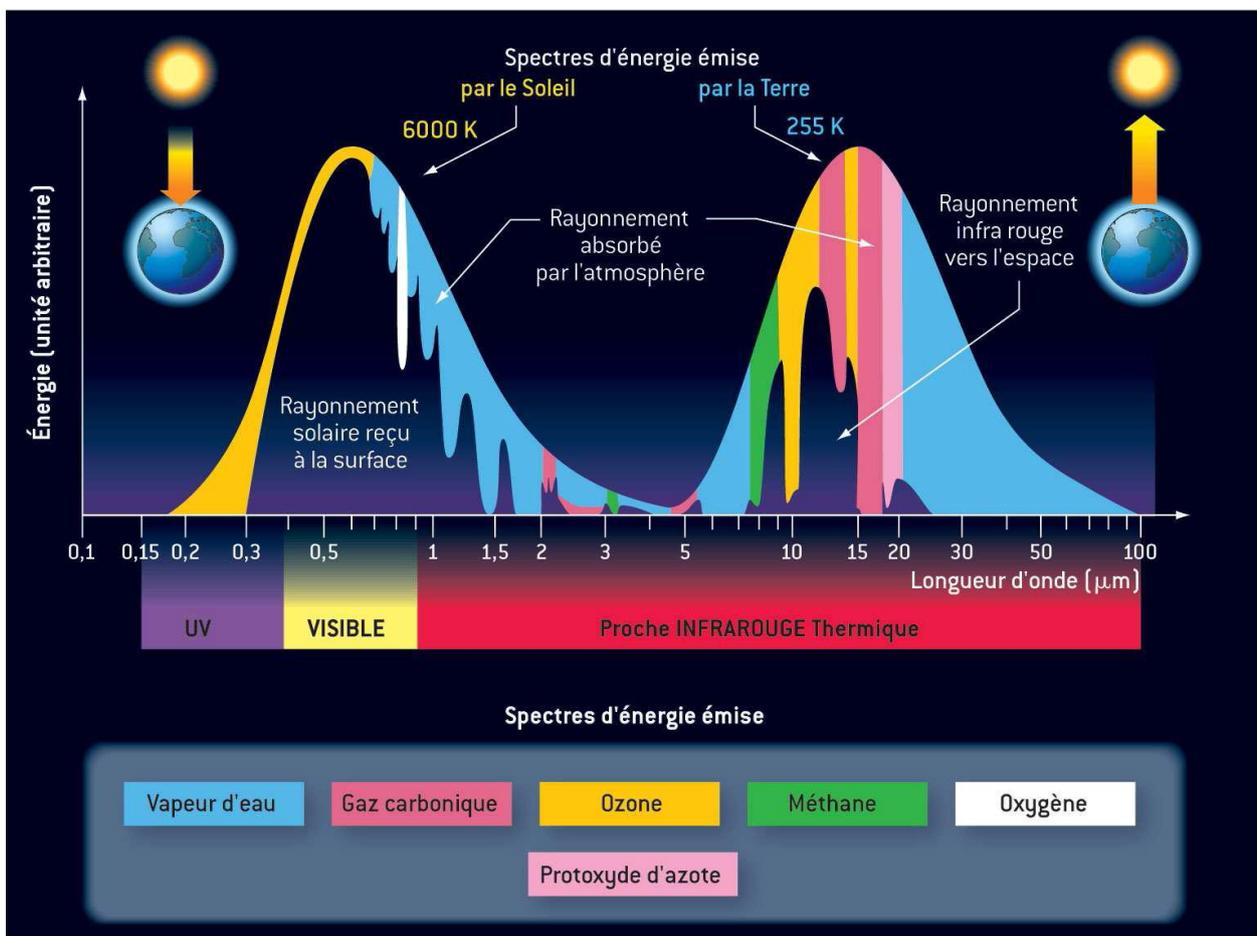
Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

Figure 6. Spectre d'absorption l'ozone (O₃) entre 2 et 17 μm (structure sans symétrie d'ordre supérieur)



Droits réservés - © 2003 Jacques Gentili. Mesures effectuées au Laboratoire de Sciences de la Matière, ENS Lyon.

Attention : Il y a une petite différence entre les spectres de l'ozone et de l'azote. En relation avec sa configuration spatiale, l'ozone absorbe légèrement vers 10 μm. Malheureusement, l'appareil utilisé ne permet de dégager que 7% d'ozone dans l'oxygène pur !! La concentration en ozone est donc très faible dans l'appareillage, ce qui n'a pas permis de faire des mesures précises... La capacité des constituants atmosphériques à piéger le rayonnement infrarouge est donc liée à leurs propriétés de structure moléculaire. Leur rôle relatif dans l'effet de serre est alors fonction de leur concentration dans l'atmosphère et du degré de saturation des transitions, lié précisément à cette concentration relative. Ainsi, l'effet de serre naturel est principalement dû à H₂O et CO₂. Compte tenu des concentrations actuelles de ces gaz dans l'atmosphère, aux longueurs d'onde considérées, l'absorption du rayonnement est totale. Une augmentation de concentration de ces gaz ne conduit pas alors à une augmentation proportionnelle de l'absorption (la relation n'est pas linéaire). Ceci explique que le doublement du gaz carbonique de 350 ppmv (parties par million en volume) à 700 ppmv ne conduise qu'à un apport d'énergie supplémentaire de 4 W/m² alors que l'effet actuel (qui correspond à un passage de 0 ppmv à 350 ppmv) est d'environ 50 W/m². Ceci explique aussi que des constituants moins abondants comme le méthane (1,8 ppmv), l'ozone (0,04 ppmv) ou les CFC (0,003 ppmv) puissent *in fine* jouer un rôle relatif important dans l'effet de serre additionnel dans la mesure où leurs bandes d'absorption sont situées à des longueurs d'onde différentes de celles de H₂O et CO₂. Ainsi, à masse égale relâchée aujourd'hui dans l'atmosphère, le méthane a un pouvoir de piégeage du rayonnement 56 fois supérieur à celui du CO₂, l'ozone 1 200 fois et les CFC entre 4 000 et 8 000 fois.



Sur cette figure l'enveloppe externe des courbes représente les spectres normalisés (ou intensité en fonction de la longueur d'onde) de la lumière solaire parvenant sur la Terre pour le premier et émis par la planète pour le second. Le Soleil et la Terre rayonnent dans des gammes de longueur d'onde très différentes du fait de leurs températures de surface respectives, l'un dans le visible autour de 0,5 μm l'autre dans l'infrarouge lointain (ou thermique) autour de 15 μm.

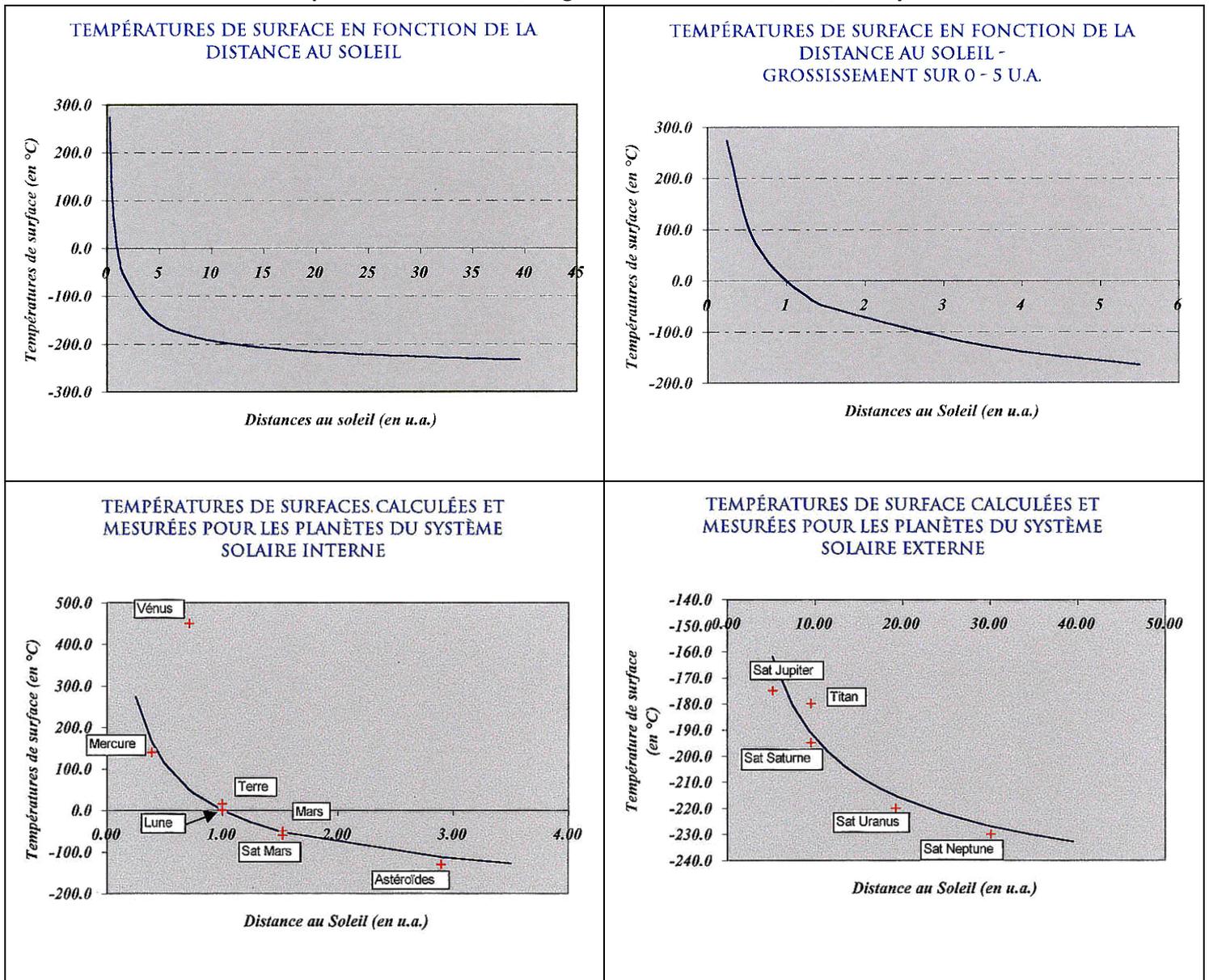
Énergie et albédo

En 1879, Joseph Stefan énonce que la quantité d'énergie émise E_e par chaque mètre carré de surface du corps noir (exprimée en $W.m^{-2}$) augmente proportionnellement à la puissance quatre de la température (si la température double, chaque mètre carré émettra 16 fois plus de lumière). D'après cette loi, la température est donc fonction inverse de la racine quatrième de l'énergie émise E_e . Or, la surface d'une planète étant en équilibre thermique, elle émet (dans l'infrarouge) autant d'énergie E_e qu'elle en reçoit du Soleil E_R . On a donc $E_R = E_e$. Donc, la température de surface à l'équilibre varie en fonction de l'inverse de la racine quatrième de l'énergie reçue E_R . Or, l'énergie reçue E_R variant en fonction de l'inverse du carré de la distance au Soleil (D), on en déduit que la température de surface d'une planète varie en fonction de l'inverse de la racine carré de la distance au Soleil. C'est donc l'énergie reçue E_R par la planète qui varie en fonction de l'inverse du carré de la distance D au Soleil, la température de surface d'une planète, elle, varie en fonction de l'inverse de la racine carré de la distance au Soleil. Dans l'estimation de la température d'équilibre à la surface d'une planète, il faut prendre en compte le fait que la planète réfléchit directement vers l'espace une fraction de l'énergie solaire incidente. Le facteur qui mesure cet effet de réflexion est l'**albédo** (A). L'albédo d'une planète s'exprime par un chiffre compris entre 0 et 1. Il correspond à la fraction d'énergie réfléchiée par la planète. Par exemple, l'**albédo moyen de la Terre est de 0,32**, ce qui signifie qu'environ 30 % de l'énergie solaire incidente est réfléchiée. La fraction d'énergie absorbée correspond à 1 moins l'albédo. Pour la Terre, cette fraction absorbée est de $1-0,30$ soit 0,70, ce qui signifie que 70% de l'énergie solaire incidente est absorbée. Pour la Terre, $A=0,3$. Une fois l'albédo pris en compte, on peut supposer que la planète, située à la distance D (en U.A.) du Soleil, émet de la lumière comme le ferait un corps noir. On peut alors calculer sa température d'équilibre théorique T_e :

$$T_e = 280 * \left(\frac{1 - A}{D^2} \right)^{\frac{1}{4}}$$

Cette température d'équilibre dépend donc de l'albédo de la planète (A) et de la distance qui la sépare au Soleil (D).

Tableau 1. Documents réalisés par Emmanuel Caroli, Magistère Sciences de la Terre, ENS Lyon



Les courbes ont été tracées pour un albédo de surface de 0,07 pour les planètes telluriques alors que la Terre a un albédo de 0,3 (la différence entre ces deux albédos est liée à la présence de la végétation, des océans et des nuages).

Sur Terre, cet albédo réel plus fort entraîne donc une réflexion plus importante de l'énergie solaire vers l'espace... Par conséquent, il faut un effet de serre plus marqué pour retrouver les 15°C de surface. Ainsi, en refaisant le calcul de la température d'équilibre avec un albédo de 0,3, on obtient comme température théorique d'équilibre -20°C. Avec +35°C d'effet de serre, on retombe bien sur les 15°C de température moyenne réelle.

En d'autres termes, si l'on prend un albédo de 0,07, l'effet de serre terrestre serait de +15°C. Si l'albédo passe à 0,3, plus d'énergie est réfléchi, donc l'effet de serre doit être plus important pour maintenir 15°C en surface (+35°C). Pour dissiper toute ambiguïté, il faut bien préciser que les calculs faits ne sont valables que pour un système solaire dans lequel aucune atmosphère n'existe. La présence d'une enveloppe de gaz amène à la fois un effet de serre mais modifie également l'albédo planétaire (nébulosité...). La température réelle dépend alors de ces deux paramètres qui sont modulés conjointement par la composition chimique de l'enveloppe de gaz.

Température d'équilibre à la surface d'une planète et effet de serre

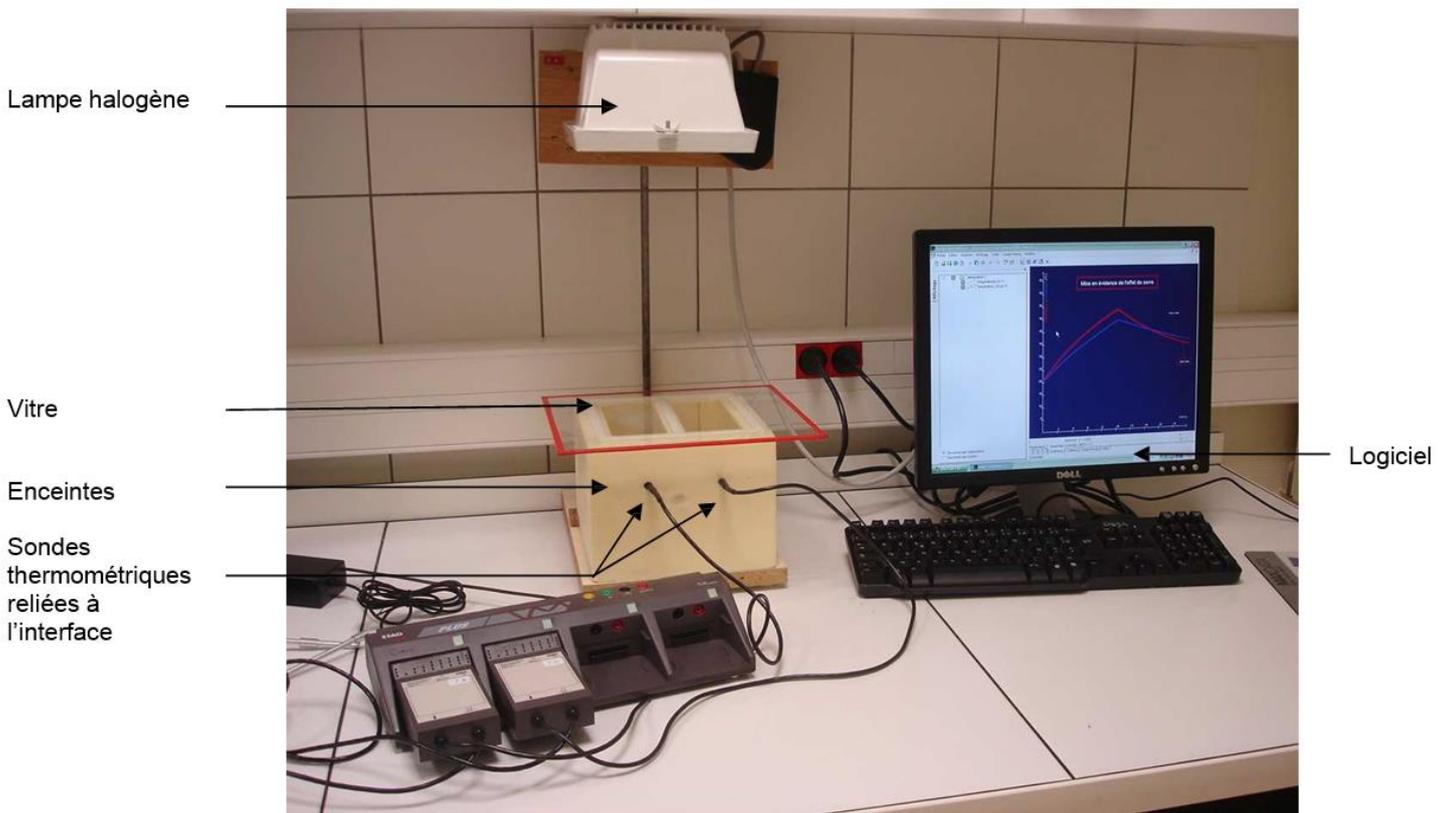
Quatre corps solides ont une température d'équilibre mesurée supérieure à la température d'équilibre théorique. Ce sont Vénus, la Terre, Mars et Titan. Le seul point commun entre ces quatre corps c'est la présence d'une atmosphère, et donc d'un effet de serre. La température donnée par la formule ci-dessus est la température d'équilibre théorique à la surface de la planète. Souvent, dans la littérature, on donne la température de surface moyenne de la planète (moyennes pondérées jour-nuit, été-hiver). Par exemple, on donne souvent pour Mercure la température de surface de 440°C. Il s'agit de la température équatoriale en plein midi. La formule de la température théorique à l'équilibre donne 140°C, soit la moyenne entre les 440°C de la journée et les -160°C de la nuit.

Modélisation de l'effet de serre

Cette mise en évidence expérimentale a été proposée après discussion avec des physiciens, pour lesquels les montages classiques (enceinte éclairée avec ou sans couvercle vitré) ne peuvent pas montrer l'effet de serre.

« L'effet de serre permet d'éviter le refroidissement de la surface d'une planète essentiellement pendant la nuit. »

Montage expérimental :

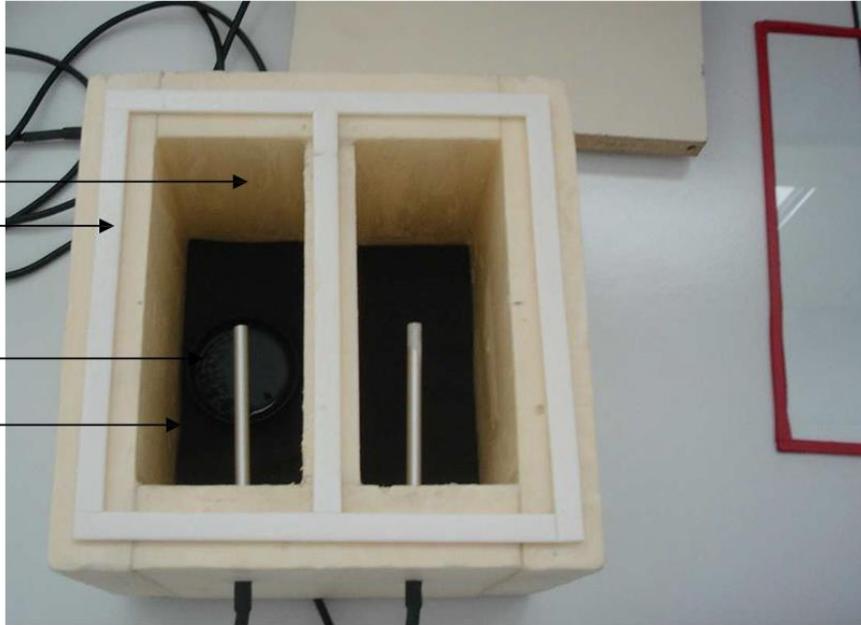


Matériel utilisé :

Enceintes en polystyrène extrudé + joint d'isolation fenêtré auto-collant en mousse compacte

Boîte de Pétri + eau

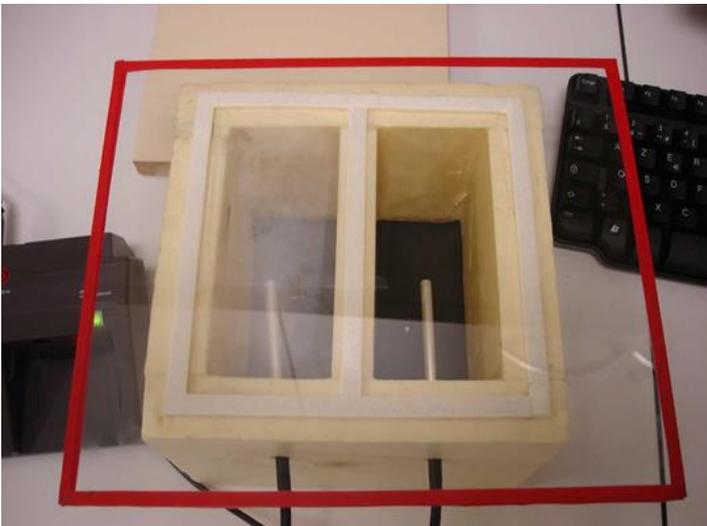
Papier noir



Une fois la vitre posée et la lumière allumée, l'enregistrement ExAO est lancé.



De la buée se forme progressivement sur la vitre.



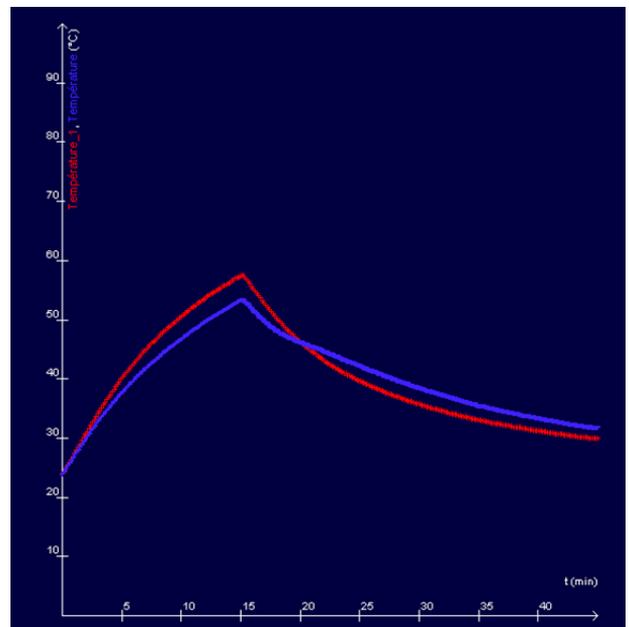
L'éclairage est arrêté au bout de 15 minutes mais l'enregistrement se poursuit afin de suivre l'évolution des températures.

Température de l'enceinte avec H₂O

Température de l'enceinte sans H₂O

1ère partie du graphe : la température augmente moins fortement dans l'enceinte avec de l'eau (énergie nécessaire à la vaporisation de l'eau).

2ème partie du graphe : évolution de la température consécutive à l'effet de serre dans l'enceinte contenant de l'eau.



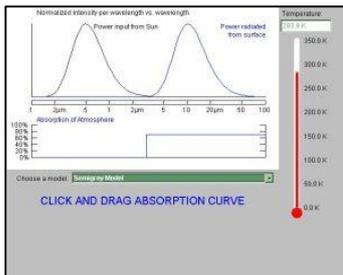
Applets interactifs pour mieux comprendre le bilan radiatif, l'effet de serre et l'albédo

Accès à l'applet **Transfert Radiatif (Radiative Transfert)** sur le site [Solar System Collaboratory](#) de l'université du Colorado, USA. Cet applet permet de calculer la température de surface de la Terre à l'aide de trois différents modèles d'atmosphère :

- Modèle semi-gris (Semigray model)
- Modèle semi-gris avec une fenêtre spectrale (Semigray model with one spectral window)
- Modèle d'atmosphère à trois gaz (Three gas model).

Pour chacun de ces trois modèles, l'atmosphère est considérée comme formée d'une couche assez fine pour qu'un photon émit par le sol ne soit absorbé qu'une fois par les molécules de l'atmosphère avant de s'échapper dans l'atmosphère (modèle à une couche). Une atmosphère avec un coefficient d'absorption de 1, c'est-à-dire 100% sur le graphique, signifie qu'en moyenne tous les photons émis par la surface de la Terre sont absorbés puis réémis par l'atmosphère une seule fois.

Modèle semi-gris

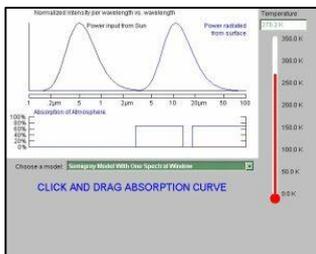


C'est le plus simple des trois modèles. Il suppose que l'atmosphère est totalement transparente aux faibles longueurs d'onde (rayonnement visible) mais absorbe uniformément les grandes longueurs d'onde (rayonnement infrarouge).

C'est ce que montre la courbe intitulée « Absorption of Atmosphere » : l'absorption est nulle jusqu'à 3 micromètres puis augmente et atteint une valeur uniforme pour le reste du spectre (d'où semi-gris, puisque l'atmosphère est « grise » sur une partie du spectre).

- Déplacez la courbe d'absorption (absorption curve) jusqu'à la valeur de 0,0 (0 %). D'après ce modèle, que devient la température de surface de la Terre pour un coefficient d'absorption de l'atmosphère nulle ?
- Placez le coefficient d'absorption à 1,0 (100 %). Quelle température de surface obtenez-vous dans ce cas ?

Modèle semi-gris avec une fenêtre spectrale



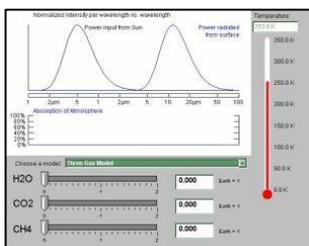
Ce modèle est une version améliorée du précédent. Il intègre le fait que l'atmosphère n'a pas un coefficient d'absorption uniforme sur l'ensemble du spectre infrarouge mais possède une « fenêtre » spectrale pour laquelle le coefficient d'absorption atmosphérique est nul.

Imaginons que le spectre d'absorption de l'atmosphère représente une couverture qui recouvre l'ensemble du spectre infrarouge (modèle Semi-gris précédent). Une fenêtre radiative serait l'équivalent d'un trou dans notre couverture qui permet à une partie du rayonnement infrarouge terrestre de s'échapper directement vers l'espace, sans avoir été absorbé par l'atmosphère.

Dans la modélisation, cette fenêtre radiative est représentée sur la courbe d'absorption atmosphérique. Elle ressemble à la courbe d'absorption du modèle semi-gris précédent, avec en plus, un trou dans l'infrarouge.

- En gardant le coefficient d'absorption de l'atmosphère à 100 %, essayez de placer la localisation spectrale de la fenêtre radiative jusqu'à obtenir une température de surface de la Terre égale à celle mesurée.

Modèle à trois gaz / H₂O, CO₂ et CH₄



Dans ce modèle, les courbes d'absorption de trois gaz à effet de serre (vapeur d'eau H₂O, dioxyde de carbone CO₂ et méthane CH₄) ont été incorporées à l'applette.

En déplaçant les curseurs, on peut changer la concentration relative des gaz dans l'atmosphère terrestre et observer l'effet sur la courbe d'absorption de l'atmosphère et sur la température de surface de la Terre (thermomètre à droite).

Les curseurs ont été normalisés sur les valeurs moyennes actuelles de concentrations de ces gaz à effet de serre. Par exemple, une valeur de 2 pour le curseur du dioxyde de carbone, cela revient à doubler la concentration en CO₂ dans l'atmosphère par rapport à sa valeur actuelle.

- Portez les valeurs de concentration des 3 gaz à effet de serre à leur valeur actuelle (curseurs à 1).
- Dans cette configuration, observez la courbe d'absorption atmosphérique. Elle présente une fenêtre aux alentours de 7-12 micromètres. Est-ce que la position de cette fenêtre correspond à celle que vous aviez trouvée dans le modèle semi-gris avec une fenêtre spectrale ?
- Poussez tous les curseurs à 2 (ce qui correspond à un doublement de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre par rapport à l'actuelle. Quelle température de surface terrestre prévoit le modèle dans cette configuration ?
- Doublez seulement la quantité de CO₂ dans l'atmosphère. Quelle température de surface obtenez-vous grâce à ce modèle ? Pensez-vous qu'il s'agit d'une bonne estimation ?

[Accès à l'applet Planet Temperature](#) sur le site [Solar System Collaboratory](#) de l'université du Colorado, USA.

Influence de la distance de la planète au Soleil

Cette simulation calcule la température moyenne de surface d'une planète assimilée à un corps noir situé à une certaine distance du Soleil (utilisez le modèle " *fast rotating, dark planet* "). C'est le paramètre le plus simple qui détermine la température de surface d'une planète. On peut déplacer la planète X, on obtient sa température de surface. Vous pouvez montrer que la variation de la température de surface avec la distance au Soleil n'est pas une fonction linéaire.

Influence de l'albédo de la planète

Cette fois-ci il faut tout d'abord choisir le modèle " *fast rotating planet with adjustable albedo* ". En utilisant les valeurs de l'albédo de Mars ou de Vénus et la Terre, vous pourrez voir si cette simulation conduit à une température de surface correcte pour la planète. Vous constaterez que les températures de surface de Mars et de la Terre sont relativement bien modélisées, mais pas celle de Vénus. Il manque donc un paramètre dans ces simulations.

Influence de l'albédo et de l'effet de serre

En prenant en compte l'effet de serre, on dispose d'un modèle plus puissant pour comprendre la température de surface des planètes, notamment Vénus. Il faut pour cela choisir le modèle " *fast rotating planet with adjustable albedo and greenhouse strength* ". On utilisera l'applet [Greenhouse Effect](#) pour calculer la force de l'effet de serre (*greenhouse strength*) en fonction de la composition de l'atmosphère. Tout en faisant varier la distance au Soleil et/ou l'albédo, on peut modifier la pression et la composition atmosphérique en gaz à effet de serre des planètes. On joue donc sur un troisième paramètre permettant de comprendre la température de surface d'une planète.

Données astronomiques Vénus-Terre-Mars		
Terre	Température moyenne de surface *	288 K
	Intervalle de température	200 - 320 K
	Albédo	0,3
	Pression atmosphérique	1,0 atm
	Composition de l'atmosphère	76% N ₂ 23% O ₂ moins de 1,7% H ₂ O vapeur 0,05% CO ₂
Lune	Température moyenne de surface *	280 K
	Intervalle de température	100 - 380 K
	Albédo	0,07 (très sombre)
	Pression atmosphérique	0,0 atm
	Composition de l'atmosphère	--
Vénus	Température moyenne de surface *	730 K
	Intervalle de température	721 - 732 K
	Albédo	0,80 (très claire)
	Pression atmosphérique	90 atm
	Composition de l'atmosphère	96% CO ₂ et 4% N ₂
Mars	Température moyenne de surface *	218 K
	Intervalle de température	145 - 300 K
	Albédo	0,20 (sombre)
	Pression atmosphérique	0,006 atm
	Composition de l'atmosphère	95% CO ₂ le reste N ₂ , avec quelques traces de H ₂ O vapeur