



Rayonnement: Notions de bases appliquées à l'atmosphère



Quel impact sur nos conditions de vie ?

- **C'est la seule source d'énergie du système Terre-Atmosphère et elle est nécessaire à la vie sur terre**
 - L'ionosphère et l'ozone stratosphérique filtrent les rayons ultraviolets du rayonnement solaire les plus énergétiques et dangereux pour la santé humaine,
 - L'effet de serre naturel lié à l'absorption par certaines espèces gazeuses (eau, méthane gaz carbonique) rend la température de la planète habitable, supérieure à la température de fusion de la glace.

- **Mais cet équilibre radiatif est délicat et l'activité humaine peut le modifier par:**
 - La destruction de l'ozone stratosphérique par l'usage excessive des CFC par exemple
 - L'effet de serre anthropique additionnel lié à l'activité humaine

Pourquoi le rayonnement en météorologie ?

- **C'est la seule source d'énergie du système Terre-Atmosphère**

- L'atmosphère ne consomme pas d'énergie:

Solaire reçu: $1.74 \cdot 10^{17} \text{ W}$

Energie cinétique: $7.5 \cdot 10^{19} \text{ J}$

Energie potentielle: $4.5 \cdot 10^{23} \text{ J}$

Energie Latente: $2.5 \cdot 10^{22} \text{ J}$

Energie Interne: $1.3 \cdot 10^{24} \text{ J}$

Total: $1.8 \cdot 10^{24} \text{ J}$

- Cela correspond à un temps de mise en route du système d'environ 4 mois

- **Cause première des mouvements atmosphériques**

- Répartition spatio-temporelle du rayonnement reçu

Répartition spatiale du rayonnement solaire

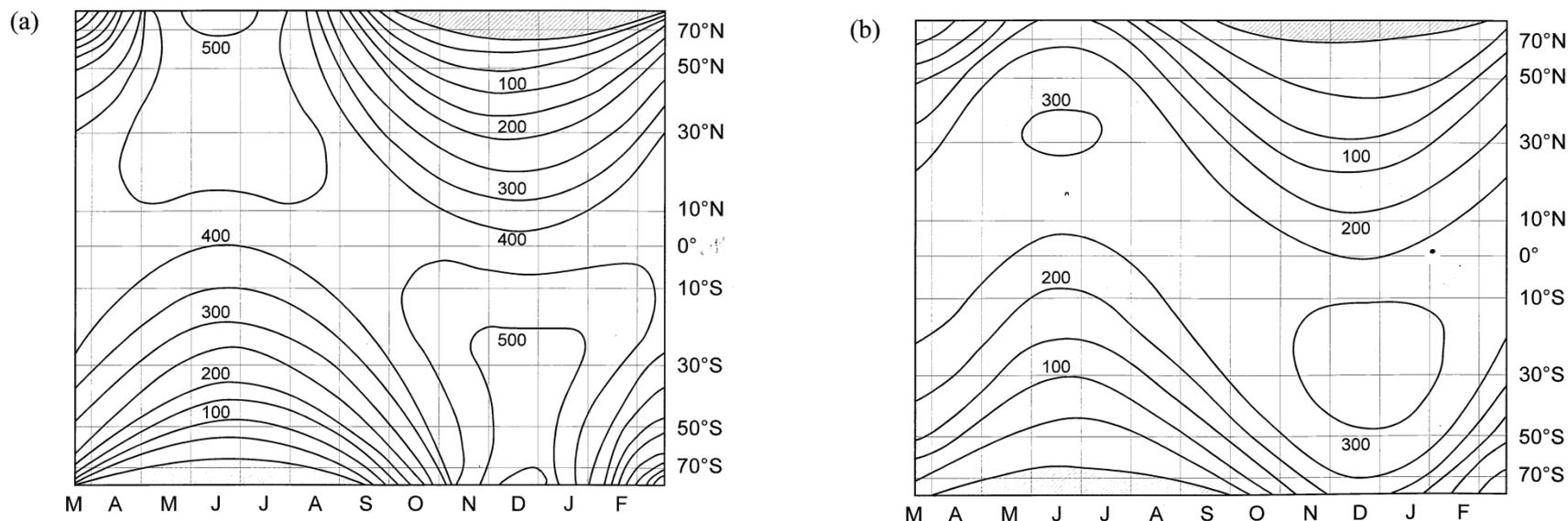
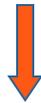


Figure 1 – Insolation journalière (puissance reçue par unité de surface horizontale), en $W \cdot m^{-2}$, selon le jour (initiales des mois en abscisses) et la latitude (ordonnées),

La machine atmosphérique: le rayonnement source des mouvements atmosphériques

➤ L'atmosphère précède la Terre dans son mouvement

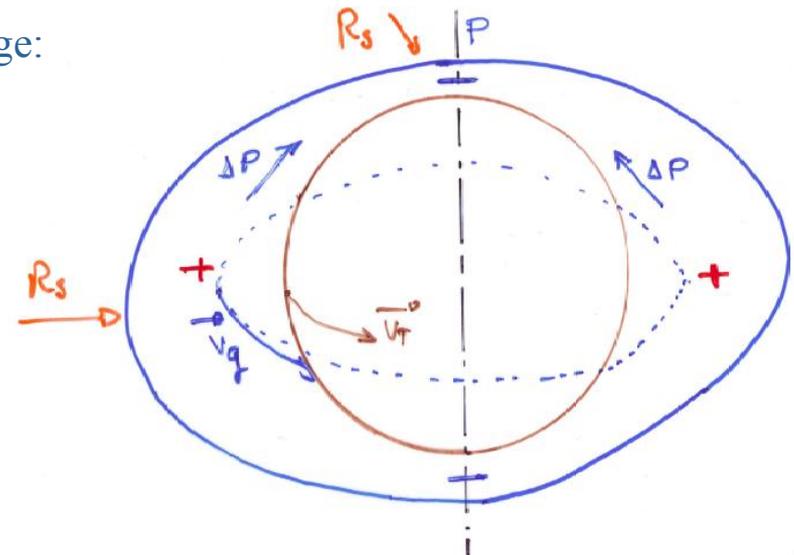
Si l'on regarde le bilan énergétique solaire Infrarouge:
Gain à l'équateur/tropiques - déficit aux Pôles



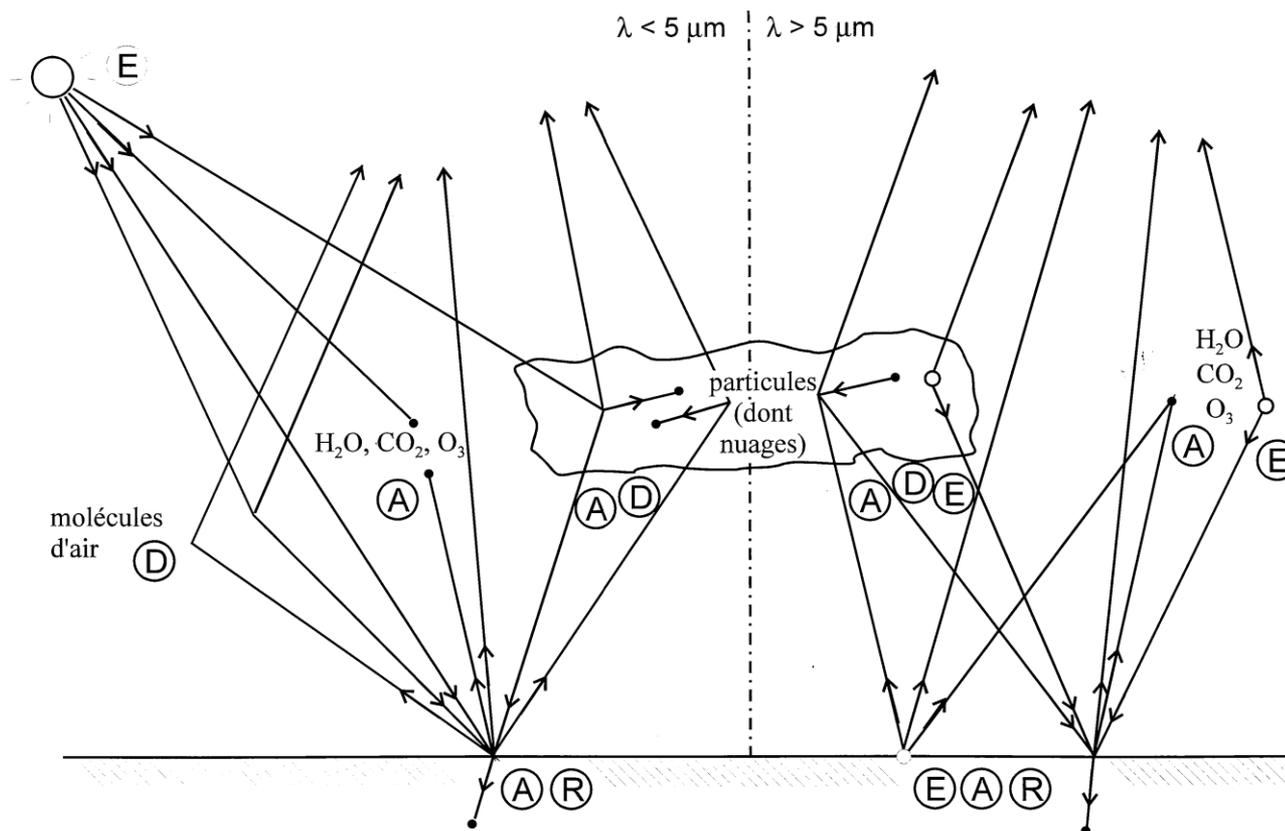
Transport de chaleur de l'équateur vers les Pôles



Systemes dépressionnaires



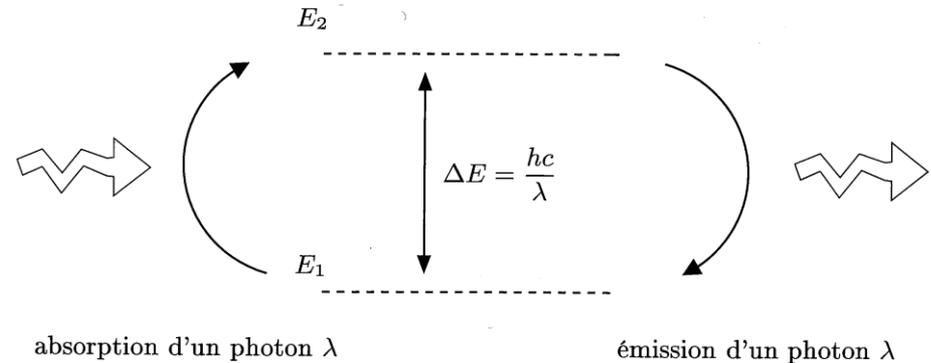
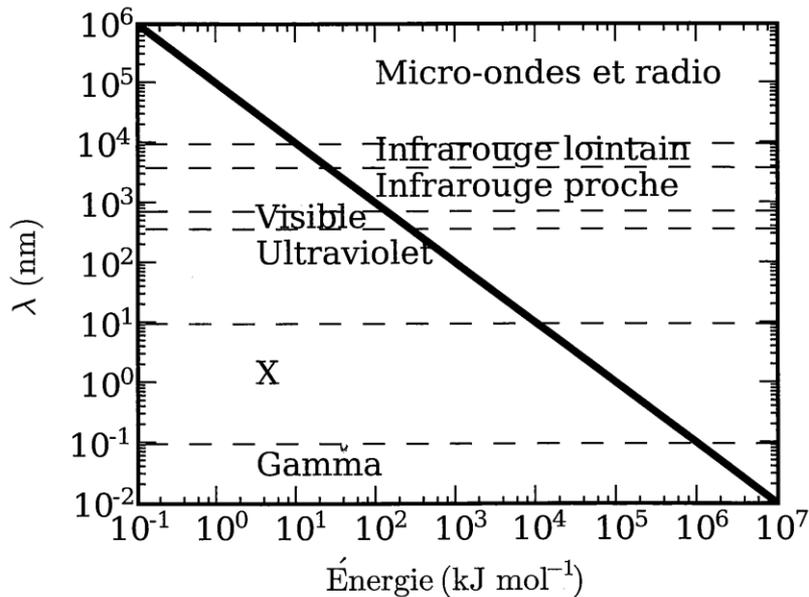
Répartition spectrale du rayonnement et processus physiques à prendre en compte



Plan du cours/ Objectif: donner les éléments de base à la compréhension des effets radiatifs pour l'atmosphère

- **Les phénomènes physiques: l'équation du transfert radiatif (ETR)**
 - L'émission
 - L'absorption
 - La diffusion
- **Application de l'ETR à l'atmosphère terrestre**
 - Dans le domaine du rayonnement IR
 - Dans le domaine du rayonnement solaire
 - Quelques résultats sur les modèles de rayonnement dans les modèles météorologiques
- **Rôle de la chimie atmosphérique sur le rayonnement**
 - Effet de serre
 - Visibilité atmosphérique

La nature du rayonnement électromagnétique, répartition spectrale



Le rayonnement électromagnétique a une nature à la fois particulaire et ondulatoire. Plus la longueur d'onde est faible (la fréquence élevée) plus le rayonnement est énergétique

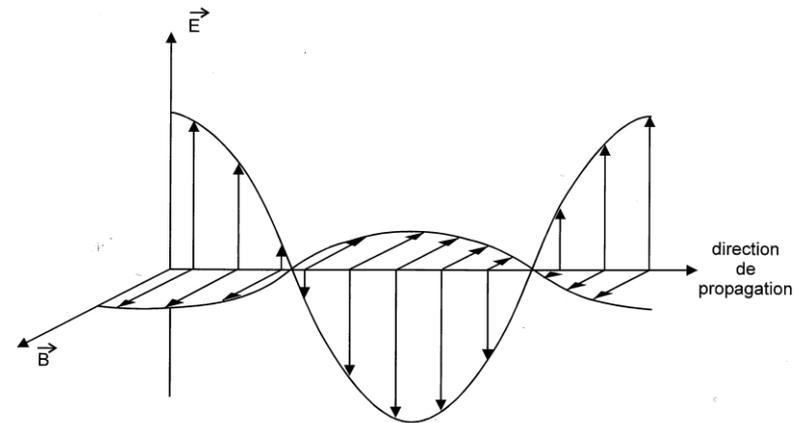


Figure 1 - Portrait instantané d'une onde électromagnétique monochromatique plane.

Quelques définitions de base: Radiance, Irradiance

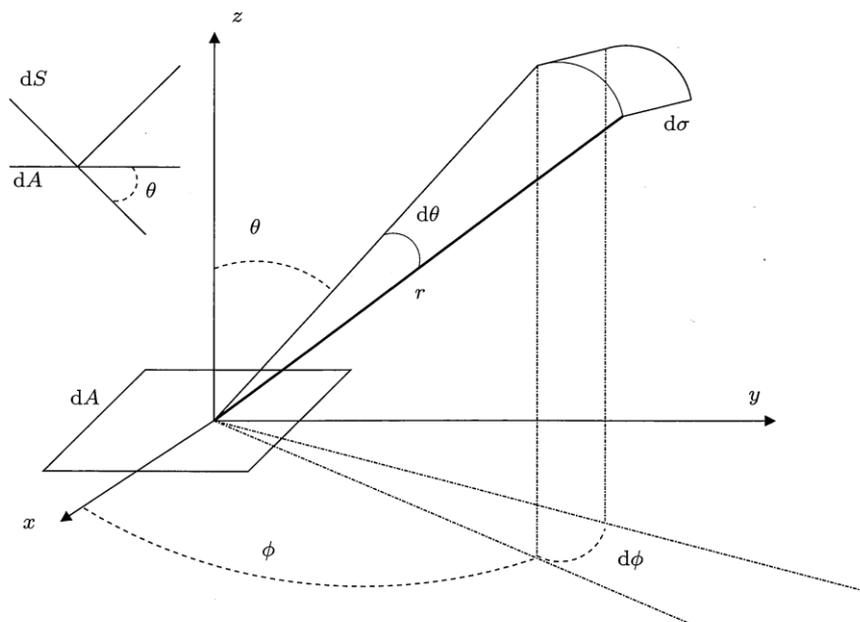


Figure 2.2 – Définition d'un angle solide. Dans la figure de gauche, les éléments de surface dA et dS sont représentés par leur coupe dans le plan vertical.

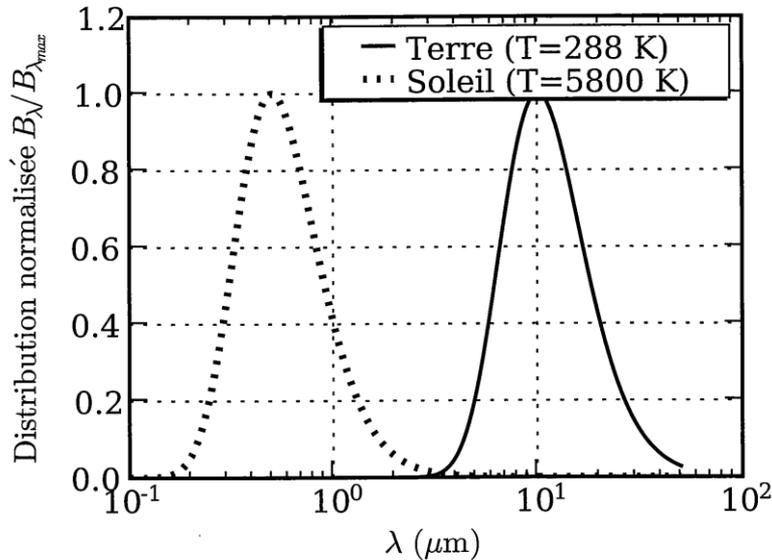
La **radiance** monochromatique (ou luminance énergétique spectrale) est la quantité d'énergie (J) qui traverse une surface ds perpendiculairement à la direction de l'angle solide $d\Omega$ en une unité de temps et de fréquence

$$dI_{\nu} = \frac{dE_{\nu}}{ds d\nu d\Omega dt}$$

Si l'on s'intéresse à l'énergie F en W/m^2 qui traverse une surface orientée d'un angle θ par rapport à la direction incidente, on parle d'**Irradiance**

$$F = \iint_{\nu \Omega} \cos \theta I_{\nu} d\nu d\Omega$$

Les lois de l'émission: l'émission du corps noir



Plus un corps est chauffé plus il rayonne de l'énergie.

La température est caractéristique de l'agitation moléculaire qui produit les sauts énergétiques quantiques.

La radiance du corps noir (maximum d'énergie émise) est donnée par la loi de Planck pour une longueur d'onde (ou fréquence) donnée.

$$B_v(T) = \frac{2h}{C^2} \frac{\nu^3}{e^{h\nu/kT} - 1} \quad \text{ou} \quad B_\lambda(T) = \frac{2hC^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{Ch/\lambda kT} - 1} \quad \text{avec} \quad \nu = \frac{C}{\lambda}$$

$$\text{avec} \quad \nu B_v(T) = \lambda B_\lambda(T)$$

Les lois de l'émission: loi de déplacement de Wien

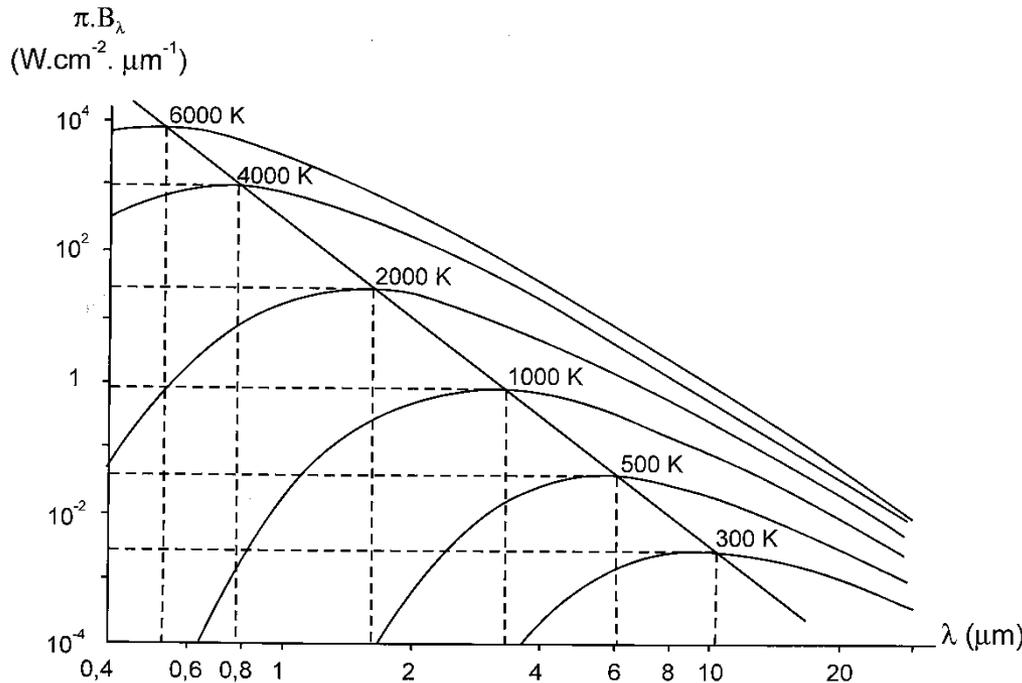


Figure 5 - Fonctions de Planck pour diverses valeurs de la température.

Pour une température donnée on peut calculer la valeur de la longueur d'onde qui correspond au maximum de la radiance émise par le corps noir.

$$\frac{\partial B_\lambda(T)}{\partial T} = 0 \Rightarrow \lambda_{\max} = \frac{2.898 \cdot 10^6}{T}$$

λ_{\max} est une fonction décroissante de la température (loi de déplacement de Wien). Un corps chaud rayonne donc plutôt dans les courtes longueurs d'onde qui sont les plus énergétiques

Les lois de l'émission: loi de Stefan-Boltzman, émissivité du corps noir

En intégrant la loi de Planck sur la longueur d'onde (ou sur la fréquence) on obtient L'irradiance du corps noir (loi de Stefan-Boltzman)

$$B(T) = \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T) d\lambda = \int_0^{\infty} B_{\nu}(T) d\nu = \sigma T^4 \quad \text{avec} \quad \sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

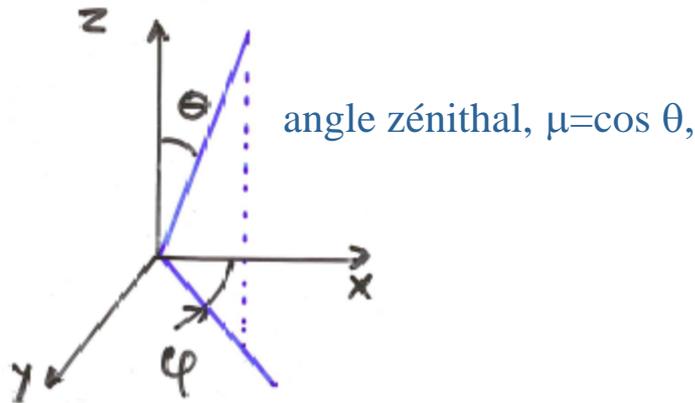
En fait, les corps naturels ne se comportent pas comme des corps noirs, le rayonnement émis par un corps naturel à la température T est:

$$\varepsilon B(T) = \int_0^{\infty} \varepsilon_{\lambda} B_{\lambda}(T) d\lambda = \int_0^{\infty} \varepsilon_{\nu} B_{\nu}(T) d\nu = \varepsilon \sigma T^4 \quad \text{où} \quad \varepsilon \text{ est l'émissivité}$$

Surface	ε_{IR}	Surface	ε_{IR}
Mer	0.95-1	Herbe	0.90-0.95
Neige fraîche	0.99	Désert	0.85-0.90
Neige « âgée »	0.80	Forêt	0.95
Nuages d'eau liquide	0.25-1	Béton	0.70-0.90
Cirrus	0.10-0.90	Ville	0.85

Tableau 2.2 – Valeurs indicatives, en fonction de la surface du sol, de l'émissivité pour un rayonnement infrarouge. Source : [60].

Les processus physiques: l'absorption dans un milieu non diffusif dans l'équation du transfert radiatif



L'absorption est proportionnelle à l'intensité du rayonnement, à la densité du milieu et à l'épaisseur traversée (Loi de Beer-Lambert)

$$dI_v = -K_v^{abs} \rho I_v dl = K_v^{abs} \rho I_v dz / \cos(\theta)$$

où I_v est la luminance énergétique spectrale selon la direction θ



Chemin optique: $dt_v = \rho K_v^{abs} dz$



équation du transfert radiatif pour l'absorption:

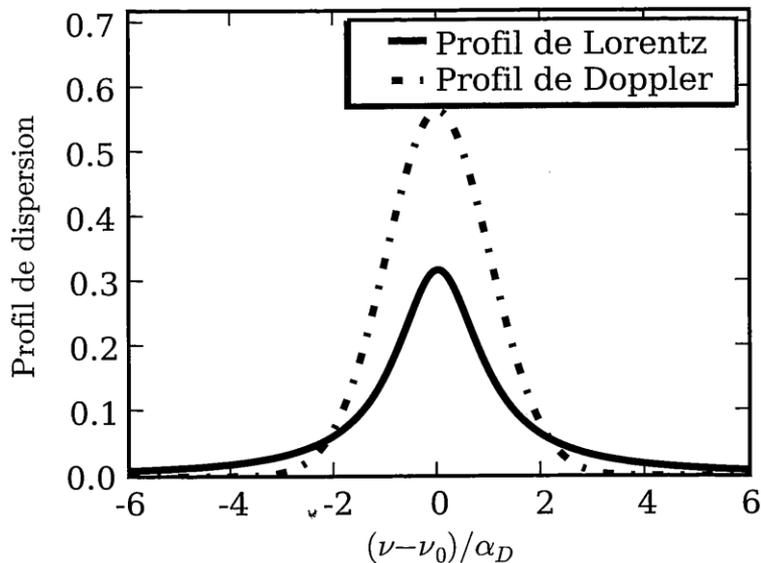
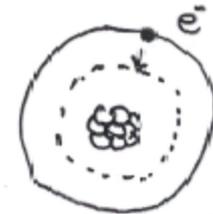
$$\mu \frac{\partial I_v(t_v, \varphi, \mu)}{\partial t_v} = -I_v(t_v, \varphi, \mu)$$

Ce qui donne pour un rayonnement parallèle d'angle zénithal μ_0 :

$$I_v(t_v) = I_{v0} \exp(-t_v / \mu_0)$$

Les processus physiques: l'absorption

L'absorption correspond à un saut sur les orbitales électronique:



élargissement des raies:

- incertitudes sur les niveaux quantiques

- effet Doppler

$$\alpha_D = \alpha_{D0} \sqrt{T/T_0}$$

- chocs moléculaires:

- effet Lorentz

$$\alpha_D = \alpha_{D0} P/P_0 \sqrt{T/T_0}$$

+ raies d'absorption non isolées

Répartition statistiques des profils de raies



K_{ν}^{abs} en fait sur une bande de fréquence $\delta\nu$

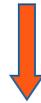
Les processus physiques: Le rayonnement propre ou l'émission dans l'équation du transfert radiatif

Gain de luminance dans une direction donnée



$$dI_v = -K_v^{em} \rho B_v(T) dl$$

où $B_v(T)$ est la fonction de Planck (émission du corps noir)



Loi de Kirchhoff:

Si l'on considère un corps à l'équilibre thermodynamique local à une fréquence donnée, la fraction du rayonnement absorbé est égale à la fraction émise puisque sa température est en équilibre

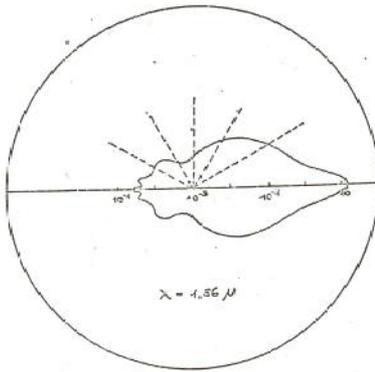
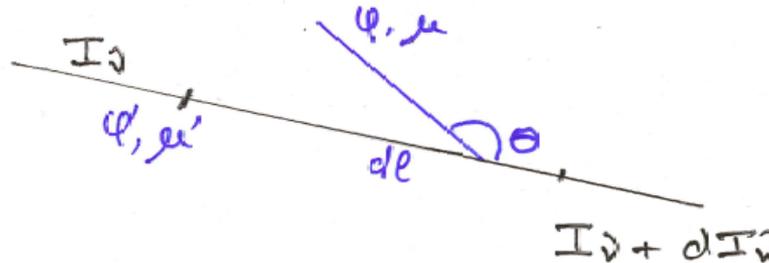
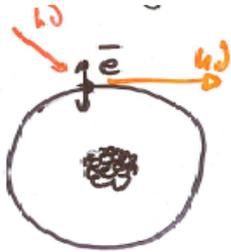
$$K_v^{em} = K_v^{abs}$$

L'équation du transfert radiatif pour l'émission

$$\mu \frac{\partial I_v(t_v, \mu, \varphi)}{\partial t_v} = -K_v B_v(T)$$

Les processus physiques: la diffusion dans l'équation du transfert radiatif

Diffusion: changement de direction sans changement de longueur d'onde



$P(\cos(\theta))$: fonction de diffusion autour de la direction θ
 Albédo de simple diffusion: $\omega_0 = \mathbf{K}_v^{\text{dif}} / (\mathbf{K}_v^{\text{dif}} + \mathbf{K}_v^{\text{abs}}) = 1 - \mathbf{K}_v$

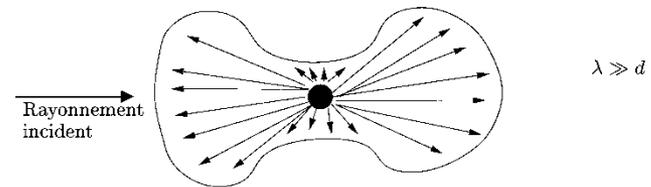


Équation du transfert radiatif pour la diffusion

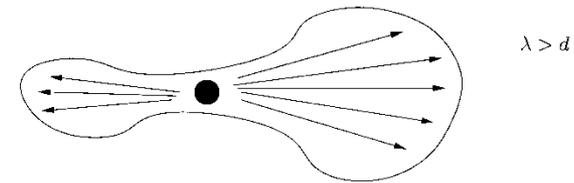
$$\mu \frac{\partial I_v(t_v, \varphi, \mu)}{\partial t_v} = \frac{1 - K_v}{4\pi} (S_{v0} \exp(-t_v / \mu_0) P_{1v}(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) + \int_0^{2\pi+1} \int_{-1}^1 P_{1v}(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I_v(t_v, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi')$$

La diffusion est différente selon le rapport entre la taille des particules et la longueur d'onde

La diffusion moléculaire ($d \ll \lambda$) encore appelée diffusion Rayleigh. Les molécules se comportent comme des dipôles électriques soumis à des oscillations, il n'y a pas d'absorption.



La diffusion par les aérosols est plus complexe. Pour le rayonnement solaire, la taille des particules est proche de la longueur d'onde et des phénomènes de résonance se produisent. A la diffusion s'ajoute en général de l'absorption



La diffusion par les gouttes d'eau ($d \gg \lambda$ pour le solaire) est en revanche indépendante de la longueur d'onde.

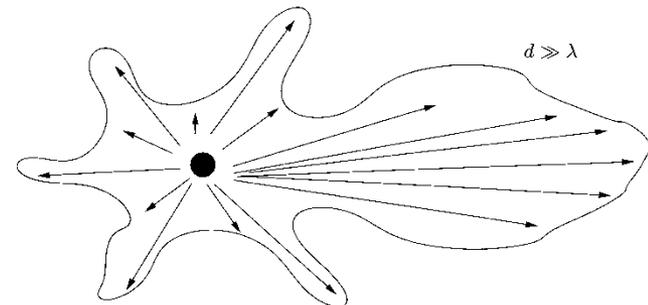


Figure 2.8 - Diffusion d'un rayonnement incident de longueur d'onde λ par une particule (sphère grisée) de diamètre d . La taille des vecteurs issus de la particule indique, par direction, l'intensité du rayonnement diffusé.

la diffusion et l'absorption par les particules et les gouttes de nuage

Théorie de Mie qui fait intervenir:

- le rapport entre la longueur d'onde et la taille des particules
- le spectre des particules qui sont supposées sphériques
- les propriétés optiques de la particule à travers son indice de réfraction complexe ($m_\lambda = n_\lambda + i k_\lambda$: n_λ diffusion; k_λ absorption)

Type d'aérosol	n_λ	k_λ
Eau	1.34	0.
Ammonium	1.53	-5×10^{-3}
Sulfate	1.43	0.
Sel de mer	1.5	0.
Suie	1.75	-0.45
Aérosol minéral	1.53	-8.5×10^{-3}
Aérosol organique	1.53	-8.5×10^{-3}

Tableau 2.3 – Valeurs indicatives d'indices de réfraction ($n_\lambda + jk_\lambda$), pour divers types d'aérosols. La longueur d'onde est $\lambda = 450$ nm, ce qui correspond à un rayonnement dans le visible. Source : [51].



Modèle de Mie
Perturbation de E et B : équations de Maxwell



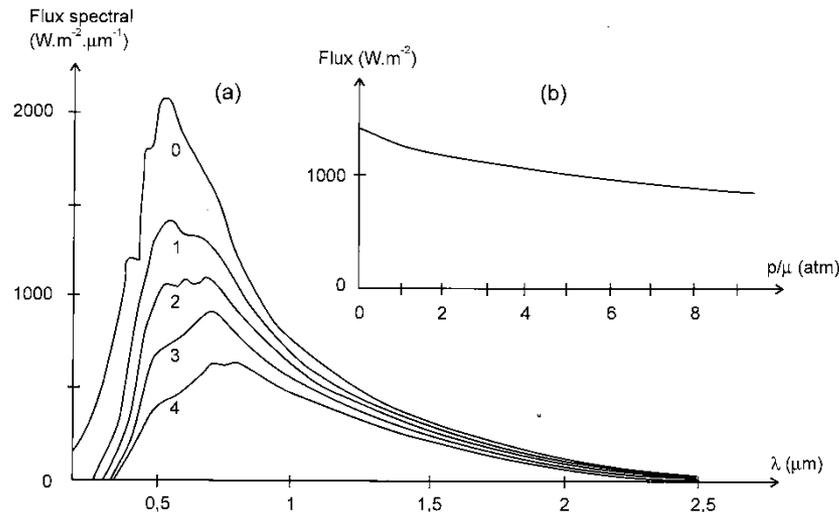
K_v^{ext} K_v^{abs} K_v^{dif}

Les processus physiques: la diffusion par les gaz

Cas limite de la théorie de Mie (interaction ondes électromagnétiques / particules sphériques):
partie imaginaire de l'indice de réfraction n_{λ} et rayon tendent vers 0



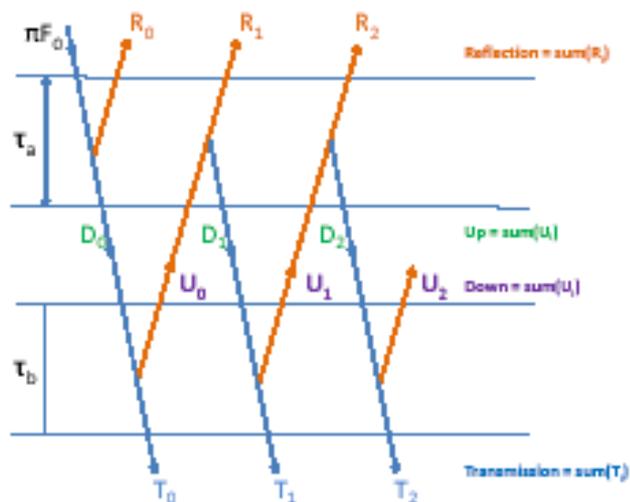
K_v^{dif} est proportionnel à $\lambda^{-4.09}$
Couleur bleue du ciel



Si on calcule le rayonnement direct en ne prenant en compte que la diffusion Rayleigh, on peut déterminer pour une atmosphère type, le rayonnement direct restant en fonction du nombre d'atmosphères traversées

L'albedo ou le pouvoir réflecteur du sol ou de l'atmosphère

Pour une longueur d'onde donnée, l'albedo R d'une surface ou d'une couche atmosphérique est la fraction du rayonnement diffus qui est réfléchi vers la direction incidente.



Pour l'atmosphère on peut agréger les couches atmosphériques a et b en sommant sur les réflexions on obtient l'albedo R_{ab} :

$R_{ab} = R_a + R_b \tau_a^2 / (1 - R_a R_b)$ où $\tau_a = 1 - R_a$ est la transmission de la couche a

Les albedos ne sont donc pas additifs

Surface	Albédo (visible)	Surface	Albédo (visible)
Eau liquide	0.05-0.20	Herbe	0.15-0.25
Neige fraîche	0.75-0.95	Désert	0.20-0.40
Neige « âgée »	0.40-0.70	Forêt	0.10-0.25
Glace de mer	0.25-0.40	Bitume	0.05-0.20
Nuages	0.20-0.90	Ville	0.10-0.27

Tableau 2.4 – Valeurs indicatives d'albédo en fonction de la surface du sol pour un rayonnement visible. Source : [60].

Les processus physiques: L'équation complète du transfert radiatif

Pour un rayonnement diffus dans un milieu homogène horizontalement

$$\mu \frac{\partial I_\nu(t_\nu, \varphi, \mu)}{\partial t_\nu} = I_\nu + \frac{1 - K_\nu}{4\pi} (S_{\nu 0} \exp(-t_\nu / \mu_0) P_{I\nu}(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) + \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{I\nu}(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I_\nu(t_\nu, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' - K_\nu B_\nu(T))$$

avec $dt_\nu = -K_\nu^{\text{ext}} \rho dz$,
 $K_\nu^{\text{ext}} = K_\nu^{\text{dif}} + K_\nu^{\text{abs}}$ et $K_\nu = K_\nu^{\text{abs}} / K_\nu^{\text{ext}}$

Il faut y ajouter l'équation pour le rayonnement parallèle (Solaire) direct

$$S_\nu(t_\nu) = S_{\nu 0} \exp(-t_\nu / \mu_0)$$

Pour calculer les flux et construire un modèle de rayonnement, il faut donc réaliser plusieurs intégrations sur: l'angle zénithal, la fréquence et le chemin optique

Modèle de rayonnement: Le domaine Infrarouge ou thermique

Les hypothèses: émission propre de l'atmosphère, rayonnement isotrope, la diffusion est négligée

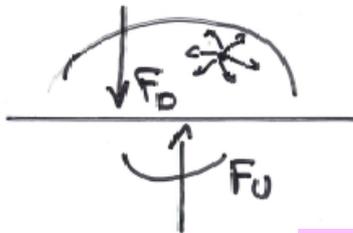
$$K_v^{ext} = K_v^{abs} = K_v^{em}, K_v^{dif} = 0$$



1- intégration suivant l'angle zénithal

Méthode « two stream »

Fu: flux montant; F_D: flux descendant



2 – intégration suivant l'épaisseur optique en z

$$\int_z^{z'} \rho K_v^{em}(P, T) dz = K_v^{em}(P_0, T_0) U(z, z') \text{ avec } U(z, z') = \int_z^{z'} \rho \left(\frac{P}{P_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{n/2} dz$$

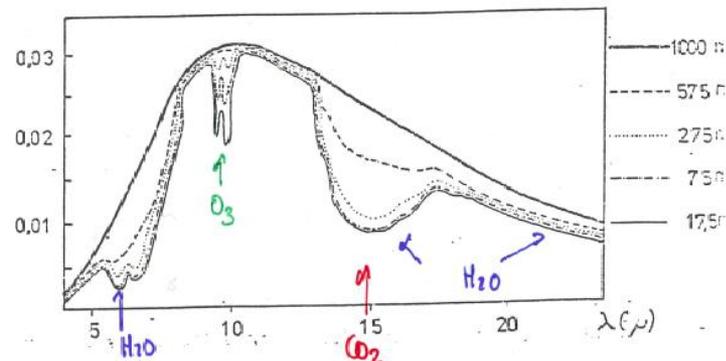
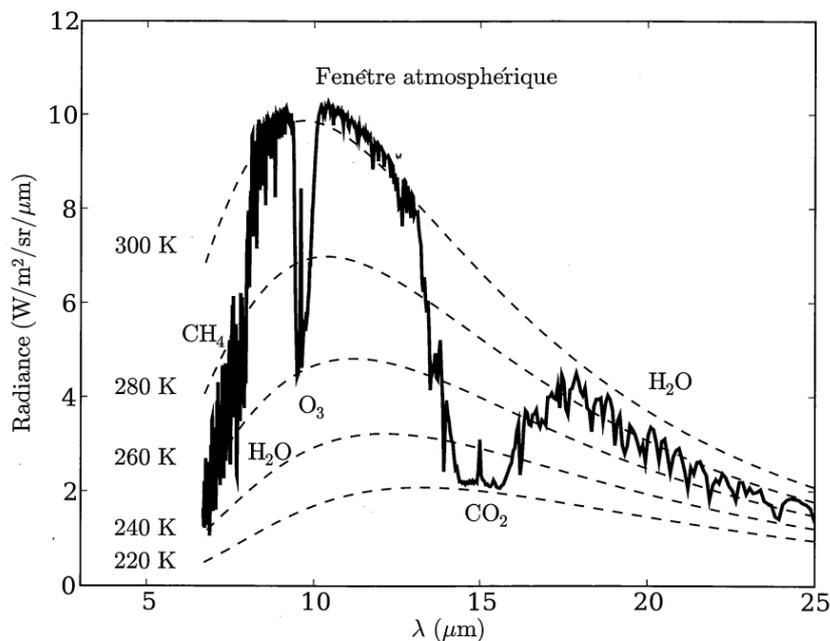
3 – intégration suivant la fréquence: approximation d'émissivité

$$\varepsilon(z, z') = \frac{1}{\sigma T^4} \int_0^\infty K_v^{em}(z, z') \pi B_\nu(T) d\nu$$

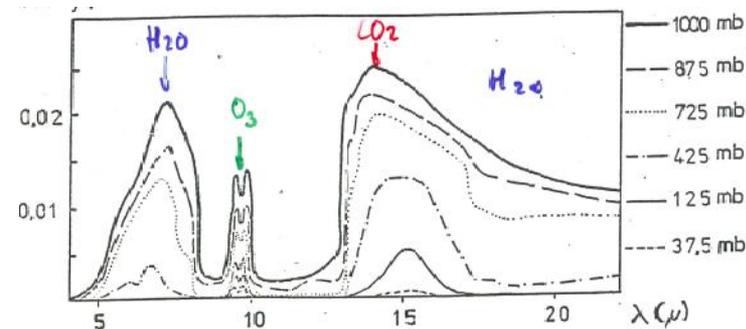
$$Fu = \sigma T_s^4 (1 - \varepsilon(0, z)) - \int_0^z \sigma T^4 \frac{\partial \varepsilon(z, z')}{\partial z} dz' \quad Fd = \int_z^\infty \sigma T^4 \frac{\partial \varepsilon(z, z')}{\partial z} dz'$$

Le taux de réchauffement dans les couche est la divergence verticale du flux net

Modèle de rayonnement: Le domaine Infrarouge ou thermique – les absorbants atmosphériques



Le flux infrarouge montant

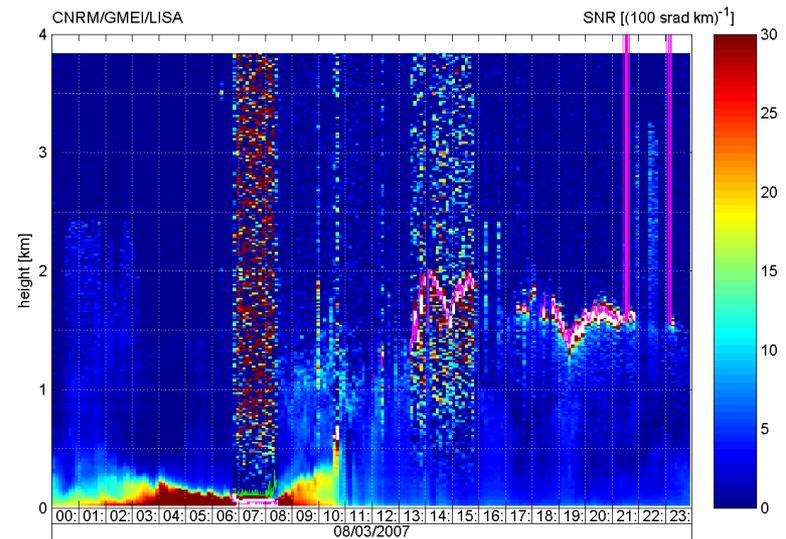
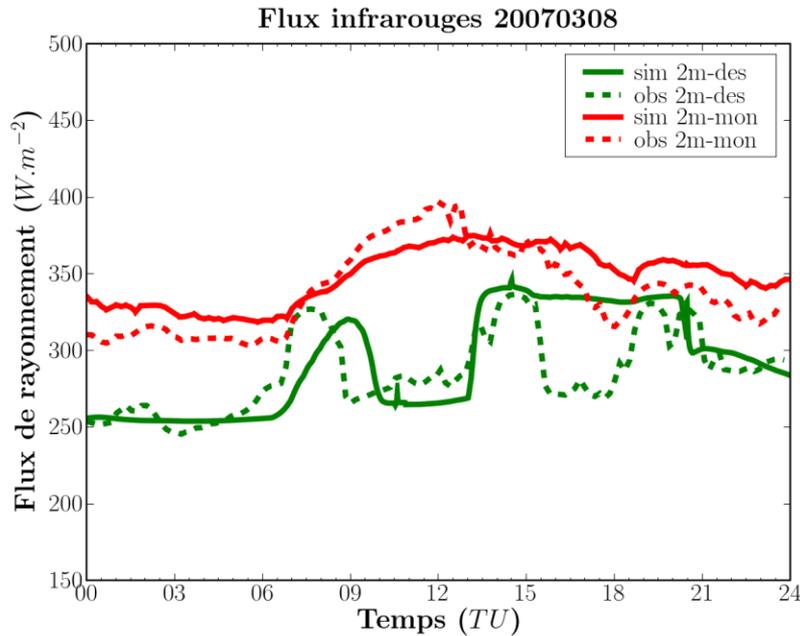


Le flux infrarouge descendant

$$\varepsilon(z, z') = \varepsilon_{\text{H}_2\text{O}}(U_{\text{H}_2\text{O}}) + \varepsilon_{\text{CO}_2}(U_{\text{CO}_2}) \tau_{15\mu}(U_{\text{H}_2\text{O}}) + \varepsilon_{\text{O}_3}(U_{\text{O}_3}) + \varepsilon_{\text{dim}}(U_{\text{dim}}) \tau_w(U_{\text{H}_2\text{O}})$$

Modèle de rayonnement: Le domaine Infrarouge

Ciel couvert – flux descendant au sol (ParisFOG)



Mesure du télémètre de nuage du CNRM

Comparaison mesure-calcul pour les flux IR descendant et montant à 2m durant la campagne ParisFog

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire ou visible – ciel clair

Les hypothèses: pas d'émission propre dans l'atmosphère, rayonnement direct parallèle
diffusion moléculaire paramétrée



1 – intégration suivant l'épaisseur optique: approximation d'échelle

$$U = \int_z^{z'} \rho q \left(\frac{P}{P_0} \right)^n \left(\frac{T_0}{T} \right)^{n/2} dz$$

$$\tau_\nu = \exp(-K_\nu^{ext} U / \mu_0)$$

2 - Intégration suivant la fréquence

$$\tau(z, \infty, \mu_0) = \frac{1}{S_\infty} \int_0^\infty S_\nu(\infty) \tau_\nu(z, \infty, \mu_0) d\nu$$

$$Sd = \mu_0 S_\infty \tau(U(z, \infty)) \quad R_g: \text{Albédo du sol}$$

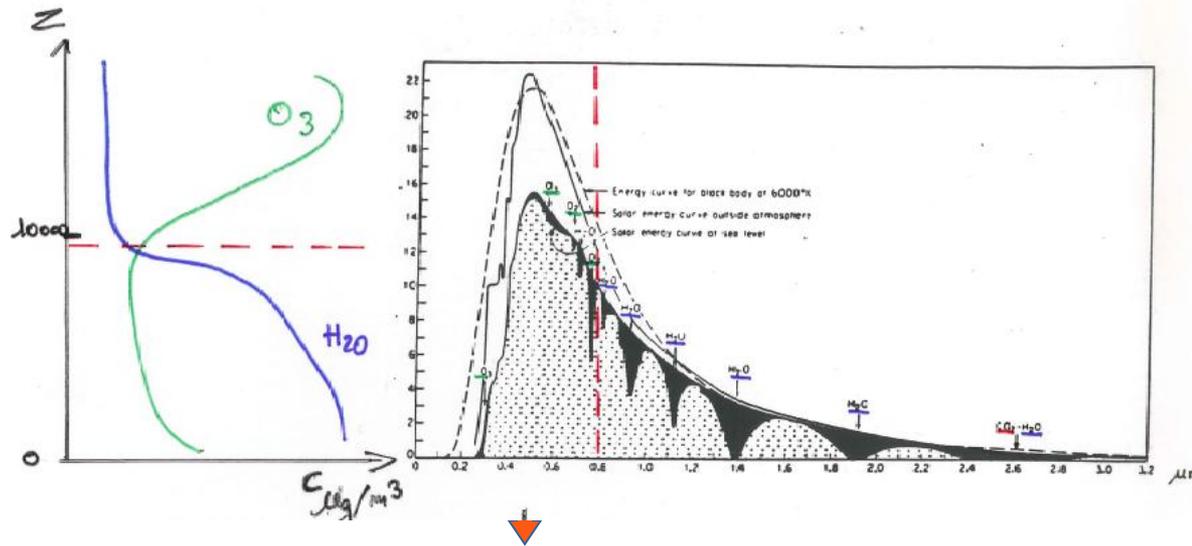
$$Su = \mu_0 S_\infty R_g \tau(U(0, \infty), U(0, \infty) - U(z, \infty))$$

Réchauffement dans les couches et flux au sol

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial (Su - Sd)}{\partial z}$$

$$Sd(0) = \mu_0 S_\infty \tau(U(0, \infty))$$

Modèle de rayonnement simplifié a 2 bandes: Le domaine solaire ou visible – les absorbants



2 étapes

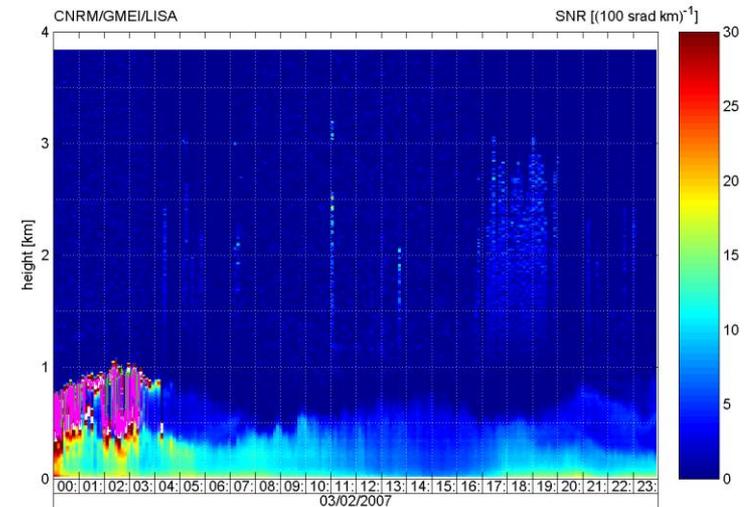
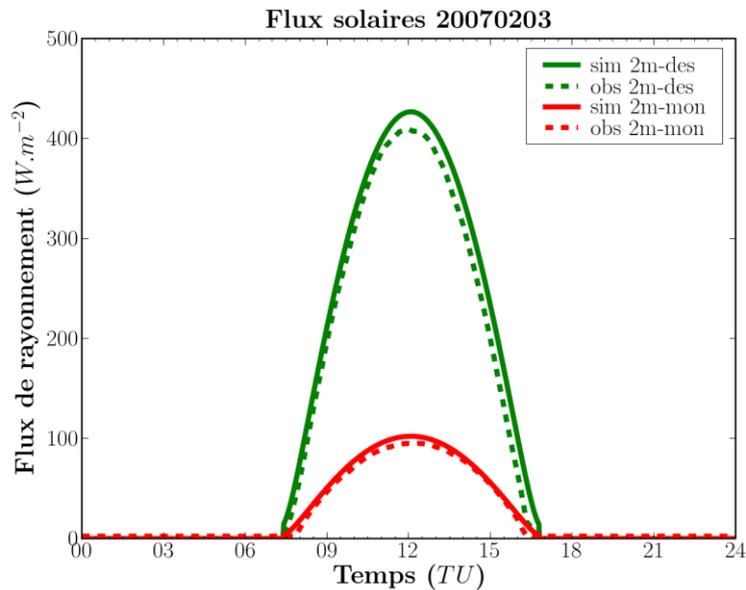
- 1 – absorption par l’ozone en altitude dans la bande 0.2 – 0.8 μ
- diffusion Rayleigh paramétrée en bas par un albédo de surface:

$$\tau(U_{O_3}(z, z'))$$

- 2 - absorption par la vapeur d’eau en bas dans le bande 0.8 – 3 μ
- diffusion Rayleigh négligée, $R=R_g$ albédo du sol

$$\tau(U_{H_2O}(z, z'))$$

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire ou visible – flux descendant au sol (ParisFOG)



Mesure du télémètre de nuage du CNRM

Comparaison mesure-calcul pour les flux solaires descendant et montant à 2m durant la campagne ParisFog

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire ou visible – ciel nuageux

On ne peut plus négliger la diffusion par les gouttes de nuages (aérosols)



Rayonnement parallèle + Rayonnement diffus
 Nuages caractérisés par:
 Teneur en eau liquide, $rg=10\mu$
 N: Nébulosité

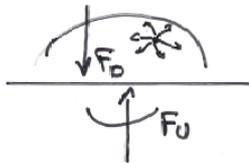


Propriétés optiques

$$\omega_0 = 1 - K_v = \frac{K_v^{dif}}{K_v^{ext}} = f(U_{H2O}) \quad \text{Albédo de simple diffusion}$$

$g=0.85$: facteur d'asymétrie de la fonction de diffusion

$$\delta = \frac{3}{2} \frac{U_{H2O}}{re} \quad \text{Épaisseur optique du nuage}$$



intégration suivant l'angle zénithal: méthode two stream

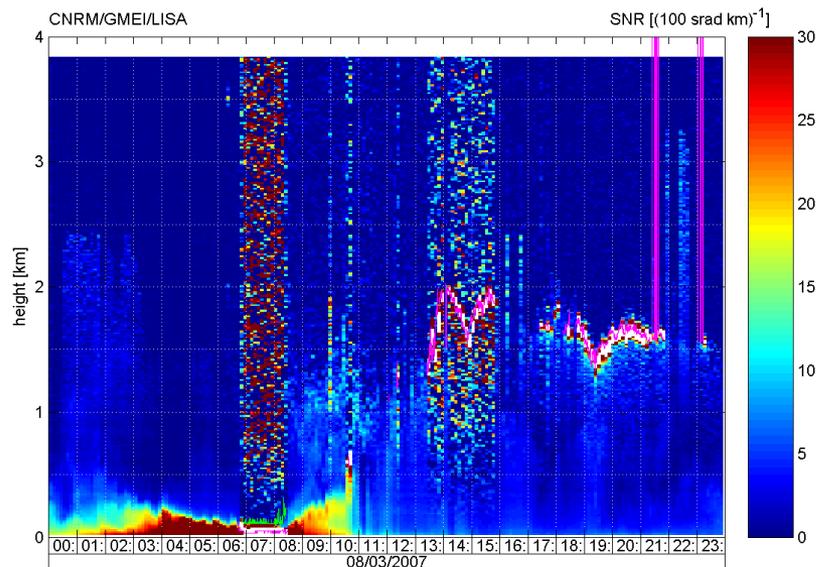
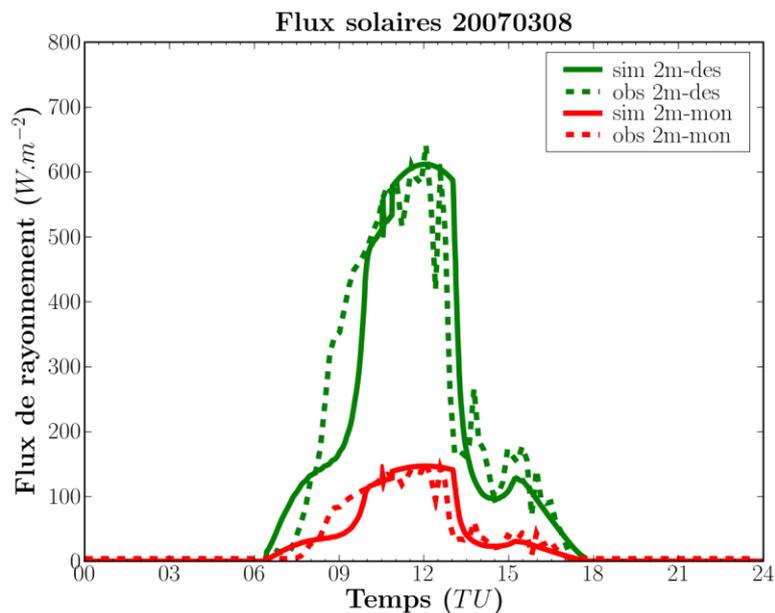


Fonctions τ et R pour chaque couche nuageuse pour les flux montants et descendants

On peut traiter les aérosols comme des gouttes de nuage mais avec des propriétés optiques différentes

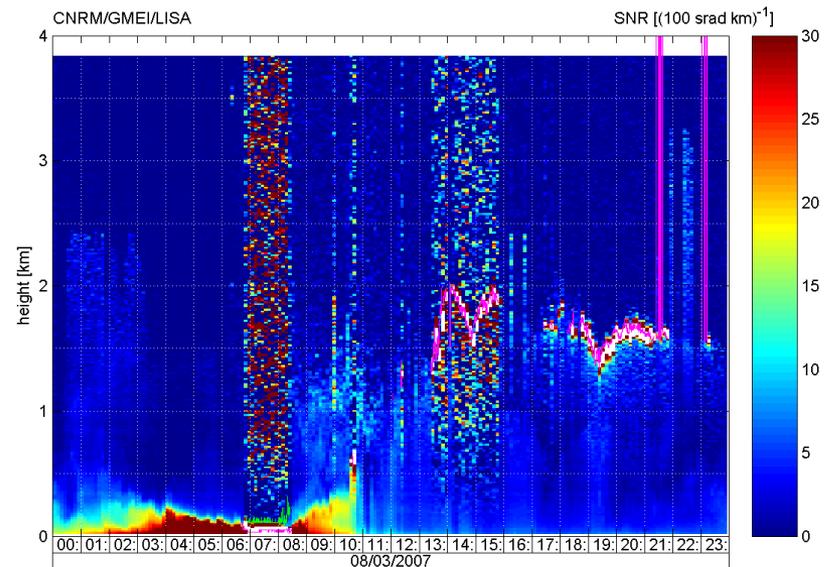
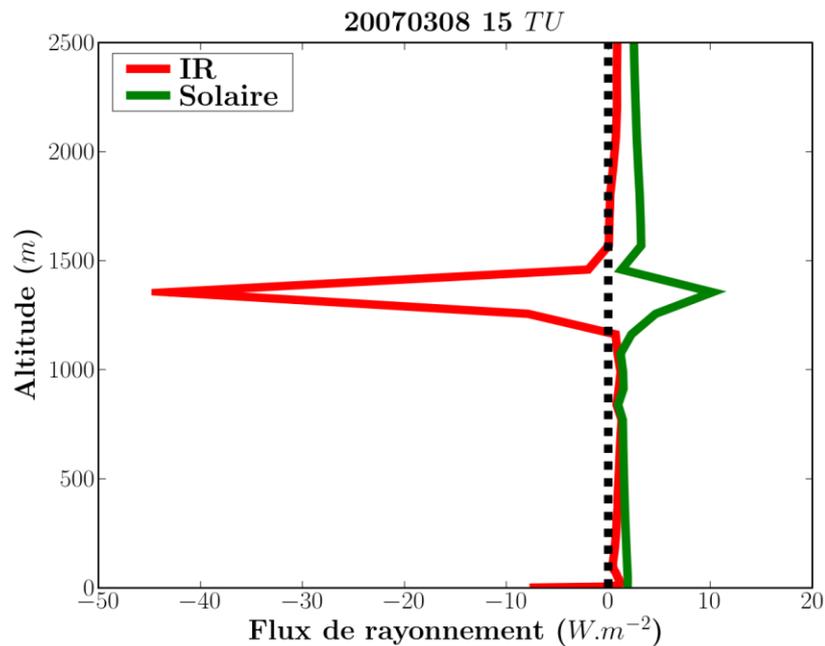
Modèle de rayonnement: Le domaine solaire

Ciel couvert – flux descendant au sol (ParisFOG)



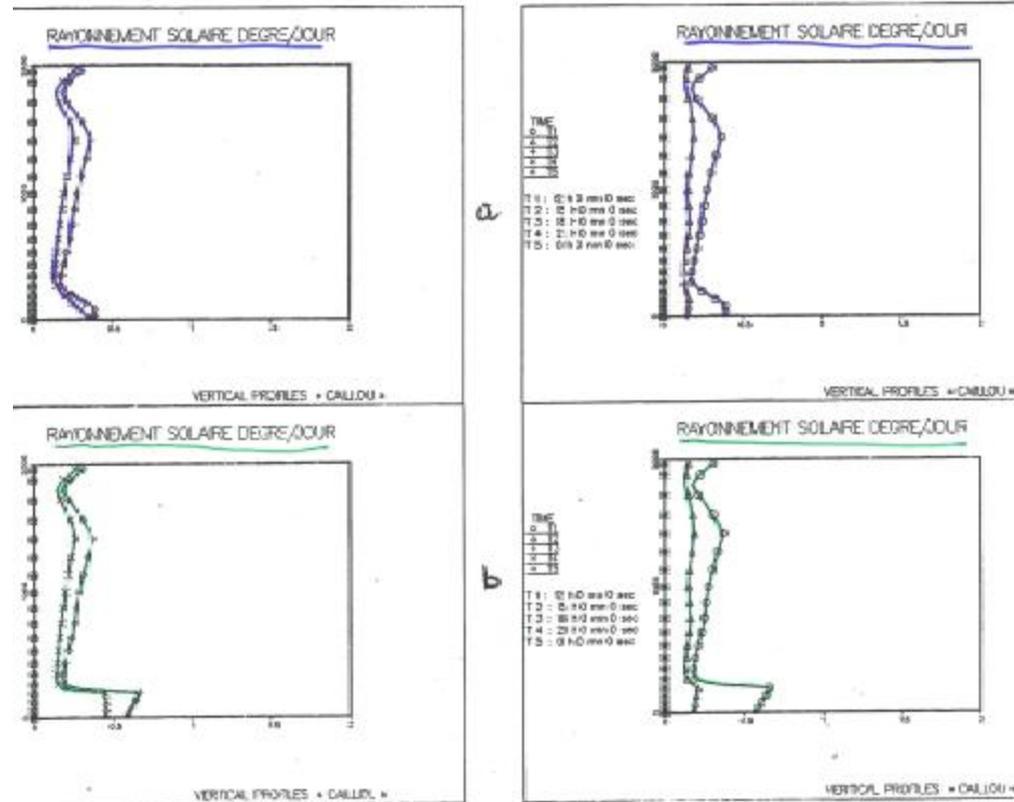
Mesure du télémètre de nuage du CNRM

Modèle de rayonnement: Taux d'échauffement dans les couches nuageuses (ParisFog)



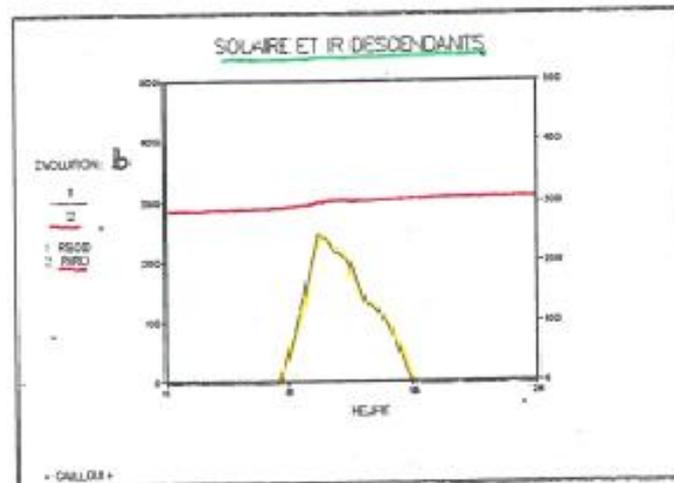
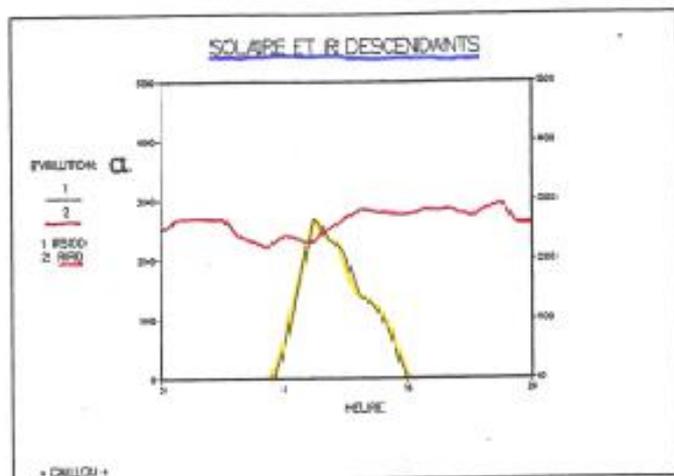
Mesure du télémètre de nuage du CNRM

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire ou visible – influence des aérosols dans les couches



Réchauffement pour une couche d'aérosols de $400 \mu\text{g}/\text{m}^3$ dans les 200 premiers mètres de l'atmosphère

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire et IR influence des aérosols - flux descendants au sol



Flux au sol descendants dans le visible et l'infrarouge en W/m^2 pour une couche d'aérosols de $400 \mu g/m^3$ dans les 200 premiers mètres de l'atmosphère

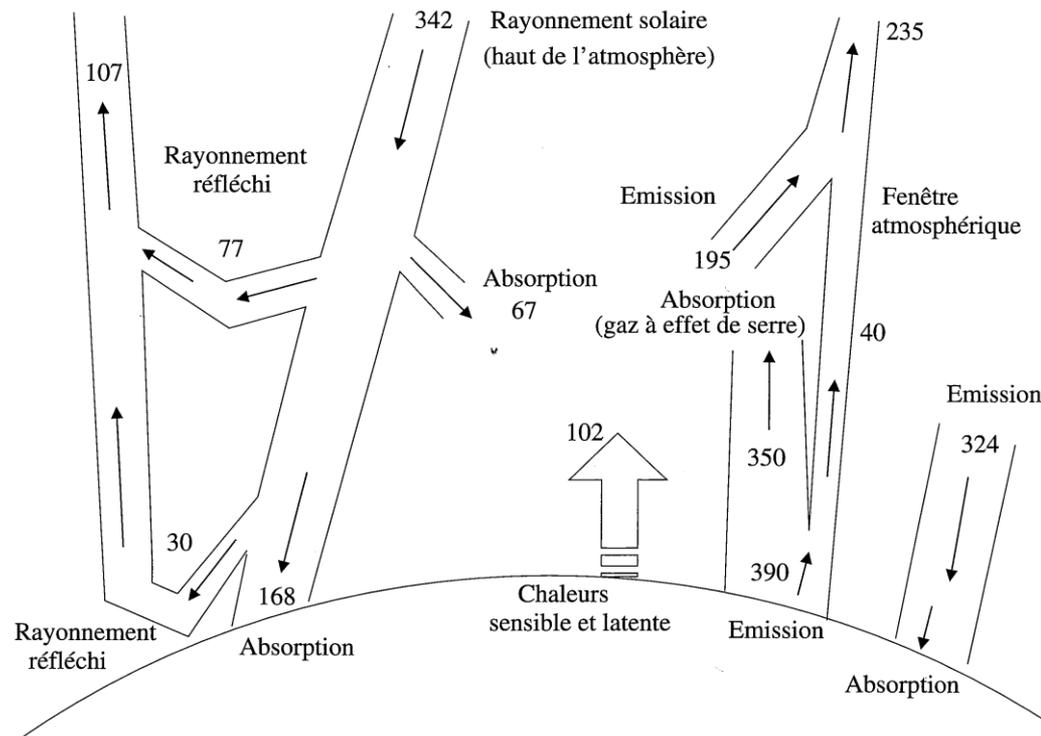
Bilan radiatif du système terre-atmosphère

La loi de Stefan-Boltzman appliquée au soleil avec une température de surface de 5783 K conduit à la constante solaire S de 1368 w/m²

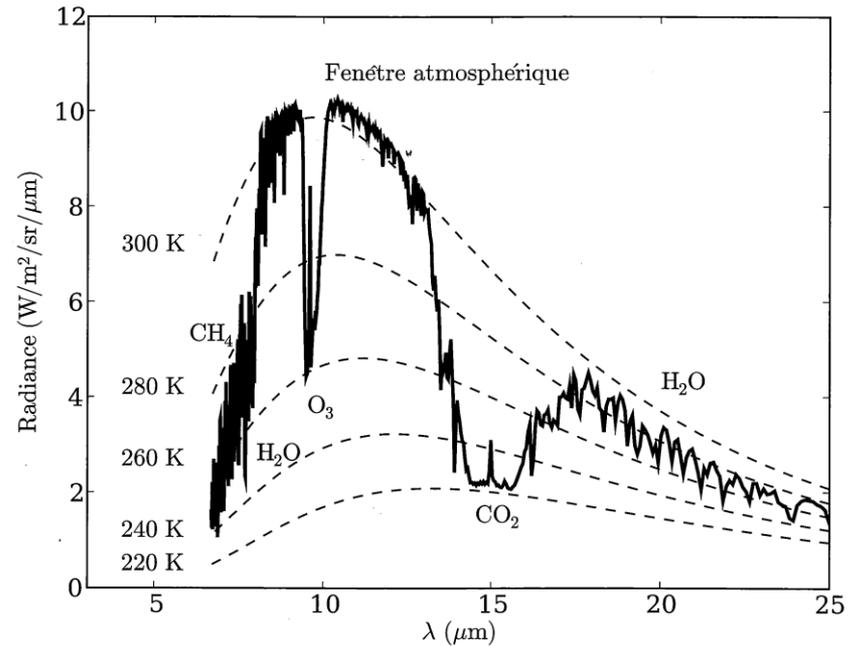
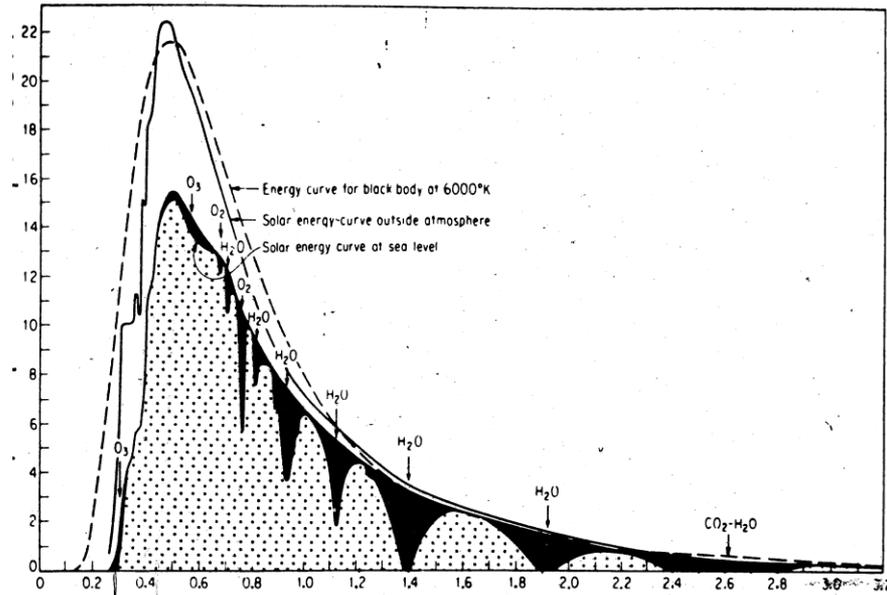
$$S = \frac{R_s^2}{d_{\text{terre-soleil}}^2} \sigma T_s^4 = 1368 \text{ Wm}^{-2}$$

L'énergie disponible F_s pour le système terre-atmosphère qui tient compte de l'éclairement d'une partie de la sphère terrestre est : $F_s = S/4 = 342 \text{ w/m}^2$

Bilan énergétique global pour le système terre-atmosphère en moyenne



Effet de serre: Le mécanisme physique



Effet de serre: L'atmosphère est transparente dans le domaine du rayonnement solaire (visible) alors qu'elle ne l'est pas dans le domaine du rayonnement terrestre (infrarouge).

Ainsi l'énergie radiative issue du soleil chauffe la surface terrestre qui émet dans la domaine du rayonnement IR qui se trouve piégé par la partie basse de l'atmosphère

Effet de serre : les différents gaz à effet de serre et leur impact sur le changement climatique

On peut calculer un facteur d'impact qui dépend du budget radiatif de l'ensemble terre-atmosphère:
 $\Delta F = \sigma(T_e + \Delta T_e)^4 - F_s(1-A)$ où T_e est la température du système Terre-Atmosphère

Espèce X_i	ΔF_{X_i} ($W m^{-2}$)	Incertitude	Niveau de confiance
Gaz à effet de serre	2.43	10 %	Fort
dont CO ₂	1.46	-	-
dont CH ₄	0.48	-	-
dont N ₂ O	0.14	-	-
dont halocarbonés	0.34	-	-
O ₃ stratosphérique	-0.15	67 %	Moyen
O ₃ troposphérique	0.35	43 %	Moyen
Aérosols sulfatés (direct)	-0.4	[-0.8, -0.2]	Faible
Aérosols feux de biomasse (direct)	-0.2	[-0.6, -0.07]	Très faible
Suie (carbone élémentaire, direct)	0.1	[0.03, 0.3]	Très faible
Aérosols organiques (direct)	-0.1	[-0.3, -0.03]	Très faible
Aérosols minéraux	[-0.6, 0.4]	-	Très faible
Effet indirect des aérosols	[-2, 0]	-	Très faible
Traînées de condensation (aviation)	0.02	350 %	Très faible
Formation de cirrus (aviation)	[0, 0.04]	-	Très faible
Albédo de surface (usage des sols)	-0.2	100 %	Très faible
Activité solaire	0.3	67 %	Très faible

Tableau 2.8 – Forçage radiatif moyen annuel de 1750 à 2000 tel qu'estimé par les travaux de l'IPCC en 2001. Source : [103].

Effet de serre des nuages et des aérosols : un bilan contrasté

Les nuages jouent un rôle essentiel pour le bilan radiatif avec deux effets contradictoires: refroidissement du rayonnement solaire mais augmentation par effet de serre dans le rayonnement Infrarouge: c'est une des sources majeures d'incertitude dans la modélisation du changement climatique.

Les aérosols ont une contribution plus faible mais aussi contrasté:

- Effet direct des aérosols sulfatés par augmentation de l'albédo
- Effet indirect en tant que noyau de condensation pour les gouttes de nuage et de leur composition chimique

Effet	description	impact
Effet indirect des aérosols pour les nuages avec un contenu en eau liquide fixé (albédo des nuages, effet Twomey)	Plus de petites gouttes réfléchissent plus le rayonnement solaire.	$\Delta F_0 < 0$
Effet indirect des aérosols pour les nuages avec un contenu en eau liquide variable (effet de temps de vie)	Les petites gouttes diminuent les précipitations et augmentent le temps de vie des nuages.	$\Delta F_0 < 0, p_0 \downarrow$
Effet semi-direct	L'absorption du rayonnement solaire (suie) peut augmenter l'évaporation	$\Delta F_0 < 0 ? , p_0 \downarrow$

Tableau 2.12 – Effets indirects des aérosols. ΔF_0 désigne le bilan radiatif au sol et p_0 l'intensité de pluie (par exemple en mm heure⁻¹). Source : [88].

Visibilité atmosphérique: la formule de Koschmieder

La visibilité peut se calculer à partir de la loi de Lambert-Beer en l'appliquant au rayonnement visible émis par un objet et par son milieu environnant, on parle alors de contraste visuel:

$$Cv = \frac{I_{Objet} - I_{Env}}{I_{Env}}$$

$$\frac{dCv}{dx} = -K^{ext} Cv \quad \Rightarrow \quad Cv = \exp(-K^{ext} x)$$

La visibilité exprimée en m est définie par un seuil en deçà duquel l'oeil humain ne peut distinguer les objets. On choisi en général un seuil de 2%. Ceci conduit à la relation de Koschmieder:

$$x = \frac{\ln(1/Cv)}{K^{ext}} = \frac{\ln(1/0.02)}{K^{ext}} = \frac{3.912}{K^{ext}}$$

Visibilité atmosphérique: coefficient d'extinction pour les aérosols et les brouillards

Pour les aérosols des formules empiriques existent dépendantes de leur composition chimique

$$K^{ext} = 2f(Hu) ([NH_4SO_4] + [NH_4NO_3] + 1.4[OC] + 10[EC] + [mineral] + 0.6[coarse] + 10.$$



Figure 2.20 – Diminution de la visibilité du fait de la pollution particulaire. À gauche : un ciel « de Rayleigh » (17 juin 2004, $PM_{10}=20 \mu\text{g m}^{-3}$). À droite : un épisode de pollution particulaire (9 juin 2004, $PM_{10}=80 \mu\text{g m}^{-3}$). PM_{10} désigne les particules dont le rayon est, en première approximation, inférieur ou égal à $10 \mu\text{m}$. Crédit : Airparif.

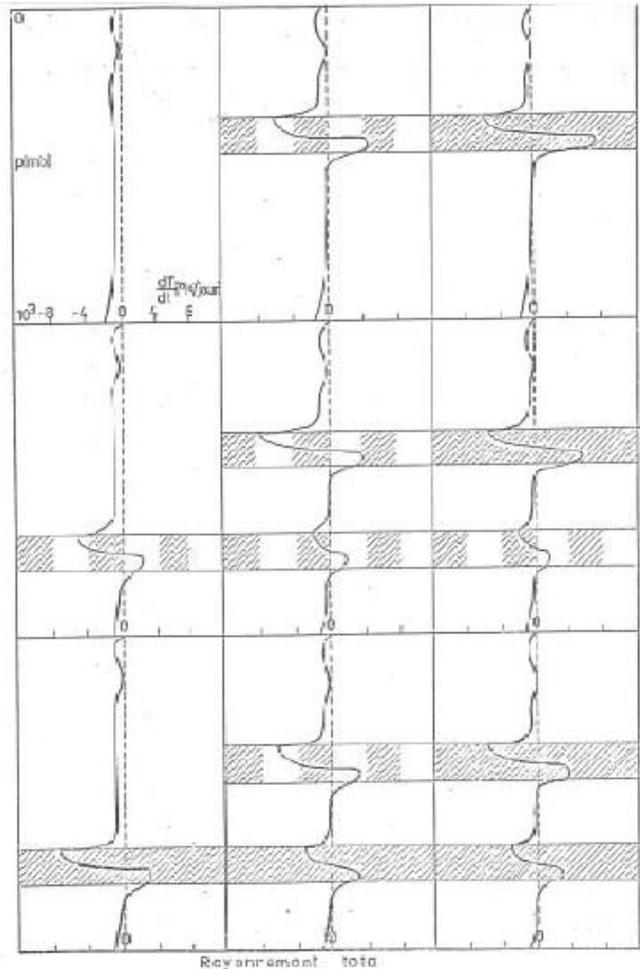
Pour les brouillards des études récentes montrent qu'il faut prendre en compte le contenu en eau liquide ql mais aussi le nombre de gouttelettes Ng

$$K^{ext} = (ql Ng)^{0.6473}$$



Modèle de rayonnement: Le domaine solaire et IR

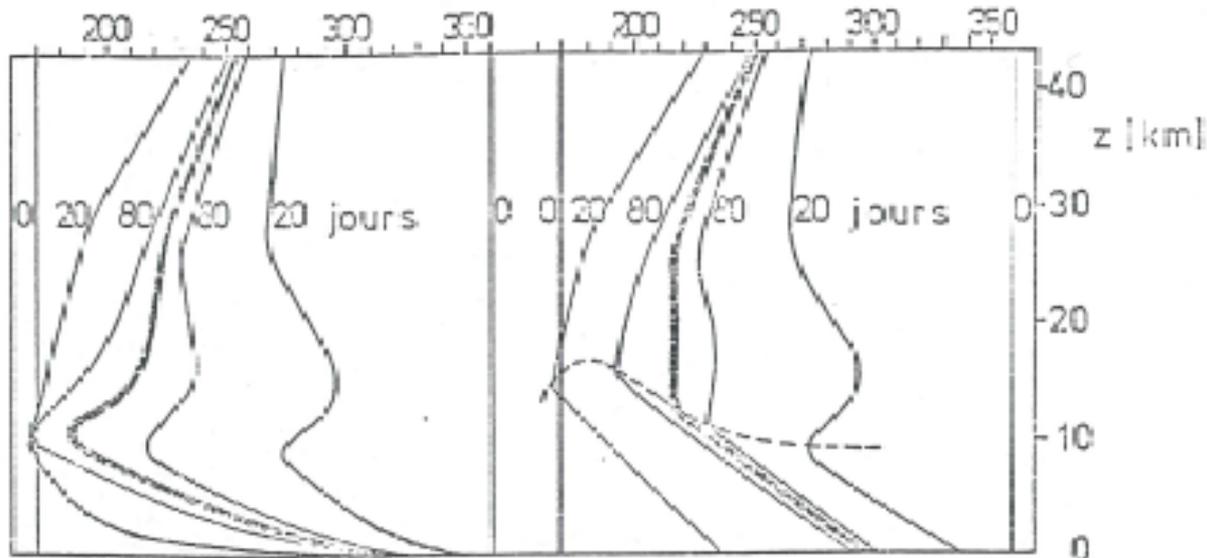
Réchauffement dans des nuages multi couches



Effets du rayonnement atmosphérique total (solaire et infrarouge cumulé) dans différents couches de nuages selon leur disposition sur la verticale et leur nébulosité

Modèle de rayonnement: Le domaine solaire et IR

La structure thermique verticale de l'atmosphère



équilibres radiatif

équilibres radiatifs-convectifs

Temps de mise en place de la structure thermique verticale de l'atmosphère à partir d'une atmosphère isotherme

- **Ces notes de cours sont largement inspirées de deux ouvrages dont les auteurs sont ici remerciés**
 - Bruno Sportisse, 2008: Pollution atmosphérique, des processus à la modélisation. Chapitre 2 Interaction matière/rayonnement, Springer Verlag, pp 53-98.
 - Gérard de Moor, , 2007: Le transfert radiatif en météorologie. Cours et Manuel n°17 Météo France, 433pp.

- **Quelques livres/articles de référence**
 - Platridge, G.W. and C.M.R. Platt, 1980: Radiative processes in meteorology and climatology. Elsevier, 318 pp.
 - Liou , K.N., 1980: An introduction to atmospheric radiation. Int. Geophys. Ser., 25, Academic Press, 392 pp.
 - Stephens, G.L., 1984: Review. The parameterization of radiation for numerical weather prediction and climate models. Monthly Weather Review, 112, 825-867.