

Radiation (suite)

- Interaction entre le rayonnement et l'atmosphère
- Le rayonnement solaire ou de courtes longueurs d'onde (SW)
- Le rayonnement terrestre ou de longues longueurs d'onde (LW)

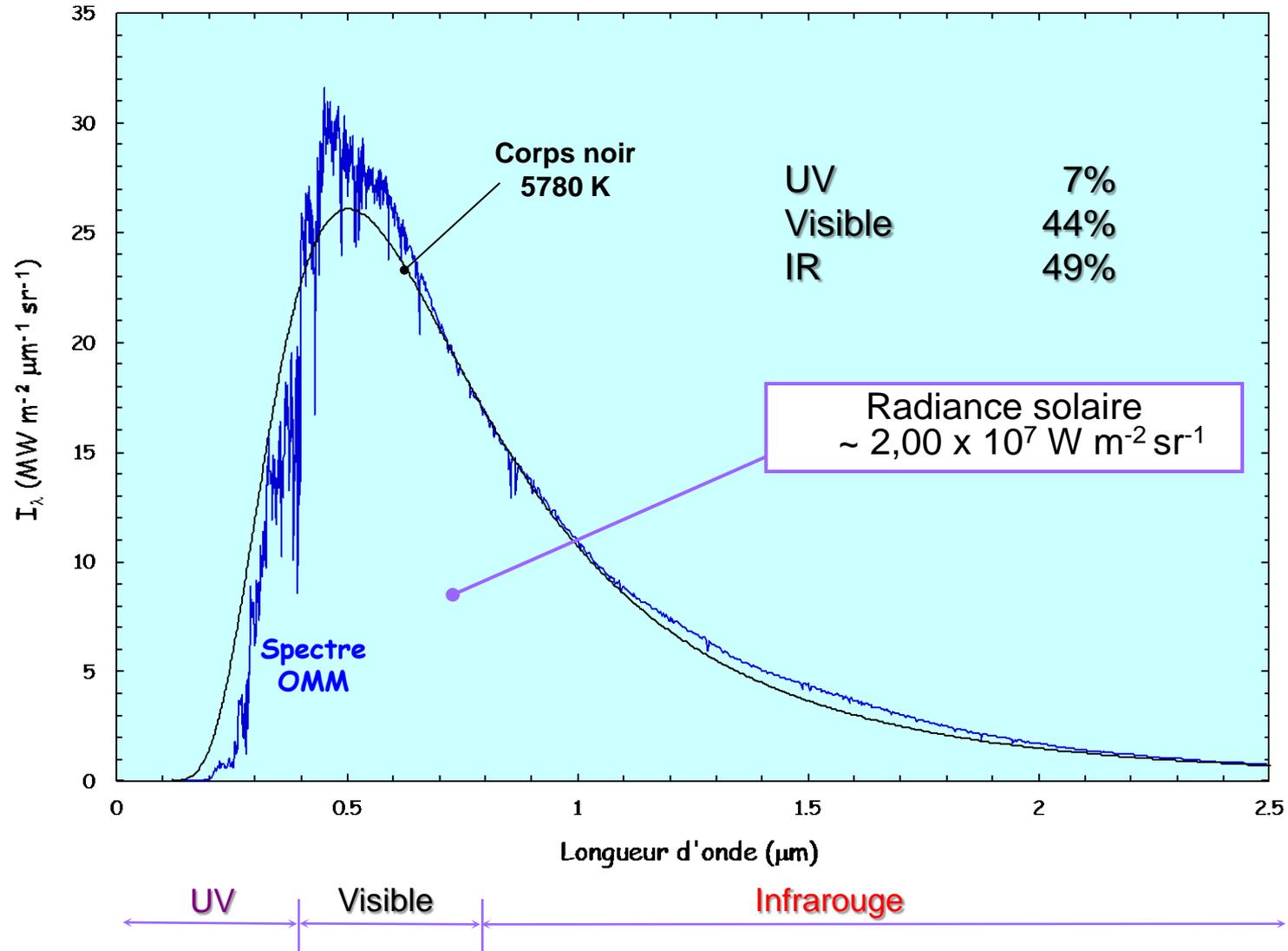
Le Soleil : l'essence des mouvements atmosphériques...

Le sol, les océans et l'atmosphère emmagasinent l'énergie et la transforment en mouvement (énergie cinétique), en énergie potentielle et en énergie interne.

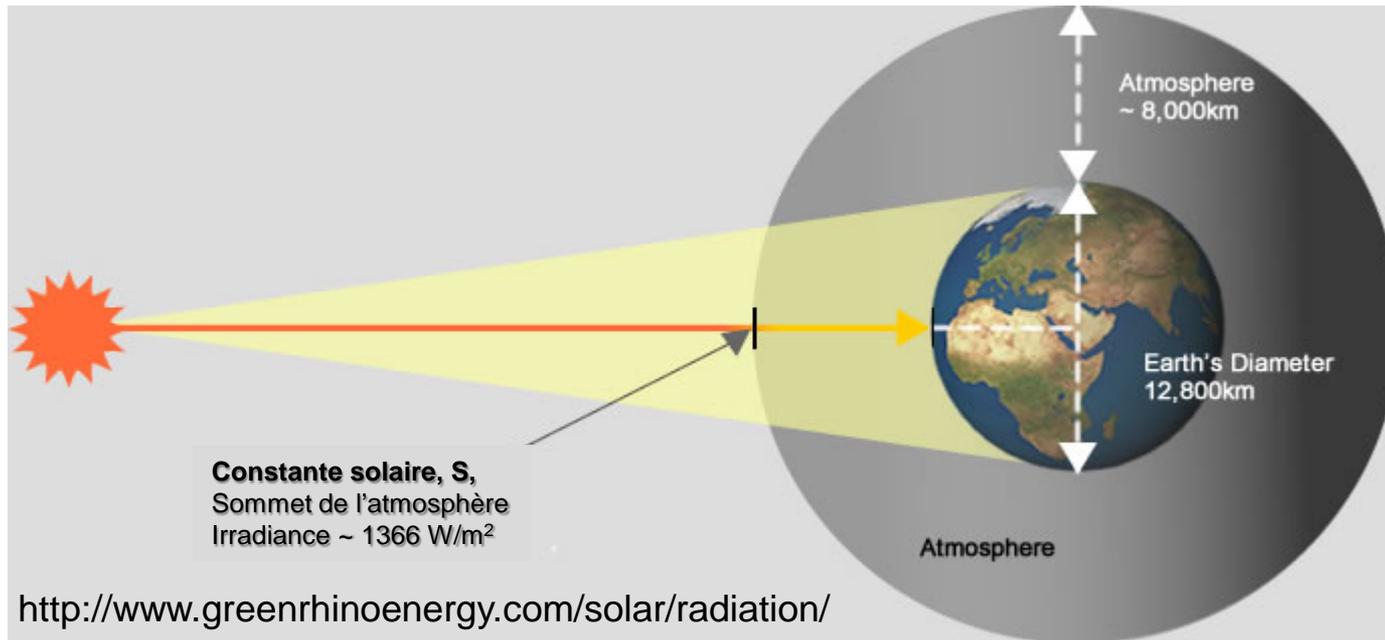
La Terre reçoit l'énergie du Soleil, mais elle en perd également sous forme de rayonnement. Eh oui, la Terre rayonne de l'énergie, tout comme votre corps. En effet, tout corps qui possède une température supérieure à 0 Kelvin (-273 °C) émet un rayonnement.

Dans les cas de la Terre et de votre corps, ce rayonnement se nomme « rayonnement infrarouge ».

Radiance solaire au sommet de l'atmosphère



La constante solaire



Important

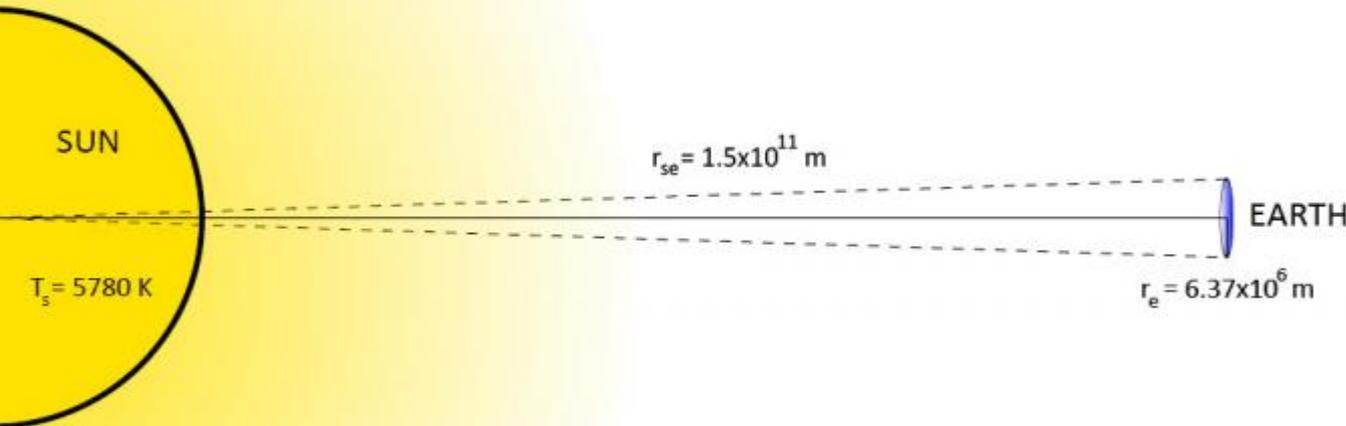
La constante solaire **S** est la densité de flux radiatif solaire, **irradiance solaire**, qui reçoit une surface au sommet de l'atmosphère exposée perpendiculairement au rayonnement.

Calcul de la constante solaire terrestre

En utilisant la loi de Stefan-Boltzmann, et en supposant que le Soleil est un corps noir ($\epsilon = 1$) à la température de 5780 K, on peut calculer le flux d'énergie émis par le Soleil : $\Phi_S = 4\pi \cdot R_S^2 \cdot \sigma T_S^4 \cong 3,86 \cdot 10^{26} \text{ W}$

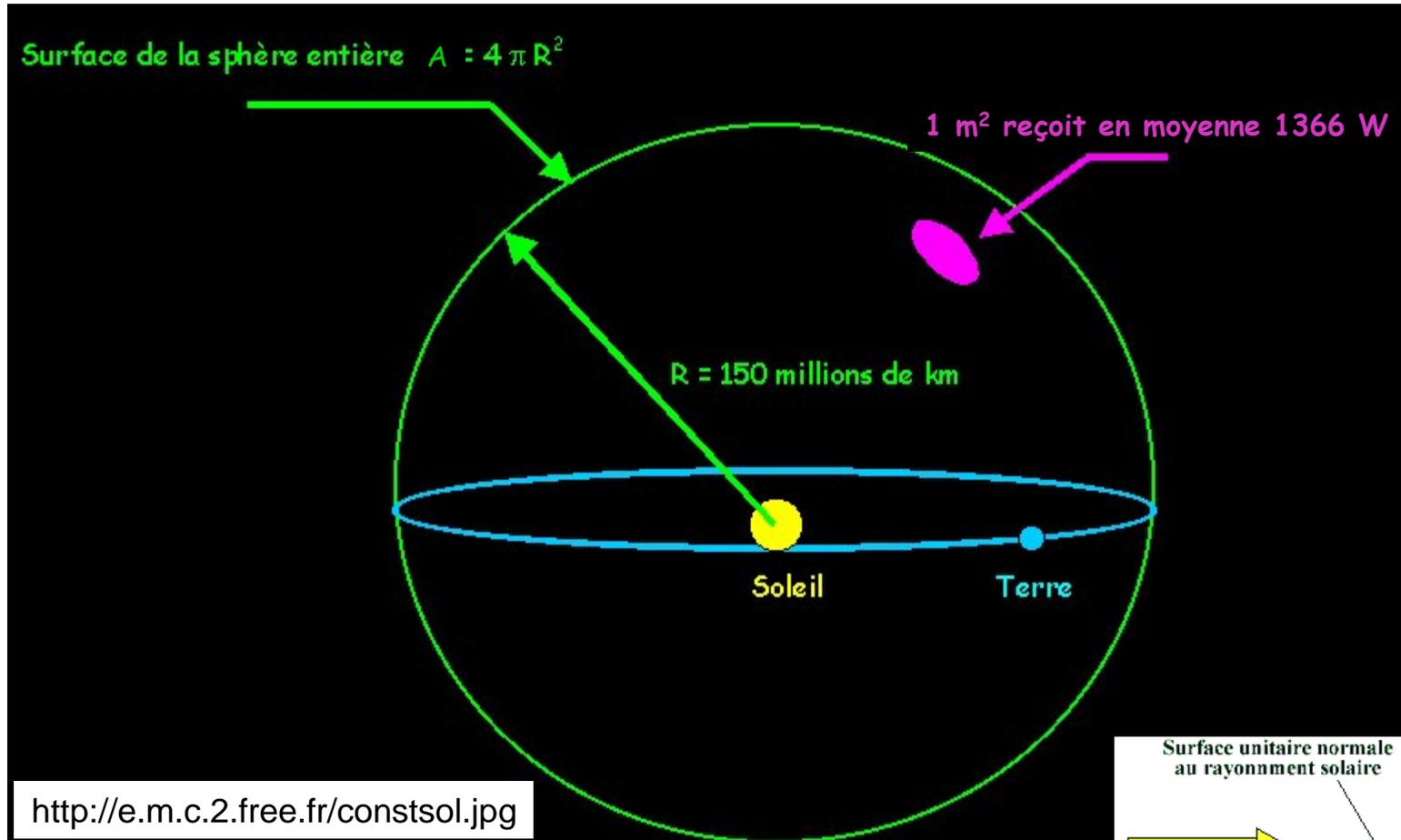
Cette énergie se propage de façon isotrope et sans pertes (propagation dans le vide) en toutes directions. La terre intercepte la fraction :

$$f = \frac{\pi \cdot r_e^2}{4\pi \cdot r_{se}^2}$$

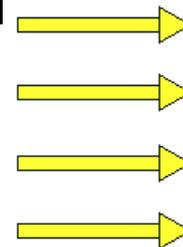


Par définition, la constante solaire est : $S = \frac{f \cdot \Phi}{\pi \cdot r_e^2} = \frac{\Phi}{4\pi \cdot r_{se}^2} \cong 1366 \text{ W} / \text{m}^2$

Constante (vraiment?) solaire, S



Surface unitaire normale
au rayonnement solaire



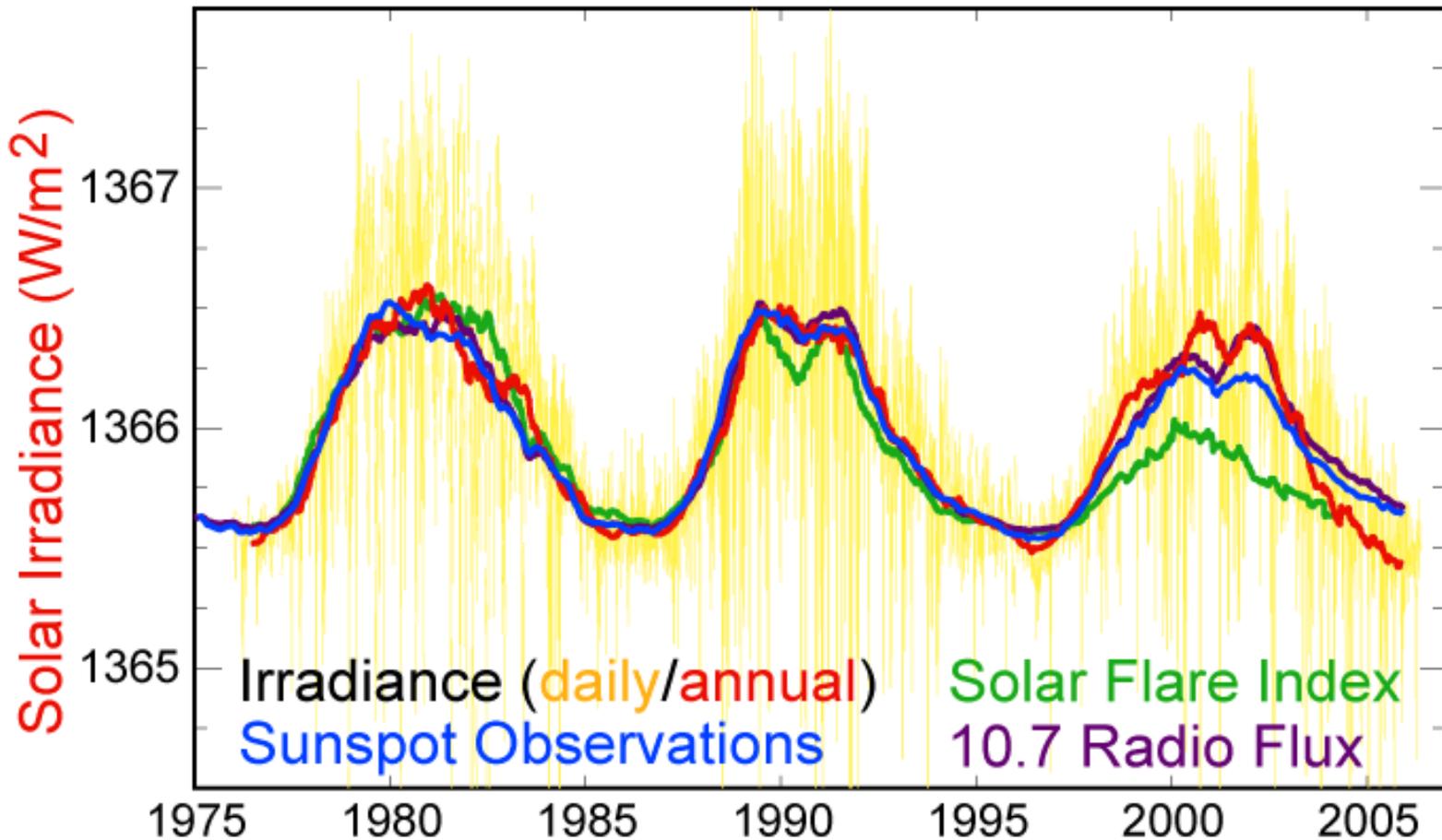
Rayon du Soleil

$$S_0 = \sigma T_{sol}^4 \left(\frac{R_S}{\bar{D}_{T-S}} \right)^2$$

Distance moyenne entre la Terre et le Soleil

$$1330 \text{ Wm}^{-2} < S < 1420 \text{ Wm}^{-2}$$

Solar Cycle Variations



La constante solaire varie d'environ 1%, dans un cycle de 11 ans. L'irradiance solaire (courbe jaune/rouge) est corrélée aux nombre de tâches solaire observées (courbe bleu) et à l'indice d'éruption solaire (vert).

10.7 Radio Flux (violet) : Programme Radio Solaire, agence spatiale Canadienne.

<http://www.spaceweather.gc.ca/solarflux/sx-1-fr.php>

Densité de flux radiatif (irradiance) solaire moyen (moyenne)

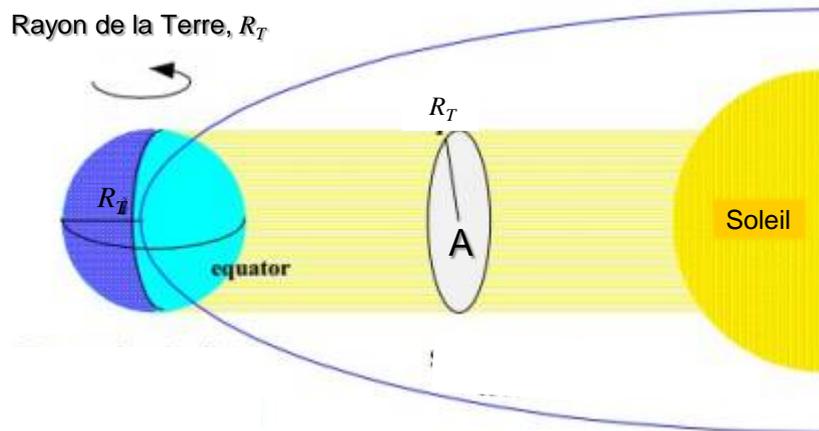
Puissance de l'énergie émise par le Soleil

$$\Phi_s = 3,86 \cdot 10^{26} \text{ W}$$

$$1 \text{ W} = 1 \text{ J} / \text{s}$$

Irradiance moyenne reçue au sommet de l'atmosphère en considérant un cycle de 24 h est égale à l'énergie reçue divisée par la surface terrestre.

L'énergie reçue est la constante solaire fois la surface A (disque de rayon R_T), perpendiculaire au rayonnement solaire.

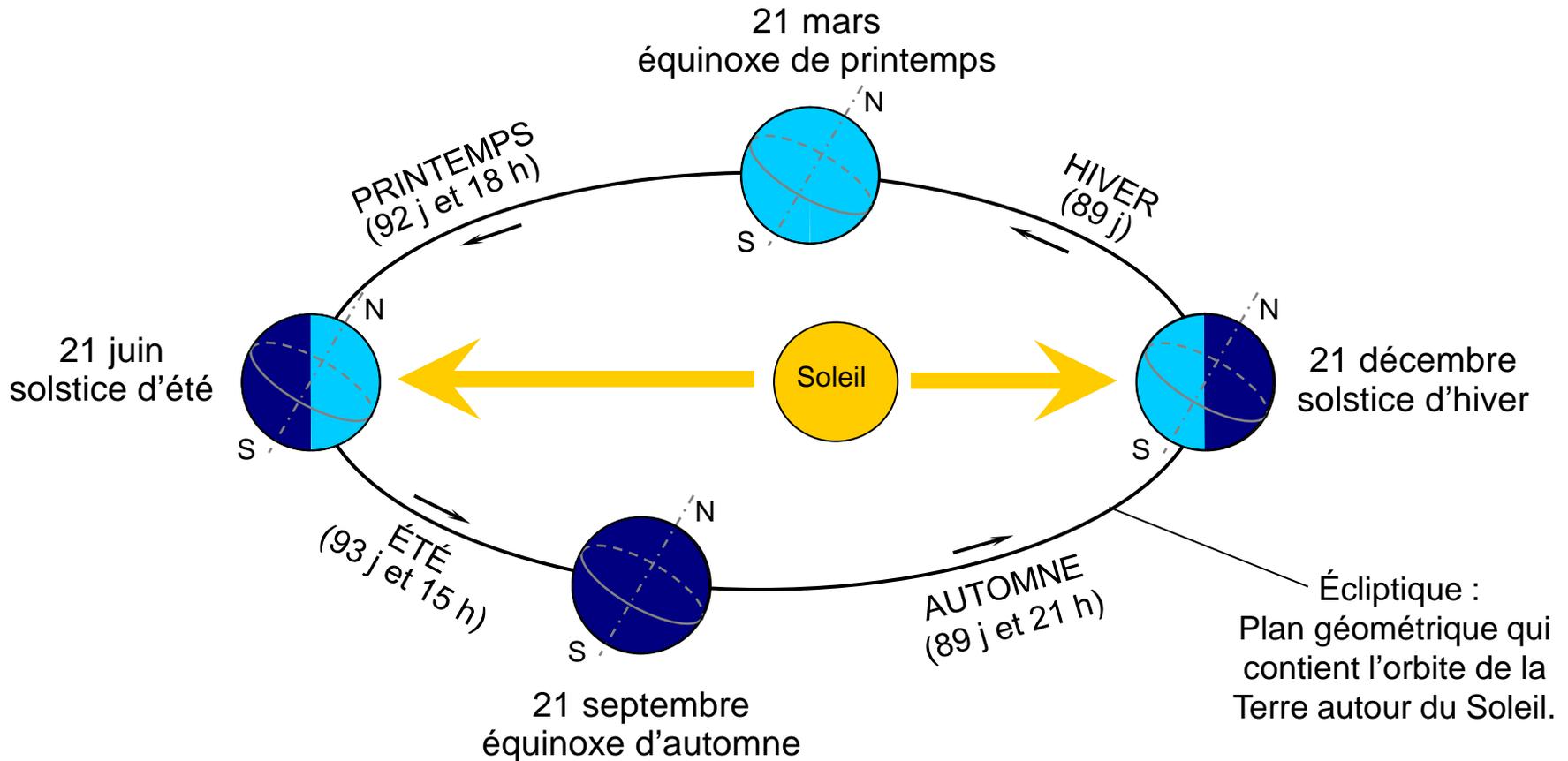


$$\bar{F}_S \triangleq \frac{S \pi \bar{R}_T^2}{4 \pi \bar{R}_T^2} = \frac{S}{4} = \frac{1366}{4} \approx 342 \text{ W m}^{-2}$$

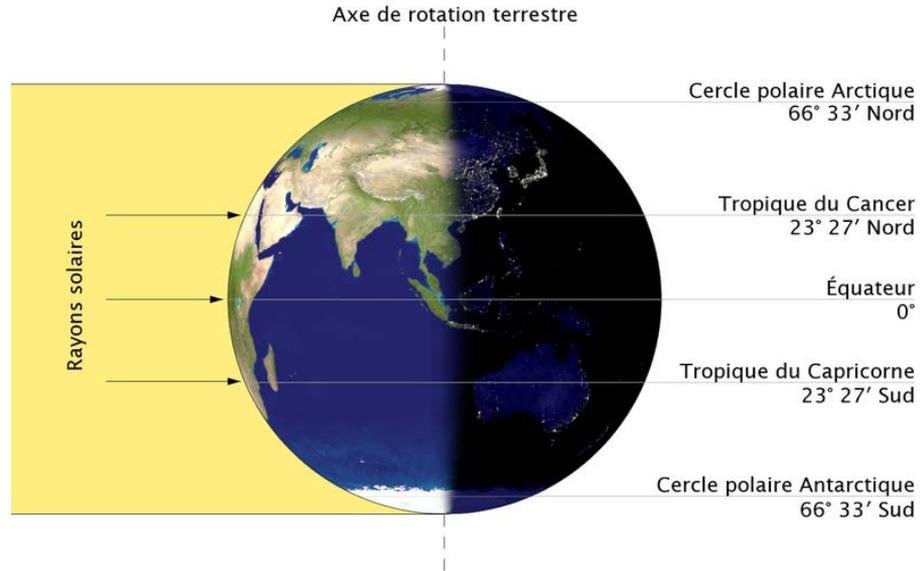
Important

Les saisons

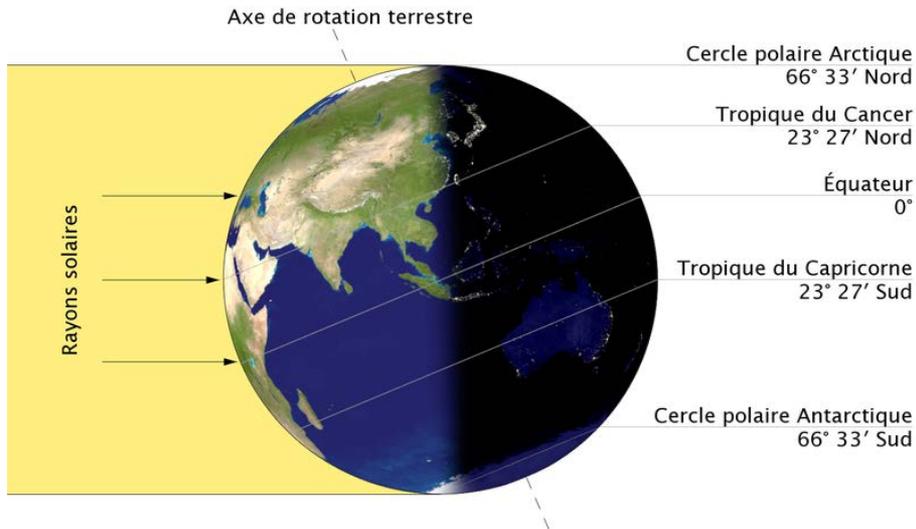
Variations de la distance Terre-Soleil	
1 ^{er} janvier	147001000 km
1 ^{er} avril	149501000 km
1 ^{er} juillet	152003000 km
1 ^{er} octobre	149501000 km



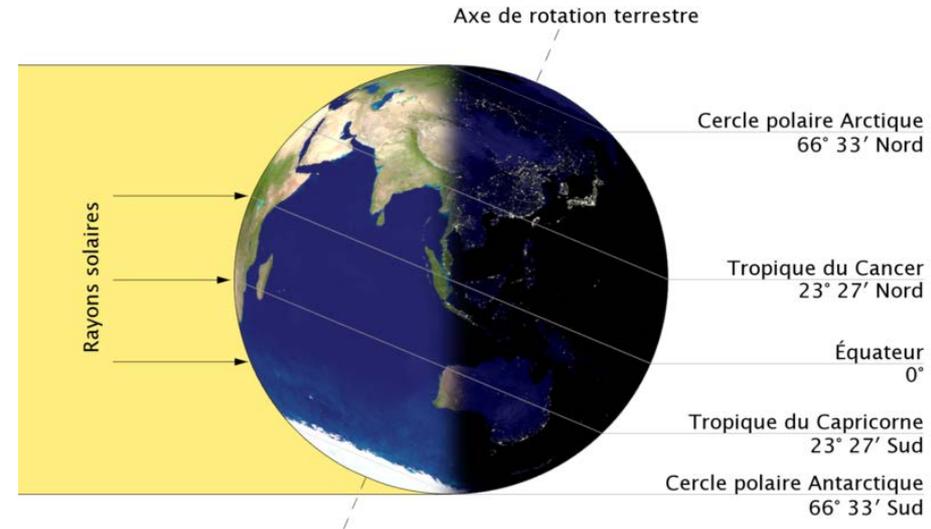
Équinoxes



Le solstice d'été

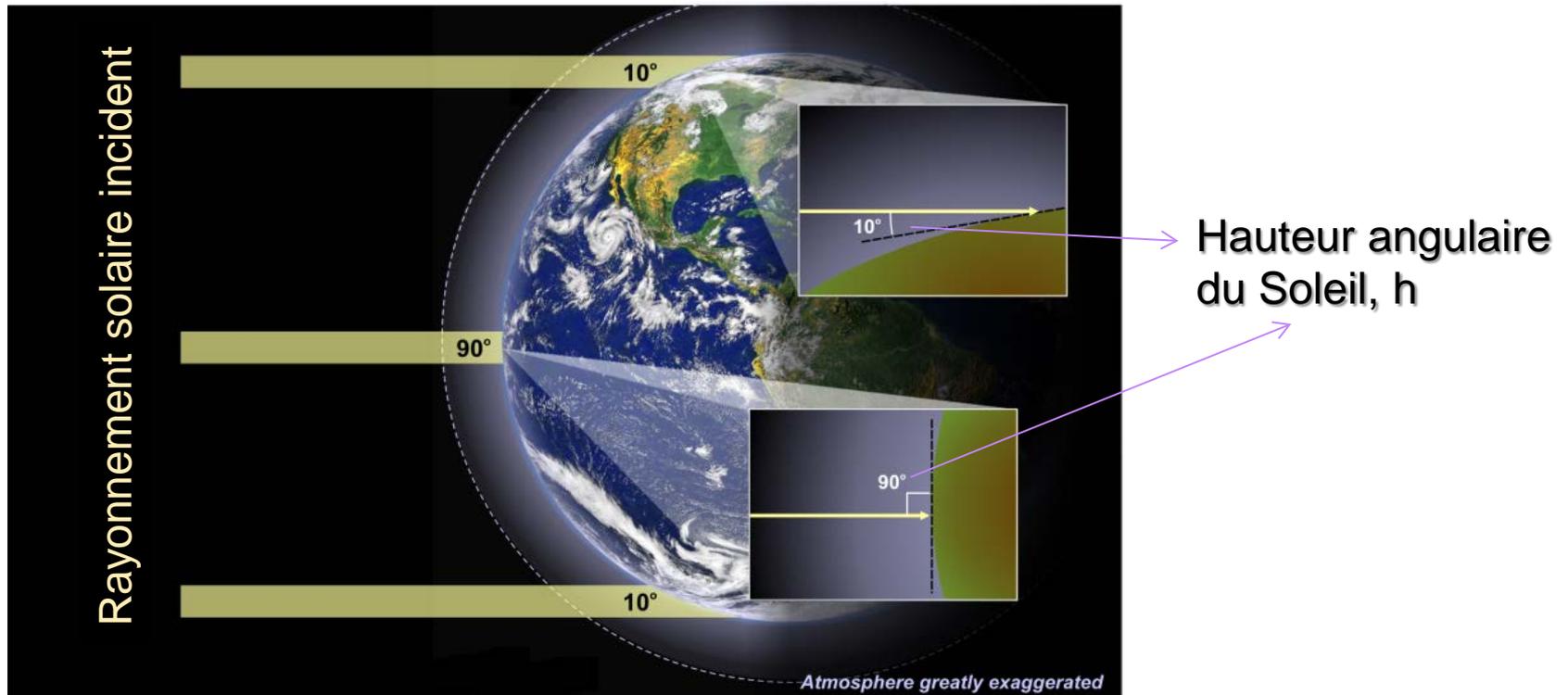


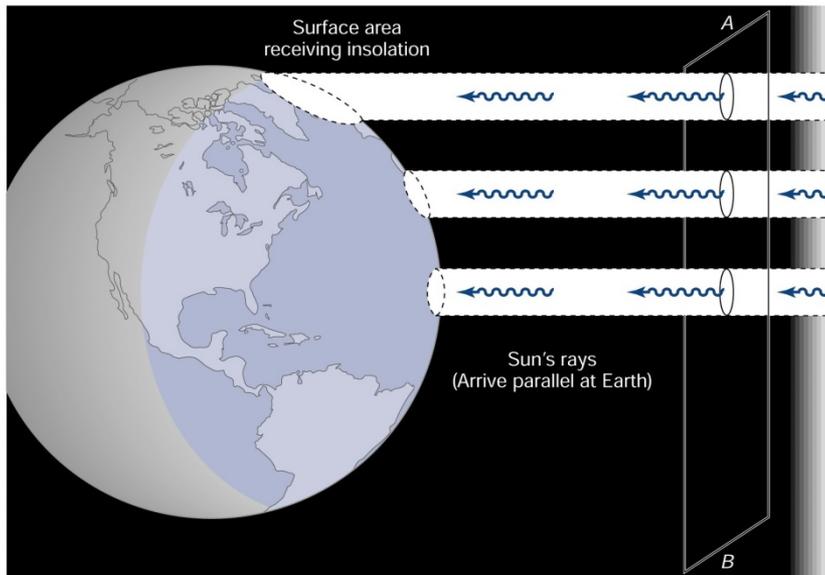
Le solstice d'hiver



Ensoleillement

L'**ensoleillement**, aussi appelé insolation, est la mesure du rayonnement solaire qui reçoit une surface au cours d'une période donnée. Elle s'exprime en mégajoules par mètre carré, MJ/m² (comme recommandé par l'Organisation météorologique mondiale) ou en watts-heures par mètre carré, Wh/m² (surtout par l'industrie de l'énergie solaire).





Copyright © 2004 Pearson Prentice Hall, Inc.

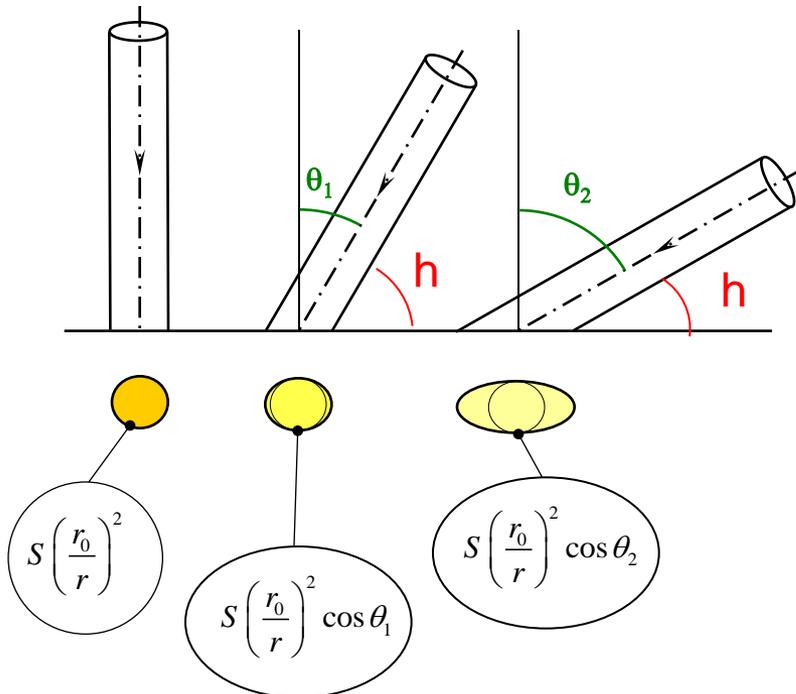
L'insolation au sommet de l'atmosphère

L'irradiance solaire au sommet de l'atmosphère pour unité d'aire horizontale :

$$F = S \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \theta_S$$

$$F = S \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \sin(h)$$

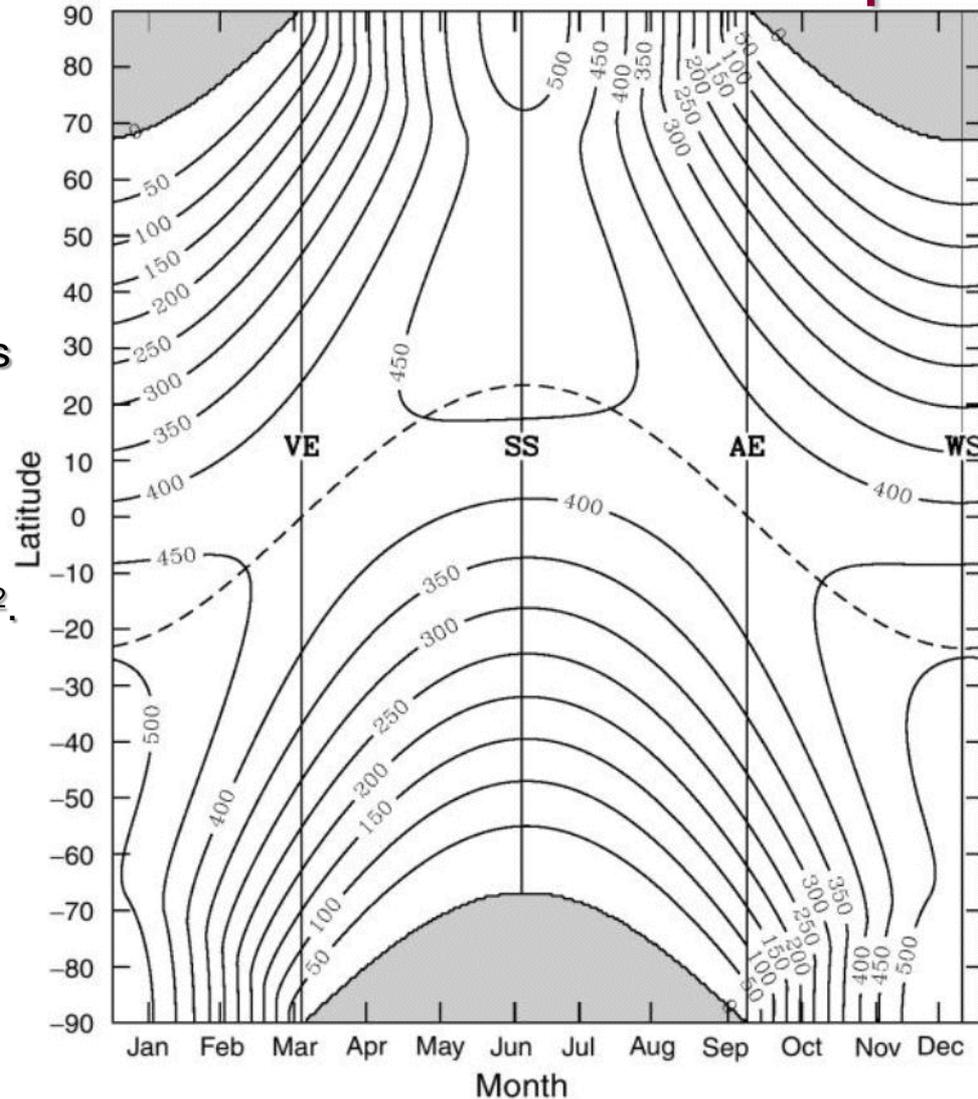
L'angle θ_S est l'angle zénithal et l'angle h est la hauteur angulaire du Soleil ($h = \pi/2 - \theta_S$), r_0 est la distance moyenne entre la Terre et le Soleil et r la distance réelle au moment du calcul.



Interprétation : θ_S augmente avec la latitude et h diminue. Ceci implique que l'irradiance solaire diminue avec la latitude. On voit aussi que l'irradiance dépend du jour de l'année puisque la distance terre-soleil (r) change dans le temps.

L'insolation au sommet de l'atmosphère

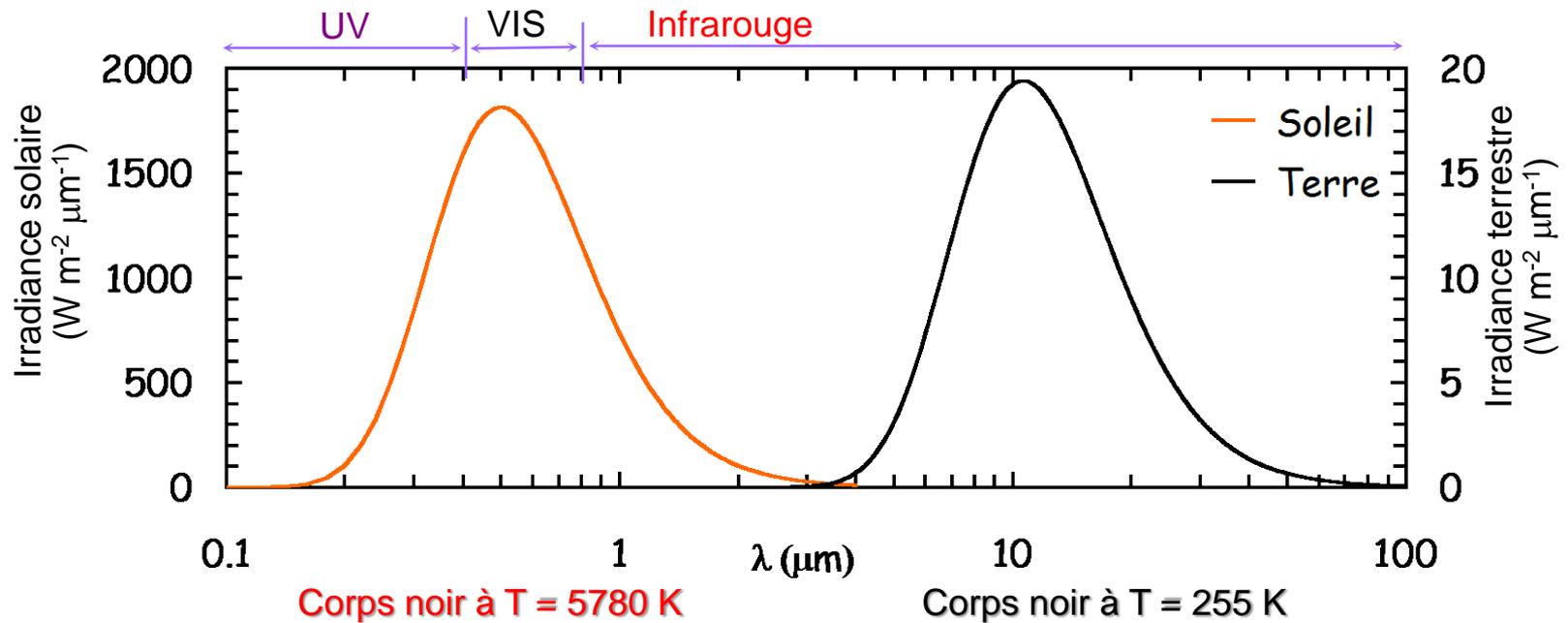
Dans la figure ci-contre sont tracées les iso-lignes d'insolation en fonction de la latitude et du jour de l'année, à des intervalles de 50 W/m^2 .



VE : Équinoxe de printemps
 SS : Solstice d'été
 AE : Équinoxe d'automne
 WS : Solstice d'hiver

Moyenne quotidienne de l'insolation solaire au sommet de l'atmosphère en W m^{-2} , en fonction de la latitude et du jour de l'année.

Spectre théorique du rayonnement solaire et du rayonnement terrestre



Équilibre radiatif (moyen) dans le vide d'une planète considérée comme un **corps noir**

Important

Équilibre radiatif
énergie radiative émise = énergie radiative reçue

Rayon de la planète = r

Énergie émise par le corps $\Phi_{lw} = 4\pi r^2 \sigma T_E^4$

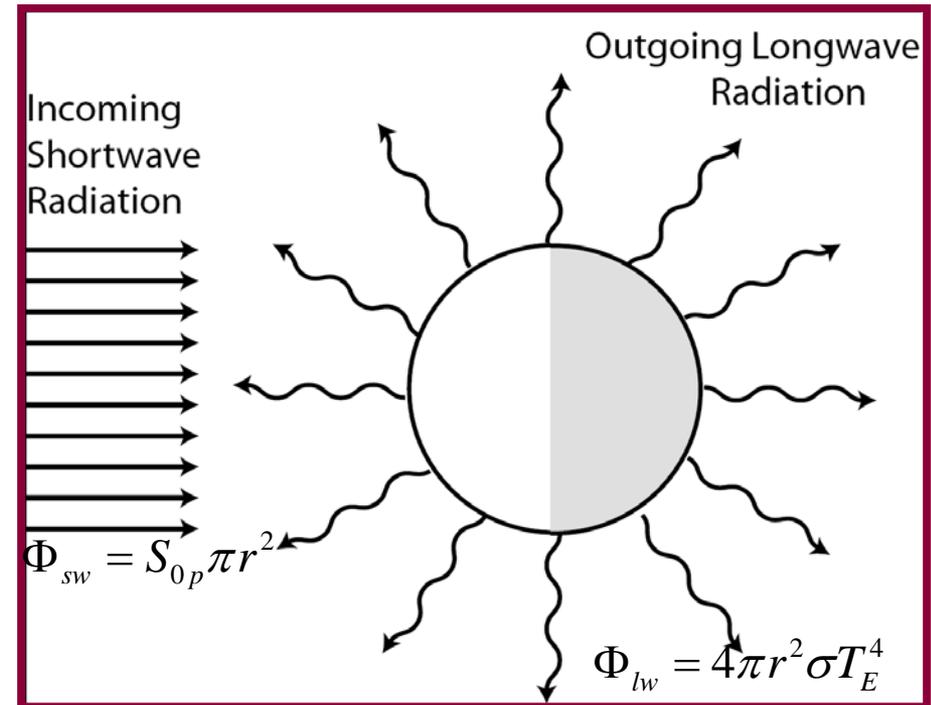
Énergie reçue du Soleil $\Phi_{sw} = S_{0p} \pi r^2$

où S_0 est la constante solaire moyenne de la planète

$$\Phi_{lw} = \Phi_{sw}$$

$$4\pi \cdot r^2 \cdot \sigma \cdot T_E^4 = S_{0p} \cdot \pi \cdot r^2$$

$$T_E = \left[\frac{S_{0p}}{4\sigma} \right]^{\frac{1}{4}}$$



Bilan radiatif global au sommet de l'atmosphère d'une planète d'albédo α_p : température effective, T_E

Planète	distance au Soleil (UA)	Albédo
Mercure	0,39	0,11
Venus	0,72	0,75
Terre	1,00	0,30
Mars	1,52	0,15
Jupiter	5,20	0,52
Neptune	30,0	0,41
Pluton	40,0	0,30

1 Unité astronomique = 149 598 000 kilomètres

Équilibre radiatif

énergie émise = énergie reçue

Énergie émise $\Phi_{lw} = 4\pi R_p^2 \sigma T_E^4$

Énergie reçue $\Phi_{sw} = S_{0p} (1 - \alpha_p) \pi R_p^2$

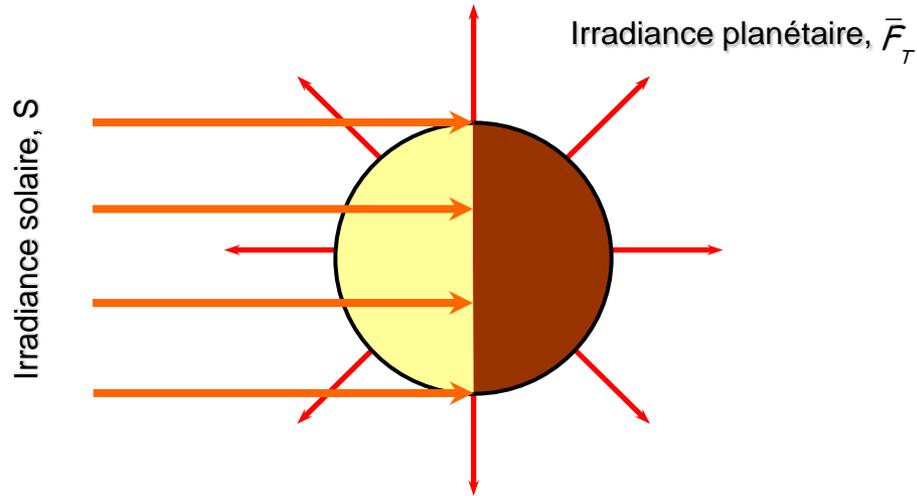
Rayon du Soleil \rightarrow

$$S_{0p} = \sigma T_{sol}^4 \left(\frac{R_s}{\bar{D}_{P-S}} \right)^2$$

Distance moyenne
entre la planète et le Soleil

$$T_E = \left[\frac{S_{0p} (1 - \alpha_p)}{4\sigma} \right]^{\frac{1}{4}}$$

Température effective de la Terre



Albédo planétaire : $\alpha_p \cong 0,3$

Équilibre radiatif : $F(\text{absorbé}) = F(\text{émis})$

$$(1 - \alpha_p) S \pi \bar{R}_T^2 = \bar{F}_T 4 \pi \bar{R}_T^2$$

$$\Rightarrow \bar{F}_T = \frac{(1 - \alpha_p) S}{4} = \frac{(1 - 0,3) \times 1366}{4} \cong 239 \text{ W m}^2$$

$$T_{E, Terre} = \sqrt[4]{\frac{\bar{F}_T}{\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{239}{5,67 \times 10^{-8}}} \cong 255 \text{ K}$$

Température de couleur

- **Température de couleur, T_C** : C'est la température à laquelle la couleur d'un corps noir correspond mieux à celle d'un objet naturel.

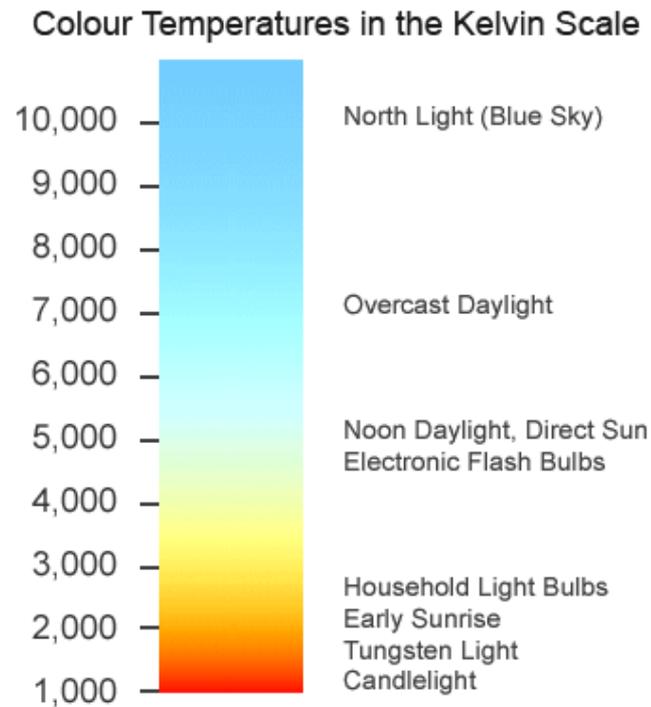


Image courtesy of www.mediacollege.com

Absorption

Diffusion

Émission

INTERACTION RAYONNEMENT - ATMOSPHÈRE

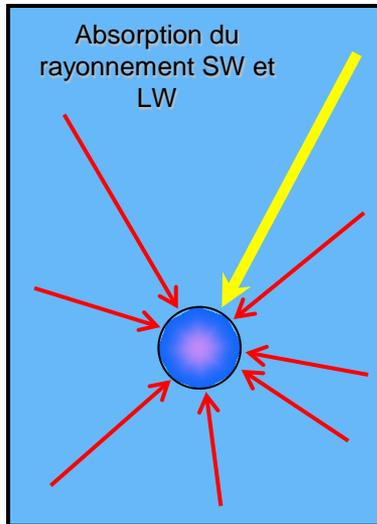
Procédés affectant la propagation du rayonnement électromagnétique

- Que peut-il arriver au rayonnement solaire quand il traverse l'atmosphère?
 - Diffusion
 - Géométrique
 - Diffusion de Rayleigh
 - Diffusion de Mie
 - Réflexion = rétrodiffusion (diffusion dans la direction de la source)
 - Absorption
 - Transmission
 - Effets optiques
 - Réfraction
 - Diffraction
- Et au rayonnement terrestre?
 - Absorption
 - Émission
 - Transmission

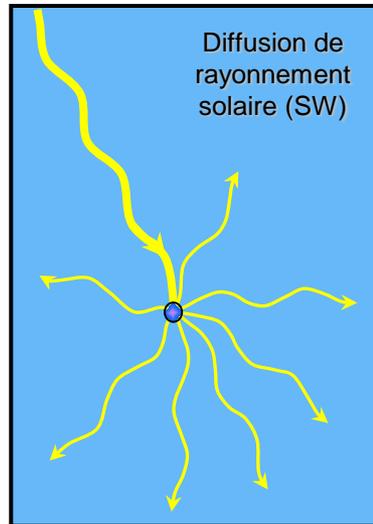
Interaction rayonnement - atmosphère

Le **rayonnement solaire** dans un faisceau qui traverse l'atmosphère peut être affaibli par absorption et/ou diffusion.

Absorption



Diffusion



C'est la **longueur d'onde** des radiations ainsi que **la nature du milieu** qu'elles traversent qui détermine dans quelle mesure la lumière est absorbée et/ou diffusée.

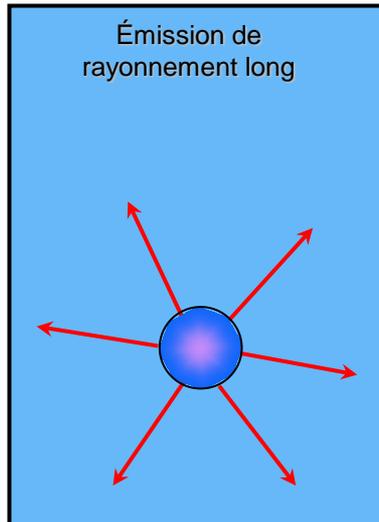
- L'**absorption** est le processus par lequel l'énergie transportée par une onde électromagnétique est transformée en énergie interne de la matière avec laquelle elle interagit.
- La **diffusion** est le processus par lequel une onde électromagnétique est dispersée lorsqu'elle interagit avec la matière. L'onde dispersée est de même fréquence que l'onde incidente.
- **Extinction** : absorption + retro-diffusion.

Interaction rayonnement - atmosphère

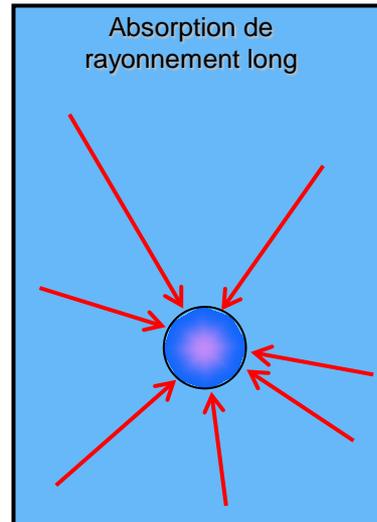
Le **rayonnement terrestre (LW)** est émis par les surfaces terrestres et certains gaz de l'atmosphère (les gaz à effet de serre). Le rayonnement LW est en partie absorbé, en partie transmis pendant sa traversée de l'atmosphère.

L'émission : processus au cours duquel un système physique produit un flux de rayonnement porteur d'énergie.

Emission (LW)



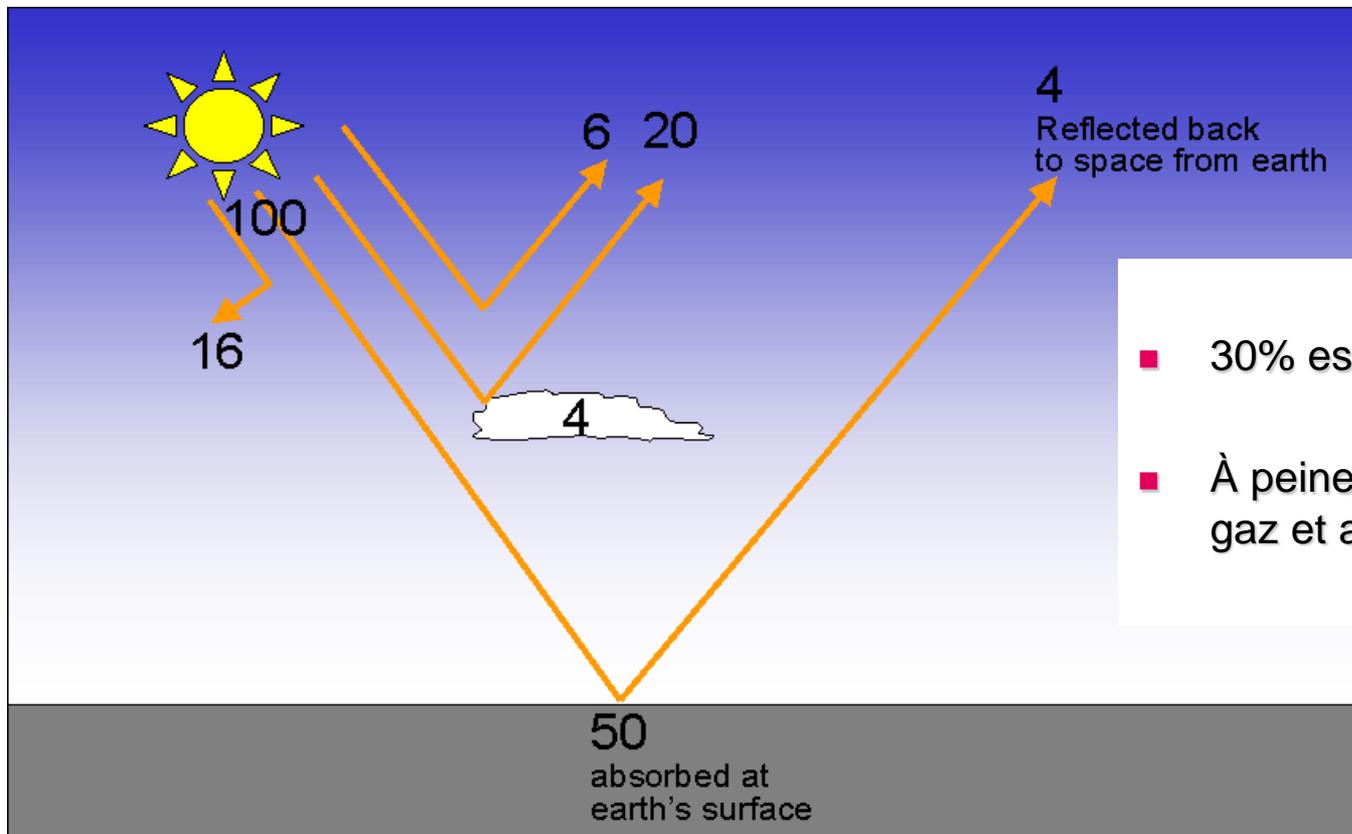
Absorption (LW)



- La qualité du rayonnement (longueur d'onde) dépend de la composition chimique de l'émetteur;
- Le spectre du rayonnement émis est le même que le spectre du rayonnement absorbé : loi de Kirchhoff
- La quantité de rayonnement émis à chaque longueur d'onde dépend de la température : loi de Planck

Interaction entre le rayonnement solaire et l'atmosphère

- Le schéma montre que, en moyenne, 50 % du rayonnement solaire arrive à la surface terrestre.

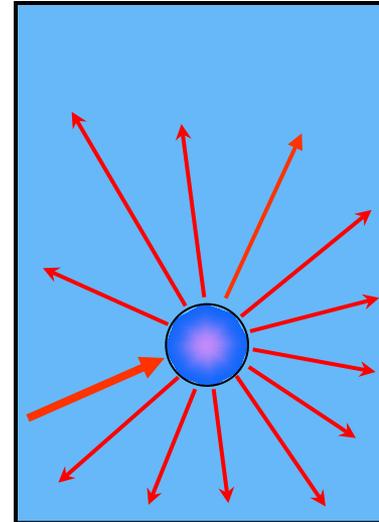


- 30% est rétrodiffusé vers l'espace
- À peine 20 % est absorbé par les gaz et aérosols atmosphériques.

Interaction rayonnement IR - atmosphère

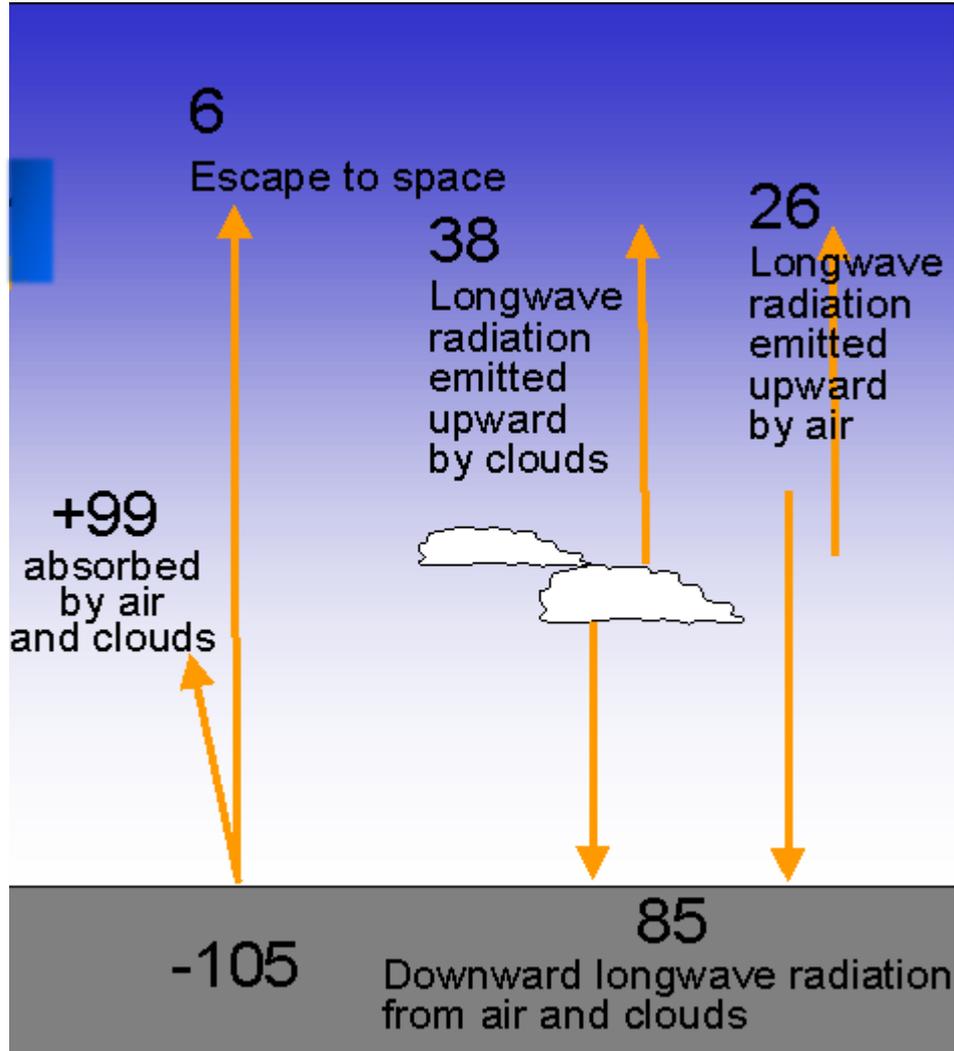
Le **rayonnement terrestre** dans un faisceau qui traverse l'atmosphère peut être affaibli par absorption et renforcée par émission.

Émission + absorption



- L'émission et l'absorption du rayonnement terrestre dépendent de l'existence de molécules de gaz qui interagissent avec ce type de rayonnement. Loi de Kirchhoff.
- C'est la **longueur d'onde** des radiations ainsi que **la nature du milieu** qu'elles traversent qui détermine dans quelle mesure la radiation est **absorbée**.
- L'**émission** dépend de la **température** des gaz émetteurs.

Interaction entre le rayonnement terrestre et l'atmosphère



- La surface terrestre émet du rayonnement IR lointain (105 % du rayonnement solaire reçu par le système Terre-atmosphère).
- Une partie traverse l'atmosphère et s'échappe vers l'espace (6%) et une grande partie est absorbé par les gaz à effet de serre (99 %).
- Les gaz à effet de serre (26%) et nuages (38%) émettent eux-mêmes du rayonnement IR lointain en toutes les directions. Une partie sera reçue par la surface (85%)
 - La température d'équilibre de la surface (énergie reçue = énergie émise) sera supérieure à la température d'équilibre en absence des gaz à effet de serre.
 - La présence des gaz à effet de serre transforme la planète Terre dans une planète dont la température permet l'existence de la vie. Les GES sont notre thermostat; leurs concentrations nous concernent!

Interaction entre le rayonnement terrestre et l'atmosphère

- Au températures terrestres le rayonnement émis est de l'infrarouge lointain ($\lambda > 3\mu\text{m}$) qui on appelle souvent rayonnement de longues longueurs d'onde (LW).
- Toutes les composantes terrestres émettent du rayonnement selon leur température.
- La diffusion du rayonnement IR lointain (LW) par les gaz atmosphériques est négligeable.
- L'absorption du rayonnement LW par l'atmosphère est sélective. Les gaz qui absorbent ce rayonnement (sélectivement) sont nommés Gaz à Effet de Serre (GES).

Quels sont les composantes atmosphériques responsables de l'absorption ?

Quelles longueurs d'onde sont absorbées?

Quelles est le pouvoir d'absorption?

- Le rayonnement solaire, SW, incident au sommet de l'atmosphère est constitué de rayonnement de longueurs d'onde situé entre 0 et 3 μm ;
- Aux températures terrestres, le rayonnement SW émis est négligeable.
- Le destin du rayonnement solaire qui pénètre l'atmosphère : une partie sera diffusée (rayonnement diffus) , une partie absorbée et le restant sera transmis sans interaction avec l'atmosphère (rayonnement direct)

Diffusion

Absorption

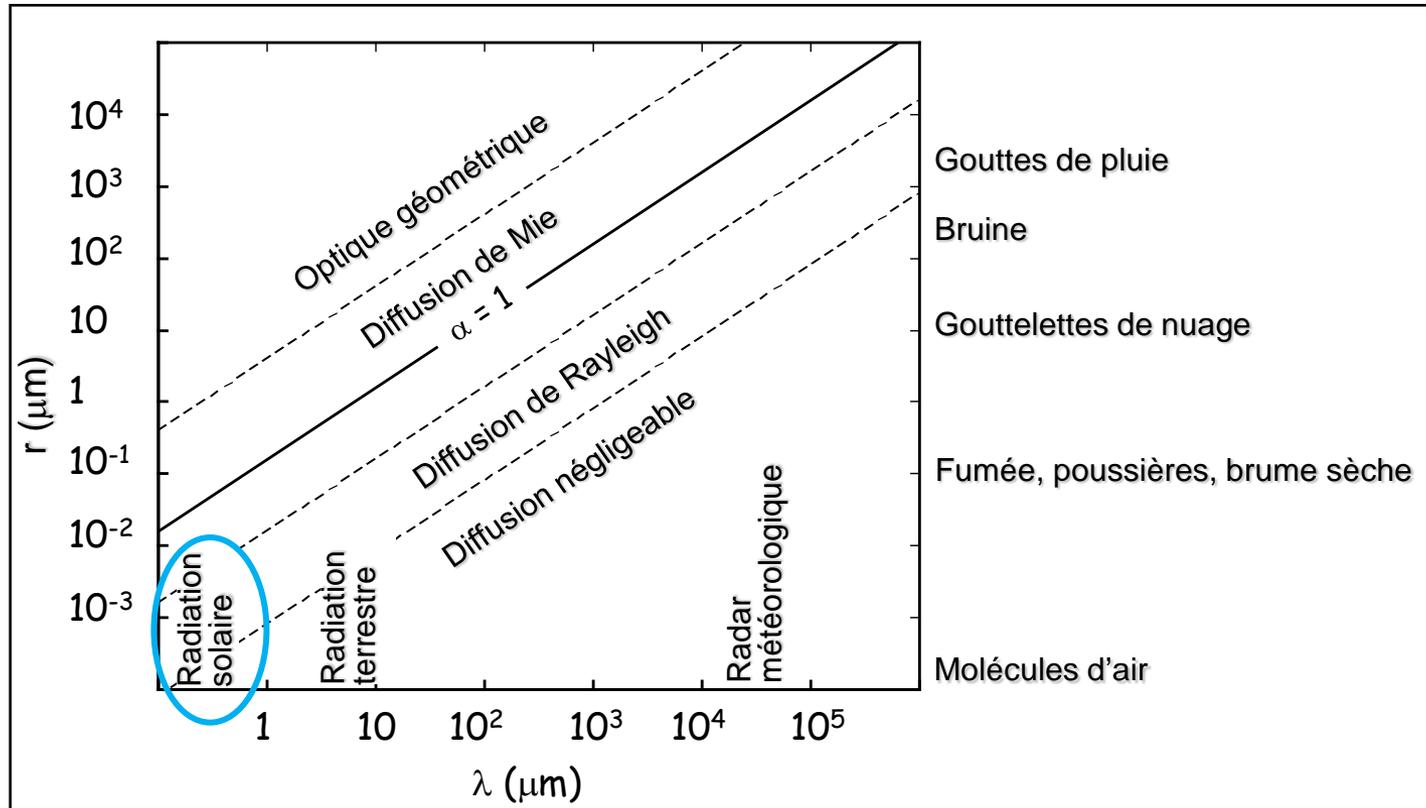
Transmission

INTERACTION RAYONNEMENT SOLAIRE-ATMOSPHÈRE

Diffusion du rayonnement

La taille radioélectrique :

$$\alpha \equiv \frac{2 \pi r}{\lambda}$$

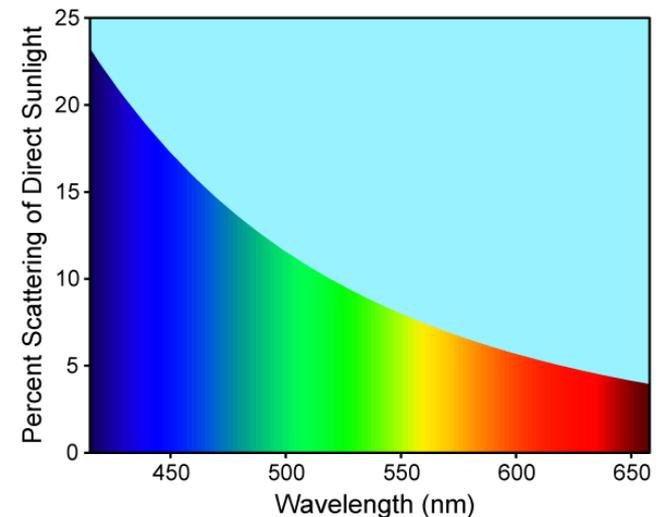
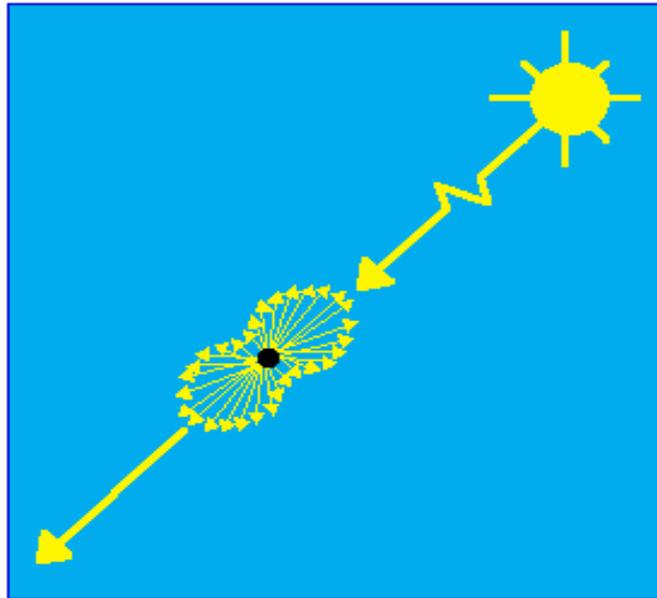


Diffusion de Rayleigh

$$\alpha \equiv \frac{2 \pi r}{\lambda} \ll 1$$

La **diffusion Rayleigh** est un mode de diffusion des ondes électromagnétiques dont la longueur d'onde est beaucoup plus grande que la taille des particules diffusantes, $\alpha \ll 1$.

Rayleigh a montré que le coefficient de diffusion varie comme λ^{-4} .



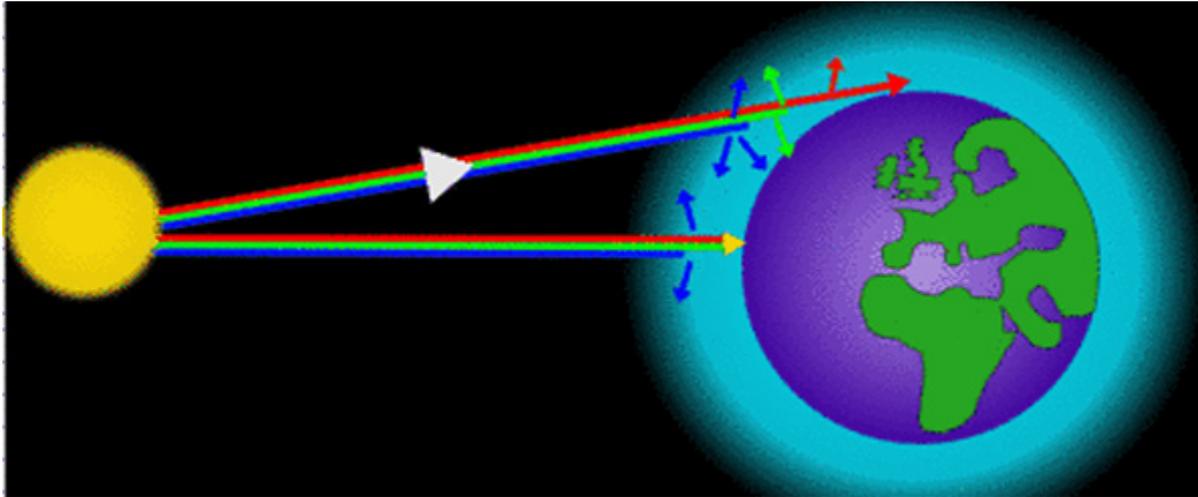
Les couleurs sont diffusées différemment!
Plus courte est la longueur d'onde plus le pourcentage de rayonnement diffus est élevé.

Diffusion de Rayleigh : les molécules d'air

$$\frac{\alpha_{bleu}^4}{\alpha_{rouge}^4} = \frac{\left(\frac{2\pi r}{\lambda_b}\right)^4}{\left(\frac{2\pi r}{\lambda_r}\right)^4} = \left(\frac{\lambda_r}{\lambda_b}\right)^4 = \left(\frac{0,64}{0,47}\right)^4 = 3,45$$



**La diffusion de Rayleigh donne la couleur bleu à l'atmosphère.
Pourquoi le ciel n'est pas violet?**



Le ciel est bleu !

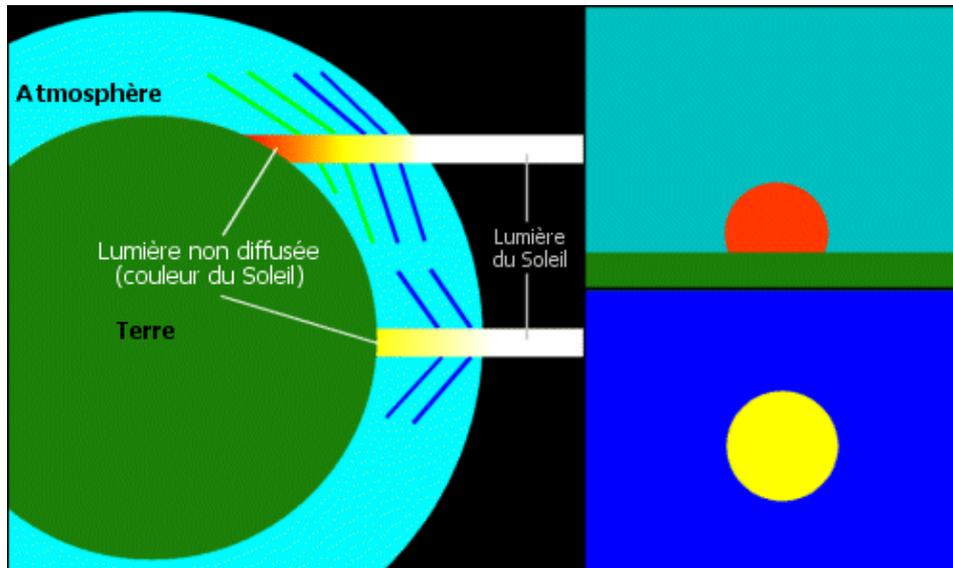


Le Soleil est rougeâtre !



← En augmentant l'épaisseur de la couche atmosphérique traversée par la radiation, on favorise la diffusion complète du bleu et du vert. Le rayonnement nous parvenant à l'œil est majoritairement rouge.

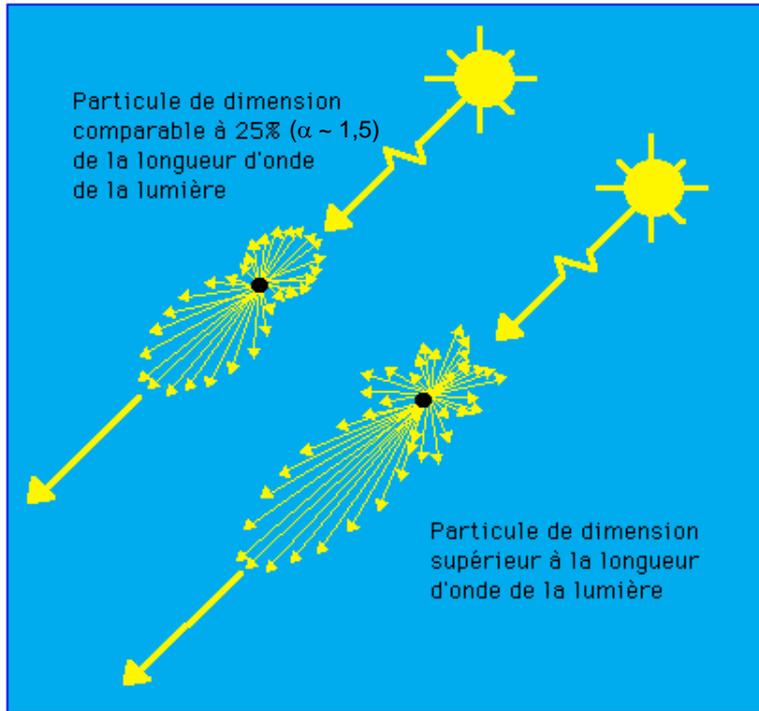
L'atmosphère



Dépendance spectrale : oui

Diffusion par les aérosols

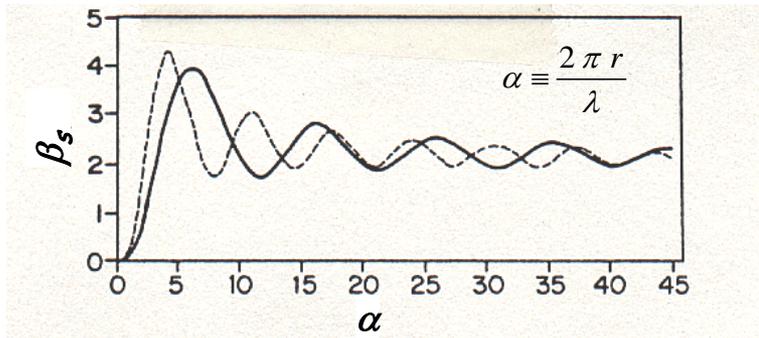
Diffusion de Mie



Nuages (blanc)



Smog (blanchâtre)



--- indice de réfraction de l'eau = 1,330 (20°C)

— indice de réfraction du verre = 1,486 (20°C)

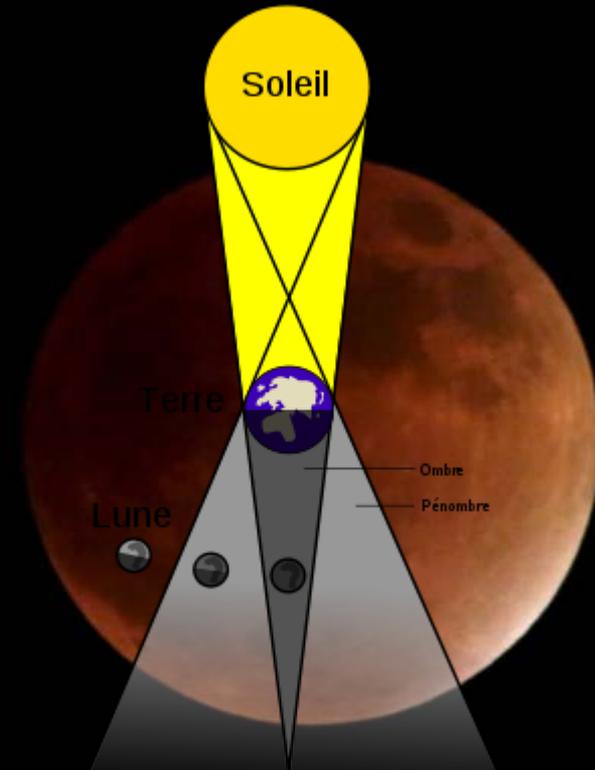
Quand la taille radioélectrique est supérieur à 40, les couleurs sont diffusées également

Résumé du type de diffusion de la lumière visible selon les particules avec lesquelles elle interagit

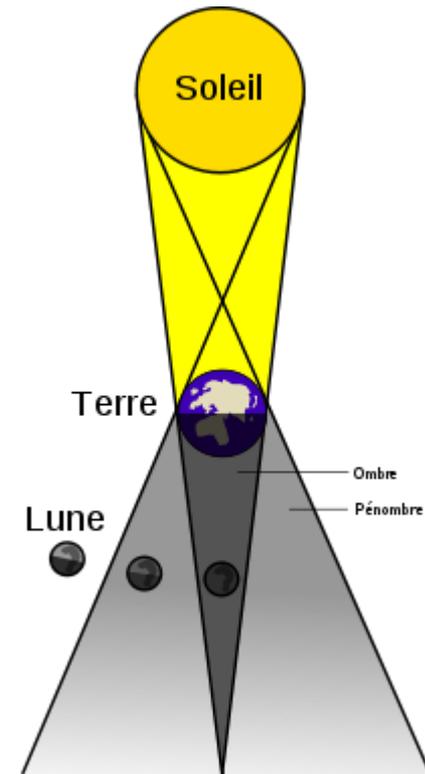
TYPE OF PARTICLE	PARTICLE DIAMETER (MICROMETERS, μm)	TYPE OF SCATTERING	PHENOMENA
Air molecules	0.0001 to 0.001	Rayleigh	Blue sky, red sunsets
Aerosols (pollutants)	0.01 to 1.0	Mie	Brownish smog
Cloud droplets	10 to 100	Geometric	White clouds

Une « super lune bleue de sang » ce mercredi matin

Ce mercredi, une éclipse lunaire totale visible sur la cote ouest s'est produit au moment d'une pleine lune «bleue» alors même que notre satellite naturel se trouve presque à son périégée (hier à 9h57). La «lune bleue» désigne une deuxième pleine lune en un mois, un phénomène qui survient en moyenne tous les deux ans et demi.



Pourquoi la partie visible de la Lune est de couleur **rougeâtre** pendant l'éclipse?



Crédit : Vue de la « super lune bleue de sang » à Montréal. Photo : Radio-Canada/Simon-Marc Charron



L'humain à 37°C au cœur,
plus frais aux extrémités.

Émission

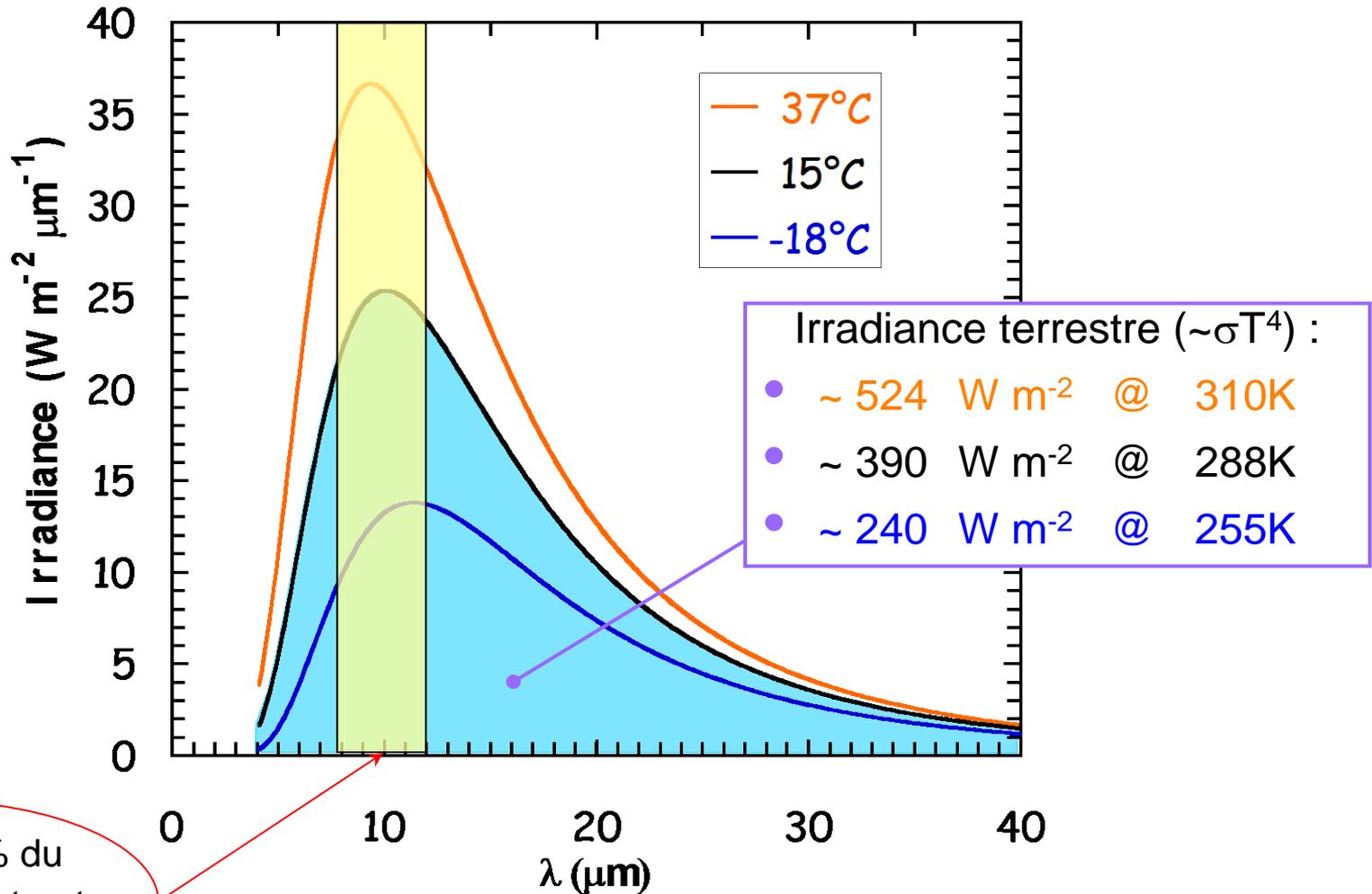
Absorption

Transmission

- Le rayonnement terrestre, LW, est constitué de rayonnement de longueurs d'onde situées entre 3 et 100 μm ;
- Le destin du rayonnement terrestre qui interagit avec les constituants atmosphériques : une partie sera absorbée et le restant sera transmis sans interaction avec l'atmosphère.
- Tous les constituants atmosphériques émettent des ondes électromagnétiques dans cet intervalle de longueurs d'onde.

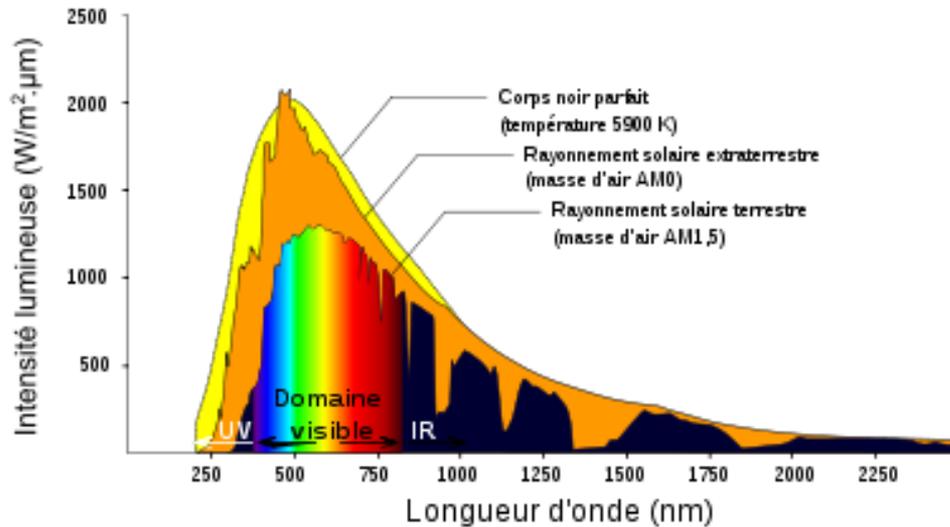
INTERACTION RAYONNEMENT TERRESTRE-ATMOSPHÈRE

Spectre d'émission terrestre et atmosphérique (rayonnement infrarouge lointain)

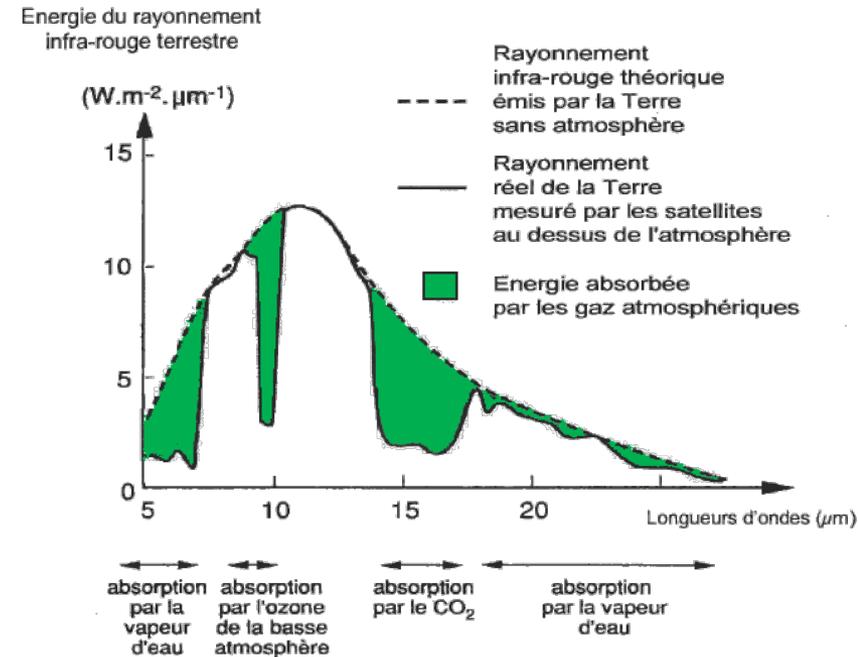


Environ 25% du rayonnement est entre $\sim 8 \mu\text{m}$ et $12 \mu\text{m}$

Spectre du rayonnement après interaction avec l'atmosphère



Spectre de rayonnement solaire mesuré à plusieurs niveaux de l'atmosphère

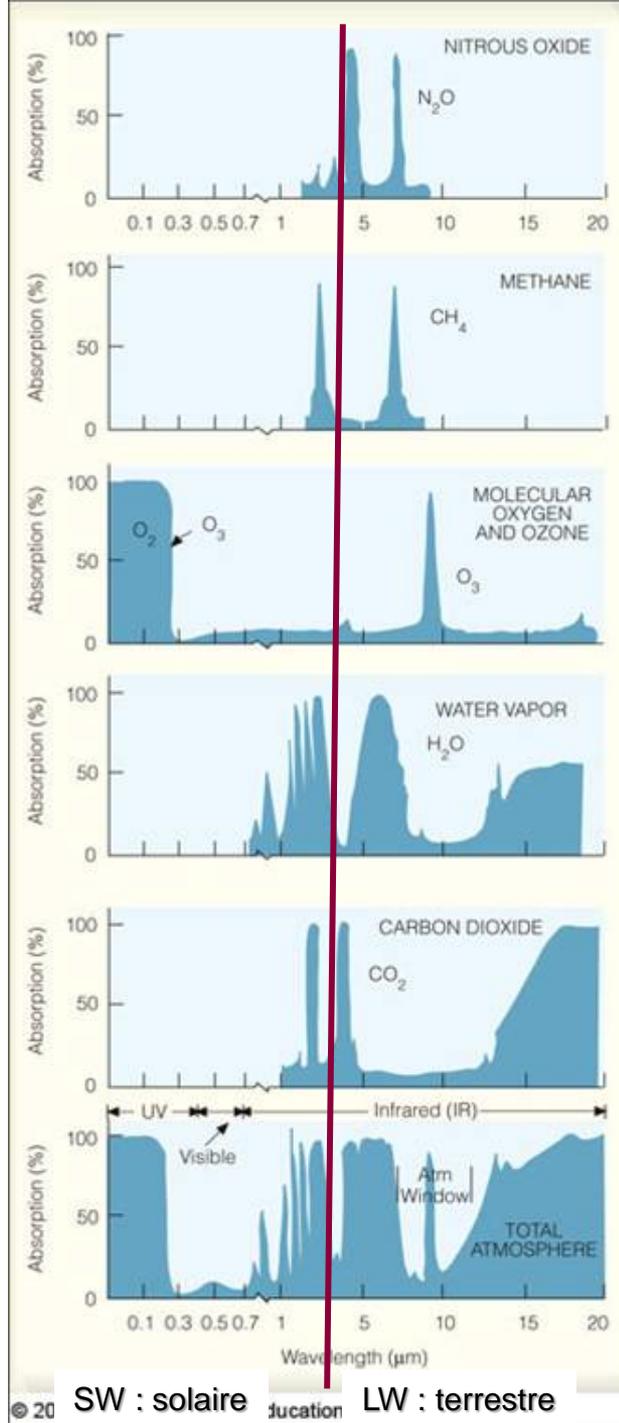


Spectre de rayonnement terrestres au sommet de l'atmosphère

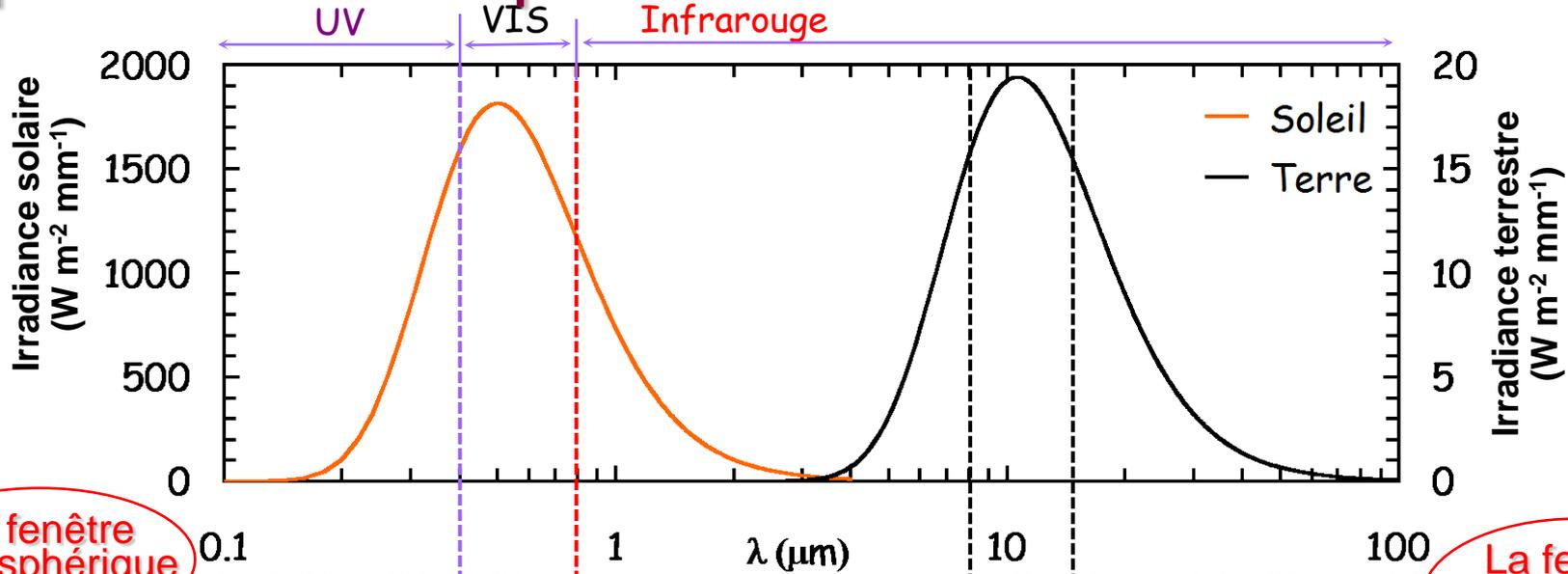
Absorption par les gaz atmosphériques

Espèce	Fraction en volume (d'air sec)	Bandes d'absorption
N ₂	78,1%	----
O ₂	20,9%	UV-C IR
H ₂ O	(0-2%)	IR
Ar	0,935%	----
CO ₂	370 ppm	2,8 μm 4,3 μm 15 μm
CH ₄	1,7 ppm	3,3 μm 7,8 μm
N ₂ O	0,35 ppm	4,5 μm 7,8 μm 17 μm
CO	0,07 ppm	4,7 μm
O ₃	~10 ⁻⁸ ppm	UB-B 9,6 μm

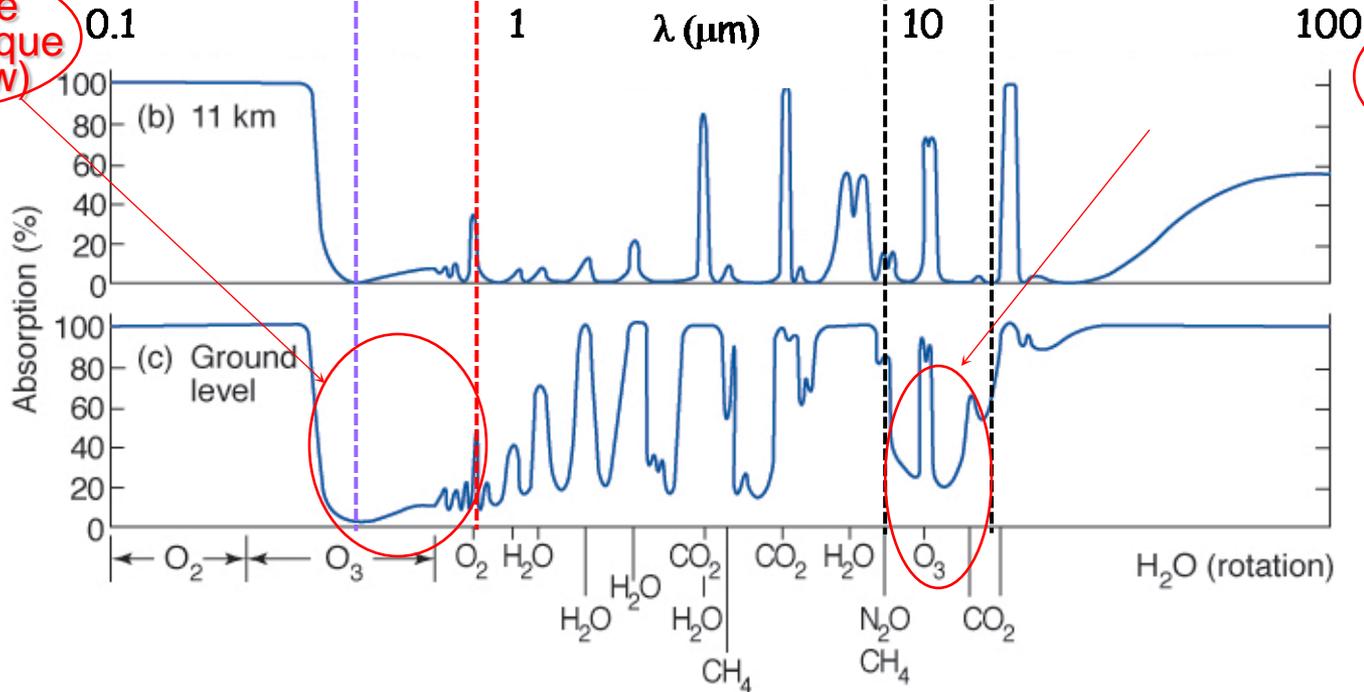
Latitudes moyennes



Spectre d'absorption



La fenêtre
atmosphérique
Visible (sw)



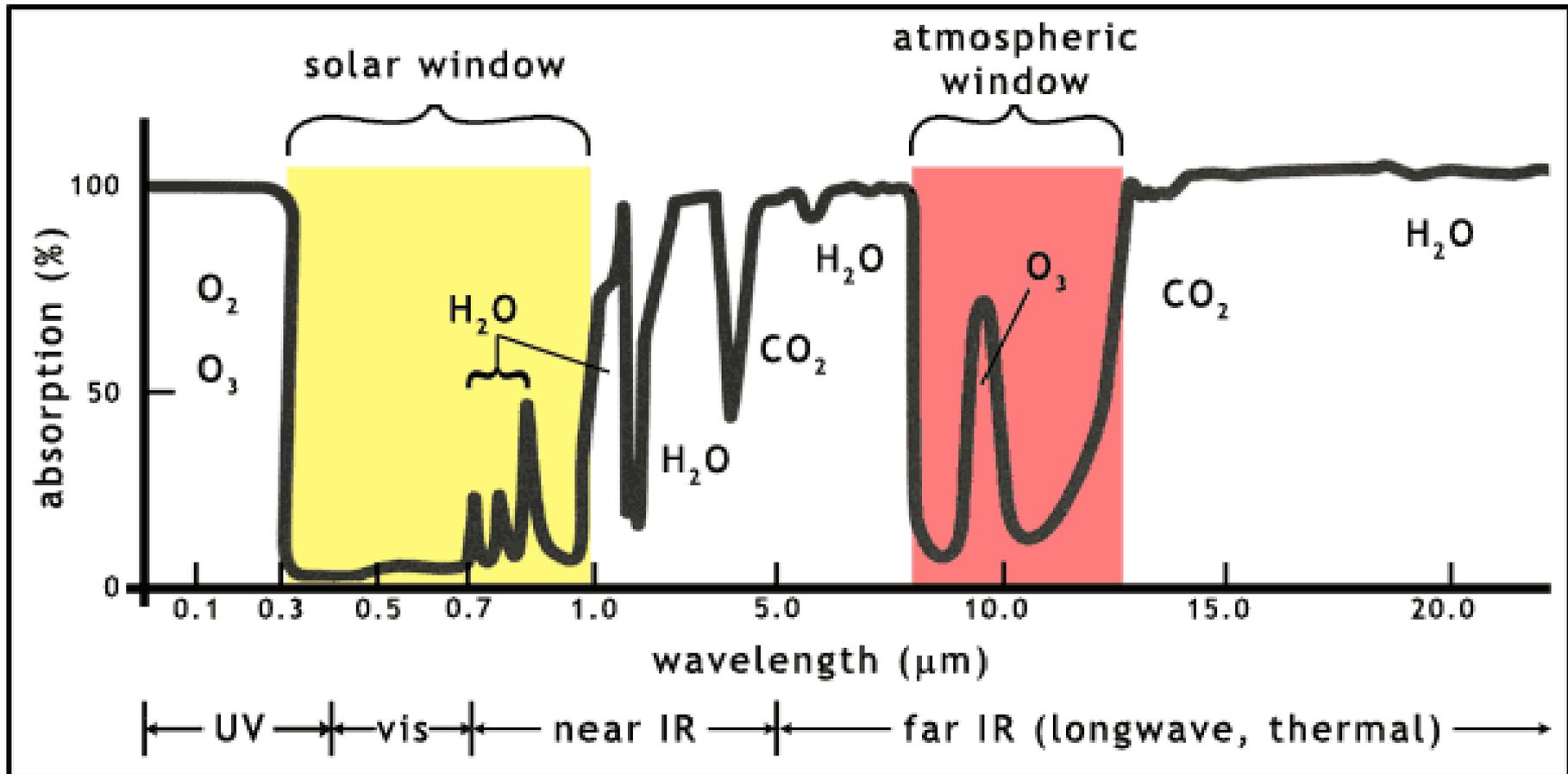
La fenêtre
atmosphérique
Infrarouge (lw)

Important

Les fenêtres atmosphériques



Une **fenêtre atmosphérique** est une partie du spectre électromagnétique pour laquelle l'absorption par l'atmosphère terrestre est minimale. Outre la fenêtre du **visible**, les fenêtres principales se situent dans l'infrarouge, au tour de 3 et de 4 μm et entre **8 et 13 μm environ**, cette dernière étant la plus importante.



La fenêtre atmosphérique infrarouge

- Correspond à la gamme de longueurs d'onde entre ~ 8 et $13 \mu\text{m}$ qui ne sont pas absorbées par l'air atmosphérique.
- **Ces longueurs d'onde sont absorbées et émises par les nuages (l'eau liquide et la glace) et le sol puisque les matériaux liquides et solides se comportent comme des corps gris dans les longueurs d'onde correspondant à l'infrarouge lointain.**



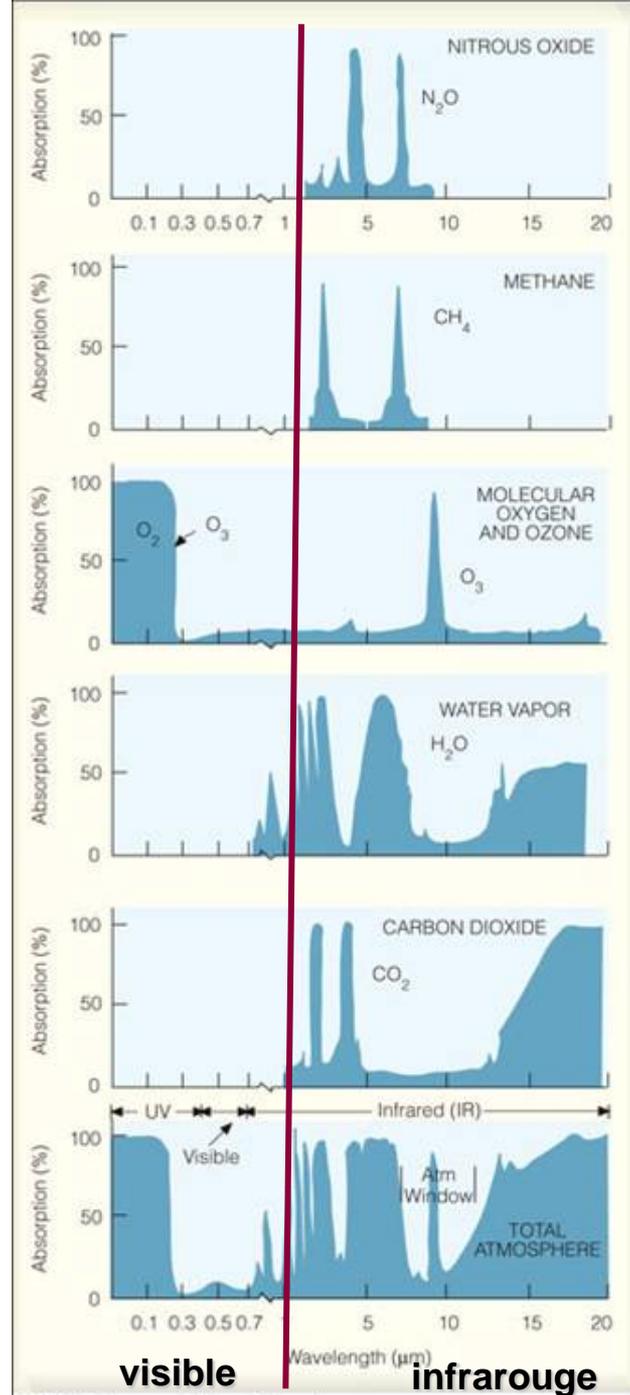
http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter2/42_Selective_Absorption/42.html

Les gaz à effet de serre

- Oxyde nitrique, N_2O ;
- Méthane, CH_4 ;
- Ozone, O_3 ;
- Vapeur d'eau, H_2O ;
- Dioxyde de carbone, CO_2 .



Quelle action aura l'impact le plus important sur l'effet de serre : la disparition totale de CO_2 ou la disparition totale de la vapeur d'eau de l'atmosphère? Expliquez.





Émissivité et absorbance à bande large

Il est courant pour un **corps gris** de définir l'**émissivité** et l'**absorbance à bande large** (SW ou LW) par :

$$\varepsilon \triangleq \frac{I(\text{émis})}{B} = \frac{I(\text{émis})}{\sigma T^4} \leq 1$$

$$a \triangleq \frac{I(\text{absorbé})}{I(\text{incident})} \leq 1$$

Émissivités/absorptivités à bande large IR (LW) (3 – 50 μm)

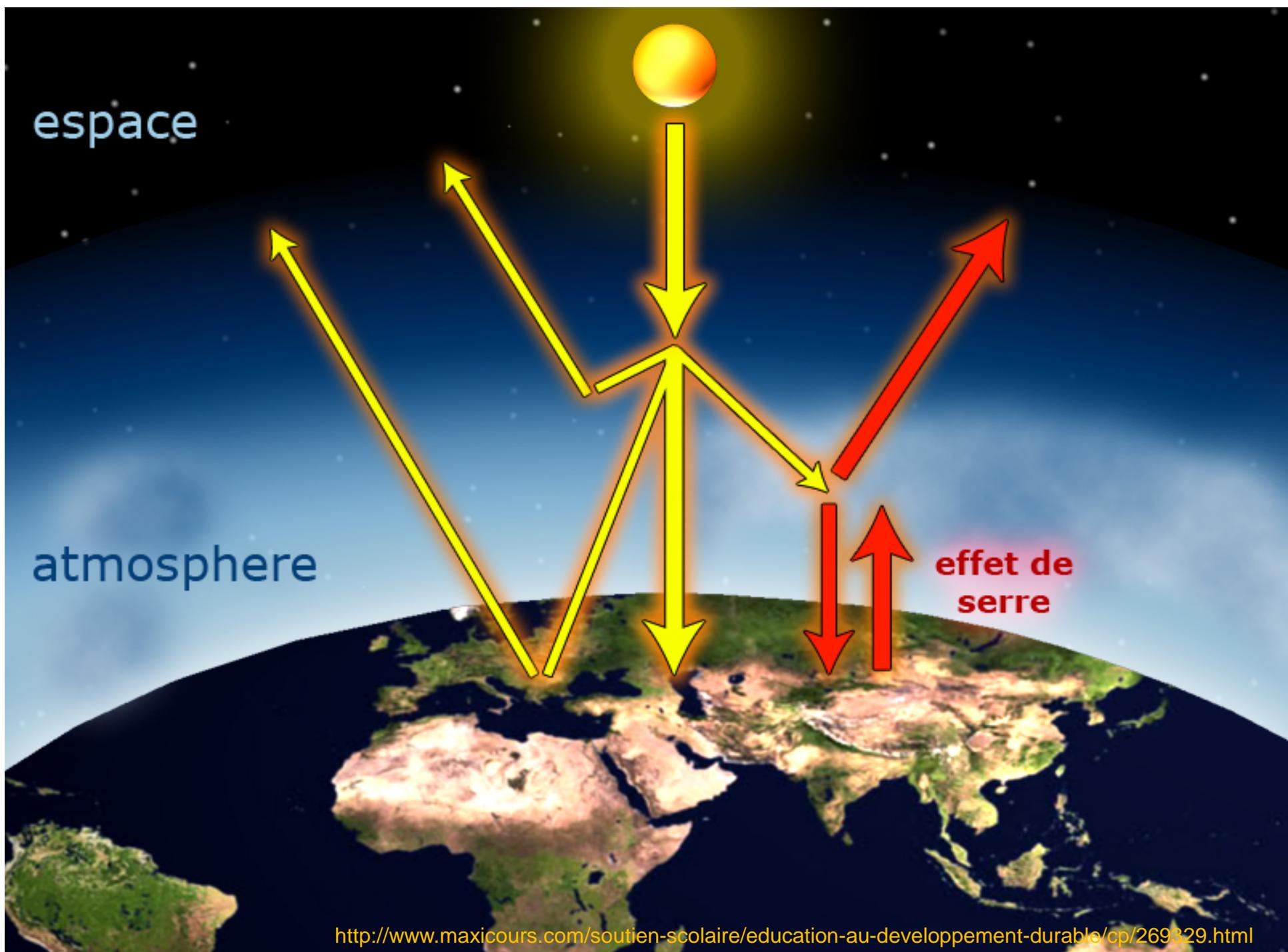
Surface aquatique calme	0,94 - 0,96
Surface glacée	0,92 - 0,94
Neige	0,99
Surface continentale (valeur moyenne)	0,95

- Sans l'effet de serre, la température moyenne de la surface de la Terre serait de -18° C (255 K)
- Grâce à l'effet de serre, la température moyenne de la surface de la Terre est de 15° C (288 K).

Bilans d'énergie radiative

Température radiative à la surface terrestre

EFFET DE SERRE



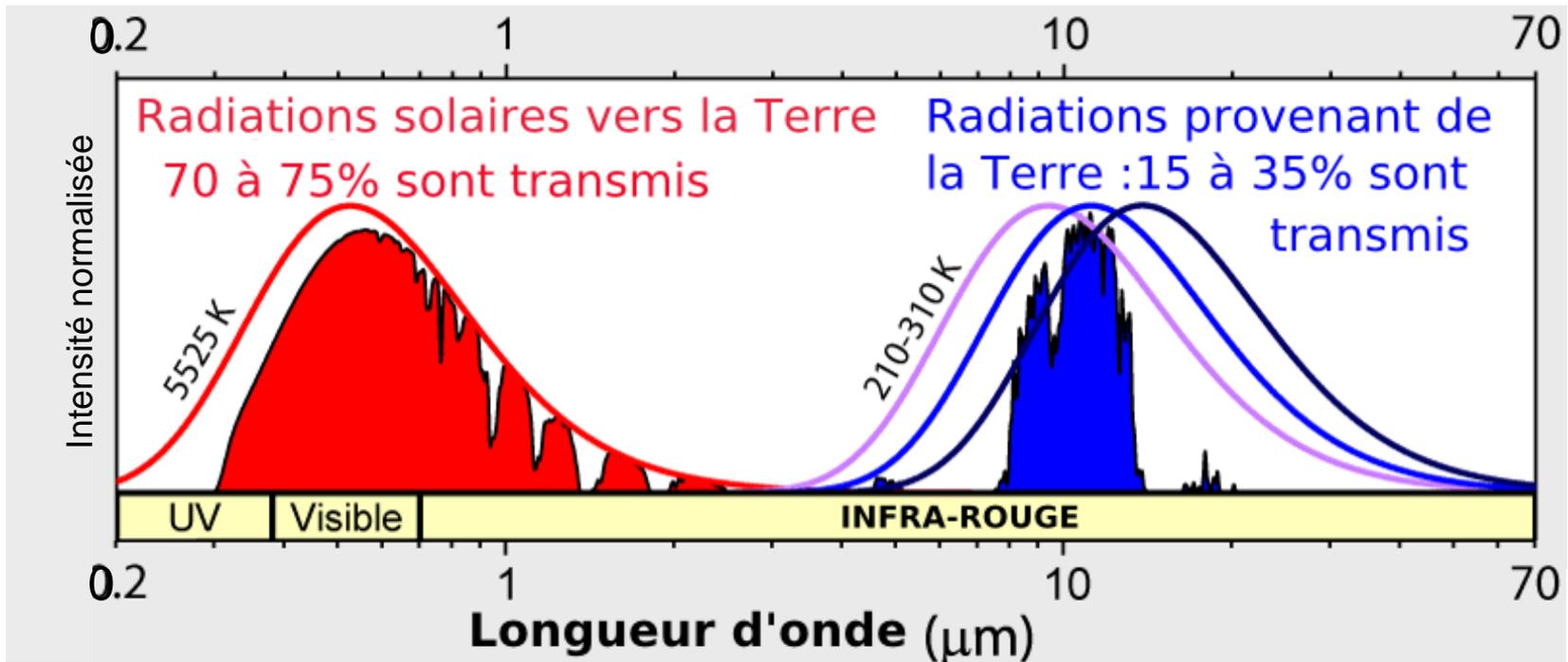
espace

atmosphere

effet de
serre

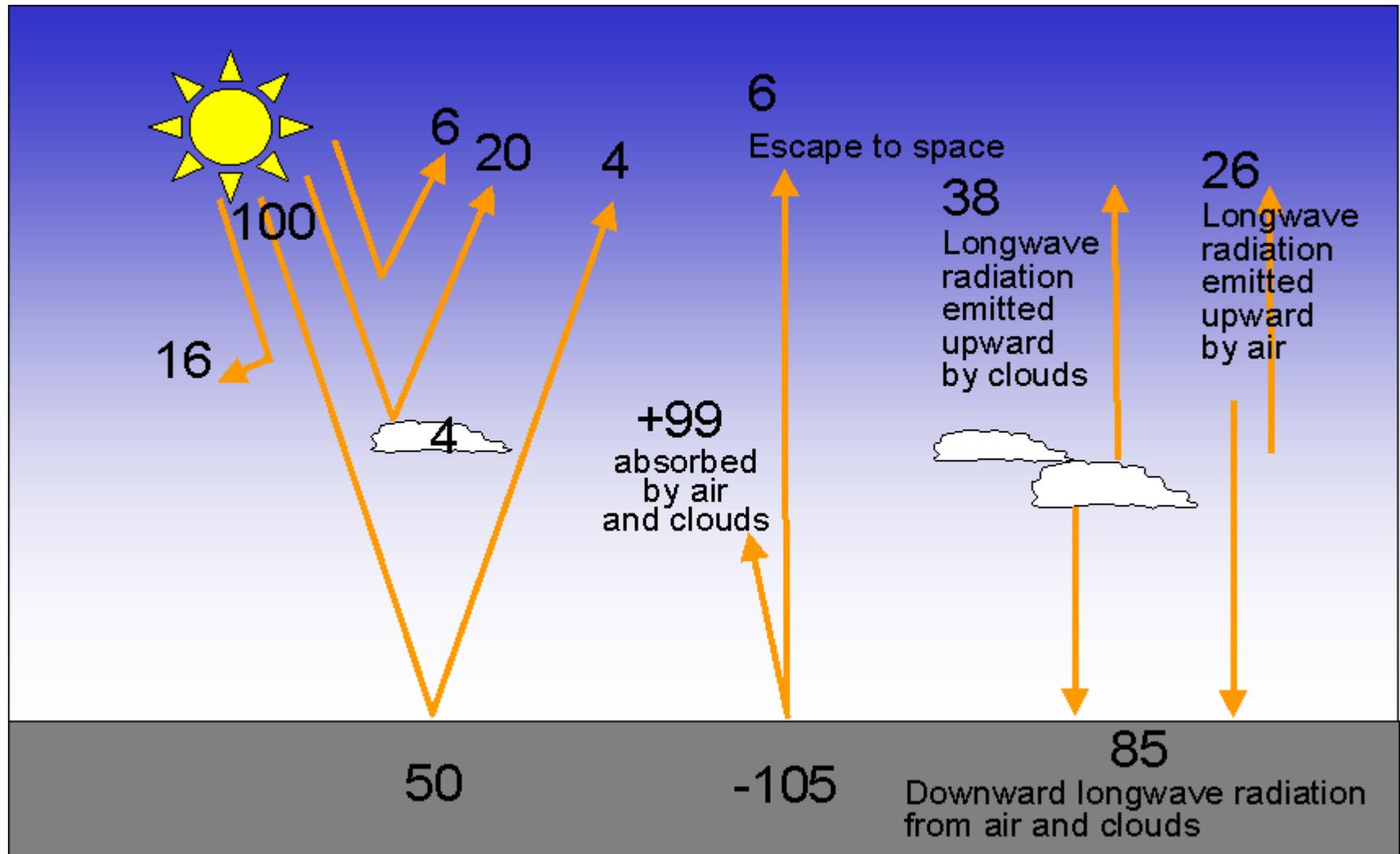
Effet de serre : définition

L'*effet de serre* est un phénomène naturel provoquant une **élévation** de la température à la surface de notre planète. Indispensable à notre survie, si fragile ...

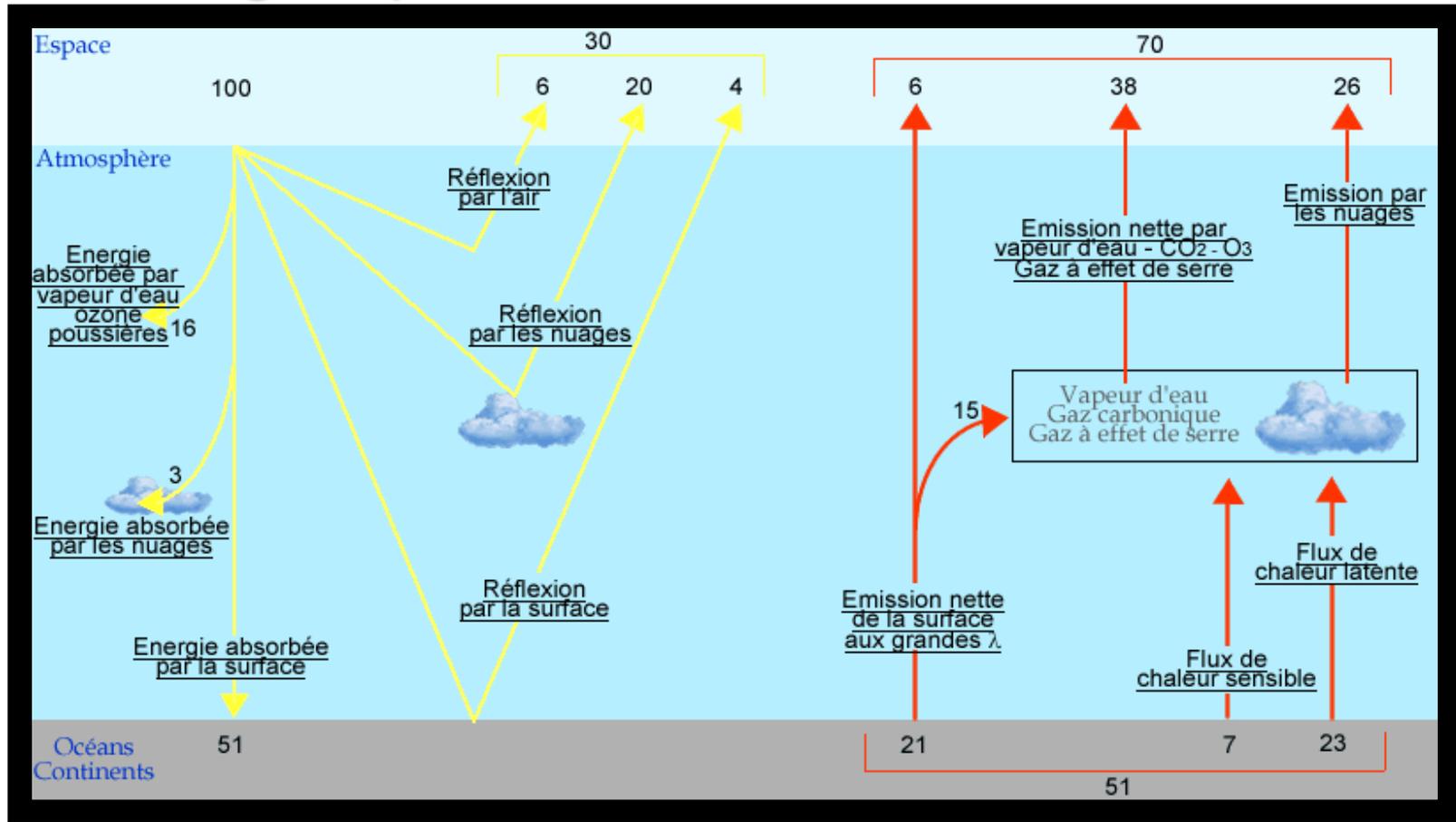


L'effet de serre a été nommé ainsi par analogie avec la pratique en agriculture de construire des serres laissant passer l'énergie solaire et la retenant à l'intérieur par diminution de la convection afin de permettre aux plantes de bénéficier d'un microclimat artificiel. **Est-ce qu'il suffit d'avoir une atmosphère pour avoir un effet de serre?**

Bilan d'énergie radiative sur Terre



Bilan énergétique terrestre



Les chiffres sont basés sur un flux de $100 W/m^2$ au sommet de l'atmosphère. On peut aussi raisonner en pourcentage des $340 W$ incidents au sommet de l'atmosphère.

Modèle atmosphérique de radiation (simple)

Une seule couche atmosphérique de réflectivité nulle et coefficients d'absorption a_{sw} dans le rayonnement solaire et a_{lw} dans le rayonnement infrarouge lointain;

Surface de la planète assimilée à un corps noir dans le spectre terrestre ($\varepsilon_{LW} = 1$) et opaque dans le spectre solaire avec un albédo $= \alpha$.

F_1 = irradiance incidente solaire moyenne

F_2 = irradiance solaire transmise

F_3 = portion de F_4 transmise

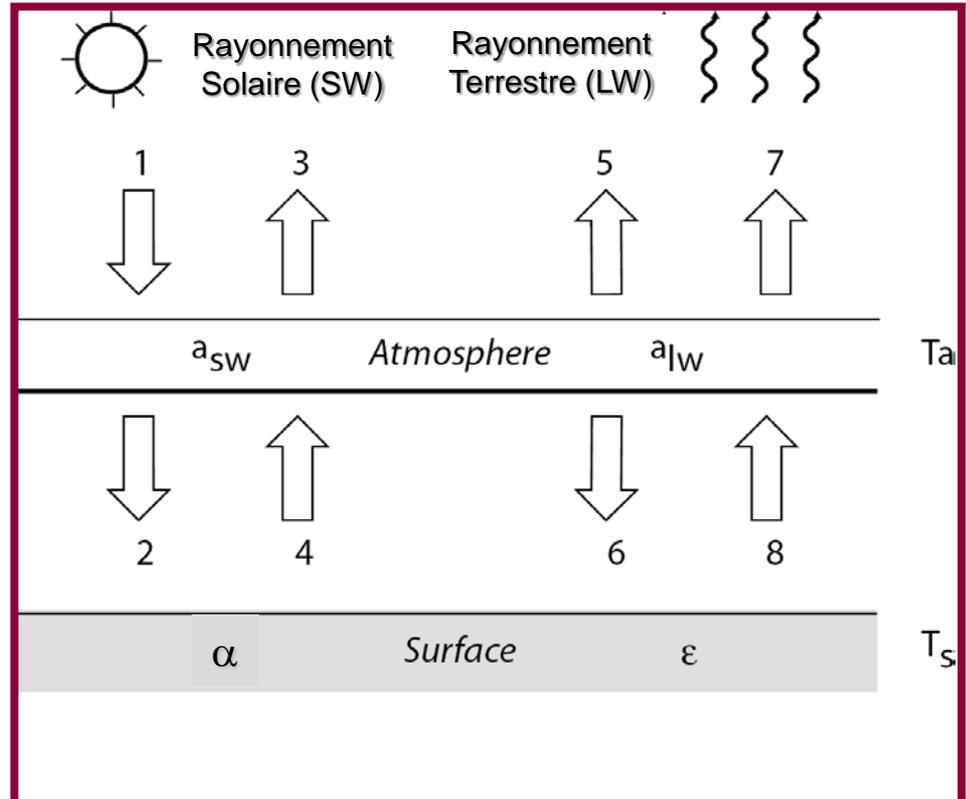
F_4 = irradiance solaire réfléchie par la surface

F_5 = irradiance atmosphérique vers le haut

F_6 = irradiance atmosphérique vers le bas

F_7 = portion de F_8 transmise

F_8 = irradiance émise par la surface



Modèles atmosphériques de radiation simples

$$F_1 = F_S = \frac{S_0}{4}$$

$$F_2 = (1 - a_{sw}) \cdot F_1 = (1 - a_{sw}) \cdot F_S$$

$$F_3 = (1 - a_{sw}) \cdot F_4 = \alpha \cdot (1 - a_{sw})^2 \cdot F_S$$

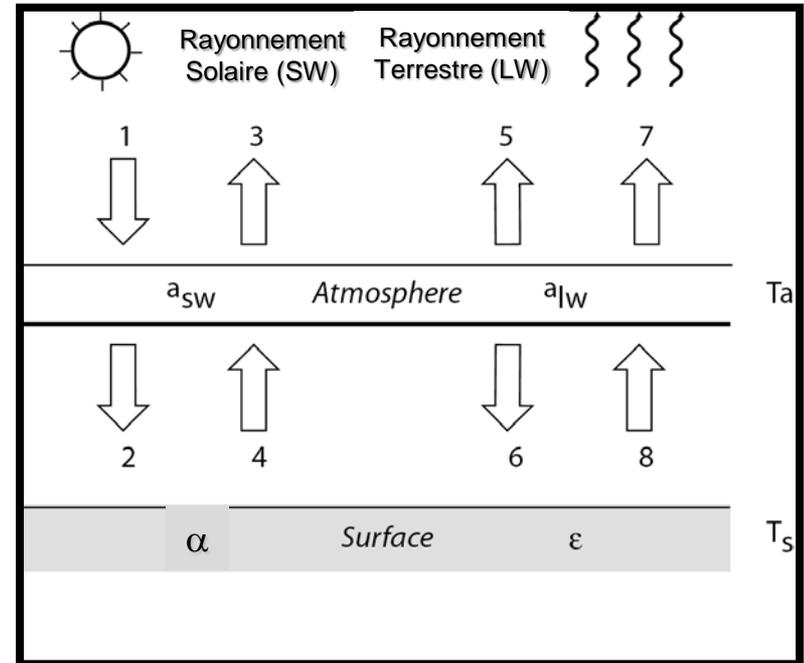
$$F_4 = \alpha \cdot F_2 = \alpha \cdot (1 - a_{sw}) \cdot F_S$$

$$F_5 = a_{lw} \cdot \sigma \cdot T_a^4, \text{ (loi de Kirchoff : } a_{lw} = \varepsilon_{lw} \text{)}$$

$$F_6 = F_5 = a_{lw} \cdot \sigma \cdot T_a^4$$

$$F_7 = (1 - a_{lw}) \cdot F_8 = (1 - a_{lw}) \cdot \sigma \cdot T_s^4$$

$$F_8 = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 = \sigma \cdot T_s^4, \varepsilon = 1, \text{ dans le LW (IR lointain)}$$



Équilibre radiatif

$$F_{net,sommet} = F_3 + F_5 + F_7 - F_1 = 0$$

$$F_{net,sfc} = F_4 + F_8 - F_2 - F_6 = 0$$

$$T_s = \left\{ \frac{F_S}{\sigma} \cdot [1 - (1 - a_{sw}) \cdot \alpha] \cdot \left(\frac{2 - a_{sw}}{2 - a_{lw}} \right) \right\}^{1/4}$$

$$T_a = \left\{ \frac{F_S}{\sigma} \cdot \left[\frac{(1 - \alpha) \cdot (1 - a_{sw}) \cdot a_{lw} + [1 + (1 - a_{sw}) \cdot \alpha] \cdot a_{sw}}{(2 - a_{lw}) \cdot a_{lw}} \right] \right\}^{1/4}$$

Modèle : cas limites

$$T_s = \left\{ \frac{F_s}{\sigma} \left[1 - (1 - a_{sw}) \alpha \right] \left(\frac{2 - a_{sw}}{2 - a_{lw}} \right) \right\}^{1/4}$$

Planète sans atmosphère :

$$a_{lw} = a_{sw} = 0 \Rightarrow T_s = \left(\frac{S_0 \cdot (1 - \alpha)}{4\sigma} \right)^{1/4} = T_E$$

Planète avec surface = corps noir en toutes les longueurs d'onde (absorbe tout le rayonnement incident, $\alpha = 0$) et atmosphère sélective :

$$a_{lw} \neq a_{sw} \neq 0; \alpha = 0 \Rightarrow T_s = \left[\frac{S_0}{4\sigma} \cdot \left(\frac{2 - a_{sw}}{2 - a_{lw}} \right) \right]^{1/4} \Rightarrow \begin{cases} a_{sw} > a_{lw} \Rightarrow T_s < T_E \\ a_{sw} = a_{lw} \Rightarrow T_s = T_E \\ a_{sw} < a_{lw} \Rightarrow T_s > T_E \end{cases}$$

Planète avec atmosphère et avec albédo planétaire α_p (l'albédo planétaire tient compte de l'albédo de la surface) et surface = corps noir en toutes longueurs d'onde.

$$a_{lw} \neq a_{sw} \neq 0; \alpha = 0; \alpha_p \neq 0 \Rightarrow T_s = \left[\frac{S_0 \cdot (1 - \alpha_p)}{4\sigma} \cdot \left(\frac{2 - a_{sw}}{2 - a_{lw}} \right) \right]^{1/4} \Rightarrow \begin{cases} a_{sw} > a_{lw} \Rightarrow T_s < T_E \\ a_{sw} = a_{lw} \Rightarrow T_s = T_E \\ a_{sw} < a_{lw} \Rightarrow T_s > T_E \end{cases}$$

Planète Terre : $\alpha_p = 0,3$; $a_{sw} = 0,1$ et $a_{lw} = 0,8$



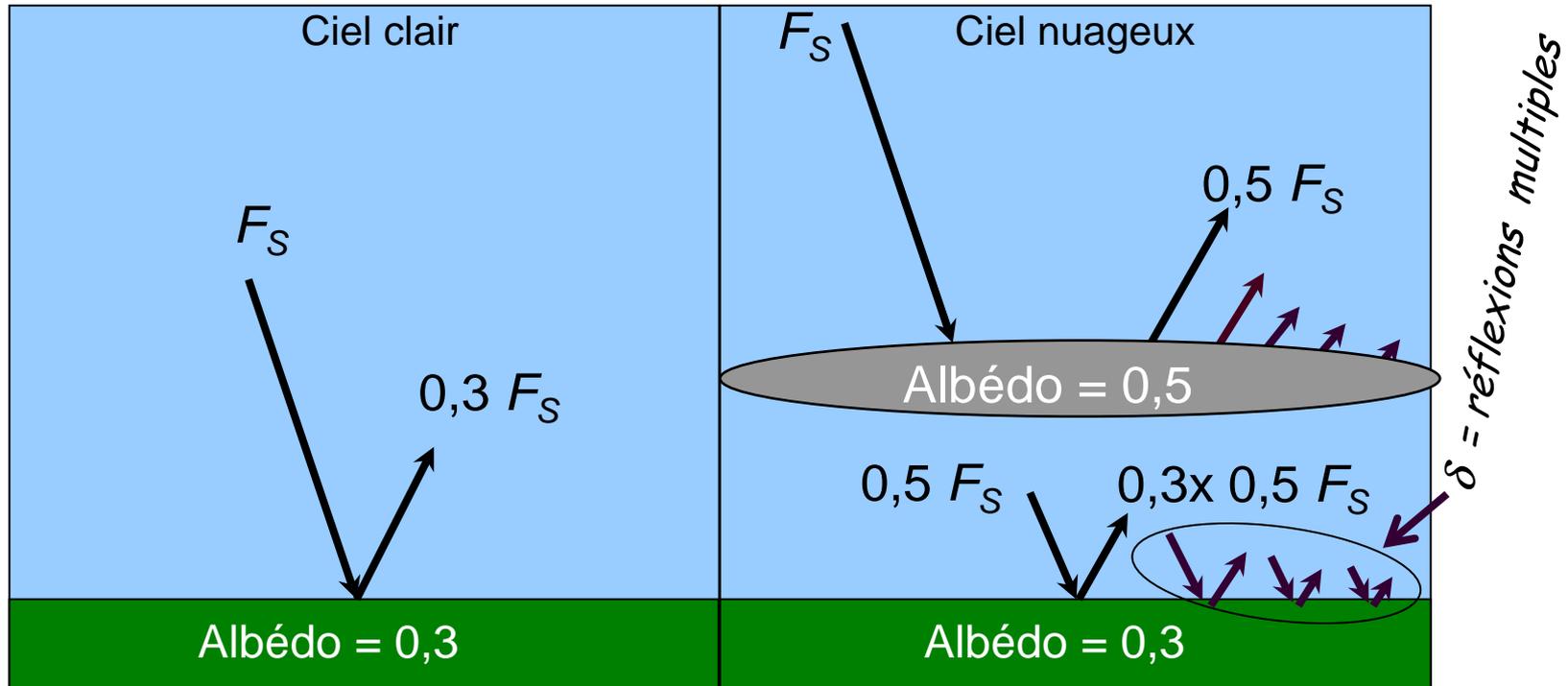
$T_s > T_E$: Effet de serre

Effet des nuages sur la température au sol

- L'effet des nuages dépend de plusieurs facteurs
 - La présence ou non du Soleil (nuit ou jour)
 - Le type des nuages (albédo + émissivité) et leur hauteur (température de la base)
 - La nature de la surface (albédo + émissivité)

Le jour (végétation ou sol nu)

F_S : Rayonnement solaire



$$F_S(\text{absorbé}) = F_S - 0,3 F_S = 0,7 F_S$$

$$F_S(\text{absorbé}) = 0,5 F_S - 0,5 \times 0,3 F_S + \delta = 0,35 F_S + \delta \quad (\delta < 0,07 F_S)$$

⇒ Il fait plus chaud par ciel clair que par ciel nuageux.

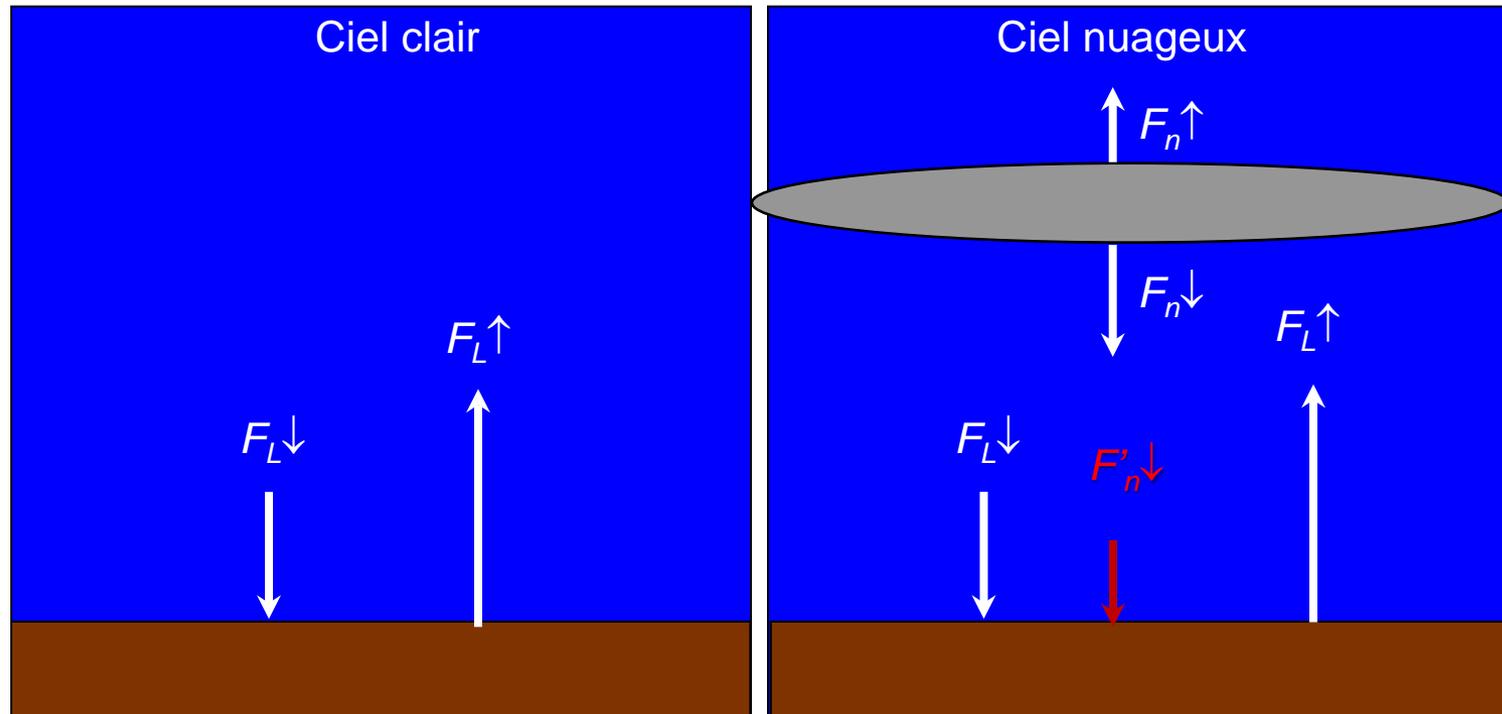
La nuit

$F_L\downarrow$: Rayonnement long de l'atmosphère (ciel clair)

$F_L\uparrow$: Rayonnement long en provenance du sol

F_n : Rayonnement émis par le nuage
(Plus le nuage est bas plus $F_n\downarrow$ est grand car T_n est élevée)

F'_n : Surplus de rayonnement arrivant au sol à cause de la présence des nuages. Le rayonnement dont les longueurs d'onde se situent entre 8 et 13 μm ne sera pas absorbé par les gaz atmosphériques.



$$F_L(\text{absorbé}) = F_L\downarrow - F_L\uparrow$$

Ciel clair

- Diminution de la T de surface

$$F_L(\text{absorbé}) = F_L\downarrow + F'_n\downarrow - F_L\uparrow$$

Ciel nuageux

- Refroidissement moins important que par ciel clair

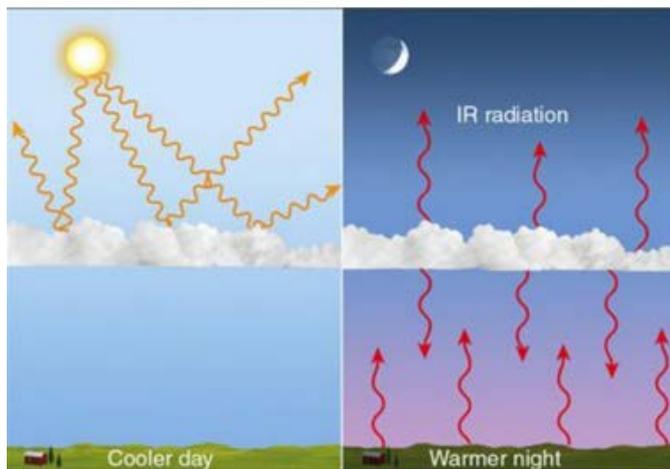
Effet des nuages sur la température au sol

jour

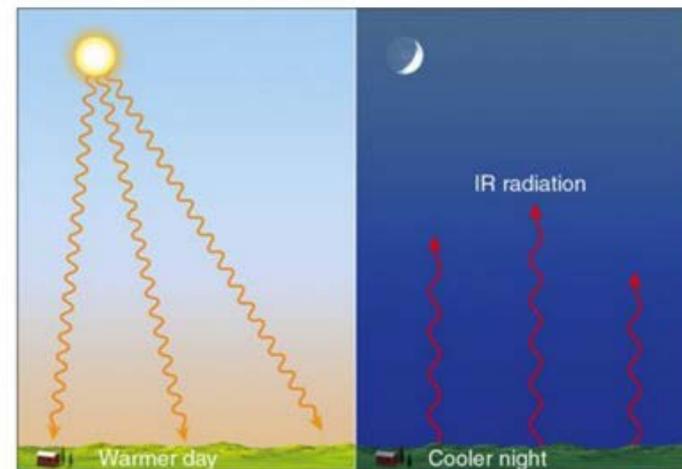
- La température diminue en présence des nuages (moins de rayonnement solaire au sol à cause de l'augmentation locale de l'albédo)
- La diminution de la température dépend de l'épaisseur optique du nuage (albédo, coefficient d'absorption et émission) et de la hauteur de sa base (température d'émission vers le sol)

nuits

- Les nuits nuageuses sont plus chaudes que les nuits claires (plus de rayonnement IR lointain reçu par la surface)
- Le refroidissement nocturne est moins grand en présence de nuages bas que de nuages hauts puisque la température de la base des nuages bas est supérieure à la température des nuages hauts.



(a) Small daily temperature range



(b) Large daily temperature range

Refroidissement radiatif nocturne sans nuages (discussion)

$$F \downarrow = a_{lw} \cdot \sigma \cdot T^4$$

$$F \uparrow = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 = \sigma \cdot T^4$$

$$F_{net} = F \uparrow - F \downarrow$$

$$= \sigma \cdot T_s^4 - a_{lw} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \rightarrow 0,8$$

$$= \sigma \cdot (T_s^4 - a_{lw} \cdot T_a^4) \cong 117 \text{ W m}^{-2}$$

275 K

260 K



$$m \cdot c \cdot \Delta T = \Delta Q$$

$$\rho \cdot (A \cdot \Delta z) \cdot c \cdot \Delta T = -F_{nette} \cdot A \cdot \Delta t$$

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} \cong \frac{-F_{net}}{C \cdot \Delta z} \cong -4,2 \text{ K/h}$$

5 cm

$2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$

Atmosphère sans nuages :

Arctique (hiver) : $a_{lw} \sim 0,7$; $T_a = 235 \text{ K}$

Tropiques : $a_{lw} \sim 0,95$; $T_a = 290 \text{ K}$

Refroidissement radiatif nocturne avec nuages épais – ciel totalement couvert (discussion)

$$\begin{aligned}
 F_{net} &= F \uparrow - F \downarrow \\
 &= \sigma \cdot T_s^4 - a_{lw} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \rightarrow 1 \\
 &= \sigma \left(T_s^4 - a_{lw} \cdot T_a^4 \right) \cong 22 \text{ Wm}^{-2} \\
 &\quad \swarrow \quad \searrow \\
 &275 \text{ K} \quad \quad 270 \text{ K}
 \end{aligned}$$



$$\begin{aligned}
 \frac{\Delta T}{\Delta t} &\cong \frac{-F_{net}}{C \cdot \Delta z} \cong -0,8 \text{ K/h} \\
 &\quad \quad \quad \searrow \quad \rightarrow 5 \text{ cm} \\
 &\quad \quad \quad 2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}
 \end{aligned}$$

Résumé

- Le rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère est composé d'ondes électromagnétiques dont les longueurs d'onde se situent dans l'intervalle 0 à 3 μm (rayonnement de courtes longueurs d'onde);
- L'oxygène moléculaire et l'ozone absorbent le rayonnement le plus énergétique (rayons X, UV);
- Les longueurs d'onde qui correspondent au visible (entre 0,39 et 0,76 μm) interagissent avec l'atmosphère surtout par diffusion. Une partie de ce rayonnement est diffusé vers l'espace, une autre partie est diffusée vers la surface terrestre;
- La vapeur d'eau interagit avec le rayonnement solaire infrarouge proche (entre 0,76 et 3 μm);
- Le rayonnement solaire, pendant son passage dans l'atmosphère est atténué par diffusion et absorption.
- Le rayonnement solaire absorbé par les molécules d'air et par les aérosols est transformé en énergie interne et émis (en partie) sous forme de infrarouge.

Résumé (suite)

- La Terre et son atmosphère, dont la température est ~ 288 K, a un maximum d'émission entre 10 et 13 μm ; Le type de rayonnement est classé Infrarouge lointain ($\lambda > 3 \mu\text{m}$);
- La surface terrestre se comporte comme un corps noir dans les longues longueurs d'onde (ou gris, d'émissivité proche de 1);
- L'atmosphère absorbe et émet sélectivement. Elle n'est pas un corps noir!
- Les principaux gaz qui absorbent et émettent le rayonnement de grandes longueurs d'onde sont la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone.
- À la même température, l'irradiance émise par la surface est supérieure à l'irradiance émise par l'atmosphère.
- La surface terrestre reçoit de l'énergie solaire seulement durant le jour; cependant elle émet continuellement du rayonnement infrarouge (jour et nuit...); Le rayonnement terrestre a des longueurs d'onde entre 3 et 100 μm . Il est émis par tous les corps terrestre, y compris l'air atmosphérique;

Résumé (suite)

- Effet de serre
 - L'atmosphère absorbe peu de rayonnement solaire, celui qui n'est pas rétrodiffusé ni absorbé par les gaz atmosphériques est absorbé par le sol.
 - La surface terrestre émet du rayonnement de longues longueurs d'onde. Ce rayonnement est, en grand partie absorbé ,par les gaz à effet de serre
 - la vapeur d'eau (H_2O) ;
 - le dioxyde de carbone (CO_2) ;
 - le méthane (CH_4) ;
 - le protoxyde d'azote (N_2O) ;
 - l'ozone (O_3).
 - Les gaz à effet de serre sont des absorbeurs très sélectifs. C'est la différence entre le coefficient d'absorption des courtes longueurs d'onde (a_{sw}) et le coefficient d'absorption des longues longueurs d'onde (a_{lw}) qui crée l'effet de serre. Le changement de la concentration de ces gaz provoque des changements du climat terrestre.

Résumé (suite)

- Effet de serre vu d'une autre façon :
 - Le rayonnement solaire traverse l'atmosphère. Le rayonnement visible et une partie du rayonnement UV et IR proche sont ignorés par l'atmosphère et complètement absorbés par la surface terrestre.
 - La surface terrestre émet du rayonnement IR lointain. Une partie traverse l'atmosphère et s'échappe vers l'espace et une grande partie est absorbé par les gaz à effet de serre.
 - Les gaz à effet de serre émettent eux-mêmes du rayonnement IR lointain en toutes les directions. Une partie sera reçue par la surface.
 - La température d'équilibre de la surface (énergie reçue = énergie émise) sera supérieure à la température d'équilibre en absence des gaz à effet de serre.
 - La présence des gaz à effet de serre transforme la planète Terre dans une planète dont la température permet l'existence de la vie. Les GES sont notre thermostat; leurs concentrations nous concernent!