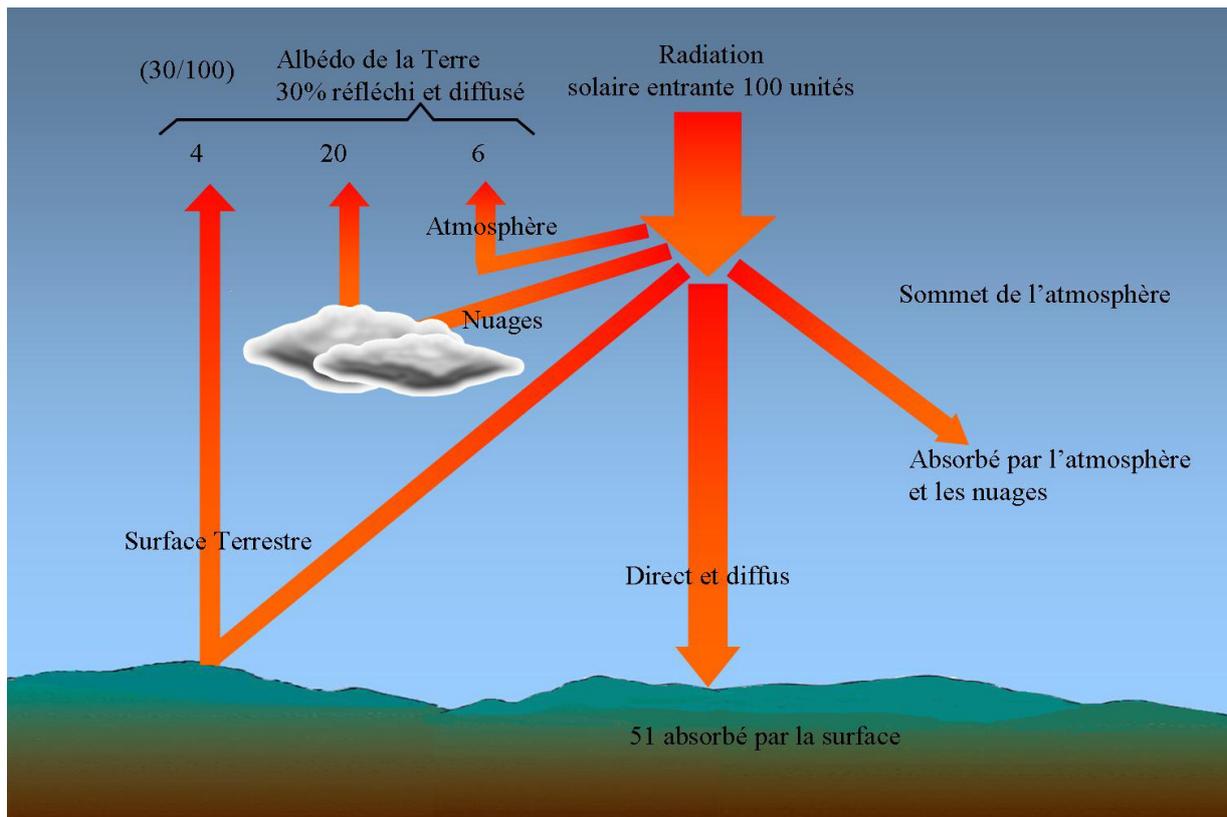


Vulgarisation



Bilan d'énergie au niveau de la planète

Notions théoriques des transferts radiatifs.

¹ *Andrée Tuzet, rapporteur Dominique Flura*

Résumé : *Les échanges d'énergie par transferts radiatifs sont prépondérants pour la vie sur notre planète. Les notions théoriques abordées simplement aux travers de figures et d'exemples vont nous permettre de comprendre les lois du rayonnement puis au travers d'une description du système solaire de définir ces rayonnements en termes de qualité (longueur d'onde), de durée (coordonnées du Soleil, définition du temps) et de quantité (rayonnement capté sur un plan, absorption et diffusion atmosphériques).*

Bien sûr, si la Terre reçoit le rayonnement solaire, elle participe aussi aux échanges au travers d'émission de rayonnement infrarouge, absorbé en partie par l'atmosphère. Les mécanismes de l'effet de serre seront abordés.

S'il n'y avait pas d'échange la Terre s'échaufferait sans cesse. Les autres formes d'échanges ne sont pas abordées ici. Le bilan radiatif va nous permettre de quantifier les gains et les pertes au niveau de la planète mais aussi de voir ce qui se passe au niveau du sol ou des plantes au travers de leurs propriétés optiques.

Une application pratique des équations de ce bilan expliquera le principe du pyrromètre différentiel, appareil effectuant la mesure du bilan radiatif.

Mots clés : transfert radiatif, corps noir, rayonnement solaire, rayonnement infrarouge, bilan radiatif

Introduction

Cet article reprend le cours qu'Andrée Tuzet donna durant l'école des techniques de la mesure des rayonnements naturels dans les domaines visible, solaire et infrarouge².

Nous traiterons i) du spectre électromagnétique ; ii) nous définirons le rayonnement du corps noir, et la notion luminance énergétique selon les lois de Planck, de Wien, de Stefan Boltzman ; iii) nous parlerons du rayonnement solaire : Le système solaire, les coordonnées du Soleil, la définition du temps, le rayonnement capté sur un plan incliné, l'absorption et la diffusion par les gaz atmosphériques ; iv) puis du rayonnement infrarouge : définition, absorption par les gaz atmosphériques, l'effet de serre ; v) et du bilan radiatif : définition, propriétés optiques des feuilles, l'albédo, le bilan radiatif de la planète. Vi) enfin nous donnerons une application : principe du pyrromètre différentiel.

Toutes ces notions seront suivies d'un court résumé de ce qu'il faut retenir « sans se prendre la tête » et en quoi c'est utile.

¹ UMR1091 Environnement et grandes cultures - EGC INRA-AgroParisTech F-78850 Thiverval-Grignon

☎ 01 30 81 55 47 ✉ andree.tuzet@grignon.inra.fr

² Ecole des techniques 26-28 novembre 2007 à Avignon (Vaucluse) organisée par le département Environnement et agronomie (EA) et le département Ecologie des forêts, prairies et milieux aquatiques (EFPA) ; soutenue par la mission Qualité et le service de Formation permanente nationale de l'Inra.

1. Le spectre du rayonnement électromagnétique

On peut décrire le rayonnement électromagnétique sous la forme d'une onde électromagnétique correspondant à la propagation d'un champ magnétique et d'un champ électrique à partir d'une source constituée par un mouvement alternatif de charges électriques. Le rayonnement électromagnétique a comme vecteur le photon, particule dépourvue de masse.

Dans le vide, le rayonnement électromagnétique se déplace à une vitesse $c = 3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$ égale à la vitesse de propagation de la lumière dans le vide (c pour célérité). Pour une radiation monochromatique, la longueur d'onde λ (m) est la distance parcourue par l'onde au cours d'une période T (s). Si on appelle ν (Hz) sa fréquence ($\nu = 1/T$), on a $\lambda = c / \nu$.

La lumière visible ne correspond qu'à un petit intervalle du large spectre du rayonnement électromagnétique (**figure 1**) : c'est l'intervalle pour lequel la rétine de l'œil est sensible. Dans ce cours, on ne s'intéressera qu'à la lumière visible et à l'infrarouge. On remarque que l'on connaît bien le spectre électromagnétique du fait de ses applications dans la vie courante (**figure 1**).

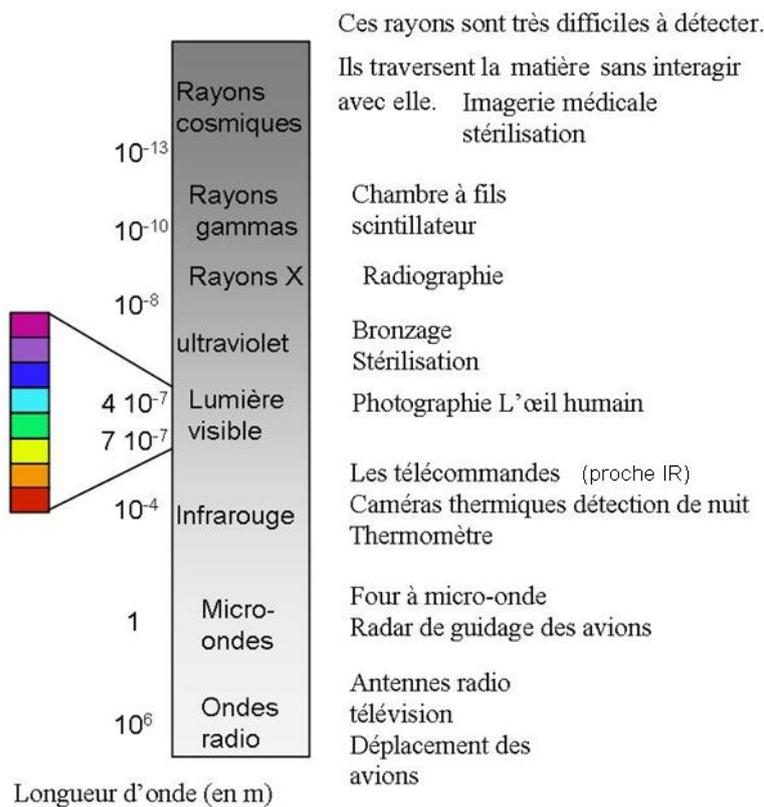


Figure 1 : Spectre du rayonnement électromagnétique

2. Rayonnement du corps noir

2.1 Rayonnement du corps noir isotherme

Tout corps à une température supérieure à 0 Kelvin (zéro absolu -273°C) émet un rayonnement électromagnétique appelé rayonnement thermique. Un corps qui émet un rayonnement thermique peut également absorber ce rayonnement thermique. Cette énergie

absorbée va contribuer à l'augmentation de température du corps et par la même à l'augmentation du rayonnement émis par ce corps.

Un corps qui absorbe intégralement toutes les radiations qu'il reçoit est appelé corps noir qui est un corps purement idéal et que l'on peut néanmoins représenter. En effet, si l'on considère une enceinte fermée isotherme aux parois suffisamment épaisses pour ne laisser passer aucune radiation et si l'on pratique un tout petit orifice au niveau de cette paroi, le rayonnement qui en sort est le rayonnement du corps noir à la température de l'enceinte. Le rayonnement du corps noir c'est-à-dire la luminance énergétique monochromatique du corps noir ne dépend que de la longueur d'onde et de la température, $B(\lambda, T)$. Ce rayonnement qui est donc indépendant de la direction considérée est un rayonnement isotrope. Comme ce rayonnement est isotrope, on montre que le flux rayonné par le corps noir dans une demi sphère, F ($W m^{-2}$), est proportionnel à la luminance énergétique monochromatique : $F = \pi B(\lambda, T)$.

☞ **Ce qu'il faut retenir** : tout corps émet un rayonnement en fonction de sa température, un corps noir est un corps qui absorbe toutes les radiations.

☞ Il ne s'agit pas d'un corps de couleur noire, on verra plus loin que le Soleil se comporte comme un corps noir, il faut retenir cette définition.

2.2 Luminance énergétique du corps noir selon la longueur d'onde pour différentes températures

La loi de Planck exprime la luminance énergétique monochromatique du rayonnement thermique du corps noir en fonction de la longueur d'onde et de la température (**figure 2**). C'est un flux énergétique par unité de surface, par unité d'angle solide et par unité de

longueur d'onde, elle s'exprime en $Wm^{-2}.m^{-1}.sr^{-1}$
$$B(\lambda, T) = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1}$$

Avec λ longueur d'onde, c vitesse de la lumière, T température du corps noir, h constante de Planck, k constante de Boltzman

☞ **Ce qu'il faut retenir** : le maximum de luminance énergétique rayonnée augmente quand la température augmente et la longueur d'onde de ce maximum diminue au fur et à mesure que la température augmente (**figure 2**).

☞ Les courbes correspondant aux différentes températures sont toutes emboîtées.

La loi de Wien décrit la relation liant la longueur d'onde du pic d'émission à la température.

$$\lambda_{\max} = \frac{2897.10^{-6}}{T_k} \quad (\text{figure 3}).$$

Par exemple : le Soleil a une température de 6 000 K, la longueur d'onde du pic d'émission $\lambda_{\max} = 0.48 \cdot 10^{-6} m$. La température de surface de la terre est de 300 K, $\lambda_{\max} = 9.66 \cdot 10^{-6} m$.

Si l'on regarde la **figure 1**, on s'aperçoit que le Soleil émet dans le visible et la Terre dans l'infrarouge, rayonnement invisible pour l'œil. Et vous dans quelle longueur d'onde rayonnez-vous ? Attention, calculez cela avec votre température exprimée en Kelvin ($T^{\circ}C + 273$).

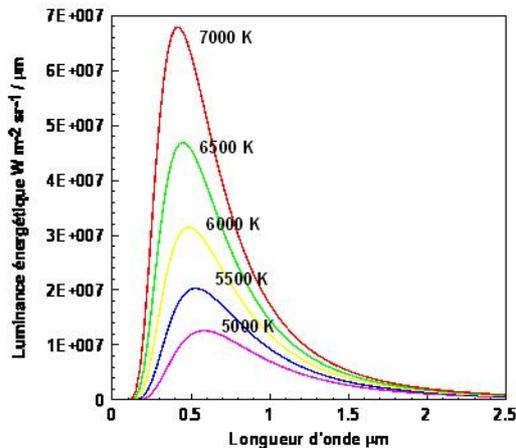


Figure 2 : loi de Planck

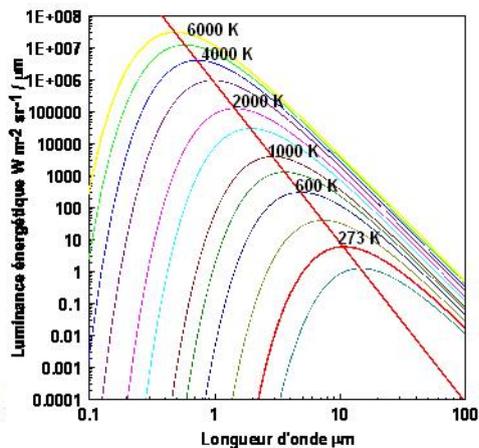


Figure 3 : loi de Wien

La loi de Stefan Boltzman établit que la puissance rayonnée d'un corps noir par unité de surface s'exprime par $F(T) = \sigma T^4$ avec $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ J m}^{-2} \text{ K}^{-4} \text{ s}^{-1}$. $F(T)$ s'exprime en W m^{-2} . On parle ici de luminance énergétique totale du corps noir car on prend en compte tout le rayonnement émis quelle que soit la longueur d'onde. $F(T)$ correspond à l'intégrale (surface) sur toutes les longueurs d'onde de la loi de Planck.

La **figure 4** montre l'importance relative des rayonnements solaire et terrestre (l'échelle pour les deux courbes diffère d'un facteur 10^5).

La **figure 5** présente le pourcentage d'énergie du rayonnement solaire pour différents intervalles spectraux. On remarque que, comme nous l'avons calculé précédemment, le maximum d'émission se fait dans le visible.

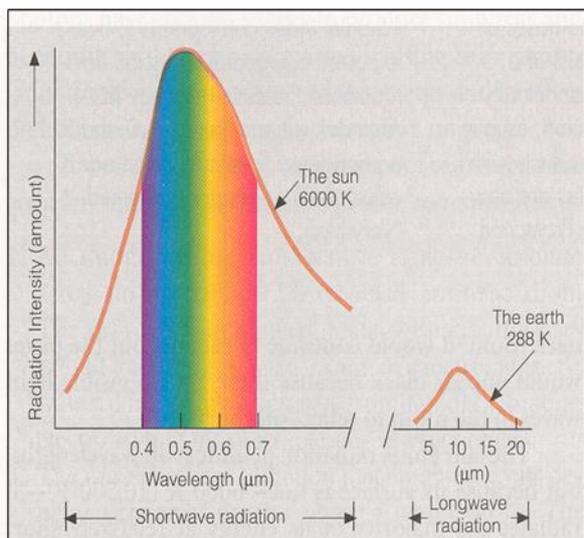


Figure 4 : Importance relative du rayonnement solaire et terrestre

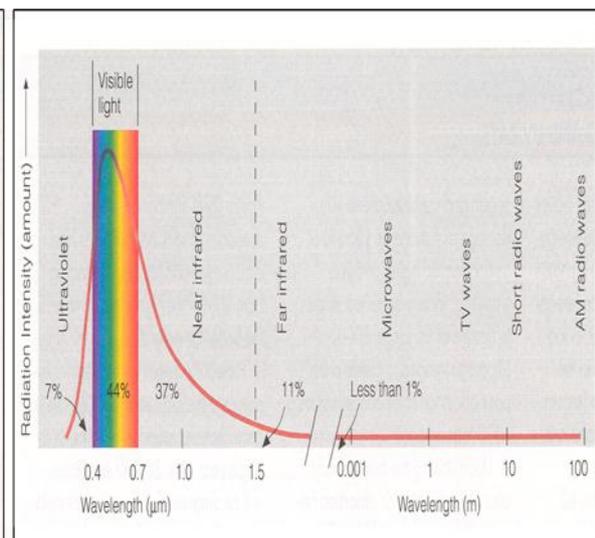


Figure 5 : Pourcentage d'énergie du rayonnement solaire pour différents intervalles spectraux.

☺ **En quoi c'est utile :** Grâce à ces lois, on peut comprendre les relations entre puissances rayonnées, longueurs d'onde et températures. Connaissant la température d'un corps on peut connaître la longueur d'onde du rayonnement émis par ce corps et la puissance de ce rayonnement. Cela nous servira quand on étudiera le bilan radiatif. Il est intéressant de noter qu'avec une température 20 fois supérieure à celle de la Terre, le flux émis par le Soleil est 160 000 fois plus élevé.

3. Le rayonnement solaire

3.1 Le système solaire

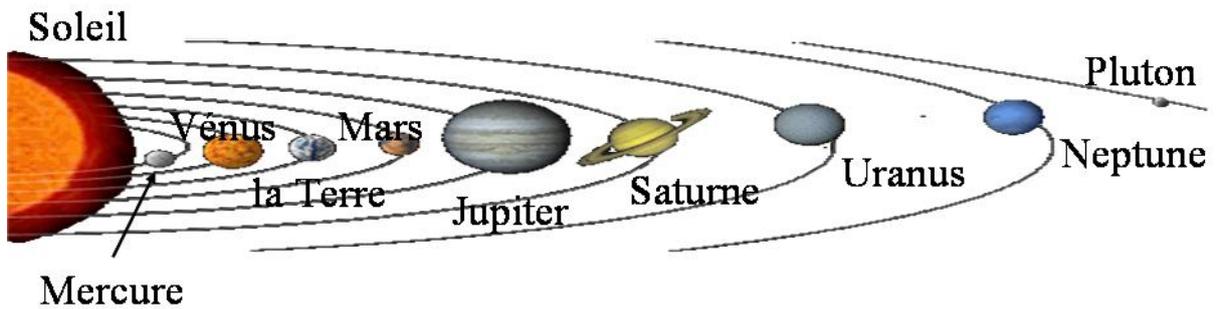


Figure 6 : Le système solaire

La Terre tourne autour du Soleil en une année et sur elle-même en une journée. En fait, la Terre décrit une ellipse autour du Soleil et le Soleil est situé au niveau d'un des foyers de l'ellipse (ellipse quasi circulaire). Mais l'axe de rotation de la Terre est incliné d'un angle de $23^{\circ}27'$ par rapport au plan de l'écliptique (plan de sa révolution autour du Soleil). C'est cette inclinaison qui crée les saisons (**figure 7**)

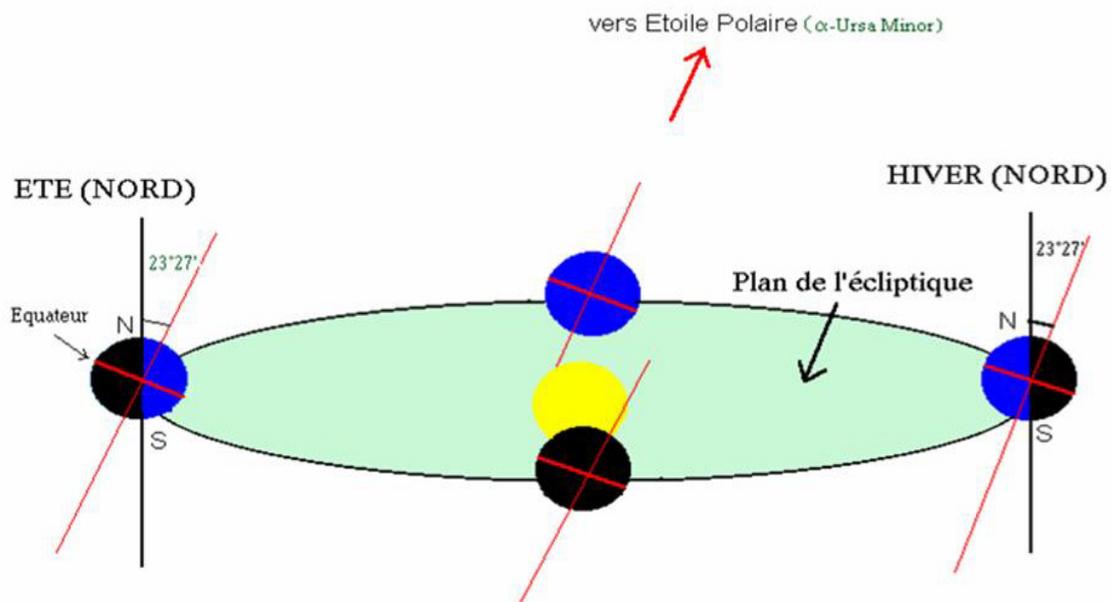


Figure 7 : Inclinaison de l'axe de rotation de la terre par rapport au plan de l'écliptique

De nombreuses perturbations dues aux autres planètes du système solaire viennent modifier la forme de l'ellipse de rotation de la Terre autour du Soleil. Elles modifient aussi l'angle d'inclinaison de l'axe de rotation de la terre, cet axe décrit un cône qui fait un tour en 26 000 ans ; ces différents cycles portent le nom de cycles de Milankovitch. Un des effets important de ces perturbations est la précession des équinoxes ; l'équinoxe de printemps actuelle se trouve, relativement au Soleil, dans la position de l'équinoxe d'automne d'il y a 11 500 ans (**figure 8**). Un effet moindre est que votre signe zodiacal n'est pas le bon : à sa date de création (Hipparcus 150 av. J.-C.), la position des constellations sur la bande équatoriale n'était pas celle d'aujourd'hui.

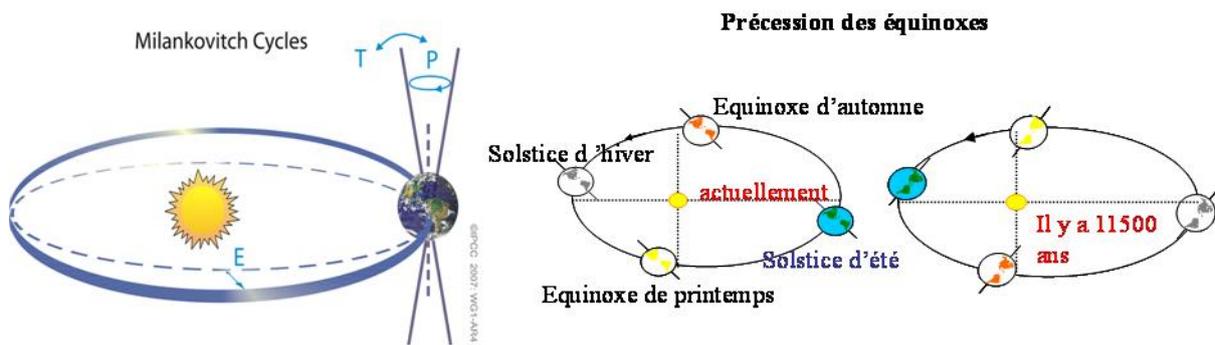


Figure 8 : Cycles de Milankovitch et précession des équinoxes

Nous avons vu (**figure 5**) que l'intervalle spectral du rayonnement solaire est compris entre 0,3 et 3 μm et que le Soleil se comporte approximativement comme un corps noir (on le vérifiera plus loin) dont la température d'émission est d'environ 6 000 K ; ce qui nous intéresse surtout c'est l'énergie qui arrive sur Terre. Avec ce que l'on sait maintenant on peut calculer la constante solaire qui exprime la quantité d'énergie reçue sur une surface d'un mètre carré située au sommet de l'atmosphère et exposée perpendiculairement aux rayons du Soleil. Pour cela on va exprimer le rayonnement qui part de la surface du Soleil et voir ce qui arrive sur une sphère qui aurait pour rayon la distance Terre-Soleil.

Calcul de la constante solaire :

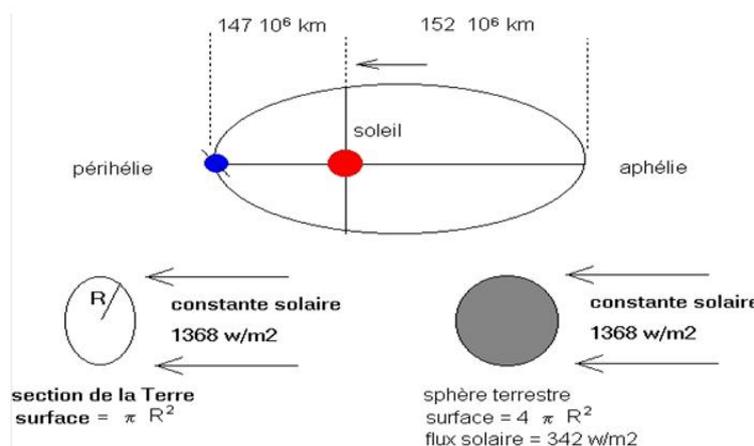


Figure 9 : Eléments pour le calcul de la constante solaire

Puissance rayonnée par le Soleil $L = \sigma T_s^4 \cdot 4\pi R_s^2$. On reconnaît la loi de Stefan Boltzman avec T_s la température du Soleil et $4\pi R_s^2$, la surface de la sphère solaire (R_s est le rayon du Soleil)

Constante solaire : $C = \sigma T_s^4 \frac{4\pi R_s^2}{4\pi d^2}$ avec R_s rayon du soleil = 700 000 km,

d distance moyenne Terre-Soleil = 150 000 000 km (l'épaisseur de l'atmosphère est négligeable comparée à la distance Terre-Soleil), $T_s = 5\,770$ K, $C = 1368$ Wm^{-2}

3.2 Les coordonnées du Soleil

Comme nous l'avons déjà dit, la constante solaire est la quantité d'énergie qui arrive sur une surface située au sommet de l'atmosphère et exposée perpendiculairement aux rayons du Soleil. Elle varie sensiblement au cours de l'année du fait de la variation de la distance Terre-Soleil. En revanche, le rayonnement solaire arrivant à la surface de la Terre subit des variations saisonnières selon la latitude et les saisons du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique. Par exemple, les régions polaires aux solstices peuvent être ensoleillées ou plongées dans l'obscurité, avec un hiver recevant peu d'énergie et un été en recevant plus que la valeur maximale à l'équateur (**figure 7**). Il y a aussi une forte hétérogénéité dans la distribution de l'énergie solaire du fait de la sphéricité de la terre, de son orbite elliptique (**figure 9**) et de son inclinaison par rapport au plan de l'écliptique (**figure 7**)

Pour nous qui sommes à la surface de la Terre, l'énergie que l'on recevra dépendra de grandeurs caractéristiques.

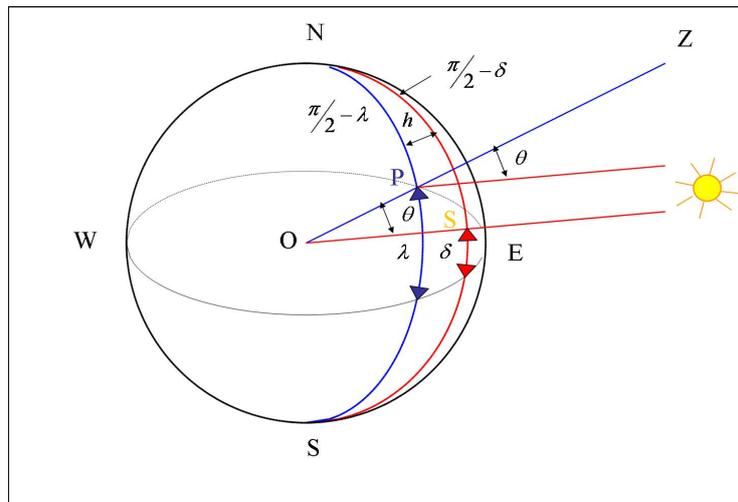


Figure 10 : *Eléments des coordonnées du Soleil*

Tout d'abord du lieu où l'on se trouve entre l'équateur et un des pôles (caractérisé par la latitude λ du lieu P), du jour de l'année qui détermine la déclinaison δ (c'est l'angle que font les rayons du Soleil par rapport au plan de l'équateur du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique (**figure. 10**)). La déclinaison varie avec les saisons), l'angle de zénith du Soleil θ (angle que fait la direction du Soleil avec la verticale du lieu qui n'est autre que le rayon de la Terre passant par le lieu P) et h l'angle horaire (qui exprime l'angle que fait le méridien du lieu P avec le méridien passant par la direction du Soleil). A partir de ces grandeurs caractéristiques nous pouvons calculer les coordonnées du Soleil c'est-à-dire la position du Soleil par rapport à nous à un moment donné. Ces coordonnées sont

l'angle de zénith et l'azimut qui représente la position du Soleil par rapport aux points cardinaux).

Angle de zénith $\cos \theta = \sin \lambda \sin \delta + \cos \lambda \cos \theta \cosh$

Azimut $a \quad \sin a = (\cos \delta \sinh) / \sin \theta \quad \cos a = (-\cos \lambda \sin \delta + \sin \lambda \cos \delta \cosh) / \sin \theta$

De ces coordonnées dépendra l'énergie solaire reçue en un point.

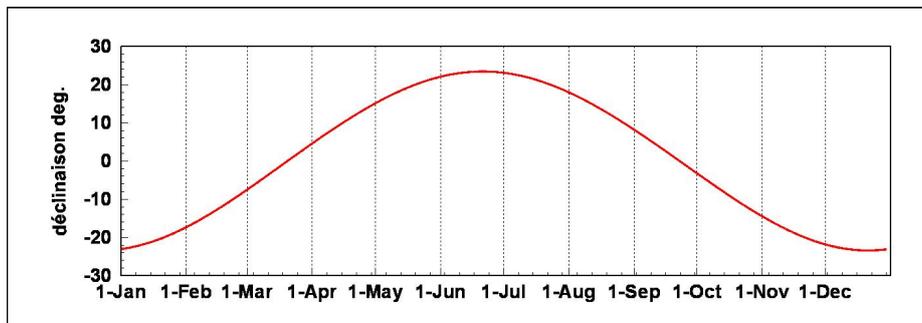


Figure 11 : Variations de la déclinaison au cours de l'année

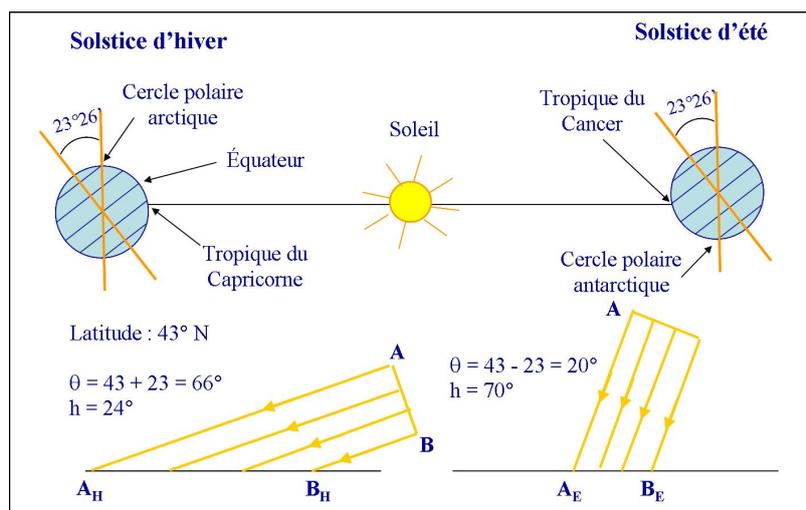


Figure 12 : Rayonnement reçu l'hiver ou l'été à la surface du sol sous nos latitudes

Nous avons vu que du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique, la déclinaison varie tout au long de l'année. Ainsi, les solstices sont deux moments de l'année où le Soleil atteint ses positions les plus méridionales et septentrionales par rapport au plan de l'équateur. Sur la sphère céleste il atteint alors sa plus grande déclinaison positive (+23° 26') ou négative (-23° 26'). À la surface de la Terre, il passe ces jours-là exactement au zénith à midi pour les lieux situés sur les deux tropiques : tropique du Cancer au nord, tropique du Capricorne au sud (**figure 12**). De la même façon, au moment des équinoxes de printemps ou d'automne, le Soleil passe à midi au zénith au niveau de l'équateur terrestre. Tout ceci se traduit en un lieu donné et pour un jour donné par une inclinaison différente des rayons de Soleil arrivant à midi à la surface de la Terre. Cette valeur de l'inclinaison dépend de la latitude du lieu et de la déclinaison du Soleil. Nous voyons donc qu'en fonction de l'inclinaison des rayons du Soleil, la surface éclairée n'est pas la même.

Plus l'inclinaison est faible, plus la surface éclairée est grande et plus l'énergie reçue par unité de surface est faible.

Une autre façon de représenter la variation d'énergie reçue est de regarder la variation des coordonnées du Soleil durant l'année et la journée (**figure 13**).

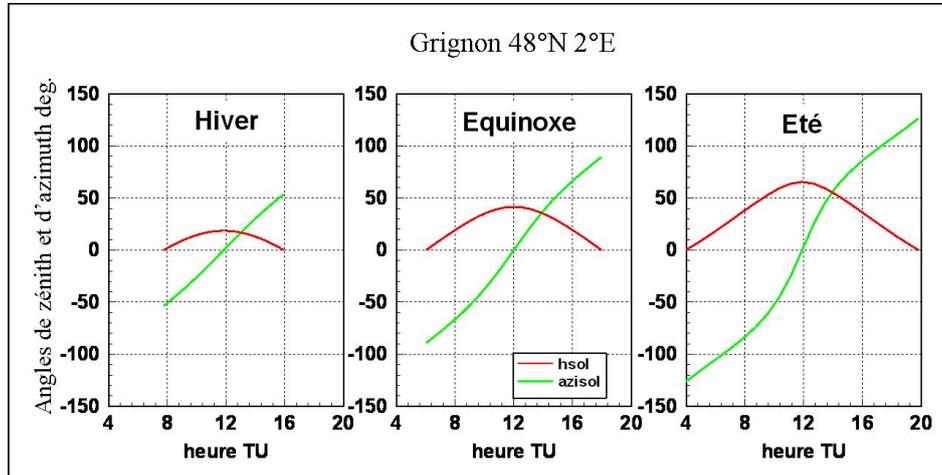


Figure 13 : Hauteur et azimut du Soleil à 3 périodes de l'année (solstices d'été et d'hiver et équinoxes)

On a représenté, pour 3 dates, la hauteur du Soleil (angle que fait le Soleil par rapport à l'horizon) au cours de la journée ainsi que l'azimut du Soleil depuis son lever jusqu'à son coucher. Deux effets se conjuguent : par exemple, en été la hauteur du Soleil est plus grande qu'en hiver (on a vu précédemment l'influence sur l'énergie reçue) et la durée du jour quasiment 2 fois plus longue.

☞ **Ce qu'il faut retenir :** Le rayonnement arrivant à la surface de la Terre varie en fonction du lieu (latitude), de la saison (déclinaison) et de l'heure de la journée (angles de zénith et d'azimut).

☺ **En quoi c'est utile :** Il est possible de modéliser l'énergie reçue. Pour les calculs, des programmes existent, entre autres, une feuille Excel® créée par Bonhomme, Chartier et Dautat et disponible sur cd rom école chercheur rayonnement (Dautat J., 2003).

3.3 Définition du temps

En regardant l'heure sur un cadran solaire on s'aperçoit que si l'on ajoute le décalage de deux heures en été ou d'une heure en hiver on n'obtient pas l'heure de notre montre. En effet, le cadran solaire indique l'heure solaire vraie. Le temps solaire vrai est basé sur le jour solaire qui est la durée entre deux passages successifs du Soleil au méridien. Cette durée varie au long de l'année, du fait de l'inclinaison de la Terre par rapport au plan de l'écliptique et de l'orbite elliptique de la Terre. Les jours solaires sont de ce fait plus courts au printemps et en automne qu'en été et en hiver (attention il ne s'agit pas là de durée d'ensoleillement).

Le temps solaire moyen considère un Soleil qui se « déplace » à une vitesse constante toute l'année. La durée du jour solaire moyen est de 24 heures.

La différence entre le temps solaire moyen et le temps solaire vrai est appelé équation du temps. Elle varie entre 17 minutes en moins et 14 minutes en plus.

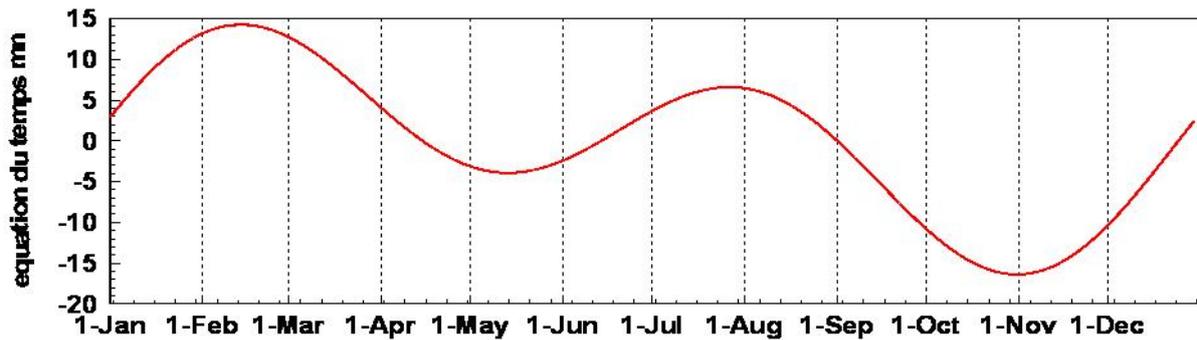


Figure 14 : Courbe de l'équation du temps

Exemple : soit à Avignon (longitude 4.8°E) le 26 novembre 07 (jour 330) 16 h 15 (heure d'hiver)

Heure TU : 16 h 15 - 1h = 5 h 15 TU (temps universel correspondant au méridien de Greenwich).

Correction de longitude 4.8°E – (- 4.8 x 4) = + 19.2 mn Avignon est à 4.8°Est du méridien de Greenwich il faut au Soleil 4 mn pour parcourir un degré de longitude. Le temps solaire moyen TSM=15 h 34.2

Correction de l'équation du temps (courbe de l'équation du temps)

15 h 34.2-(- 12.4) = 15 h 46.6 TSV (temps solaire vrai) lu sur le cadran solaire.

Pour des raisons de commodité on a découpé le globe en 24 fuseaux horaires. A l'intérieur d'un fuseau horaire l'heure est identique. Le méridien de Greenwich passe par le fuseau horaire origine, on ajoute des heures à l'heure du fuseau origine en allant vers l'est et on en soustrait en allant vers l'ouest. On note la ligne de partage des jours située en plein Océan Pacifique.



Figure 15 : fuseau horaire

☞ **Ce qu'il faut retenir :** il existe une différence entre l'heure légale et l'heure vraie. En plus du décalage dû à l'heure d'hiver ou d'été, il y a un décalage dû à la longitude du lieu par rapport à celle du méridien correspondant au temps moyen du fuseau horaire où l'on se trouve. L'équation du temps due à l'orbite terrestre elliptique crée un décalage supplémentaire.

☺ **En quoi c'est utile :** à calculer l'heure de lever et de coucher du Soleil, la durée du jour. Tout ceci intervient dans la modélisation du rayonnement.

3.4 Rayonnement capté sur un plan incliné

Les terres agricoles sont généralement peu inclinées, hormis pour les vignobles en coteaux, le rayonnement reçu par le couvert sera peu affecté par une faible inclinaison cependant il peut être intéressant de vouloir calculer le rayonnement reçu par une plante en fonction du port plus ou moins dressé de ses feuilles.

Un plan incliné (**figure 16**) est caractérisé par son inclinaison i . i est l'angle du plan incliné par rapport au plan horizontal ou encore angle que fait la normale (perpendiculaire) à la surface par rapport à la verticale du lieu.

L'azimut a_p du plan incliné est l'angle que fait la projection de la normale de ce plan incliné sur un plan horizontal avec l'axe Ox, origine des azimuts.

Le Soleil a un angle de zénith θ et un azimut a_s . Pour calculer le rayonnement solaire incident sur un plan incliné, d'inclinaison i et d'azimut a_p , nous devons connaître l'angle β que forment les rayons du Soleil avec la normale au plan incliné. Tout cela, bien entendu, se trouve dans un espace 3D et l'angle β qui nous intéresse est l'angle entre la direction du soleil (contenue dans le plan jaune) et la normale au plan incliné (contenu dans le plan bleu).

Cet angle peut être calculé ainsi : $\cos \beta = \sin i \sin \theta \cos(a_s - a_p) + \cos i \cos \theta$

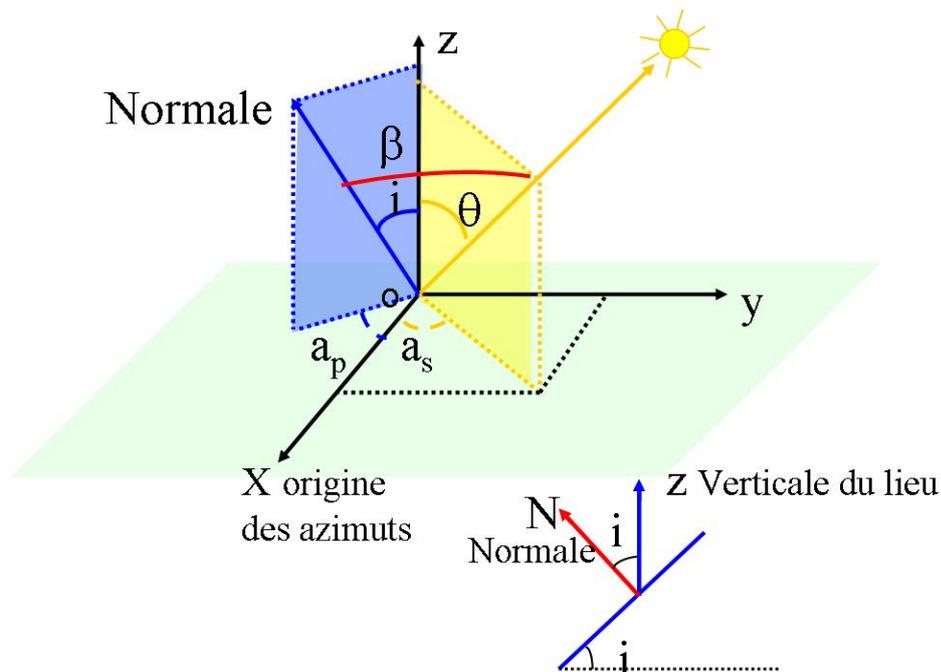


Figure 16 : *Eléments du calcul*

Le schéma du bas représente le plan incliné vu de profil.

Le schéma du haut représente l'ensemble des éléments sur 3 plans.

Le plan horizontal (x, y) qui à partir de l'origine des azimuts indique l'azimut du soleil a_s et l'azimut du plan incliné a_p

On peut graphiquement se rendre compte de l'influence, tout au long de l'année, de l'inclinaison des surfaces sur l'énergie qu'elles reçoivent du Soleil. En terme d'intensité pour des surfaces orientées sud (**figure 17**) mais aussi en terme de période de la journée où la surface est éclairée pour des surfaces orientées sud-ouest (**figure 18**).

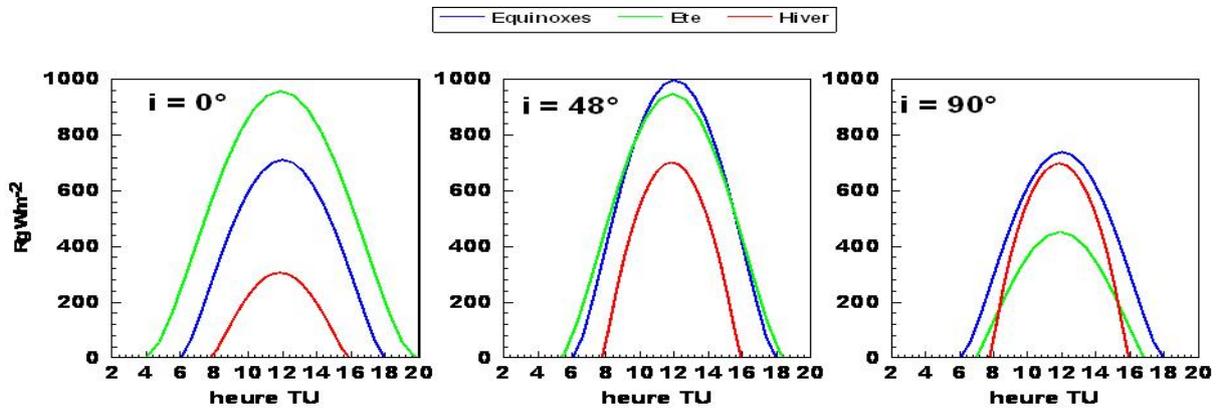


Figure 17: rayonnement solaire direct reçu par des surfaces inclinées orientées sud (Grignon 48°N 2°E)

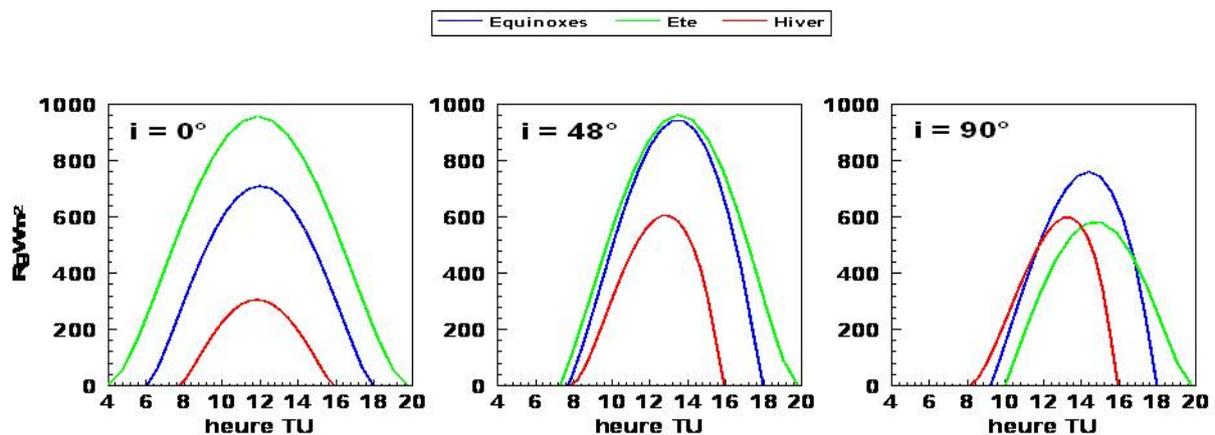


Figure 18 : rayonnement solaire direct reçu par des surfaces inclinées orientées sud ouest (Grignon 48°N 2°E)

☞ **Ce qu'il faut retenir** : en fonction de son inclinaison, une surface recevra une énergie différente et la période de la journée où elle est éclairée variera en fonction de son azimut.

☺ **En quoi c'est utile** : on conçoit que la culture de la vigne en région septentrionale sur coteaux tire partie de leur inclinaison pour capter le maximum de rayonnement pour la culture. On évite l'orientation Est dans les régions nord pour prévenir les brûlures de végétaux dues au soleil matinal sur des plants couverts de givre.

A partir de modèles de rayonnement on peut choisir le port des feuilles en fonction du climat lumineux où sera placée la culture (cas de la taille en lyre sur la vigne).

3.5 Absorption et diffusion du rayonnement solaire par les gaz atmosphériques

Au cours de leur pénétration dans l'atmosphère les photons entre en collisions avec les molécules. Suivant leurs états énergétiques les photons peuvent être absorbés, cette énergie sera transformée en énergie calorifique. Les rayons ultraviolets émis par le Soleil sont presque totalement absorbés ; dans la mésosphère pour les plus énergétiques ($\lambda < 170$ nm absorbés par le N_2 O et l'oxygène moléculaire), dans la stratosphère pour les moins énergétiques ($\lambda \sim 200$ à 300 nm qui sont absorbés par l'ozone et l'oxygène moléculaire). La destruction de l'ozone stratosphérique diminue l'absorption des photons de 200 à 300 nm de longueur d'onde qui en arrivant sur la planète constituent un danger pour la santé humaine.

Une partie du rayonnement solaire est diffusé par les molécules ou particules, constituants de l'atmosphère ; lors de la diffusion il n'y a pas de changement de longueur d'onde du rayon diffusé par rapport au rayon incident et, l'émission de lumière diffusée se fait dans toutes les directions mais pas avec la même intensité.

Suivant la taille de la cible on parlera de diffusion de Rayleigh (molécules 0.1 à 10 nm), de Mie (particules aérosols gouttelettes 100 nm à 10 μ m) et pour des particules plus grosses la diffusion suivra les lois de géométrie optique.

☞ **Ce qu'il faut retenir :** Les rayons UV nocifs sont absorbés par l'ozone stratosphérique (d'où l'inquiétude sur le trou d'ozone). Cependant si l'ozone est bénéfique dans la stratosphère, dans les basses couches de l'atmosphère l'ozone devient un polluant. Une partie du rayonnement est diffusée par l'atmosphère, les courtes longueurs d'onde essentiellement, ce qui nous donne le bleu du ciel et un Soleil rougeoyant à son coucher (figures 19 et 20).

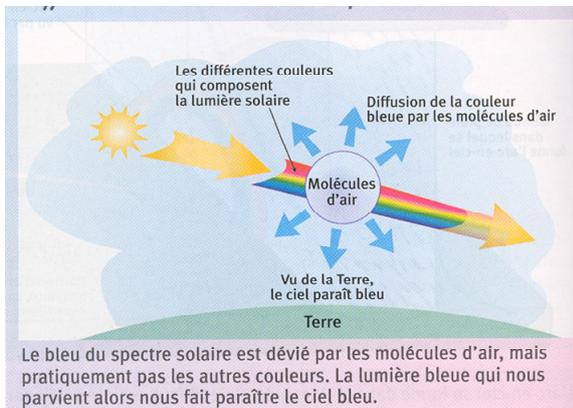


Figure 19 : diffusion de la lumière solaire le jour

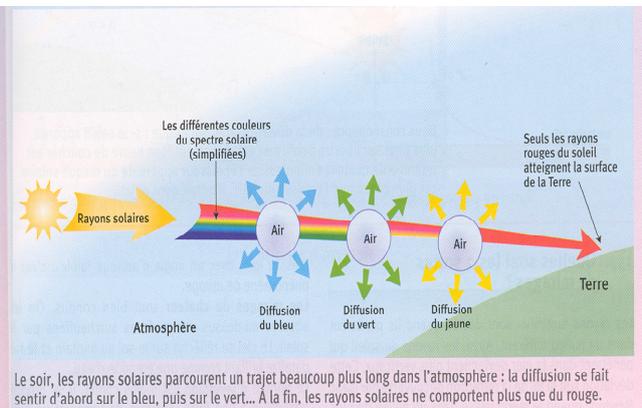


Figure 20 : diffusion de la lumière le soir

Quand on regarde (**figure 21**) le spectre du Soleil au sommet de l'atmosphère, on voit qu'il se superpose quasiment à celui d'un corps noir à la même température. On peut alors qualifier le Soleil de corps noir. On notera la courbe rouge avec l'absorption de l'UV par l'ozone et le proche infrarouge par la vapeur d'eau et le CO₂. Le spectre reçu sur terre est donc modifié par les constituants de l'atmosphère.

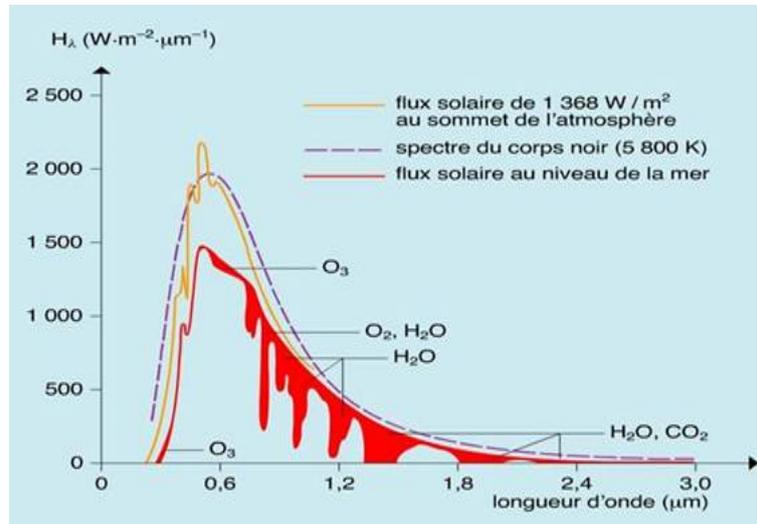


Figure 21 : Spectre solaire terrestre et extra terrestre

☺ **En quoi c'est utile** : Certains analyseurs de gaz utilisent ces bandes d'absorption comme moyen de mesure de la quantité de gaz absorbant dans l'échantillon analysé. On essaie de choisir des bandes d'absorption spécifiques au gaz mesuré ou l'on supprime celui qui gêne, c'est le cas du CO₂ et de la vapeur d'eau qui ont des bandes d'absorption qui se chevauchent.

Une façon plus précise d'appréhender le rayonnement reçu au sol est de séparer le rayonnement direct du rayonnement diffus. Le rayonnement solaire direct vient de la direction du Soleil alors que le rayonnement solaire diffus vient de l'ensemble de la voûte céleste.

Long. D'onde	UV 0.29-0.38	PAR 0.38-0.71	NIR 0.71-4.0
Direct	2.0	42.0	56.0
Diffus	10.0	65.0	25.0
Global	3.0	50.0	47.0

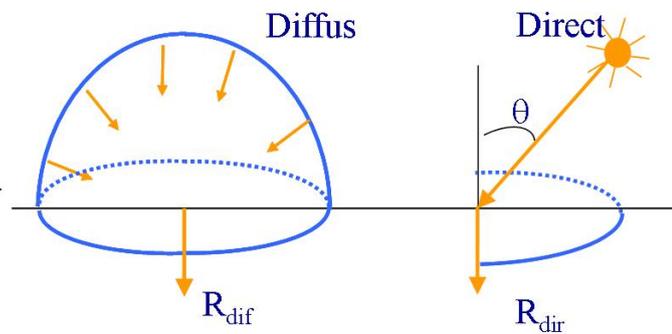


Figure 22 : Pourcentage de rayonnement ultraviolet, de rayonnement photosynthétiquement actif et proche infrarouge dans le spectre de rayonnement direct, diffus et global par ciel clair.

On peut comprendre au regard des valeurs (**figure 22**) du PAR (rayonnement photosynthétiquement actif) qu'une plante poussant à l'ombre (c'est-à-dire seulement exposée au rayonnement solaire diffus) recevra 40% de PAR en moins qu'une plante exposée au soleil et aussi que les rapports entre PAR, UV (ultraviolet) et NIR (proche infrarouge) changent en fonction de l'intervalle spectral considéré : plus les longueurs d'onde sont courtes plus il y a du diffus. Cela est important pour la morphogenèse, en effet, dans les compétitions entre plantes, celle qui est gênée va s'allonger de manière à recevoir plus de soleil et ce serait le rapport de rayonnement qui serait le moteur de cet allongement.

4. Le rayonnement infrarouge thermique

Après s'être intéressé au rayonnement solaire qui va de l'ultraviolet au proche infrarouge (0.3 à 4 μm) nous allons nous intéresser maintenant au rayonnement de grande longueur d'onde $> 4 \mu\text{m}$. Ces longueurs d'onde sont celles des rayonnements émis par la Terre. Souvenons-nous de la loi de Wien qui nous donne la longueur d'onde du maximum d'énergie émis par un corps en fonction de sa température $\lambda \sim 3000 / T$. Ce qui correspond à environ 10 μm pour le rayonnement terrestre. L'atmosphère absorbe une partie de ce rayonnement émis par la surface de la Terre et s'échauffant, elle va émettre à son tour un rayonnement d'une part vers l'espace qui sera un rayonnement perdu et d'autre part vers la Terre. Nous voyons donc que le rayonnement infrarouge est piégé entre l'atmosphère et la surface du sol, cela constitue ce que l'on appelle l'effet de serre. Le vitrage d'une serre laisse passer le rayonnement solaire qui chauffe le sol de la serre qui émet un rayonnement de grande longueur d'onde qui se trouve absorbé par le vitrage et réémis en partie vers le sol, l'énergie solaire se trouve donc piégée élevant la température de la serre. La **figure 23** nous indique les puissances mises en jeu pour notre planète.

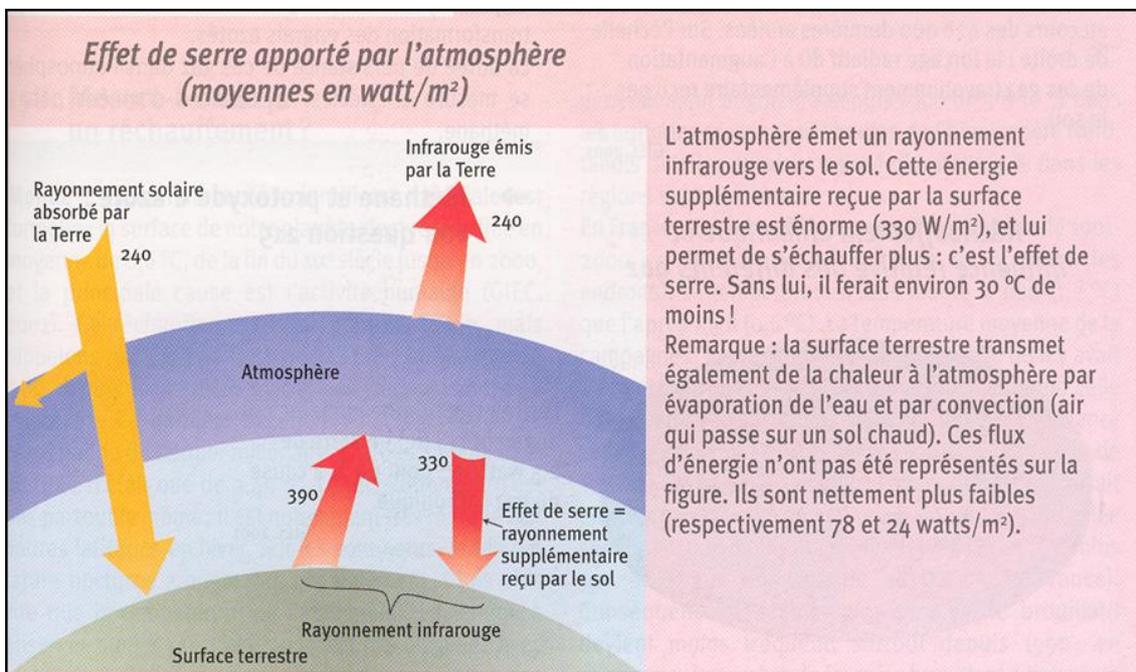


Figure 23 : Bilan d'énergie radiative de la terre

4.1 Absorption par les gaz atmosphériques

On peut dire que vis-à-vis des rayonnements de grandes longueurs d'onde l'atmosphère se comporte comme un corps noir ou gris ; on dit gris dans le sens où l'atmosphère n'absorbe pas la totalité du rayonnement de grande longueur d'onde. Les différents constituants de l'atmosphère qui présentent des bandes d'absorption dans le domaine des grandes longueurs d'onde ont diverses origines, naturelles, industrielles ou agricoles. La **figure 24** représente le pourcentage de rayonnement absorbé en fonction de la longueur d'onde pour différents gaz ainsi que l'absorption totale de l'atmosphère. On constate au voisinage des 10 μm ce que l'on appelle une fenêtre atmosphérique qui laisse passer une partie du rayonnement terrestre évitant ainsi la surchauffe de notre planète.

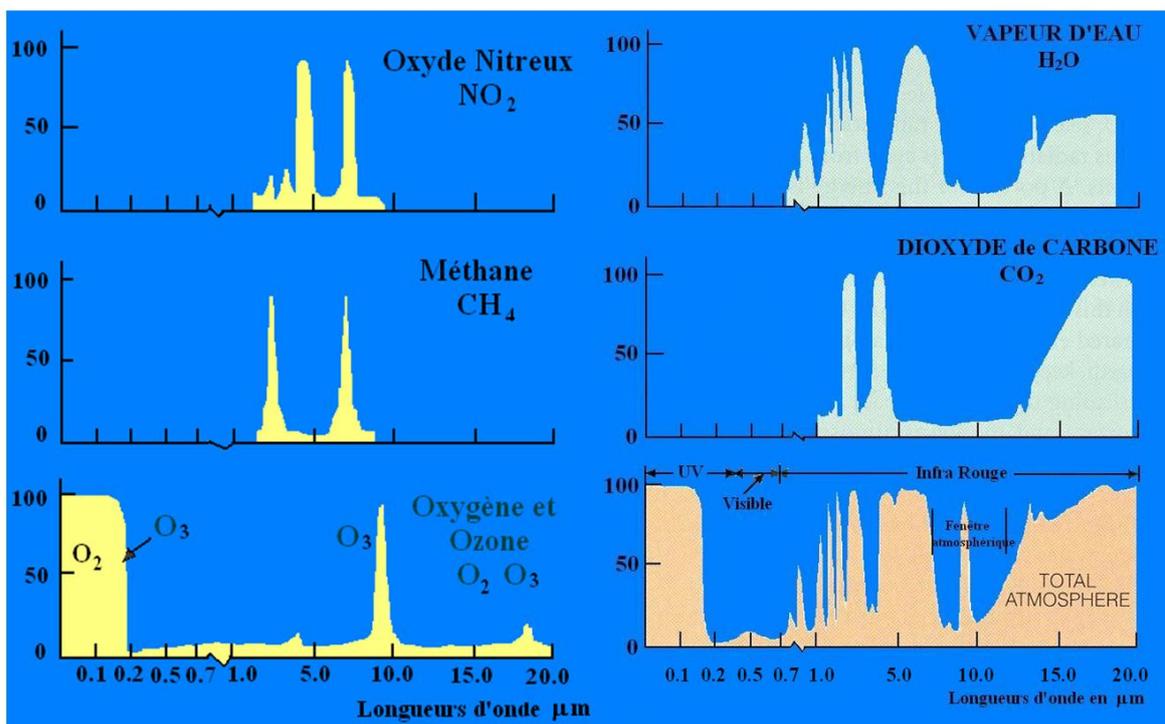


Figure 24 : Absorption du rayonnement par les gaz dans l'atmosphère.
Les surfaces teintées représentent le pourcentage de rayonnement absorbé.

L'augmentation de la concentration des gaz dits à effet de serre revient à augmenter le rayonnement infrarouge thermique émis par l'atmosphère, le rayonnement atmosphérique, provoquant l'élévation des températures et engendrant des effets sur le fonctionnement de la biosphère, le niveau des mers (dilatation thermique et fonte des glaciers), les besoins en eau etc. Sur la **figure 25** nous constatons la croissance de la concentration de ces gaz depuis la révolution industrielle.

Ces gaz ne contribuent pas de façon équivalente au renforcement de l'effet de serre. Cette contribution dépend de leur pouvoir d'absorption du rayonnement (**figure 24**), de leur concentration mais aussi de leur durée de vie dans l'atmosphère (**figure 26**). Pour faciliter la comparaison des différents gaz il a été décidé que le pouvoir de réchauffement du CO₂ serait la valeur de référence égale à 1.

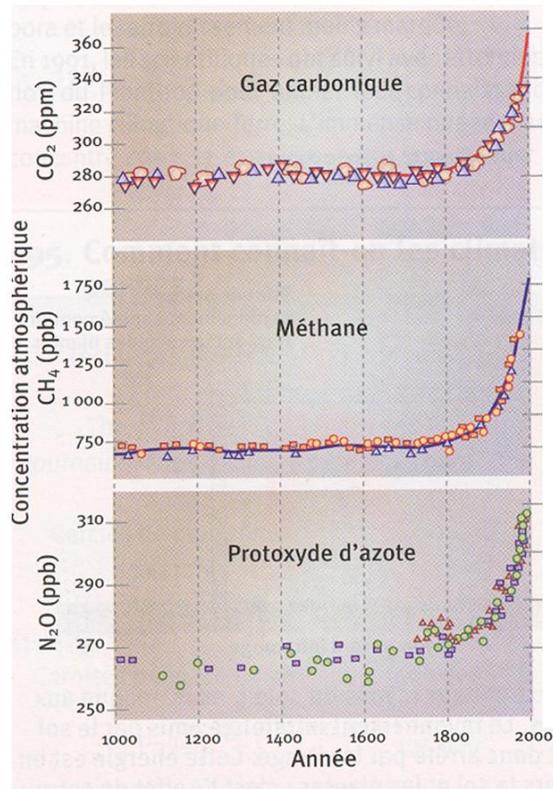


Figure 25 : Évolution de la concentration de certains gaz à effet de serre.

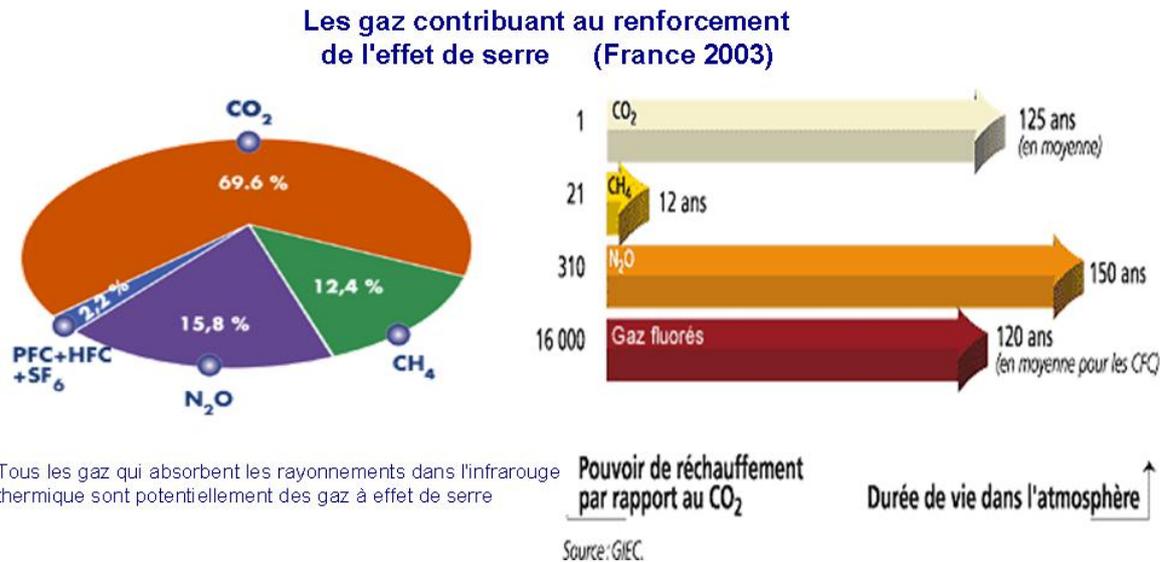


Figure 26 : Contribution des différents gaz à effet de serre au réchauffement. (CO₂ : dioxyde de carbone, N₂O: protoxyde d'azote, CH₄: méthane, PFC: perfluorocarbones, HFC : hydrofluorocarbones, SF₆: hexafluorure de soufre)

Une fois, le processus physique de l'effet de serre décrit ainsi que l'évolution de la concentration des gaz contributeurs on peut commencer à agir. C'est ce qui a été fait en restreignant l'utilisation des gaz fluorés, gaz ayant le plus « grand pouvoir de réchauffement » ; ces gaz étaient notamment utilisés dans les réfrigérateurs et la climatisation. Pour poursuivre, puisque l'on sait que l'activité humaine en est la cause essentielle, il est nécessaire de déterminer l'importance de cette production de gaz à effet de serre par secteur d'activité (**figure 27**).

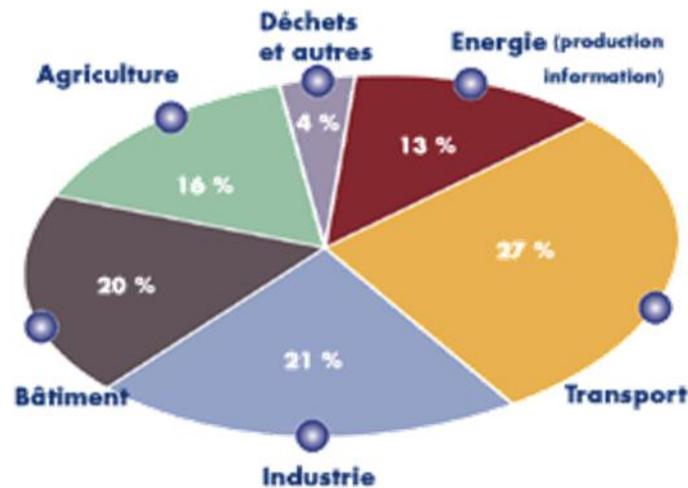


Figure 27 : Participation des différents secteurs d'activité à la production de gaz à effet de serre

☞ **Ce qu'il faut retenir** : l'effet de serre est bénéfique pour la planète qui a une température moyenne de 15°C au lieu des -15°C sans cet effet de serre. Cependant, l'augmentation rapide de l'effet de serre du fait des gaz absorbant l'infrarouge risque de créer un grand bouleversement. Pour donner une idée, avec 5°C de moyenne le climat de la terre était celui des grandes glaciations. Alors que donnera 1°C d'augmentation de la température moyenne en un temps très court.

☺ **En quoi c'est utile** : bien entendu aux études climatiques, à prévoir les possibilités d'adaptations des plantes aux changements climatiques. L'infrarouge est utilisé dans la mesure des gaz qui l'absorbe. Les analyseurs sont fabriqués par type de bandes d'absorption correspondant aux différents gaz considérés.

5. Le bilan radiatif

C'est l'équation du porte monnaie en terme de rayonnement reçu ou émis par un objet.

5.1 Bilan des échanges radiatifs au niveau du sol

C'est une somme algébrique des différents flux radiatifs : rayonnement solaire, rayonnement thermique. Par convention, les rayonnements reçus par le sol seront affectés du signe positif et ceux qui fuient le sol par émission ou réflexion, du signe négatif. Cette somme constitue le rayonnement net de la surface (Rn).

$$Rn = (1 - a) Rg + \varepsilon (Ra - \sigma T_s^4).$$

La première partie de l'équation concerne le rayonnement de courtes longueurs d'onde avec Rg, le rayonnement global, qui comprend le rayonnement direct plus le rayonnement diffus. Le sol en réfléchit une part qui dépend de l'albédo noté a (détaillé au § 5.3). La deuxième partie de l'équation concerne le bilan des flux de grandes longueurs d'onde ; la surface du sol qui se comporte comme un corps gris émet un rayonnement thermique égal $\varepsilon\sigma T_s^4$ (ε est l'émissivité de la surface du sol) et n'absorbe que la fraction ε du rayonnement atmosphérique Ra. La **figure 28** montre les variations du bilan et de ses termes au cours d'une journée. On peut noter que Rg présente une belle courbe en cloche caractéristique d'une belle journée avec un maximum de 800 W/m² ; en revanche, les rayonnements de grandes longueurs d'onde Ra et Rsol sont très stables au cours de la journée. Ra est élevé car l'atmosphère était très humide et l'on sait que la vapeur d'eau absorbe l'infrarouge. Les valeurs typiques de Ra sont de 200 à 400 W/m², elles dépendent, comme nous l'avons déjà vu de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre et bien entendu de la couverture nuageuse. Des relations empiriques, fonction de la température et de l'humidité de l'air mesurées au parc météorologique sont souvent utilisées pour calculer sa valeur par ciel clair et des corrections existent pour prendre en compte le taux de couverture nuageuse.

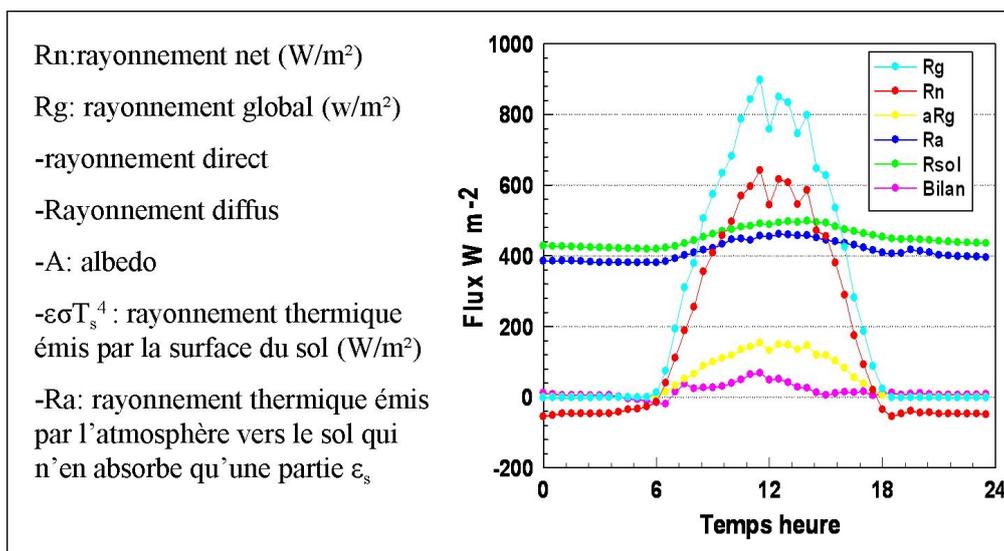


Figure 28 : Evolution au cours de la journée des différents termes du bilan radiatifs (mesures effectuées à Niamey-Niger en Septembre)

5.2 Variation saisonnière des différents termes du bilan radiatif

Allons à Bergen en Norvège, **figure 29**, pour mettre en évidence les variations des termes du bilan radiatif en fonction de la latitude du lieu. Une belle journée du mois d'avril à Bergen nous montre une évolution des différents flux, au cours de la journée, semblable à celle de la **figure 28** avec cependant des intensités plus faibles du fait du changement de latitude.

En revanche, au mois de janvier, si les rayonnements de grandes longueurs d'onde accusent une légère baisse le rayonnement global est très faible et la durée du jour est très courte. Le rayonnement net quant à lui est constamment négatif.

Cette variation d'amplitude du rayonnement solaire, liée à la saison est due à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de l'écliptique qui entraîne une forte variation de la durée du jour et une augmentation de la surface éclairée par les rayons du Soleil du fait de l'incidence plus rasante (**figure 12**).

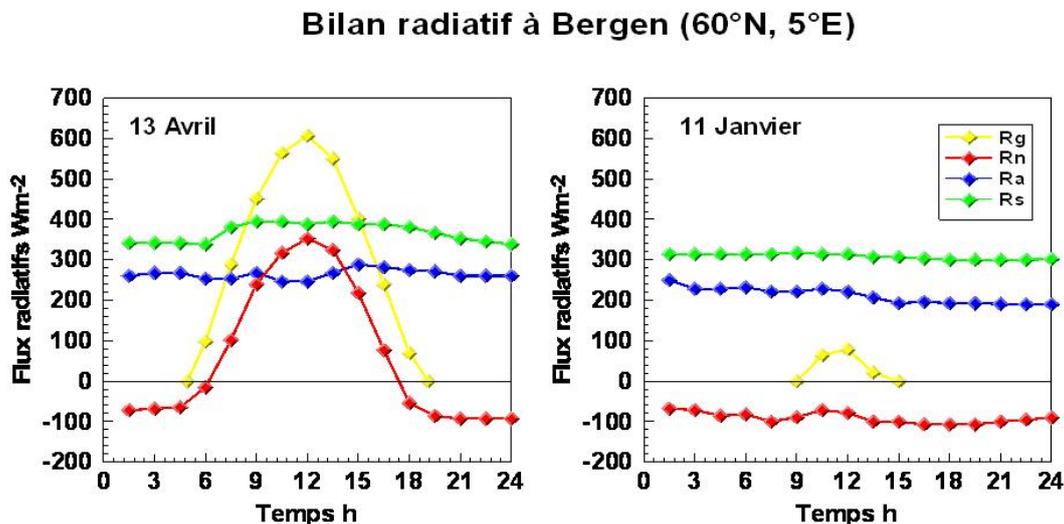


Figure 29 : Variation saisonnière du bilan radiatif.

☞ **Ce qu'il faut retenir :** les variations du rayonnement solaire sont importantes en fonction de la saison surtout aux latitudes élevées. Le rayonnement atmosphérique varie beaucoup moins au cours des saisons et son amplitude de variation est très faible au cours de la journée.

5.3 Albédo

Nous avons vu que le sol réfléchit une partie du rayonnement solaire qu'il reçoit. Cette part réfléchi dépend des caractéristiques du sol, notamment de sa couleur. L'albédo est défini comme le rapport du flux réfléchi sur le flux incident. C'est un indice noté de 0 à 1, un objet ayant un albédo de 0 absorbe tout le rayonnement solaire celui ayant un albédo de 1 réfléchit tout ce rayonnement.

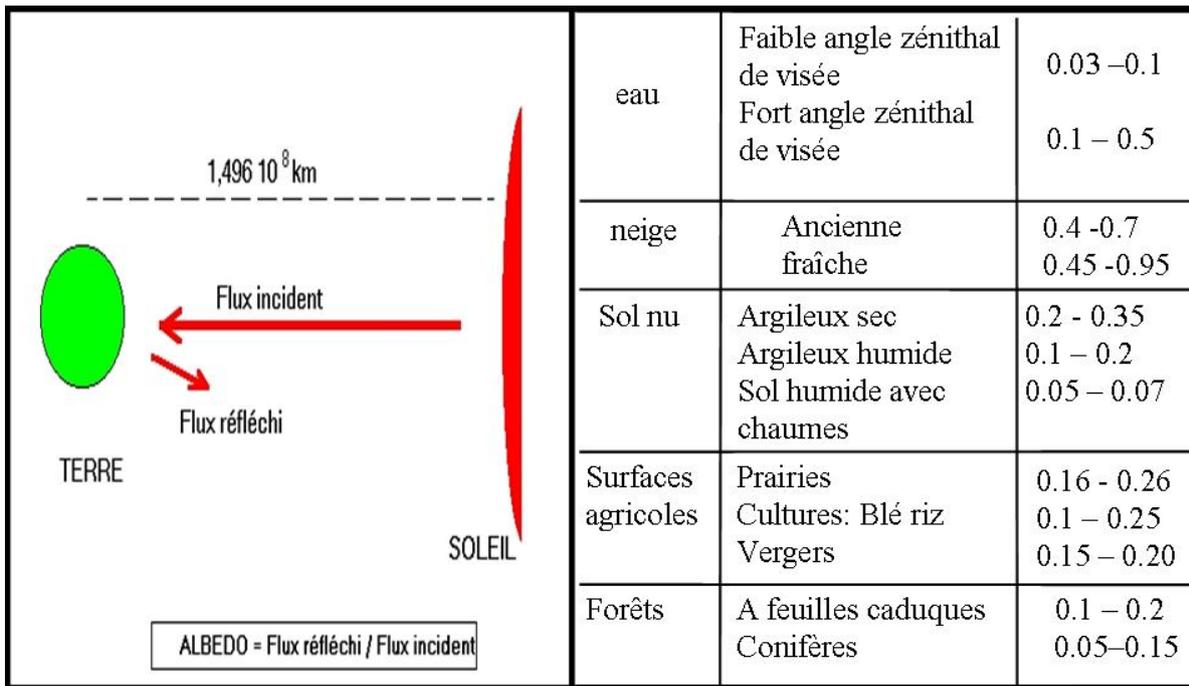


Figure 30 : *Quelques valeurs d'albédo.*

On remarquera avec l'exemple de l'eau que l'albédo varie avec l'angle de visée

5.4 Les propriétés optiques des feuilles

Nous allons maintenant nous intéresser aux feuilles et à leurs propriétés optiques dans le domaine du rayonnement solaire. Nous avons vu que l'albédo quantifie la proportion de rayonnement global réfléchi par une surface ; c'est une valeur moyenne sur l'ensemble du spectre solaire. Si l'on détaille les différents intervalles spectraux (rayonnement solaire, PAR et proche infrarouge) on va parler de coefficient de réflexion (réflectance en anglais) pour la partie réfléchi, de coefficient de transmission pour la partie transmise (la feuille n'est pas opaque au rayonnement solaire dont une partie passe au travers), de coefficient de diffusion ou dispersion, c'est la somme des coefficients de transmission et de réflexion et enfin de coefficient d'absorption pour la partie absorbée par la feuille. Tous ces termes sont des rapports de l'énergie réfléchi, transmise ou absorbée sur l'énergie reçue pour une longueur d'onde donnée sous un angle donné et leur somme égale 1 pour chaque intervalle spectral.

Table 1 Typical optical properties for green leaves

	PAR, Visible	NIR	Solar shortwave
reflectance	0.09	0.51	0.30
transmittance	0.06	0.34	0.20
scattering	0.15	0.85	0.50
absorptance	0.85	0.15	0.50

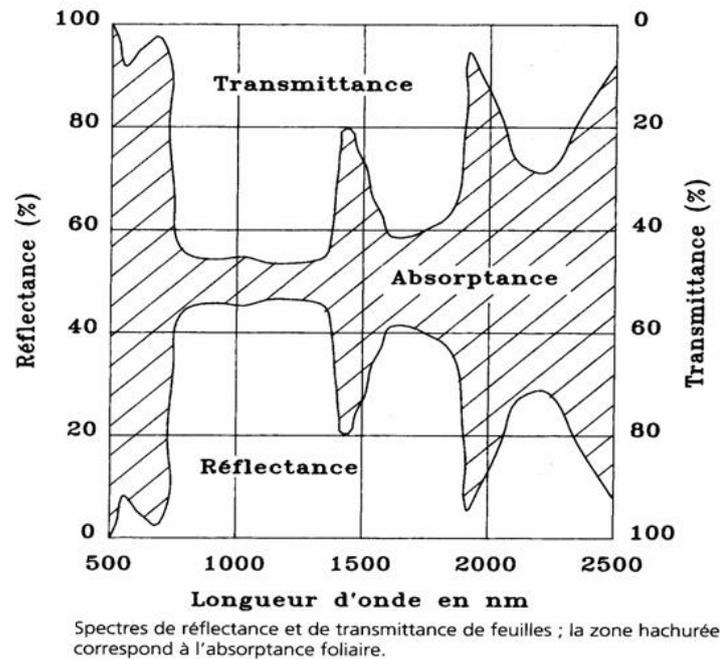


Figure 31 : Ordre de grandeur des propriétés optique de feuille

La **figure 31** présente l'ordre de grandeur des propriétés optiques des feuilles, ces propriétés dépendent du type de plantes de leurs âges (feuilles vertes ou jaunes) et aussi de leurs teneurs en eau. On voit que la feuille absorbe en très grande partie le rayonnement solaire dans l'intervalle spectral 500 - 700 nm ; cet intervalle correspond à la partie photosynthétiquement active (PAR) et pour lequel les feuilles présentent un très faible coefficient de réflexion et de transmission (notons la petite pointe de réflectance entre 500 et 600 nm qui correspond à la réflectance de la chlorophylle pour le vert). Dans le domaine du proche infrarouge 700 à 1 300 nm l'absorption est très faible et le rayonnement est soit réfléchi soit transmis. Le rapport entre les coefficients de réflexion obtenus dans le visible et le proche infrarouge permet de quantifier l'activité photosynthétique d'un couvert. Dans le moyen infrarouge on notera les pics d'absorption dus à la teneur en eau de la feuille. Tous ces éléments sur les propriétés optiques des feuilles vont servir au niveau de la télédétection pour définir les canaux spectraux des satellites.

5.5 Les propriétés optiques du sol nu

Sur la **figure 32**, la courbe rouge montre l'évolution en fonction de la longueur d'onde du coefficient de réflexion d'un sol. Le coefficient de réflexion d'un sol croît progressivement avec la longueur d'onde, par ailleurs, sa valeur est d'autant plus élevée que le sol est sec. Sur la **figure 32** on a tracé les courbes d'évolution des coefficients de réflexion pour différents couverts végétaux plus ou moins couvrants. On note qu'au fur et à mesure que le couvert devient couvrant (le LAI, surface foliaire sur unité de surface de sol, augmente), l'augmentation du coefficient de réflexion à 700 nm s'accroît ; on passe progressivement de la courbe correspondant au sol nu à celle correspondant aux feuilles. En météorologie, il est important de connaître la part de surface occupée par la végétation et le sol nu. La différence de réflectance entre végétation et sol nu va permettre par télédétection de quantifier la surface occupée par la végétation voir le LAI (indice de surface foliaire pour 1 m² de sol).

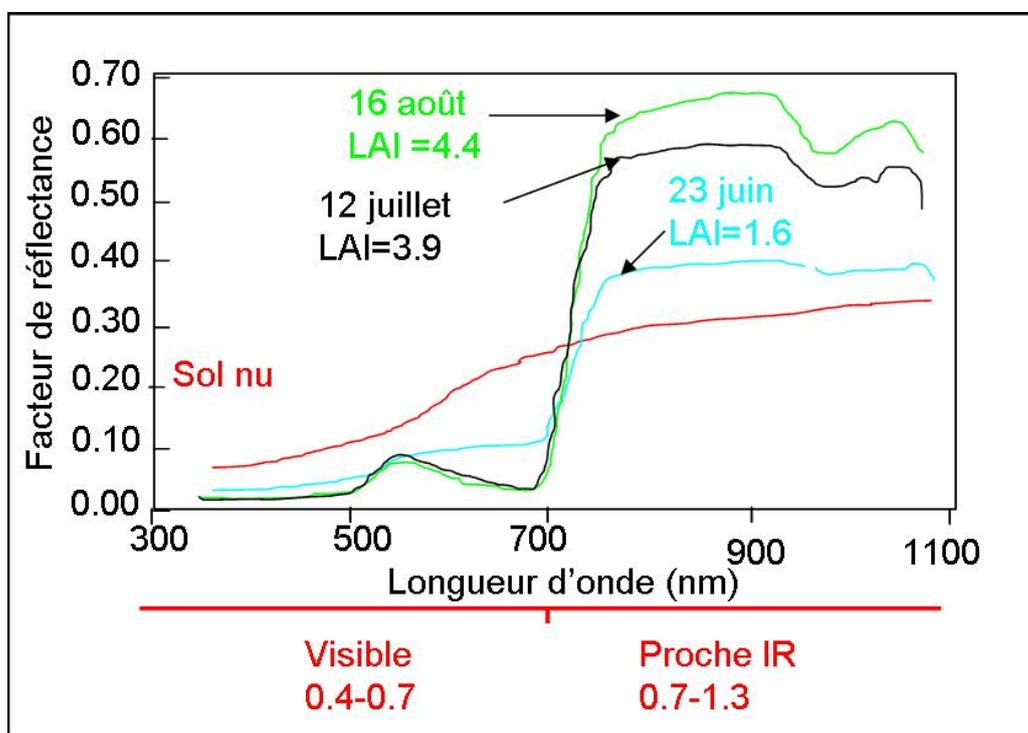


Figure 32 : Réflectance comparée de sol nu et d'une végétation à différents stades phénologiques

☞ **Ce qu'il faut retenir** : L'albédo d'un corps est un indice caractérisant la capacité de ce corps à réfléchir le rayonnement solaire. Il est de 0 s'il absorbe tout le rayonnement solaire, de 1 s'il le réfléchit en totalité.

☺ **En quoi c'est utile** : En télédétection, on utilise les variations de coefficient de réflexion pour quantifier les surfaces cultivées et les sols nus. On peut aussi avoir accès aux potentialités agricoles d'une région voire accéder aux prévisions de rendement. Plus simplement les propriétés optiques des feuilles sont utilisées par des instruments pour évaluer la teneur en azote des plantes.

5.6 Transmission atmosphérique et bandes spectrales des capteurs

Les propriétés optiques des végétaux et du sol intéressent la télédétection encore faut-il qu'elles soient visibles d'avion ou de satellite. Prenons le cas de deux capteurs embarqués sur les satellites NOAA (satellite américain) et Météosat (satellite européen) (**figure 33**). Les deux capteurs possèdent des canaux dans le visible où l'atmosphère est transparente donc le signal reçu dans ces canaux dépendra des caractéristiques des surfaces observées (nuages ou surface terrestre). Dans le moyen infrarouge, le satellite NOAA utilise un canal compris dans un intervalle de longueurs d'onde proches de 4 μm où la transparence de l'atmosphère est bonne tandis que Météosat choisit pour son canal E une gamme de longueurs d'onde où l'atmosphère est absorbante. Pour ce canal, l'énergie reçue par Météosat proviendra donc de l'atmosphère et plus particulièrement de son contenu en vapeur d'eau. Les deux satellites font aussi des mesures dans l'infrarouge thermique avec des canaux sensibles aux longueurs d'onde autour des 10 μm . L'énergie reçue sera fonction de la température de la Terre ou des nuages et de leurs caractéristiques. Les générations plus récentes de Météosat comprennent une douzaine de canaux dont 4 dans le visible ce qui permet de sélectionner la longueur d'onde en fonction de l'étude, notamment celle de l'ozone atmosphérique, de la vapeur d'eau et des différents types de nuages.

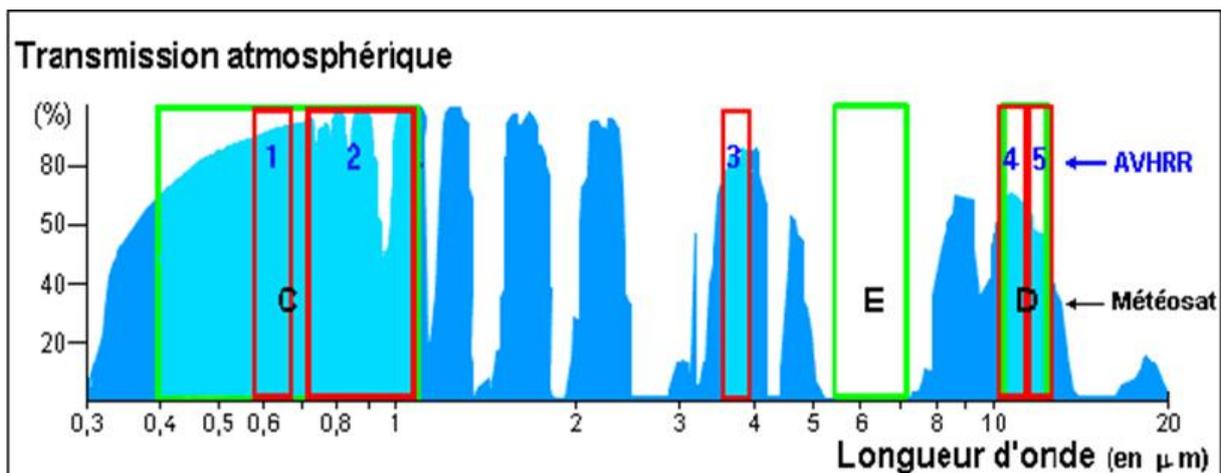


Figure 33 : Caractéristiques des capteurs embarqués sur deux satellites.
Le capteur AVHRR des satellites NOAA comprend 5 canaux (de 1 à 5 en rouge).
Le radiomètre des satellites Météosat comprend 3 canaux (C, D, E en vert).

5.7. Bilan du rayonnement solaire au niveau de la planète

Si l'on considère le bilan radiatif de la planète toute entière, moyenné sur toute une année, on peut dire que environ 30% du rayonnement solaire arrivant au sommet de l'atmosphère est réfléchi ou diffusé, (4% par la surface, 20% par les nuages et 6% par l'atmosphère). Ces mêmes nuages et l'atmosphère absorbe 19 % du rayonnement solaire incident et donc 51% est absorbé par la surface terrestre. L'absorption de la partie non réfléchi du rayonnement solaire par l'atmosphère et la surface terrestre contribue au réchauffement du système climatique (**figure 34**).

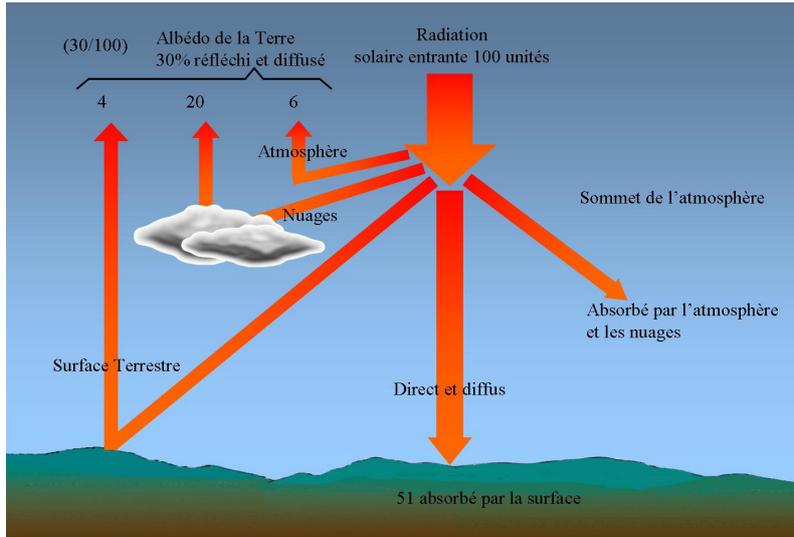


Figure 34 :
Bilan du rayonnement solaire au niveau de la planète.

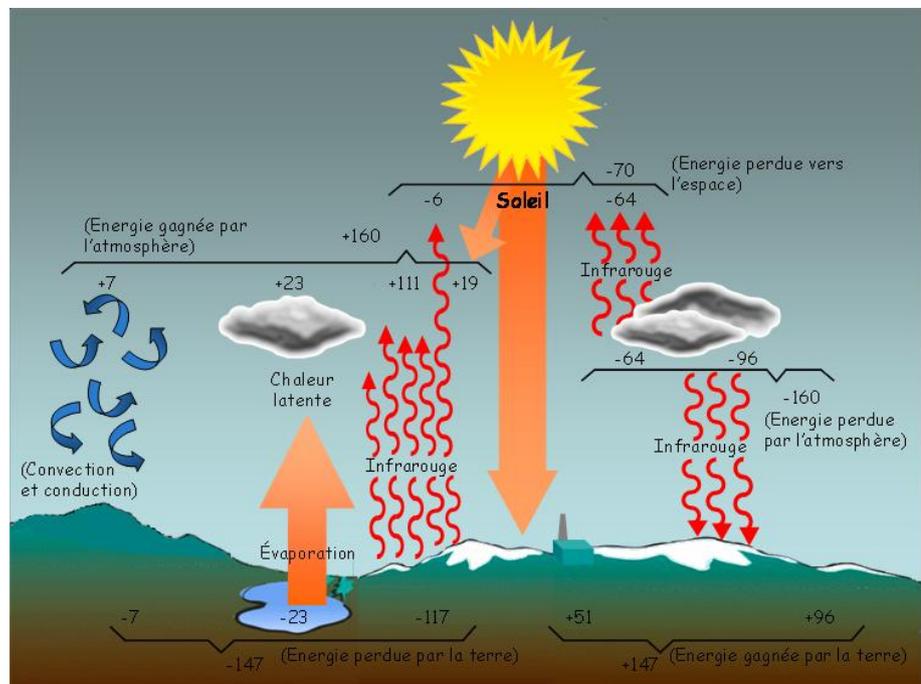


Figure 35 :
Bilan d'énergie au niveau de la planète

5.8. Bilan d'énergie au niveau de la planète

Sur la **figure 35**, on résume les valeurs des termes du bilan d'énergie moyen de la planète. On a pris comme valeur de référence 100 pour le rayonnement solaire qui arrive au sommet de l'atmosphère soit 340 W/m^2 soit $1/4$ de la constante atmosphérique. Ainsi comme nous venons de le voir seules 70 unités de ce rayonnement solaire sont absorbées par le système Terre-atmosphère (19 pour l'atmosphère et à 51 pour la surface de la Terre). Au niveau du bilan infrarouge thermique, nous voyons que la surface de la Terre va émettre 117 unités ; 111 unités de ce rayonnement seront absorbées par l'atmosphère et les 6 unités restantes partiront dans l'espace interplanétaire. L'atmosphère qui absorbe de l'énergie va donc prendre une certaine température et émettre à son tour dans le domaine du thermique (64 unités dans le sens ascendant et 96 dans le sens descendant). Ainsi la surface de la Terre reçoit 147 unités (dont 51 provenant du rayonnement solaire et 96 provenant du rayonnement thermique), elle en perd 117 du fait de son émission Infrarouge thermique, le surplus soit 30 unités, va

alimenter les flux convectifs de chaleur sensible (convection, conduction : 7 unités) et de chaleur latente (évaporation : 23 unités). Comme la surface de la Terre, l'atmosphère est en équilibre, elle reçoit au total 160 unités : 19 unités de rayonnement solaire, 111 unités de rayonnement infrarouge et 30 unités des flux convectifs ; et elle en perd 160 par émission infrarouge. Par ailleurs, nous avons vu que le système Terre-atmosphère absorbe 70 unités de rayonnement solaire incident et il en perd 70 de rayonnement infrarouge thermique.

6. Application du bilan radiatif

6.1. Principe du pyrromètre différentiel

Le pyrromètre différentiel ou bilanmètre (**figure 36**) effectue la mesure de la différence d'énergie fournie par les rayonnements descendants et ascendants dans une gamme de longueurs d'onde allant de 0,2 à 100 μm . Il est constitué de deux surfaces noires qui reçoivent le rayonnement et dont on mesure la différence de température. La transformation de l'énergie rayonnante en énergie thermique s'effectue par un revêtement noir qui doit avoir un coefficient d'absorption élevé et constant dans toute la gamme de longueurs d'onde.

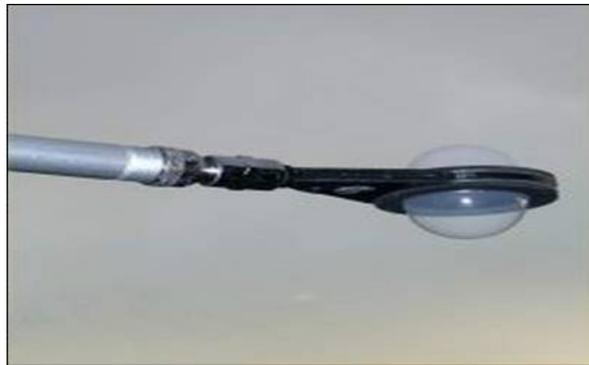


Figure 36 : Pyrromètre différentiel. Deux coupelles en polyéthylène protègent les surfaces réceptrices des échanges convectifs avec l'air extérieur et des agents atmosphériques

6.2 Equations du bilan radiatif

Sur la face supérieure le bilan d'énergie sera : $R_g + R_a = \sigma T_s^4 + q$

Sur la face inférieure le bilan d'énergie sera : $aR_g + (1-\varepsilon)R_a + \varepsilon\sigma T_o^4 + q = \sigma T_i^4$

Soit q le flux thermique entre les deux surfaces noires: $q = \lambda \frac{T_s - T_i}{\chi}$

Avec R_g et R_a rayonnement global et atmosphérique

T_s température de la face supérieure

q le flux de conduction.

a albédo du sol

ε émissivité du sol

T_o température du sol

λ coefficient de conduction

χ distance entre les deux faces

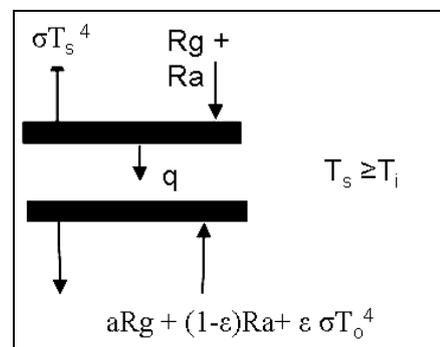


Figure 37 : Schéma du bilanmètre

Le rayonnement net est le résultat du bilan complet des deux faces du pyrromètre différentiel

$$(1-aRg) + \varepsilon Ra - \varepsilon \sigma T_o^4 = 2q + \sigma T_s^4 - \sigma T_i^4$$

$$D'où \quad Rn = (T_s - T_i) \cdot \left(2 \frac{\lambda}{\chi} + 4\sigma T_i^3 \right)$$

$2 \frac{\lambda}{\chi}$ est grand devant $4\sigma T_i^3$ si la conductivité du matériau est grande et la mesure n'est dépendante que de la différence de température. Cependant, cette différence de température est très faible et de ce fait difficile à mesurer avec précision. Certains constructeurs ont choisi cette solution alors que d'autres ont gardé une différence de température élevée grâce à un coefficient de conduction très faible avec l'obligation de prendre en compte le terme $4\sigma T^3$. La prise en compte de ce terme est parfois effectuée par l'intermédiaire d'un coefficient d'étalonnage qui varie avec la température.

6.3 Mesure du rayonnement descendant à l'aide d'un bilanmètre

Il peut être intéressant de mesurer le rayonnement descendant $Rg + Ra$ par exemple, pour obtenir Ra par soustraction de Rg obtenu par ailleurs (la mesure de Ra nécessite un pyrromètre peu courant sur les parcs météo). Pour cela on peut utiliser un pyrromètre différentiel que l'on va modifier en remplaçant la coupelle en polyéthylène inférieure par une coupelle métallique contenant un corps noir dont on va mesurer la température (**figure 38**).

Le bilan deviendra :

$$\text{Face supérieure } Rg + Ra = \sigma T_s^4 + q$$

$$\text{Face inférieure } = \sigma T_m^4 + q = \sigma T_i^4 \text{ avec } T_m \text{ la température du corps noir.}$$

$$\text{Soit } q \text{ le flux thermique } q = \lambda \frac{T_s - T_i}{\chi}$$

$$\text{Le bilan s'écrira : } Rg + Ra - \sigma T_m^4 = 2q + \sigma T_s^4 - \sigma T_i^4$$

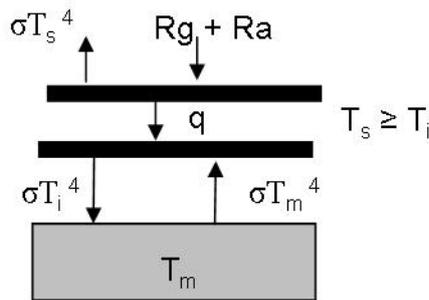


Figure 38 : Schéma du pyrromètre différentiel modifié.

Bibliographie

Collectif (2008) Pratiques et outils de mesure des rayonnements naturels dans les domaines visible, solaire et infrarouge. *Le Cahier des Techniques de l'Inra*, pp.188

Dauzat J. (2003) Fiche de calcul des coordonnées solaire format xls in Mesure et modélisation du microclimat radiatif, CD rom Ecole Chercheurs 2002 éditeurs Inra Ecofor

