

M1 SPE – Physique du Climat

TD1 - rayonnement et effet de serre

I Variations autour du modèle de l'atmosphère en couches

a. Modèle à n couches

On modélise l'atmosphère par deux couches superposées, transparentes dans le visible et opaques (absorbantes) dans l'infrarouge. On note α l'albédo, S la constante solaire, T_1 , T_2 et T_S les températures des deux couches et de la surface (T_1 étant au dessus).

1. Indiquer sur un schéma les différents flux émis et absorbés, dans le visible et l'infrarouge.
2. Exprimer T_1 , T_2 et T_S en fonction de S et α puis en fonction de la température équivalente corps noir de la Terre T_{eq} (indication: commencer par le bilan au sommet de l'atmosphère).
3. Peut-on extrapoler ces résultats pour T_S avec n couches?
4. Calculer les différentes températures avec 2 couches pour la Terre. ($\alpha = 0,3$; $S = 1368 \text{ W m}^{-2}$).
5. Estimer le nombre de couches sur Vénus. ($\alpha = 0,71$; $S = 2639 \text{ W m}^{-2}$; $T_S = 477^\circ\text{C}$).

b. Opacités variables

On reprend maintenant le modèle à une seule couche de température T_a . L'atmosphère a un coefficient d'absorption a_s dans le visible, et a_l dans l'infrarouge. On prend l'albédo nul pour simplifier.

1. Exprimer les températures T_a et T_S en fonction de T_{eq} et de a_s et a_l .
2. Étudier les valeurs des températures dans les cas limites où $a_s, a_l = 0$ ou 1.

c. Flux non-radiatifs

On se replace dans le cas classique $a_s = 0$, $a_l = 1$ avec albédo non nul, mais on suppose en plus que les flux turbulents (sensible et latent) en surface sont très efficaces, ce qui impose que $T_S = T_a$. Calculer les températures en fonction de T_{eq} , et la valeur des différents flux (radiatifs et turbulents). Comparer au cas de l'équilibre radiatif simple.

d. Équilibre radiatif-convectif

L'atmosphère est ici divisée en 2 couches centrées à $z = 1,5$ et 5 km d'altitude. Le gradient vertical de température depuis la surface est imposé à $dT / dz = -6,5^\circ / \text{km}$ par la convection. On a donc des flux de chaleur (sensible et latente) convectifs entre les couches 2 et 1, et entre la surface et la couche 2.

1. En commençant par faire le bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère, calculer les températures T_1 puis T_2 et T_S .
2. Calculer la valeur des flux convectifs en faisant un bilan des différentes couches. Comparer les valeurs des flux et températures à celles observées.

II Forçage radiatif des nuages

On considère dans cet exercice les températures comme stables (on est donc pas forcément à l'équilibre).

Une région de ciel clair a un albédo $\alpha_C = 0,15$. Le flux solaire incident vaut 400 W m^{-2} , le flux infra-rouge sortant au sommet de l'atmosphère 280 W m^{-2} . Un nuage se forme à une altitude suffisamment élevée pour être au-dessus des couches de l'atmosphère émettant dans l'infrarouge. Le nuage a une température T_N et est totalement absorbant dans l'infrarouge. L'albédo du nuage est $\alpha_N = 0,6$.

1. Quel est l'impact du nuage sur le flux radiatif net au sommet de l'atmosphère? (Donner le flux net *nuage - ciel clair*)
2. Quelle est la valeur de T_N pour laquelle l'impact total du nuage est nul?
3. Si la température à la surface vaut 300 K et décroît de $6.5^\circ/\text{km}$, quelle est l'altitude du nuage?
4. Si α_N varie de $0,1$ comment change le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère? Quelle variation d'altitude du nuage (avec α_N) donnerait le même impact?
5. On suppose l'atmosphère en dessous du nuage opaque dans l'infrarouge. Quel sera l'impact radiatif total du nuage à la surface (on reprend les valeurs du 3.)? Quel est alors le bilan pour l'atmosphère?
6. L'albédo de la région nuageuse est inchangé, mais le nuage se trouve maintenant juste au-dessus de la surface, à une température à peu près égale. Les couches opaques dans l'IR de l'atmosphère sont donc au-dessus du nuage. Quel est l'impact radiatif du nuage au sommet de l'atmosphère? A la surface?