



IPSL Climate Modelling Centre



# *Bilan radiatif de la Terre et effet de serre*

*Jean-Yves Grandpeix*

*Jean-yves.grandpeix@lmd.jussieu.fr*

*[d'après Jean-Louis Dufresne]*

*Laboratoire de Météorologie Dynamique (CNRS, UPMC, ENS, X)*

*Institut Pierre Simon Laplace.*



UPMC  
UNIVERSITÉ PARIS  
SAINT-DENIS



UNIVERSITÉ DE  
VERSAILLES  
ST-QUENTIN-EN-YVELINES



# Plan

- I. Historique, température d'équilibre d'une planète
- II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites
- III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre
- IV. Résumé, conclusion

# Histoire de la physique de l'effet de serre

## Quelques dates et personnages importants

**Découverte du rayonnement infrarouge**

**William Herschel (1738-1822)** : Experiments on the Solar, and on the Terrestrial Rays that Occasion Heat (1800)

**Terre = équilibre entre chauffage solaire et refroidissement radiatif "obscur"**

**Joseph Fourier (1768-1830)** : Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire (1824)

**Atmosphère = vitre protectrice**

**Détermination de la "constante solaire"**

**Claude Pouillet (1790-1868)** : Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace (1838)

**Principaux gaz à effet de serre = vapeur d'eau et dioxyde de carbone**

**John Tyndall (1820-1893)** : Heat as a Mode of Motion (1863); On Radiation (1865)

**Spectre d'absorption de l'atmosphère terrestre dans IR jusqu'à 15 microns (sans la bande à 15 microns du CO<sub>2</sub>).**

**Samuel Langley (1834-1906)** : Observation on invisible heat-spectra and the recognition of hitherto unmeasured wave-lengths, made at the Allegheny observatory (1886)

**doublment de [CO<sub>2</sub>] ==> accroissement de la température de surface de la Terre de 5 K**

**Svante Arrhenius (1859-1927)** : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground (1896)

**mise en évidence de l'accroissement de [CO<sub>2</sub>]**

**David Keeling (1928-2005)** : Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii (Keeling et al., 1976)

# Naissance de la physique du climat

*Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire, J. Fourier, 1824*

- La Terre est une planète comme les autres
- Le bilan d'énergie pilote la température de surface de la Terre
- Les principaux modes de transferts d'énergie sont
  1. Rayonnement solaire
  2. Rayonnement infra-rouge
  3. Conduction avec le centre de la Terre
  
- Il pressent l'importance de tout changement d'ensoleillement
- Il envisage que le climat puisse changer:

*« L'établissement et le progrès des sociétés humaines, l'action des forces naturelles peuvent changer notablement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs siècles, le degré de la chaleur moyenne »*

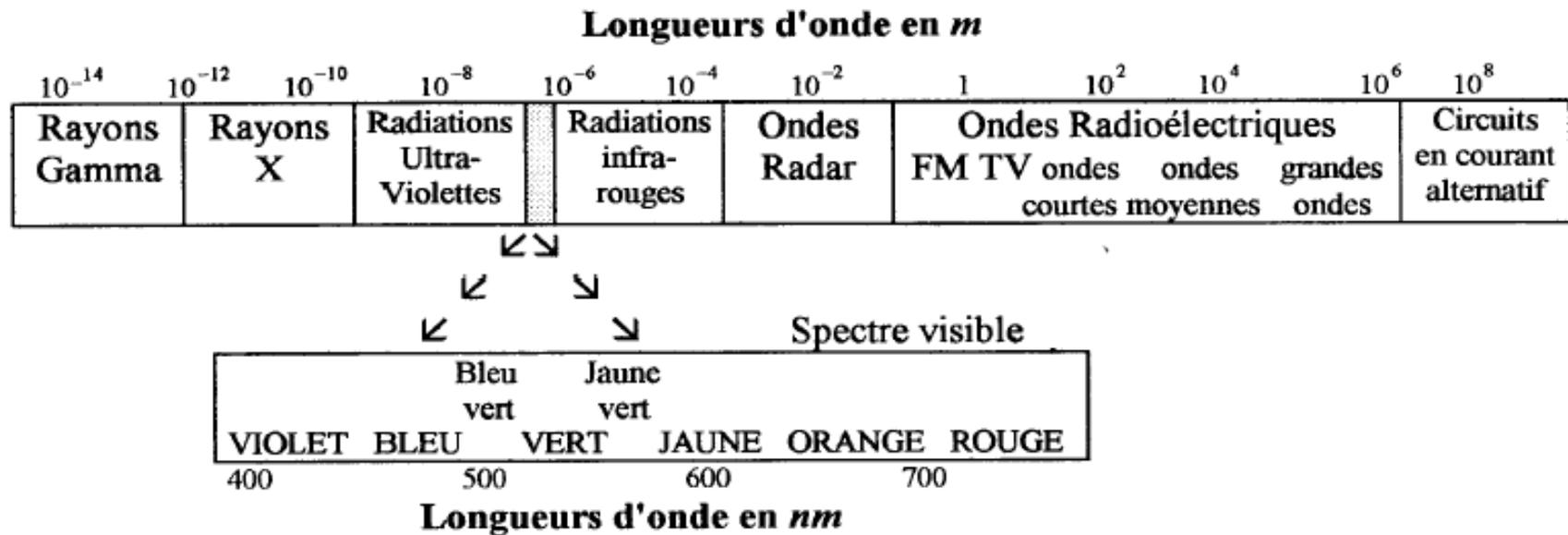


**Joseph Fourier**

(1768-1830)

# Transfert radiatif : rappels

**Spectre électromagnétique** : On caractérise les ondes composant le rayonnement électromagnétique par leur longueur d'onde  $\lambda$ , leur fréquence  $\nu = c/\lambda$  ou leur nombre d'onde  $\bar{\nu} = 1/\lambda$



# Transfert radiatif : rappels

## Émission du “corps noir”

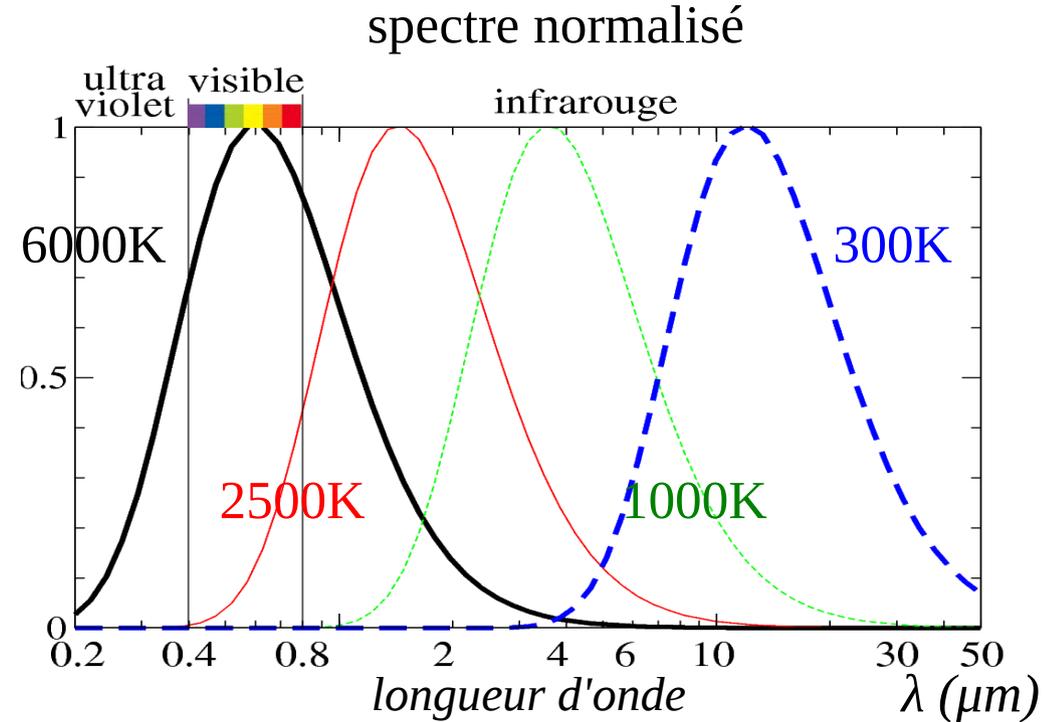
### Loi de Planck :

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi (e^{C_2/\lambda T} - 1)}$$

B en  $\text{W.m}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}.\text{sr}^{-1}$

T en K,  $C_1$  et  $C_2$  sont des constantes

$$C_1 = 2\pi^5 hc^2; C_2 = hc/k$$



**Loi de Stefan-Boltzmann** (intégrale de la loi de Planck sur tout le spectre et sur un demi hémisphère). Puissance  $F$  perdue par émission de rayonnement d'un corps à la température  $T$  :

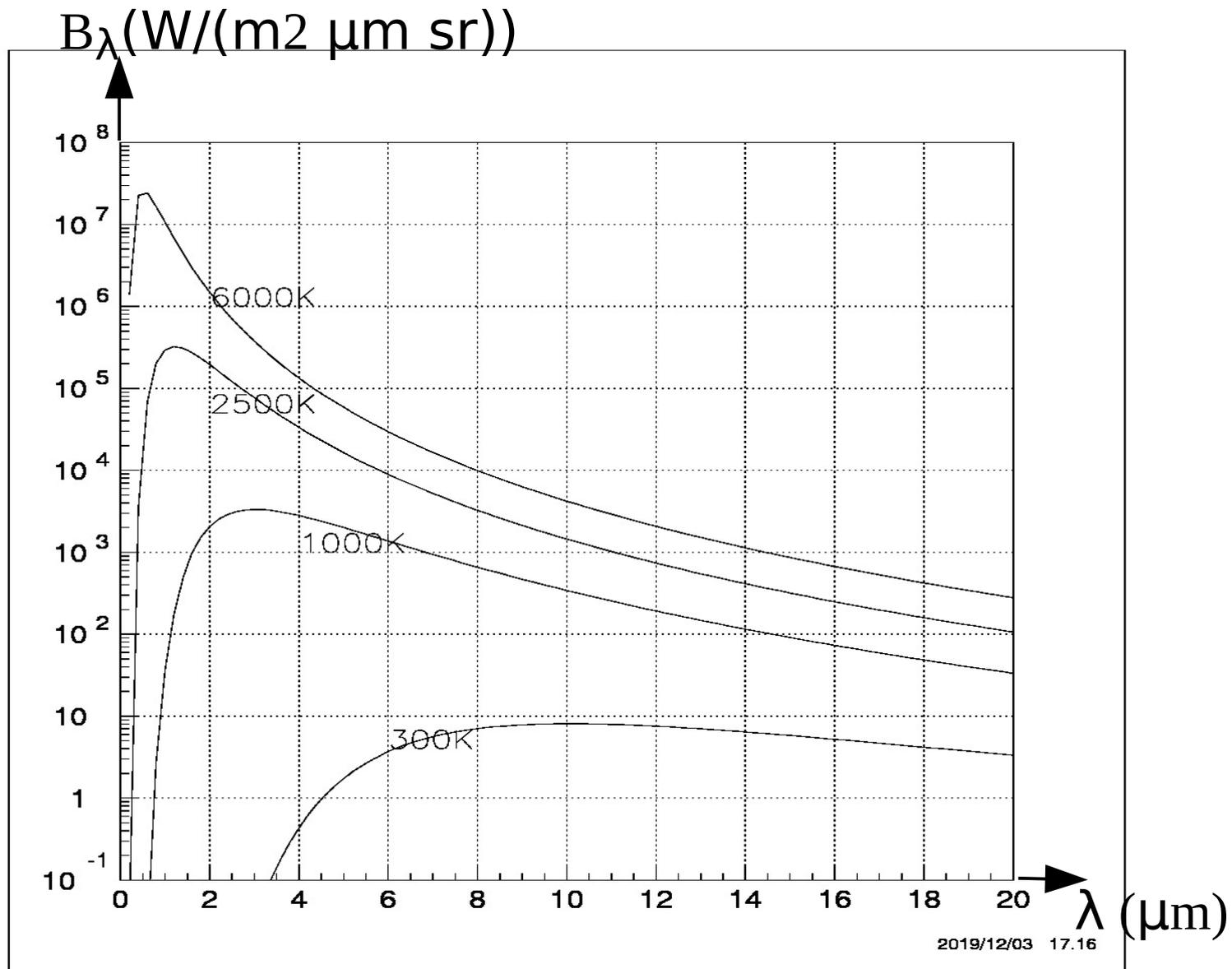
$$F = \epsilon \sigma T^4$$

Avec  $\epsilon$  : émissivité (=1 corps noire)

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$  : constante de Stefan-Boltzmann

$F$  en  $\text{W.m}^{-2}$ ,  $T$  en K

# Spectre du corps noir (non normalisé)



# Transfert radiatif : rappels

## Coefficient d'interactions:

Un flux radiatif *spectral*  $F_\lambda$  *incident* se répartit, après interaction avec le milieu, en :

- une partie  $F_\lambda^t$  transmise ;  $F_\lambda^t = \tau_\lambda F_\lambda$  ;  $\tau_\lambda$  transmittivité
- une partie  $F_\lambda^r$  réfléchie ou diffusée ;  $F_\lambda^r = \rho_\lambda F_\lambda$  ;  $\rho_\lambda$  réflectivité
- une partie  $F_\lambda^a$  absorbée ;  $F_\lambda^a = \alpha_\lambda F_\lambda$  ;  $\alpha_\lambda$  absorptivité

Conservation de l'énergie :  $F_\lambda = F_\lambda^t + F_\lambda^r + F_\lambda^a$

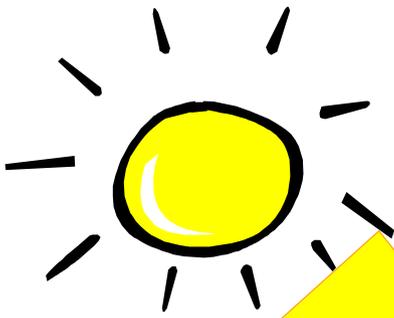
$$\Rightarrow \tau_\lambda + \rho_\lambda + \alpha_\lambda = 1$$

**Loi de Kirchhoff:** *émissivité*  $\varepsilon_\lambda =$  *absorptivité*  $\alpha_\lambda$  au niveau spectral

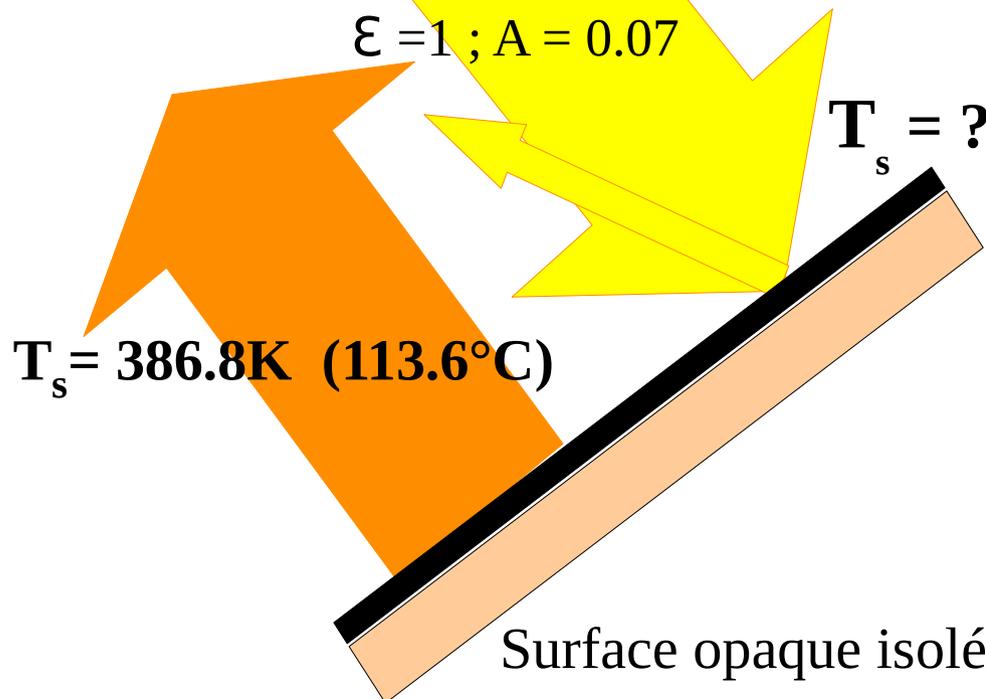
**Équilibre énergétique:**  $\Sigma F = 0$  ,  $F$  flux

# Température d'équilibre d'une planète

*La face sombre et la face éclairée de la Lune...*



Flux solaire incident sur un plan:  $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$



$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0$$

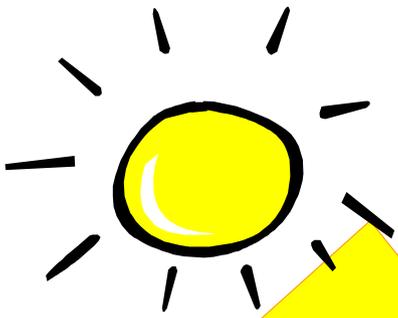
$\sigma$ : constante Stefan-Boltzmann  
( $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$ )

$\epsilon$ : émissivité (infrarouge thermique)

$A$ : albédo (réflectivité rayonnement solaire)

# Température d'équilibre d'une planète

*La face sombre et la face éclairée de la Lune...*



Flux solaire incident sur un plan:  $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

$$\epsilon\sigma T_s^4 = (1 - A)I_0 - F_c$$

$$\epsilon\sigma T_s^4 = F_c$$

$\epsilon = 1 ; A = 0.07$

$T_s = 386.8\text{K} \text{ (} 113.6^\circ\text{C)}$

$T_s = 0 \text{ K}$

$T_s = 386.4\text{K} \text{ (} 113.2^\circ\text{C)}$

$T_s$  réduit de 0,4K

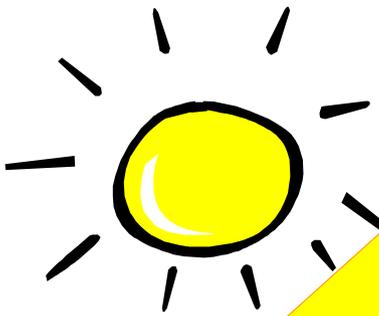
$F_c = 5 \text{ W.m}^{-2}$

$T_s = 97\text{K}$

$F_c = 5 \text{ W.m}^{-2}$

$T_s = ?$

# Température d'équilibre d'une planète isotherme



Flux solaire incident sur un **plan**:  $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

Flux solaire incident **moyen** sur la **sphère**:  $I_s = I_0/4 = 341 \text{ W.m}^{-2}$

Tout le flux solaire est **absorbé**,  $A=0$   
Planète isotherme

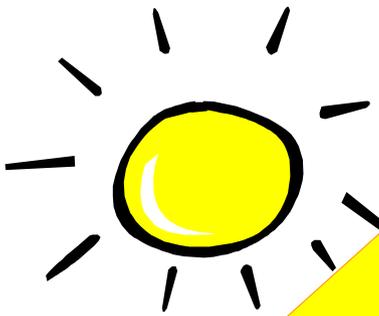
$T_s = 278\text{K}$  ( $5^\circ\text{C}$ )

$\epsilon = 1, A = 0$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0 / 4$$

**Lune** :  $\epsilon = 1, A = 0.07, T_s = 273$  ( $0^\circ\text{C}$ )

# Température d'équilibre d'une planète isotherme



Flux solaire incident sur un **plan**:  $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

Flux solaire incident **moyen** sur la **sphère**:  $I_s = I_0/4 = 341 \text{ W.m}^{-2}$

1/3 du flux  
**réfléchi**

**Terre** : 2/3 du flux solaire est absorbé,  
 $A = 0.3$

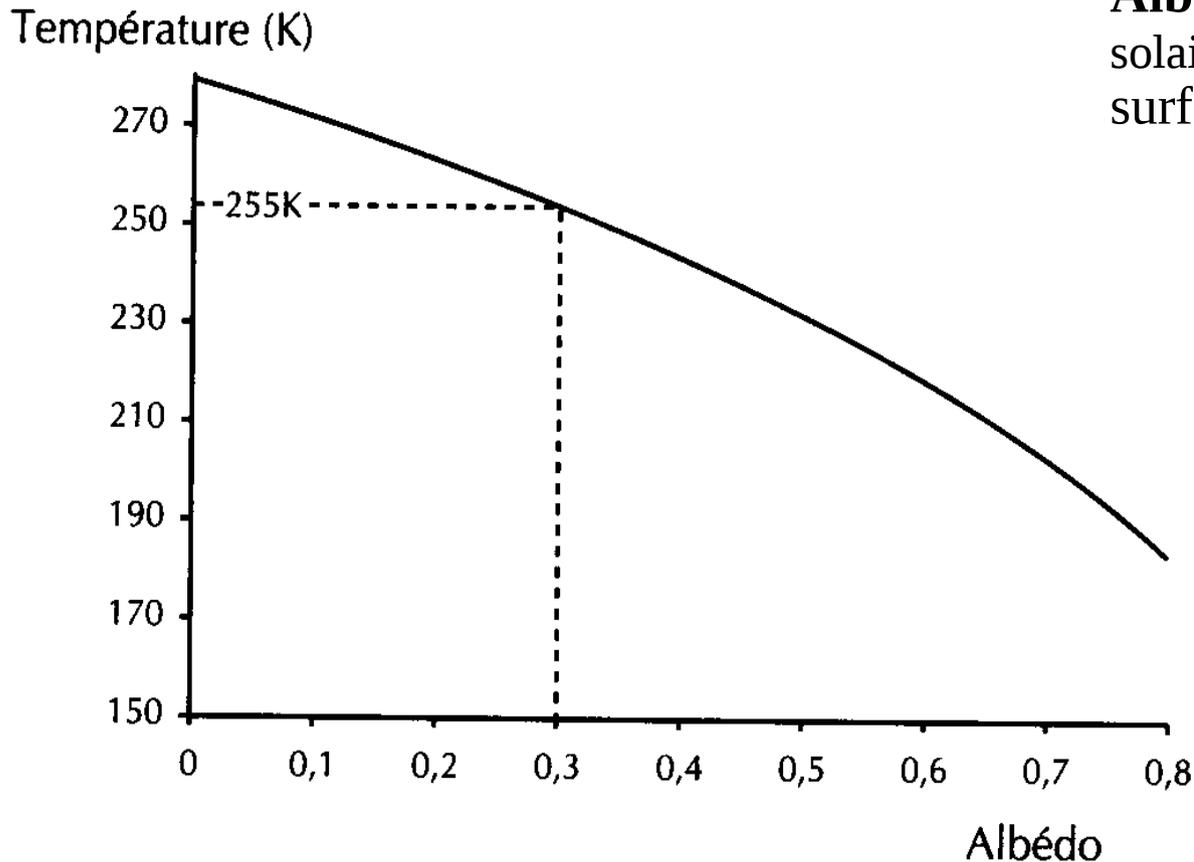
$T_s = 255\text{K}$   
 $(-18^\circ\text{C})$

$\epsilon = 1, A = 0.3$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0 / 4$$

**La température moyenne de la surface de la Terre est de 15°C environ.** Cette différence est due au mal nommé “effet de serre”.

# Température d'équilibre d'une planète isotherme



**Albédo** (Pourcentage de rayonnement solaire réfléchi) de différents type de surface :

Océan	2 - 7 %
Sol sombre	5 - 15%
Déserts	30%
Végétations	15 - 25%
Glace	40 - 70%
Neige fraîche	75 - 95%
Nuages	30 - 95 %

**Température d'équilibre radiatif** de la Terre pour diverses valeurs de l'albédo.

# Le rayonnement solaire domine les apports en énergie de la Terre

Rayonnement électromagnétique reçu du Soleil (principalement visible et IR)	$1,7 \cdot 10^{17} \text{ W}$
Géothermie (radioactivités à période longue : $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ , $^{40}\text{K}$ )	$\sim 4,4 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Civilisation en 2010 ( $\sim 10^9$ humains consommant 10 t de pétrole/an)	$1,6 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Énergie rotative dissipée par les marées	$2,8 \cdot 10^{12} \text{ W}$
Vent solaire (pour « cible magnétosphérique » de $25 R_{\text{Terre}} \sim 10^{14} \text{ W}$ )	$\sim 2 \cdot 10^{11} \text{ W}$
Rayonnement du fond cosmologique (corps noir* à 2,7 K)	$1,6 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement électromagnétique reçu des étoiles (visible, IR)	$\sim 1,3 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement cosmique (protons, alphas...)	$9 \cdot 10^8 \text{ W}$
Météorites ( $\sim 30\,000$ tonnes par an, supposant $v_{\text{impact}} \approx 20 \text{ km/s}$ )	$\sim 2 \cdot 10^8 \text{ W}$

Surface de la Terre:  $510 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$

Source : P. von Balmoos in *Le Climat à Découvert*, CNRS éditions, 2011

# Plan

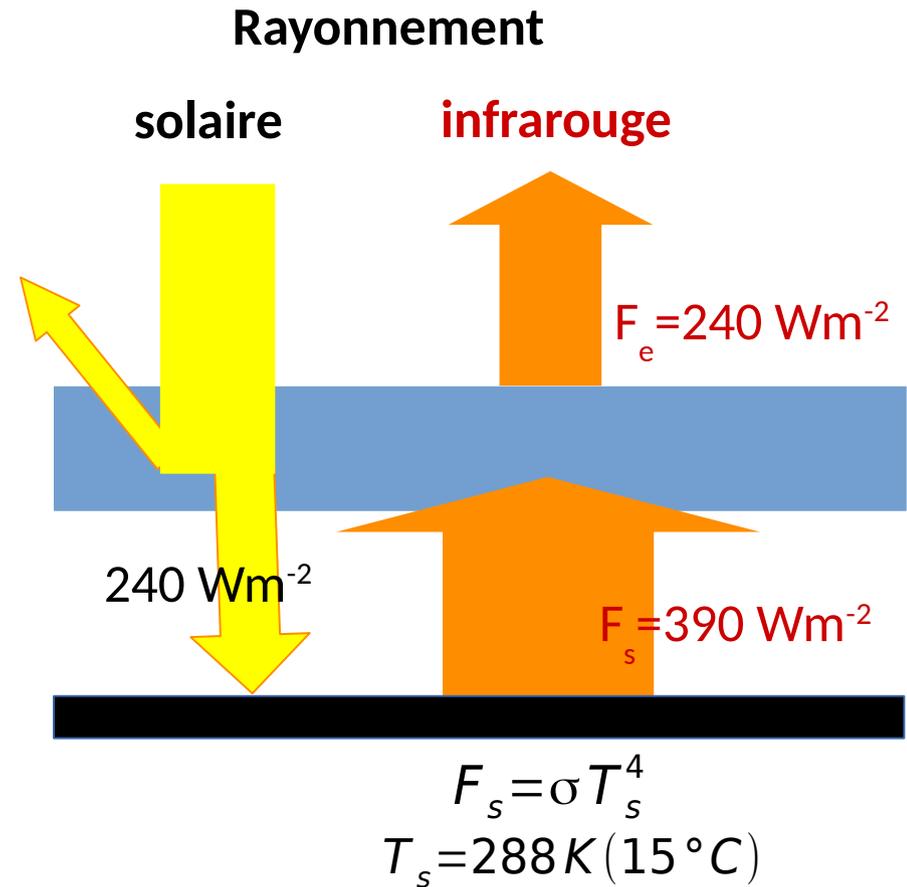
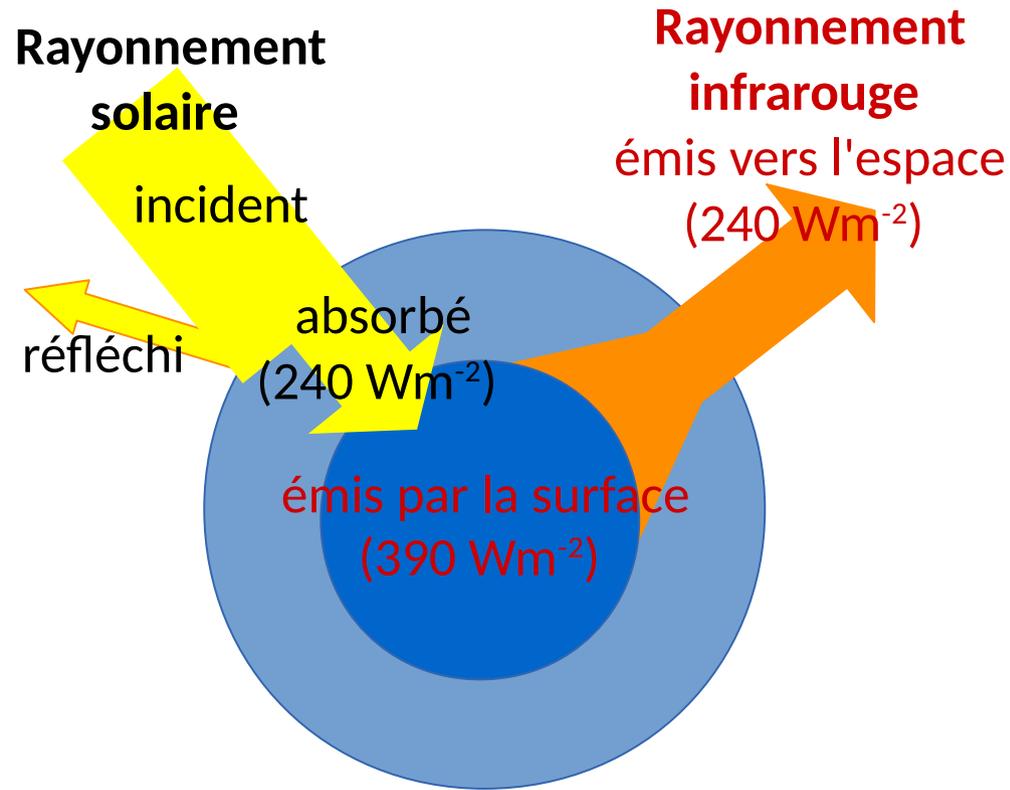
I. Historique, température d'équilibre d'une planète

**II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites**

III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre

IV. Résumé, conclusion

# Principe de l'effet de serre



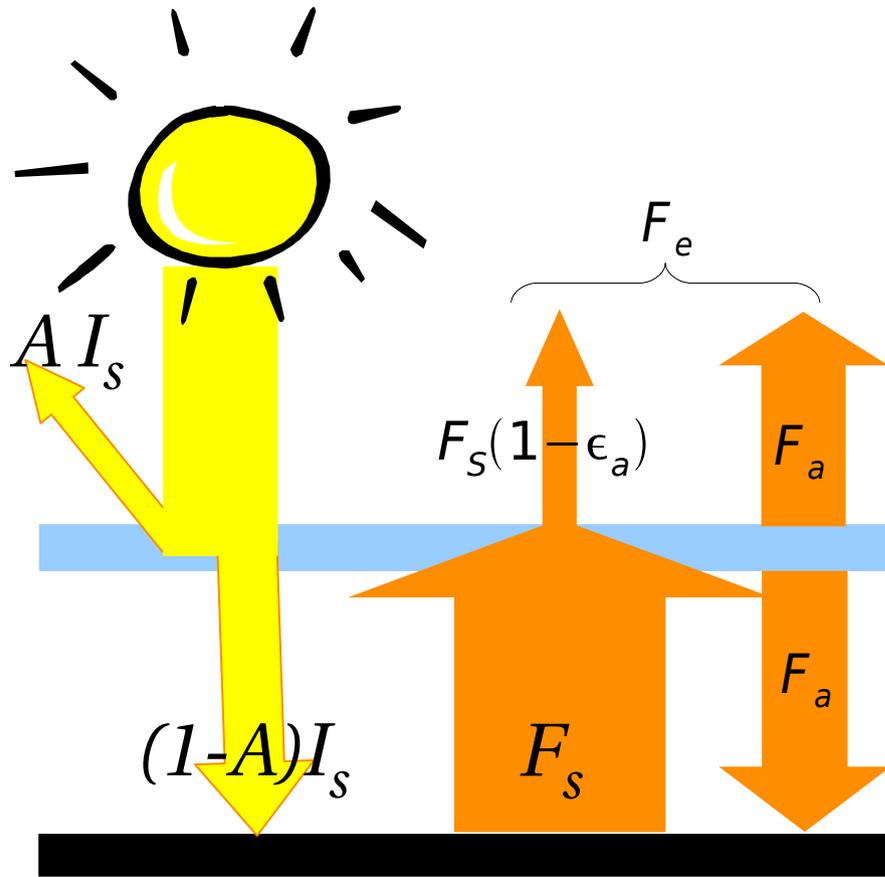
Si tout le rayonnement émis par la surface de la terre était perdu vers l'espace, la Terre perdrait beaucoup plus d'énergie que ce que l'on observe

**Effet de serre:** différence entre le flux émis par la surface et celui perdu vers l'espace

$$G = F_s - F_e$$

Sur Terre :  $G = 150 \text{ Wm}^{-2}$

# Modèle de « serre » à 1 couche



**Couche isotherme** (vitre, atmosphère):

- Rayonnement solaire: transparent
- Rayonnement Infrarouge: émissivité=absorptivité= $\epsilon_a$

**Surface:** albédo  $A$ , émissivité = 1 (absorbe parfaitement le rayonnement infrarouge)

Équations:

$$\begin{cases} F_s = \sigma T_s^4 & (F_a = \epsilon_a \sigma T_a^4) \\ F_s = (1-A)I_s + F_a \\ F_a = F_s \epsilon_a / 2 \end{cases}$$

On encore:

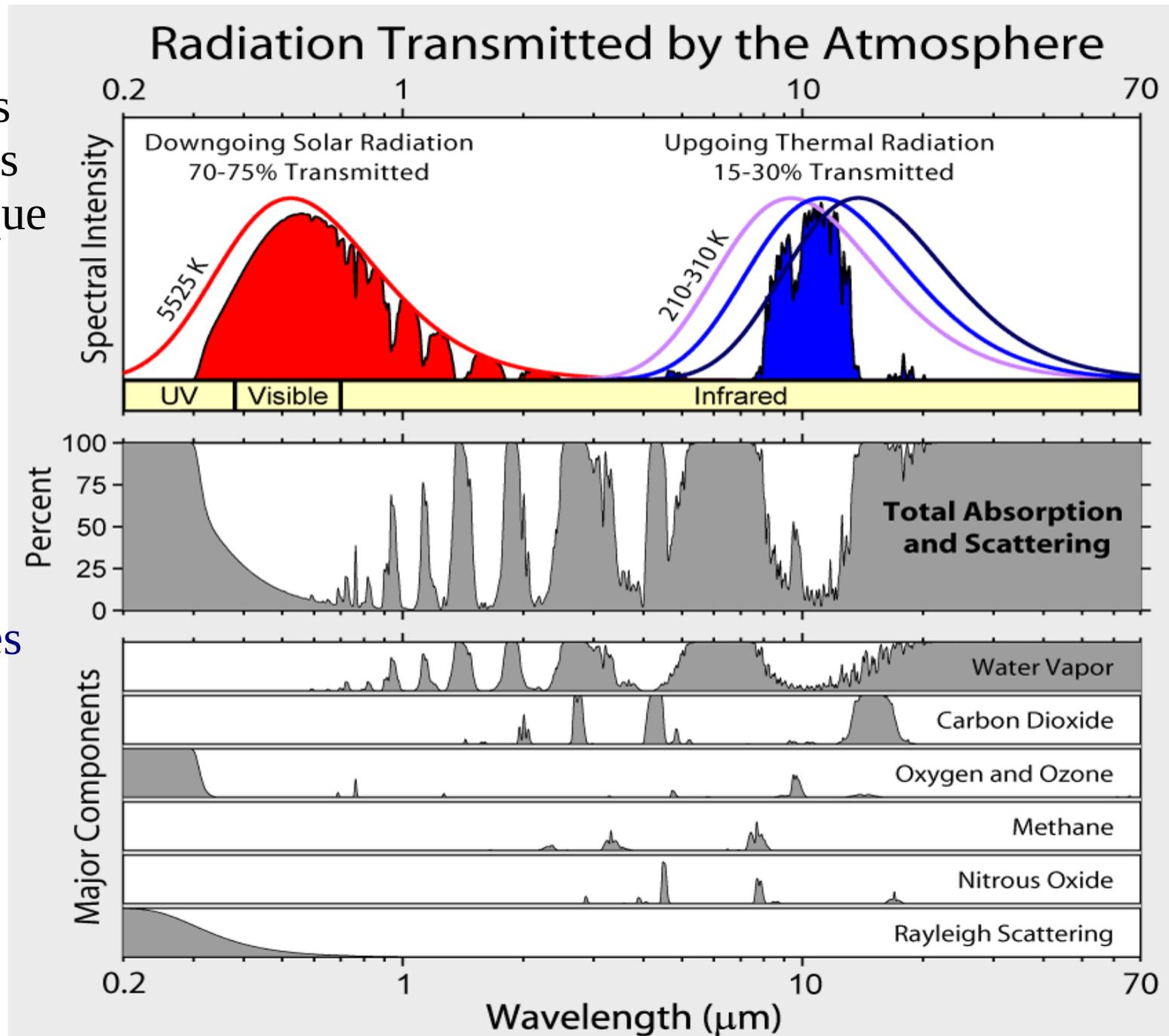
$$\sigma T_s^4 = \frac{(1-A)I_s}{1 - \epsilon_a / 2}$$

➤ La température de surface  $T_s$  dépend du **rayonnement solaire  $I_s$** , de **l'albédo  $A$**  et de **l'absorptivité  $\epsilon_a$**  = émissivité de l'atmosphère **dans l'infrarouge**

➤ **L'effet de serre**  $G = F_s - F_e = (1-A)I_s \left( \frac{1}{1 - \epsilon_a / 2} - 1 \right)$  varie entre 0 quand  $\epsilon_a = 0$  et  $(1-A)I_s$  quand  $\epsilon_a = 1$ , **il est maximum quand  $\epsilon_a = 1$**

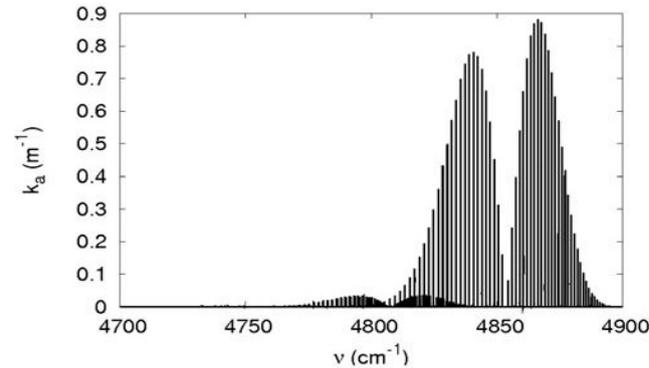
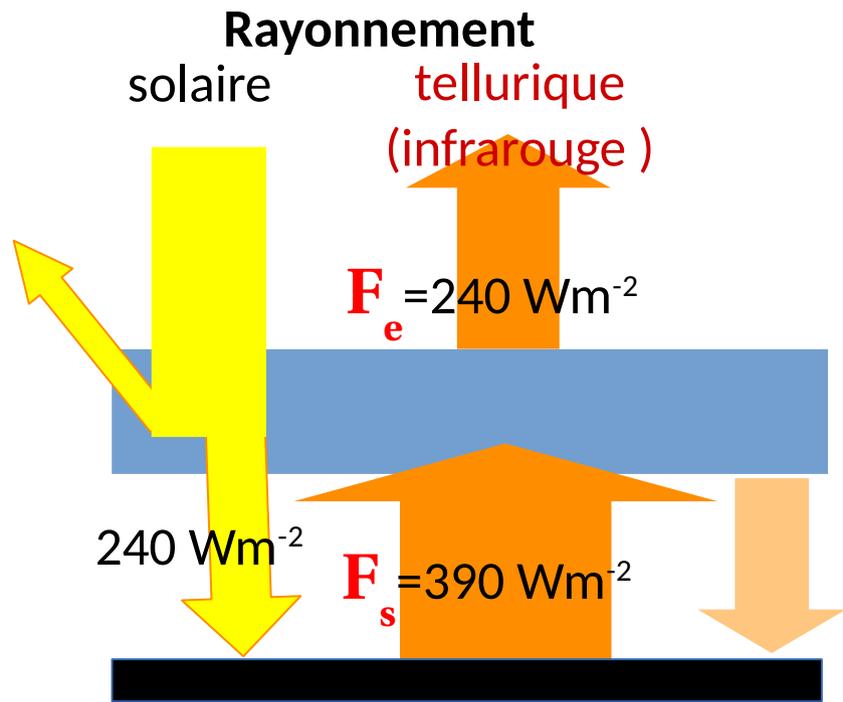
## Mais l'atmosphère n'est pas une vitre isotherme grise

Elle est transparente dans certaines bandes de fréquence et opaque dans d'autres



Le calcul complet des échanges radiatifs permet de calculer l'effet de serre.

# Calcul de l'effet de serre



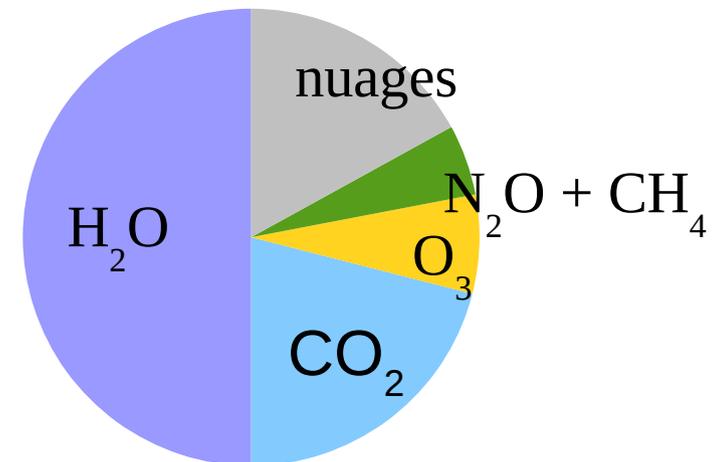
Propriétés radiatives

Profils atmosphériques

Calcul des flux radiatifs  $F$  et de l'effet de serre  $G = F_s - F_e$

Effet de serre sur Terre : (W.m<sup>-2</sup>) (%)

Total	150	
Vapeur d'eau	75	50
CO <sub>2</sub>	32	21
ozone	10	7
N <sub>2</sub> O+CH <sub>4</sub>	8	5
Nuages	25	17



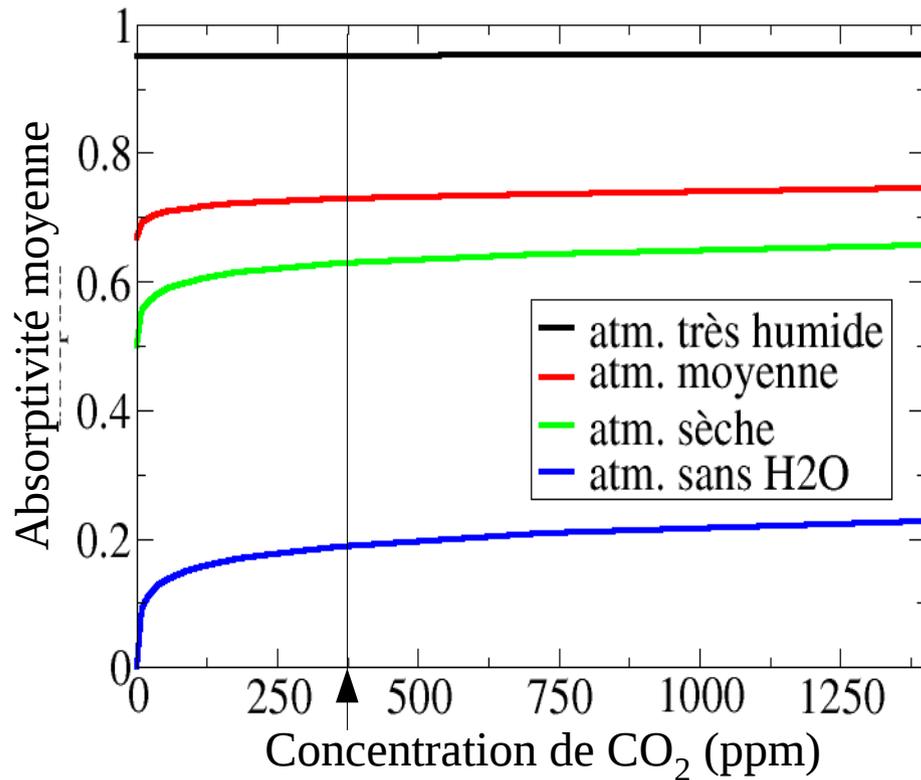
Et le calcul montre que l'effet de serre croit lorsque la concentration en CO<sub>2</sub> croit.

# Plan

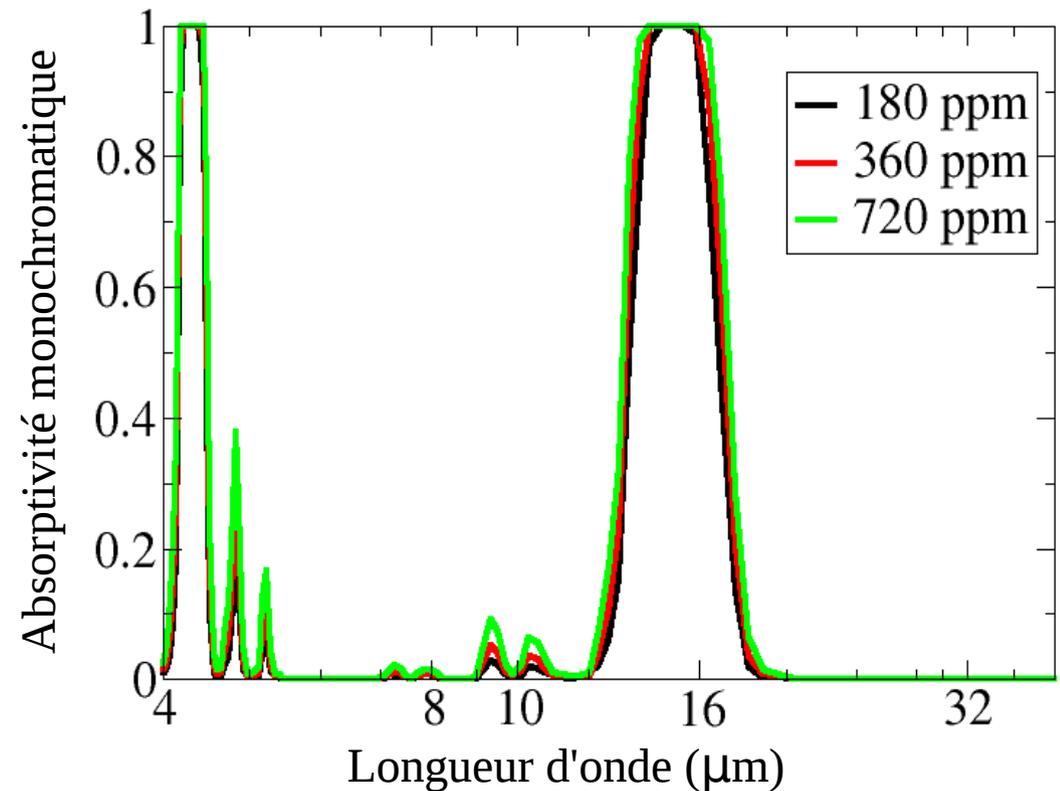
- I. Historique, température d'équilibre d'une planète
- II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites
- III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre**
- IV. Résumé, conclusion

# Le paradoxe de l'accroissement de l'effet de serre malgré la saturation de l'absorptivité

**Absorptivité de l'atmosphère moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du  $\text{CO}_2$ , pour différentes valeurs de  $\text{H}_2\text{O}$

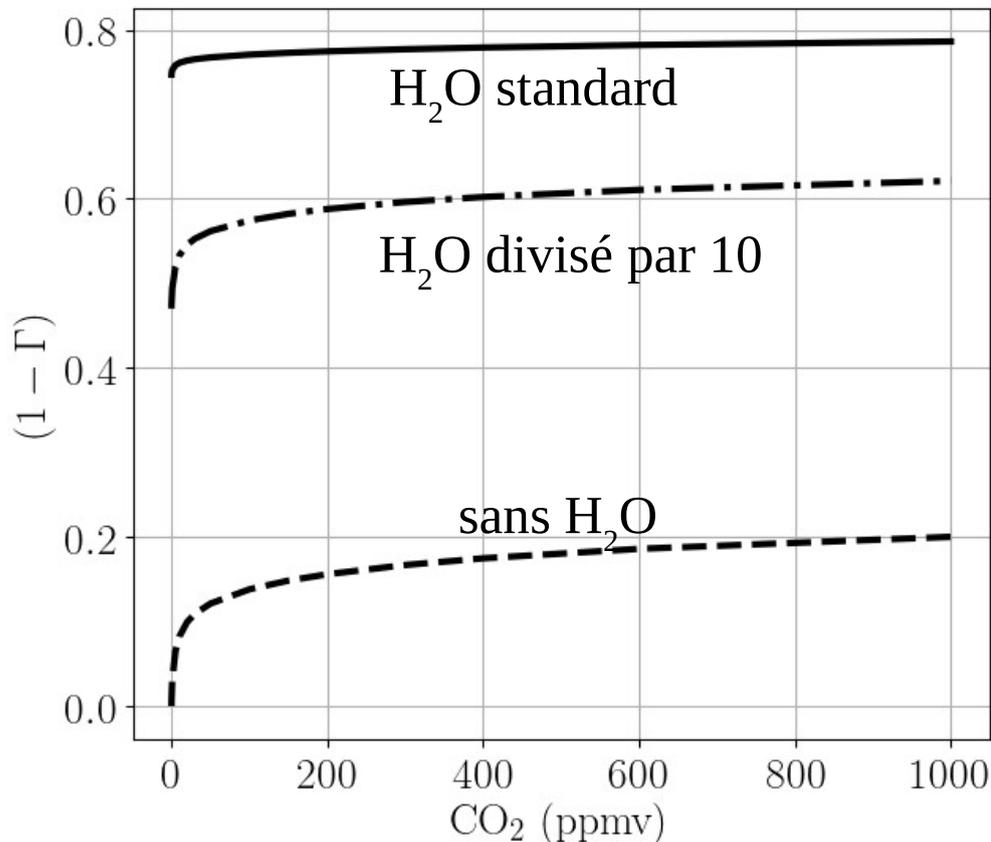


**Absorptivité monochromatique** de l'atmosphère due au seul  $\text{CO}_2$ , en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de  $\text{CO}_2$

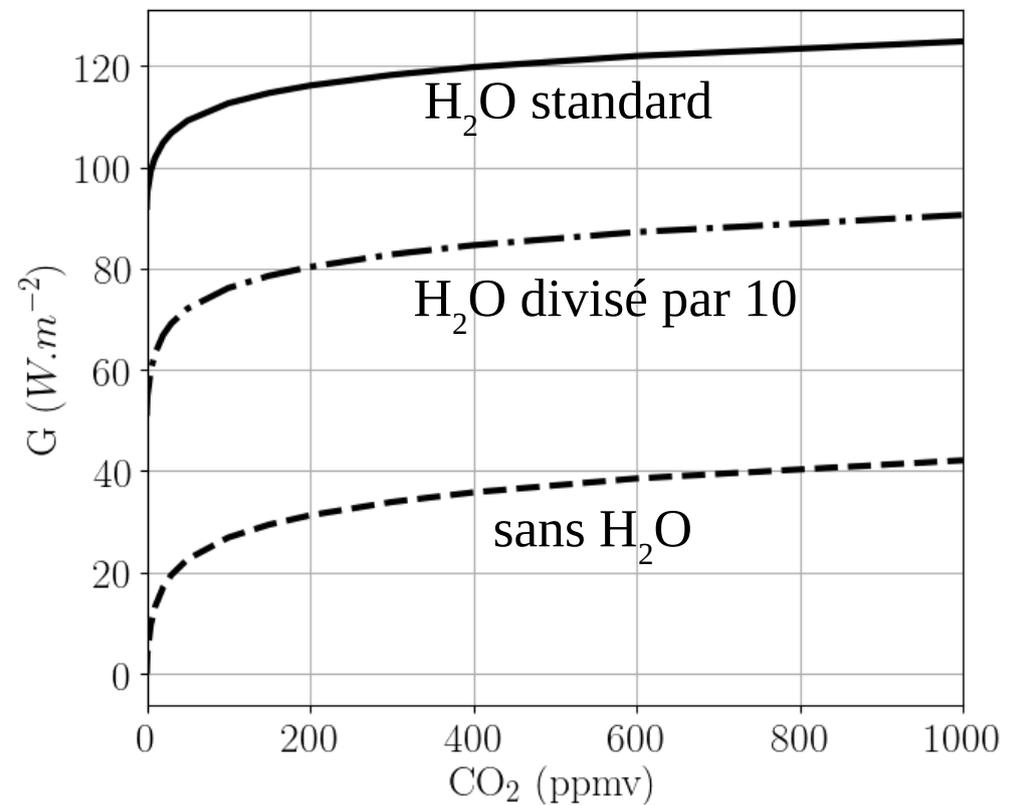


# Le paradoxe de la saturation du CO<sub>2</sub>

**Absorbivité totale  $\epsilon_a$**  de l'atmosphère en fonction de sa **concentration en CO<sub>2</sub>** pour différente concentration de H<sub>2</sub>O

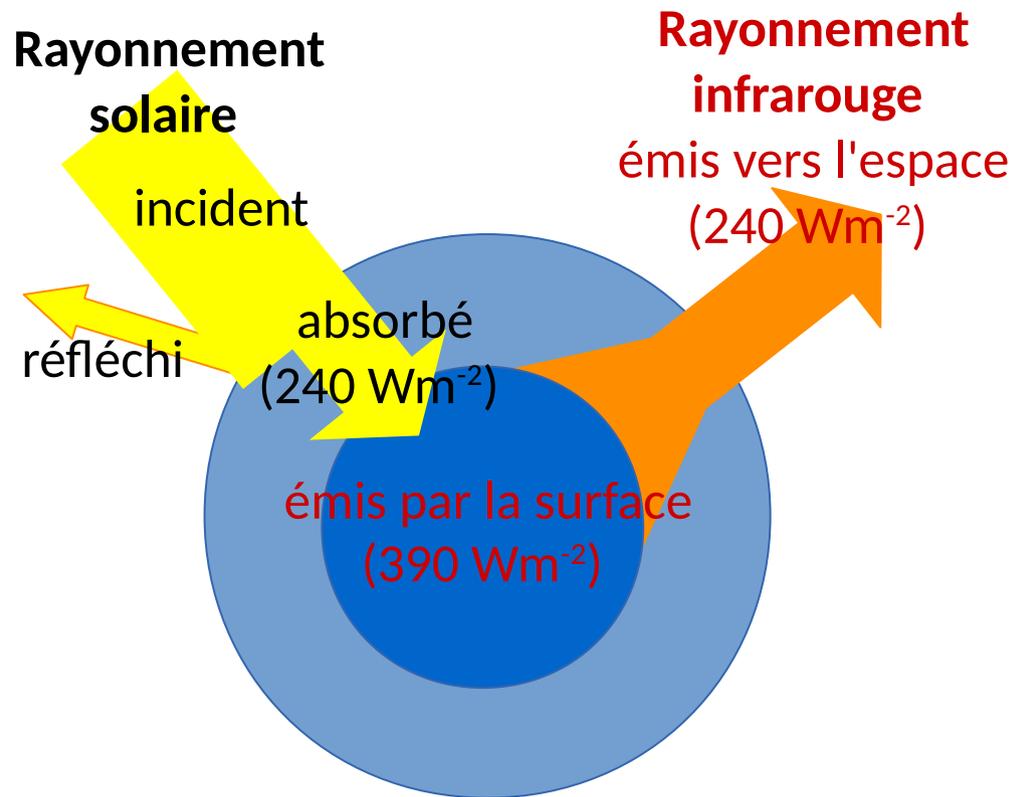


**Effet de serre** de l'atmosphère en fonction de sa **concentration en CO<sub>2</sub>** pour différente concentration de H<sub>2</sub>O



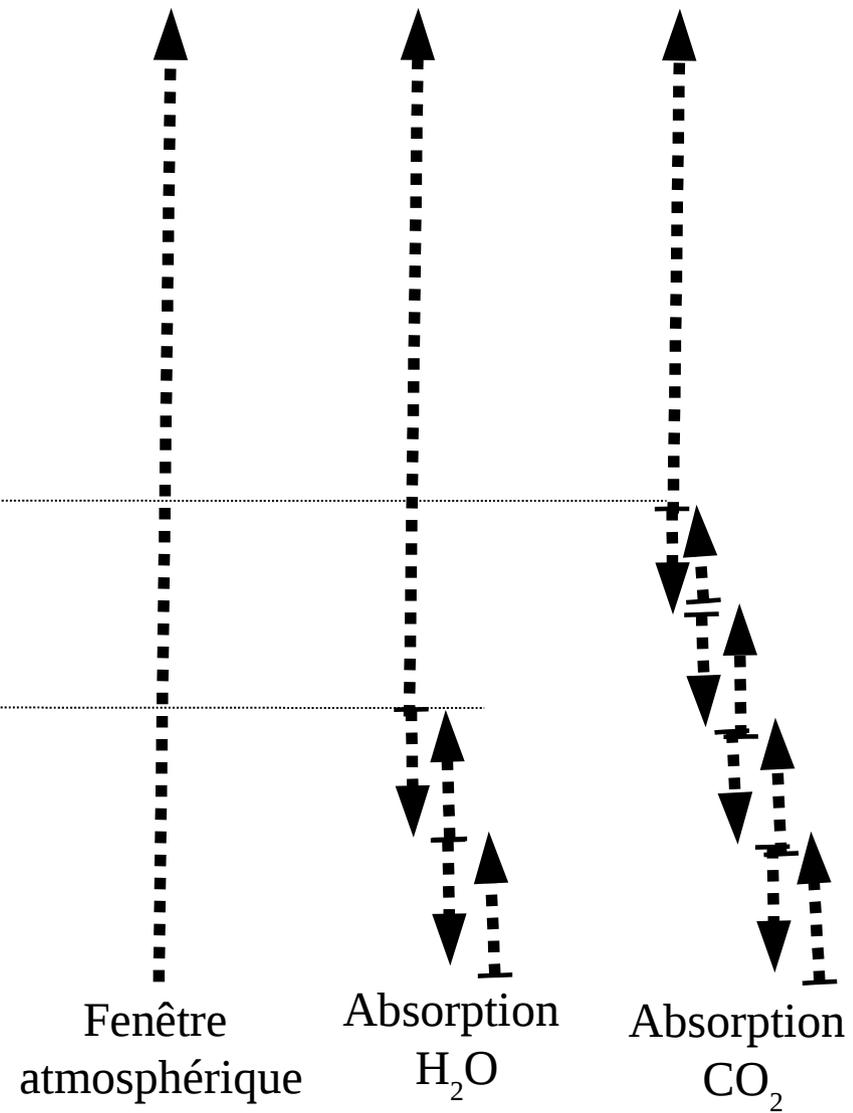
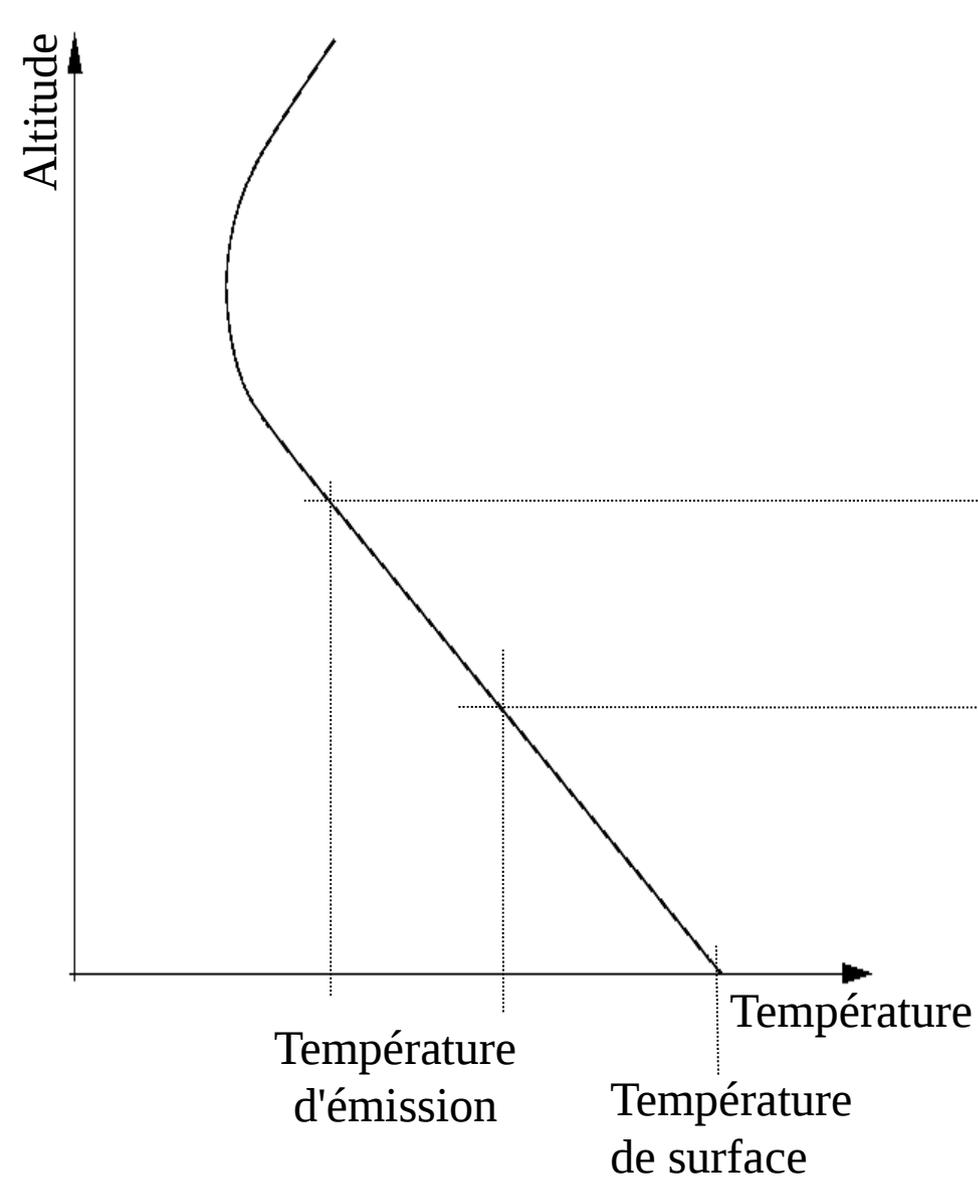
*Comment l'effet de serre peut-il augmenter avec la concentration de CO<sub>2</sub> alors que l'absorbivité n'augmente pas, qu'elle est elle quasi-saturée?*

**Il ne faut pas oublier que c'est le rayonnement qui s'échappe vers l'espace qui va déterminer comment la terre se refroidit.**



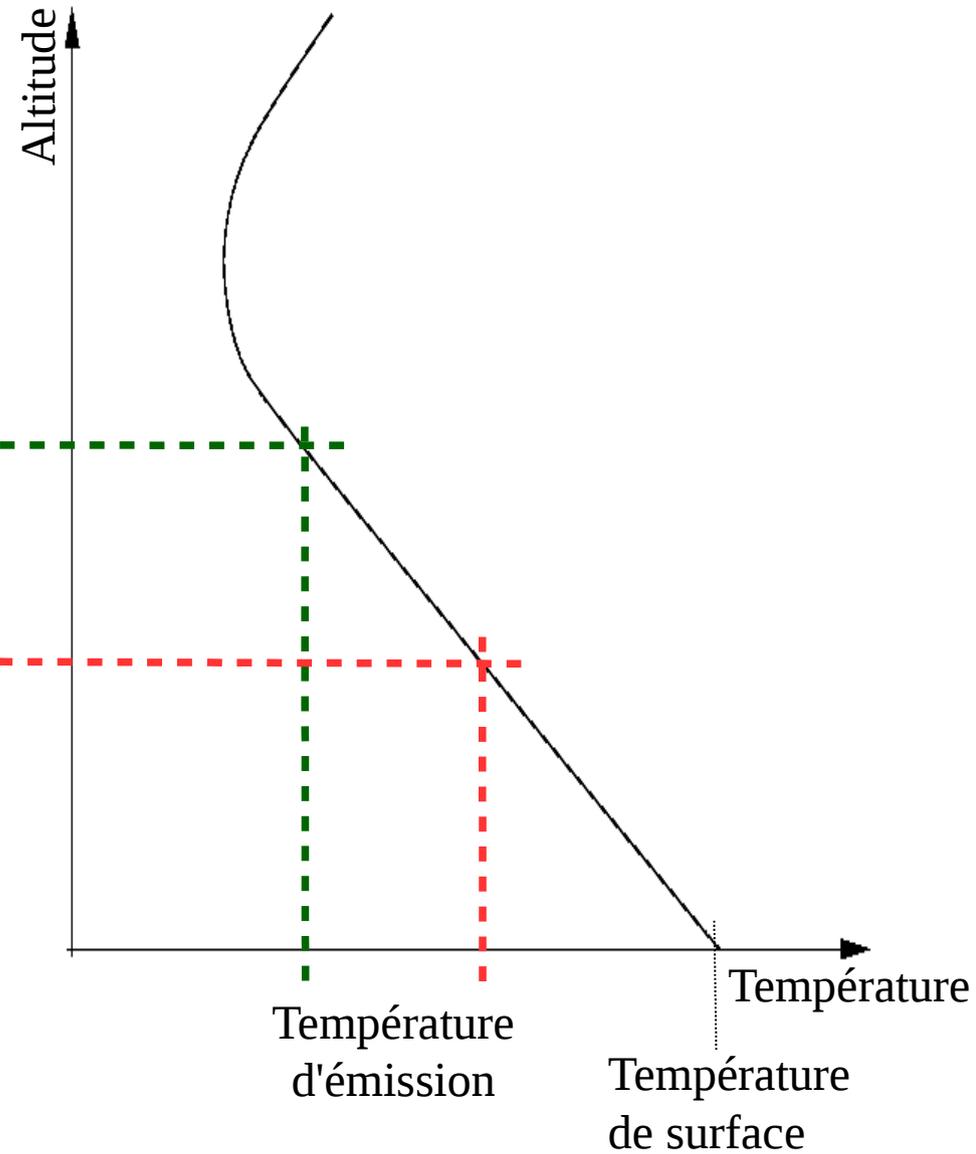
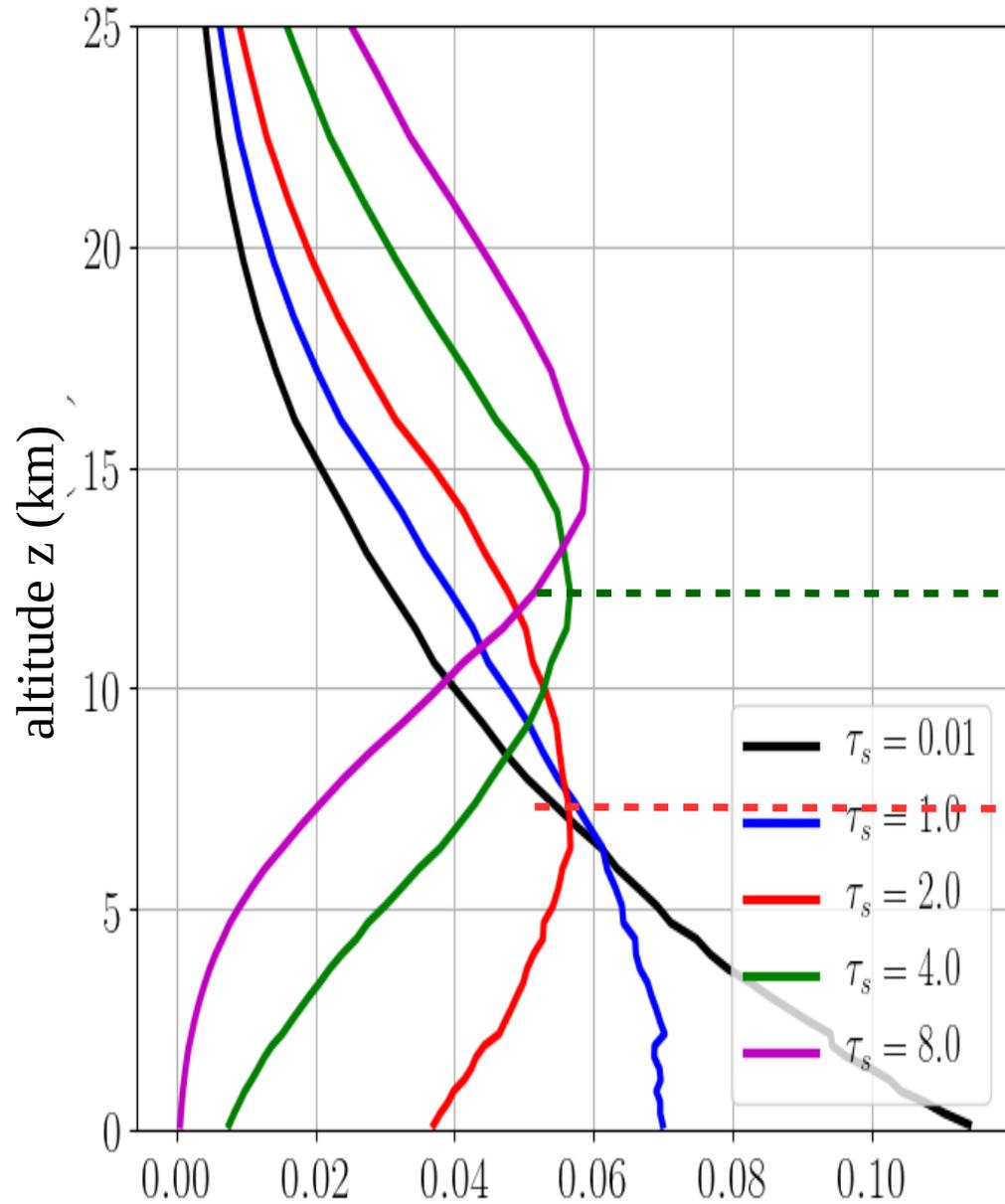
# Concept d'altitude d'émission

**Rayonnement émis vers l'espace**



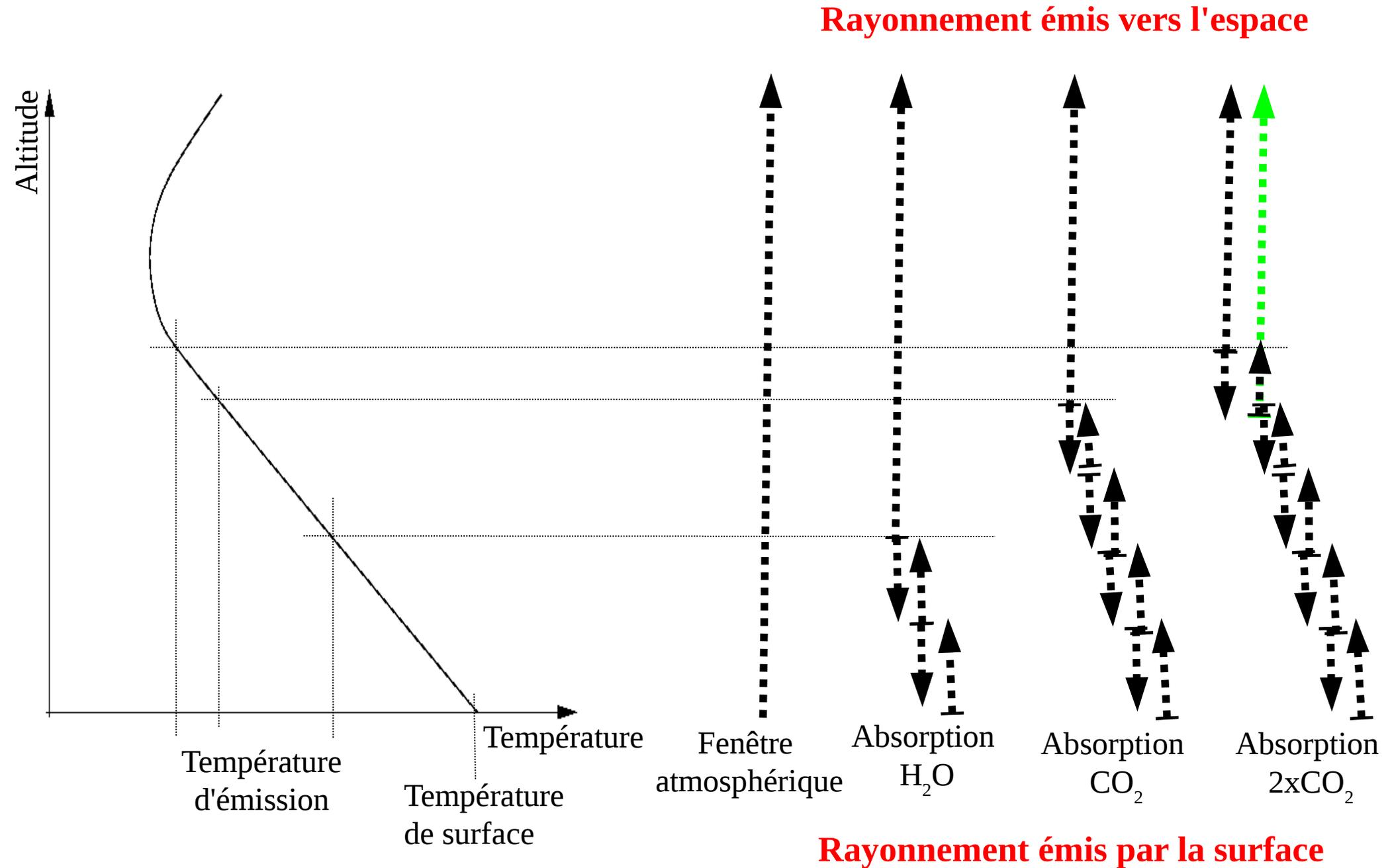
**Rayonnement émis par la surface**

# Concept d'altitude d'émission

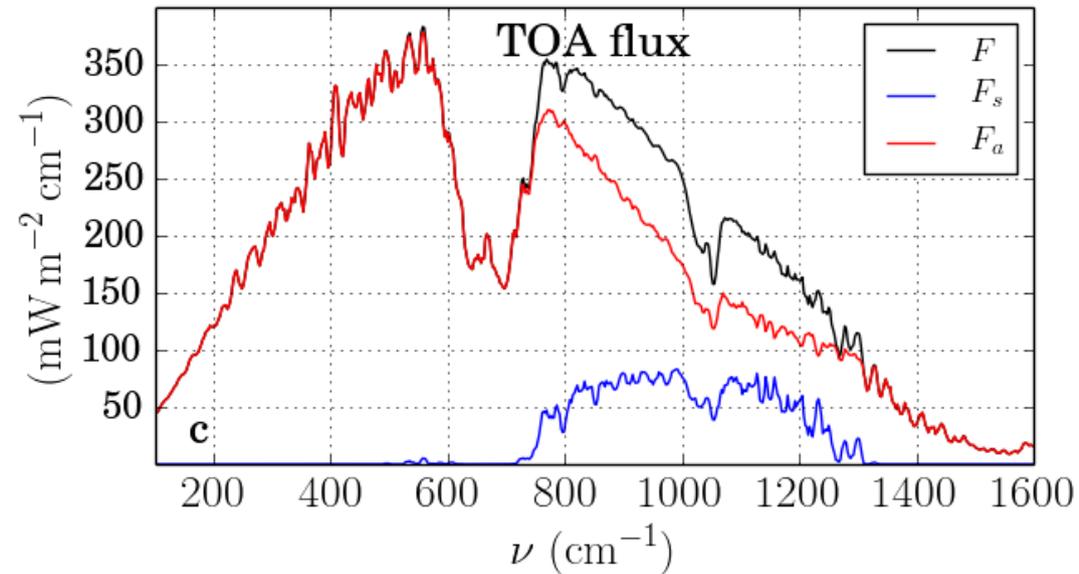
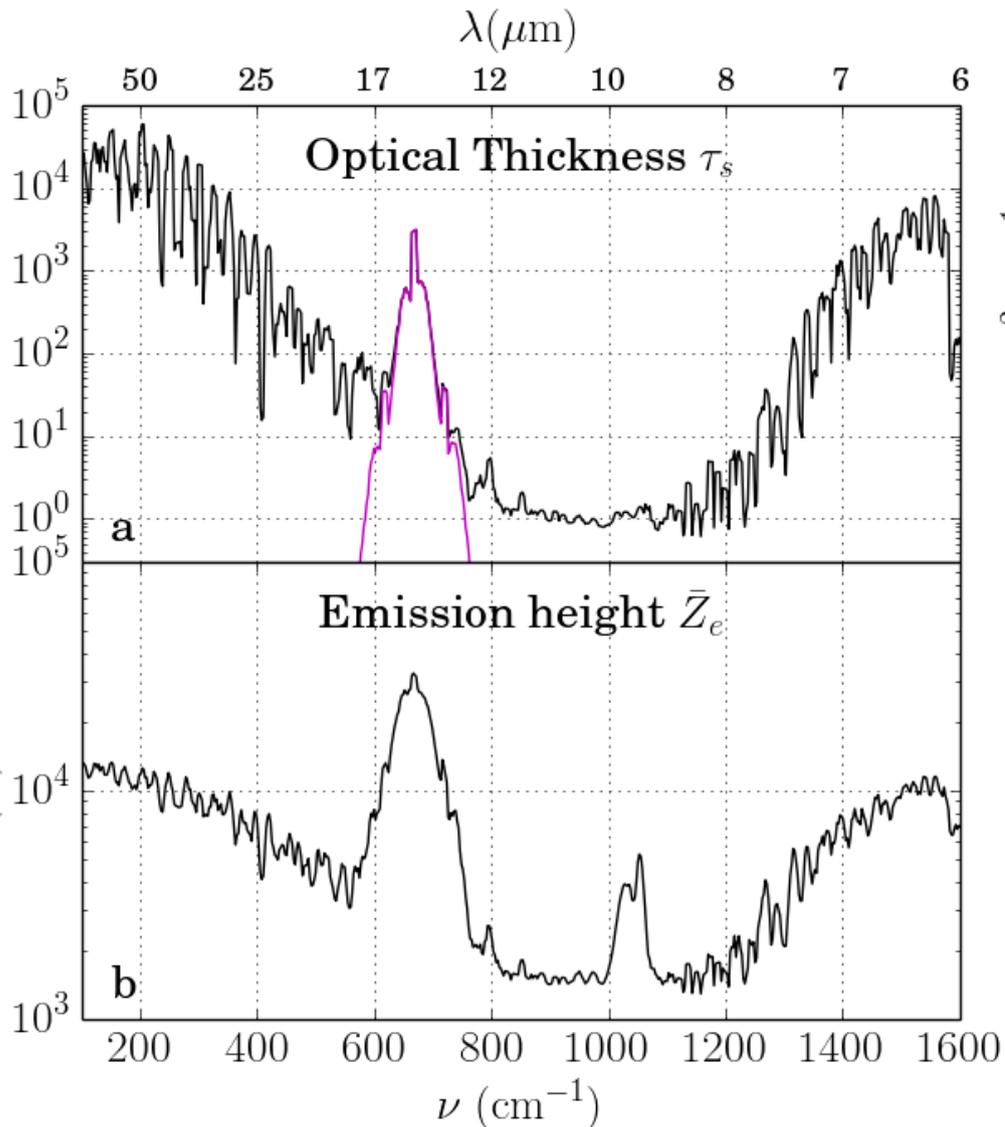


Probabilité conditionnelle qu'un photon soit émis à l'altitude  $z$  et atteigne l'espace ( $\text{km}^{-1}$ ) pour différente épaisseur optique

# Effet de serre dans une atmosphère.



# Dépendance spectrale pour une atmosphère standard



Flux au sommet de l'atmosphère (TOA)

$$\mathcal{F} = \Upsilon_s \mathcal{B}_s + \int_0^H \frac{\partial \Upsilon(z)}{\partial z} \mathcal{B}(z) dz$$

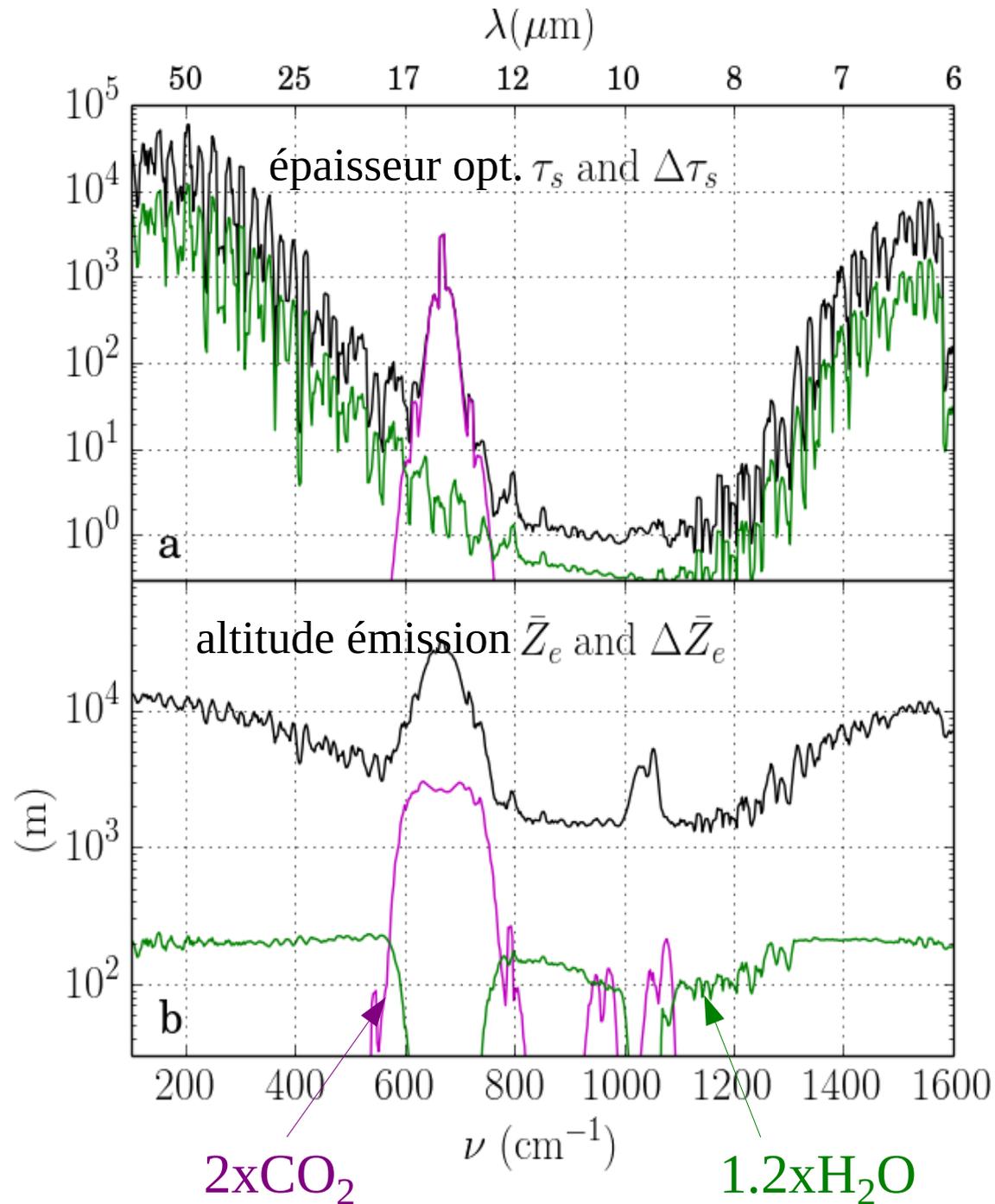
$$= \mathcal{F}_s + \mathcal{F}_a$$

Flux émis par la surface qui atteint l'espace

Flux émis par l'atmosphère qui atteint l'espace

$\Upsilon(z)$  Transmissivité entre  $z$  et TOA  
 $\Upsilon_s$  Transmissivité entre  $z=0$  et TOA  
 $\mathcal{B}$  Fonction de Planck

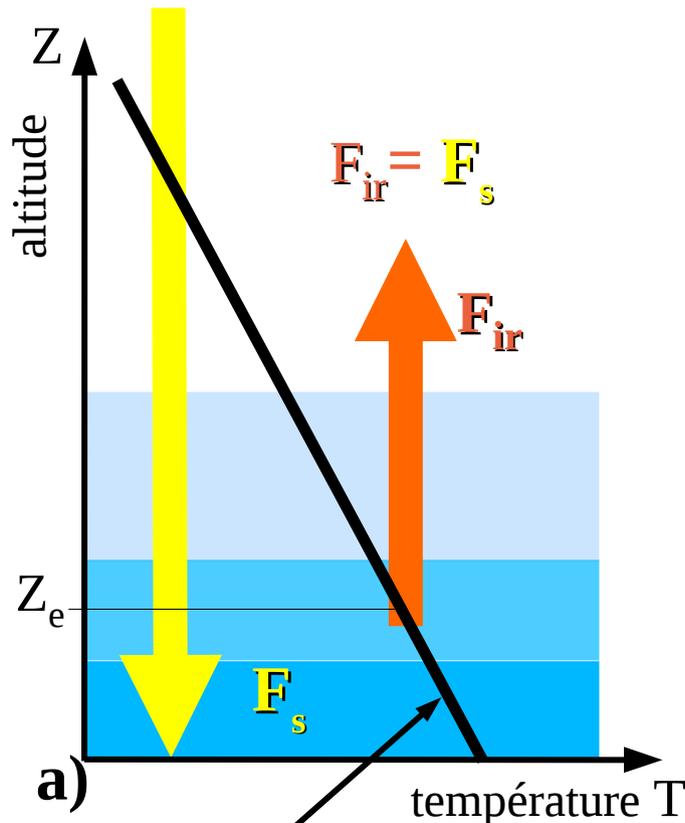
# Dépendance spectrale d'une augmentation de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>O



# Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net  $F_s$

Rayonnement IR sortant  $F_{ir}$



$Z_e$ : altitude d'émission vers l'espace

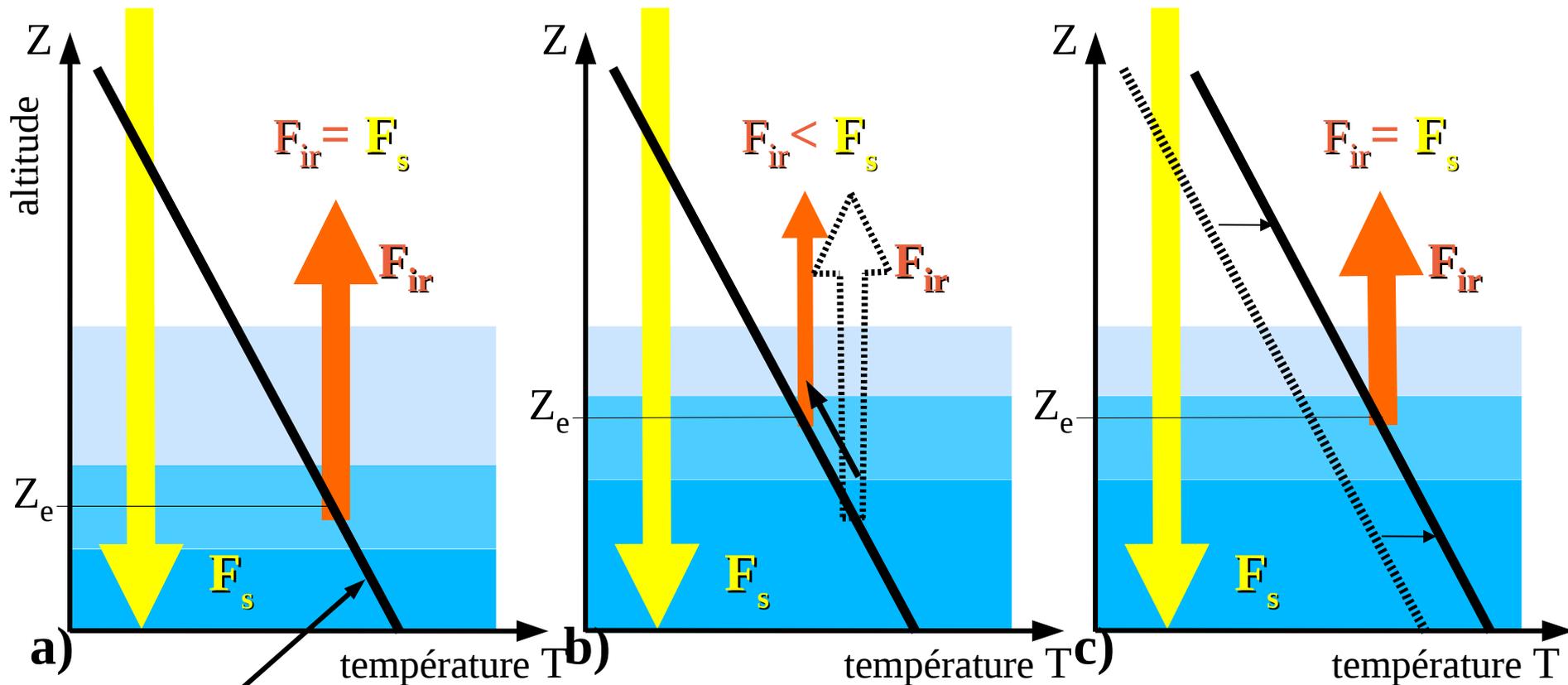
- Haute atmosphère: peu d'émission et peu d'absorption du rayonnement IR
- Moyenne atmosphère: les photons émis vers le haut atteignent l'espace
- Basse atmosphère: les photons émis vers le haut sont absorbés et n'atteignent pas l'espace

$dT/dz$  fixé  
par convection

# Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net  $F_s$

Rayonnement IR sortant  $F_{ir}$



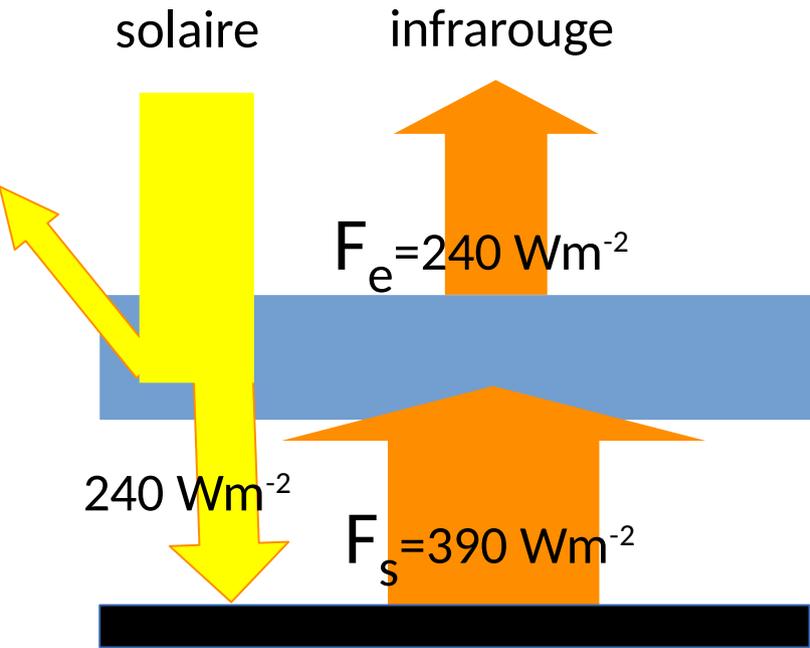
$dT/dz$  fixé  
par convection

GES ( $CO_2$ ) augmente,  $Z_e$   
augmente,  $T_e$  diminue:  
rayonnement sortant plus  
faible.

$T(z)$  augmente:  
retour à l'équilibre

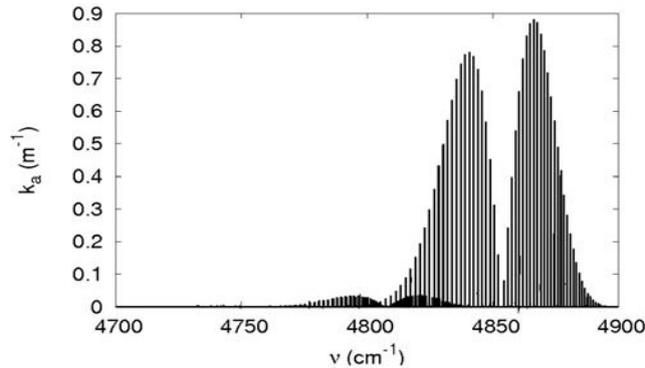
# Calcul de l'effet de serre

Rayonnement



Effet de serre: différence entre le flux émis par la surface et celui perdu vers l'espace

Sur Terre :  $150 \text{ Wm}^{-2}$



Propriété d'absorption des gaz

Profil vertical de la température et de la composition

Calcul des flux radiatif  $F$  et de l'effet de serre  $G$

Sur Terre, pour une atmosphère standard:

- $\text{H}_2\text{O}$ : + 20%  $\Rightarrow \Delta G \approx + 3.8 \text{ W.m}^{-2}$
- $\text{CO}_2$ : + 100%  $\Rightarrow \Delta G \approx + 2.8 \text{ W.m}^{-2}$

[Collins et al., 2006]

En tenant compte des nuages et de l'ajustement stratosphérique :

$\text{CO}_2$ : + 100%  $\Rightarrow \Delta G \approx + 3.7 \pm 0.2 \text{ W.m}^{-2}$

Ce  $\Delta G$  s'appelle le **forçage radiatif** associé à un doublement de  $\text{CO}_2$ .

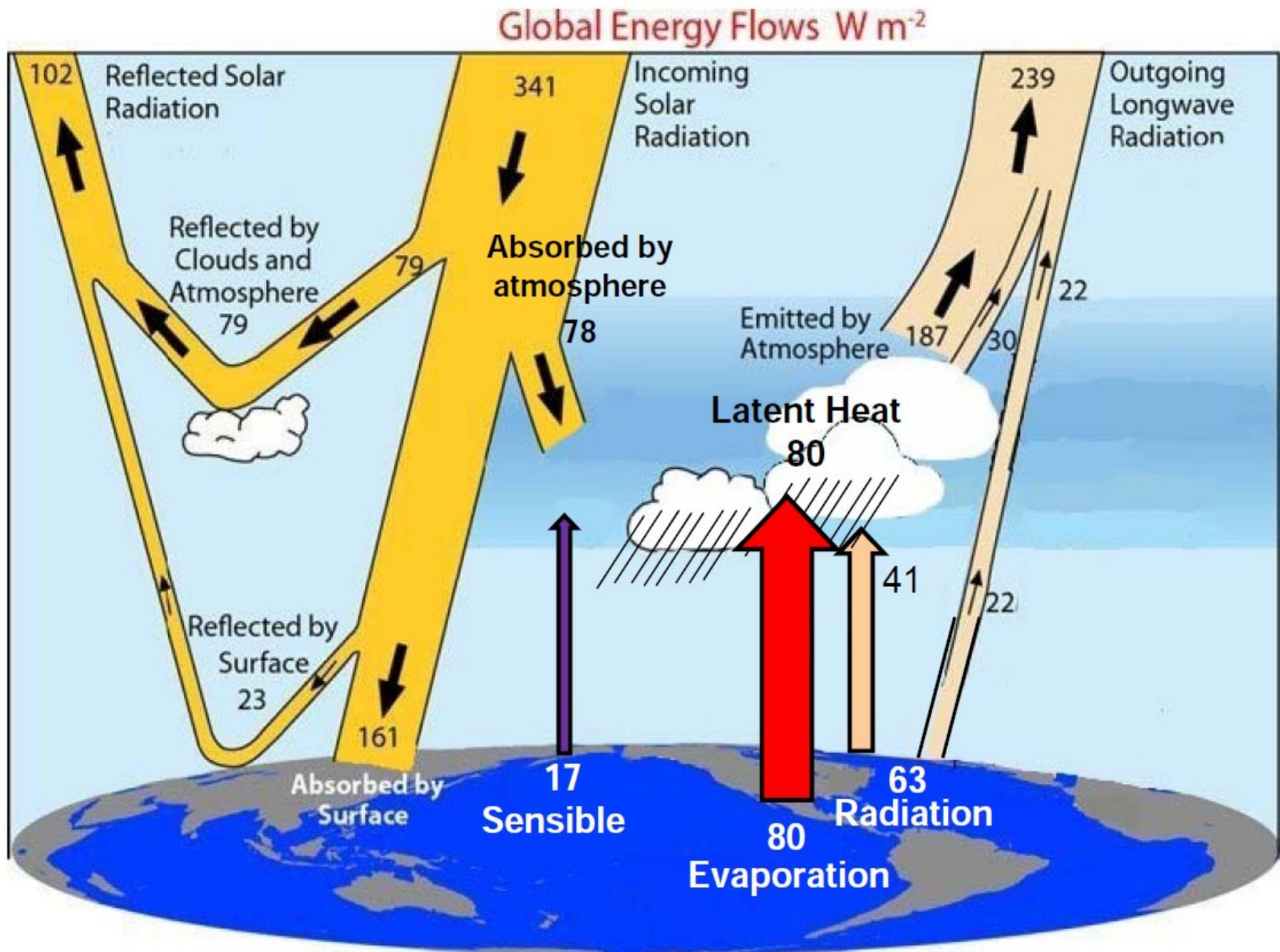
# Résumé, conclusion

- Le climat est directement influencé et dépend fortement des échanges radiatifs entre la planète et “l'espace”
- Ces échanges se calculent directement par des modèles de transfert radiatif (modèles de référence ou modèles réduits)

## Effet de serre :

- C'est une ***interprétation*** des résultats obtenus en résolvant l'équation de transfert radiatif.
- Lorsque le milieu est optiquement épais, l'analyse en terme de ***altitude d'émission*** facilite cette interprétation
- ***Un accroissement de CO<sub>2</sub>*** ne modifie pas directement les flux en surface, mais ***augmente l'altitude d'émission***, diminue le refroidissement de l'atmosphère ce qui finit par réchauffer la surface

# Bilan d'énergie de l'atmosphère terrestre



[adapté d'après Trenberth & Fasullo, 2012]



FIN

