

# Rayonnement thermique, bilan radiatif et effet de serre

- Un corps exposé au Soleil s'échauffe car l'astre émet un rayonnement électromagnétique dit "thermique". Celui-ci se propage à travers le vide et l'atmosphère avant d'être en partie absorbé par le corps qui peut alors à son tour émettre un rayonnement propre.

La Terre, comme l'ensemble des planètes de notre système solaire reçoit sous la forme de rayonnement thermique de l'énergie de la part du Soleil.

Ce rayonnement thermique et son interaction avec la matière obéissent à des lois simples et universelles qui permettent de répondre à de nombreuses interrogations : **Pourquoi les spectres d'émission de la Terre et du Soleil sont ils différents ?**

- **Pourquoi l'atmosphère interfère-t-elle avec le rayonnement thermique ?  
Qu'appelle-t-on réellement "Effet de Serre" ?**

---

*Table des matières.*

## I- Le rayonnement thermique et la loi du Corps Noir

1. Les différents processus de transfert de la chaleur
  - 1-La conduction
  - 2-La convection
  - 3-Le rayonnement thermique
2. Caractéristiques du rayonnement thermique
  - 1-Emission, absorption, réflexion-diffusion, transparence et opacité
  - 2-Relations entre les flux lumineux, notion de rayonnement d'équilibre
  - 3-Définition du Corps Noir, Lois de Planck, de Wien et de Stephan
  - 4-Rayonnements à partir de surfaces réelles
  - 5-Application à une surface réelle éclairée par le soleil. Notion d'albédo
3. Applications
  - 1-Calcul de différents paramètres du rayonnement solaire
  - 2-Calcul de la température des planètes avec atmosphère non absorbante
  - 3-Mise en évidence de l'albédo de la surface terrestre

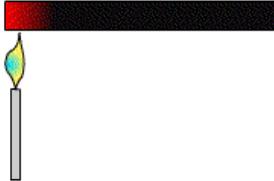
## II-Interactions atmosphère - rayonnement

1. Diffusion du rayonnement solaire
  1. La diffusion Rayleigh
  2. La diffusion de Mie
  3. La diffusion selon l'optique géométrique
2. Absorption du rayonnement par les molécules atmosphériques
  1. Absorption moléculaire
  2. Absorption dans l'Ultra-Violet
  3. Absorption dans infra-Rouge
  4. Absorption du rayonnement infrarouge émis par la Terre
3. Emission infrarouge par les molécules atmosphériques
  1. Effet de serre
  2. Effet de serre et réchauffement climatique
  3. Observation depuis l'espace
  4. Application : imagerie satellitale dans le canal IR vapeur d'eau

## III-Bilan radiatif de la Terre

# Partie I: Le rayonnement thermique et la loi du Corps Noir

## 1 Les différents processus de transferts de chaleur



### La conduction

Il s'agit du transfert de la chaleur d'un endroit à l'autre d'un milieu, sous l'influence d'un gradient de température, sans mouvements macroscopiques. La conduction est d'autant plus facilement observable que les mouvements macroscopiques sont inhibés. On l'observe donc principalement dans les solides.

Prenons l'exemple d'une barre métallique que l'on chauffe à l'une de ses extrémités: l'agitation thermique des atomes situés à l'extrémité chauffée de la barre augmente et se transmet de proche en proche dans la direction inverse du gradient thermique.

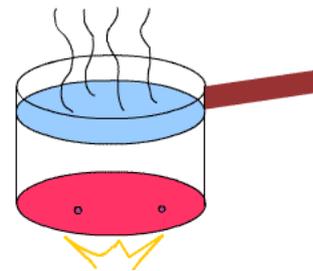
Dans les métaux, la conduction fait intervenir les électrons libres qui les rendent bons conducteurs de la chaleur. En revanche dans les isolants, la conduction se fait mal. En résumé, il y a une forte correspondance entre les propriétés thermiques et électriques des solides.

La conduction s'observe aussi dans des fluides au repos mais elle est beaucoup plus faible que dans un métal. De plus, elle est souvent dominée par la convection.

### La convection :

La convection implique le transport de la chaleur par une partie d'un fluide qui se mélange avec une autre partie. La convection concerne exclusivement les fluides (gaz ou liquides) puisqu'elle prend sa source dans un transport macroscopique de matière.

La convection a lieu par exemple lorsque l'on chauffe une casserole d'eau. Le gradient thermique vertical est dirigé vers le bas. La masse volumique du fluide inférieur s'abaisse (car celui-ci est plus chaud) et le fluide s'élève pour être remplacé par du fluide plus lourd situé plus haut. La convection tente de s'opposer au gradient thermique par un mouvement de fluide.



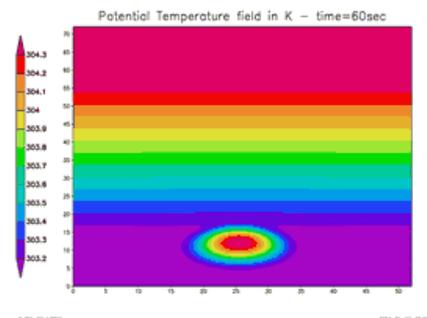
Ce processus est associé à l'action de la gravité. On note que si l'on chauffe la casserole par le haut, le fluide chaud se situe au-dessus du fluide froid et la convection est annihilée. Les chaddoks seraient bien surpris de voir qu'il faudrait un jour pour faire bouillir une casserole d'eau en la chauffant par le haut (seule la conduction intervient).

En gardant cette image dans la tête, on s'aperçoit immédiatement que la convection est importante dans l'atmosphère (les phénomènes de brises thermiques par exemple) puisque l'atmosphère est principalement chauffée par la Terre (nous verrons qu'il absorbe très peu le rayonnement solaire).

Cette animation présente une coupe verticale de l'atmosphère :

- Axe des abscisses : la surface terrestre
- Axe des ordonnées : la verticale

Les couleurs représentent le champ de température "dite potentielle" en Kelvin ( $T(^{\circ}\text{C}) \# T(\text{K}) - 273$ ). A l'instant initial, on introduit une bulle chaude (couleur rouge) dans une atmosphère stratifiée (le "chaud" est en



[figs/Anime-bulle2-gdformat.gif](https://www.figs.fr/Anime-bulle2-gdformat.gif)

haut : situation stable) En revanche, les océans chauffés par le haut présentent peu de phénomènes de convection.

### **Le rayonnement :**

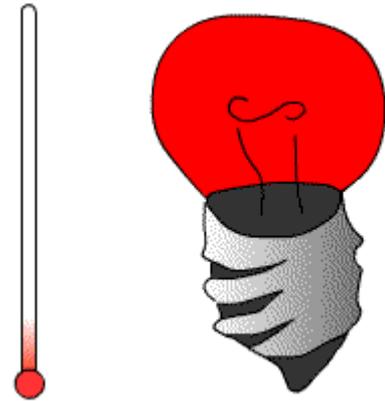
Un corps chauffé émet de l'énergie sous forme de rayonnement électromagnétique. Une des particularités de ce rayonnement dit "thermique" est qu'il peut se propager dans le vide.

Au niveau microscopique, ce phénomène ne peut s'expliquer en physique classique. Cependant, on retiendra comme image que plus la température du corps est élevée, plus l'agitation thermique responsable de l'émission est élevée.

Comme tout rayonnement électromagnétique, le rayonnement dit thermique est caractérisé par une densité d'énergie et un spectre (répartition de l'énergie suivant la longueur d'onde).

Le rayonnement thermique se déplace vers les courtes longueurs d'ondes quand la température du corps augmente. Ainsi le filament de tungstène utilisé dans les lampes à incandescence a une couleur caractéristique de sa température. A faible température, il est rouge orangé, puis jaune puis blanc. Le pic du spectre d'émission se déplace de la limite entre l'infrarouge et le visible (rouge) vers le milieu du visible (blanc).

Il faut finalement distinguer la nature des récepteurs de ce rayonnement thermique : certains le réfléchissent d'autres l'absorbent et le transforment en énergie interne pour rayonner à leur tour.



### **Conclusion :**

La Terre étant soumise au rayonnement thermique issu du soleil (seul transfert capable de transporter la chaleur à travers le vide), c'est ce dernier auquel nous allons nous intéresser plus particulièrement dans la seconde section.

---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

# **Partie I: Le rayonnement thermique et la loi du Corps Noir**

## **2 Caractéristiques du rayonnement thermique**

**Cette section se focalise sur le rayonnement thermique. On présente tout d'abord le comportement des surfaces par rapport au rayonnement.**

**On définit ensuite le rayonnement d'équilibre, puis on énonce la loi du corps noir.**

**Enfin on s'intéresse au comportement des surfaces réelles.**

### ***Émission, absorption, réflexion-diffusion, transparence et opacité.***

Nous allons étudier les différents comportements de la matière vis à vis du rayonnement thermique. Nous rappelons que le rayonnement thermique est un rayonnement électromagnétique; on retrouve donc le vocabulaire des ondes.

#### ***Émission***

Un corps porté à une certaine température convertit son énergie interne (énergie microscopique) en rayonnement thermique.

Une unité de surface d'un corps émet durant une unité de temps une quantité d'énergie appelée flux d'émission. On le note  $F_{em}$ .

#### ***Absorption***

Il s'agit de l'opération inverse. Quand une surface reçoit un flux d'énergie, la fraction transformée en énergie interne est appelée flux absorbé (noté  $F_{abs}$ )

### Réflexion et diffusion

Au lieu d'être absorbé, le rayonnement incident sur une paroi peut être directement renvoyé par la paroi.

Dans ces conditions on distingue 2 cas :

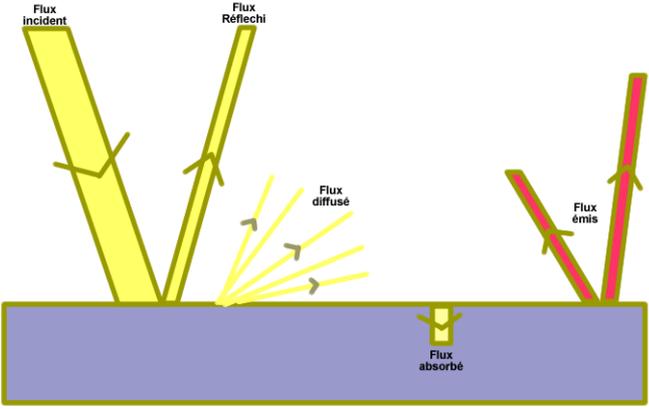
- Le renvoi obéit aux lois de l'optique géométrique (un angle d'incidence, un angle de réflexion). Il s'agit alors de réflexion.
- Le renvoi se fait dans toutes les directions (même si l'on a une seule direction incidente). On parle alors de diffusion.

On note que l'onde diffusée ou émise a la même fréquence que l'onde incidente. La somme de ces deux flux est notée  $F_{ref}$ .

### Transparence et opacité

Un milieu peut transmettre intégralement l'onde incidente, il est alors appelé milieu transparent. Le vide est un exemple de milieu transparent. En première approximation, le verre est aussi un milieu transparent pour des longueurs d'ondes dans le domaine du visible.

Inversement, un corps ne transmettant aucune partie du rayonnement incident est dit corps opaque.

	<p>Un petit résumé avec un schéma représentant les différents flux au niveau de la surface d'un corps opaque.</p> <p>On remarque que le flux émis n'est pas forcément à la même longueur d'onde que le flux incident.</p> <p>Rappel des notations du cours pour les flux :</p> <ul style="list-style-type: none"><li><math>F_{ref}</math> = Flux réfléchi + Flux diffusé</li><li><math>F_{abs}</math> = Flux absorbé</li><li><math>F_{emi}</math> = Flux émis</li><li><math>F_i</math> = Flux réfléchi + Flux absorbé</li><li><math>F_p</math> = Flux réfléchi + Flux émis</li></ul>
--	--

Vite, des exemples de corps transparents et opaques.

Rubrique à compléter !!!!

Par la suite, nous nous intéresserons à des corps opaques placés dans le vide (milieu transparent). Cela modélise bien les corps célestes.

### Relations entre les flux lumineux, notion de rayonnement d'équilibre.

#### Flux incident.

Le flux incident  $F_i$  est défini comme la puissance surfacique du rayonnement incident en un point considéré de la surface du corps étudié (cf figure précédente).

Le flux incident est soit réfléchi-diffusé, soit absorbé.\*

On a donc la relation suivante. :

$$F_i = F_{ref} + F_{abs}$$

#### Flux partant.

Le flux surfacique partant du corps est lui la somme du flux émis et du flux réfléchi

On a donc la relation suivante. :

$$F_p = F_{ref} + F_{emi}$$

#### Équilibre radiatif.

On dit qu'un corps opaque est en équilibre radiatif avec le rayonnement qui l'entoure, s'il n'emmagasine pas d'énergie ou n'en perd pas.

Dans ces conditions, le flux incident doit être égal au flux partant.

On a donc :

$$F_p = F_i \quad \text{et} \quad F_{emi} = F_{abs}$$

## Définition du Corps Noir. Lois de Planck, de Wien et de Stephan.

### Le corps noir.

Le corps noir est par définition un corps absorbant intégralement les radiations qu'il reçoit. Dans ces conditions, le flux réfléchi est nul et le flux partant est seulement constitué du flux émis.

On a donc

$$F_{ref} = 0 \quad \text{et} \quad F_p = F_{emi}$$

### Loi de Planck

La loi de Planck donne la répartition suivant la longueur d'onde du flux émis  $F_{emi}$  d'un corps noir à la température  $T$ . Notre but n'est pas de démontrer la loi de Planck, mais elle s'obtient en établissant une relation entre la densité volumique d'énergie électromagnétique du champ rayonné et le flux partant ou incident. Dans un petit intervalle de longueur d'onde, le flux émis  $F_{emi}$  a l'expression suivante:

$$dF_{emi}^{CN} = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp \frac{hc}{k_B \lambda T} - 1} d\lambda$$

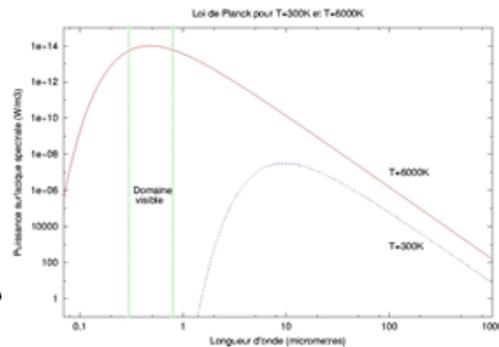
$h = 6.63 \cdot 10^{-34} \text{ J}\cdot\text{s}$  : constante de Planck

$k_B = 1.38 \cdot 10^{-23} \text{ J/s}$  constante de Boltzmann

$c = 3.00 \cdot 10^8 \text{ m/s}$  vitesse de la lumière

$\lambda \text{ m}$  : longueur d'onde.

$T$  : Température du corps opaque.



### Loi de Wien.

Cette loi dite du "**déplacement de Wien**" découle directement de la formule de Planck. Pour une température donnée, elle donne la valeur de la longueur d'onde

$\lambda_m$  où le flux est maximal :

$$\lambda_m T = C = 3000 \mu m . K$$

A l'aide de la figure précédente montrant les courbes de Planck pour les 2 températures, on peut trouver graphiquement que :

- Pour T=6000K,  $\lambda_m = 0.6$  micromètre, soit le milieu du spectre visible.
- Pour T=300K,  $\lambda_m = 10$  micromètres, situé dans infra-Rouge.

On vérifiera ces valeurs en faisant une simple division !!!!

### Loi de Stefan.

La **loi de Stefan** est la simple intégration de la loi de Planck sur l'ensemble des longueurs d'onde. Ce peut être un petit exercice de mathématiques qui donne :

$$F_{emi}^{CN} = \int_{\lambda=0}^{\lambda=+\infty} \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{\exp \frac{hc}{k_B \lambda T} - 1} d\lambda = \sigma T^4$$

avec  $\sigma = 5.67.10^{-8} W.m^{-2}.K^4$  : constante de Stefan

Vite, des valeurs numériques :

- Pour T=6000K, on a  $F_p = F_i = 73.000.000 W/m^2$
- Pour T=300K, on a  $F_p = F_i = 459 W/m^2$ ,

**La formule de Stefan est d'une importance capitale et rappelle que les flux incidents et partants ne sont fonction que de la température. On note la forte dépendance en T puisqu'il s'agit d'une puissance quatrième. Alors que la Température du Soleil n'est que 20 fois plus élevée que celle de la Terre, son flux partant est 160000 fois plus élevé.**

### Rayonnement à partir de surfaces réelles.

Une surface réelle diffère du Corps Noir pour :

- **l'absorption**: une surface réelle est caractérisée par son pouvoir absorbant. On note **a le coefficient d'absorption**.

Il s'agit du rapport entre le flux absorbé et le flux incident.

$$a = \frac{F_{abs}}{F_i}$$

Ce rapport dépend de la longueur d'onde du rayonnement incident.

Pour le Corps Noir, il est égal à 1.

- **l'émission** : Une surface réelle est caractérisée par son pouvoir d'émission. On note **e le coefficient d'émission**.

Il s'agit du rapport entre le flux émis réel et le flux émis du corps noir de même température.

$$e = \frac{F_{emi}^{reel}}{F_{emi}^{CN}} = \frac{F_{emi}^{reel}}{\sigma T^4}$$

Ce rapport dépend de la longueur d'onde du rayonnement émis.

Pour le Corps Noir, il est égal à 1.

**Pour une même longueur d'onde, le coefficient d'absorption et le coefficient d'émission sont égaux. Cependant, rayonnement incident et rayonnement émis étant souvent dans des domaines de longueur d'ondes très différents, il faudra prendre 2 valeurs différentes.**

*Des exemples de coefficients d'absorption en fonction de la longueur d'onde.*

### Application à une surface réelle éclairée par le soleil. Notion d'albédo.

On considère une surface terrestre boisée éclairée par un flux solaire  $F_0$ . Cette surface est à une température  $T$  proche de 300K. Son spectre d'émission se situe donc dans l'IR. Écrivons l'égalité des flux absorbés et émis pour cette surface.

$$a(\lambda = 0.6\mu m).F_0 = a(\lambda = 9.3\mu m).\sigma T^4$$

On peut trouver  $T$  en connaissant les valeurs numériques de  $F_0$  et de  $a$  aux 2 longueurs d'ondes. Enfin, on appelle **albédo (A)** le rapport entre le flux réfléchi et le flux solaire incident.

$$A = \frac{F_{ref}}{F_i}$$

On note que :

$$A = 1 - a(\lambda = 0.6\mu m)$$

---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

# Partie I: Le rayonnement thermique et la loi du Corps Noir

## 3 Applications

Cette section présente différentes applications des lois de Planck, Stefan, Wien et de la loi du corps noir.

### Calcul de différents paramètres du rayonnement solaire.

On assimile le soleil à un corps noir à la température  $T=6000K$  (on note que l'on peut trouver dans certains ouvrages  $T_s=5500K$ ).

- **Calcul de la puissance émise par un mètre carré de la surface du soleil.**

Le soleil est un corps noir, donc son flux d'émission ( $F_{emi}$ ) obéit à la loi de Stefan. On en déduit que :

$$F_{emi} = \sigma T_s^4$$

*Application numérique*

- **Calcul de la puissance émise par la surface du soleil.**

Connaissant le rayon du Soleil ( $R_s=0.7 \times 10^6$  km), on en déduit facilement sa surface. On conclut par :

$$F_{emi}^{tot} = \sigma T_s^4 \cdot 4\pi R_s^2$$

### *Application numérique*

- *Calcul de la longueur d'onde où le flux solaire est maximal.*

L'application de la loi de Wien :

$$\lambda_m T = 2897.8 \mu m . K$$

*Application numérique*

On vérifie que pour le soleil ( $T=5770K$ ), le maximum de l'émission se situe dans le visible alors que pour la Terre il se situe dans l'infrarouge.

- *Calcul de la constante solaire.*

La constante solaire, souvent notée  $E_0$ , est par définition la puissance reçue du soleil par unité de surface normale aux rayons solaires sur la surface terrestre sans atmosphère (ou au sommet de l'atmosphère).

Le soleil émet un rayonnement sphérique. Donc toute la puissance issue initialement de la surface du soleil traverse ultérieurement une sphère de rayon  $R$  (à l'instant  $t=(R-R_s)/c$ ).

Écrivons donc cette égalité entre les 2 puissances pour la sphère de rayon  $D$  ( $D$ =distance Terre-Soleil) :

$$\sigma T^4 \cdot 4\pi R_s^2 = E_0 \cdot 4\pi D^2$$

$$E_0 = \sigma \left( \frac{R_s}{D} \right)^2 T^4$$

La constante solaire vaut donc :

*Application numérique*

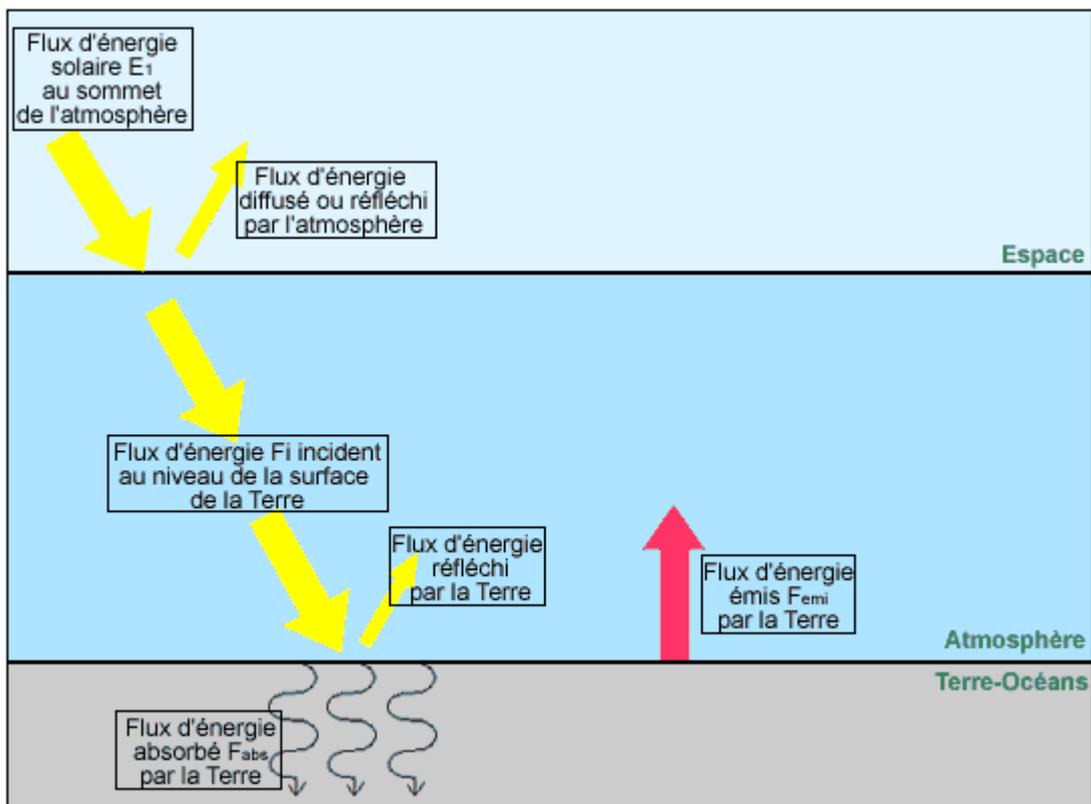
On note que la puissance solaire moyenne reçue par unité de surface terrestre  $E_1$  est 4 fois moins élevée. On écrit que la puissance reçue par le disque terrestre est répartie sur la sphère terrestre :

$$\pi R_T^2 \cdot E_0 = 4\pi R_T^2 \cdot E_1$$

$$E_1 = \frac{E_0}{4}$$

### Calcul de la température des planètes avec atmosphère non absorbante.

On considère une planète du système solaire située à une distance  $D$  du soleil.. L'albédo de cette planète est du à son atmosphère ( $A_{atm}$ ) et à sa surface ( $A_{sur}$ ). On postule que l'atmosphère n'absorbe pas le rayonnement solaire (elle n'émet donc pas de rayonnement à sa température).



*Cliquez sur les flux pour connaître leur expression.*



On obtient alors 2 expressions équivalentes donnant la température de surface de la planète en fonction de l'albédo total  $A$  et de la distance planète-Soleil **en mètres**.

### *Application numérique*

 La température calculée pour la Terre est inférieure de 33 degrés à la température observée ( $T_{obs}=287K$ ). L'absorption des radiations infrarouges émises par la Terre par les molécules atmosphériques est responsable de cette différence.

 Sachant que la Terre est une ellipse dont le rayon varie entre 147 (au périhélie) et 152 (à l'aphélie) millions de km, calculez la variation relative de la température de la surface terrestre entre ces 2 points de l'orbite terrestre.

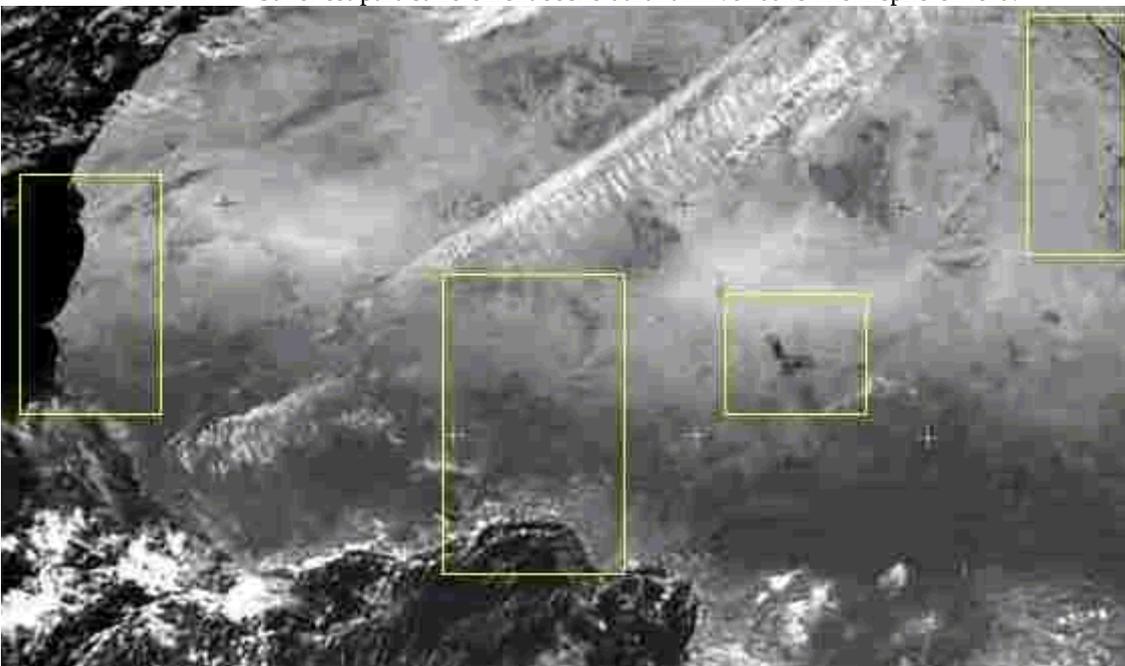
### *Mise en évidence de l'albédo de la surface terrestre.*

On rappelle que l'albédo est la fraction du rayonnement solaire directement renvoyé vers l'espace (réflexion ou diffusion) par la surface terrestre ou par l'atmosphère.

Si l'on place sur un satellite en orbite autour de la Terre un capteur lumineux sensible seulement aux longueurs d'ondes visibles, il ne verra que le rayonnement solaire réfléchi ou diffusé par la Terre.

En première approximation, on peut dire que la radiance d'un pixel d'une image satellite "canal visible" varie de la même manière que l'albédo de la surface représentée (plus le pixel est clair plus l'albédo de la surface est élevé).

On ne veut s'intéresser qu'à l'albédo de la surface terrestre. Pour cela, on cherche une région où l'atmosphère est assez sèche pour que la vapeur d'eau n'ait pas d'influence sur les radiations réfléchies par la surface terrestre. La région du Sahel est particulièrement sèche durant l'hiver dans l'hémisphère Nord.



*les rectangles jaunes pour zoomer sur la région.*

*Cliquez sur*

- **Remarques générales sur la totalité de l'image** : l'image "canal visible" est prise le 1er Janvier 1999 à 12h00 GMT par le satellite géostationnaire Météosat 7. Autour de ces longitudes, il s'agit d'une période diurne puisque l'image est n'est pas noire. On note la différence d'albédo entre l'Océan Atlantique (pixels foncés) et le continent africain (pixels clairs). Ceci est le reflet des différences de coefficient d'absorption entre l'océan (coeff d'abs#0.9, soit albédo#0.1) et le sol qui a un albédo plus élevé.

Cette différence est d'autant plus notoire à la latitude de la Mauritanie où le sol est sablonneux et présente un fort albédo.

On note enfin que plus on se rapproche de l'Équateur, plus les pixels deviennent foncés. La forêt équatoriale présente un albédo faible.

- **Remarques sur la zone située au voisinage de Dakar** (extrême Ouest).

Avec une meilleure résolution, on observe mieux le net contraste entre océan et continent.

On distingue nettement au centre de l'image la vallée du fleuve Sénégal où la végétation diminue l'albédo.

- **Remarques sur la zone centrée sur le fleuve Niger.**

Comme précédemment, la vallée est marquée en noir sur l'image.

- **Remarques sur la zone centrée sur le lac Thad.**

Il est aussi bien visible et montre le faible albédo d'une surface aquatique.

- **Remarques sur la zone centrée sur le Nil.**

Le parcours du fleuve est encore très net, et on remarque le faible albédo de la Mer Rouge.

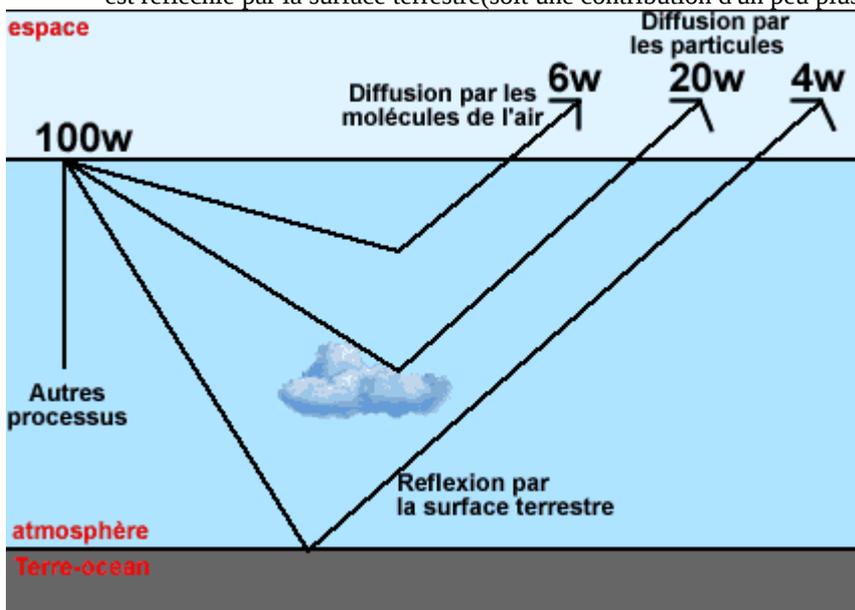
---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

## Partie II: Interactions avec l'atmosphère.

### 1 Diffusion du rayonnement solaire.

L'albédo planétaire qui est de 30% est majoritairement dû à l'atmosphère puisque seuls 4% de l'énergie solaire incidente est réfléchié par la surface terrestre(soit une contribution d'un peu plus de 10% à l'albédo planétaire).



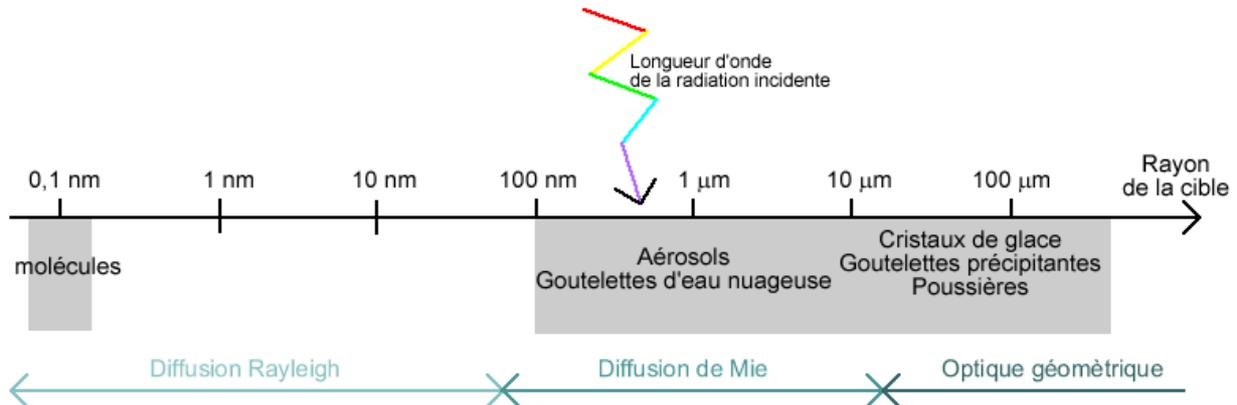
Répartition de l'albédo planétaire pour

une puissance solaire incidente de 100watts.

Durant le jour, 70% de la puissance incidente est absorbée par la terre soit  $1375 \times 0,7 = 963 \text{ W/m}^2$

On distingue différents types de diffusion selon la taille relative des cibles par rapport à la longueur d'onde de la radiation incidente. Comme nous le verrons dans la partie suivante, les radiations solaires situées dans l'Ultra-Violet sont absorbées dans la haute atmosphère si bien que l'on considère principalement les radiations visibles.

- La **diffusion Rayleigh** est la diffusion par les molécules. Taille de la cible : 10 nanomètres. Sa contribution à l'albédo planétaire est de 20%.
- La diffusion par les particules les plus grosses (taille très grande devant la longueur d'onde), par exemple les gouttes nuageuses de quelques microns ou les cristaux de glace de quelques dizaines de microns, peut être expliquée par les lois de l'**optique géométrique**. La diffusion par les particules plus petites dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde est plus délicate à étudier. On parle de **diffusion de Mie**.



## La diffusion Rayleigh

La diffusion Rayleigh désigne la diffusion de la lumière solaire (dans notre cas d'étude) par les atomes ou molécules de l'atmosphère.

Étudions un modèle simple constitué par un atome d'hydrogène (1 noyau et un électron) soumis à une radiation électromagnétique de longueur d'onde visible (0,6 micromètre par exemple). En l'absence de radiation, le nuage électronique est centré sur le noyau. Mais en présence de radiation, le nuage électronique est déformé et son barycentre ne coïncide plus avec le noyau.

Dans ces conditions, il y a apparition d'un dipôle électrique qui oscille proportionnellement à la distance noyau - barycentre des charges négatives.

**Pour aller plus loin :** La taille de l'atome est très faible devant la longueur d'onde de la radiation si bien que les variations spatiales du champ électromagnétique peuvent être négligées à l'échelle du nuage électronique. L'atome est alors soumis à la force magnétique et la force électrique. La première est négligeable devant la seconde. D'autre part, le noyau étant beaucoup plus lourd que l'électron, son déplacement est négligé devant celui de l'électron.

On peut donc dessiner le comportement du nuage électronique soumis à une radiation incidente :

En 1873, John William Strutt Lord Rayleigh (1842-1919) montra qu'un tel dipôle électrique oscillant émet ou plutôt "rayonne" un champ électromagnétique dont la puissance est donnée par la formule simplifiée suivante :

Cette formule nous montre que :

- la puissance dépend fortement de la longueur d'onde incidente. Ainsi, le bleu est 16 fois plus diffusé que le rouge.  
On voit aussi que la diffusion de Rayleigh peut être négligée dans l'étude de la diffusion du rayonnement thermique émis par la Terre car ce dernier est situé dans l'infra-rouge. La puissance diffusée est donc très faible.
- La puissance n'est pas émise avec la même puissance dans toutes les directions. Dans la direction du dipôle, la puissance est même nulle.

La figure suivante donne la répartition angulaire de la puissance rayonnée par un dipôle pour 2 longueurs d'onde : le bleu et le rouge. La figure présente une symétrie de révolution par rapport à la direction du dipôle, si bien que la diffusion est de même intensité dans tout le plan perpendiculaire au dipôle

**Mise en évidence :** Voir les dossier diffusion de la lumière par une solution d'eau et de lait.

**Application :** [Dossier thématique : le bleu du ciel - le rouge du coucher de soleil](#)

### **La diffusion de Mie**

La diffusion de Mie désigne la diffusion par des particules dont la rayon oscille entre 0.1 et 10 fois la longueur d'onde. Cette théorie est complexe et des résultats quantitatifs ne sont obtenus qu'avec des particules sphériques. On note que la puissance diffusée est maximale lorsque la longueur d'onde est proche du rayon de la particule.

Enfin, contrairement à la théorie de Rayleigh, la puissance rétro-diffusée est plus grande que la puissance diffusée dans la direction de l'onde incidente.

Pour en savoir plus en Anglais, [rendez-vous sur la page du Dr. Bernhard Michel](#) pour calculer vous même la distribution angulaire de la puissance émise.

### **La diffusion selon les lois de l'optique géométrique**

Lorsque la taille des particules cibles est très grande devant la longueur d'onde, les lois de l'optique géométrique sont applicables.

On étudie par exemple la diffusion à travers une goutte d'eau précipitante (menant par exemple à un arc en ciel) en appliquant les lois de Snells Descartes au passage de dioptries sphériques séparant l'air et l'eau, 2 milieux d'indices différents.

---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

## **Partie II: Interactions avec l'atmosphère.**

### **2 Absorption du rayonnement par les molécules atmosphériques.**

#### **Absorption moléculaire**

Au cours de leur pénétration dans l'atmosphère, les photons solaires entrent en collision avec les molécules atmosphériques et sont progressivement absorbées.

L'absorption du rayonnement par les molécules atmosphériques est intimement liée à leurs caractéristiques énergétiques. Une molécule possède des **niveaux énergétiques discrets** ou quantifiés associés à des états de **rotation**, de **vibration** ou de **configuration électronique**.

Un photon peut être absorbé lorsque son énergie correspond à une transition entre le niveau fondamental et un de ces états excités.

D'autre part, une molécule peut être dissociée par des photons dépassant l'énergie d'ionisation de la molécule. Il y a alors un continuum énergétique d'absorption au delà de l'énergie d'ionisation.

Ainsi, on peut distinguer 4 types d'absorption suivant l'énergie du photon incident :

- Ultraviolet : les molécules sont dissociées. L'absorption n'est pas quantifiée.
- Visible : les molécules changent de configuration électronique. L'absorption est quantifiée.
- Infrarouge : les molécules vibrent. L'absorption est quantifiée.
- Micro-ondes : les molécules tournent. L'absorption est quantifiée.

Pour stopper l'animation, presser la touche Echap

Attention : l'atmosphère étant transparente au rayonnement visible, l'absorption dans le visible n'est pas représentée sur l'animation.

### Absorption dans l'ultra-violet (dissociation des molécules)

absorption photonique suivie de la dissociation de la molécule se caractérise généralement par un spectre continu au dessus d'une certaine énergie (ou en dessous d'une certaine longueur d'onde). Celle-ci correspond au seuil minimal pour dissocier la molécule. Si un photon plus énergétique est absorbé, l'excédent énergétique est transformé en énergie cinétique de l'un des produits de la réaction photochimique.

Les niveaux seuils de dissociation se situent dans l'Ultra-Violet pour les molécules atmosphériques.

Les réactions photochimiques mettant en jeu l'absorption dans l'UV se manifestent par une **action thermique sur le milieu atmosphérique**. En effet, les photodissociations sont en général suivies de réactions chimiques de recombinaison qui libèrent de l'énergie sous forme de chaleur.

Ce processus est capital dans la stratosphère qui est chauffée par les réactions de recombinaison de l'ozone et de l'oxygène moléculaire.

Les radiations solaires dans le domaine de l'U.V. sont totalement absorbées :

- Dans la mésosphère pour les radiations U.V. les plus énergétiques (longueur d'onde inférieure à 170nm) par N<sub>2</sub>O et l'oxygène moléculaire.
- Dans la stratosphère pour les radiations U.V. les moins énergétiques par l'oxygène moléculaire et l'ozone.

La destruction de l'ozone stratosphérique diminue d'autant l'absorption des photons de longueur d'onde comprise entre 200 et 300nm. Ces photons susceptibles d'arriver jusqu'à la surface terrestre représentent un danger pour la santé humaine.

### Absorption dans l'infra-rouge (vibration des molécules)

Les photons du domaine du visible ne sont pas absorbés par l'atmosphère (ou très légèrement par l'ozone) et sont donc uniquement diffusés (voir partie précédente).

Dans le domaine de l'infra-rouge, les photons émis par le Soleil deviennent moins nombreux que ceux émis par la Terre. Dans ce domaine l'absorption des photons est due à la transition depuis l'état fondamental vers un niveau de vibration de la molécule.

Ces niveaux dépendent de la molécule considérée et sont discrets. Une même molécule peut donc avoir plusieurs bandes d'absorption correspondant à différents niveaux de vibration.

#### Exemple de la molécule de CO<sub>2</sub>.

La molécule de CO<sub>2</sub> possède 4 modes de vibrations différents :

2 modes dits d'"étirement" (ou "stretching")

2 modes dits de "pliage" (ou "bending").

Il faut différencier les modes suivant le plan du mouvement.

Pour avoir déjà manipulé un ressort, on sent bien qu'il est moins coûteux en énergie de tordre la molécule que de l'étirer. C'est pourquoi la longueur d'onde des photons réalisant la transition entre l'état fondamental et l'état excité sera plus faible pour les modes d'étirement que de pliage

Cependant, le mode A d'étirement n'induit pas de moment dipolaire électrique au sein de la molécule. En effet, les atomes d'oxygène (rouge) portent une légère charge négative alors que l'atome de carbone (bleu) porte une légère charge positive. Dans le mode A, le barycentre des charges reste fixe, alors que dans les 3 autres modes, le barycentre oscille. L'oscillation de ce moment dipolaire est une condition nécessaire à l'absorption d'un photon. Finalement, parmi les 4 modes de vibration, seuls les modes B, C et D sont associés à des bandes d'absorption.

Finalement, sur un diagramme énergétique, on devrait trouver une bande d'absorption associée au mode B et à une longueur d'onde plus élevée, une bande associée aux 2 modes C et D (ces 2 modes ayant la même énergie).

Le spectre d'absorption du CO<sub>2</sub> a été réalisé par Jacques Gentili du Laboratoire de Sciences de la Matière de l'École Normale Supérieure de Lyon.

On retrouve bien les 2 bandes d'absorption théoriques à 4,2micromètres (mode B) et 15,0 micromètres (modes C et D).

Pour interpréter le spectre, on retiendra que la transmittance est le complément à 100% de l'absorption.

De nombreux autres gaz absorbent dans le domaine de l'IR. Il s'agit principalement de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O (bandes à 2,5 et 6,5micromètres), le méthane (CH<sub>4</sub>), les CFC, N<sub>2</sub>O...Ces molécules sont appelées communément **gaz à effet de serre** car elles absorbent dans le domaine d'émission thermique de la Terre puis réémettent en se désexcitant un photon à la même longueur d'onde mais dont 1 sur 2 est dirigé vers la Terre et la réchauffe..

Les molécules diatomiques majoritaires telles que l'azote et l'oxygène moléculaires ne possèdent pas de moment dipolaire oscillant responsable de l'absorption dans l'IR. Elles ne sont pas des gaz à effet de serre.

*Suivez ce lien vers une page forum pour voir les [bandes d'absorption des différents constituants de l'atmosphère](#)*

### **Absorption du rayonnement infra-rouge émis par la Terre**

Sur cette figure est représenté le spectre en longueurs d'onde de la lumière émise par le système Terre-atmosphère vers l'espace. En points-tillés sont représentées les courbes d'émission des Corps Noirs à différentes températures.

On note que le spectre n'est pas partout celui du Corps Noir à la température de la surface terrestre (entre 280K et 295K).

On note en effet des baisses d'émission autour de longueurs d'ondes caractéristiques des bandes d'absorption-émission des principales molécules absorbantes de l'atmosphère.

- Vapeur d'eau : bande centrée à 6.25 micromètres.
- Ozone : 3 bandes : 9.0, 9.6 and 14.3 micromètres.
- Gaz carbonique : 4.3 et 15 micromètres.

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

## **Partie II: Interactions avec l'atmosphère.**

### **3 Émission infra-rouge par les molécules atmosphériques.**

#### **Effet de serre.**

[partie3/Images/Effet-serre1.gif](#) L'émission suivant l'absorption des radiations telluriques par les molécules des gaz à effet de serre se fait dans toutes les directions. Une partie du flux lumineux émis est donc dirigé vers la Terre au lieu de s'échapper vers l'espace.

Ce flux descendant s'ajoute au flux solaire incident et permet à la température terrestre d'atteindre 15°C contre -18°C en absence d'atmosphère absorbante. **Effet de serre et réchauffement climatique.**

Le gaz carbonique est l'un des principaux gaz à effet de serre et l'évolution de sa concentration influe sur la température de la surface terrestre.

[images/co2-and-temp-over-time.gif](#) [images/co2-and-temp-over-time.gif](#) Ces 2 graphes montrent la corrélation entre température et concentration atmosphérique en gaz carbonique. Ces données sont obtenues par analyse des carottes de glace de Vostok.

**Pour en savoir plus :** [Voir le TD Paléoclimats quaternaires.](#)

[images/CO2-concentration.gif](#) [images/CO2-concentration.gif](#) Évolution millénaire de la concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub>.

**Pour en savoir plus :** [Voir le TD Augmentation du carbone dans l'atmosphère.](#) **Observation depuis l'espace**

Sur cette figure est représenté le spectre en longueurs d'onde de la lumière émise par le système Terre-atmosphère vers l'espace. En points-tillés sont représentées les courbes d'émission des Corps Noirs à différentes températures.

On note que le spectre n'est pas partout celui du Corps Noir à la température de la surface terrestre (entre 280K et 295K).

On note en effet des baisses d'émission autour de longueurs d'ondes caractéristiques des bandes d'absorption-émission des principales molécules absorbantes de l'atmosphère.

- Vapeur d'eau : bande centrée à 6.25 micromètres.
- Ozone : 3 bandes : 9.0, 9.6 and 14.3 micromètres.

Gaz carbonique : 4.3 et 15 micromètres. Ces molécules absorbantes émettent à leur tour un rayonnement électromagnétique à cette longueur d'onde dont l'amplitude est fixée par la courbe de Planck du Corps Noir à la température locale. Deux cas différents sont alors à distinguer suivant l'altitude des molécules :

- l'altitude est supérieure à 30km : une couche n'est pas influencée par l'émission des couches supérieures ou inférieures. En première approximation, l'énergie émise est directement rayonnée vers l'espace. Ainsi l'émission stratosphérique du CO<sub>2</sub> et de l'ozone est maximale là où la température est maximale soit à la stratopause. La stratosphère se refroidit donc au même endroit qu'elle se réchauffe.

- l'altitude est inférieure à 30 km : les couches supérieures absorbent les radiations montantes émises par les couches inférieures. L'émission vers l'espace est effectuée par les molécules les plus élevées.

Ce dernier point est particulièrement observable avec la vapeur d'eau : si la haute troposphère est sèche, l'émission vers l'espace à 6.25 micromètres est effectuée par les molécules de vapeur des basses couches. Ces basses couches étant chaudes, l'émission sera forte. Au contraire, si la haute troposphère est humide, l'émission vers l'espace à 6.25 micromètres provient des couches froides et elle sera faible.

**Application : imagerie satellitale dans le canal vapeur d'eau.**

L'émission à 6.25 micromètres par les couches humides les plus hautes est exploitée par l'imagerie satellitale **canal vapeur d'eau**. Ce canal est centré cette bande d'absorption. Le radiomètre du satellite est sensible au flux lumineux émis à cette longueur d'onde. L'électronique du satellite convertit ensuite les flux élevés en pixels sombres et les flux faibles en pixels clairs. On en déduit la classification suivante :

- Pixel clair . Température d'émission faible . Couche émettrice vers l'espace à haute altitude . Haute tropo humide
- Pixel sombre. Température d'émission élevée. Couche émettrice vers l'espace à basse altitude . Haute tropo sèche

L'humidité de la haute troposphère est induite par les mouvements atmosphériques verticaux :

Pixel clair . Haute tropo humide . ascendances (convection) Pixel sombre. Haute tropo sèche . subsidences Ainsi une image satellitale canal vapeur d'eau permet de visualiser les mouvements verticaux atmosphériques.

[images/WV-ETOT-36.jpg](#)  
[images/WV-ETOT-36.jpg](#)

Sur cette figure, on voit nettement les zones d'ascendance (convection intense) au voisinage de l'Équateur (paquets blancs), les zones de subsidence vers 30 degrés de latitude (en noir) associés à la branche descendante de la cellule de Hadley. Enfin, aux et latitudes moyennes, ascendances et subsidences se succèdent dans les trains de perturbations

---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

## Partie III: Bilan radiatif de la Terre

L'absorption de la partie non réfléchi du rayonnement solaire (**flèches jaunes**) par l'atmosphère et et la surface terrestre réchauffe le système climatique. Pour se refroidir, ce dernier doit émettre de l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement. Cette émission provient de la surface elle-même, mais aussi des nuages et de différentes molécules atmosphériques. Ces corps étant à des températures entre 220 et 300K, cette émission s'effectue dans l'infrarouge (**flèches rouges**).

Cette figure résume les transformations de l'énergie solaire incidente et rappelle les différents processus du bilan radiatif terrestre. Les chiffres sont basés sur un flux de 100w/m<sup>2</sup> au sommet de l'atmosphère. On peut aussi raisonner en pourcentage des 340watts incidents au sommet de l'atmosphère.

**Cliquez sur les textes soulignés** pour en savoir plus.

---

[Retour à la page d'accueil](#) | [Retour à la table des matières](#)

## Mesure de la Constante Solaire et de la température du Soleil:

### Matériel nécessaire:

1 bidon d'huile moteur (2L), en métal, et rincé à l'acétone

1 thermomètre acceptant 0,2°C de précision

2L d'eau environ pour en remplir le bidon...

De la peinture noire mate

De quoi mesurer un intervalle de temps à 10 secondes près **Qu'est-ce que la constante Solaire?**

C'est l'énergie reçue de la part du Soleil, au niveau de l'orbite terrestre, par seconde et par mètre carré. Nous, nous devons nous contenter de ce qui est reçu au niveau du sol, c'est à dire ce qui reste de cette énergie après la traversée de notre atmosphère.

### Principe de la mesure:

	<p>L'énergie reçue du Soleil peut servir à chauffer de la matière. L'élévation de température est proportionnelle à l'énergie qu'absorbe ce matériau. De plus, l'absorption sera d'autant plus efficace que le matériau en question sera sombre.</p> <p>En résumé, il suffira d'exposer face au rayonnement solaire, un bidon métallique (bon conducteur de chaleur...) peint en noir mat (très absorbant...) et plein d'eau, et de mesurer à chaque instant (toutes les minutes...) sa température, pour obtenir par un calcul simple, la puissance solaire reçue au niveau du sol.</p>
--	--

## Résultats:

	La courbe obtenue est une droite, dont la pente est en fait l'augmentation de température par intervalle de temps ( $\Delta T/\Delta t$ ).
--	--

## Calculs:

La puissance reçue réchauffe le bidon métallique, et l'eau qu'il contient:

$P = (m_{\text{bidon}} \cdot C_{\text{fer}} + m_{\text{eau}} \cdot C_{\text{eau}}) \cdot \Delta T / \Delta t$	<p><b>P</b> : Puissance reçue (en Watts) <b>M<sub>bidon</sub></b> : masse du bidon <b>M<sub>eau</sub></b> : masse d'eau (ces 2 masses sont en grammes) <b>C<sub>fer</sub></b> : chaleur massique du métal du bidon: <math>0,46 \text{ J.g}^{-1}.\text{K}^{-1}</math> <b>C<sub>eau</sub></b> : idem pour l'eau: <math>4,18 \text{ J.g}^{-1}.\text{K}^{-1}</math> <b><math>\Delta T</math></b> : variation de température (en °C ou en K, c'est pareil...) <b><math>\Delta t</math></b> : intervalle de temps (en secondes)</p>
---	---

Enfin, pour finir, la constante Solaire:  $C = P / S$

**S**: Surface du bidon faisant face au Soleil (en  $\text{m}^2$ )

### Trois remarques:

1/ Cette " constante " varie suivant l'état du ciel. Elle vaut  $1370 \text{ W/m}^2$  hors atmosphère, et est diminuée d'environ 20 à 25% sur le plancher des vaches.

2/ Ne pas tenir compte des 2 ou 3 premières minutes de la courbe, qui ne reflètent que le temps nécessaire au système pour atteindre un état stationnaire.

3/ Éviter de secouer le bidon ou de déplacer le thermomètre en cours de mesure...

## Extension possible:

La constante solaire et la distance Terre-Soleil permettent de remonter à la température de surface du Soleil:

En effet, la puissance émise par  $1 \text{ m}^2$  de surface solaire (**M**: son émittance) est diluée le long de son trajet jusqu'à la Terre. Cette dilution se fait suivant la loi habituelle de l'inverse du carré des distances, plus précisément:

$M = C \cdot \frac{1}{d^2}$  et donc  $C = M \cdot d^2$  **C**: constante solaire; **d** = 150 millions de km; **R** = 0,7 millions de km

Il reste à connaître la relation entre l'émittance du Soleil et sa température, c'est la loi de Stefan:

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (\sigma : \text{constante de Stefan valant } 5,6697 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}).$$

$$\text{D'où, } T_K = (M/\sigma)^{0,25} \text{ ce qui doit donner non loin de } 5800 \text{ Kelvin.}$$