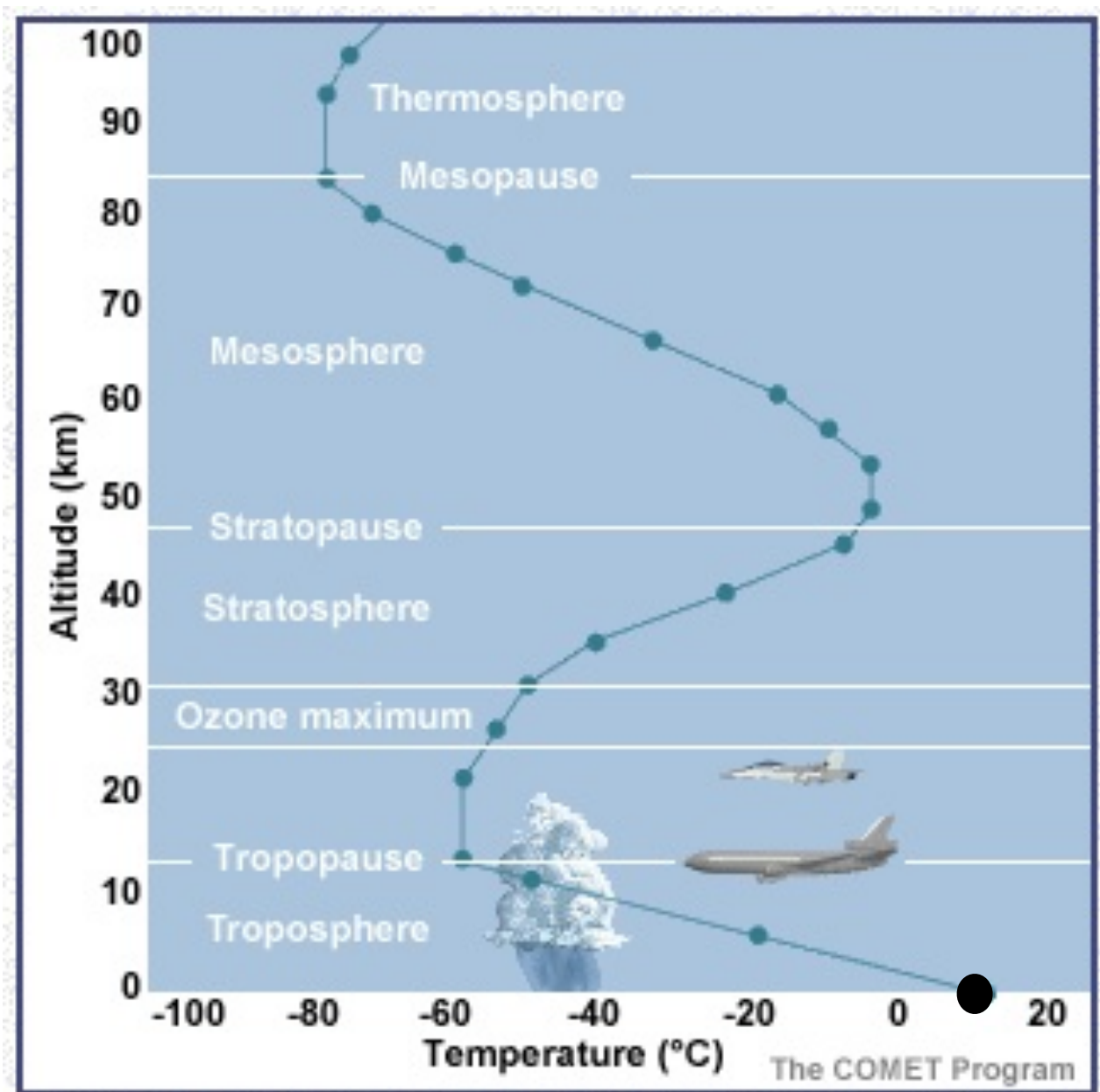


antoine.venaille@ens-lyon.fr

Bilan radiatif de l'atmosphère

Liste e-mails : <https://frama.link/Ce642w03>

Profil vertical de température atmosphérique



12km

$T_s = 288K$

Qu'est ce qui détermine la température d'une planète ?

Qu'est-ce que la température d'une planète ?

Qu'est-ce qui détermine la structure verticale des atmosphères planétaires ?

Plan

- I. Premier modèle de climat
 - Le soleil – le corps noir – bilan d'énergie – l'albedo – température d'émission
- II. Mécanisme de l'effet de serre
 - L'atmosphère – absorption/emission – modèle à une couche – température de surface
- III. Equilibre radiatif-convectif
 - Equations du transfert radiatif – convection – hauteur de la troposphère
- IV. Réponse qualitative à une augmentation de CO₂
 - Modèle minimal – Hauteur d'émission et réchauffement – répartition spectrale

I. Premier modèle de climat

I.1 La source d'énergie

Quelles sources d'énergie?

Consommation
humaine



Marées



Géothermie



Rayonnement
EM solaire



Quelles sources d'énergie?

$10^{17}W$



**Rayonnement
EM solaire**

$5.10^{13}W$



Géothermie

$10^{13}W$



**Consommation
humaine**

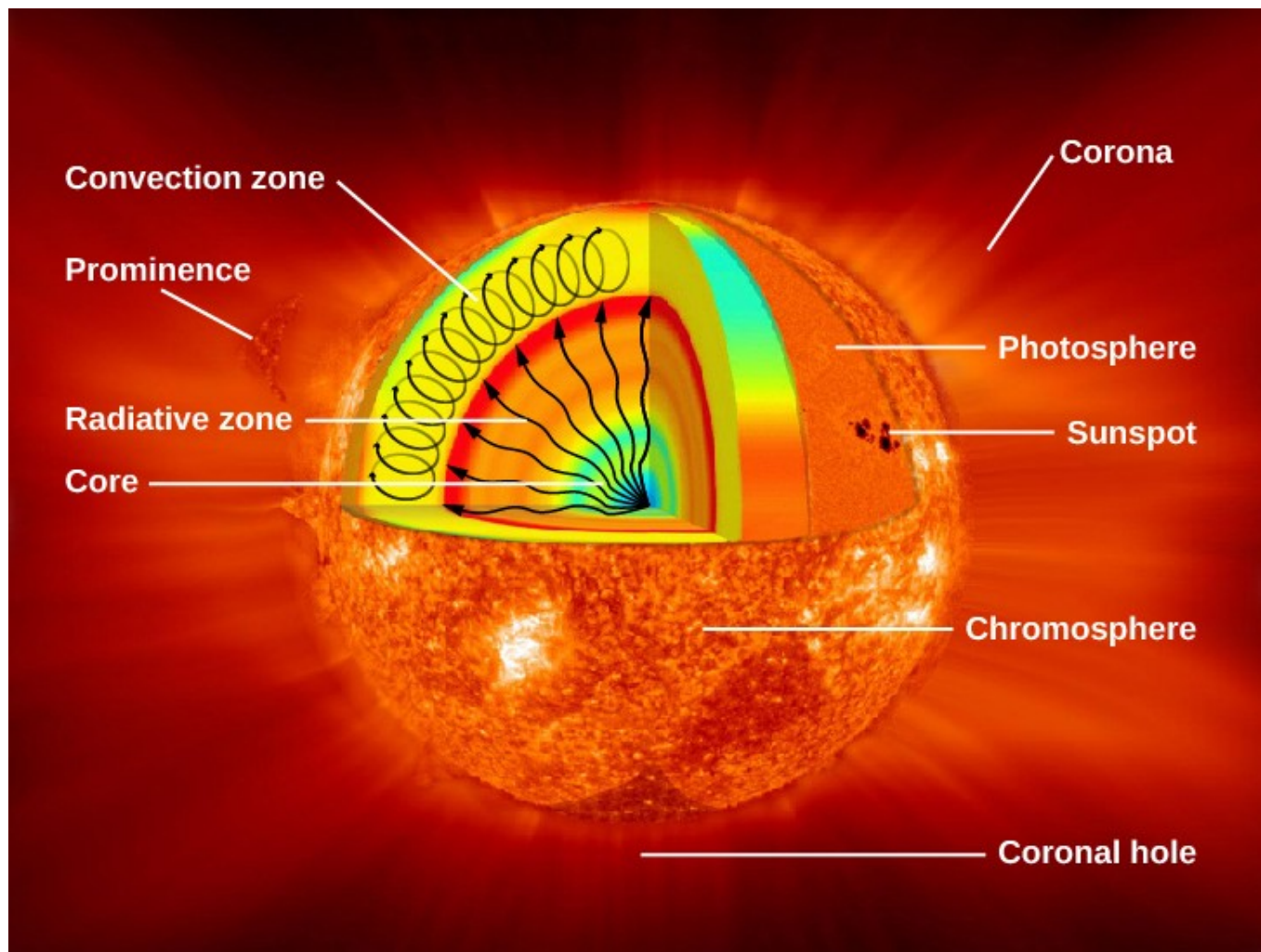
$10^{12}W$



Marées

Le rayonnement solaire domine les apports en énergie à la surface de la terre

Le soleil



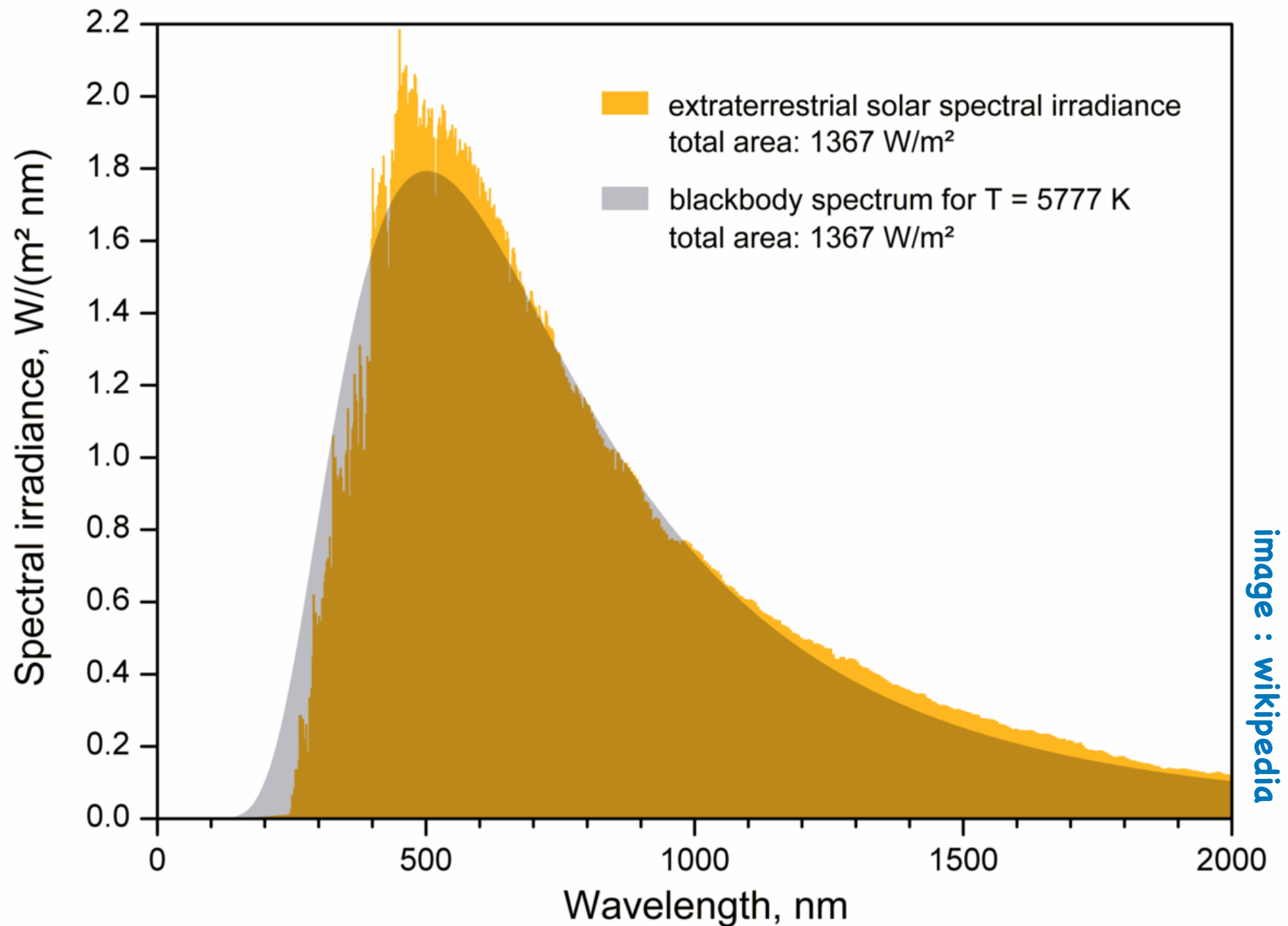
$$T_{noyau} = 15 \cdot 10^6 K$$

Les photons émis dans l'espace viennent de la **photosphère à 6000K**

$$T_{photosphere} = 6000K$$

- Fusion nucléaire dans le coeur $4^1\text{H} \rightarrow ^4\text{He}$, gain d'énergie:
- 620 Mtonnes d'H transformé toutes les secondes en 615 Mtonnes d'He
- Quelle est le lien entre température et puissance émise ?

Spectre d'émission

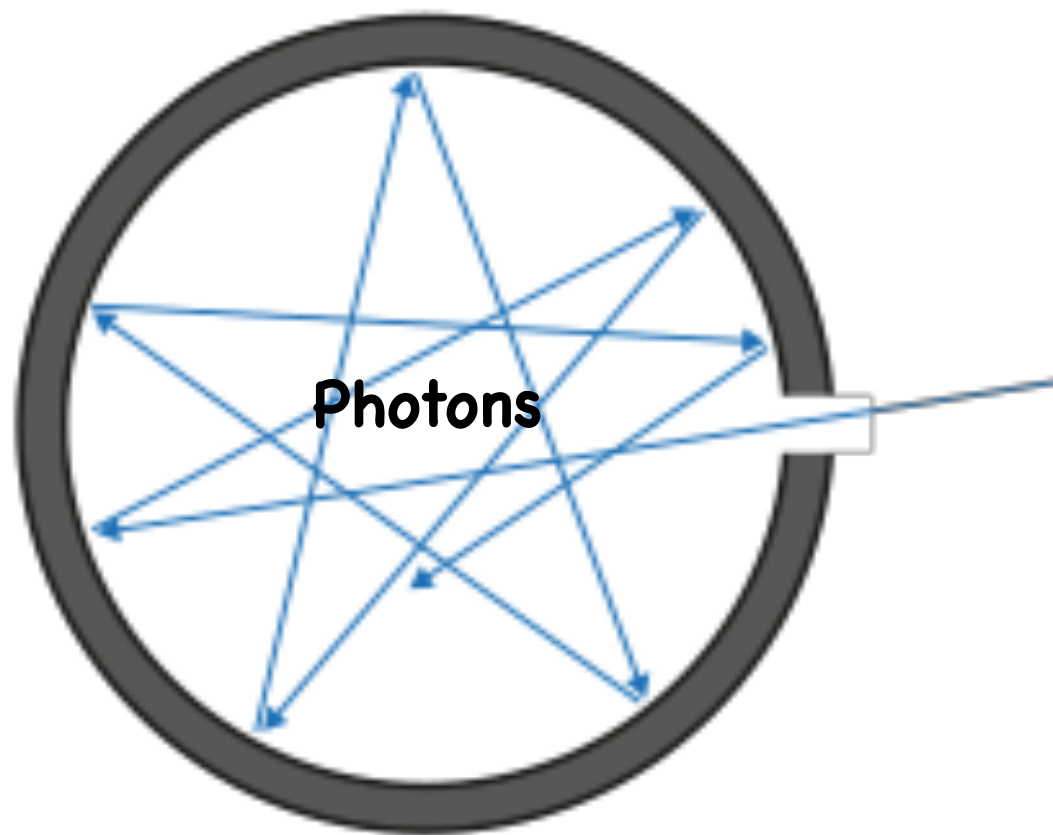


Rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère et corps noir

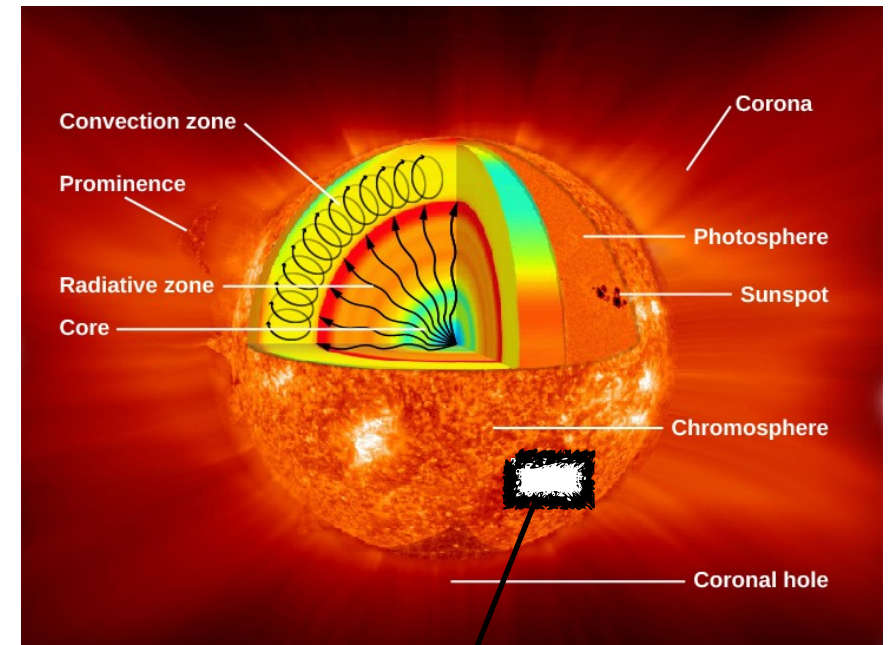
I.2 Le corps noir

Le corps noir

Gaz de photons à l'équilibre
thermodynamique



Murs de la cavité, température T



Equilibre thermodynamique
local

Photons + Matière

Loi de Planck

Radiance spectrale ($\text{W.m}^{-2}.\text{Hz}^{-1}.\text{str}^{-1}$)

Vitesse des photons

Densité d'énergie

$$B_\nu(T) = 2 \frac{4\pi\nu^2}{c^3} \frac{h\nu}{e^{\frac{h\nu}{k_B T}} - 1} 4\pi$$

Rayonnement
isotrope

Deux
polarisations
possibles

Densité de modes par
unité de volume par
unité de fréquence

Energie moyenne pour
un mode donné

$$\bar{E}_\nu = \frac{\sum_{n=0}^{\infty} nh\nu e^{-\frac{nh\nu}{kT}}}{\sum_{n=0}^{\infty} e^{-\frac{nh\nu}{kT}}}$$

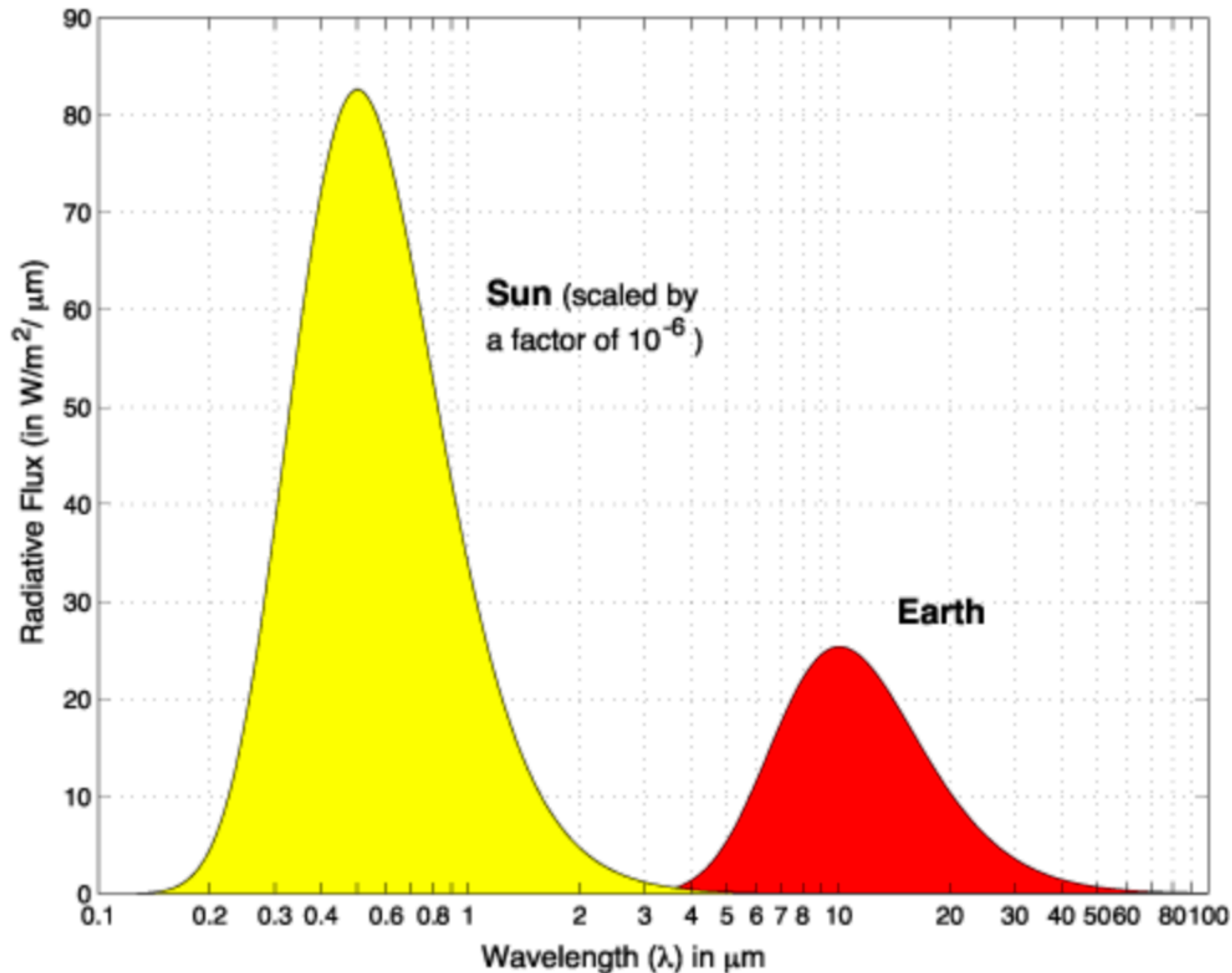
Energie

$$E_\nu = h\nu$$

Fréquence

Radiation de la terre et du soleil

Black Body Emission Curves of the Sun and Earth



● Soleil $T=6000\text{K}$

● Terre $T=255\text{K}$

On peut traiter
indépendamment les
rayons UV (solaire)
et IR (terrestre)

Loi de Stefan-Boltzmann

Flux d'énergie par
unité de surface

$$I = \sigma T^4$$

Longueur d'onde
d'émission maximale

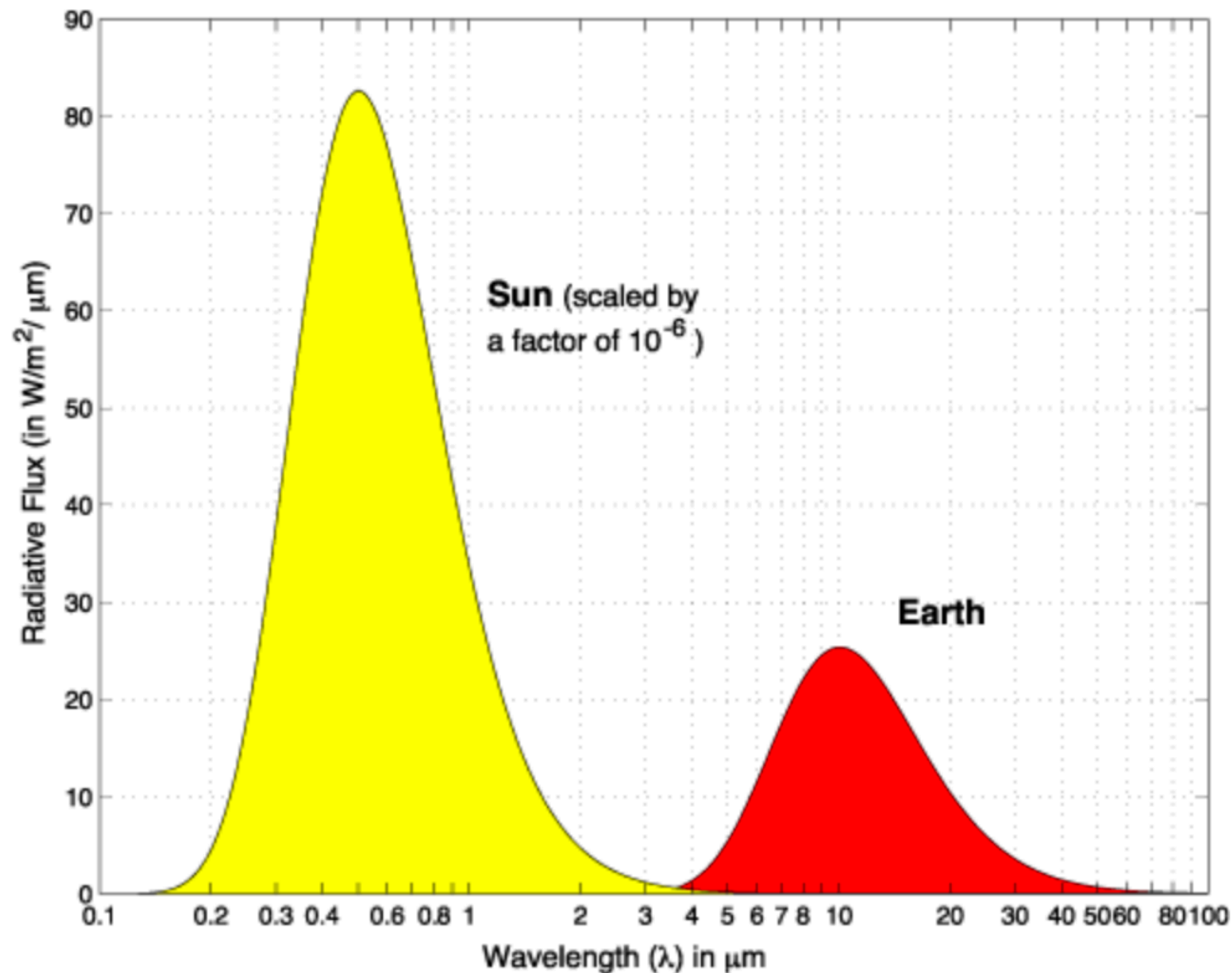
$$\lambda_{max} \approx \frac{b}{T}$$

$$B_\nu(T) = 2 \frac{4\pi\nu^2}{c^3} \frac{h\nu}{e^{\frac{h\nu}{k_B T}} - 1} \frac{c}{4\pi}$$

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k_B^4}{15c^2 h^3} \approx 6.10^{-8} \text{ W.m}^{-2} . \text{K}^{-4} \quad B_\nu(T) d\nu = 2 \frac{k_B^4}{c^2 h^3} T^4 \frac{x^3}{e^x - 1} dx, \quad x = \frac{h\nu}{k_B T}$$

Radiation de la terre et du soleil

Black Body Emission Curves of the Sun and Earth

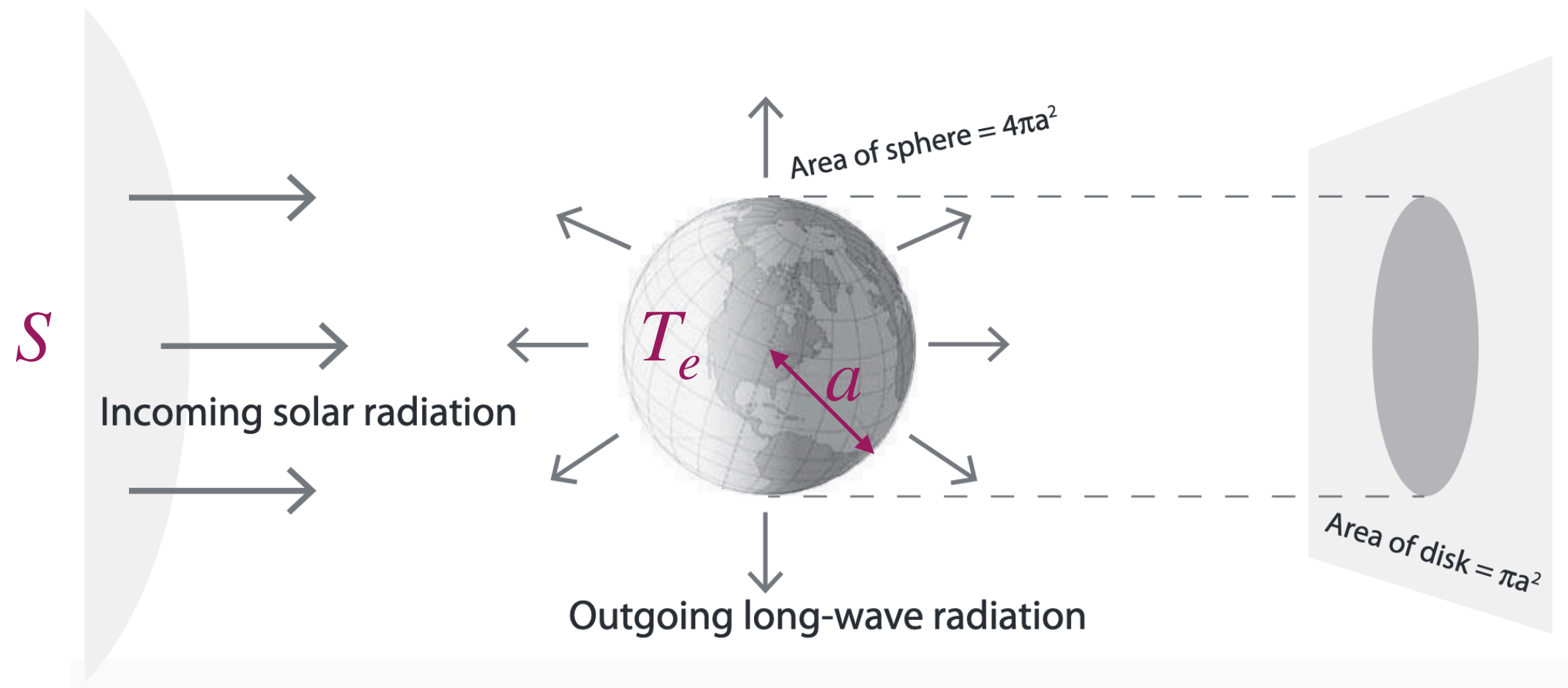


● Soleil T=6000K

● Terre T=255K

I.3 Premier modèle de climat

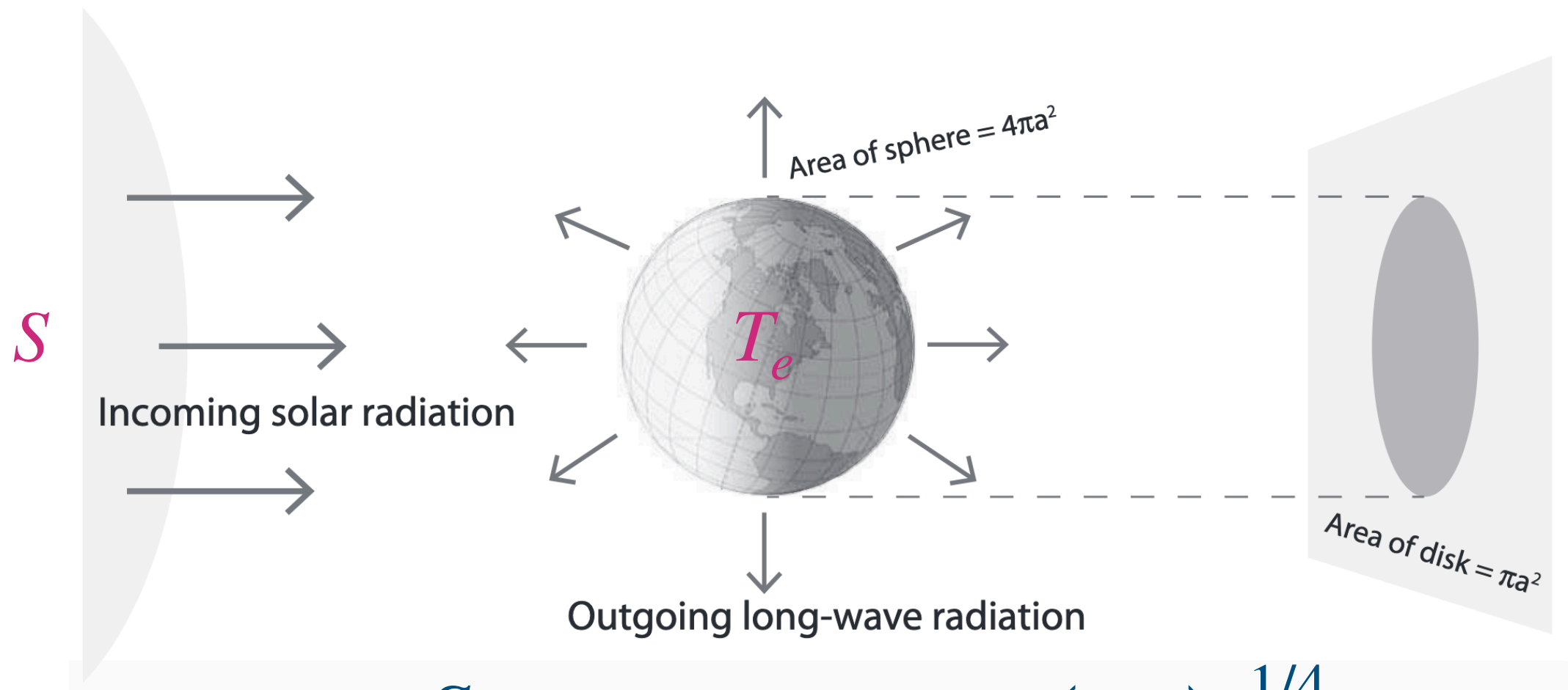
Bilan d'énergie d'une planète



Vallis 2011

$$\pi a^2 S = 4\pi a^2 \sigma T_e^4$$

Bilan d'énergie d'une planète



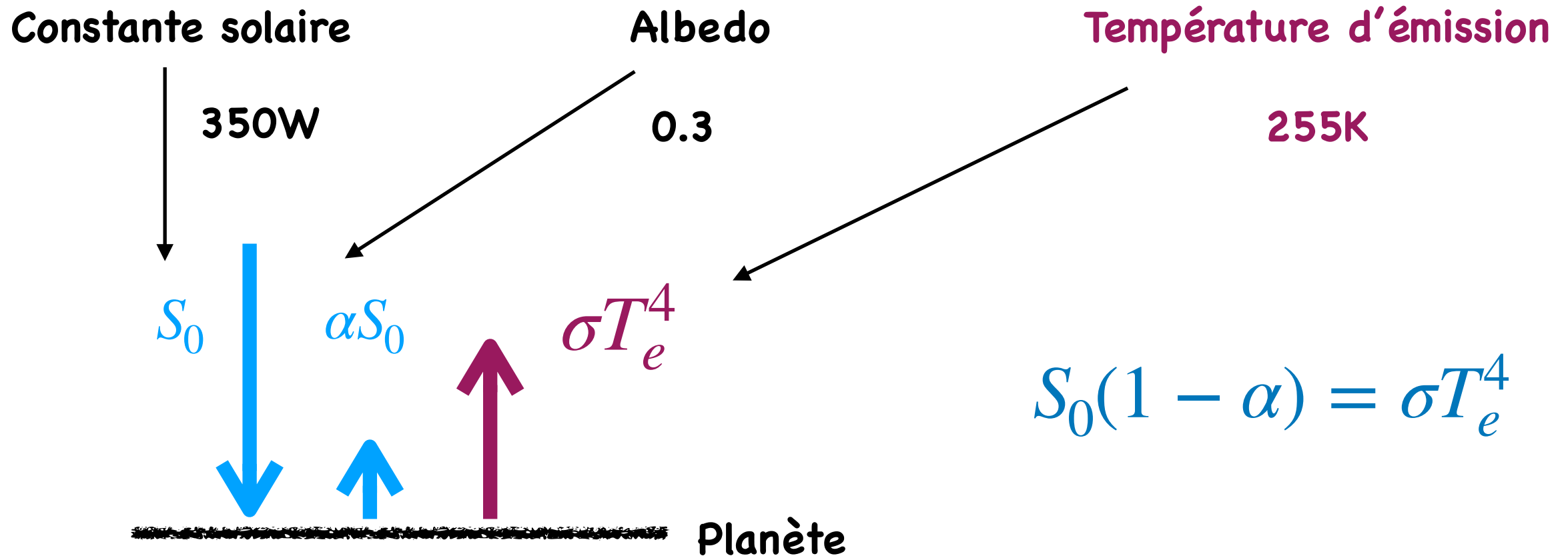
$$S_0 = \frac{S}{4} \quad T_e = \left(\frac{S_0}{\sigma} \right)^{1/4}$$

$$S_0 = 350 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \quad T_e = 276 \text{ K}$$

Mesure dans l'espace : $T_e = 255 \text{ K}$ ↻ ?

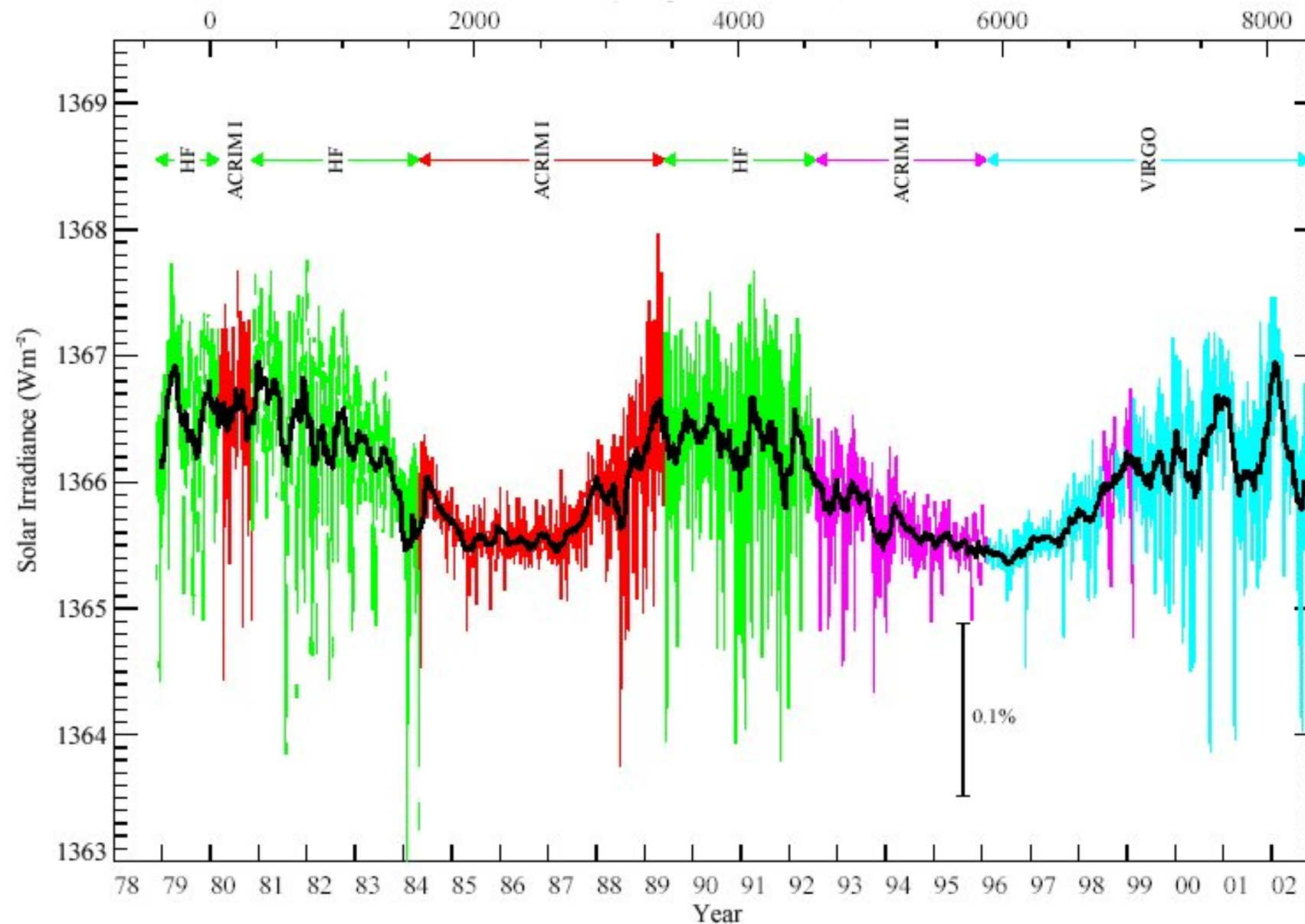


Modèle 0



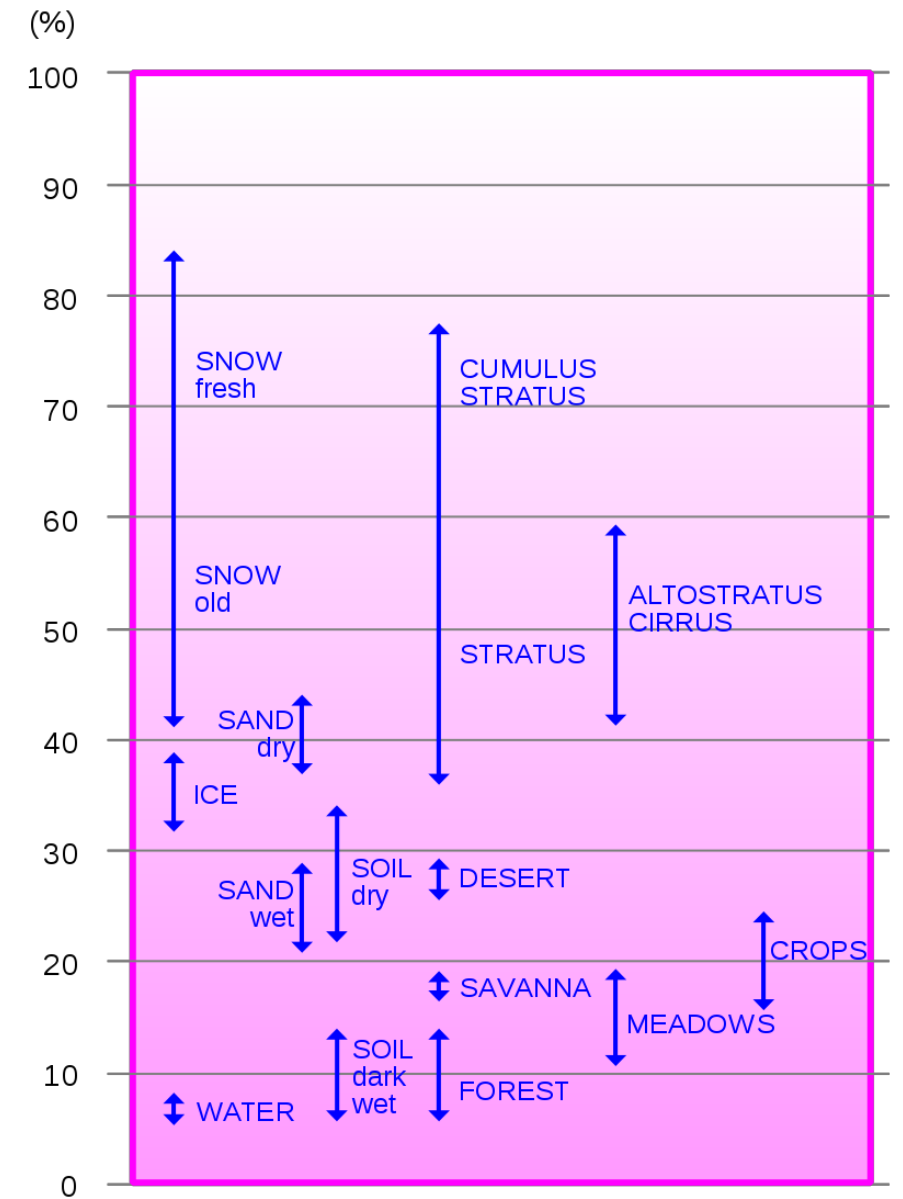
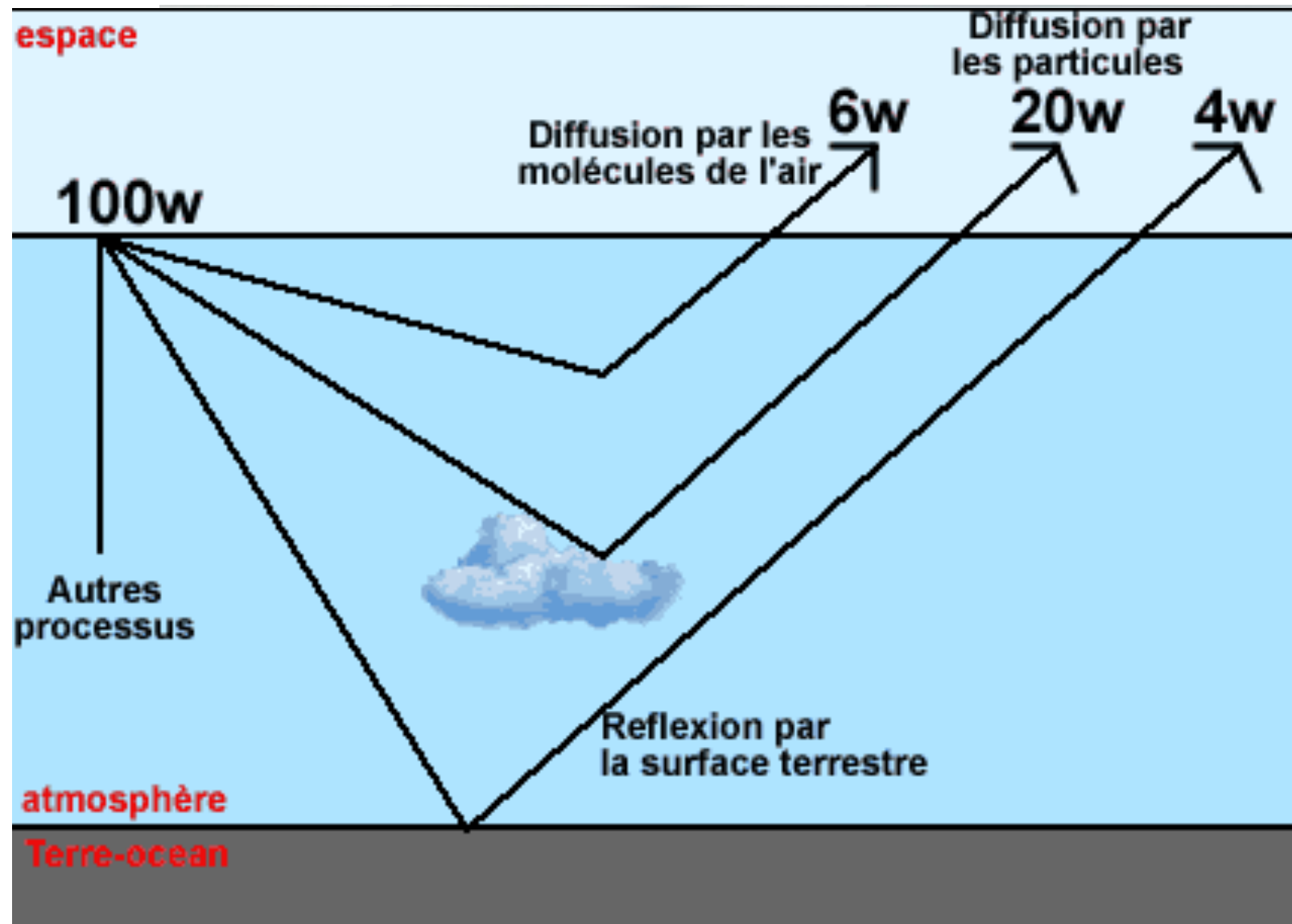
La **température d'émission** des photons terrestres est bien plus faible que la température de surface. Ces photons sont émis en moyenne à **5km d'altitude**.

La « constante » solaire

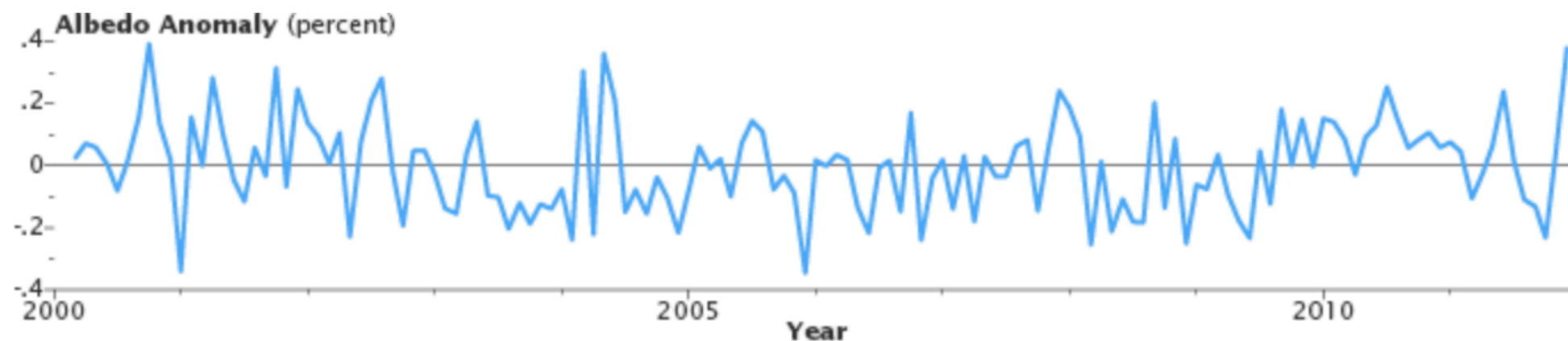


- Variation de la température d'émission d'équilibre avec l'irradiance solaire
- Echelle humaine: **variabilité de 0.1% dominée par un cycle à 11 ans (tâches solaires)**
- Echelle paleo: paradoxe du jeune soleil faible, cf cours Corentin Herbert

■ Albedo



Wikipedia



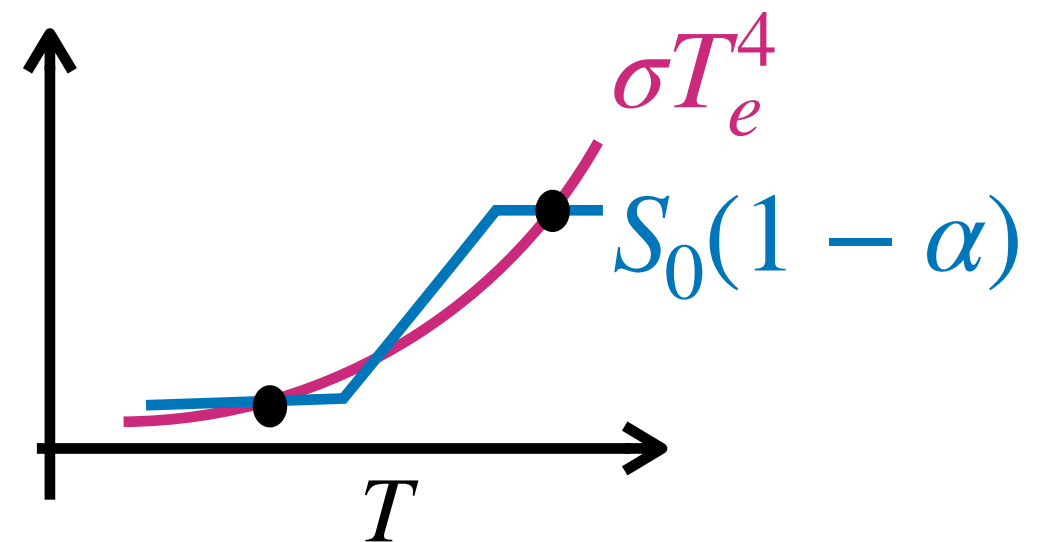
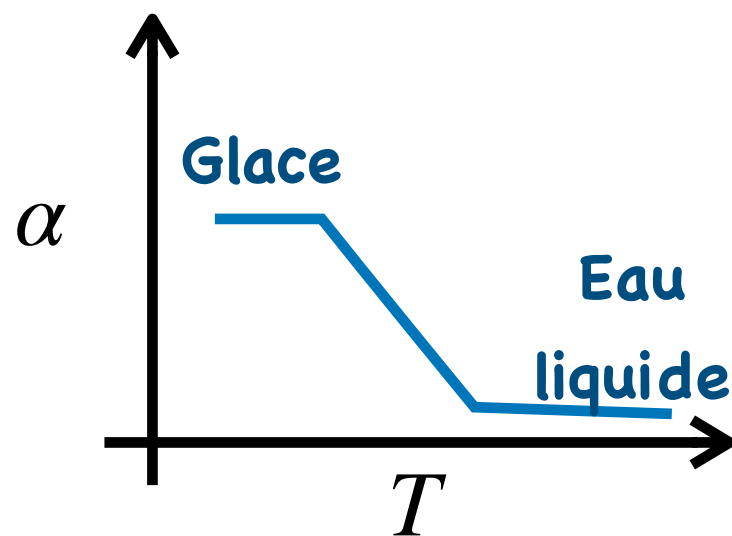
<https://earthobservatory.nasa.gov/images/84499/measuring-earths-albedo>

<https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre2.xml>

Équilibres multiples

L'albédo dépend de la température

$$S_0(1 - \alpha(T)) = \sigma T^4$$



Echelle paleo: la « terre boule de neige » cf cours Corentin Herbert

Plan

- I. Premier modèle de climat
 - Le soleil – le corps noir – bilan d'énergie – l'albedo – température d'émission
- II. Mécanisme de l'effet de serre
 - L'atmosphère – absorption/emission – modèle à une couche – température de surface
- III. Equilibre radiatif-convectif
 - Equations du transfert radiatif – convection – hauteur de la troposphère
- IV. Réponse qualitative à une augmentation de CO₂
 - Modèle minimal – Hauteur d'émission et réchauffement – répartition spectrale

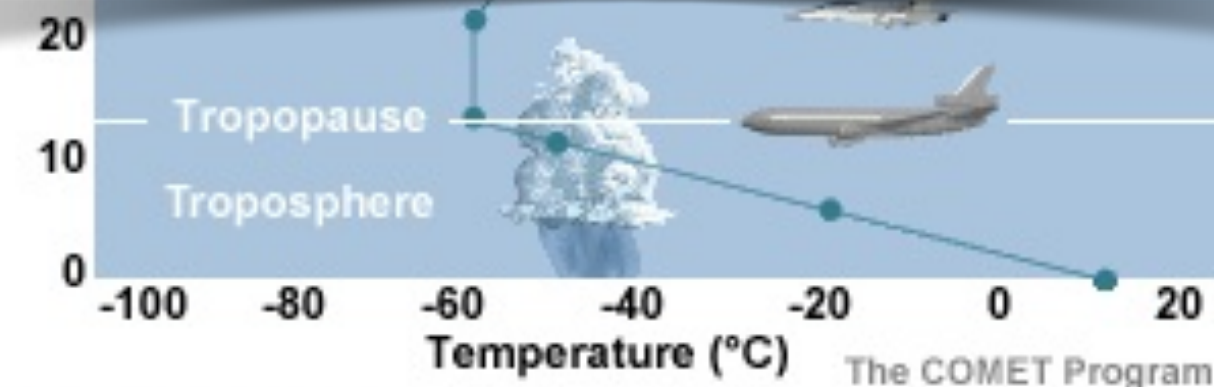
II. L'effet de serre

II.1 Un peu de spectroscopie

Composition de l'atmosphère

Variation exponentielle de la densité:
99% de la masse entre 0 et 30km
masse totale = 0.3% masse de l'océan

Gaz bien mélangés : on retrouve ces proportions dans toute l'atmosphère.



78% N₂,

21% O₂

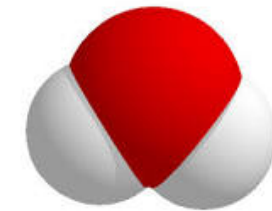
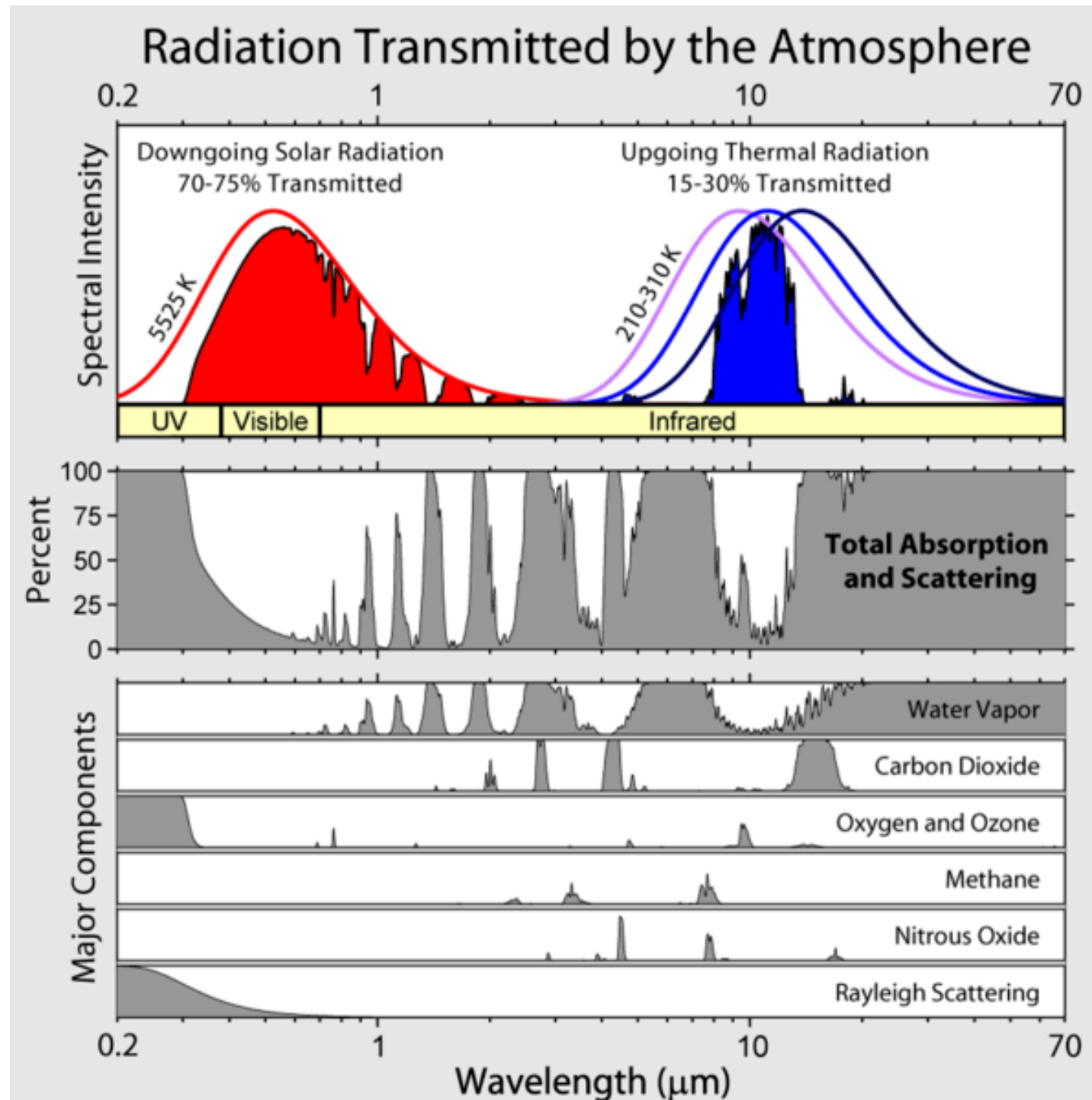
<1% Ar

~0.4% H₂O

0.04% CO₂

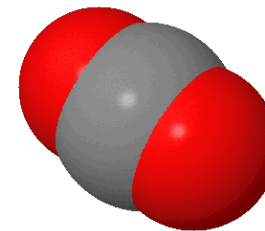
...

Les gaz à effet de serre



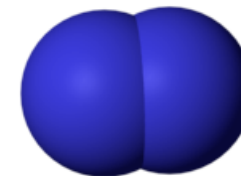
H₂O

1/2



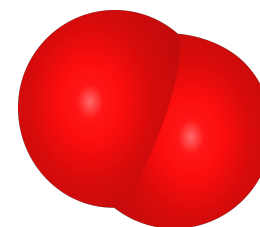
CO₂

1/4



N₂

0



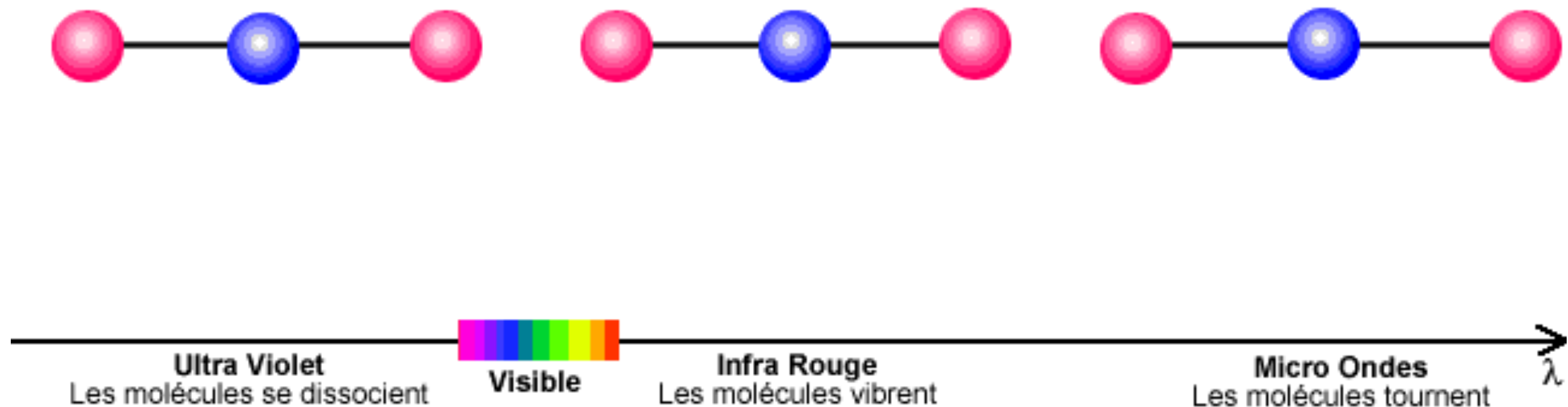
O₂

0

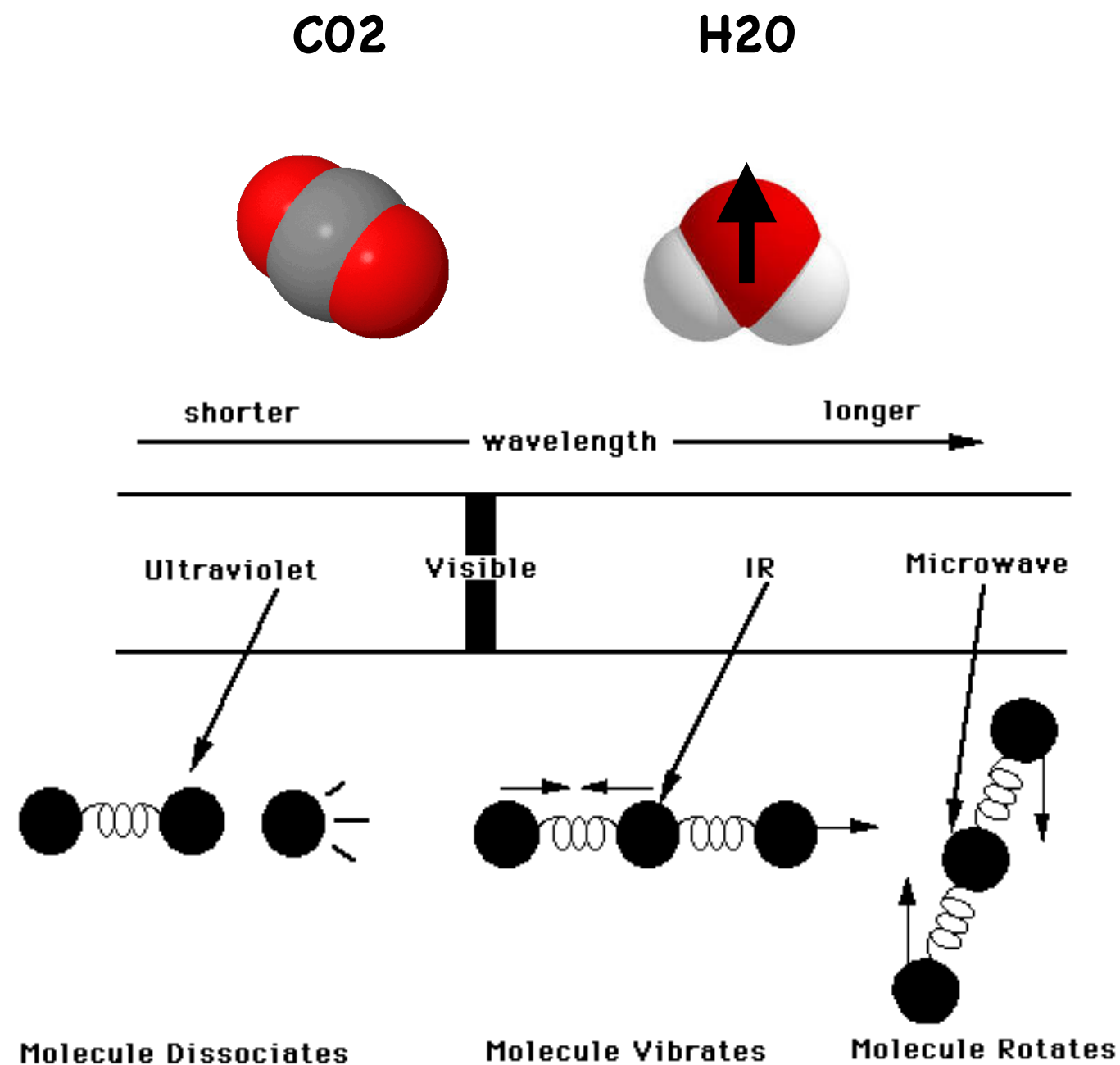
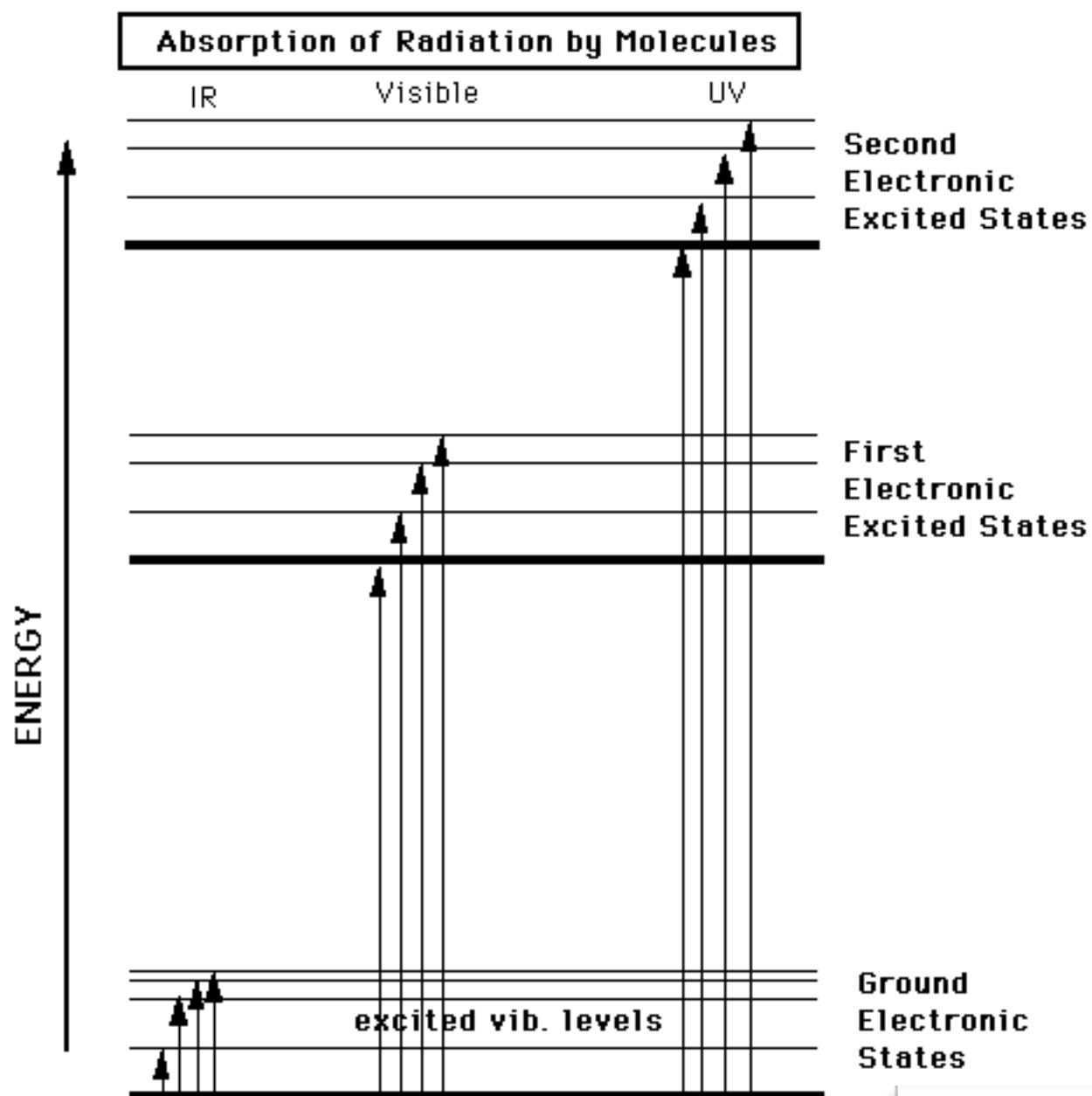
« Contribution » à
l'effet de serre

Peixoto Oort

Interactions lumière-matière

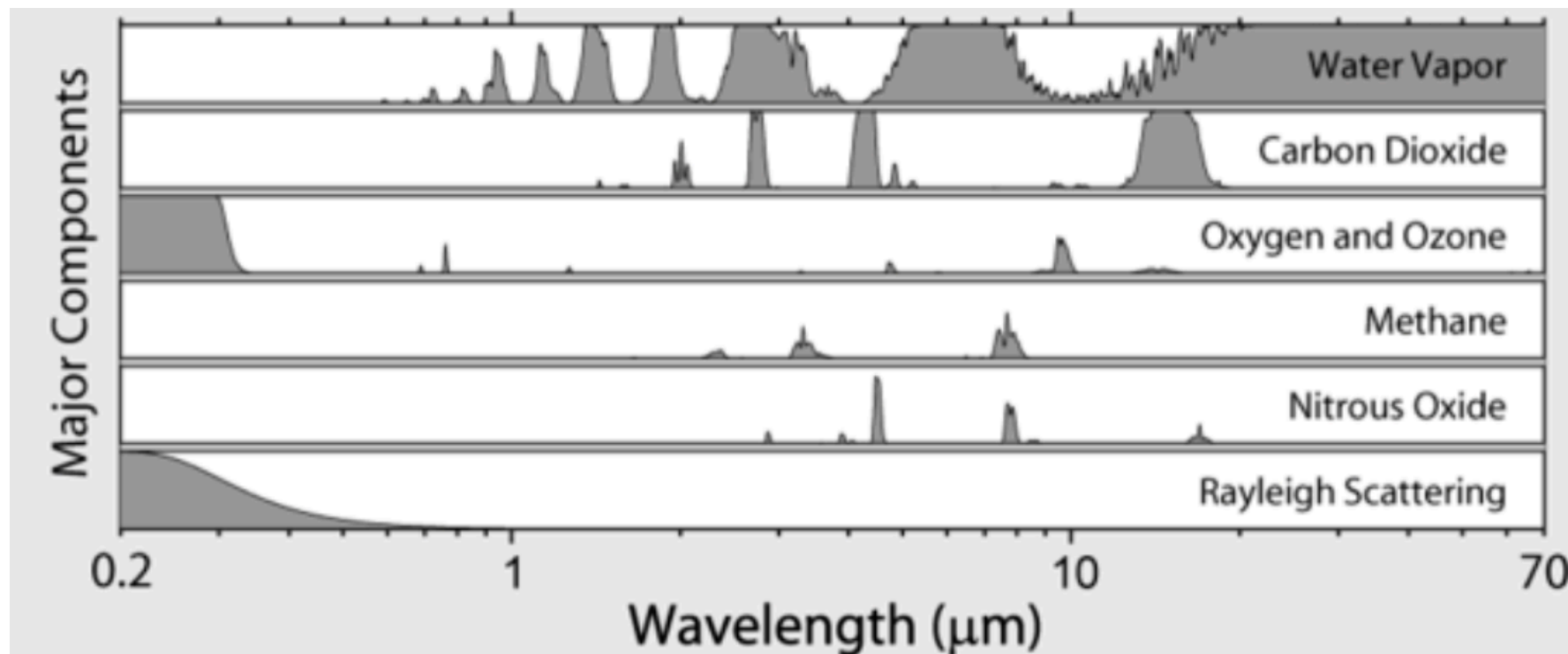


Importance du moment dipolaire

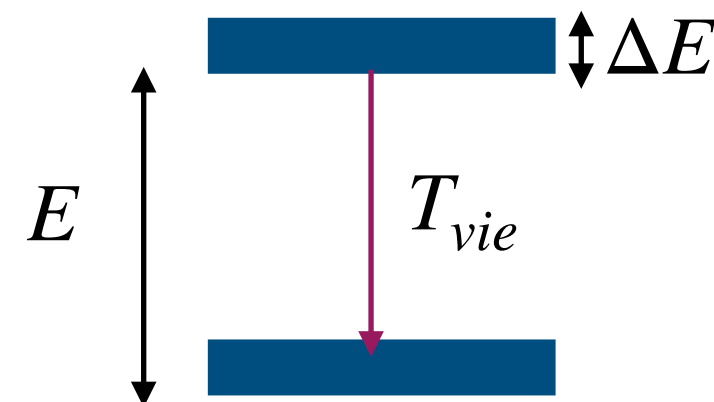


Vibrations asymétriques => moment dipolaire induit

Elargissement des pics



- (i) Incertitude Heisenberg (intrinsèque) $\Delta E \sim h/T_{vie}$
- (ii) Effet Doppler (Température) $\Delta E \sim h \frac{U_{th}}{c}$
- (iii) Collisions (Densité, effet dominant) $T_{vie} \gg T_{collision}$



Émissivité et absorptivité

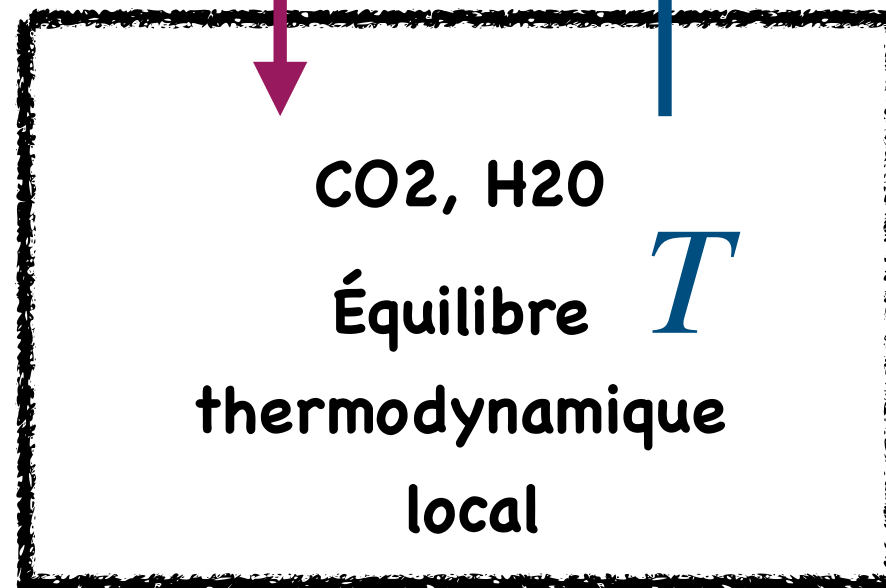
Flux incident I_λ

Photons absorbés

$$a_\lambda I_\lambda$$

Photons émis

$$\epsilon_\lambda B_\lambda$$



$T_{\text{collisions}} \ll T_{\text{état excité}}$

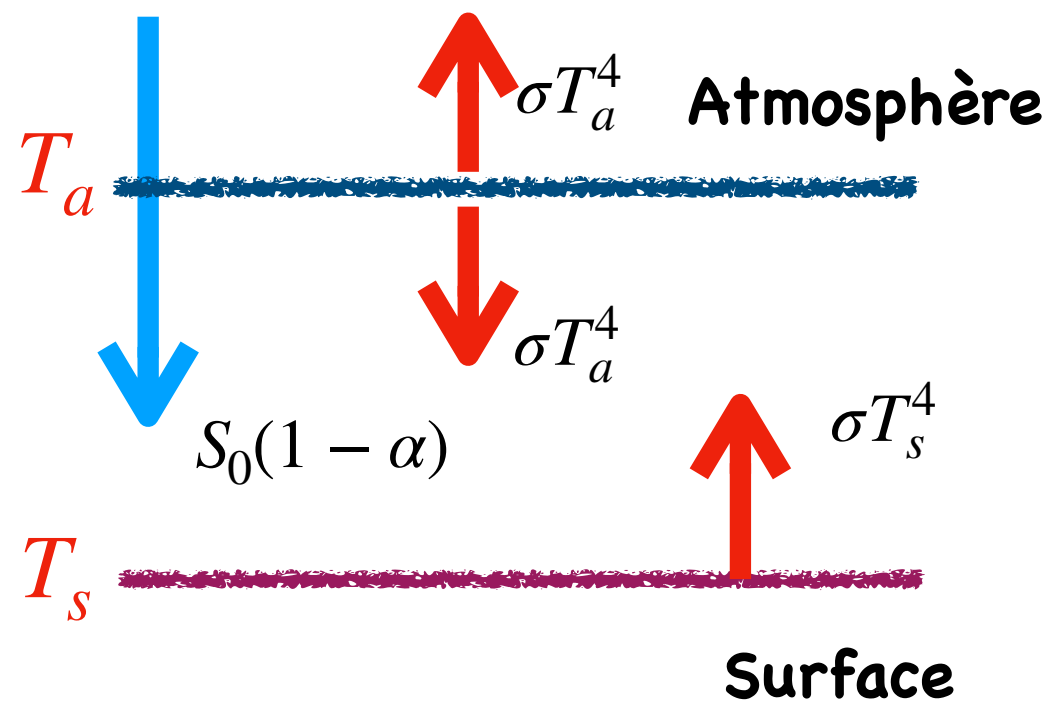
Corps gris :
l'absorption ne
varie pas avec la
longueur d'onde

Loi de Kirchhoff :

$$\epsilon_\lambda(T) = a_\lambda(T)$$

II.2 Modèle d'atmosphère à une couche

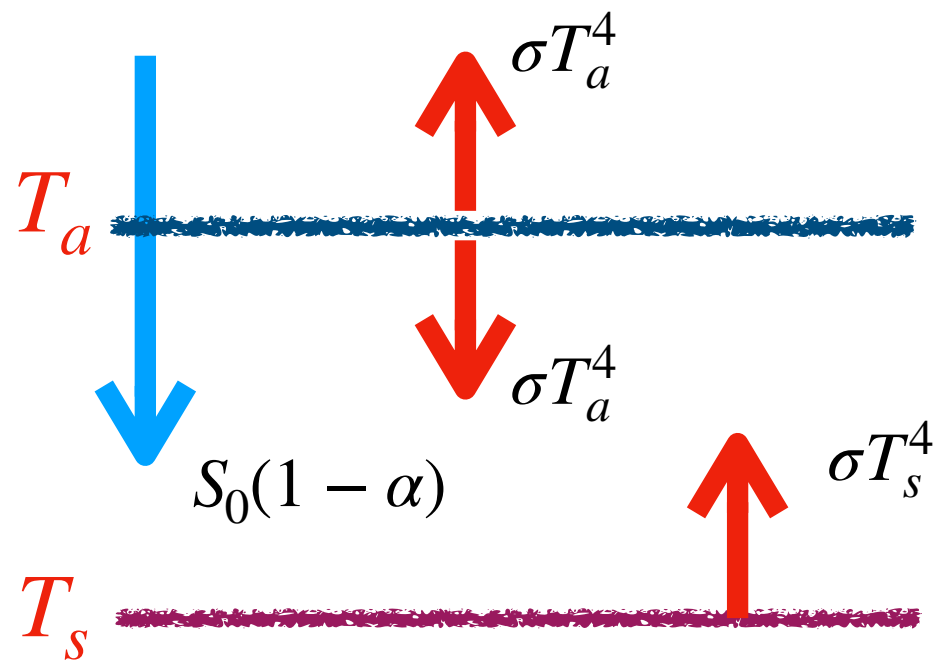
Modèle 0 pour l'effet de serre



- (i) Atmosphère à l'équilibre thermodynamique
- (ii) Atmosphère transparente aux UV
- (iii) Atmosphère corps noir dans domaine IR
- (iv) Surface de la terre est un corps noir

Quelle est la température de surface ? De l'atmosphère ?
Quel est le lien avec la température d'émission de la planète ?

Modèle 0 pour l'effet de serre



$$\sigma T_s^4 = 2\sigma T_a^4$$

$$S_0(1 - \alpha) + \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4$$

La température de surface est

$$T_s = 2^{1/4} T_a$$

La température atmosphérique est

$$T_a = \left(\frac{S_0(1 - \alpha)}{\sigma} \right)^{1/4}$$

La température d'émission est

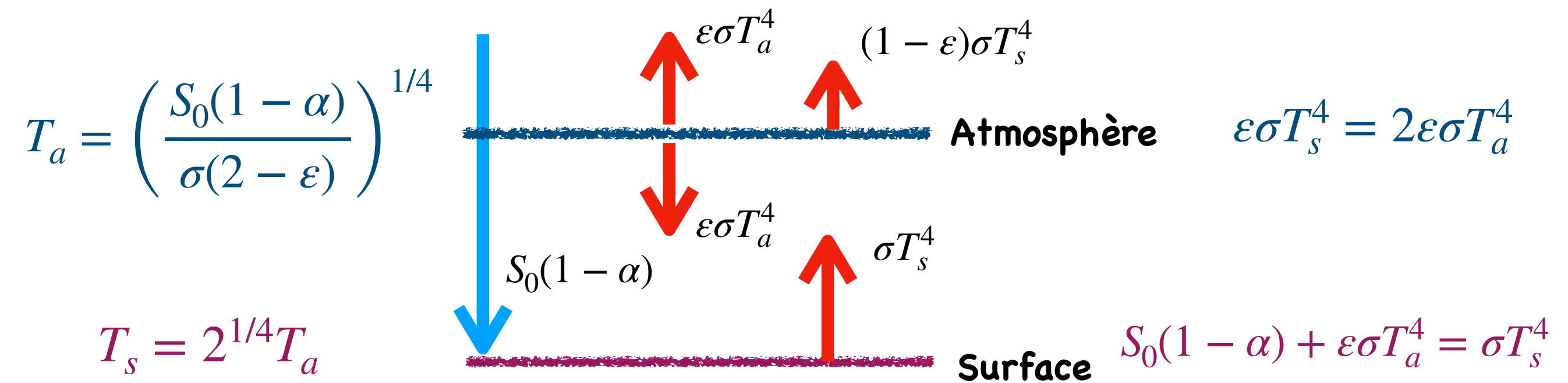
$$T_e = T_a$$

303K

Trop chaud !

Atmosphère semi-grise

Absorption ε dans domaine IR, absorption nulle dans domaine UV



1. Si ε petit : émission des photons en surface
2. La température augmente avec ε

■ Conclusion : effet de serre dans un modèle à une couche

$$T_s = 2^{1/4} T_a \quad T_a = \left(\frac{S_0(1 - \alpha)}{\sigma(2 - \varepsilon)} \right)^{1/4}$$

Le coefficient d'absorption augmente avec la concentration en CO₂.
Le modèle à une couche montre que la température augmente aussi

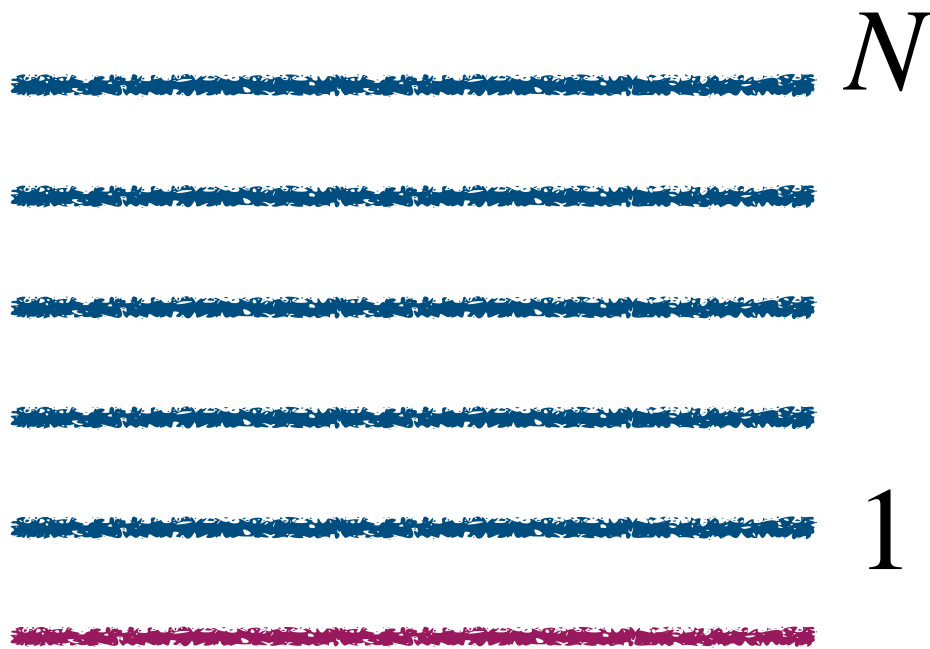
Le modèle prédit une saturation de l'effet de serre pour une atmosphère opaque aux rayons IR. C'est un artefact du modèle à une couche.

L'atmosphère n'est pas une couche isotherme.

Le coefficient d'absorption varie sur la verticale

Dépendance complexe du coefficient d'absorption aux gaz à effet de serre

Modèles multicouches



The diagram illustrates a multi-layer model. It consists of five horizontal lines. The top four lines are blue and represent atmospheric layers, with the letter N to their right. The bottom line is red and represents the ground, with the number 1 to its right.

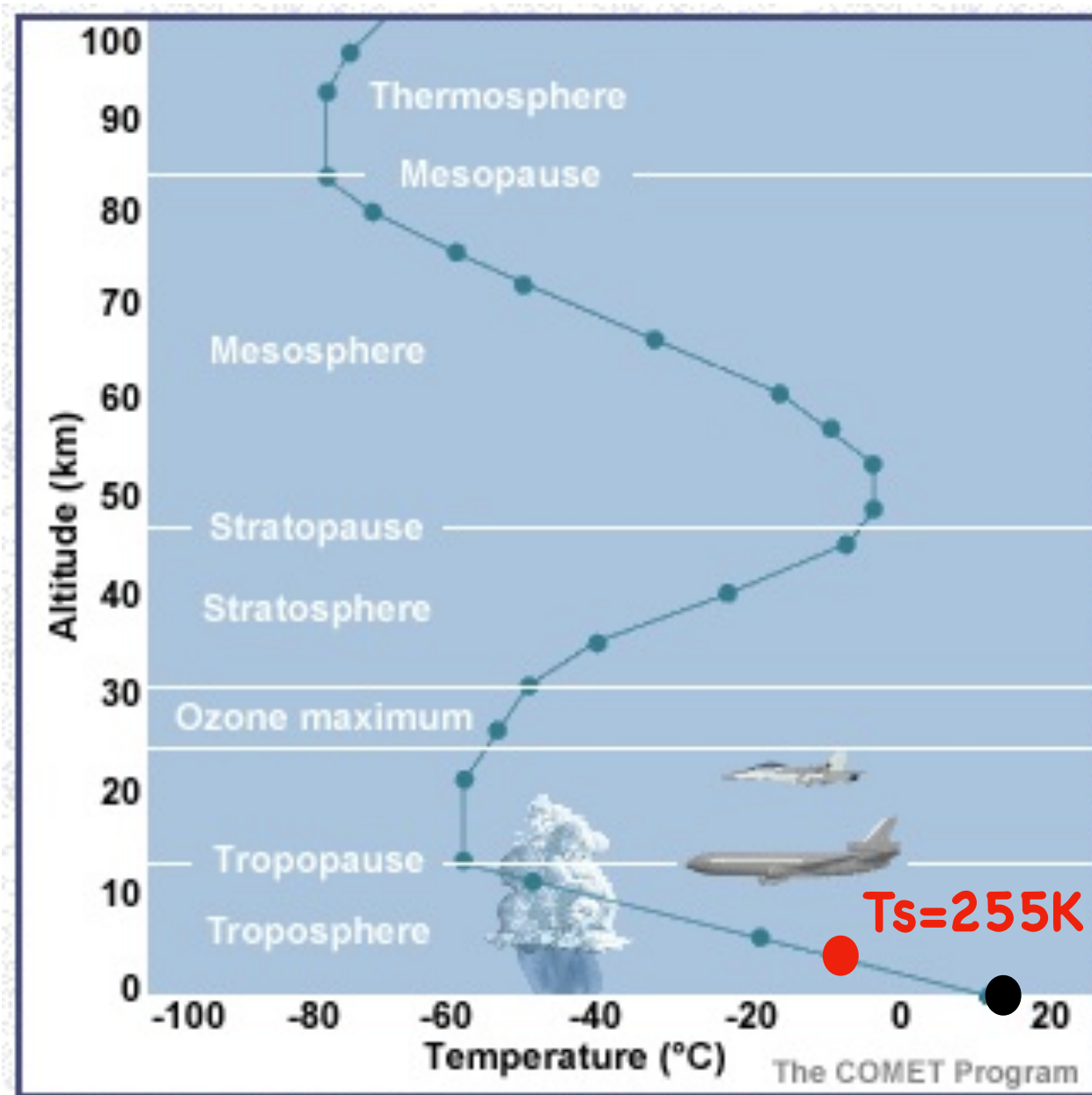
$$T_s = (N + 1)^{1/4} \left(\frac{S_0}{\sigma} \right)^{1/4}$$

Cas de plusieurs couches opaques : l'effet de serre augmente avec le nombre de couches.

Cas continûment stratifié en température :
équations du transfert radiatif

III Structure verticale de l'atmosphère

Structure verticale de l'atmosphère



STRATOSPHERE 12-50km

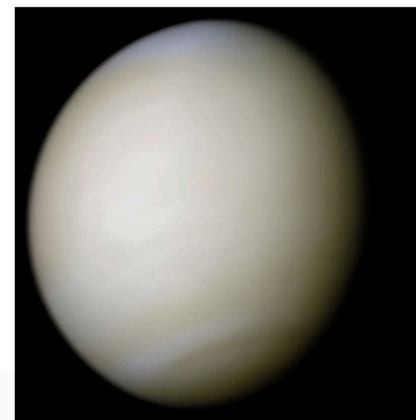
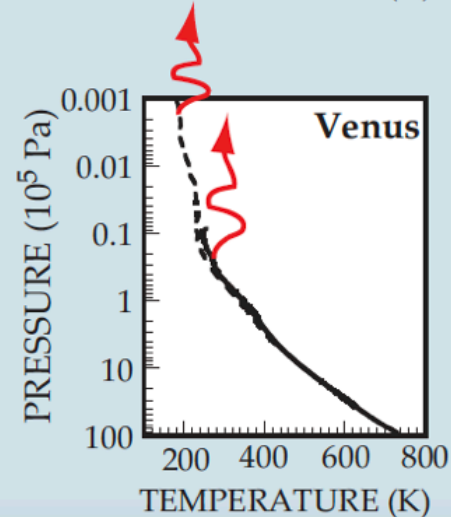
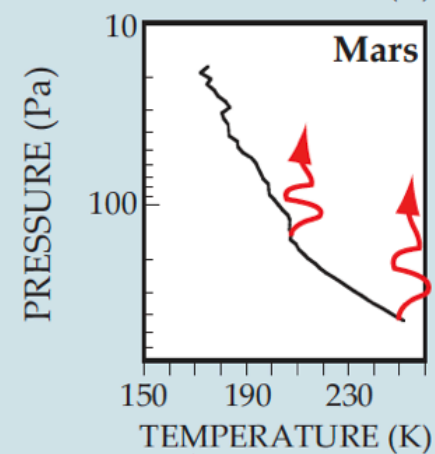
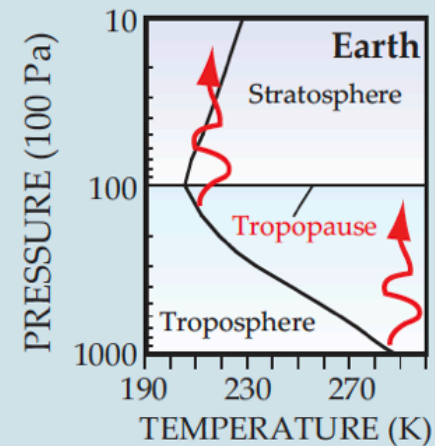
- T augmente avec altitude
- Sans ozone T serait constant
- Quasi-transparente

TROPOSPHERE 0-12km

- T diminue avec altitude
- Quasi-opaque

$T_s = 288K$

Autres planètes, même structure verticale



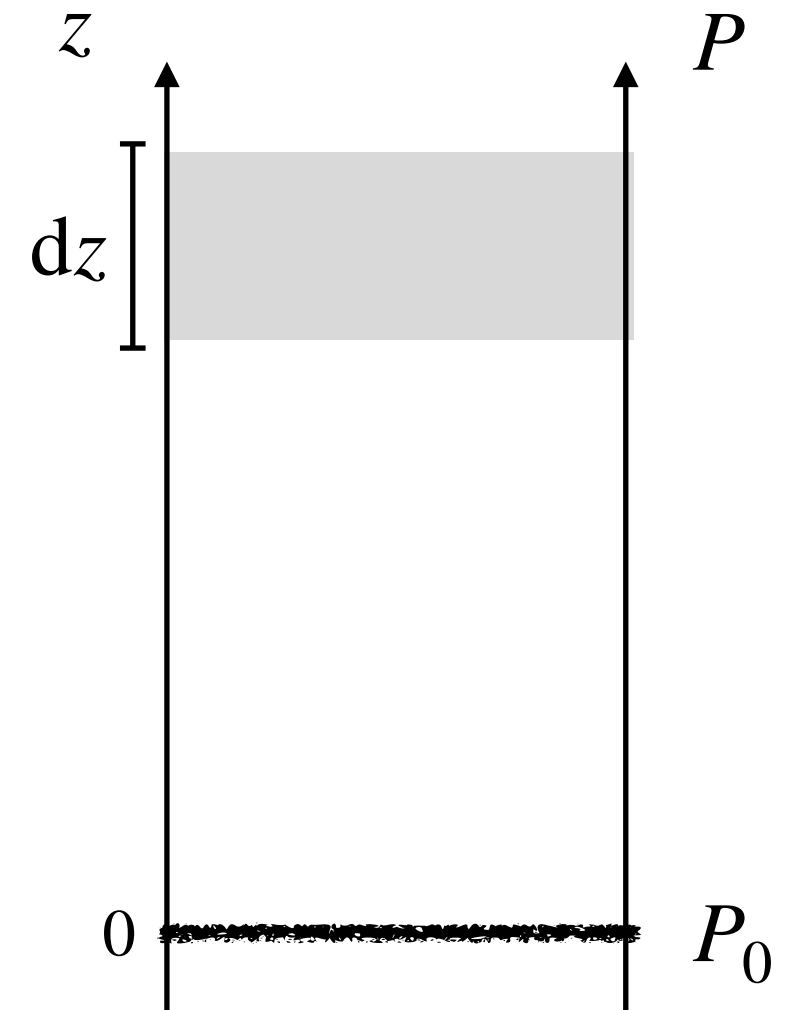
Equilibre hydrostatique

$$dP = -\rho g dz$$

$$P = \rho RT$$

Gaz parfait

$$P = P_0 \exp \left(- \int_0^z \frac{g}{RT} dz \right)$$



$$P \approx P_0 \exp \left(- \frac{gz}{R\bar{T}} \right)$$

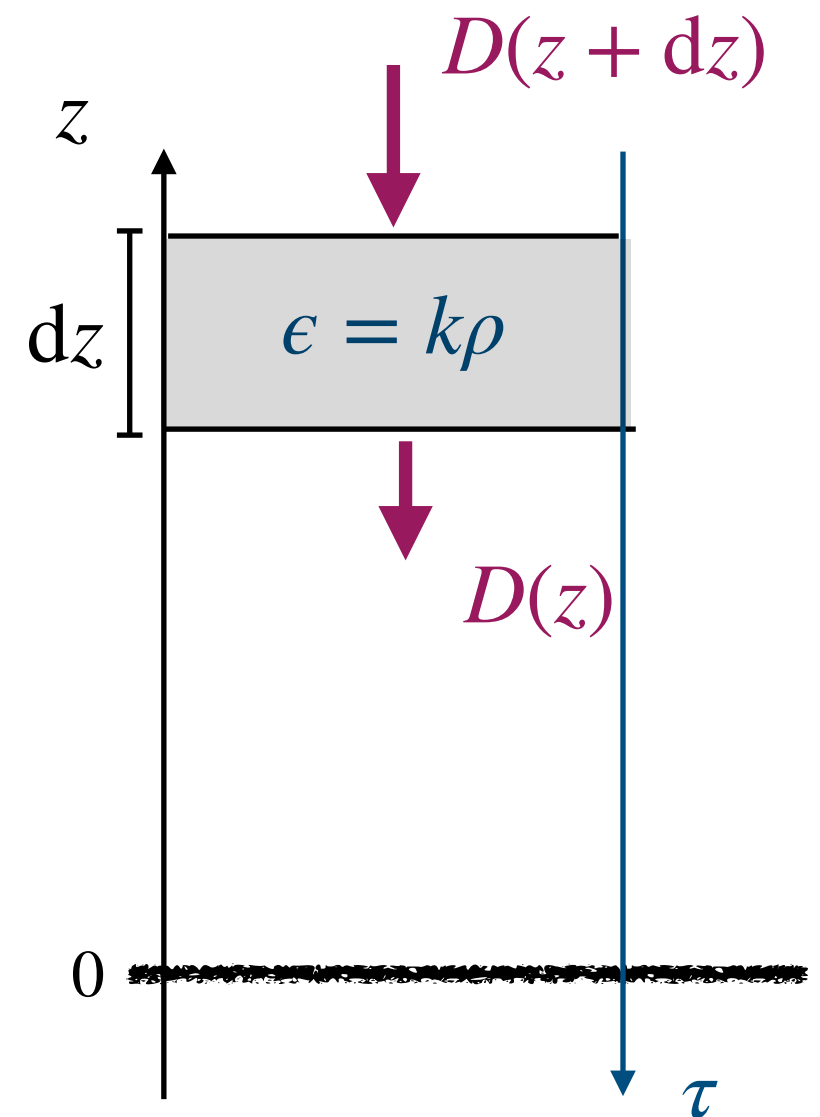
III.1 Equations du transfert radiatif

Epaisseur optique

Absorption seule $\frac{dD}{dz} = -\epsilon D$

Epaisseur optique $\tau = \int_z^{+\infty} \epsilon(z) dz$

$$d\tau = -\epsilon dz \quad \frac{dD}{d\tau} = -D$$



Cas de l'atmosphère terrestre

Epaisseur optique $\tau = \int_z^{+\infty} \epsilon(z) dz$

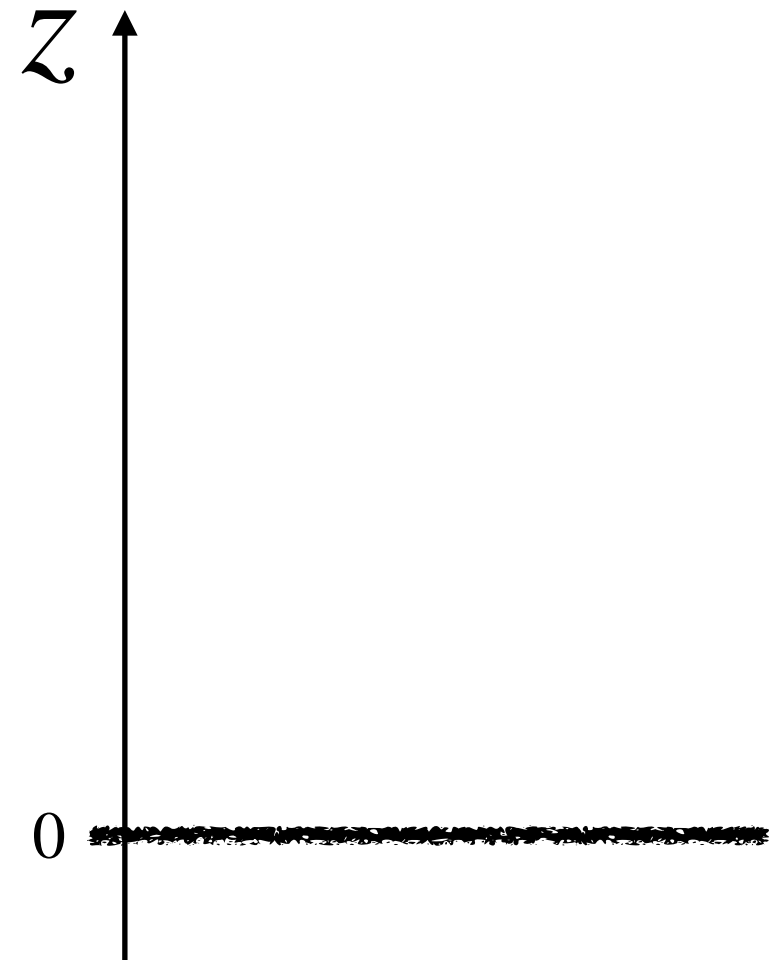
Une hypothèse raisonnable :

$$\tau = \tau_0 e^{-z/H_a}$$

$$H_a = 2 \text{ km}$$

$$\tau_0 = 8/3$$

Profil d'absorption
dominé par H₂O en
bas, par CO₂ en haut

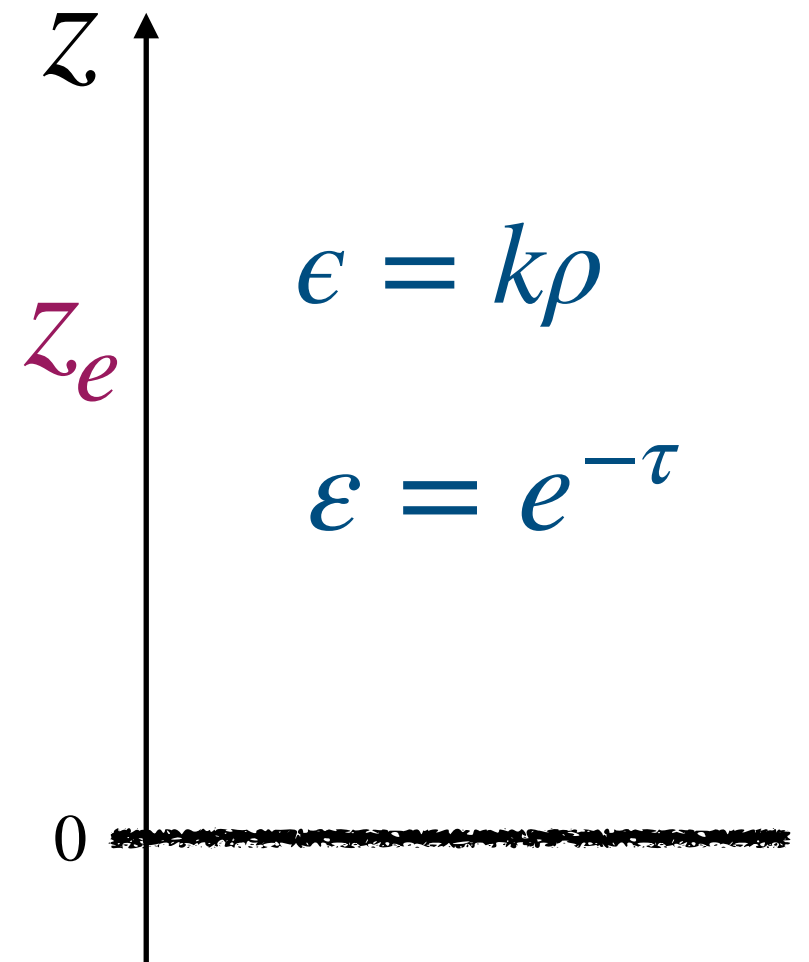


Absorption, hauteur d'émission

Epaisseur optique $\tau = \int_z^{+\infty} \epsilon(z) dz$

Absorption totale $a = 1 - e^{-\tau}$

Hauteur d'émission z_e

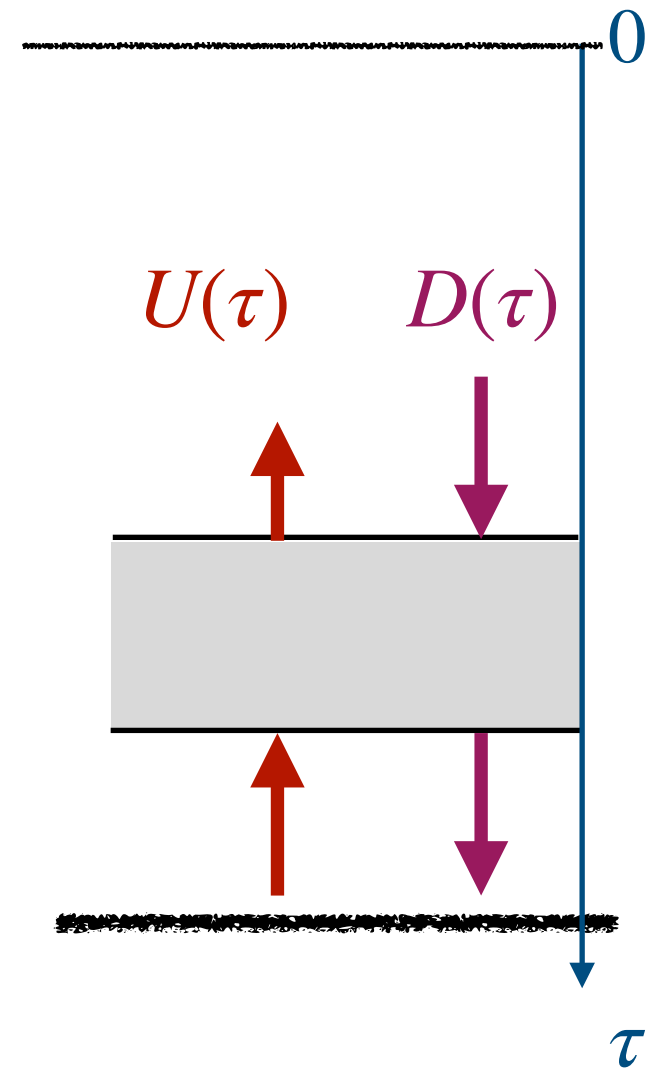


En réalité, forte dépendance en fréquence

Modèle « à deux flux »

$$\frac{dU}{d\tau} = U$$

$$\frac{dD}{d\tau} = -D$$



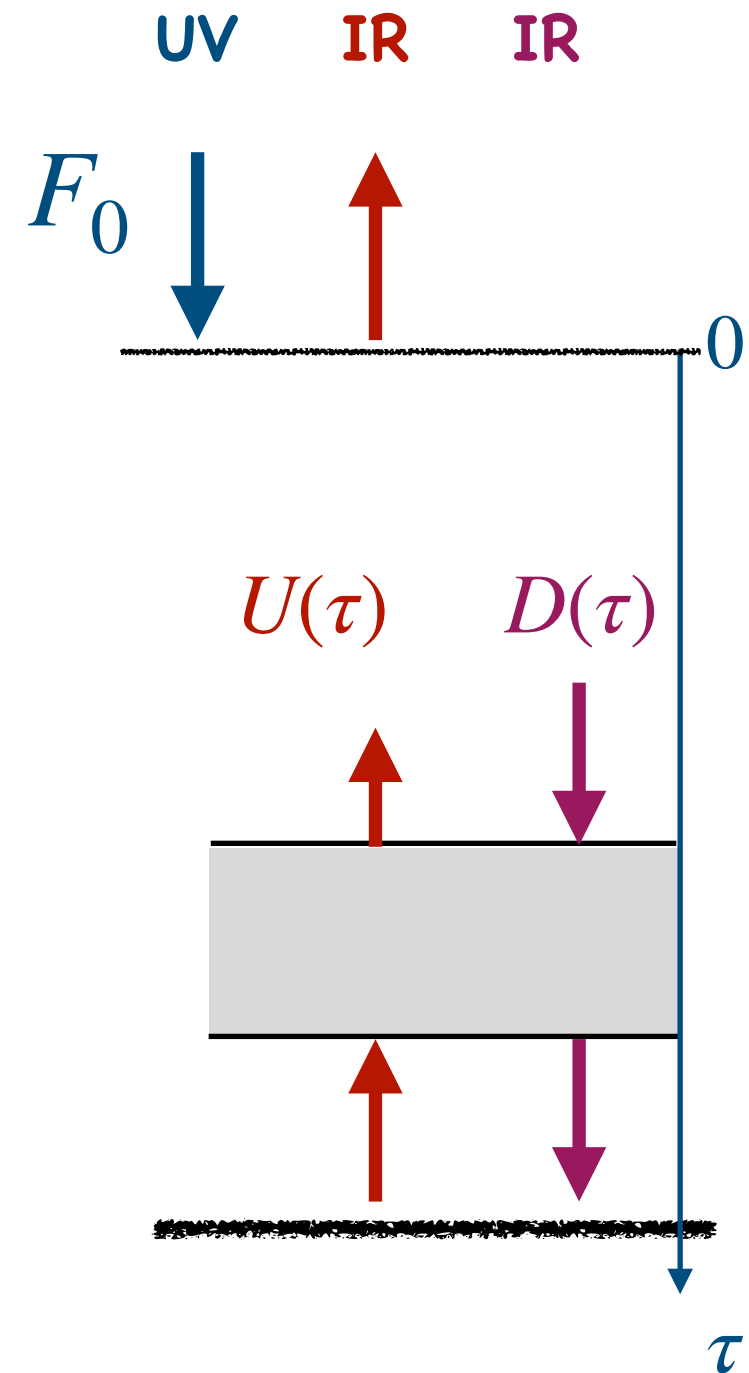
Modèle « à deux flux »

$$\frac{dU}{d\tau} = U + B$$

$$\frac{dD}{d\tau} = B - D$$

Conditions aux limites (à l'équilibre)

$$D = 0, U = F_0 \text{ en } \tau = 0$$



Equations du transfert radiatif

Pour le modèle à deux flux

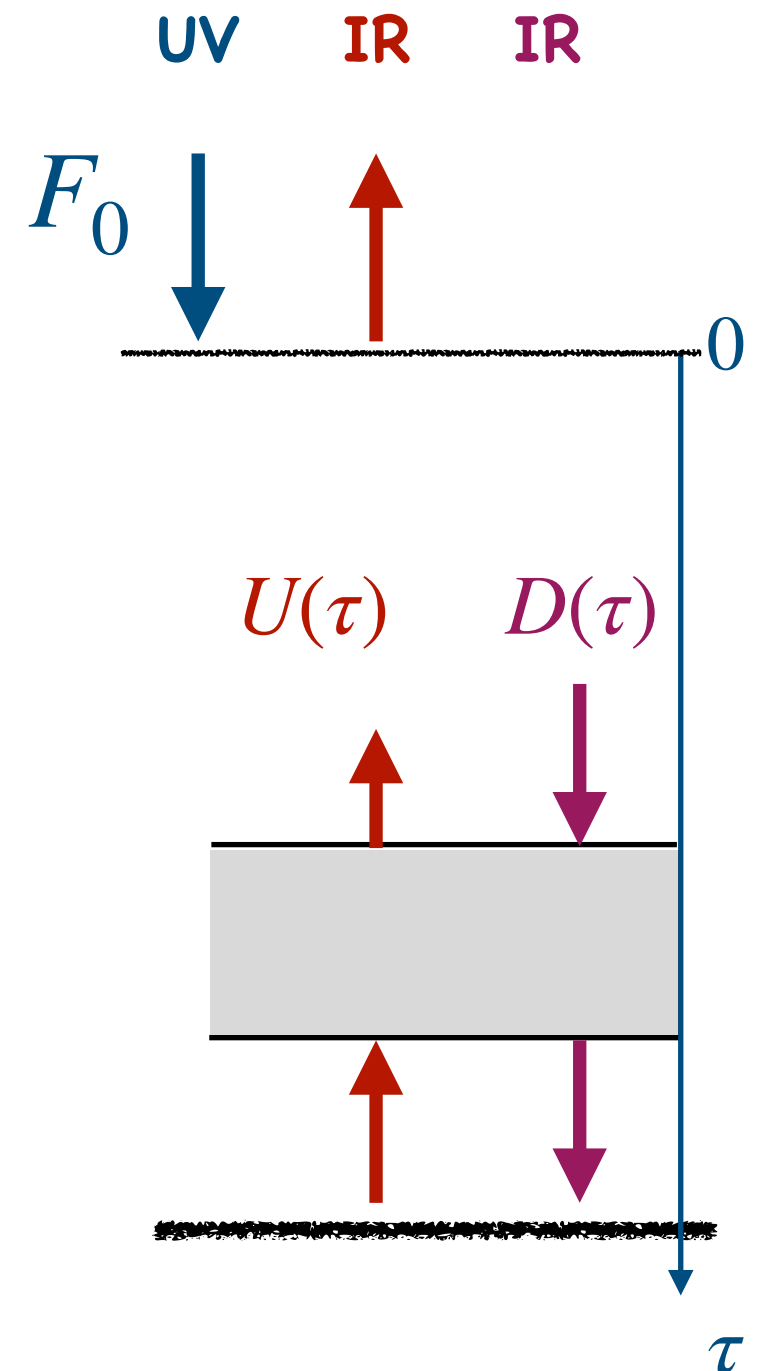
$$\frac{dU}{d\tau} = U - B$$

$$\frac{dD}{d\tau} = B - D$$

$$D = 0, U = F_0 \text{ en } \tau = 0$$

A l'équilibre

$$\frac{d(D - U)}{d\tau} = 0$$



Equations du transfert radiatif

Pour le modèle à deux flux

$$\frac{dU}{d\tau} = U - B$$

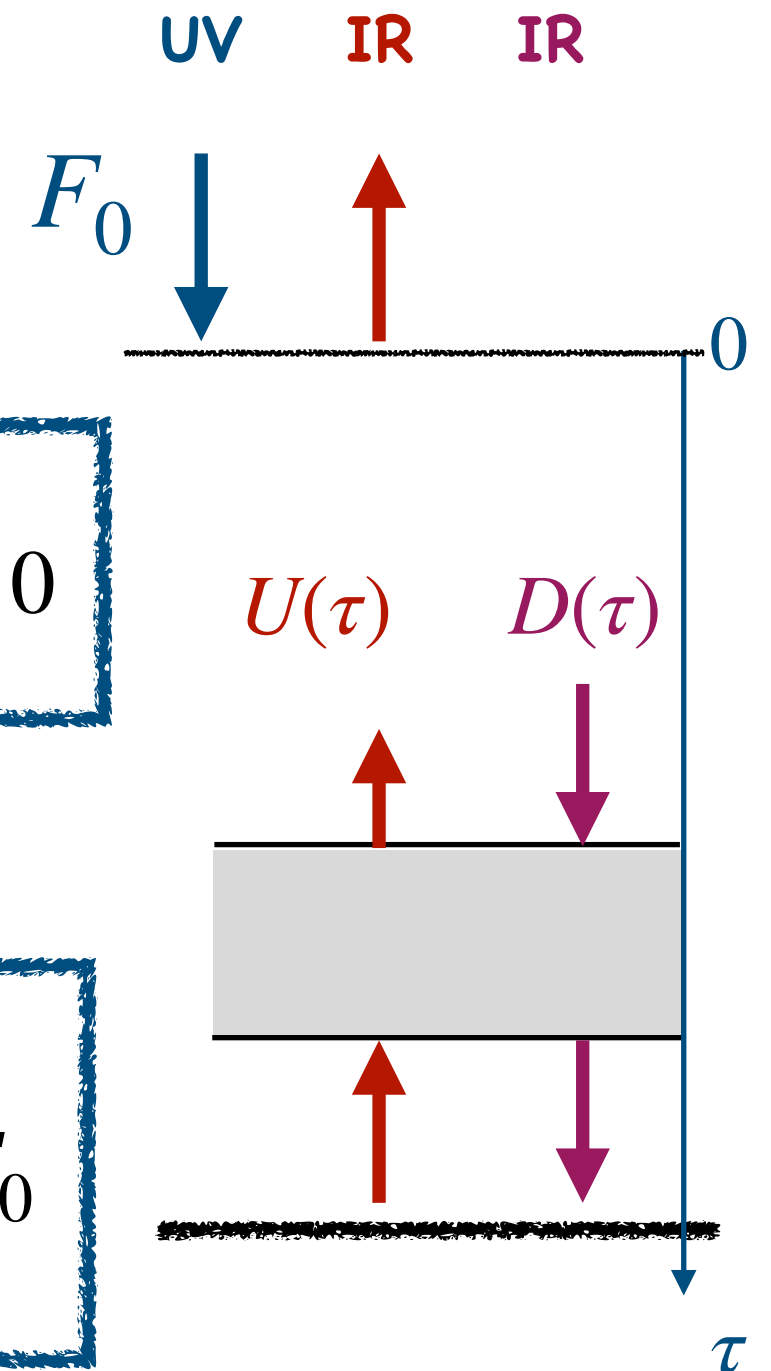
$$\frac{dD}{d\tau} = B - D$$

$$D = 0, U = F_0 \text{ en } \tau = 0$$

$$\frac{d(D - U)}{d\tau} = 0$$

A l'équilibre

$$D = \frac{\tau}{2} F_0, U = \left(1 + \frac{\tau}{2}\right) F_0, B = \left(\frac{1}{2} + \frac{\tau}{2}\right) F_0$$



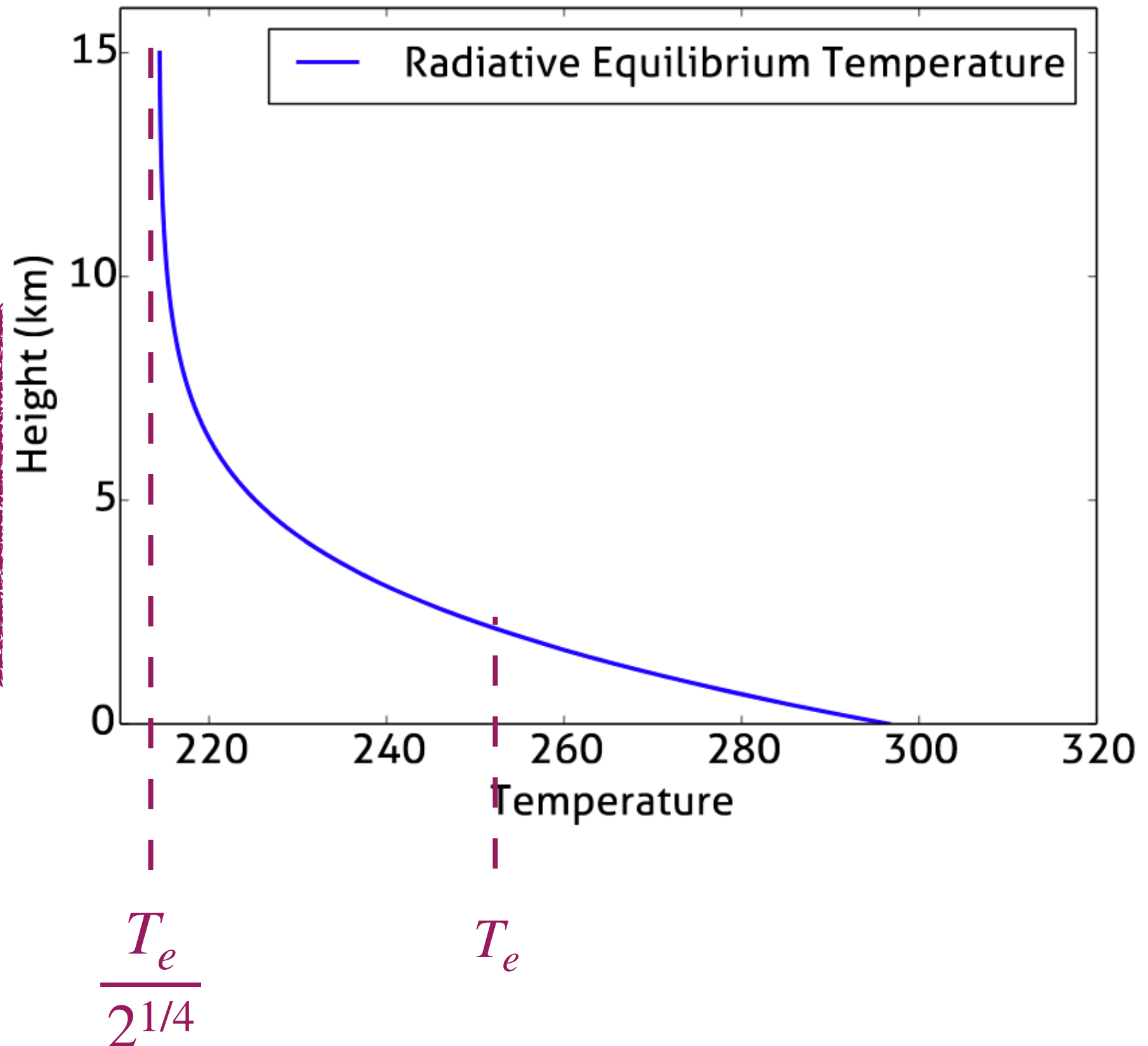
Equilibre radiatif 1d

$$B = \left(\frac{1}{2} + \frac{\tau}{2} \right) F_0$$

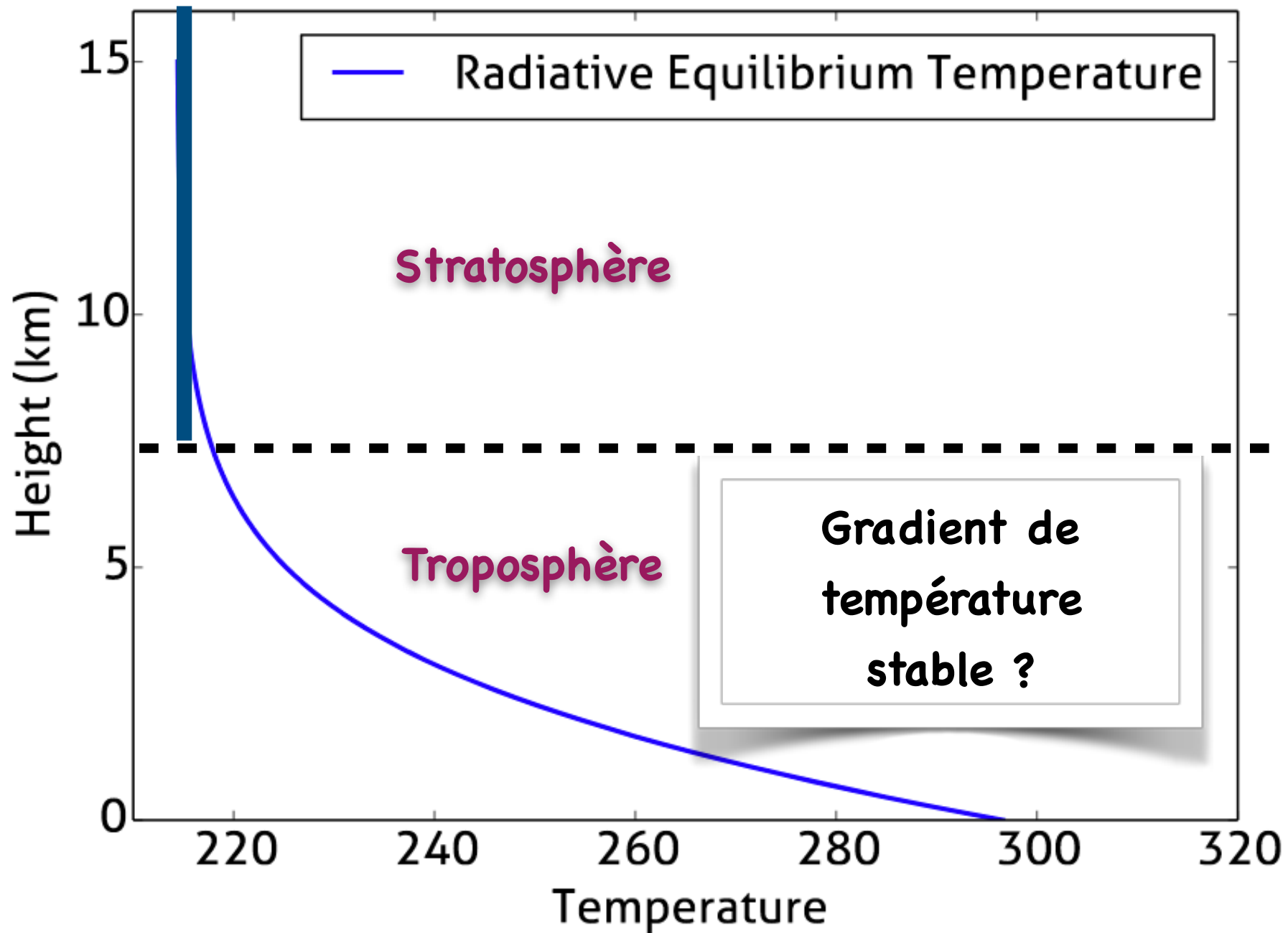
$$T = \left(\frac{B}{\sigma} \right)^{1/4}$$

$$\tau = \tau_0 e^{-z/H_a}$$

$$T_e \equiv \left(\frac{F_0}{\sigma} \right)^{1/4}$$



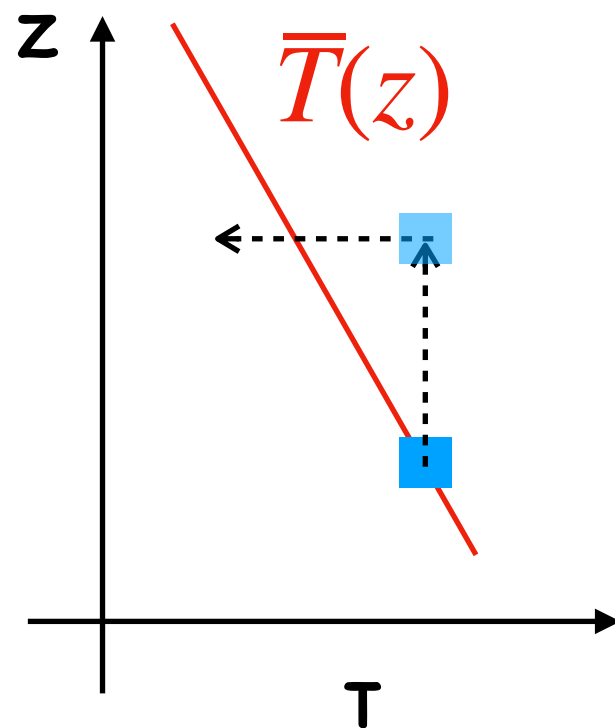
Conclusion du modèle 1D



III.2 Convection

Instabilité du profil radiatif ?

La température diminue avec la hauteur. La pression aussi.



Déplacement vertical d'une
particule fluide

La particule va-t-elle monter
ou descendre ?

Comment est modifiée la température de la parcelle de fluide
lors d'un déplacement adiabatique ?

Gradient adiabatique sec

Premier principe

$$c_v dT = \cancel{\delta Q} - Pd(1/\rho)$$

Gaz parfait

$$P = \rho RT$$

Cas hydrostatique

$$dP = -\rho g dz$$

Calculer le gradient adiabatique $\Gamma_d \equiv \frac{dT}{dz}$

$$c_p = c_v + R \qquad (c_v + R) \frac{dT}{T} = R \frac{dP}{P} \qquad c_p dT = -g dz$$

$$\Gamma_d = -\frac{g}{c_p} \approx -10 \text{ K.km}^{-1}$$

Stabilité

Profil moyen

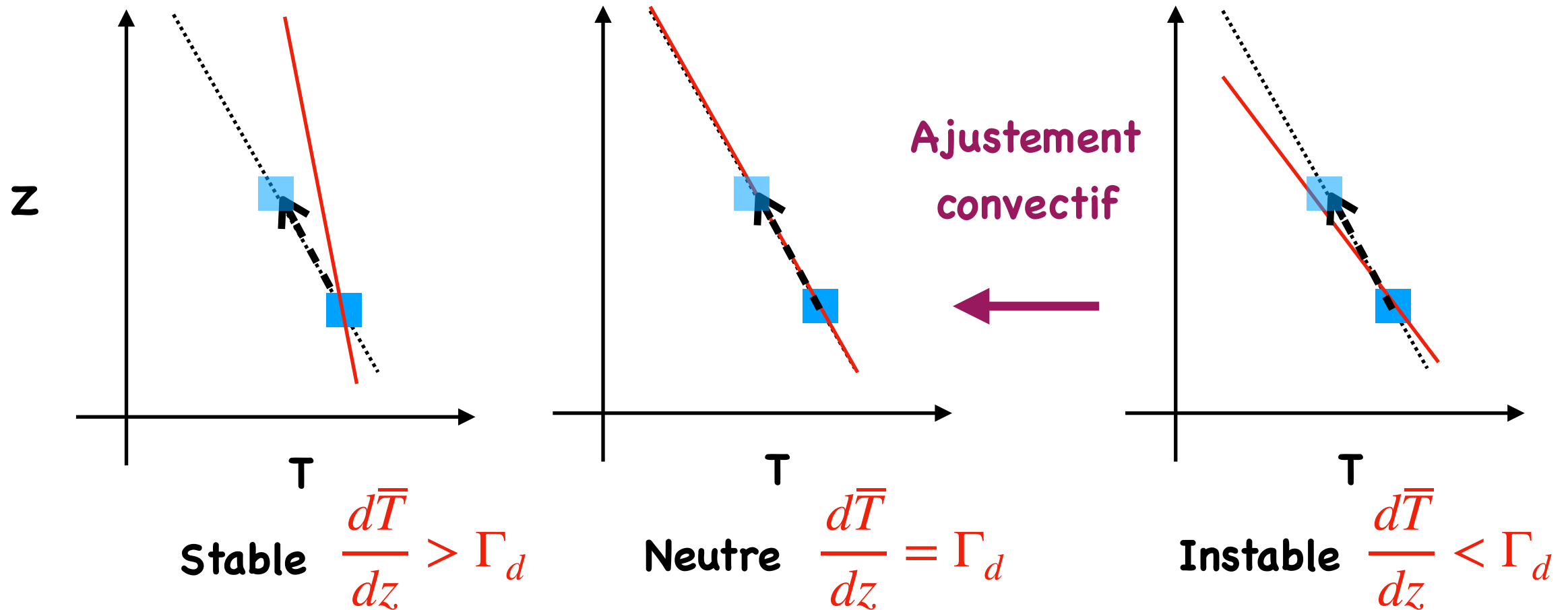
$$\bar{T}(z)$$

Profil adiabatique

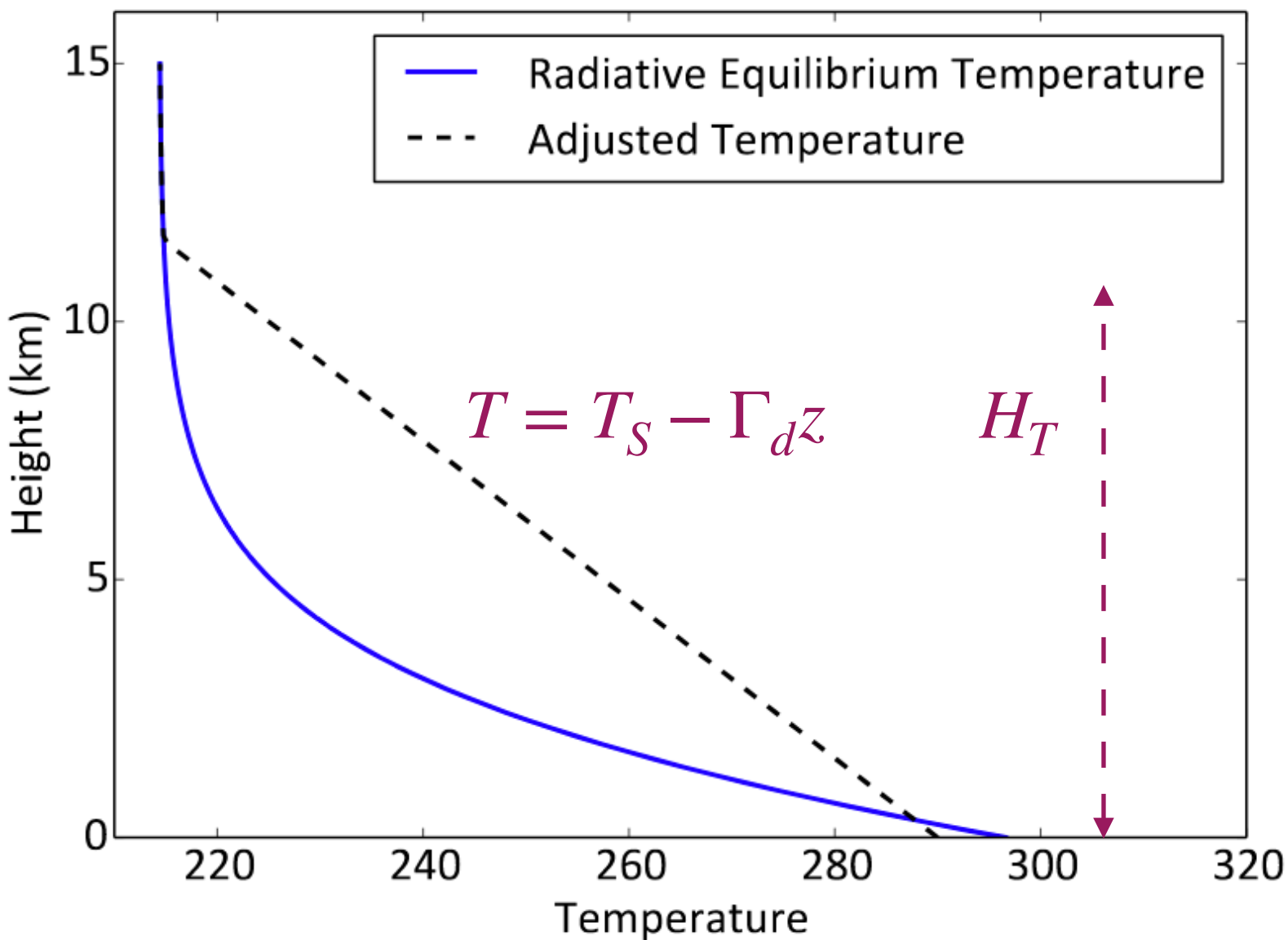
$$dT = \Gamma_d dz$$

Equation d'état

$$\rho = RT/P$$



Équilibre convectif-radiatif

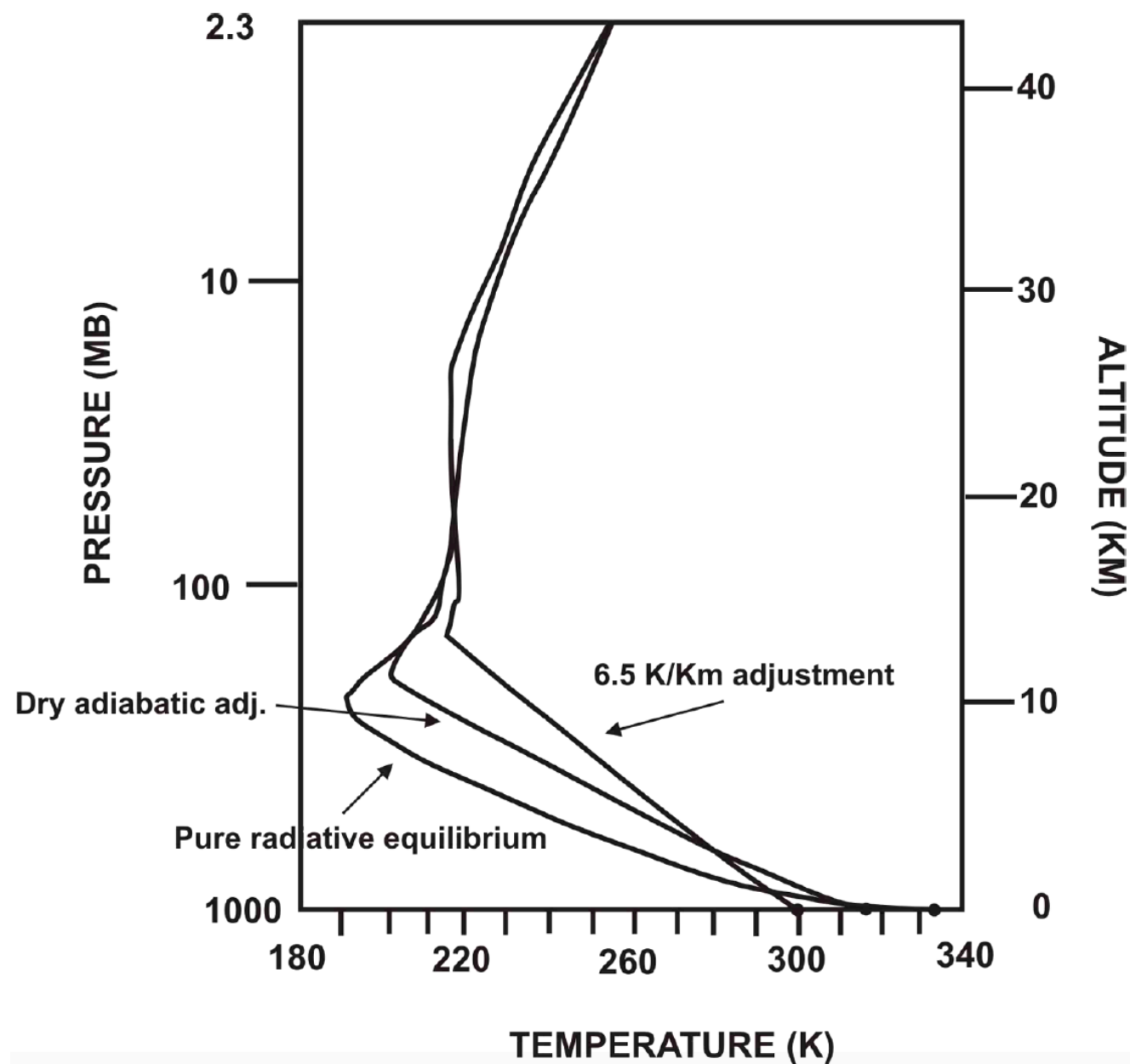


$$\frac{dU}{d\tau} = U - B \quad \frac{dD}{d\tau} = B - D$$

$$D = 0, U = F_0 \text{ en } \tau = 0$$

- i) Calcul radiatif initial, H_T initial
- ii) Ajustement convectif sous H_T
- iii) Calcul radiatif de haut en bas
- iv) Ajuster H_T pour réduire le déséquilibre radiatif en bas
- v) Réitérer à partir de (iii)

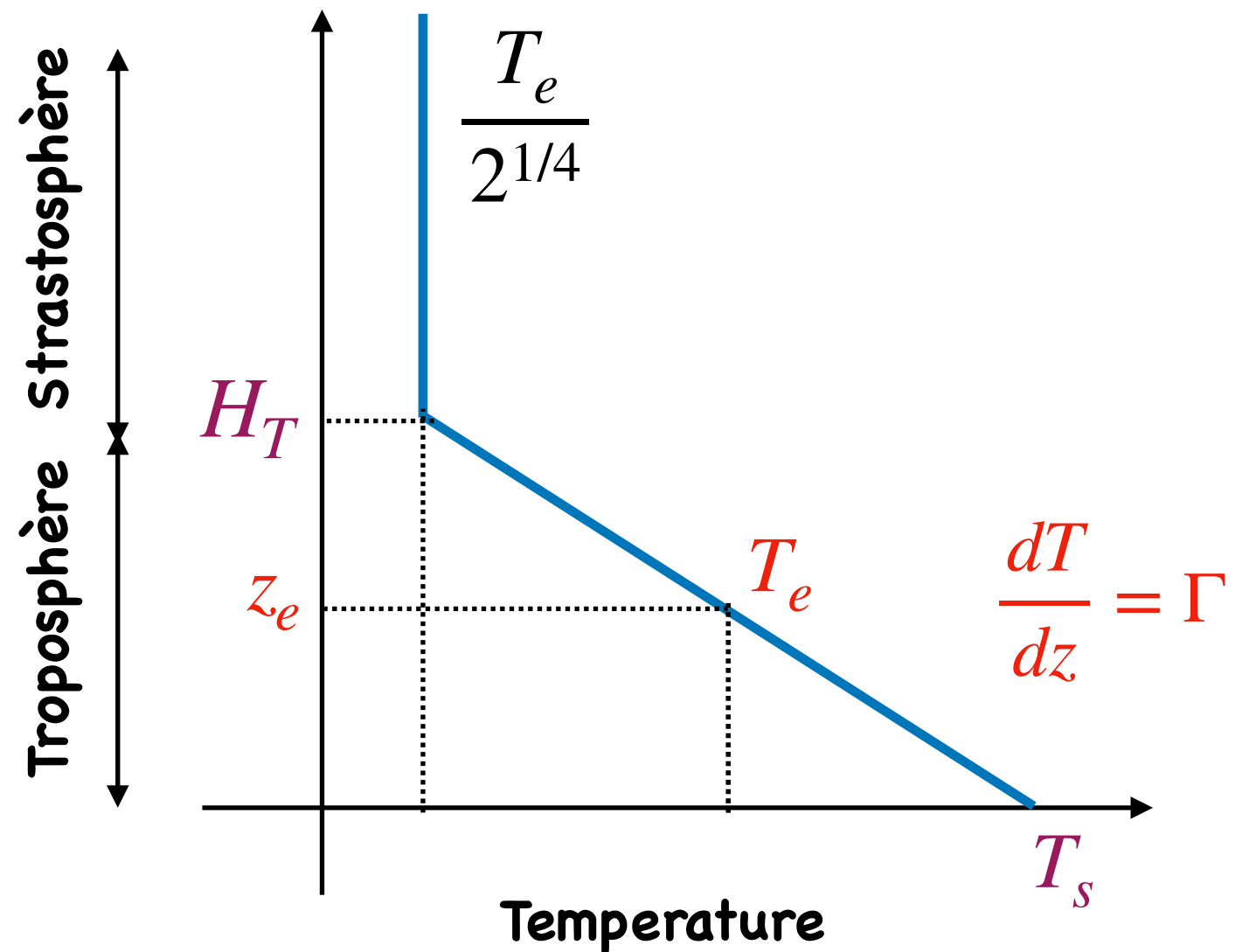
Modèles plus réalistes



Manabe Strickler 1964

Troposphère moyenne stable
pour la convection sèche
Convection humide
dans les tropiques
Ajustements horizontaux
aux moyennes latitudes

Conclusion : un modèle minimal 1D



Données

- Hauteur d'émission
- Gradient de température troposphérique
- Flux solaire entrant et albedo

Prédictions

- Température de surface
- Hauteur de la tropopause

V. Résumé



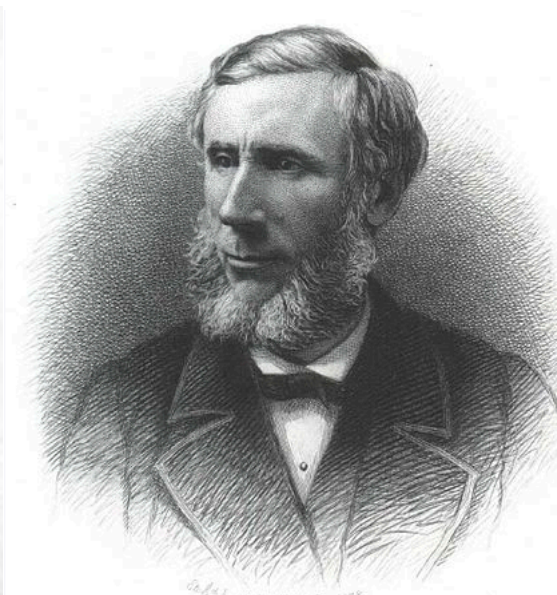
Résumé chronologique

Images : wikipedia



J. Fourier

1827



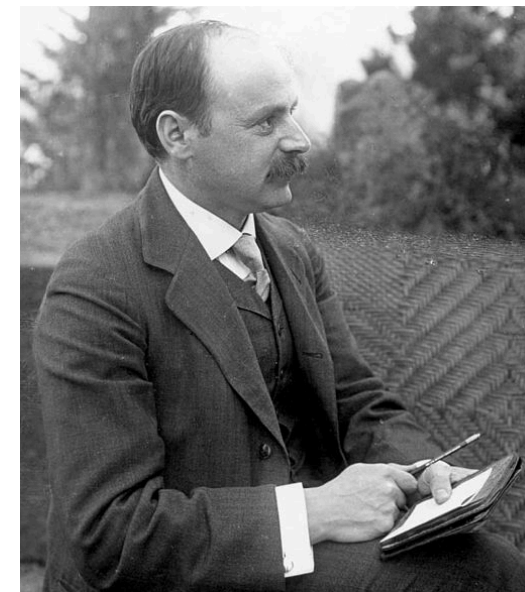
J. Tyndall

1859



S. Arrhenius

1896



K. Schwarzschild

1906



S. Manabe

1967

Concepts importants

- Modèles 0D de climat à l'équilibre
 - Bilan d'énergie d'une planète et température d'émission
 - Modèle à une couche d'atmosphère semi-opaque, principe de l'effet de serre
- Modèle 1D de climat à l'équilibre
 - Equations du transfert radiatif, explication de la stratosphère quasi-isotherme
 - Ajustement convectif explication de la structure de la troposphère
- Augmentation de la hauteur d'émission moyenne avec une augmentation de CO₂

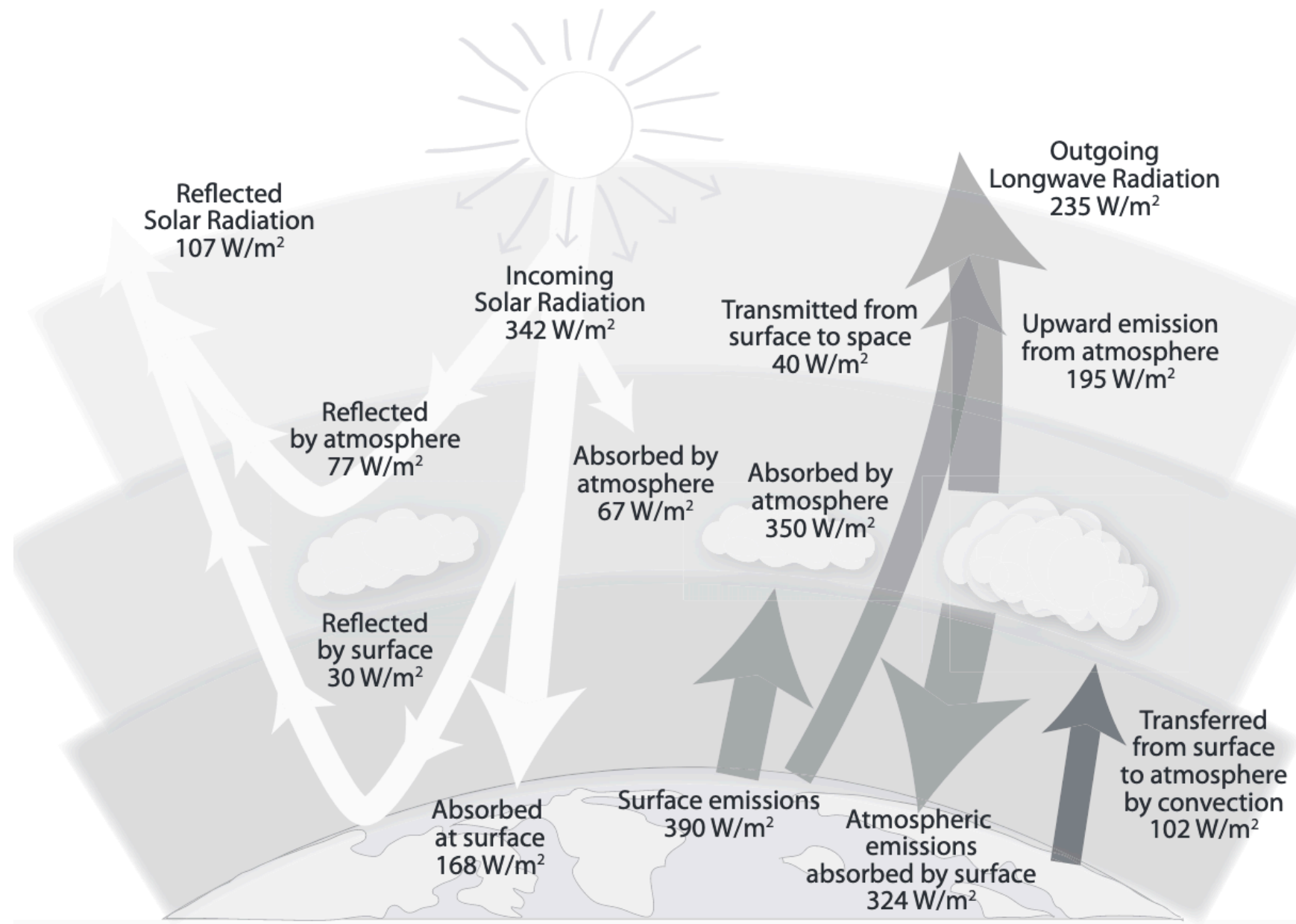
A venir

- Sensibilité climatique et forçage radiatif
- Importance des rétroactions.
 - Vapeur d'eau
 - Nuages
 - Glace-albedo
 - Dissolution du carbone
- Dynamique hors équilibre, échelles de temps
 - Role de l'océan
 - Cycle du Carbone
- Ces états d'équilibre sont-ils uniques / stables?
- Importance de la dynamique horizontale ?
 - Modèles 2D, 3D, 4D,

Prochain cours

Cours de Corentin Herbert

Bilan d'énergie de l'atmosphère



Vallis 2011, d'après Kiehl&Trenberth 1997

Le système terre-mer absorbe 492W : gain de 150W par rapport aux flux entrant en haut de l'atmosphère

Bibliographie

- **Rapports du GIEC** Physical Basis AR4 – AR5 + special report 2019
- **G. Vallis**, **Climate and the Oceans**, 2011
- **G. Vallis**, **Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics**, 2d Ed. 2017
- **G. Vallis**, **Six easy pieces in geophysical fluid dynamics**, Woods Hole GFD 2016
- **J.-L. Dufresne** lectures – webpage
- **F. W. Taylor**, **Elementary Climate Physics**, 2005
- **Peixoto-Oort**: **Physics of Climate**,
- **Pierrehumbert**: **Principle of planetary climate**, 2011, **Physics today** 2011
- **T. Schneider**: **Climate Book** – in progress 2020.
- **C. Muller**: **les Houches lectures 2017** on turbulence and climate
- **Isaac Held** Blog