

Tomas Milanovic | December 14, 2010 at 7:23 am | Reply in Judy curry post "no-feedback climate sensitivity".

Judith, voyez comme ce concept de "sensibilité" est tordu :

L'équation de base est celle de Stefan-Boltzmann :

$$F = \epsilon \sigma T^4 \quad (1)$$

F est le flux émis en W/m^2
 ϵ est l'émissivité
 σ est la constante de Stefan.

L'émetteur est spatialement inhomogène. L'émissivité de la surface varie d'un point à l'autre.

On dérive l'équation 1 par rapport à T et par rapport à ϵ (pout prendre en compte la distribution inhomogène des émissivités à la surface de la Terre) :

$$dF = 4\epsilon\sigma T^3 dT + \sigma T^4 d\epsilon$$

Soit :

$$dT = \left(\frac{1}{4\epsilon\sigma T^3} \right) (dF - \sigma T^4 d\epsilon)$$

La température moyenne sur la surface S de la Terre est définie par :

$$T_m = \frac{1}{S} \int T dS$$

Bien que les hétérogénéités de la surface soient, en réalité, discontinues, et que de ce fait cela soit illégal d'un point de vue mathématique, on dérive l'équation précédente sous le signe \int pour obtenir dT_m

$$dT_m = \frac{1}{S} \int dT dS$$

Et on substitue dT

$$dT_m = \frac{1}{S} \int \left(\frac{1}{4\epsilon\sigma T^3} \right) (dF - \sigma T^4 d\epsilon) dS$$

dT_m est la somme de deux termes :

$$dT_m = \left\{ \frac{1}{S} \int \left[\frac{T}{4\epsilon} d\epsilon \right] dS \right\} + \left\{ \frac{1}{S} \int \left[\frac{dF}{4\epsilon\sigma T^3} \right] dS \right\} \quad (2)$$

1) Le premier terme $\left\{ \frac{1}{S} \int \left[\frac{T}{4\epsilon} d\epsilon \right] dS \right\}$ résulte de la distribution spatiale de l'émissivité. Il n'est pas négligeable même si on sait que l'eau et la glace ont une

émissivité constante et proche de 1. Il n'en est pas de même pour la végétation, les rochers, les sables etc.

D'autre part, il apparaît qu'il est nécessaire de connaître la distribution des températures et de l'émissivité pour calculer cette intégrale.

En effet, même si, pour deux corps, la distribution des émissivités est la même, des distributions de température différentes donnent des intégrales différentes et donc des "sensibilités" différentes.

2) Le second terme $\left\{ \frac{1}{S} \int \left[\frac{dF}{4\epsilon\sigma T^3} \right] dS \right\}$ est encore plus problématique.

En fait la causalité de la relation différentielle va de T vers F: Si nous changeons la température de dT , la radiation émise change de dF .

Mais ce que nous voulons savoir, c'est comment la température T change quand la radiation incidente change de dF . Et ceci est beaucoup moins trivial.

Il s'agit d'une question de dynamique dont la réponse ne peut être donnée en appliquant la loi de Stefan-Boltzmann seule. Il faut aussi utiliser les équations de Navier-Stokes (pour la convection), les équations du transfert de chaleur (pour la conduction) et la thermodynamique pour les changements de phase (e.g. l'évaporation de l'eau) et l'énergie bio-chimique.

Cependant, comme il est impossible de résoudre ce problème de manière complète, intéressons nous à l'état final que l'on suppose être un état d'équilibre. Et il ne s'agit pas seulement de cela. Il faut également postuler que l'état initial et l'état final "à l'équilibre" ont EXACTEMENT la même distribution d'énergie répartie entre la conduction, la convection, et les modes énergétiques des changements de phase et bio-chimiques.

En d'autres termes, le transfert d'énergie radiatif doit impérativement être découplé des autres modes de transfert d'énergie. Ce n'est qu'en faisant ces hypothèses (irréalistes) que nous aurons, dans l'état final, $dF(\text{émis}) = dF(\text{absorbé})$

Mais ce n'est pas terminé. Cela devient encore plus difficile.

L'équation fondamentale (eq 1) n'est valide que pour les solides et quelques liquides, ce qui signifie que les flux considérés doivent nécessairement être évalués à la surface même de la Terre. Malheureusement, le seul endroit où nous pouvons savoir quelque chose sur les flux se trouve à la TOA (Top of Atmosphere) parce que c'est là que nous pourrions postuler que le flux radiatif rentrant est égal au flux radiatif sortant. Bien que ceci soit aussi erroné (regardez simplement la différence entre la moitié du flux pendant la nuit, la moitié du flux du jour et la somme des deux), ceci constitue l'hypothèse de base sur laquelle reposent absolument tous les modèles du climat, jusqu'à ce jour.

Maintenant, nous postulons qu'à une certaine altitude R , l'atmosphère est supposée "s'arrêter" et ainsi nous écrivons, pour le flux sortant que $F_{TOA} = g(R, \theta, \varphi)$,

g étant une certaine fonction.

En partant de là, en supposant connu le "lapse rate" (le taux de décroissance de la température avec l'altitude) et en utilisant le modèle de transfert radiatif, nous parvenons à la surface et obtenons : $F = h(R, \theta, \varphi)$ dans lequel h est une

autre fonction qui dépend de g . Notons que h et F dépendent aussi du choix de R , c'est à dire du choix de l'endroit où l'atmosphère "s'arrête".

Il suffit ensuite de différentier F parce que nous avons besoin de dF dans la seconde intégrale.

$$dF = \frac{\partial h}{\partial \theta} d\theta + \frac{\partial h}{\partial \varphi} d\varphi$$

Nous substituons dF et nous calculons la seconde intégrale (dans l'éq. 2). La somme de ces deux intégrales donne dT_m c'est à dire la variation de la température moyenne à la surface de la Terre.

Nous pouvons aussi définir la variation moyenne du flux à la surface :

$$dF_m = \frac{1}{S} \int dF dS$$

Il apparaît évident que

$$\frac{dT_m}{dF_m} = \frac{\left\{ \int \left[\frac{1}{4\epsilon\sigma T^3} (dF - \sigma T^4 d\epsilon) \right] dS \right\}}{\int dF dS}$$

dépendra de la distribution spatiale des températures et des émissivités de la surface aussi bien que la forme particulière de la fonction h qui transforme les flux TOA en flux parvenant à la surface. Cela dépendra aussi du temps, bien entendu, mais cette question de dynamique a été évacuée en considérant des états d'équilibres finaux et initiaux même si, dans la réalité, l'équilibre n'a jamais été atteint.

Un lecteur attentif aura déjà remarqué et conclu dès à présent qu'il est impossible d'évaluer ces deux intégrales parce que la solution nécessite la connaissance du champ des températures qui est précisément l'inconnue que nous cherchons à identifier.

Le paramètre $\frac{dT_m}{dF_m}$ (c'est à dire la "sensibilité") est absurde. Il peut seulement avoir un sens limité pour des corps noirs, lorsqu'il n'y a aucun autre mode de transfert d'énergie.

La Terre ne satisfait à aucune de ces conditions.
