TD Bilan radiatif et effet de serre

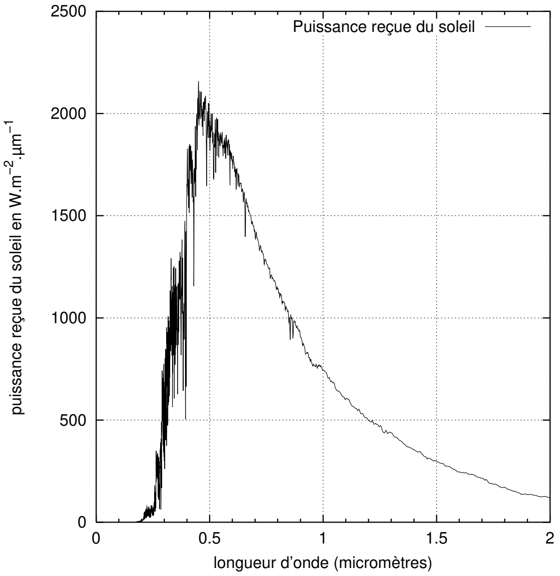
1 Constante solaire

1.1 Par quel mécanisme l'énergie produite par le soleil est-elle transportée jusqu'aux planètes ?

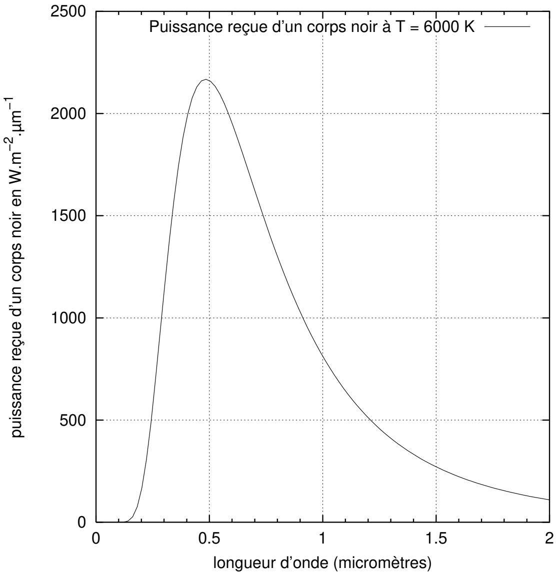
1.2 Repérer la longueur d'onde approximative du maximum dans le spectre solaire de la figure 1(a).

1.3 En évaluant approximativement la surface sous cette courbe, estimer la constante solaire C qui représente l'éclairement produit par le Soleil sur une surface de 1 m^2 placée au sommet de l'atmosphère terrestre, perpendiculairement au rayonnement lumineux.

1.4 Délimiter la partie visible du spectre



(a) Spectre solaire



(b) Spectre d'un corps noir à 6000 K

Fig. 1: *Puissance reçue au sommet de l'atmosphère terrestre*

- Le soleil émet un rayonnement thermique qui peut être modélisé par celui d'un corps noir à une température absolue T_S (cf. figure 1). La longueur d'onde du maximum d'émission se situe vers $\lambda_{\max} = 0,47\ \mu$m. Quelle est sa température absolue T_S ?
- Son rayon R_S mesure environ 700 000 km. La distance moyenne Terre-Soleil D est d'environ $1,5 \times 10^{11}$ m. Évaluer la puissance rayonnée par le soleil, par unité de surface, tout d'abord à la surface du soleil, puis (cf. figure 2) au niveau de la planète terre : on obtient ainsi la constante solaire terrestre C.

2 Équilibre radiatif des corps noirs, gris et non-gris

Une surface plane S au voisinage de la terre, par exemple sur un satellite, est exposée perpendiculairement au rayonnement solaire de valeur $C \approx 1376$ W m^{-2}. On néglige le rôle joué par le rayonnement terrestre.

2.1 Corps noir

On suppose que la surface se comporte comme un corps noir. Calculer la température d'équilibre radiatif de cette surface en supposant qu'elle émet sur une face, puis sur ses deux faces.

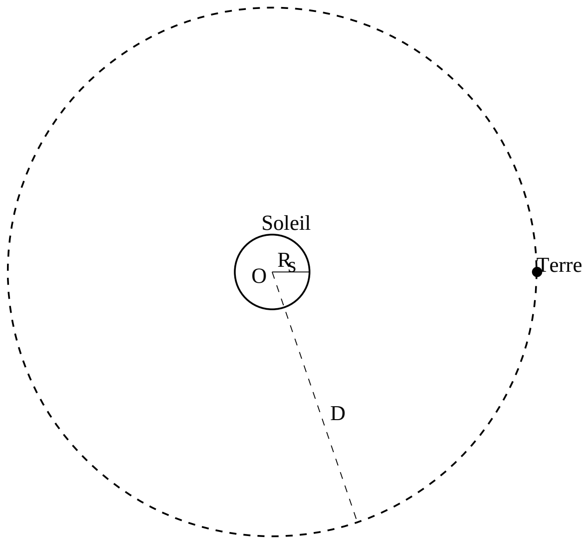


Fig. 2: *Calcul de la constante solaire*

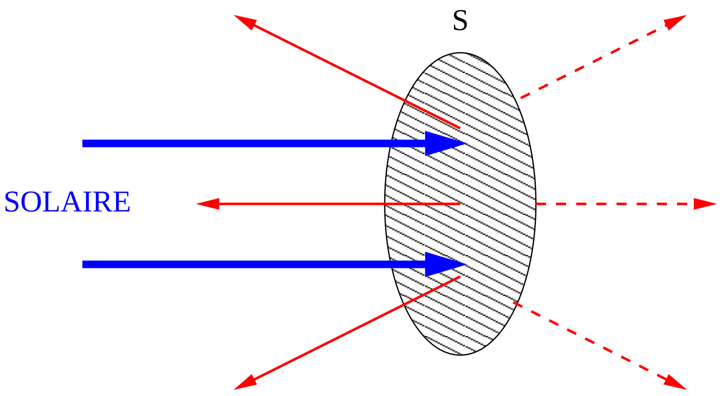


Fig. 3: *Équilibre radiatif d'une surface plane S perpendiculaire au rayonnement solaire*

2.2 Corps gris : substances non sélectives

On suppose que la surface se comporte comme un corps gris d'émissivité $\varepsilon = 0,8$. Rappeler la loi de Kirchhoff et calculer la température d'équilibre radiatif de cette surface en supposant qu'elle émet sur une face, puis sur ses deux faces. Quelle est l'influence de l'émissivité ?

2.3 Corps non gris : substances sélectives

On suppose au contraire que les coefficients d'absorption de la surface pour son propre rayonnement et le rayonnement solaire (de spectres supposés disjoints) sont respectivement $\alpha_{\text{surface}} = 0,8$ et $\alpha_{\text{soleil}} = 0,1$. Calculer sa température d'équilibre radiatif dans les deux cas précédents. Justifier l'hypothèse de non-recouvrement des spectres absorbé et émis. Qu'entend-on par substances sélectives *chaudes* ou *froides* ?

3 Température d'équilibre radiatif de la Terre

Le flux solaire reçu au sommet de l'atmosphère terrestre par une surface placée perpendiculairement aux rayons solaires a pour valeur $C = 1376$ W m^{-2} (constante solaire terrestre). L'ensemble Terre-atmosphère présente vis-à-vis du rayonnement solaire l'albédo moyen $A = 0,3$.

3.1 Albédo et géométrie sphérique

Calculer le flux solaire *moyen* reçu par l'hémisphère éclairé au sommet de l'atmosphère et en déduire les flux solaires moyens (voir la figure 4) par unité de surface *terrestre* C' reçu et C'' absorbé globalement par la Terre.

3.2 Température sans effet de serre

On néglige l'effet de serre dû à l'atmosphère et l'on se propose de calculer la température radiative T_e de la surface terrestre. Pour cela, on assimilera la Terre à un corps noir en équilibre radiatif. Exprimer le flux solaire absorbé par la Terre et le flux tellurique infra-rouge qu'elle émet. Déterminer sa température d'équilibre radiatif T_e.

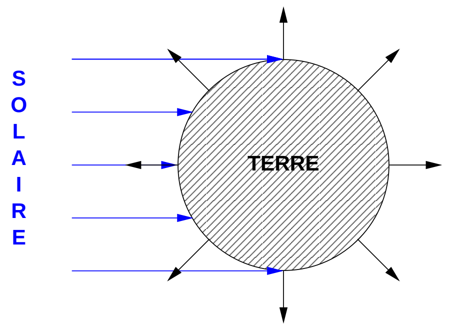


Fig. 4: *Équilibre radiatif de la planète terre sans effet de serre*

3.3 Température avec effet de serre

On considère que l'atmosphère se comporte comme une couche qui n'absorbe pas le rayonnement solaire (elle en réfléchit une fraction A), mais présente une émissivité $\varepsilon_{\mathrm{IR}} = 1$ dans le domaine de son propre rayonnement infra-rouge et de celui de la terre. En considérant la terre comme un corps noir idéal à la fois dans le domaine solaire et tellurique, écrire successivement les équilibres radiatifs de l'atmosphère et de la terre (voir figure 5) et en déduire les puissances émises par l'atmosphère et par la terre par unité de surface.

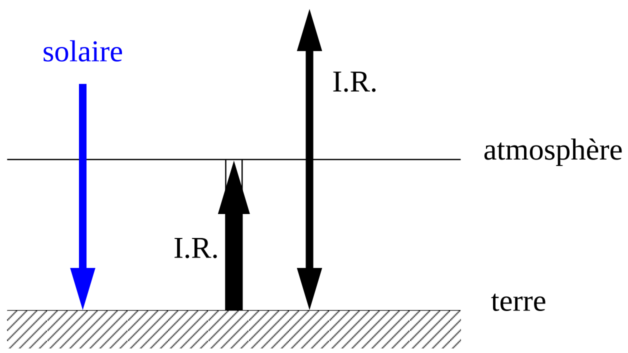


Fig. 5: *Équilibre radiatif de la planète terre avec effet de serre*

Calculer leurs températures respectives T_A et T_T.

4 Température des planètes du système solaire

On considère que le Soleil est un corps noir sphérique de rayon R_S et de température T_S et l'on appelle D la distance moyenne du centre d'une planète du système solaire au centre du Soleil, exprimée en unités astronomiques. Le tableau ci-dessous donne pour chacune de ces planètes la valeur de D et la valeur de son albédo moyen A.

4.1 Variation de l'éclairement en fonction de la distance

Déterminer l'expression de la constante solaire C à la surface de chaque planète en fonction de R_S, T_S et D, puis en fonction de C_0, constante solaire à la surface de la Terre.

4.2 Températures d'équilibre comme corps noir

Déterminer l'expression et la valeur de la température moyenne de chaque planète, en supposant qu'elle émet comme un corps noir en équilibre radiatif avec le flux solaire absorbé.

4.3 Températures d'équilibre réelles

Commenter les températures de surface observées par rapport au résultat de ce calcul et aux hypothèses utilisées. Discuter l'influence de la pression de l'atmosphère au sol, de la rotation, de l'albedo ...

Planète	Mercure	Vénus	**Terre**	Mars	Jupiter
D (UA)	0,39	0,75	**1**	1,52	5,20
Albédo (A)	0,06	0,75	**0,31**	0,21	0,44
T_{surface} (K)	100–650	700	**288**	150–300	294

Données : 1 UA $= 1,5 \times 10^{11}$ m ; $R_S = 6,9 \times 10^8$ m ; $T_S = 5820$ K ; $\sigma = 5,67 \times 10^{-8}$ W m^{-2} K^{-4}.

5 Bilan radiatif du système terre-atmosphère

La figure 6 représente le bilan global annuel moyen du système terre-atmosphère ; les flux énergétiques sont exprimés en Wm^{-2}. À partir de ces données, on demande de retrouver certaines caractéristiques du système Terre-atmosphère.

5.1 Déterminer l'albedo global de la planète Terre vis-à-vis du rayonnement solaire. Est-il sensible à la couverture nuageuse ?

5.2 On suppose que la terre émet comme un corps noir : quelle est sa température de surface T_S ? En déduire la longueur d'onde λ_T à laquelle son émission présente un maximum.

5.3 Calculer la transmittance $\mathcal{T}$ que présente l'atmosphère par rapport au flux infra-rouge émis par la terre. Quelle est l'épaisseur optique τ associée ? En déduire son absorptivité, puis son émissivité ε en infra-rouge.

5.4 Identifier les flux associés à l'effet de serre.

5.5 Le flux de chaleur latente est dû à la libération de chaleur lors de la recondensation (sous forme liquide dans les nuages) de la vapeur d'eau qui s'est évaporée de la surface du globe. Sachant que cette eau liquide est recyclée par précipitation, calculer le taux global moyen annuel de précipitation en mètres d'eau liquide par an.

Données :

constante solaire	$C \approx 1376$ W m^{-2}
constante de Stefan	$\sigma \approx 5,67 \times 10^{-8}$ Wm^{-2}K^{-4}
chaleur latente massique de vaporisation de l'eau	$L_v = 2,5 \times 10^6$ J kg^{-1}

6 Variation annuelle de la distance Terre-Soleil

Comme l'orbite de la terre est légèrement elliptique, la distance de la Terre au Soleil augmente d'environ 3,5 % entre janvier et juillet. En déduire les variations relatives correspondantes de l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère et de la température effective T de la Terre. Calculer la valeur numérique de $\Delta T/T$ pour $T \approx 280$ K.

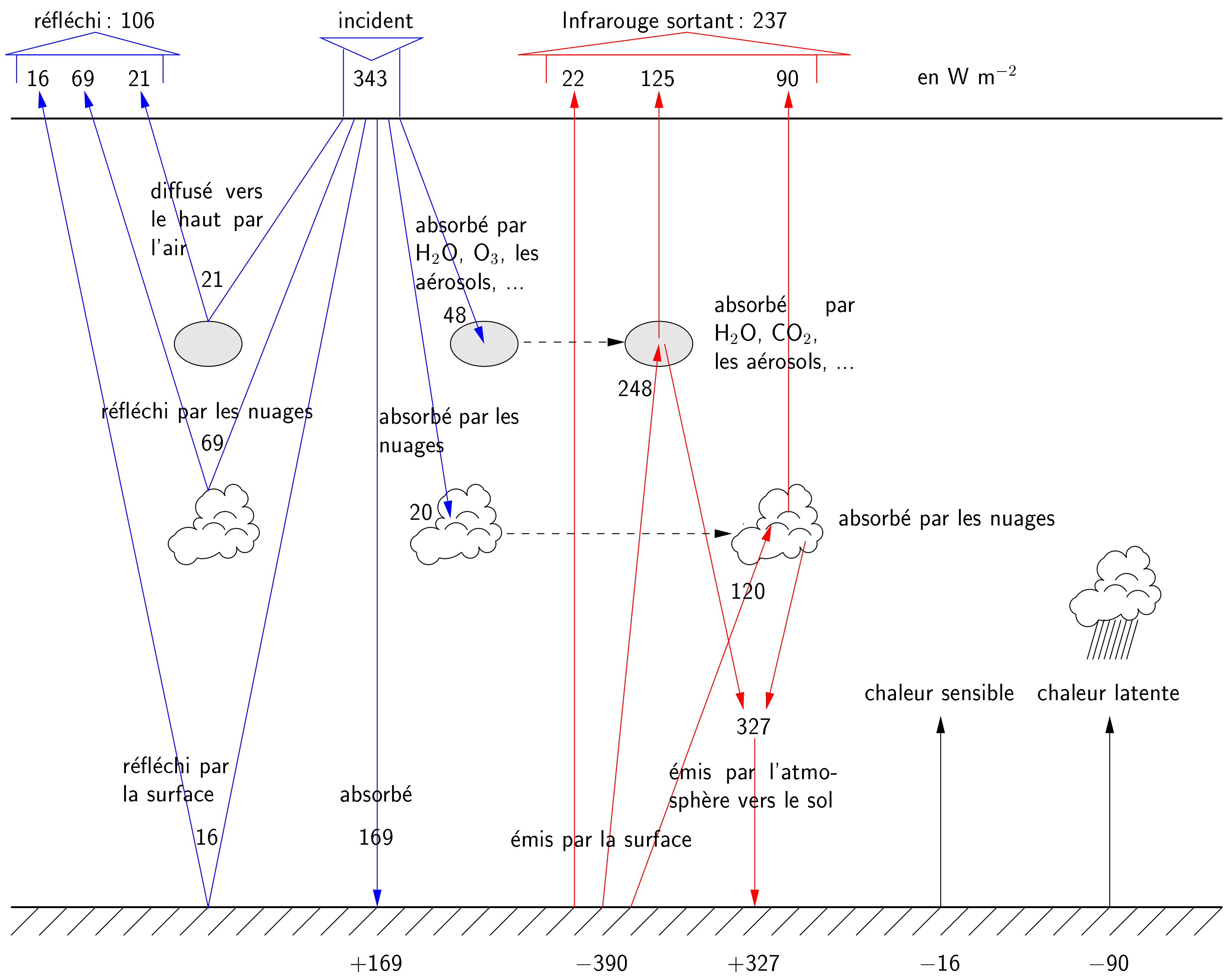


Fig. 6: *Bilan énergétique du système terre-atmosphère*

Références

[AHL87] David G. Andrews, James R. Holton, and Conway B. Leovy. *Middle Atmospheric Dynamics.* Academic Press, 1987.

[BS86] Guy Brasseur and Susan Solomon. *Aeronomy of the middle atmosphere.* D. Reidel, second edition, 1986.

[Car76] Earl J. Mc Cartney. *Optics of the Atmosphere.* Wiley, 1976.

[Des97] François Desvignes. *Rayonnements optiques.* Masson, second edition, 1997.

[FB63] Robert G. Feagle and Joost A. Businger. *Atmopsheric Physics*, volume 5 of *International Geophysics Series.* Academic Press, 1963.

[Goo95] R. M. Goody. *Principles of Atmospheric Physics and Chemistry.* Oxford University Press, 1995.

[GY89] R. M. Goody and Y. L. Yung. *Atmospheric Radiation.* Oxford University Press, second edition, 1989.

[Har94] Denis L. Hartmann. *Global Physical Climatology.* Academic Press, 1994.

[Hou85] Henry G. Houghton. *Physical Meteorology.* The MIT Press, 1985.

[Hou86] Henry G. Houghton. *The Physics of the Atmospheres.* Cambridge University Press, second edition, 1986.

[ID96] Frank P. Incropera and David P. DeWit. *Fundamentals of Heat and Mass Transfer.* John Wiley, fourth edition, 1996.

[Len93] Jacqueline Lenoble. *Atmospheric Radiative Transfer.* A. Deepak, 1993.

[Lio92] Kuo-Nan Liou. *Radiation Cloud Processes in the Atmosphere.* Oxford University Press, 1992.

[Mea84] Raymond M. Measures. *Laser Remote Sensing.* Wiley, 1984.

[Ras93] Ichtiaque Rasool. *Système Terre.* Dominos. Flammarion, 1993.

[Sad94] Robert Sadourny. *Le Climat de la Terre.* Dominos. Flammarion, 1994.

[Sal96] Murry L. Salby. *Fundamentals of Atmospheric Physics*, volume 61 of *International Geophysics Series.* Academic Press, 1996.

[TR71] J. P. Triplet and G. Roche. *Météorologie Générale.* Ecole Nationale de la Météorologie, 1971.

[WH77] John M. Wallace and Peter B. Hobbs. *Atmospheric Science: an introductory survey.* Academic Press, 1977.