TH4 – Rayonnement thermique

Dans la partie « **Rayonnement thermique** », une étude qualitative du rayonnement du corps noir est proposée sans qu'aucune formule ne soit exigible. Celle-ci permet également d'aborder de manière quantitative l'effet de serre.

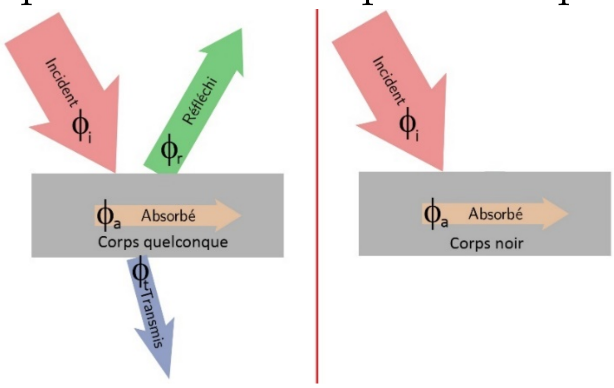
3.4 Rayonnement thermique		
Approche descriptive du rayonnement du corps noir. Loi de Wien, loi de Stefan. Effet de serre. Albédo.	Exploiter les expressions fournies des lois de Wien et de Stefan. Analyser quantitativement l'effet de serre en s'appuyant sur un bilan énergétique dans le cadre d'un modèle à une couche.	L'albédo est une notion qu'il faudra retenir ainsi que la mise en équation de l'effet de serre.

I – Le corps noir

I-1) Corps quelconque

Lorsqu'un corps reçoit un rayonnement électromagnétique on observe trois phénomènes :

- La réflexion : une partie de l'énergie électromagnétique incidente est renvoyée dans le demi-espace d'où elle provient ;
- La transmission : une autre partie de l'énergie électromagnétique incidente traverse le corps ;
- L'absorption : une dernière partie de l'énergie électromagnétique est absorbée par le corps.



I-2) Corps noir

Un corps noir est un corps qui absorbe l'intégralité du rayonnement électromagnétique qu'il reçoit. Ainsi les flux thermiques (puissances) vérifient :

Pour le corps quelconque : $\phi_i = \phi_r + \phi_t + \phi_a$

Pour un corps noir : $\phi_i = \phi_a$

Dans la pratique, il n'existe aucun matériau se comportant comme un corps noir sur tout le spectre électromagnétique. Certains matériaux absorbent grossièrement la totalité du rayonnement dans un intervalle de longueur d'onde :

- Une plaque recouverte de noir de fumée pour le rayonnement visible.
- La brique pour le domaine infrarouge.

La meilleure réalisation pratique d'un corps noir est constituée par une enceinte vide (ou contenant de l'air), dont les parois sont maintenues à une température fixe T et dans laquelle a été pratiquée une ouverture de faible dimension.
Tout rayonnement arrivant de l'extérieur sur S entre dans l'enceinte et subir un très grand nombre de réflexions. Du fait de l'absorption partielle des parois intérieures de la cavité, le rayonnement est absorbé avant de pouvoir.

II - Le rayonnement d'équilibre thermique

II-1) Définition

Le rayonnement d'équilibre thermique est un modèle idéal auquel nous pourrons comparer le rayonnement thermique émis par un corps.

Le rayonnement d'équilibre à la température T est le rayonnement du champ électromagnétique qui existe dans une enceinte fermée vide (ou remplie d'air dont l'indice optique est proche de 1) dont la paroi est opaque et maintenue à une température constante T.

Chaque élément de surface de la paroi émet dans l'enceinte un rayonnement thermique et absorbe aussi une partie du rayonnement qu'il reçoit. Il s'établit ainsi un équilibre entre la paroi et le champ électromagnétique.

Un corps noir à une température T émet un rayonnement thermique dont le spectre est indépendant du rayonnement incident.

II-2) Densité d'énergie et flux surfacique

La densité volumique d'énergie u_{em}^0 ne dépend que de la température d'équilibre T. Elle permet de définir l'énergie électromagnétique contenue dans un volume dτ par :

$$dU_{em} = \underbrace{u_{em}^0(T)}_{Jm^{-3}} d\tau$$

Le flux surfacique d'énergie ϕ^0 est tel qu'un élément de surface dS d'un corps placé dans l'enceinte reçoit une puissance électromagnétique. Il ne dépend que de la température T :

$$dP = \underbrace{\varphi^0(T)}_{Wm^{-2}} dS$$

On démontre que :

$$\varphi^0(T) = \frac{c}{4} u_{em}^0(T)$$

II-3) Densités spectrales

Les photons dans l'enceinte ont a priori toutes les longueurs d'onde de vibrations possibles. Les densités spectrales donnent la répartition des photons par longueur d'onde.

La densité spectrale $\varphi_\lambda^0(T)$ en longueur d'onde du flux surfacique est définie par :

$$\underbrace{\varphi_\lambda^0(T)}_{Wm^{-3}} = \frac{d\varphi^0(T)}{d\lambda} \Rightarrow \phi^0(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} \phi_\lambda^0(T) d\lambda$$

De même la densité spectrale d'énergie :

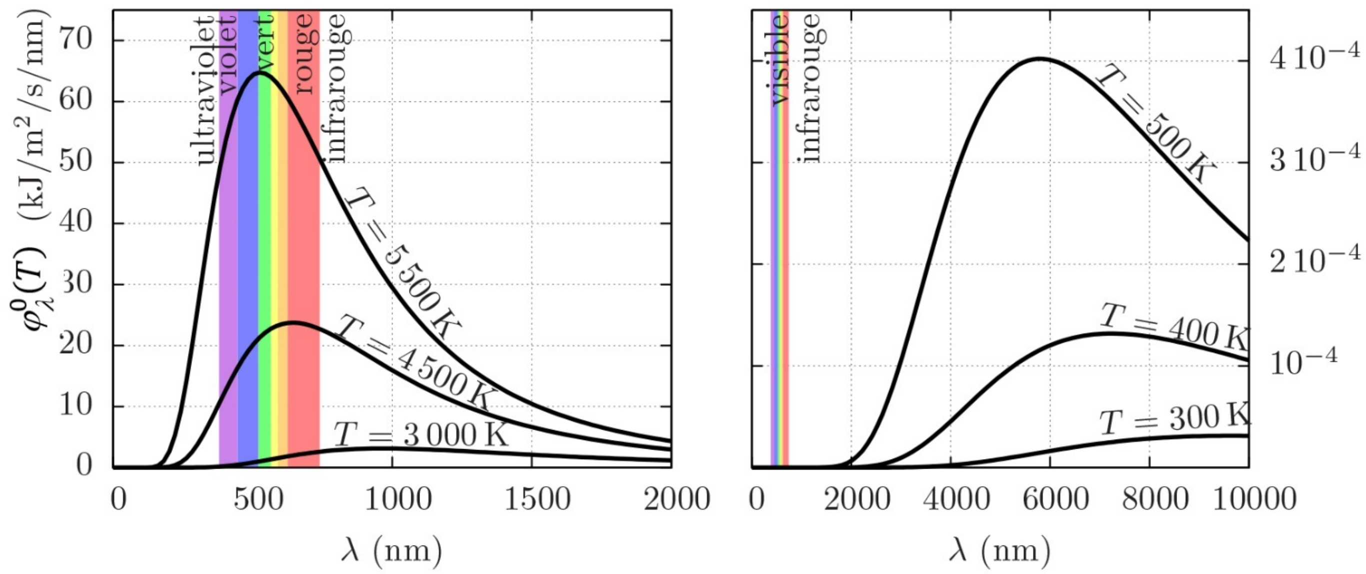
$$\underbrace{u_\lambda^0(T)}_{J.m^{-4}} = \frac{du_{em}^0(T)}{d\lambda} \Rightarrow u_{em}^0(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} u_\lambda^0(T) d\lambda$$

II-4) Loi de Planck (1900)

La densité spectrale d'énergie est donnée par la loi de Planck :

$$\begin{cases} u_\lambda^0(T) = \dfrac{8\pi hc}{\lambda^5} \dfrac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \\ \varphi_\lambda^0(T) = \dfrac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \dfrac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} \end{cases}$$

Dans cette expression, on remarque que l'argument du terme exponentiel est le rapport entre l'énergie d'un photon $E_\lambda = \frac{hc}{\lambda}$ et l'énergie d'agitation thermique $E_T = k_B T$ à la température T.



II-5) Loi de Wien (1893)

La densité spectrale en longueur d'onde de l'énergie volumique passe par un maximum pour une longueur d'onde λ_m dépendant de la température.

Loi de Wien : $\lambda_m T = 2898\ \mu m\ K$

Ainsi les « Supergéantes » bleues sont plus chaudes que les « Supergéantes » rouges.

II-6) Loi de Stefan-Boltzmann (1879)

Si on calcule l'intégrale suivante on obtient :

$$\varphi^0(T) = \int_{\lambda=0}^{\infty} \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1} d\lambda = \frac{2\pi^5 k_B^4}{15h^3c^2} T^4$$

Ce résultat est la loi de Stefan.

Loi de Stefan-Boltzmann :

$$\varphi^0(T) = \sigma T^4$$

Où "$\sigma = 5{,}67.10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$" est appelée constante de Boltzmann.

II-7) Corps noir/Corps gris

Un corps noir en équilibre thermodynamique, absorbe et réémet un flux surfacique égal au flux du rayonnement d'équilibre.

$$\varphi_{émis}^{CN}(T) = \varphi^0(T) = \sigma T^4$$

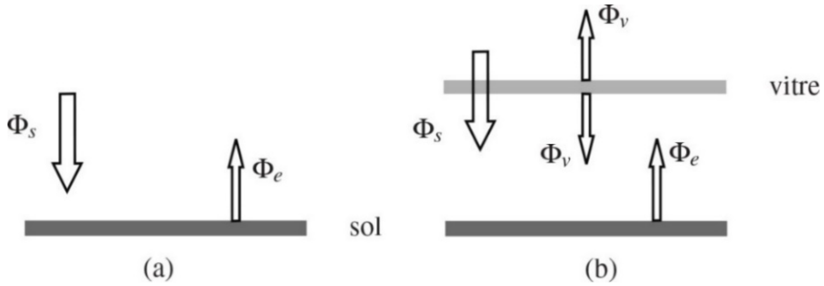
Un corps gris absorbe et réémet une fraction du flux absorbé :

$$\varphi_{émis}^{CG}(T) = \alpha\, \varphi^0(T) \text{ où } 0 < \alpha < 1$$

Si nous observons un corps noir, nous ne voyons que le rayonnement qu'il émet puisqu'il ne réfléchit pas le rayonnement ambiant. Le corps noir a donc la couleur du rayonnement d'équilibre correspondant à sa température. À température normale, voisine de 300 K il s'agit de rayonnement infrarouge, invisible, donc le corps noir a une apparence noire (d'où son nom).

III – Effet de serre

III-1) Effet de serre d'une vitre idéale



Le sol est assimilable à un corps noir émettant un rayonnement thermique de flux surfacique ϕ_e. Il reçoit le rayonnement solaire, de flux surfacique ϕ_s.

A l'équilibre thermique : $\phi_e = \phi_s$. Ici on considère que ϕ_e est émis par une surface S afin de simplifier les calculs. Plus loin on fera un calcul plus rigoureux $\Rightarrow \varphi_e S = \varphi_S S$

$$\Leftrightarrow \sigma T_0^4 = \varphi_S \Leftrightarrow T_0 = \left(\frac{\phi_S}{\sigma}\right)^{\frac{1}{4}}$$

Au niveau du sol : $\varphi_S = 1\ kWm^{-2} \Rightarrow T_0 = 363K = 90°c$

Cette valeur est très élevée, mais elle correspond à ce qui se passe à la surface de la Lune où aucune atmosphère ne s'interpose, du côté éclairé par le Soleil bien sûr.

On place maintenant une vitre au-dessus de la surface du sol. La vitre est supposée totalement transparente au rayonnement solaire : $(\phi_{s\rightarrow bas} = 0)$ (situé principalement dans le domaine visible et dans le proche infrarouge) et totalement absorbante au rayonnement émis par le sol. (situé dans l'infrarouge lointain) : $(\phi_{e \to haut} = \phi_e)$. Chaque corps étant à l'équilibre thermique, la puissance qu'il émet est égale à celle qu'il absorbe. La vitre et le sol se comportent comme des corps noirs de température respective T_0 et T_v, mais la vitre émet par ses deux faces, vers le sol et vers l'extérieur, alors que le sol n'émet que vers la vitre.

Les bilans énergétiques s'écrivent :

- Pour le sol : $\phi_e = \phi_v + \phi_s$
- Pour la vitre : $\phi_e = 2\phi_v$

Par conséquent : $\phi_e = 2(\phi_e - \phi_s) \Leftrightarrow \phi_e = 2\phi_s \Leftrightarrow \sigma T_0^4 = 2\varphi_S$

$$\Leftrightarrow T_0 = \left(2\frac{\phi_s}{\sigma}\right)^{\frac{1}{4}} = 431K = 158°C$$

La nouvelle température d'équilibre du sol a donc fortement augmenté, c'est l'effet de serre.

III-2) Effet de serre « atmosphérique »

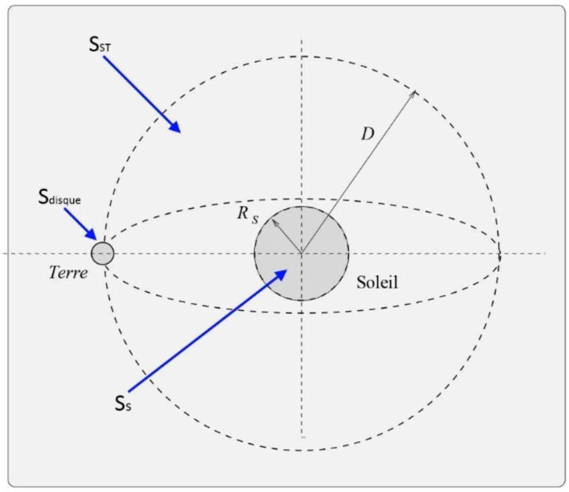
a) Albédo

Document : L'albédo est une valeur physique qui permet de connaître la quantité de lumière solaire incidente réfléchie par une surface. Concernant le climat, cette variable est importante car elle exprime la part de rayonnement solaire qui va être renvoyée par l'atmosphère et la surface terrestre vers l'espace et qui donc ne servira pas à chauffer la planète. Sa valeur s'exprime par un pourcentage entre 0% et 100%, qui est donc le pourcentage de lumière réfléchie par rapport à la quantité perçue. Ainsi une surface parfaitement blanche réfléchit toute la lumière et son albédo est de 100%. A l'inverse, une surface parfaitement noire ne réfléchit aucune lumière, donc absorbe l'intégralité du rayonnement solaire qu'elle reçoit. Son albédo est de 0%.

Par exemple, les océans ont un albédo compris entre 5 et 10% ; le sable entre 25 et 40% ; la glace environ 60% ; la neige épaisse et fraîche jusqu’`a 90%. Les continents, qui ont un albédo plus élevé que celui des océans, apparaissent plus clairs sur les photos satellite que les océans qui, eux, apparaissent noirs. Toutes surfaces confondues, l’albédo moyen terrestre est de 30%. La fonte de la banquise ou les variations d’occupation des sols, comme dans les cas de déforestation massive, entraînent une modification de l’albédo, ce qui contribue à modifier les échanges d’énergie sur la planète, et donc influe sur le climat. Des changements dans la couverture nuageuse entraînent des modifications de l’albédo de la planète et de la transmission du rayonnement infrarouge, donc de l’effet de serre, ce qui contribue aussi à modifier les échanges de chaleur et d’eau sur la planète.

On note A l’albédo.

b) Température de la terre sans atmosphère



- Flux surfacique solaire reçu par la terre :

Le Soleil de rayon $R_S = 700000km$ présente une température de surface de $T_S = 5800K$, la loi de Stefan permet de calculer la puissance totale émise par le soleil :

$$\phi_{s,tot} = \varphi'_S S_s = \sigma T_s^4 \times 4\pi R_s^2 = 3{,}8.10^{26} W$$

Ce rayonnement est émis par le soleil de manière isotrope. La Terre de rayon $R_T = 6400km$ située à une distance $D = 150 \cdot 10^6 km$ du soleil, en récupère une fraction :

$$\phi_S = \phi_{s,tot} \times \frac{S_{disque}}{S_{ST}}$$

$$o\text{ù} \begin{cases} S_{disque} = \pi R_T^2 \\ S_{ST} = 4\pi D^2 \text{ où } D = d_{TS} = 150.10^6 km \end{cases}$$

$$\Rightarrow \phi_S = \sigma T_s^4 4\pi R_s^2 \times \frac{\pi R_T^2}{4\pi D^2}$$

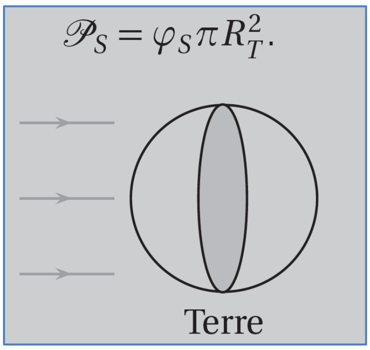
$$\Rightarrow \phi_S = \pi\sigma T_s^4 \times \frac{R_s^2 R_T^2}{D^2} = 1{,}7.10^{17} W$$

On en déduit le flux solaire surfacique moyen en haut de l'atmosphère :

$$\varphi_S = \frac{\phi_s}{\pi R_T^2} = 1{,}3.10^3 W \cdot m^{-2} \sim 1kW \cdot m^{-2}$$

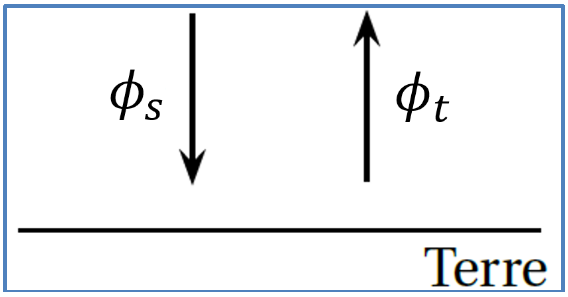
Cette quantité est appelée constante solaire.

On voit dans l'expression de φ_S que le flux surfacique solaire est reçu sur une surface effective d'aire πR_T^2. Cette surface correspond à la surface projetée de la Terre perpendiculairement à la direction du flux solaire surfacique incident. Il ne faut pas oublier que c'est cette surface projetée qu'il faut prendre en compte lors du calcul de la puissance solaire moyenne reçue par l'atmosphère de la terre.



A l'équilibre thermodynamique, le bilan radiatif de la Terre doit être équilibré, c'est-à-dire que la puissance rayonnée par la Terre, appelée puissance tellurique, doit égaler la puissance solaire reçue L'équilibre radiatif s'écrit donc :

$$\phi_s = \phi_t$$



La terre rayonne sur toute sa surface donc :

$$\varphi_S \pi R_T^2 = \sigma T_T^4 \times 4\pi R_T^2$$

$$\Rightarrow T_T = \left(\frac{\varphi_S}{4\sigma}\right)^{1/4} = 275\ K$$

Ce modèle sans atmosphère conduit à une température moyenne de surface de la Terre de quelques degrés. On trouve un ordre de grandeur cohérent mais la valeur numérique est un peu faible. Notons qu'a la température de surface de la Terre calculée précédemment correspond un rayonnement dont le spectre est maximum à $\lambda_m = 10\mu m$. Selon la loi de Wien. Le rayonnement tellurique est donc infrarouge.

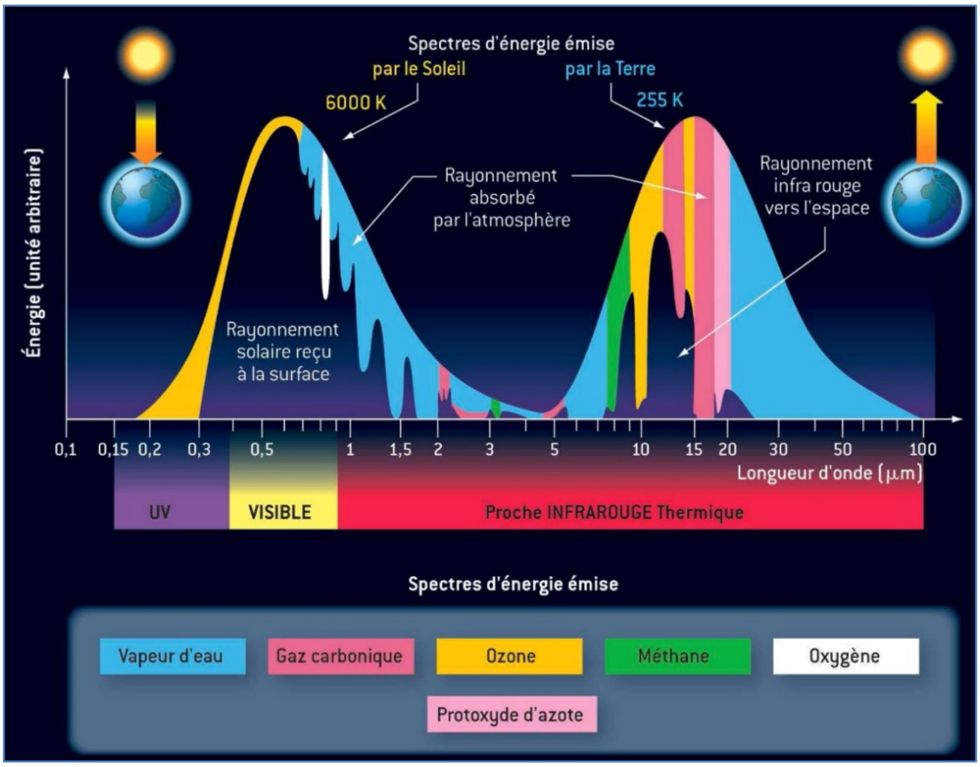
c) Température de la terre avec atmosphère

Le modèle précédent peut être raffiné en prenant en compte l'effet de l'atmosphère. L'atmosphère est composée de gaz qui la rendent transparente dans le visible et quasiment opaque dans le domaine infrarouge à cause de l'absorption des molécules de gaz. L'atmosphère est donc modélisée comme :

- Transparente dans le domaine visible et réfléchissant une proportion A, appelé albédo, du flux solaire surfacique incident.

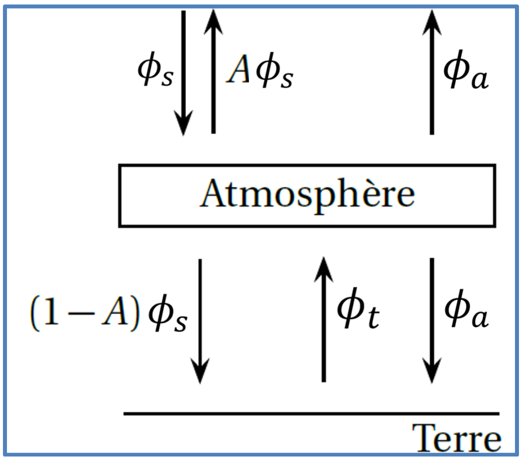
Ainsi, seule une proportion (1-A) du flux surfacique solaire incident parvient effectivement à la Terre. Les mesures montrent que $A = 0{,}31$;

- Parfaitement absorbante dans le domaine infrarouge, c'est-à-dire complètement opaque au flux tellurique surfacique émis par la Terre.



Il s'ensuit que l'atmosphère se comporte comme un corps noir de température T_a dans le domaine infrarouge. L'atmosphère émet donc un rayonnement de puissance surfacique φ_a en direction de la Terre et de l'atmosphère. Le flux surfacique tellurique infrarouge apparait alors comme confiné car une partie est réémise par l'atmosphère en direction de la Terre, c'est l'effet de serre.

Pour simplifier on représente l'albédo à partir de l'atmosphère. On peut aussi introduire un coefficient α pour tenir compte de l'absorption dans le visible de l'atmosphère et mettre la réflexion à partir de l'albédo sur la terre. (On obtiendra alors $T_T = \left((1-A)(1-\alpha)\frac{\varphi_S}{2\sigma}\right)^{1/4}$



Afin de calculer la température de surface de la Terre dans ce modèle, réalisons un bilan radiatif sur la Terre et sur l'atmosphère :

- Bilan radiatif sur la Terre :

$$4\pi R_T^2 \varphi_T = (1-A)\pi R_T^2 \varphi_S + 4\pi R_T^2 \varphi_a$$
$$\Rightarrow \varphi_T = \frac{1-A}{4}\varphi_S + \varphi_a$$

- Bilan radiatif sur l'atmosphère :

$$\varphi_T \times 4\pi R_T^2 = 2\varphi_a \times 4\pi R_T^2 \ (les\ \varphi_S\ se\ simplifient)$$
$$\Rightarrow \varphi_T = 2\varphi_a$$

Par conséquent :

$$\varphi_T = \frac{1-A}{4}\varphi_S + \frac{\varphi_T}{2}$$
$$\Rightarrow \varphi_T\left(1-\frac{1}{2}\right) = \frac{1-A}{4}\varphi_S$$
$$\Rightarrow \varphi_T = \frac{1-A}{2}\varphi_S$$
$$\Rightarrow T_T = \left((1-A)\frac{\varphi_S}{2\sigma}\right)^{1/4} = 298K$$

Avec ce modèle, on trouve une température moyenne de surface de la Terre de l'ordre de quelques dizaines de degrés. Ce modèle donne donc une meilleure description de la température de surface de la Terre qu'en l'absence d'atmosphère. Le modèle peut encore être amélioré par exemple en prenant en compte l'effet des nuages sur le bilan radiatif ou encore le transport d'énergie par convection dans l'atmosphère dû aux mouvements des masses d'air.