Le rayonnement

Fiche réalisée par L. Borrel (ENM/RP), Y. Esnault (SaE)
inspirée du cours de E. Celhay (ENM/EGM)

Importance du rayonnement en météorologie

- Les mouvements qui animent les enveloppes fluides de la Terre (vents, courants marins) déploient une énergie colossale et parfois dévastatrice. D'où vient cette énergie ?

- D'en bas ? Le flux géothermique moyen est de 0,09 W par m^2 . Comme on le verra, c'est 10 000 fois moins que ce que vous recevez en bronzant à la plage…

- D'en haut ? De l'espace, le système Terre/atmosphère reçoit des particules de haute énergie mais, surtout, du **rayonnement** ! Principale source d'énergie, ce sera aussi le principal moteur des mouvements de l'atmosphère et donc des phénomènes météorologiques.

- Parmi les sources de rayonnement, le Soleil domine : la lumière des étoiles ne nous réchauffe guère. Nous allons donc nous intéresser au rayonnement solaire qui atteint le sommet de l'atmosphère puis à ses interactions avec les enveloppes terrestres.

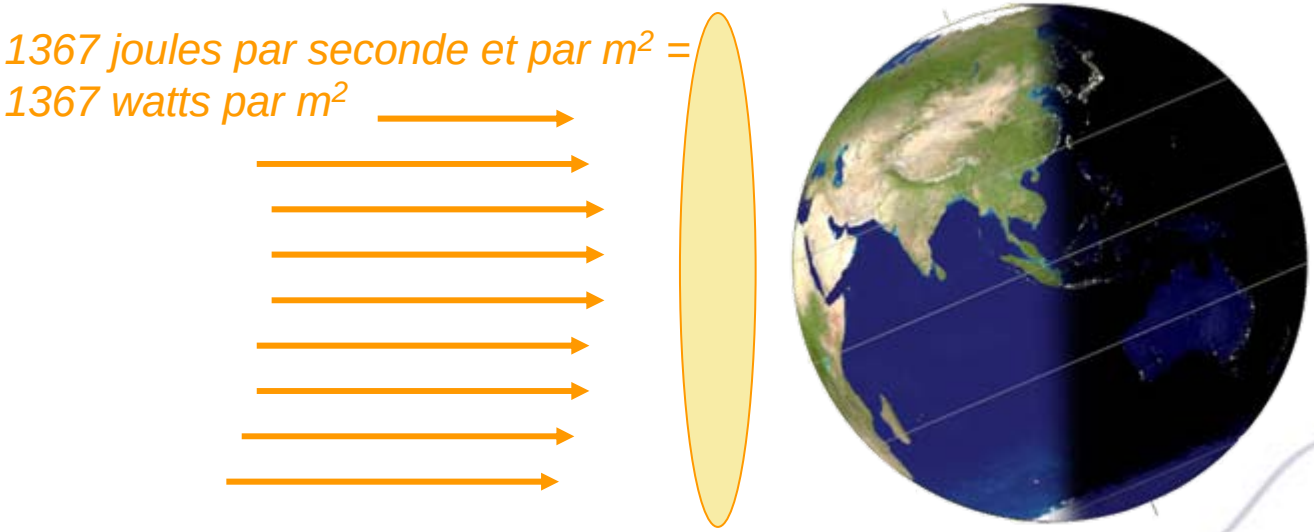
Quelle énergie la Terre reçoit-elle du Soleil ?

Constante solaire

- Pour connaître l'énergie solaire interceptée par la Terre, imaginons que l'on tende devant la Terre, perpendiculairement aux rayons solaires, un écran circulaire du diamètre de notre planète.

- En effet, la distance Terre/Soleil est si grande par rapport au diamètre de la Terre que les rayons qui nous parviennent peuvent être considérés comme parallèles.

- Cet écran intercepterait à chaque seconde une énergie de 1,94 10^{17} joules. Comme la surface de cet écran est de : πR_T^2 = 3,14 $(6\ 730\ 000)^2$ = 1,42 10^{14} m^2, cela représente une **puissance** de 1,94/1,42 10^3 = **1367 watts par m^2**. En météo, on peut considérer cette valeur constante : c'est la **constante solaire** (notée S).

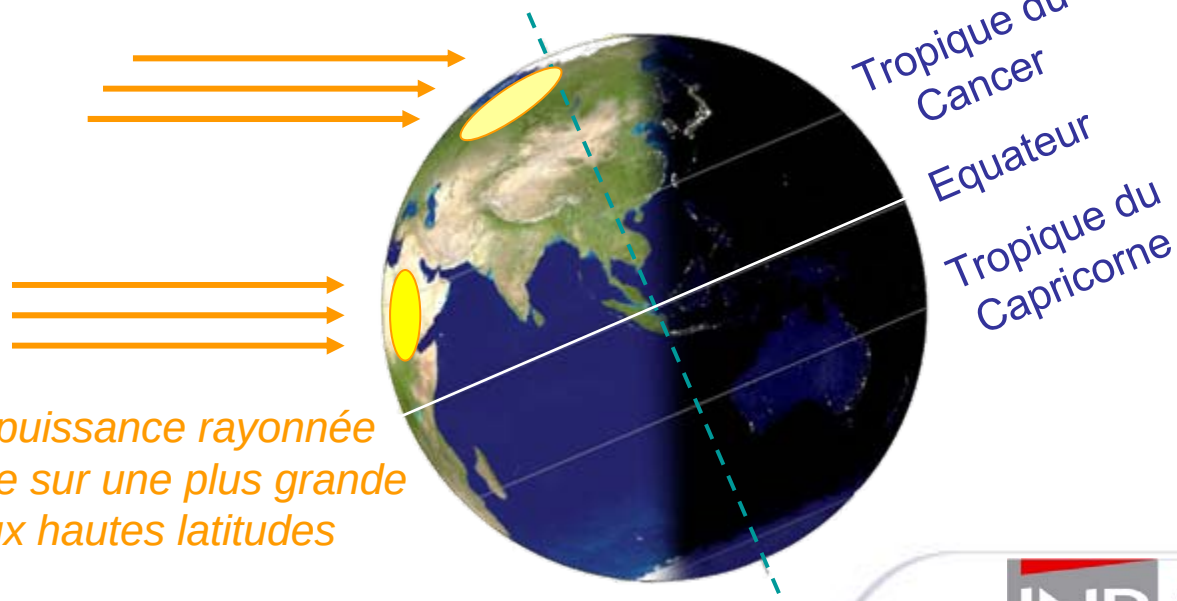


Incidence du rayonnement

Mais la Terre est une sphère, pas un disque !

L'angle d'incidence des rayons solaires avec le sommet de l'atmosphère varie donc suivant la latitude (et la saison). Comme vous le savez déjà (fiche « Jour et nuit »), à l'équateur, le Soleil passe au zénith deux fois par an, aux tropiques, une fois par an (les rayons solaires sont alors perpendiculaires au sol) ; aux pôles, le Soleil s'élève, au plus, de 23°27 sur l'horizon ! (entrainez vous à retrouver les dates !)

Donc la puissance moyenne annuelle reçue par mètre carré au sommet de l'atmosphère diminue de l'équateur vers les pôles.



La même puissance rayonnée est répartie sur une plus grande surface aux hautes latitudes

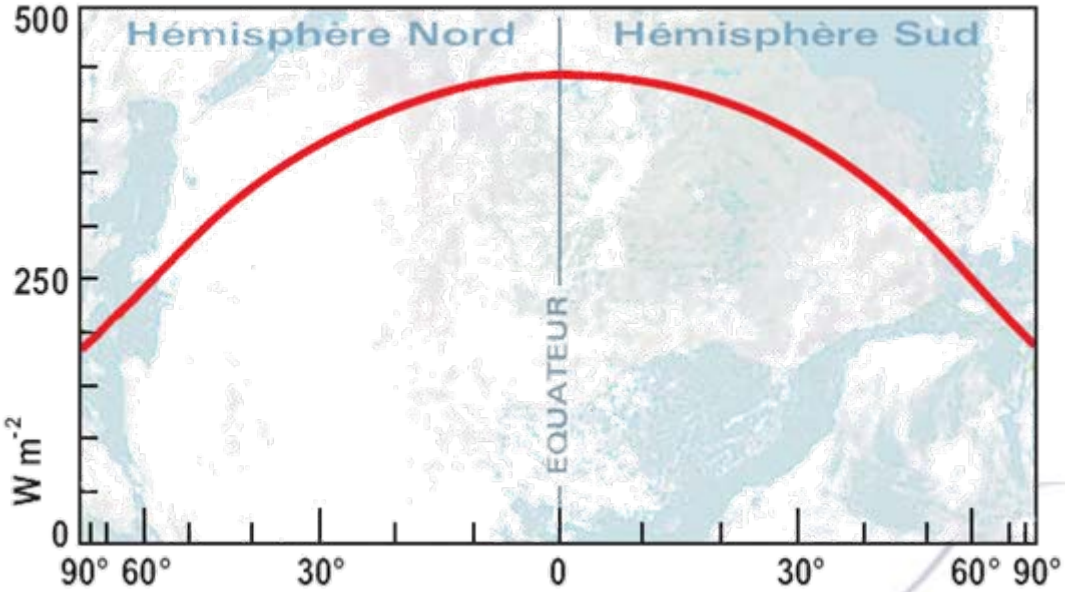
Répartition méridienne de l'énergie solaire au solstice d'été dans l'hémisphère nord

Incidence du rayonnement : conséquence 1

➢ L'apport d'énergie au sommet de l'atmosphère n'est donc pas uniforme : en particulier, la zone intertropicale reçoit une quantité d'énergie très importante qui induit un réchauffement des masses d'air, une augmentation de la pression et donc une mise en mouvement à la base de la « **circulation générale** » des masses d'air autour de la Terre (voir le chapitre du même nom et la dernière diapo de ce chapitre pour une mise en évidence plus rigoureuse).

➢ Ces mouvements assurent le transfert d'énergie des zones intertropicales vers les plus hautes latitudes déficitaires en rayonnement.

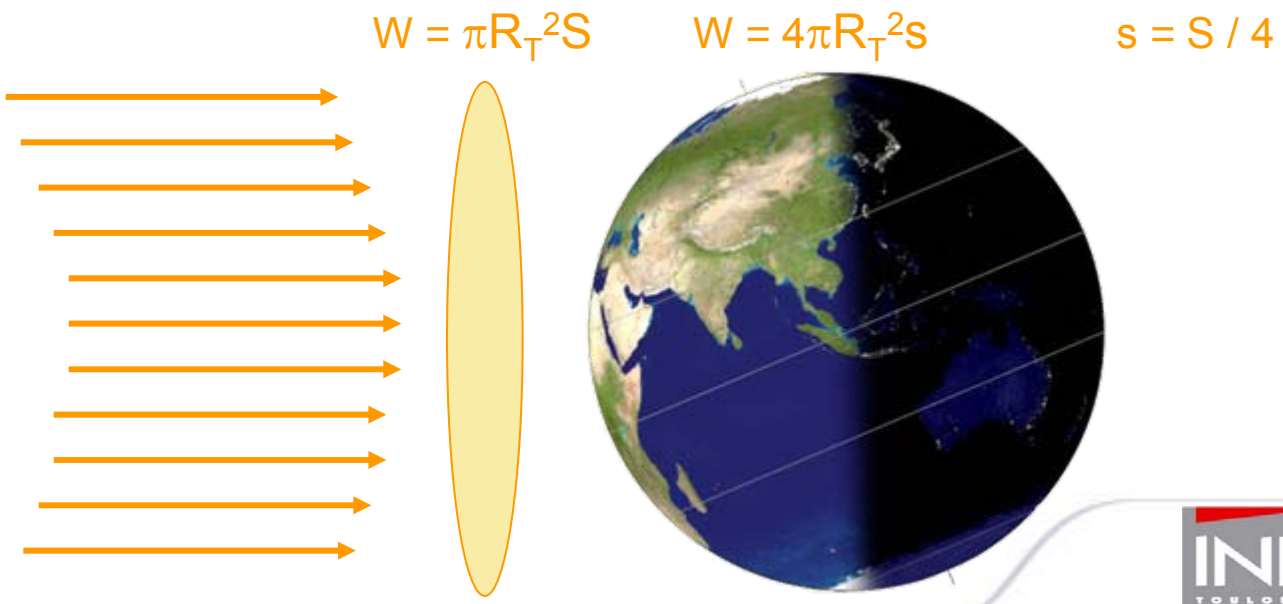
Rayonnement solaire moyen reçu au sommet de l'atmosphère par cercle de latitude



(Gill, 1982)

Incidence du rayonnement : conséquence 2

- Revenons à la constante solaire S = 1347 W / m². Cela correspond au rayonnement solaire intercepté par notre écran circulaire imaginaire, et donc par la Terre. Mais la Terre est une sphère, pas un disque (bis) ! A tout instant, l'énergie apportée se répartit à la surface d'une demi-sphère ; et comme la Terre tourne sur elle-même, en moyenne, l'énergie se répartit sur la surface de la sphère entière.
- Comme la surface d'une sphère vaut 4 fois celle d'un disque de même diamètre, il faut donc diviser la constante solaire par 4 pour connaitre la puissance moyenne par m². Soit s = S/4 = 1367/4 ~ **342 W/m²**



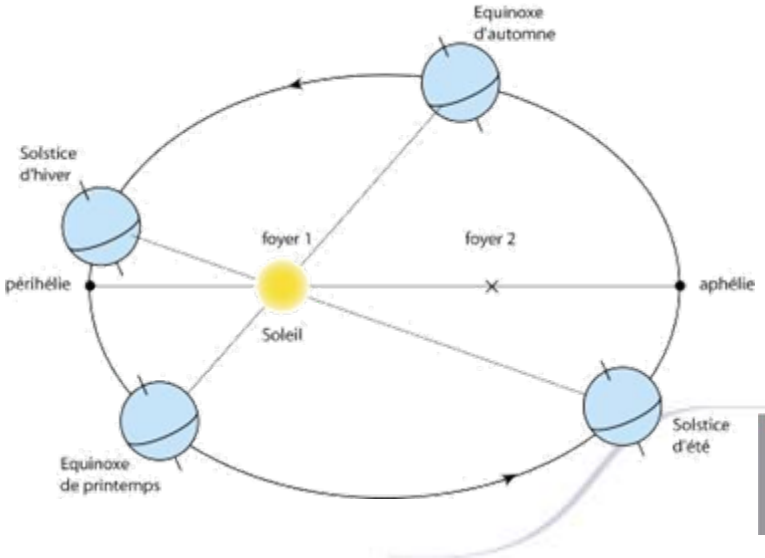
La constante solaire… pas si constante

- La constante solaire donnée précédemment correspond à la puissance du rayonnement reçu à la **distance moyenne Terre-Soleil**, c'est-à-dire une unité astronomique (UA) (environ 150 millions de km).

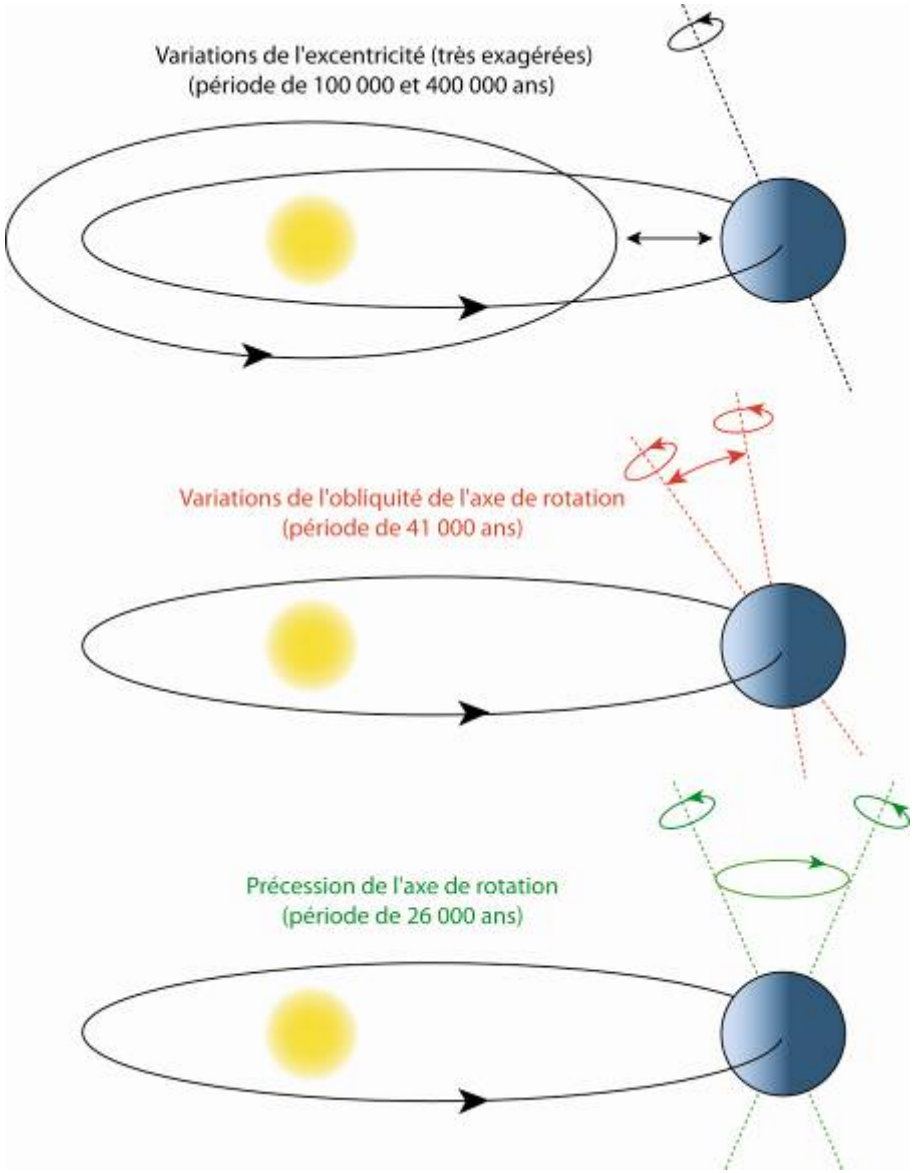
- Or cette puissance n'est pas constante. Tout d'abord, nous avons que l'activité solaire varie, en particulier selon un cycle de 11 ans, celui des taches solaires (voir la fiche « Activité solaire »).

- Mais la distance Terre-Soleil varie aussi au cours du temps ! Déjà, elle varie au cours de l'année, parce que l'orbite terrestre n'est pas un cercle, mais une ellipse (certes quasi circulaire) dont le Soleil occupe l'un des foyers : au fil des saisons, la Terre se rapproche ou s'éloigne légèrement du Soleil (voir la fiche « Ecliptique, saisons »).

- Mais il y a plus : les paramètres de l'orbite terrestre varient également au cours des temps géologiques ! C'est ce que nous allons voir en détail.



Les cycles de Milankovitch

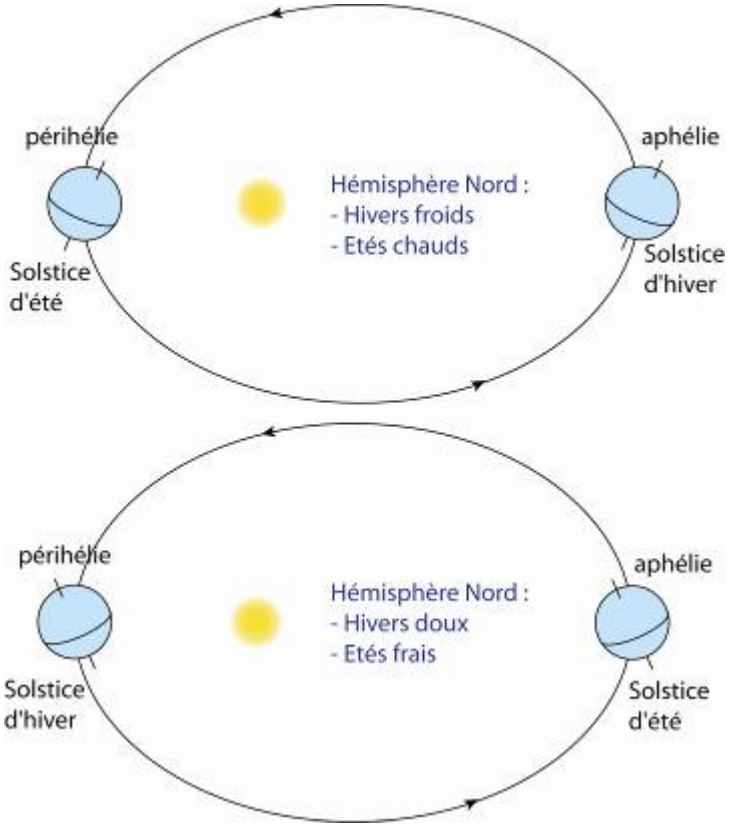


- Comme cela est expliqué dans la fiche « Ecliptique, saisons, années », il existe trois types de variation de l'orbite terrestre, chacun avec une (des) période(s) propre(s).
- Les variations de l'obliquité et la précession des équinoxes sont sans incidence sur la constante solaire moyenne.
- Seules les variations de l'excentricité affectent – légèrement – la quantité totale d'énergie solaire reçue au cours d'une année.
- Pourquoi, alors, ces cycles sont-ils importants pour le climat ?

Cycles de Milankovitch et climat

- Dans la théorie de Milankovitch, le paramètre important est le **caractère marqué des saisons aux hautes latitudes de l'hémisphère nord**.

- En effet, c'est surtout dans l'hémisphère nord que sont réparties les masses continentales susceptible de porter de grandes calottes glaciaires (inlandsis).

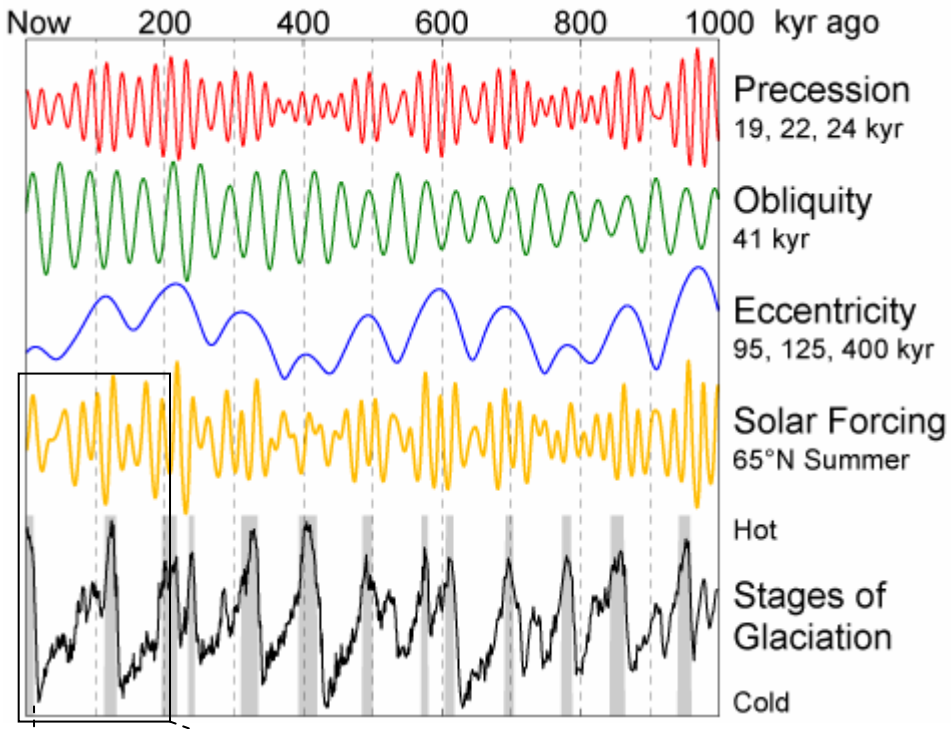


- Même si la neige est abondante quand les hivers sont froids, des étés chauds provoquent la fonte des neiges accumulées. **Il faut donc, pour qu'un inlandsis se développe, des saisons peu contrastées.**

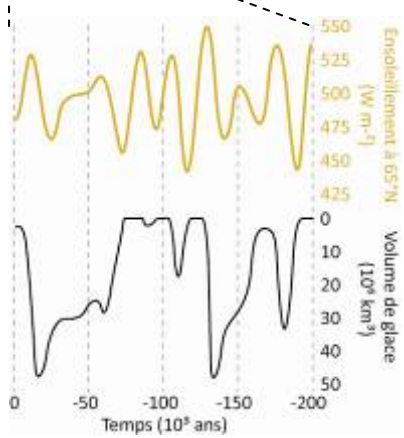
- On voit que des **obliquités importantes entrainent des saisons plus contrastées**.

- De même, lorsque, par le jeu de la précession des équinoxes et des variations d'excentricité, la Terre est au plus près du Soleil (périhélie) en été boréal, les étés sont plus chauds et les hivers plus froids. **Lorsque la Terre est au plus loin du Soleil (aphélie) en hiver, comme actuellement, les étés sont plus frais et les hivers plus doux**.

Cycles de Milankovitch et climat (2)



© Robert A. Rohde



Zoom sur les 200 derniers milliers d'années : en haut, l'ensoleillement à 65°N, en bas le volume de glace

(d'après A. Berger, 2006)

- Sur le schéma ci-contre , on a composé les trois effets (précession des équinoxes, obliquité et excentricité) pour reconstituer les **variations de la puissance solaire reçue en été au sommet de l'atmosphère à 65° de latitude nord** (latitude du Groenland), au cours du dernier million d'années (courbe jaune, et en bas, zoom).

- On constate que les phases de glaciation (en particulier, les sorties d'ère glaciaire) correspondent en grande partie à ces variations d'ensoleillement estival.

- On parle de **forçage orbital** du climat.

Que devient le rayonnement solaire reçu ?

Interactions avec l'atmosphère et la surface terrestre

➢ Le rayonnement solaire est composé d'ondes électromagnétiques. Pour plus de précisions (relation longueur d'onde / énergie transmise, $E = h\,c/\lambda$), voyez cette animation sur le site Météo-Education.

➢ Le rayonnement va subir différentes interactions durant son cheminement au travers de l'atmosphère : transmission, diffusion, réflexion, absorption, etc.

➢ On s'intéresse ici particulièrement aux phénomènes suivants :

- Réflexion vers l'espace : elle réduit la part d'énergie à prendre en compte.

- Diffusion : elle explique pourquoi le ciel est bleu.

- Absorption par les milieux : elle s'accompagne d'un transfert d'énergie vers les milieux concernés qui, à leur tour, sont susceptibles d'émettre un rayonnement différent de celui qu'ils ont reçu. Cette succession de phénomènes est prépondérante dans l'explication de l'effet de serre.

Réflexion du rayonnement solaire : l'albédo

- Une partie du rayonnement solaire est **réfléchi** vers l'espace. Un miroir réfléchit presque toute l'énergie lumineuse, mais certaines surfaces naturelles (étendue de neige, plage de sable) peuvent être également très réfléchissantes.
- Le rapport de l'énergie réfléchie sur l'énergie incidente est nommé **albédo** (noté α) et dépend de la nature des surfaces. Par exemple, l'albédo de la neige fraiche peut atteindre 0,9 (90% de l'énergie réfléchie !) tandis que celui d'une sombre forêt de sapins n'est que de 0,1.
- A l'échelle globale, on constate que 30 % du rayonnement est réfléchi vers l'espace. La majeure partie est **réfléchie par les nuages** (d'où leur importance dans les modèles d'évolution du climat !), puis par l'air lui-même et la surface terrestre. L'albédo du système Terre/atmosphère est donc de 0,3.
- On a introduit précédemment la puissance solaire moyenne reçue au sommet de l'atmosphère, notée s. Une part α étant réfléchie vers l'espace, l'énergie à prendre en compte dans les échanges Terre/atmosphère est donc égale à :
- **$(1-\alpha).s = 0,7 \,.\, 342\ W/m^2 \sim 240\ W/m^2$**
- En climatologie, l'albédo est un paramètre très important : **les grandes calottes de glace des ères glaciaires augmentent l'albédo global** et donc l'énergie perdue par le système, ce qui va dans le sens d'un renforcement du refroidissement !

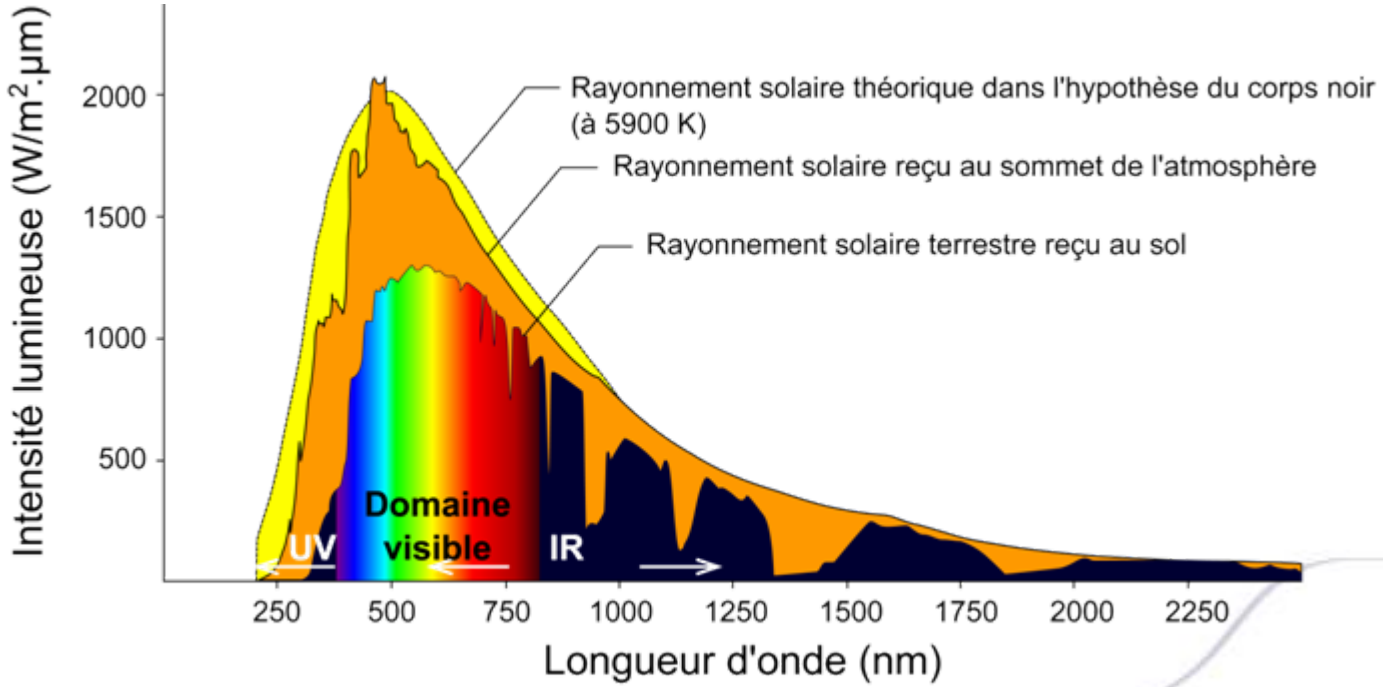
Diffusion : le bleu du ciel, le blanc des nuages

- Les radiations solaires interagissent avec les molécules de l'air, qu'elles font osciller. Un volume d'air qui reçoit une énergie lumineuse incidente **diffuse** une partie de cette énergie dans toutes les directions. La part d'énergie diffusée est inversement proportionnelle à la longueur d'onde (diffusion de Rayleigh) : ce sont surtout les radiations bleues qui sont diffusées. Voila pourquoi le ciel est bleu, tandis que la lumière du Soleil, amputée des courtes longueurs d'ondes, apparaît jaune.
- Le soir et le matin, quand le Soleil est bas sur l'horizon, l'épaisseur d'atmosphère traversée est plus grande, et toutes les longueurs d'ondes sont diffusées, sauf les plus grandes, dans le rouge : voila pourquoi le soleil couchant apparaît rouge.
- Les particules plus grosses que les molécules sont responsables d'un autre type de diffusion, qui ne dépend pas de la longueur d'onde (diffusion de Mie) : ainsi, les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace des nuages diffusent de façon égale toutes les longueurs d'onde : les nuages apparaissent blancs.

Absorption du rayonnement par l'atmosphère

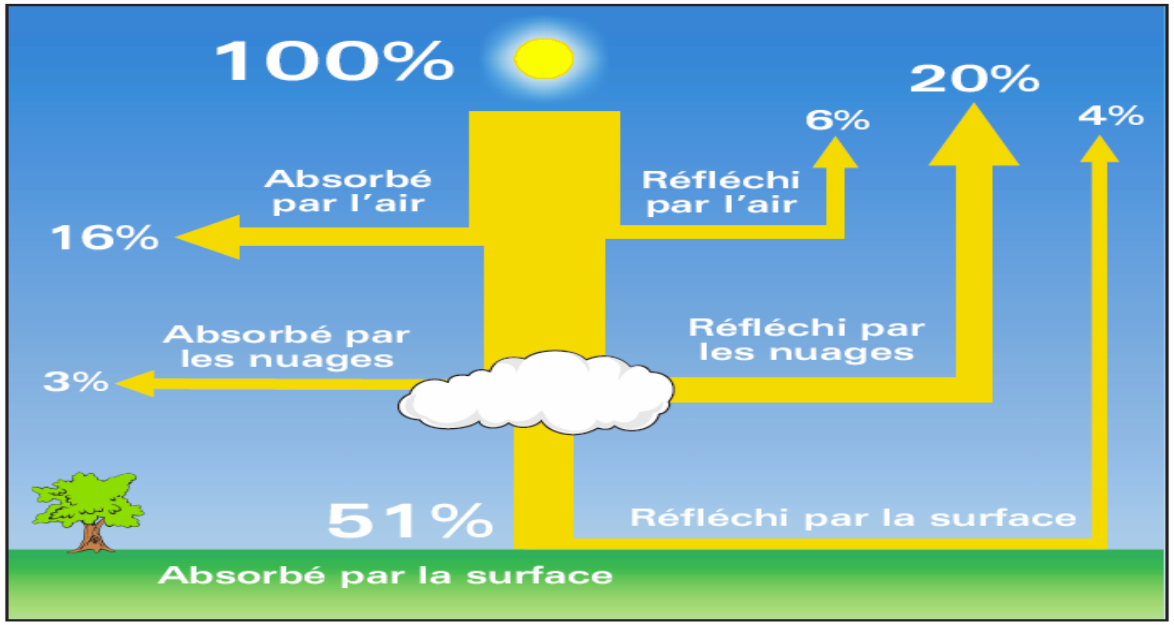
- La majorité du rayonnement solaire qui arrive au somment de l'atmosphère est dans le domaine du visible (400-750 nm), avec une part d'ultraviolets (UV) et d'infrarouges (IR). Certaines longueurs d'onde vont être préférentiellement absorbées (ou rétrodiffusées vers l'espace)

- Les radiations visibles sont peu absorbées. Fort heureusement, les UV le sont davantage (voir la fiche « **Ozone** ») ! Et certains domaines de l'infrarouge sont aussi absorbés, en particulier par le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau.



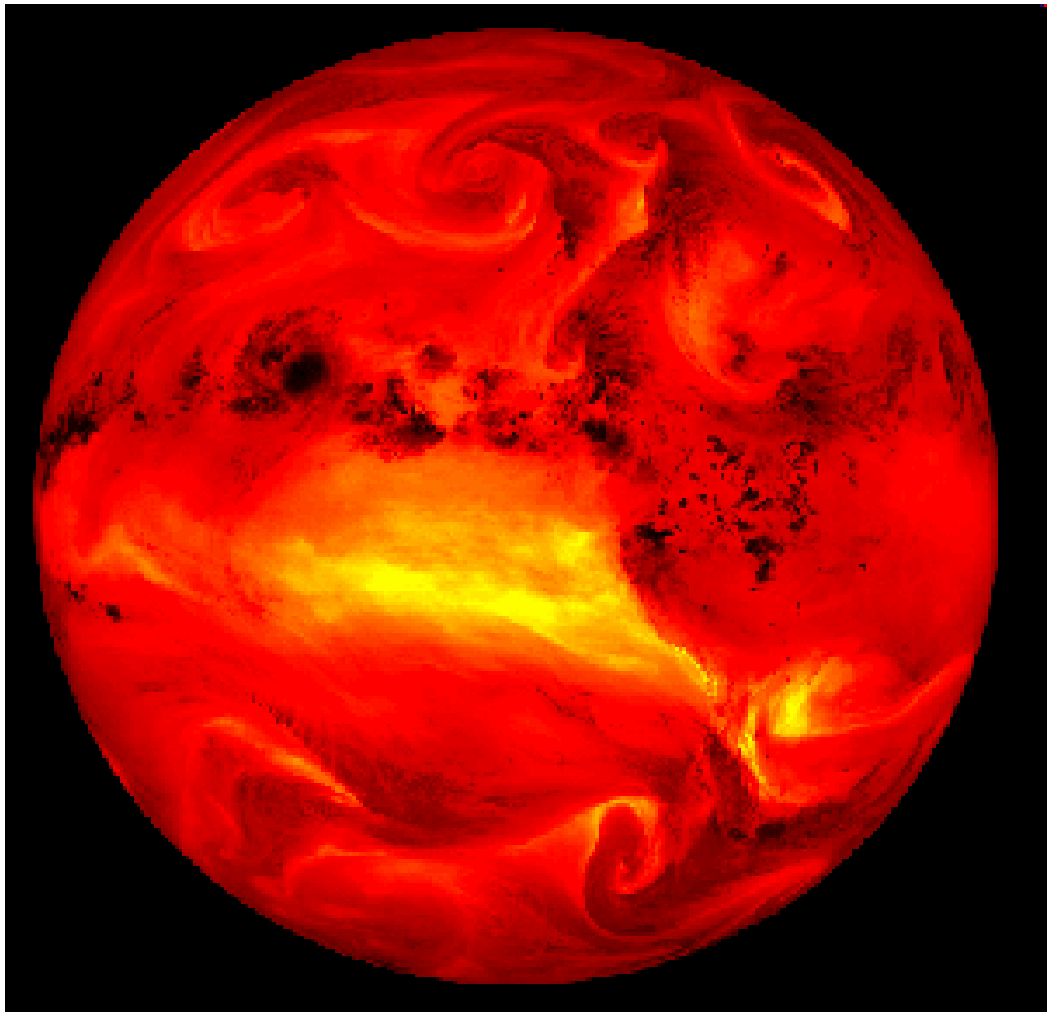
Bilan pour l'énergie incidente

➢ Le schéma ci-dessous décrit les parts du rayonnement solaire absorbées ou réfléchies vers l'espace respectivement par l'atmosphère et ses composantes et par la Terre.



Source : *Fondamentaux de Météorologie*, Sylvie Malardel

Le rayonnement émis par la Terre



La Terre dans l'infrarouge (© NASA)

Le rayonnement du corps noir

- Tout corps absorbe de l'énergie sous forme de rayonnement. Une première conséquence est l'échauffement, très perceptible lorsqu'on marche sur une plage exposée au soleil de midi en plein été !

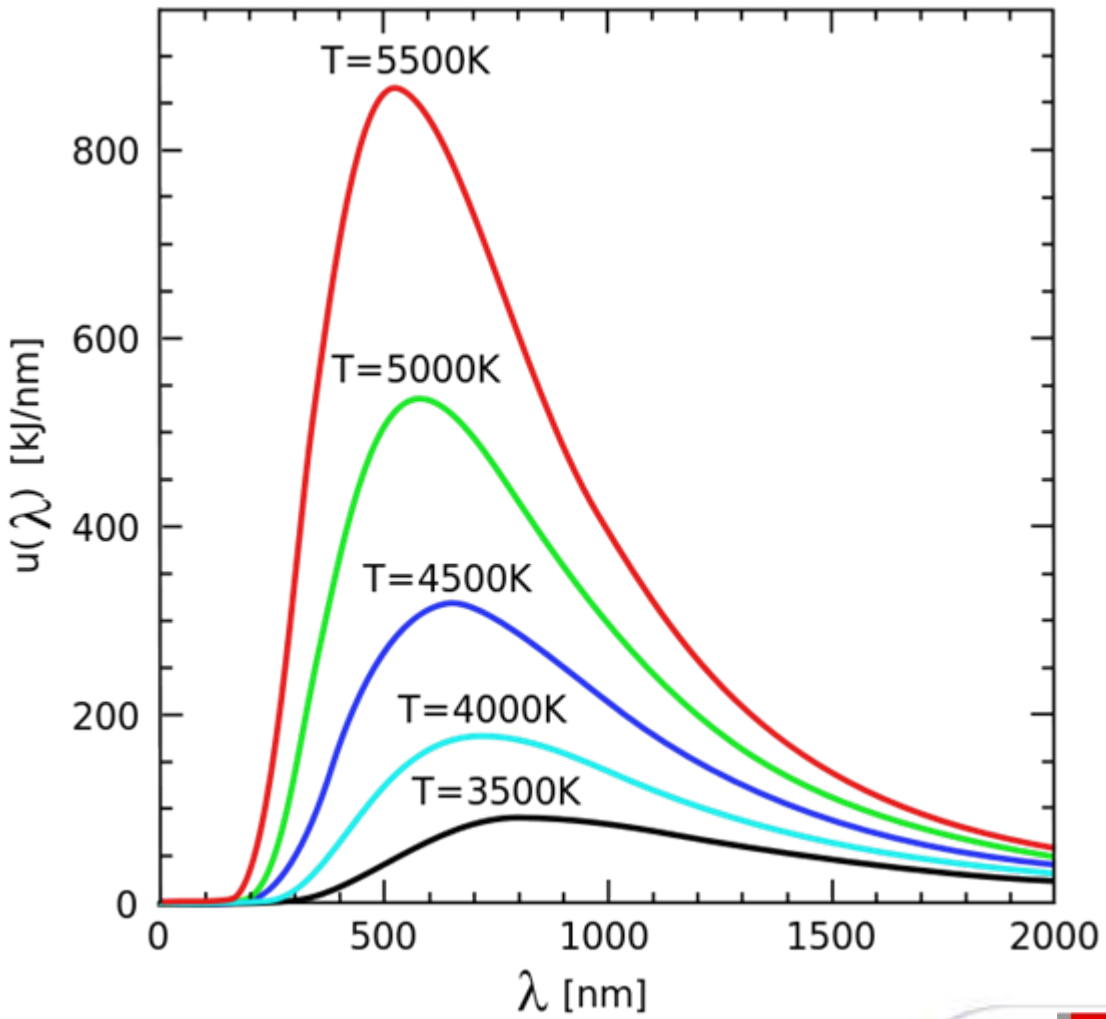
- Tout corps est, à son tour, susceptible d'émettre du rayonnement (consultez cette belle animation). On imagine un corps idéalement « noir », qui absorbe tout le rayonnement reçu et ne réfléchit donc aucune lumière : tout le rayonnement renvoyé par ce corps correspond donc à son émission propre qui, pour notre **corps noir** idéal, ne dépend que de sa température.

- A mesure que T augmente, la puissance d'émission augmente (selon la loi de Stefan-Boltzman, elle est proportionnelle à la puissance quatrième de la température : $\mathbf{M = \sigma T^4}$), mais aussi la largeur du spectre d'émission : la gamme des longueurs d'onde émises est plus large et atteint les plus courtes valeurs (très énergétiques).

- Ainsi, le Soleil, dont la température de surface est très élevée (6000 K), émet entre 0,2 et 4 µm. Environ 10% de l'énergie est émise dans l'ultraviolet (longueur d'onde λ inférieure à 0,4 µm), un rayonnement très énergétique et dangereux pour les êtres vivants ; 40% dans le visible ; et 50% dans l'infrarouge (λ supérieure à 0,7 µm).

L'intensité délivrée est maximale pour les longueurs d'onde proches de 0,5 µm correspondant à la teinte bleue (loi de Wien : λ_{max} **proportionnel à 1/T**).

Spectre d'émission du corps noir



Absorption et émission

- **La surface terrestre et les composants de l'atmosphère** absorbent de l'énergie sous forme de rayonnement, mais ils **sont eux aussi émetteurs** !

- Compte-tenu de leur température inférieure à 700 °C, **ils rayonnent exclusivement dans le domaine de l'infrarouge**.

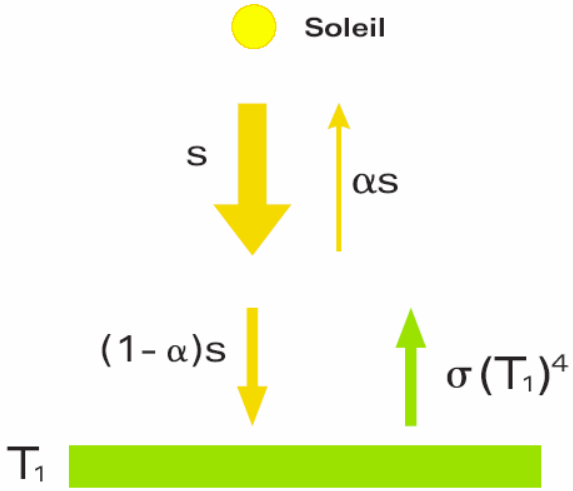
- Quand ils absorbent du rayonnement et que leur température augmente, le rayonnement qu'ils émettent augmente aussi ; leur température se stabilise lorsque l'énergie émise est égale à l'énergie absorbée.

Ce **transfert radiatif** peut être mis en évidence en approchant la main d'un radiateur de chauffage central dans une pièce plongée dans l'obscurité : on perçoit la chaleur (car le radiateur rayonne des infrarouges) sans voir le radiateur (il n'émet pas dans le visible). Si la chaudière envoie de l'eau plus chaude, le radiateur se réchauffe et la main perçoit un rayonnement plus important. Lorsque l'énergie émise par rayonnement devient égale à celle reçue via la circulation d'eau chaude, la température du radiateur se stabilise.

Température d'équilibre de la Terre
Hypothèse 1 – absence d'atmosphère

- Comme pour ce radiateur, calculons la **température d'équilibre de la Terre, pour laquelle notre planète émet donc autant d'énergie qu'elle en reçoit** !
- Dans un premier temps, on suppose que la Terre n'a pas d'atmosphère.
- L'énergie reçue est : (1-α) s (énergie solaire moyenne diminuée de l'albédo)
- On considère la Terre comme un corps noir, parfaitement émetteur, ce qui permet de relier sa puissance émise M à sa température T_1 par la loi de Stefan : $M = \sigma T_1^4$ (avec $\sigma = 5{,}67.10^{-8}$ $W.m^{-2}.K^{-4}$)
- On a donc : $(1-\alpha)\, s = \sigma T_1^4$ Soit : $240 = 5{,}67.10^{-8}\, T_1^4$

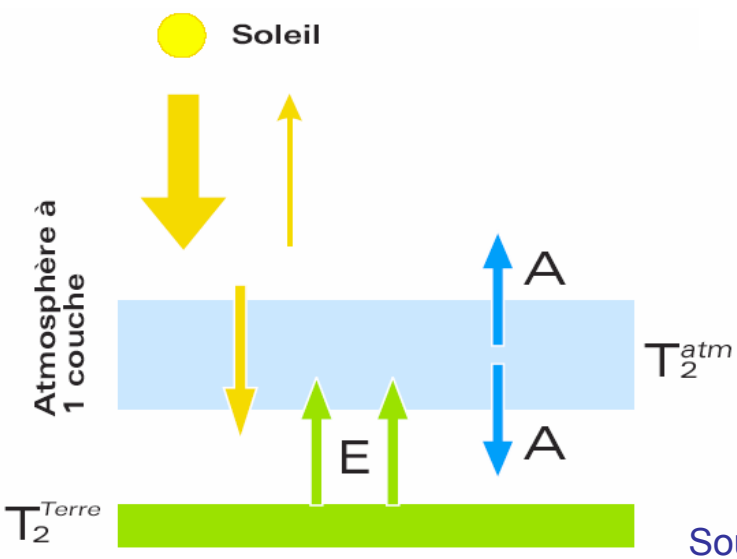
ce qui donne : $T_1 = 255K$, **soit -18°, valeur très inférieure à la température moyenne réelle (15°C) !**



Source : *Fondamentaux de Météorologie*, Sylvie Malardel

Température d'équilibre de la Terre
Hypothèse 2 – atmosphère monocouche

- Dans un second temps, on considère que la Terre est enveloppée par une atmosphère à une seule couche, et on simplifie le système de la façon suivante :
- L'atmosphère est considérée comme transparente au rayonnement solaire. Donc ce rayonnement diminué de l'albédo atteint la surface terrestre dans son intégralité. La Terre reçoit donc du Soleil l'énergie : (1-α) s
- La Terre émet à son tour vers l'atmosphère et l'espace l'énergie E dans l'infrarouge, en se comportant comme un corps noir. On a donc : $E = \sigma T_{2\ Terre}^4$
- L'atmosphère, en revanche, absorbe intégralement le rayonnement infrarouge émis par la Terre et émet à son tour, vers la Terre comme vers l'espace, une énergie $A = \sigma T_{2\ Atm}^4$



- La Terre comme l'atmosphère sont en équilibre thermique. Elles reçoivent donc autant d'énergie par rayonnement qu'elle en émettent, ce qui se traduit par les égalités suivantes :

- pour la Terre : (1-α) s + A = E
- pour l'atmosphère : 2A = E

On en déduit : A = (1-α) s et E = 2 (1-α) s d'où :

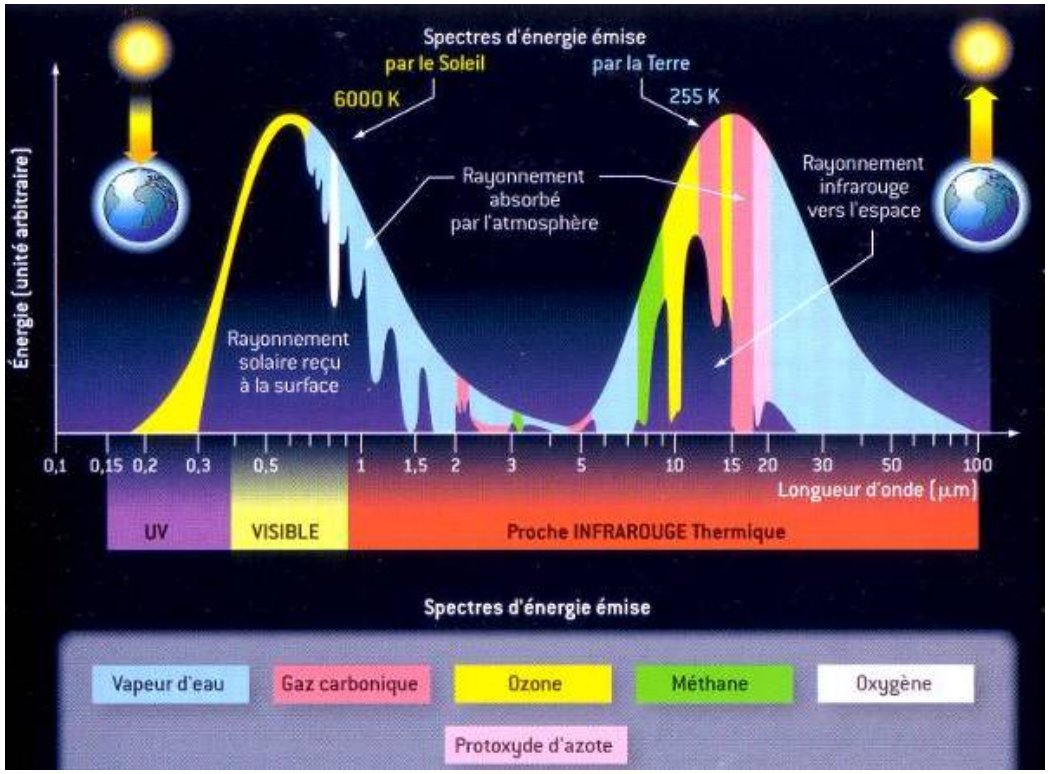
$T_{2\ Atm}$ = 255 K (-18°C) et $T_{2\ Terre}$ = 303 K (30°C !)

Source : *Fondamentaux de Météorologie*, Sylvie Malardel

L'effet de serre

La couche d'atmosphère que nous avons introduite au dessus de la Terre «capture» une partie de l'énergie rayonnée par la Terre vers l'espace et la lui renvoie, ce qui se traduit par une température d'équilibre de la Terre plus élevée et plus proche de la réalité [1].

Sans ce phénomène, nommé **effet de serre**, la température sur Terre serait très basse, comme celle calculée en l'absence d'atmosphère ! Cependant, l'activité humaine, en particulier depuis la révolution industrielle, a augmenté les concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre (CO_2, méthane), ce qui a entrainé un réchauffement global.



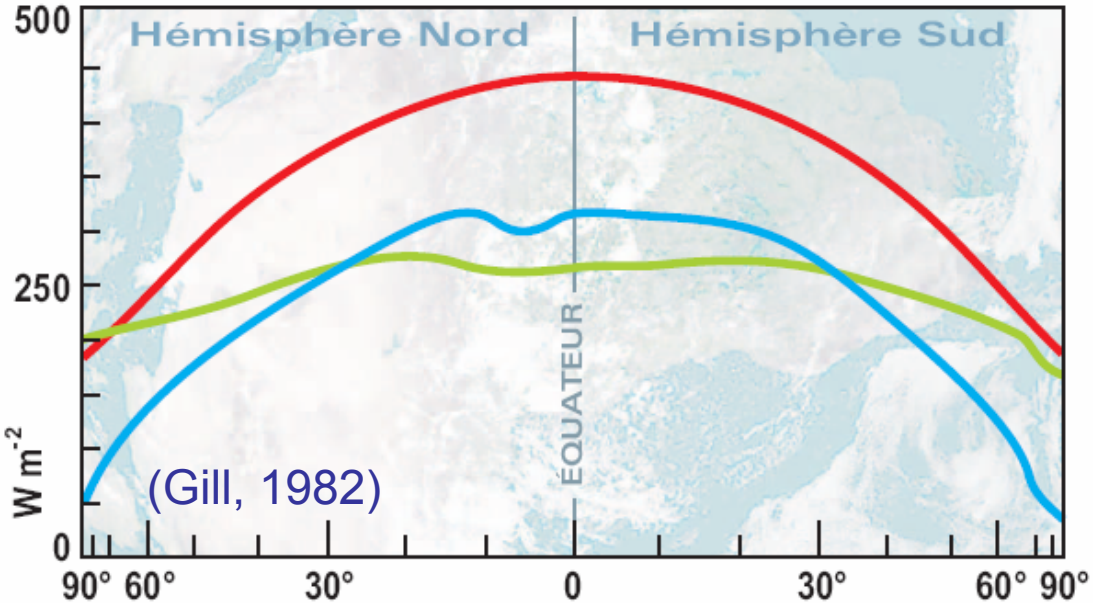
(1) La valeur obtenue tout comme la différence de température Terre/atmosphère sont toutefois excessives. Pour s'approcher des températures réelles, il faudrait un modèle plus sophistiqué avec une atmosphère composée d'une succession de couches, et un processus d'évolution vers l'équilibre plus lent (sur ce point on pourra consulter la présentation de l'Institut Pierre-Simon Laplace).

Bilan radiatif du système Terre / atmosphère

Courbe rouge : rayonnement solaire moyen reçu au sommet de l'atmosphère par cercle de latitude

Courbe bleue : rayonnement solaire absorbé

Courbe verte : rayonnement IR moyen émis vers l'espace.



- Courbes rouge/bleue : on retrouve l'albédo global de 0,3 : 70% de l'énergie solaire arrivant au sommet de l'atmosphère est absorbée. Saurez vous interpréter les petits creux à 5°N et 70°S ? (albédo plus élevé des nuages de la ZCIT et de l'inlandsis antarctique)
- Courbe bleue/verte : globalement, la Terre est à l'équilibre, mais les basses latitudes perdent moins d'énergie vers l'espace (sous forme d'IR) qu'elles n'en absorbent : elles se réchauffent donc ! Et c'est l'inverse aux hautes latitudes ! Il y a donc forcément un transfert d'énergie, sinon les tropiques se réchaufferaient continument, et les pôles se refroidiraient à l'infini. Ces transferts font l'objet du chapitre sur la **circulation générale de l'atmosphère**.