

Le soleil et son rayonnement

Petros Axaopoulos TEI d'Athènes Grèce

Attendus de l'apprentissage

Après l'étude de ce chapitre, le lecteur pourra comprendre :

- la structure de base du soleil
- la distribution spectrale du rayonnement extraterrestre et du rayonnement au niveau de la mer
- Les facteurs principaux affectant le rayonnement solaire lors de son passage par l'atmosphère terrestre
- les définitions de la masse d'air et de la constante solaire
- la distinction entre rayonnement extraterrestre, rayonnement solaire direct et rayonnement solaire diffus
- le fonctionnement des dispositifs pour la mesure du rayonnement solaire et de la durée d'ensoleillement.

Le but de ce chapitre est d'introduire les caractéristiques de base du soleil et son rayonnement, le rayonnement solaire en dehors de l'atmosphère et son influence sur l'atmosphère terrestre. Les composants du rayonnement solaire atteignant la surface terrestre et la notion de la masse d'air sont définis. Puisque toutes les applications à énergie solaire exigent des données de rayonnement solaire, les instruments pour la mesure du rayonnement solaire sont également discutés.

2.1 Le Soleil

Le soleil est une grande sphère de matière gazeuse très chaude avec un diamètre de $1,39 \cdot 10^6$ kilomètres, une masse de $2 \cdot 10^{30}$ kilogrammes et une distance moyenne de $150 \cdot 10^6$ kilomètres de la Terre. Une comparaison à la Terre, qui a un diamètre de 12700 kilomètres et une masse de $6 \cdot 10^{24}$ kilogrammes, peut être vue en Figure 2.1.

Le soleil se compose d'hydrogène pour 74% (H_2), hélium pour 25 %, les 1% restant étant un mélange de plus de 100 éléments chimiques. Il tourne sur son propre axe d'ouest en est et sa période de rotation dépend de la latitude solaire. Vu de la Terre, la région équatoriale tourne suivant une période d'environ 27 jours, alors que la période de rotation plus près des pôles est d'environ 32 jours.

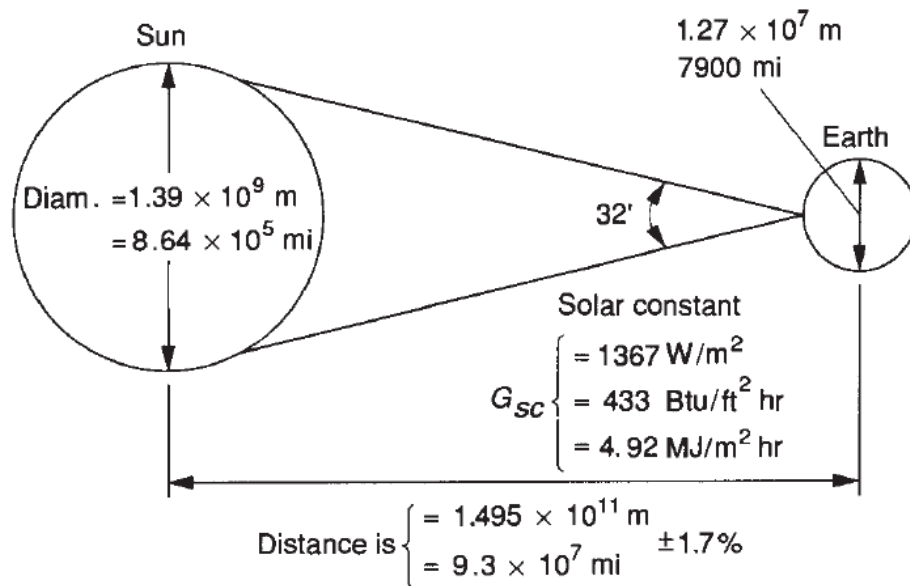


Figure 2.1 : La géométrie et les dimensions comparées de la Terre et du Soleil

On estime que la température près du centre du soleil est de l'ordre de $15 \times 10^6 \text{ K}$. À ce niveau de température, l'énergie est produite par des réactions de fusion thermonucléaire, où de l'hydrogène est converti en hélium. Ce procédé relâche l'immense quantité d'énergie contenue à l'intérieur du noyau, qui est transférée à l'extérieur par des procédés radiatifs et de convection et, ultérieurement, rayonnée à travers l'espace. La majeure partie de l'énergie dégagée du soleil est sous forme de rayonnement électromagnétique centré près de la partie visible sur le spectre. Le temps requis pour que le rayonnement parcoure la distance Soleil-Terre est d'environ 8 minutes.

L'intérieur du soleil se compose d'un noyau, d'une couche radiative et d'une couche convective. La Figure 2.2 présente une représentation schématique de la structure du Soleil. La couche radiative environnante lie l'énergie produite dans le noyau. Cette couche a un effet isolant qui aide le noyau à maintenir sa température. En dehors de cette couche le processus convectif commence, et la couche s'appelle la couche convective. Dans cette couche la température est plus basse, et le rayonnement est moins significatif, avec de l'énergie transportée à l'extérieur en grande partie par la convection. En raison de la haute densité même du noyau, l'énergie produite dans le noyau peut prendre jusqu'à 50 millions d'années pour atteindre la couche radiative, avec la conséquence que, même si les procédés dans le noyau du soleil s'arrêtaient soudainement, sa surface continuerait de briller pour des millions d'années.

La partie externe du soleil se compose de trois couches : la photosphère, la chromosphère et la couronne. La photosphère est la plus stable des trois et l'une des couches les plus froides du Soleil, avec une température d'environ 6000 K . C'est la partie du soleil visible à l'œil nu comme disque lumineux. Ce disque n'est pas uniformément lumineux parce que la lumière périphérique provient des couches supérieures plus froides en comparaison au centre du soleil. Au-dessus de la photosphère, on trouve une couche gazeuse appelée chromosphère, à la

température plus élevée que celle de la photosphère et d'une plus faible densité. Enfin, la couche de couronne contient les gaz fortement ionisés de densité très faible et à haute température, de l'ordre de 10^6 K. La couronne est une source importante de rayons X qui ne pénètrent pas l'atmosphère terrestre. La chromosphère et la couronne sont plus variables dans le temps que la photosphère. Les informations supplémentaires sur la structure du Soleil sont fournies par [1].

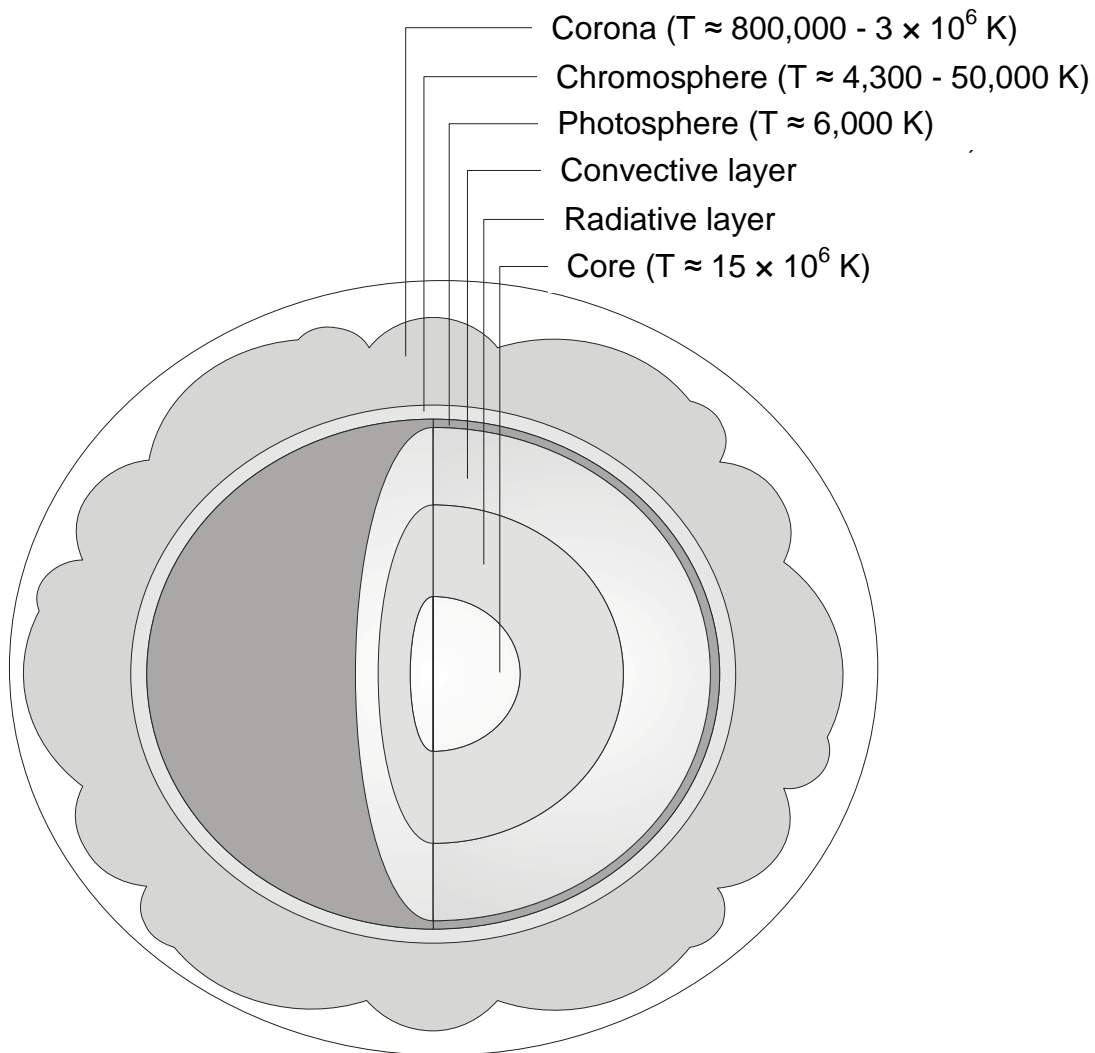


Figure 2.2 : La structure du Soleil

Le pourcentage du rayonnement solaire reçu à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre, connu sous le nom de rayonnement extraterrestre et rayonnement de corps noir à 5760 K, dans les domaines de l'ultra-violet, du visible et de l'infrarouge, sont présentés dans le tableau 2.1. Ce tableau prouve clairement que l'écart entre la distribution spectrale du rayonnement solaire extraterrestre et du rayonnement de corps noir est inférieur à 3%. Ainsi, pour simplifier le problème dans des applications à énergie solaire, le rayonnement extraterrestre peut être considéré approximativement équivalent à celui d'un corps noir à une température de 5760 K.

Région Spectrale	Pourcentage de rayonnement solaire extraterrestre %	Pourcentage de rayonnement de corps noir %
<i>Ultra-violet</i> $\lambda < 0,38 \mu\text{m}$	7	9,9
<i>Visible</i> $0,38 < \lambda < 0,78 \mu\text{m}$	47,3	46,4
<i>Infrarouge</i> $0,78 < \lambda < 15 \mu\text{m}$	45,1	43,6

Tableau 2.1 : La comparaison du rayonnement solaire extraterrestre et de rayonnement du corps noir. λ est la longueur d'onde du rayonnement.

La puissance du Soleil (P) peut être obtenue à partir de l'équation suivante de Stefan-Boltzmann, en supposant le diamètre du Soleil $d=1,39 \cdot 10^6$ kilomètres et sa température $T= 5760$ K.

$$P = \pi d^2 \sigma T^4 = 3,8 \cdot 10^{23} \text{ kilowatts (2.1)}$$

Où σ est la constante de Stefan-Boltzmann ayant pour valeur :

$$\sigma = 5,669 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^4.$$

De cette quantité, la surface terrestre reçoit environ $1,7 \cdot 10^{14}$ kilowatts, signifiant qu'en moins d'une heure, assez d'énergie atteint la Terre pour satisfaire la demande énergétique entière de la population humaine pendant toute une année. La figure 2.3 montre qu'en moyenne 23% de ce rayonnement est réfléchi et dispersé principalement par les nuages, 8% est réfléchi par la surface terrestre, 47% est converti en chaleur de basse température et rayonné de nouveau vers l'espace, et environ 20% provoque l'évaporation et le cycle de précipitation de la biosphère ; moins d'un demi pour cent est transformé en énergie cinétique sous forme de vent et de vagues, et génère le phénomène de photosynthèse des plantes.

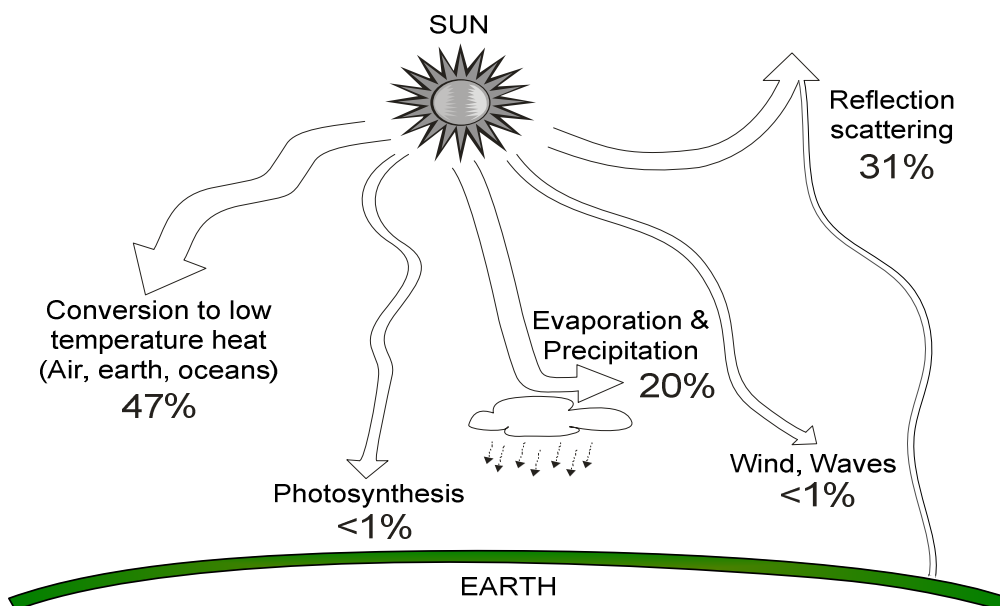


Figure 2.3 : La distribution moyenne de l'irradiance solaire sur Terre.

2.2 Rayonnement solaire Extraterrestre et effets atmosphériques

Le rayonnement solaire reçu à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre s'appelle le rayonnement solaire extraterrestre. La distribution spectrale du rayonnement solaire extraterrestre suit approximativement la distribution d'un corps noir à une température de 5760 K, tandis que les valeurs de spectre de rayonnement solaire au niveau de la mer sont toujours inférieures, en raison de l'influence de l'atmosphère terrestre (Figure 2.4).

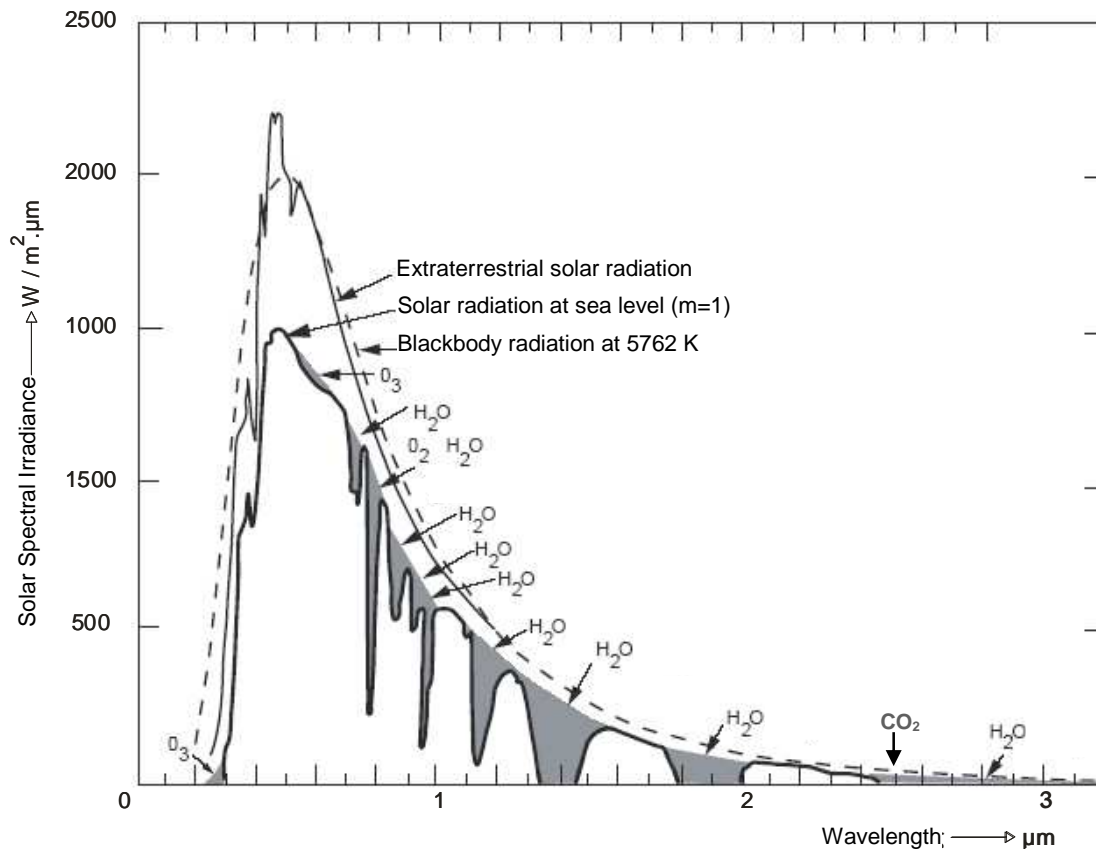


Figure 2.4 : La distribution spectrale du rayonnement extraterrestre et du rayonnement au niveau de la mer, comparée au rayonnement de corps noir.

Le rayonnement solaire extraterrestre est disponible partout sur Terre, mais seule une fraction arrive au sol. Cette fraction peut varier selon les conditions atmosphériques et peut atteindre 85% par temps clair, mais aussi descendre à 5% lors d'un jour très nuageux.

La réduction de rayonnement solaire pendant son passage à travers l'atmosphère terrestre est influencée par les phénomènes suivants :

Absorption par les constituants atmosphériques

Dispersion par des molécules d'air et des particules d'aérosol. Ces particules d'aérosols proviennent de sources différentes. Elles consistent principalement en particules de poussière de la Terre, et en des gouttelettes ou des cristaux de glace d'eau des nuages minces. En outre, il peut y avoir des fumées ou des vapeurs, des polluants photochimiques, des gouttelettes d'acide sulfurique ou n'importe quels matériaux solides, liquides ou hétérogènes assez petits pour être aéroportés.

Les phénomènes précédents interviennent en même temps, sont tout à fait complexes et dépendent en grande partie de la composition de l'atmosphère, de la longueur d'onde du rayonnement solaire et de la longueur de son trajet depuis l'atmosphère avant d'atteindre la surface terrestre.

Réflexion par des nuages qui est indépendant de longueur d'onde.

Explication

L'absorption du rayonnement solaire par les molécules gazeuses dans l'atmosphère se produit sélectivement. L'ozone (O₃), l'oxygène, le dioxyde de carbone (CO₂) et la vapeur d'eau (H₂O) absorbent l'irradiance solaire d'une certaine longueur d'onde, et génèrent les bandes d'absorption caractéristiques du spectre solaire au niveau de la mer. Sur la figure 2.4, la zone ombrée indique les multiples bandes d'absorption. La forme et la largeur de ces bandes dépendent de la température et de la pression du gaz.

L'absorption de l'ozone du rayonnement solaire dans la région ultra-violette est très haute, entre 0,2 et 0,29 μm , alors que l'absorption est négligeable à 0,35 μm . Une autre bande d'absorption s'étend d'environ 0,44 à 0,7 μm .

L'oxygène a une bande d'absorption étroite du rayonnement solaire de 0,762 à 0,69 μm .

L'absorption du dioxyde de carbone est élevée à des longueurs d'onde supérieures à 2,2 μm , alors qu'il y a absorption sélective dans la gamme de longueurs d'onde de 0,7 - 2,2 μm .

L'absorption de la vapeur d'eau est importante à des longueurs d'onde supérieures à 2,3 μm , alors qu'il y a plusieurs bandes d'absorption dans la gamme de longueurs d'onde de 0,7 - 2,3 μm .

Au-delà de 2,5 μm , le rayonnement extraterrestre est faible, et le rayonnement solaire atteignant la Terre est très peu dû à l'absorption élevée du dioxyde de carbone (Fig. 2.4). Pour des longueurs d'onde plus courtes que 0,3 μm , le rayonnement solaire atteignant la Terre est négligeable d'un point de vue énergétique, en raison de l'absorption élevée par l'ozone, et ne peut jouer ainsi aucun rôle dans des applications terrestres telles que l'utilisation de l'énergie solaire. Pour envisager des applications utilisant l'énergie solaire, seules les longueurs d'onde de rayonnement solaire s'étendant de 0,3 à 2,5 μm peuvent être considérées intéressantes.

Le deuxième facteur affectant la réduction de rayonnement solaire pendant son

passage par l'atmosphère terrestre est la dispersion par des molécules d'air et des particules d'aérosol. Le rayonnement dispersé est distribué dans toutes les directions sans changement de longueurs d'onde. Une partie du rayonnement dispersé est renvoyé dans l'espace, et une autre partie atteint la surface terrestre. Les molécules d'air dispersent faiblement les longueurs d'onde les plus courtes, et de manière très significative les longueurs d'onde les plus longues. En outre, elles dispersent davantage la lumière bleue : c'est la raison pour laquelle le ciel apparaît bleu. Des Informations complémentaires sur l'atténuation atmosphérique du rayonnement solaire sont apportées dans [2-5].

2.3 Composantes du rayonnement solaire

Le rayonnement dispersé atteignant la surface terrestre et provenant de toutes les parties du ciel, indépendamment du soleil direct, s'appelle le rayonnement diffus. Il doit être clairement distingué du rayonnement thermique atmosphérique qui, bien qu'il soit également diffus en nature, se compose de longueurs d'onde beaucoup plus longues.

L'importance du rayonnement diffus dépend de l'altitude solaire, de la quantité et du type d'aérosols, et des nuages. Il est également influencé par la fraction du rayonnement solaire réfléchi par la Terre, puisque le rayonnement réfléchi de la surface terrestre est par retour, et dans une certaine mesure, dispersé par l'atmosphère. La composante diffuse du rayonnement solaire est une part significative du rayonnement solaire total atteignant la surface terrestre, et ce rayonnement diffus est anisotropiquement distribué par le ciel.

Par un jour nuageux, presque tout le rayonnement solaire arrivant sur Terre est diffus ; et par temps clair, environ 15-20% de tout le rayonnement solaire atteignant la Terre est diffus.

Le rayonnement atteignant la surface terrestre directement à partir du disque du soleil s'appelle le **rayonnement direct** (figure 2.6).

L'importance du rayonnement direct dépend de l'atténuation par l'atmosphère due à la dispersion et à l'absorption. Par temps clair, environ 80% du rayonnement atteignant la Terre est du rayonnement direct. Ces distinctions sont importantes pour des applications de énergie solaire, car les capteurs solaires à concentration utilisent seulement le rayonnement solaire direct, alors que les capteurs solaires thermiques plans valorisent tout le rayonnement solaire.

Les nuages absorbent peu le rayonnement solaire, ce qui explique pourquoi ils ne s'évaporent pas au soleil. L'effet des nuages sur le rayonnement solaire est principalement de la dispersion et de la réflexion. La pollution atmosphérique en particulier urbaine, la fumée des incendies de forêt, et les cendres aéroportées résultant de l'activité volcanique réduisent le rayonnement solaire en augmentant la dispersion et l'absorption du rayonnement solaire.

rayonnement solaire total.

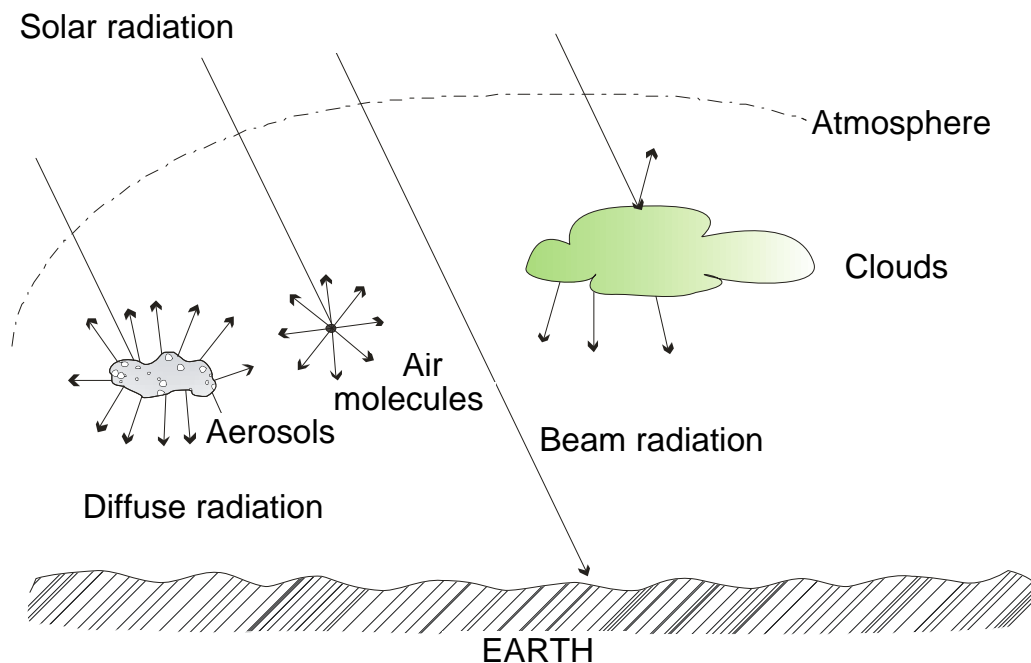


Figure 2.6 : Les effets de l’atmosphère sur le rayonnement solaire

Le terme « rayonnement » est généralement utilisé pour l'énergie du soleil, et quand une différenciation entre puissance et énergie est exigée, les termes d'irradiance (également appelée éclairement) ou d'irradiation sont utilisés. L'irradiance (éclairement) est une mesure de l'énergie solaire reçue selon l'unité de surface, exprimée en Watts par mètre carré (W/m^2), où 1 Watt (W) est égal à 1 Joule (J) par seconde. L'irradiation est une intégrale dans le temps de l'irradiance (éclairement) pendant un intervalle de temps. Ainsi, l'irradiation est une mesure de l'énergie solaire reçue par mètre carré pendant une heure. Par exemple : une irradiance (éclairement) moyenne de $500 W/m^2$ pendant une heure fournit une irradiation de $500 Wh/m^2$ ou $1800 kJ/m^2$.

Les symboles généralement utilisés pour le rayonnement solaire sont comme suit : G est utilisé pour des valeurs instantanées, I pour des valeurs horaires, et H pour des valeurs quotidiennes, hebdomadaires, mensuelles, ou annuelles. Ces symboles sont parfois associés à des indices inférieurs b pour le rayonnement direct, d pour le rayonnement diffus, 0 pour le rayonnement au-delà de l'atmosphère terrestre, T pour le rayonnement sur une face inclinée, et n pour le rayonnement sur un plan normal à la direction de propagation.

La somme du rayonnement direct G_b , et du rayonnement diffus G_d du ciel, sur une surface horizontale s'appelle le **rayonnement solaire total, (G)** et peut être écrit comme :

$$G = G_b + G_d \quad (2.3)$$

C'est ce rayonnement solaire qui est souvent désigné sous le nom de rayonnement solaire global. La figure 2.7 montre l'irradiance (éclairage) solaire mesurée sur une surface horizontale pendant un jour clair et nuageux en novembre à Athènes (37° 58' N). L'irradiance solaire totale atteignant la Terre pendant ce jour totalement nuageux est de forme diffuse.

Il convient de noter qu'en Europe centrale, approximativement 50% de l'irradiation solaire annuelle est de type diffus.

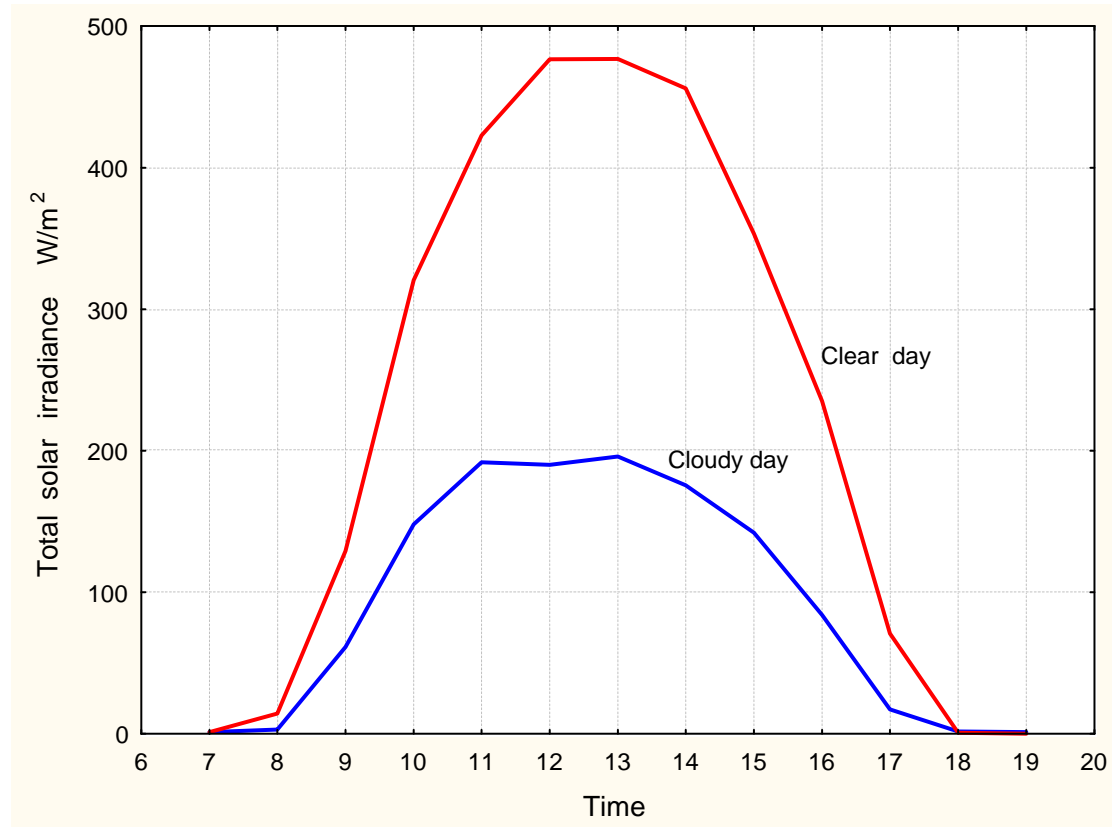


Figure 2.7 : L'irradiance solaire totale mesurée sur une surface horizontale pendant un jour clair et nuageux en novembre à Athènes (37° 58' N).

2.4 Constante solaire

L'irradiance sur une surface unitaire et normale aux rayons du Soleil, en dehors de l'atmosphère de la Terre, à la distance moyenne Soleil-Terre, s'appelle la **constante solaire** (G_{sc}). Des efforts considérables ont été faits [8] - [14] pour déterminer la valeur de la constante solaire. Une valeur citée dans la littérature est 1353 Wm^{-2} . Cependant, la valeur actuelle courante basée sur des mesures et des analyses récentes des données, est :

$$G_{sc} = 1367 \text{ Wm}^{-2} \quad (2.4)$$

Après quelques décennies de surveillance permanente par des capteurs à bord de divers satellites, on admet maintenant que cette « constante solaire » est mal nommée parce que la valeur énergétique solaire varie au fil du temps. Cependant, les variations ne sont pas assez grandes pour être prises en considération. De nos jours, cette valeur solaire variable devrait être désignée sous le nom d'irradiance

solaire totale (Total Solar Irradiance TSI), tandis que le terme « constante solaire » devrait être employé pour décrire seulement la moyenne à long terme de TSI. Théoriquement, le rayonnement est émis par le soleil sur l'ensemble des longueurs d'onde, de sorte que l'intégration de l'irradiance solaire sur tout le domaine de longueurs d'onde soit égale à la constante solaire. Cependant, 95% du rayonnement extraterrestre se situe dans la gamme de longueurs d'onde 0,2 à 2,6 μm , et 99% dans l'intervalle 0,217 à 10,94 μm .

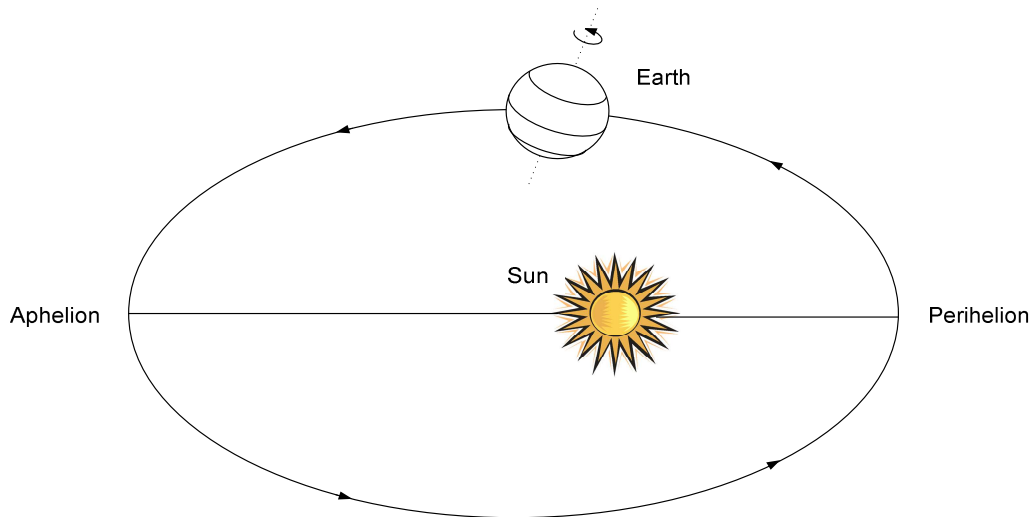


Figure 2.8 : L'orbite elliptique annuelle de la Terre autour du Soleil

En raison de l'orbite elliptique de la Terre autour du Soleil (Fig. 2.8), la distance entre le Soleil et la Terre varie au cours de l'année, d'un minimum connu sous le nom de Périhélie et qui se produit vers le 3 janvier, à un maximum, appelé Aphélie, vers le 5 juillet. En conséquence, l'irradiance solaire extraterrestre varie également et sa valeur sur un plan normal au rayonnement calculée le *nième* jour de l'année, compté depuis le 1er janvier, peut être donnée par [15] :

$$G_{on} = G_{sc} \left[1 + 0.033 \cos \left(\frac{360n}{365} \right) \right] \quad (2.5)$$

La variation annuelle de l'irradiance solaire extraterrestre est présentée à la figure 2.9.

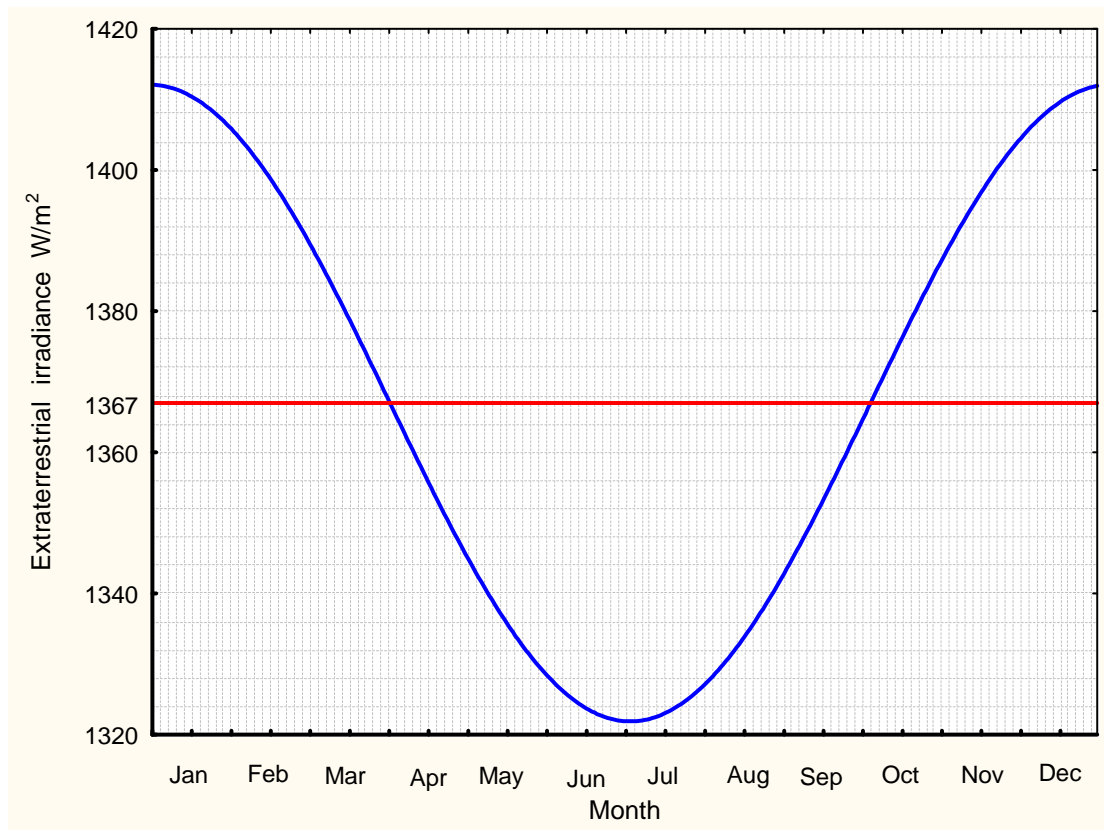


Figure 2.9 : La variation annuelle de l'irradiance solaire extraterrestre

2.4 Distribution de l'irradiation solaire en Europe

Les cartes constituent l'une des formes les plus pratiques pour obtenir l'information sur les données de rayonnement solaire. Les cartes donnent une impression générale des caractéristiques à grande échelle de la disponibilité et de la distribution du rayonnement solaire sans avoir accès aux conditions météorologiques locales. Pour cette raison, ces données doivent être utilisées avec précaution. Le rayonnement solaire est mesuré au sol par des stations de mesure mises en réseau.

On peut voir en Figure 2.10 que l'irradiation solaire totale annuelle sur une surface horizontale à Athènes (37° 58' N) est de 1564 kWh/m², à Prague (50° 06' N) elle est de 996 kWh/m², et à Reykjavik (64°08' N) de 781 kWh/m².

En outre, la part d'irradiation solaire totale diffuse est plus élevée en hiver. Ainsi, en décembre à Prague, la part d'irradiation solaire totale qui est diffuse est de 86%, alors qu'en juin elle est de 61%. On voit également que la latitude affecte très peu l'irradiation diffuse pendant l'été.

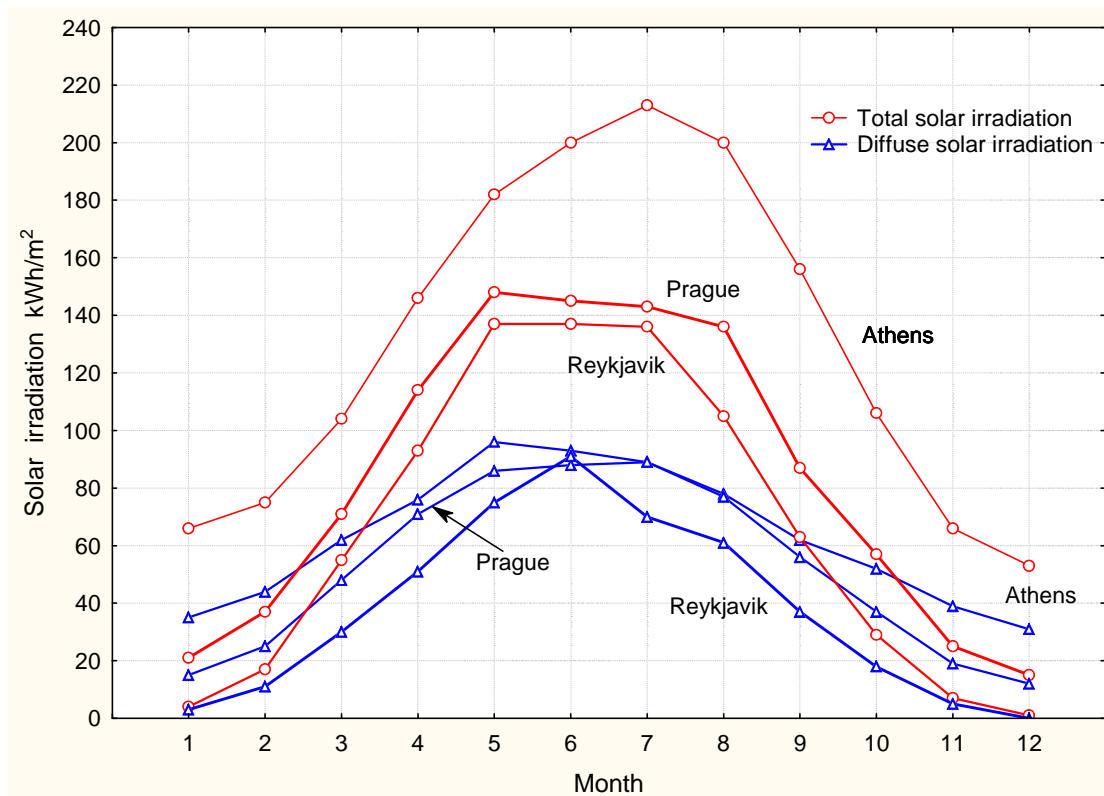


Figure 2.10 : Les irradiations solaires totales et diffuses mensuelles sur une surface horizontale à Athènes (37° 58' N), Prague (50° 06' N) et Reykjavik (64° 08' N).

Références

- [1] Robinson, N. 1966. (ed.), *Solar Radiation*, Elsevier, Amsterdam.
- [2] Iqbal, M. 1983. "An introduction to Solar Radiation". Academic Press, Toronto.
- [3] Mani A. and O. Chacko.1980. "Attenuation of solar radiation in the atmosphere" *Solar Energy* 24, 347-349.
- [4] Boer K.W. 1977. "The solar spectrum at typical clear weather days". *Solar Energy*, 19, 525-538.
- [5] Thekaekara, M. P.1977. "Solar irradiance, total and spectral" In *Solar Energy engineering*, ed. Sayigh, A.A.M., Academic Press, London.
- [6] Garg, H. P. 1982. *Treatise on Solar Energy*, Vol. I, Wiley-Interscience, Chichester.
- [7] Kondratyev, K. Y. 1969. *Radiation in the Atmosphere*, Academic, New York.
- [8] ASTM, 2000. Standard solar constant and zero air mass solar spectral irradiance tables. Standard E490-00. American Society for Testing and Materials, West Conshohocken, PA.
- [9] Duncan, C. H., R. C. Willson, J. M. Kendall, R. G. Harrison, and J. R. Hickey.1982. "Latest Rocket Measurements of the Solar Constant." *Solar Energy*, 28, 385.

- [10] Hickey, J. R., B. M. Alton, F. J. Griffin, H. Jacobowitz, P. Pelligrino, R. H. Maschhoff, E. A. Smith, and T. H. Vonder Haar. 1982. "Extraterrestrial Solar Irradiance Variability: Two and One-Half Years of Measurements from Nimbus 7." *Solar Energy*, 28, 443.
- [11] Thekaekara, M. P. 1976. "Solar Radiation Measurement: Techniques and Instrumentation" *Solar Energy*, 18, 309-325.
- [12] Thekaekara M.P. 1973. "Solar energy outside the earth's atmosphere". *Solar Energy*, 14, 109-127.
- [13] Thekaekara, M. P. and A. J. Drummond. 1971. "Standard Values for the Solar Constant and Its Spectral Components." *Natl. Phys. Sci.*, 229, 6.
- [14] Gueymard A. Christian. 2004. "The sun's total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models". *Solar Energy*, 76:4, 423-453.
- [15] Duffie, J. A. and W. A. Beckman. 2006. "Solar Engineering of thermal Processes" John Wiley & Sons, Inc.
- [16] Meteororm . Information available at www.meteororm.com
- [17] Page J., M. Albuissou, L. Wald. 2001. "The European solar radiation atlas: A valuable digital tool". *Solar Energy* 71:1, 81-83.
- [18] European Solar Radiation Atlas. Information available at <http://www.ensmp.fr>
- [19] Latimer J.R. 1980. "Solar radiation measurement methods". An Introduction to meteorological measurements and data handling for solar energy applications IEA, DOE/ER-0084.
- [20] Perrin de Brichambaut C., G. Lamboley. 1974. Le rayonnement solaire au sol et ses mesures. Cahier AFEDS, No 1, Ed. Europeennes Thernique et Industrie.

Lectures complémentaires

- Bernard, R., G. Menguy, M. Schwartz. 1980. Le Rayonnement solaire. Conversion thermique et applications. 2e édition, Technique & Documentation Lavoisier.
- Bird, R. E., R. L. Hulstrom, A.W.Kliman, and H.G. Eldering 1982. "Solar spectral measurements in the terrestrial environment" *Applied Optics* 21, 1430-1436.
- Braslau N. and J. V. Dave. 1973. "Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres" *J. Appl. Meteor.* 12, 601-619.
- Brunger, A. P. and F.C. Hooper, "Anisotropic sky radiance model based on narrow field of view measurements of shortwave radiance", *Solar Energy*, 51:1, 53-64, 1993.
- Coulson K. L. 1975. "Solar and Terrestrial Radiation". Academic Press, New York.
- Dickinson, W.C. and P. N. Cheremisinoff (eds). 1982. *Solar Energy Technology Handbook*, Butterworths, London.
- Gueymard, C., 1993. "Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data" *Solar Energy* 51, 121-138.
- Kierkus, W. T. and Colborne W. G. 1989. "Diffuse solar radiation-daily and monthly values as affected by snow cover". *Solar Energy* 42, 143-147.
- Le Baron, B. A., J. J. Michalsky, and R. Perez. 1990. "A simple procedure for correcting shadow band data for all sky conditions" *Solar Energy* 44, 249-256.
- National Renewable Energy Laboratory <http://rredc.nrel.gov>
- Nick Strobel's Astronomy Notes. Go to his site at <http://www.astronomynotes.com/>
- Painter H. E. 1981. "The shade ring correction for diffuse irradiance measurements" *Solar Energy* 26, 361-363.
- Shettle E. P., and A. E. S. Green 1974. "Multiple scattering calculation of the middle ultraviolet reaching the ground" *Applied Optics* 13, 1567-1581.
- Van Heuklon T. K. 1979. "Estimating atmospheric ozone for solar radiation models" *Solar Energy* 22, 63-68.