



SCA7002

Physique de l'atmosphère

Table des matières

2. Le rayonnement solaire

- Le Soleil
- Le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère
 - La constante solaire : mesures et variations
 - L'insolation solaire
- Le spectre solaire au sol
 - Spectres d'absorption : oxygène, azote, CO_2 , ozone, et eau liquide

ANNEXES : Mesure de la constante solaire par la "méthode longue"
Effet biologiques du rayonnement UV

Le Soleil : Source d'énergie

L'énergie radiative du Soleil est pratiquement la seule source d'énergie qui influence les mouvements atmosphériques et les divers processus qui ont lieu dans les couches atmosphériques et à la surface de la Terre. La table suivante illustre l'ordre de grandeur des différentes sources d'énergie.

Source d'énergie pour l'atmosphère (les valeurs d'énergie sont déterminées globalement pour la Terre)

Source d'énergie	Énergie	
	W	Relative au Soleil
Soleil	$1,76 \times 10^{17}$	1
Lune pleine	$3,09 \times 10^{12}$	$1,76 \times 10^{-5}$
Foudre	$1,60 \times 10^{12}$	$9,09 \times 10^{-6}$
Étoiles	$1,61 \times 10^{10}$	$9,15 \times 10^{-8}$
Aurores boréales	$2,53 \times 10^{10}$	$1,44 \times 10^{-7}$
Rayons cosmiques (astroparticules)	$1,63 \times 10^{10}$	$9,26 \times 10^{-8}$
Météores	$1,44 \times 10^{10}$	$8,18 \times 10^{-8}$
Luminescence du ciel nocturne	$1,12 \times 10^{10}$	$6,37 \times 10^{-8}$

Luminescence du ciel nocturne



Airglow is a layer of nighttime light emissions caused by chemical reactions high in Earth's atmosphere. A variety of reactions involving oxygen, sodium, ozone, and nitrogen result in the production of a very faint amount of light. In fact, it's approximately one billion times fainter than sunlight. This chemiluminescence is similar to the chemical reactions that light up a glow stick or glow-in-the-dark silly putty.



NATIONAL AERONAUTICS
AND SPACE ADMINISTRATION

HUMAN SPACEFLIGHT

International Space Station Imagery
ISS030-E-015472 (22 Dec. 2011) --- Comet Lovejoy is visible near Earth's horizon in this nighttime image photographed by NASA astronaut Dan Burbank, Expedition 30 commander, onboard the International Space Station on Dec. 22, 2011.

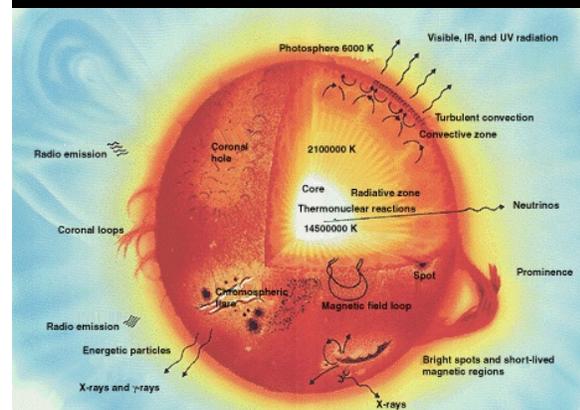
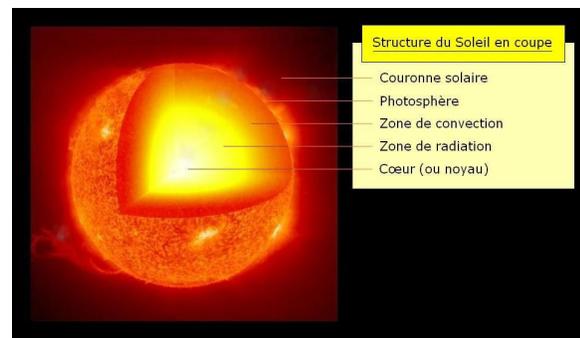
À combien se chiffre l'énergie solaire?

Soleil → Terre

- ~176 000 000 000 MW (Équivalent à 700 000 millions de tonnes de charbon.)
- Représente 1/2 000 000 000 de l'énergie totale émise par le Soleil !!!

À titre de comparaison

- Hydro-Québec : 40 000 MW
- Énergie électrique sur Terre en 2015 : 961 000 MW



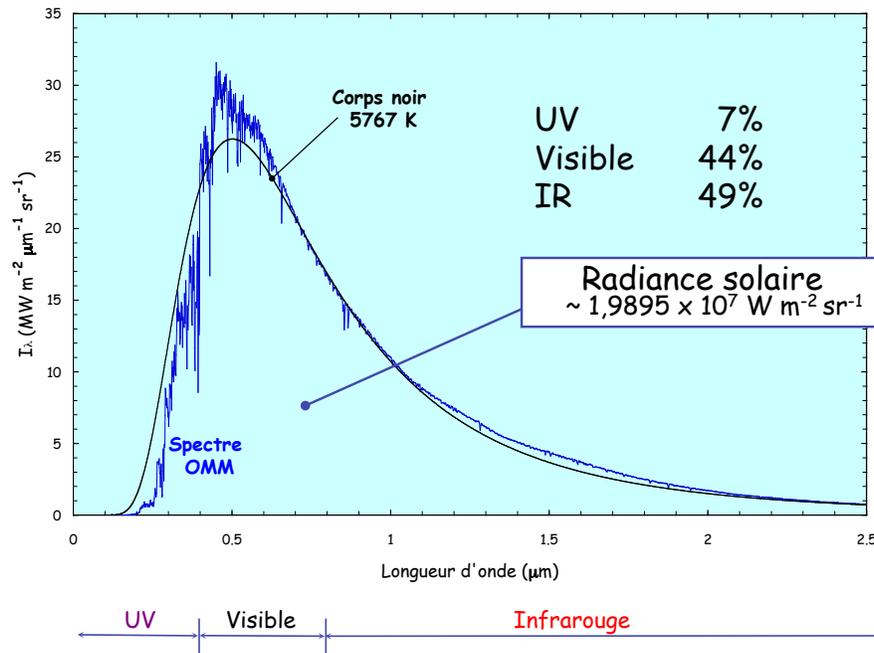
Caractéristiques du Soleil

Température de surface (Soleil)	T_s	6 000 K
Température interne (Soleil)	T_i	14 500 000 K
Diamètre	D_s	$139,14 \times 10^4 \text{ km} = 109,05 D_T$
Superficie	Σ_s	$6,093 \times 10^{12} \text{ km}^2 = 11918 \Sigma_T$
Volume	V_s	$1,412 \times 10^{18} \text{ km}^3 = 1\,301\,000 V_T$
Masse	M_s	$332\,488 M_T$
Densité	ρ_s	$0,255 \rho_T$
Distance moyenne Terre-Soleil	\bar{D}_{T-s}	$1,4953 \times 10^8 \text{ km}$
Diamètre apparent	D'_s	$31' 59,3''$

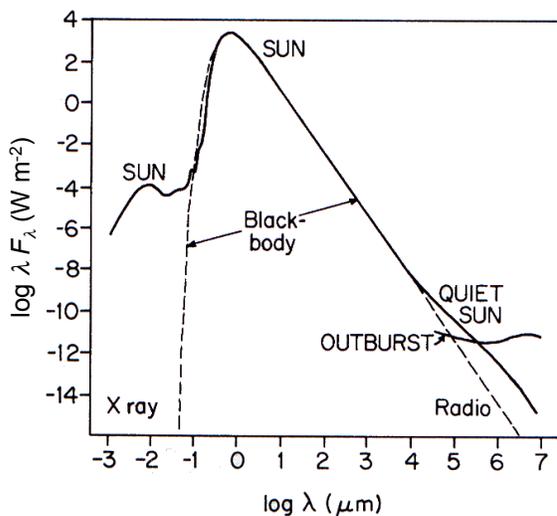
Le rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère



Radiance monochromatique solaire



Irradiance solaire au sommet de l'atmosphère



Les différences que l'on observe dans la région des rayons X sont dues principalement aux transitions électroniques qui se produisent dans l'atmosphère supérieure du Soleil. Dans les autres régions, les courbes sont identiques dans leurs formes et leurs grandeurs.

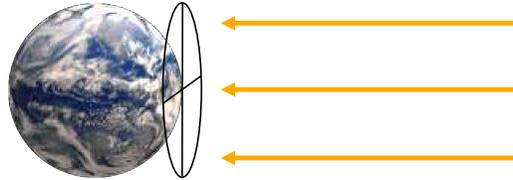
Spectre du Soleil au sommet de l'atmosphère (trait continu) et d'un corps noir à la température de 5780 K (en tirets). (C.W. Allen, Quarterly Journal Royal Meteorological Society, 1958)



La constante solaire

Rad-2.9

La constante solaire S est la densité de flux radiatif solaire, **irradiance solaire**, qui reçoit une surface au sommet de l'atmosphère exposée perpendiculairement au rayonnement.



Selon la définition d'irradiance :

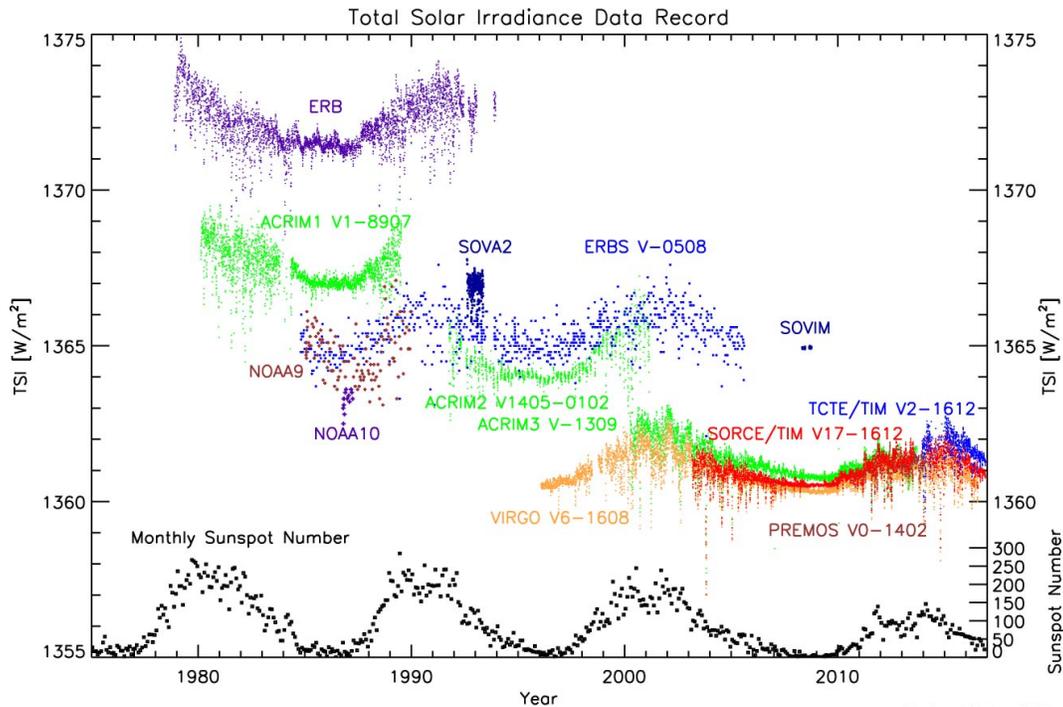
$$S_0 = \int_{2\pi} I_s \cos\theta d\omega = \int_{\omega_s} I_s \cos\theta d\omega$$

Puisque ω_s est très petit ($\sim 6,84 \cdot 10^{-5} \text{sr}$) et $\mathcal{D}_s \leq 32.53'$, on peut ignorer les variations de $\cos\theta$ lors de l'intégration; ceci est connu sous le nom d'**approximation du faisceau parallèle**.

$$\Rightarrow S_0 \approx I_s \times \omega_s \approx 2.00 \cdot 10^7 \times 6.84 \cdot 10^{-5} \approx 1361 \text{ W m}^{-2}$$

Mesures de la constante solaire Solar Radiation & Climate Experiment (SORCE)

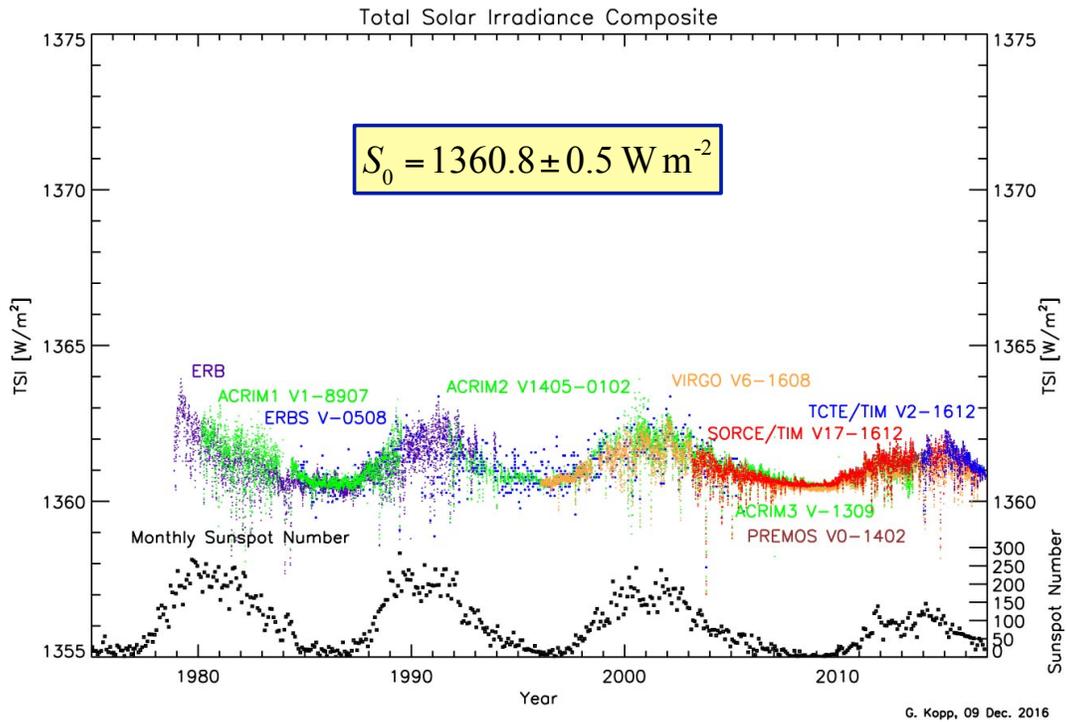
Rad-2.10



Mesures de la constante solaire

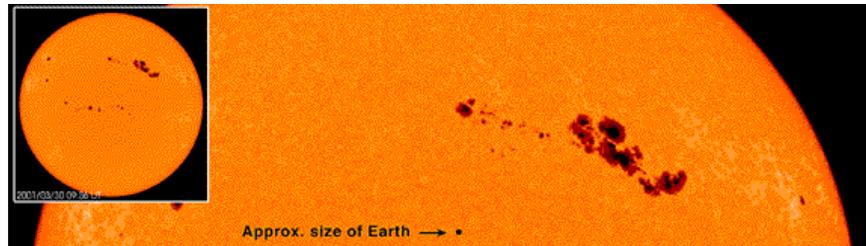
Solar Radiation & Climate Experiment (SORCE)

Rad-2.11

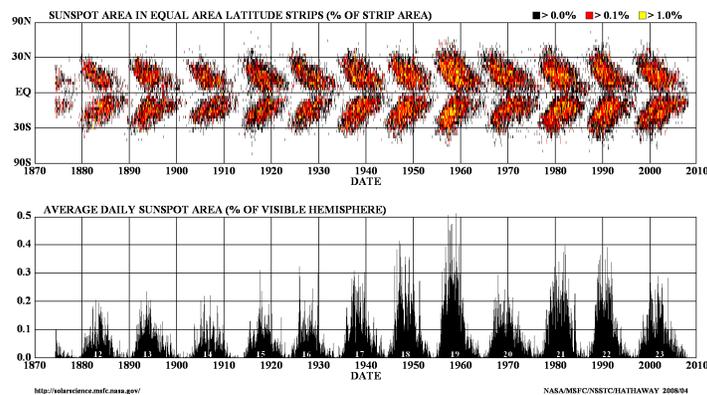


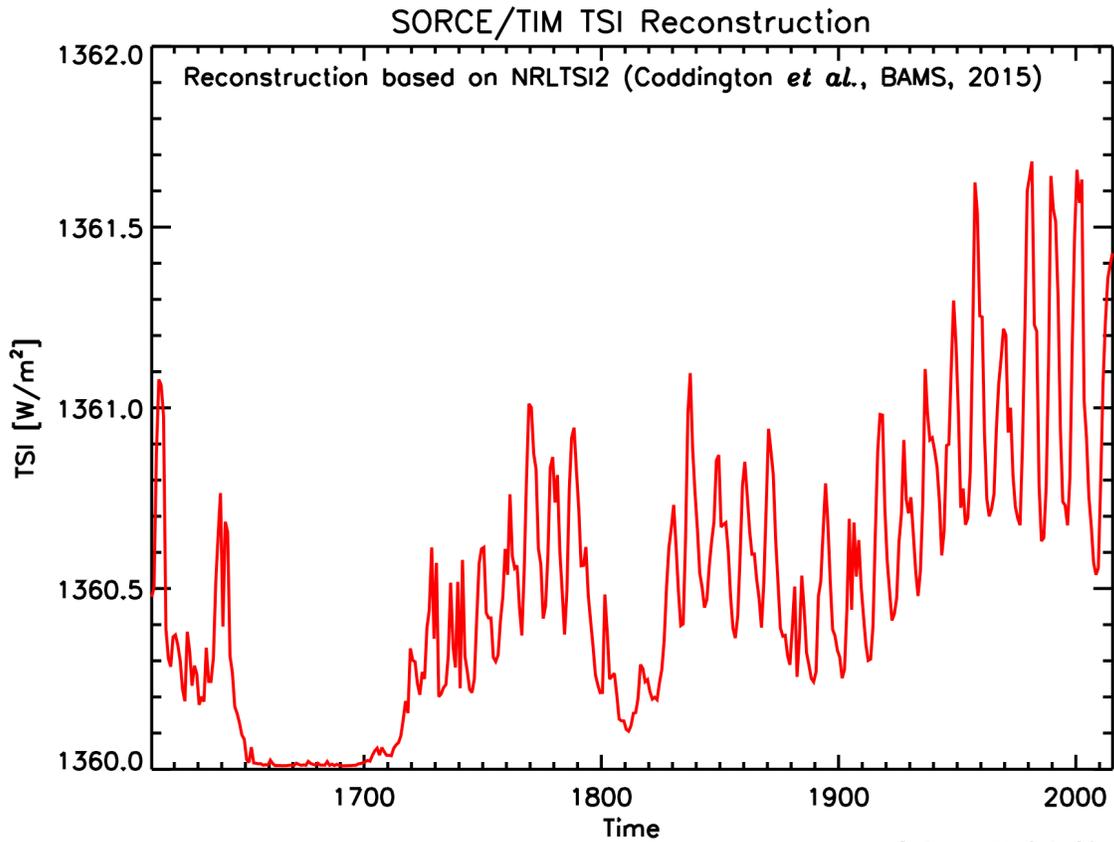
Cycles solaires

Rad-2.12



DAILY SUNSPOT AREA AVERAGED OVER INDIVIDUAL SOLAR ROTATIONS



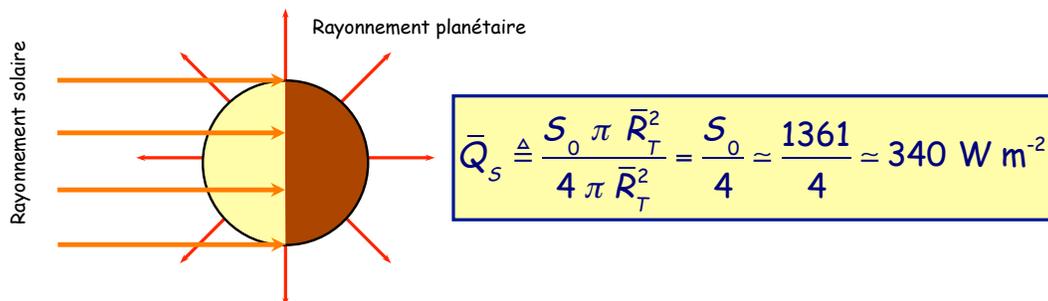


Rad-2.14

Le flux radiatif solaire moyen

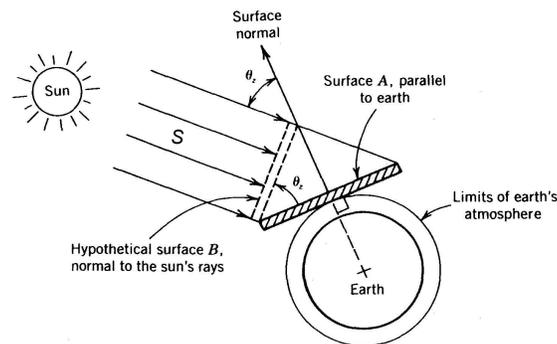
$$W_s = S_0 \times 4\pi \bar{D}_{T-S}^2 \approx 1361 \times 4\pi (1,5 \times 10^{11})^2 \approx 3,85 \times 10^{26} \text{ W}$$

Irradiance *moyenne* au sommet de l'atmosphère



L'insolation solaire

L'**insolation solaire** est définie comme le flux de radiation solaire par unité d'aire horizontale au sommet de l'atmosphère.



Paramètres astronomiques du système Soleil-Terre

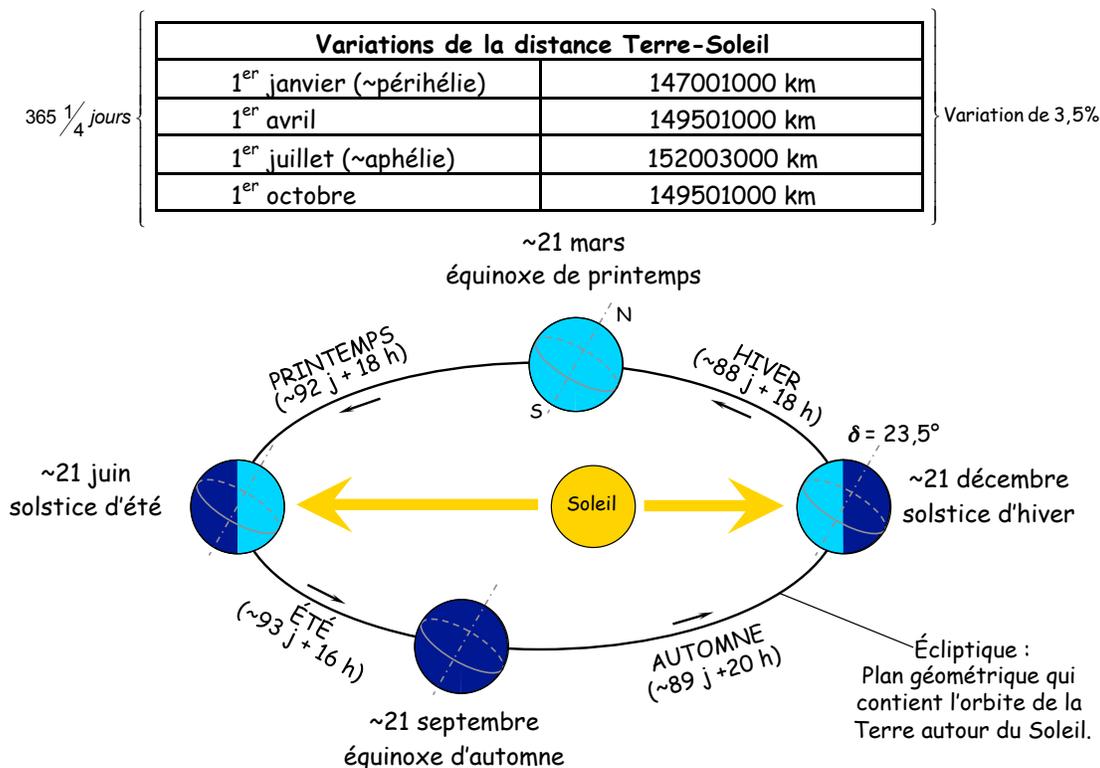
La Terre tourne autour du Soleil en $365\frac{1}{4}$ jours sur une orbite elliptique (**révolution**), la distance Terre-Soleil variant de 147 millions à 152 millions de kilomètres, et l'axe des pôles restant parallèle à lui-même, tout au long du parcours. Cette variation annuelle de 5 millions de kilomètres dans la distance se traduit par une variation de $\pm 3,5\%$ dans le rayonnement solaire moyen pour tout le globe.

La Terre est aussi animée d'un autre mouvement : celui de la **rotation** autour de son axe, rotation à l'origine de l'alternance du jour et de la nuit. L'axe passant par les deux pôles terrestres (**axe polaire**) est incliné d'un angle de $23,5^\circ$ (**angle d'obliquité**) par rapport au plan de l'orbite terrestre, ou **écliptique**. Par conséquent, tout au long de l'année, la Terre présente un visage différent au Soleil. En été, l'axe polaire est incliné vers le Soleil et l'hémisphère Nord est exposé plus directement aux rayons solaires. En hiver, le contraire se produit et ce sont les régions de l'hémisphère Sud qui reçoivent directement les rayons solaires alors que ceux-ci ne font que raser l'hémisphère Nord.

À l'**équinoxe** du printemps et de l'automne, l'axe polaire est perpendiculaire à l'axe Terre-Soleil. Ainsi, à midi de chacun de ces jours, le Soleil est directement au-dessus de la tête de quelqu'un situé à l'équateur. Au **solstice d'hiver**, à midi, le Soleil est au-dessus de la tête d'un observateur situé à une latitude de $23,5^\circ\text{S}$, mais il n'est pas visible aux latitudes supérieures à $66,5^\circ\text{N}$: c'est la nuit polaire. Inversement, au **solstice d'été**, sur les régions polaires situées au-delà de $66,5^\circ\text{N}$ le Soleil ne se couche pas : c'est le Soleil de minuit. L'**angle de déclinaison** est responsable de l'inversion des saisons entre les deux hémisphères et il détermine, avec la latitude, la longueur du jour.

Les cycles diurnes (rotation autour de l'axe polaire) et annuel (révolution autour du Soleil) déterminent la quantité d'énergie reçue du Soleil. Par exemple, la longueur du jour dépend de la latitude et du temps de l'année : plus les jours sont longs, plus il y aura d'énergie disponible. De plus, lorsque les rayons solaires ne font qu'effleurer la Terre, la quantité d'énergie absorbée (par unité d'aire) sera petite comparativement au cas où ceux-ci seraient perpendiculaires. Dans les régions septentrionales, les rayons solaires, particulièrement en hiver, rasant la Terre (le Soleil est bas dans le ciel) et il y a peu d'énergie disponible pour la réchauffer, contrairement aux régions équatoriales où les rayons sont plus directs.

Les saisons



Écliptique

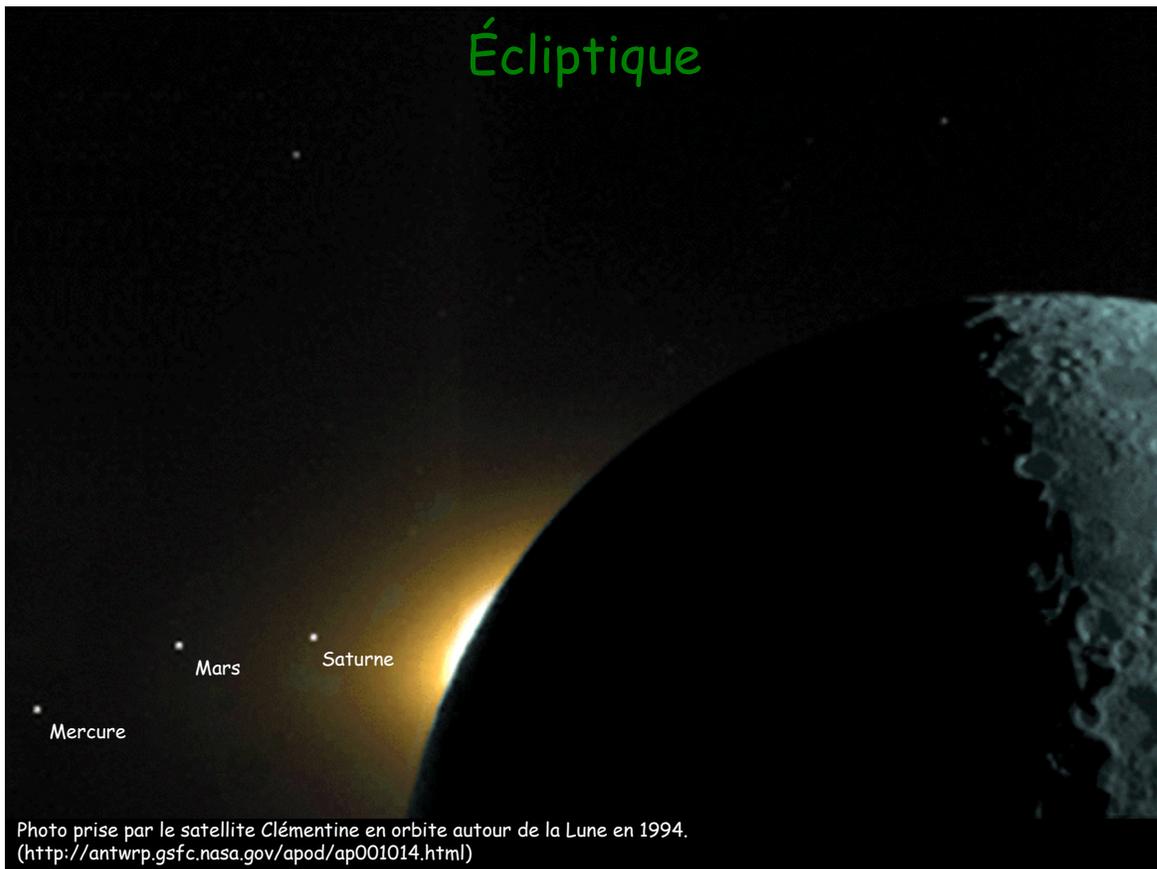
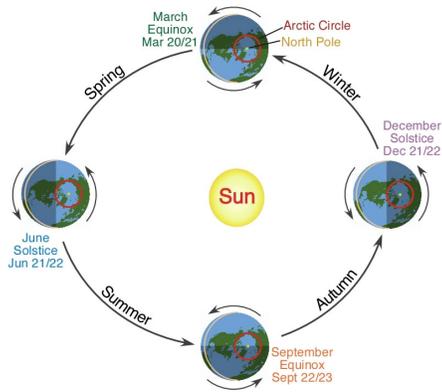


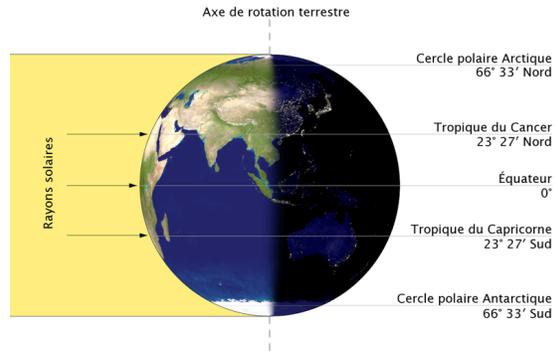
Photo prise par le satellite Clémentine en orbite autour de la Lune en 1994.
(<http://antwpr.gsfc.nasa.gov/apod/ap001014.html>)

Rad-2.20

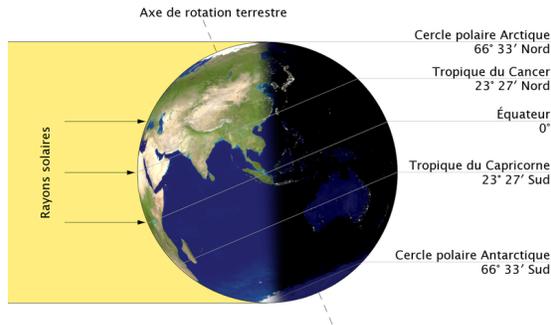
Année	Périhélie		Aphélie	
	Date	Heure	Date	Heure
2007	3 janvier	20:00	7 juillet	00:00
2008	3 janvier	00:00	4 juillet	08:00
2009	4 janvier	15:00	4 juillet	02:00
2010	3 janvier	00:00	6 juillet	11:00
2011	3 janvier	19:00	4 juillet	15:00
2012	5 janvier	00:00	5 juillet	03:00
2013	2 janvier	05:00	5 juillet	15:00
2014	4 janvier	12:00	4 juillet	00:00
2015	4 janvier	07:00	6 juillet	19:00
2016	2 janvier	23:00	4 juillet	16:00
2017	4 janvier	14:00	3 juillet	20:00
2018	3 janvier	06:00	6 juillet	17:00
2019	3 janvier	05:00	4 juillet	22:00
2020	5 janvier	08:00	4 juillet	12:00



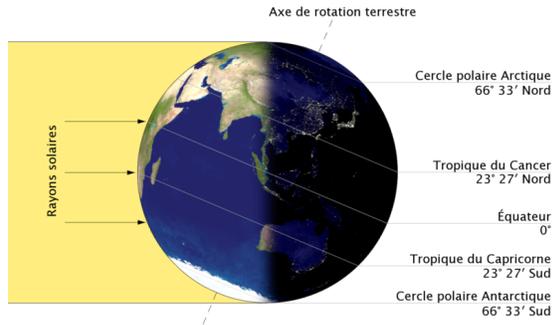
Équinoxes



Le solstice d'été



Le solstice d'hiver

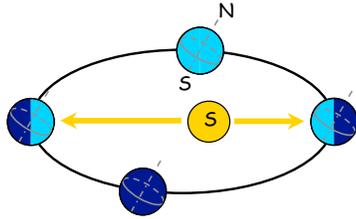


Date et heure (UTC) des solstices et des équinoxes au début du xx^e siècle								
Année	Équinoxe de mars		Solstice de juin		Équinoxe de sept.		Solstice de déc.	
	jour	heure	jour	heure	jour	heure	jour	heure
2001	20	13:30:44	21	07:37:45	22	23:04:30	21	19:21:31
2002	20	19:16:10	21	13:24:26	23	04:55:25	22	01:14:23
2003	21	00:59:47	21	19:10:29	23	10:46:50	22	07:03:50
2004	20	06:48:39	21	00:56:54	22	16:29:51	21	12:41:38
2005	20	12:33:26	21	06:46:09	22	22:23:11	21	18:34:58
2006	20	18:25:35	21	12:25:52	23	04:03:23	22	00:22:07
2007	21	00:07:26	21	18:06:27	23	09:51:15	22	06:07:50
2008	20	05:48:19	20	23:59:23	22	15:44:30	21	12:03:47
2009	20	11:43:39	21	05:45:32	22	21:18:36	21	17:46:48
2010	20	17:32:13	21	11:28:25	23	03:09:02	21	23:38:28
2011	20	23:20:44	21	17:16:30	23	09:04:38	22	05:30:03
2012	20	05:14:25	20	23:08:49	22	14:48:59	21	11:11:37
2013	20	11:01:55	21	05:03:57	22	20:44:08	21	17:11:00
2014	20	16:57:05	21	10:51:14	23	02:29:05	21	23:03:01
2015	20	22:45:09	21	16:37:55	23	08:20:33	22	04:47:57
2016	20	04:30:11	20	22:34:11	22	14:21:07	21	10:44:10
2017	20	10:28:38	21	04:24:09	22	20:01:48	21	16:27:57
2018	20	16:15:27	21	10:07:18	23	01:54:05	21	22:22:44
2019	20	21:58:25	21	15:54:14	23	07:50:10	22	04:19:25
2020	20	03:49:36	20	21:43:40	22	13:30:38	21	10:02:19
2021	20	09:37:27	21	03:32:08	22	19:21:03	21	15:59:16
2022	20	15:33:23	21	09:13:49	23	01:03:40	21	21:48:10
2023	20	21:24:24	21	14:57:47	23	06:49:56	22	03:27:19
2024	20	03:06:21	20	20:50:56	22	12:43:36	21	09:20:30
2025	20	09:01:25	21	02:42:11	22	18:19:16	21	15:03:01

Références : mars · juin · sept. · déc.

Institut de mécanique céleste et de calcul des éphémérides

Distance Terre - Soleil



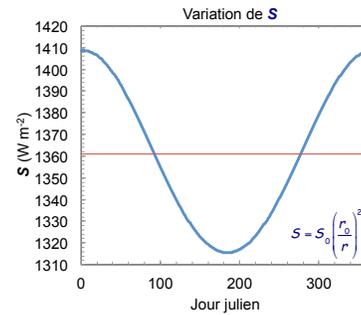
$$\left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = \sum_{n=0}^2 (a_n \cos nt + b_n \sin nt)$$

r : distance Terre - Soleil

$r_0 = 149\,597\,887,5$ km : distance moyenne Terre - Soleil

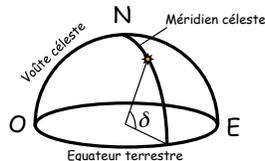
$t = 2\pi d/365$, avec $d = 0$ le 1^{er} janvier et $d = 364$ le 31 décembre

n	a_n	b_n
0	1,000110	0
1	0,034221	0,001280
2	0,000719	0,000077



Déclinaison du Soleil

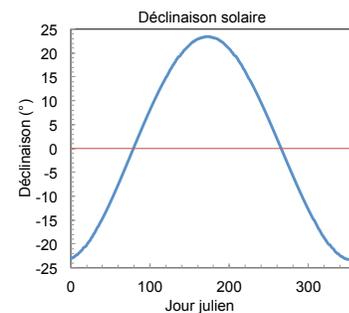
La déclinaison du Soleil est l'angle entre les rayons solaires et le plan de l'équateur terrestre.



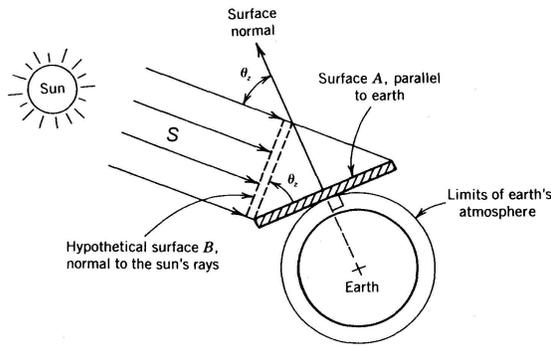
$$\delta = \sum_{n=0}^3 (c_n \cos nt + d_n \sin nt) \quad (\text{rad})$$

$t = 2\pi d/365$, avec $d = 0$ le 1^{er} janvier et $d = 364$ le 31 décembre

n	c_n	d_n
0	0,006918	0
1	-0,399912	0,070257
2	-0,006758	0,000907
3	-0,002697	0,000148



L'insolation au sommet de l'atmosphère - 1

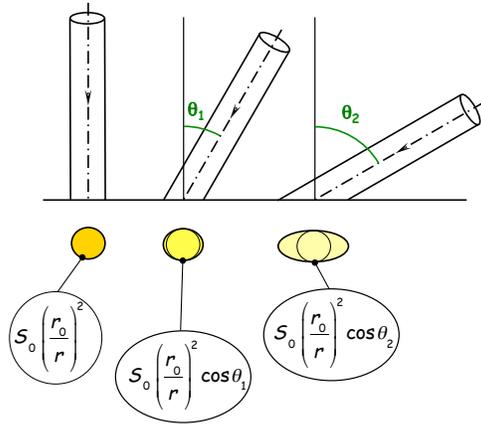


Irradiance solaire au sommet de l'atmosphère pour unité d'aire horizontale :

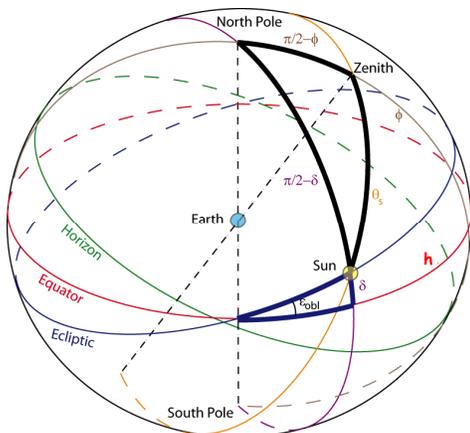
$$S_{\parallel} = S_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \theta_s$$

L'insolation au sommet de l'atmosphère est donnée par :

$$Q = \int_{\text{Lever}}^{\text{Coucher}} S_{\parallel}(t) dt$$



L'insolation au sommet de l'atmosphère - 2



$$S_{\parallel} = S_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \cos \theta_s$$

$$S_{\parallel} = S_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh)$$

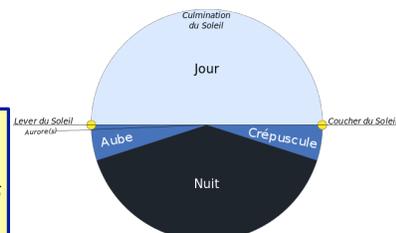
$$h = 360^\circ / 24 (t_s - 12)$$

où t_s est l'heure solaire. "h" est négatif en avant-midi, nul à midi, et positif en après-midi. θ_s est approximativement 90° au lever et au coucher du soleil.

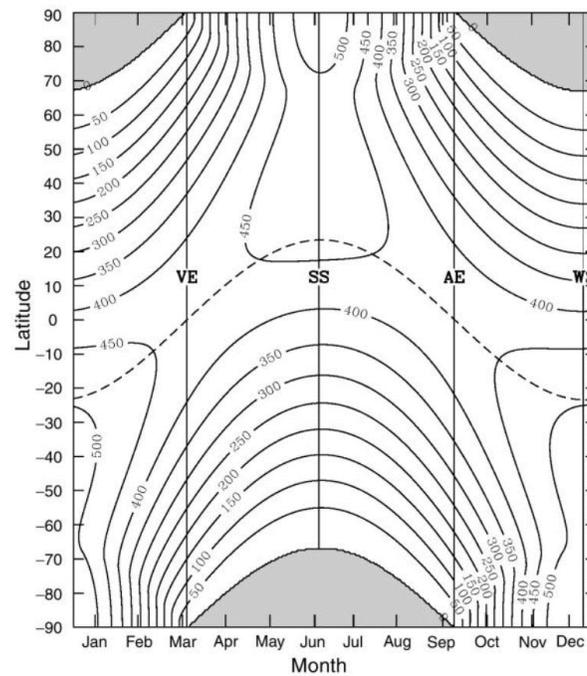
- θ_s : Angle zenithal
- ϕ : Latitude du point d'observation
- δ : Déclinaison du Soleil
- h : Angle horaire

$$h_{\text{Lever/Coucher}} = \mp \cos^{-1} \left(\frac{\cos(90,83^\circ) - \sin \phi \times \sin \delta}{\cos \phi \times \cos \delta} \right)$$

$$Q = S_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \int_{\text{Lever}}^{\text{Coucher}} (\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh) dt_s$$



L'insolation au sommet de l'atmosphère - 3



Le maximum d'insolation arrive au solstice d'été à chacun des pôles. Ce résultat est causé par les longues durées de la journée aux pôles en été (pour un maximum de 24 heures).

VE : Équinoxe de printemps
 SS : Solstice d'été
 AE : Équinoxe d'automne
 WS : Solstice d'hiver

Moyenne quotidienne de l'insolation solaire ($Q/24$ h) au sommet de l'atmosphère en $W m^{-2}$, en fonction de la latitude et du jour de l'année.

Le spectre solaire au sol

Le spectre solaire au sol

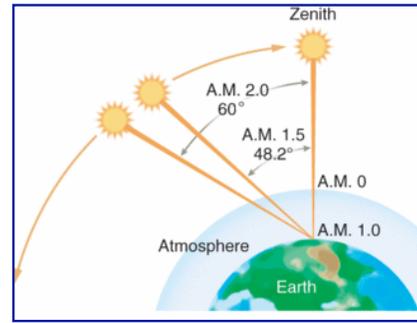
De l'énergie de radiation émise par le Soleil

UV	7%
Visible	44%
IR	49%

Trois phénomènes sont responsables de l'affaiblissement du rayonnement solaire dans sa propagation à travers l'atmosphère terrestre :

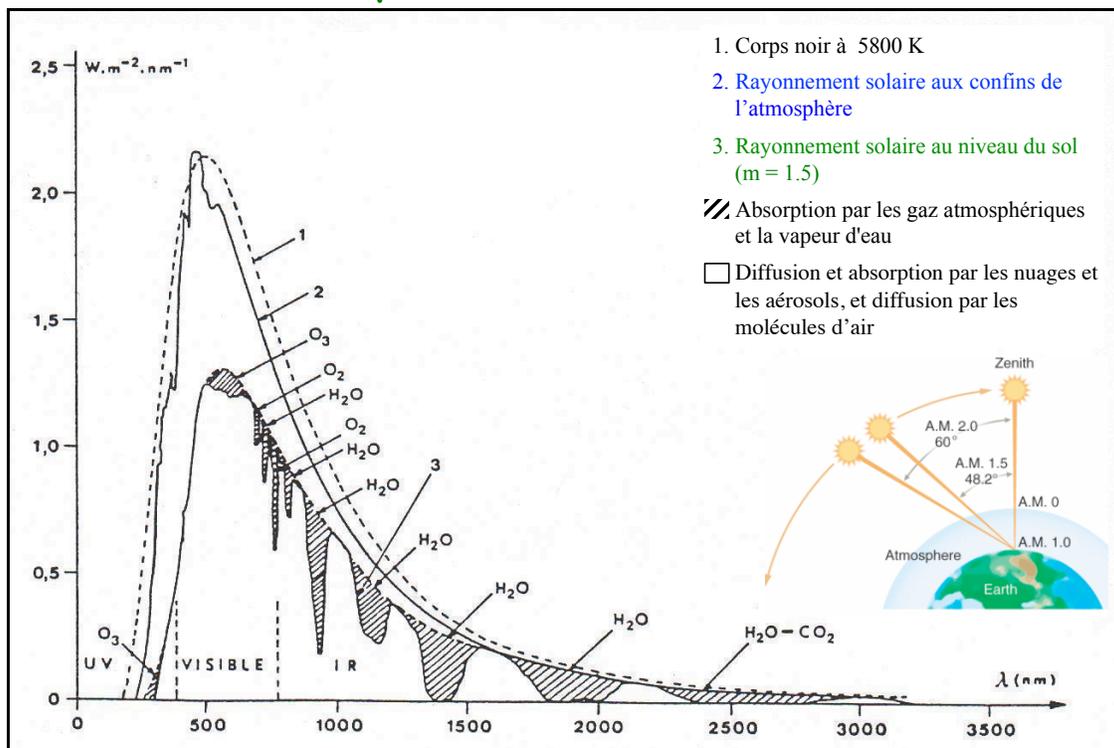
- L'absorption par les gaz de l'atmosphère et la vapeur d'eau,
- La diffusion moléculaire par les gaz de l'atmosphère et la vapeur d'eau,
- L'absorption et la diffusion par les gouttelettes d'eau, les poussières et les autres particules d'aérosol en suspension dans l'atmosphère.

Il y a par la suite absorption et réflexion à la surface de la Terre. L'énergie reçue au sol est maximale lorsque les rayons traversent la plus courte distance dans l'atmosphère. La latitude est un facteur déterminant : plus une surface est près de l'équateur, plus elle reçoit d'énergie du Soleil.



Masse d'air : A.M. $\approx \sec \theta_s$ ($\theta_s < \sim 60^\circ$)

Le spectre solaire au sol



Le spectre solaire au sol

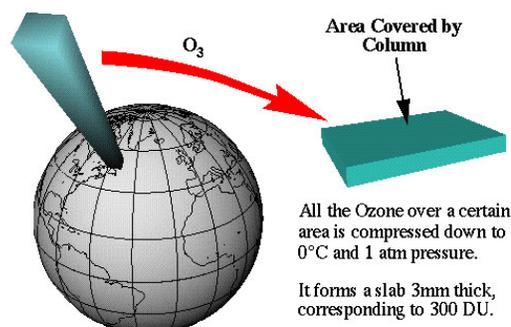
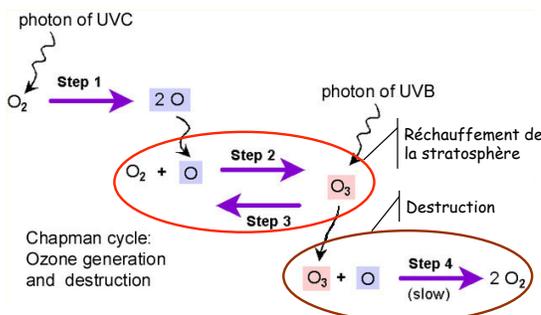
L'aire entre les deux courbes représente l'affaiblissement du rayonnement incident lors de son passage au travers de l'atmosphère. L'affaiblissement est divisé en deux parties :

- i) l'aire non ombragée représente l'effet combiné de la diffusion et de l'absorption due aux nuages et aux aérosols, et de la diffusion due aux molécules d'air, alors que
- ii) l'aire ombragée représente l'absorption due aux molécules d'air et à la vapeur d'eau. Presque toutes les aires ombragées peuvent être associées à des bandes discrètes d'absorption. Les principales absorptions sont produites par la vapeur d'eau qui est responsable de plusieurs bandes dans l'infrarouge proche, et par l'ozone atmosphérique de la stratosphère qui limite considérablement le rayonnement dans la région où $\lambda < 0,3 \mu\text{m}$.

La diffusion qui est particulièrement importante aux courtes longueurs d'onde, est le principal responsable de la décroissance indiquée par les courbes dans les régions spectrales du visible et de l'ultraviolet.

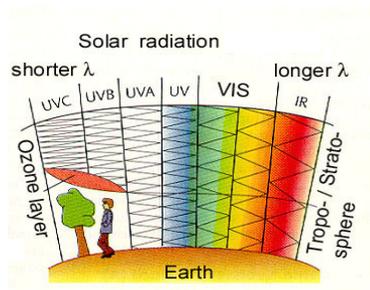
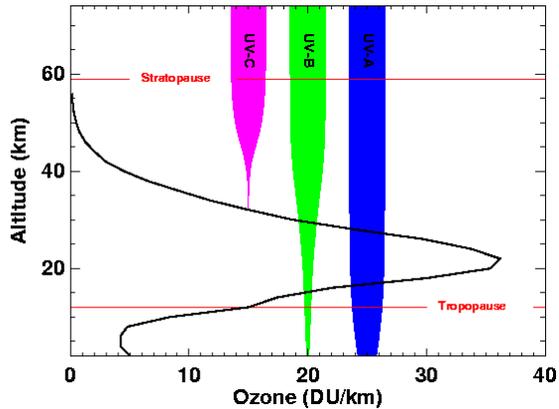
Plus de la moitié de la radiation solaire qui arrive au sol vient de la fenêtre spectrale qui correspond grossièrement aux longueurs d'onde du visible.

La couche d'ozone



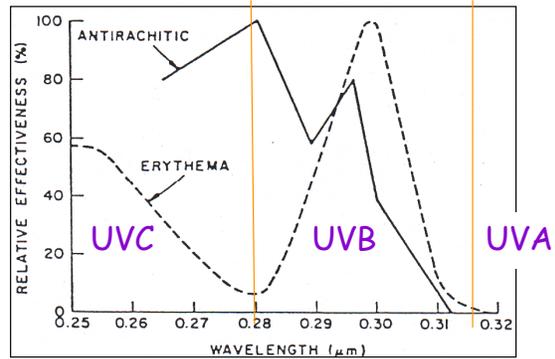
Jusqu'à récemment, les concentrations stratosphériques d'ozone étaient surtout mesurées depuis le sol, et les résultats obtenus donnaient la concentration totale d'ozone au-dessus de l'observateur. Aujourd'hui, les instruments de rétrodiffusion solaire des satellites permettent de mesurer régulièrement la distribution de la couche d'ozone au-dessus du globe, tandis que la répartition verticale est mesurée au moyen d'appareils montés sur des ballons d'observation. La connaissance détaillée de la minceur de la couche d'ozone au-dessus des régions polaires provient principalement de ces sources.

Profil vertical de l'ozone



Effets biologiques du rayonnement UV

Rad-2.33



UVA : Bronzage, rides

UVB : Coups de soleil, vitamine D

UVC : Stérilisation

Les substances appauvrissant la couche d'ozone (SACO)

Rad-2.34

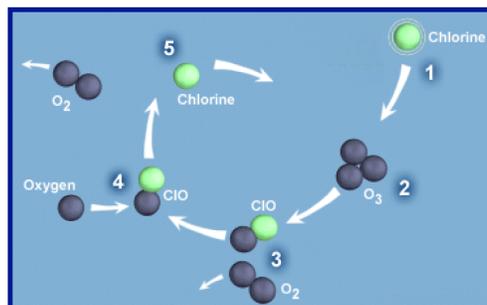
Halocarbures : { chlore, fluor, carbone, brome, hydrogène }

CFC (Freon) { chlore, fluor, carbone } :

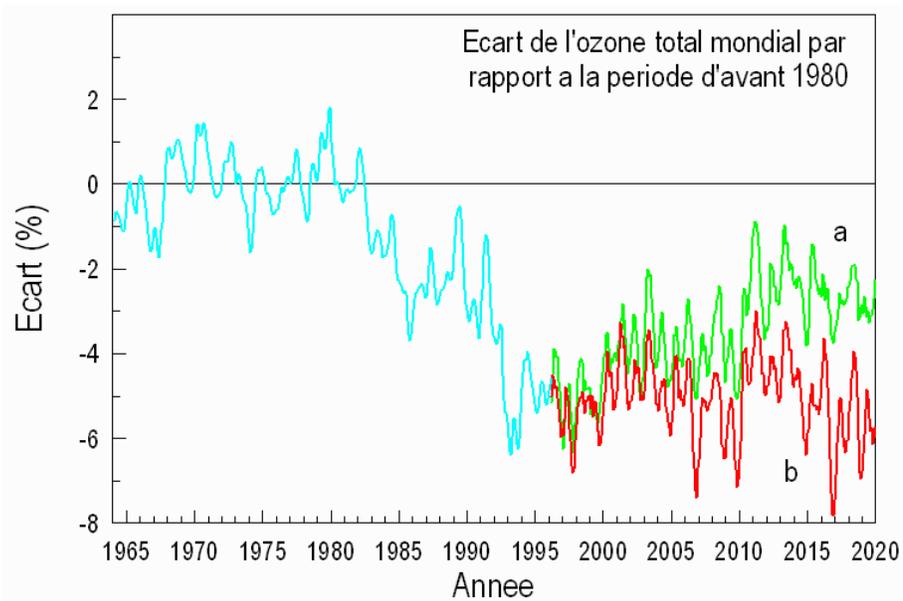
Réfrigération, climatisation,
gonflement de mousses,
nettoyage de composants électroniques,
et enfin comme solvants.

Halons { carbone, brome, fluor et parfois du chlore } :

Extincteurs d'incendie.



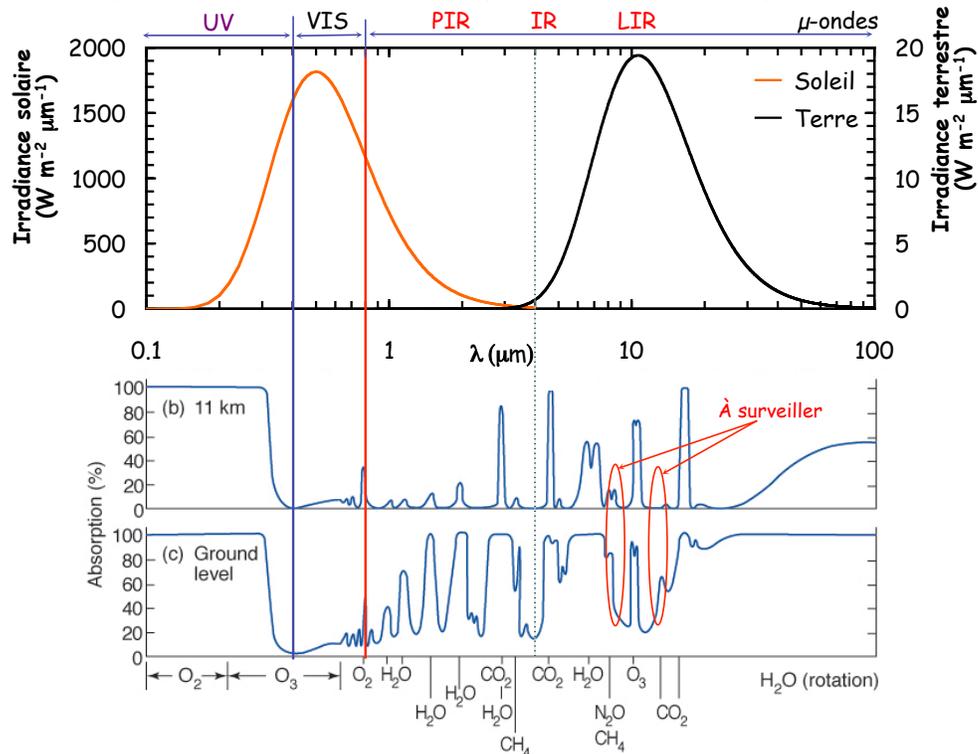
Rétablissement de la couche d'ozone



http://exp-studies.tor.ec.gc.ca/untranslated/ozone/Summary97/Summary_f.htm

Spectres d'absorption

Spectres d'absorption atmosphérique

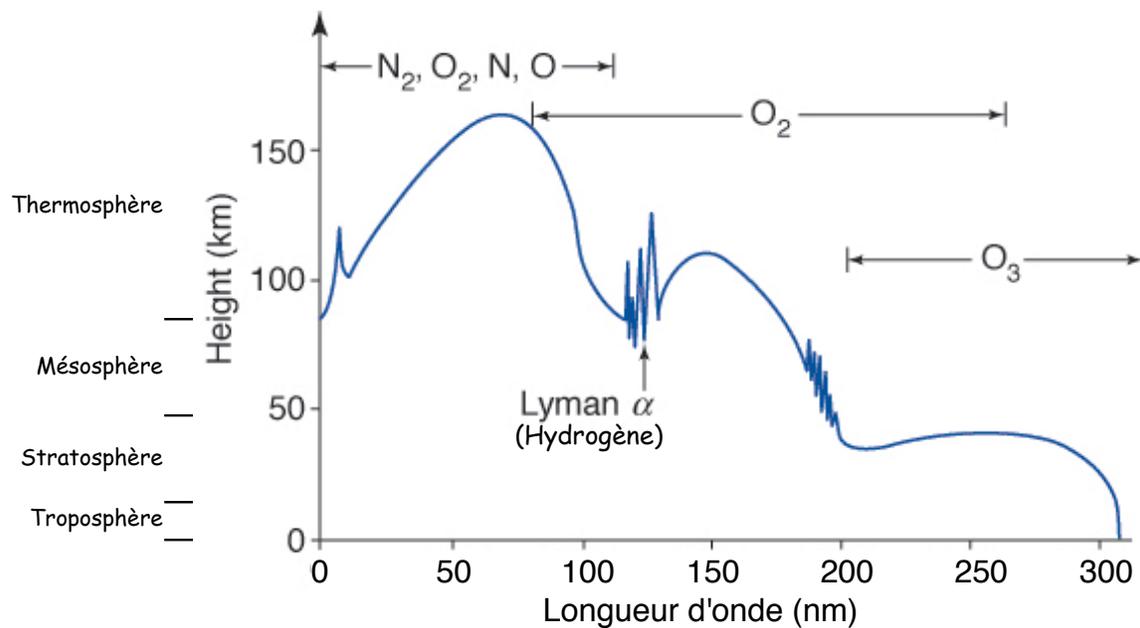


Oxygène et Azote

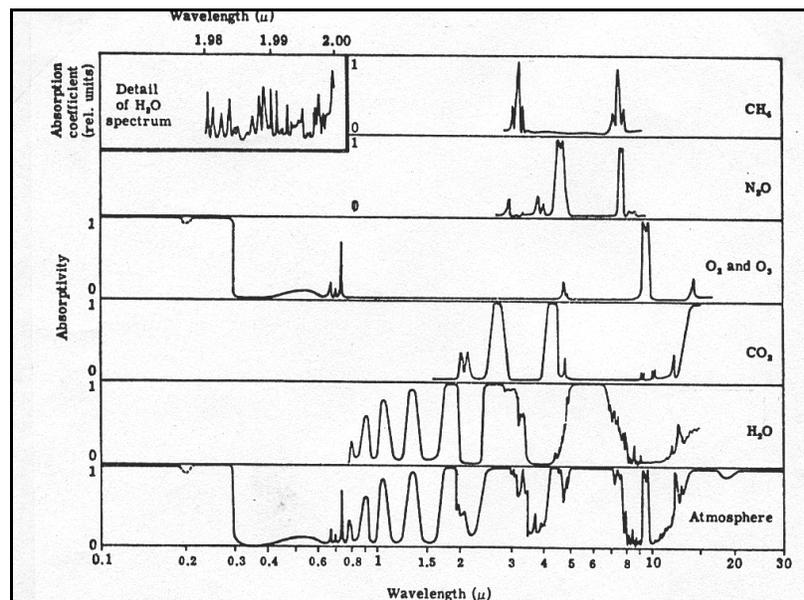
Même si l'oxygène (O_2) et l'azote (N_2) constituent 99 % de l'atmosphère, l'absorption de rayonnement est due principalement aux constituants mineurs comme l'eau sous forme de vapeur, le dioxyde de carbone, l'ozone, les oxydes nitreux et nitriques, et les aérosols.

L'absorption par l'oxygène atomique et par l'azote moléculaire réduit la gamme spectrale des courtes longueurs d'onde à environ 90 nm, pour les niveaux supérieurs à 150 km. L'absorption due à l'oxygène moléculaire réduit par effet de photo-ionisation et photodissociation le domaine spectral à environ 175 nm vers 80 km. Dans l'atmosphère inférieure, il y a lieu de considérer l'absorption due à l'ozone, au dioxyde de carbone et à la vapeur d'eau. Ces gaz intervenant de manière sélective dans la stratosphère limitent le domaine spectral des radiations atteignant la troposphère à 300 nm du côté des ultraviolets de manière telle que peu de rayonnement de longueur d'onde inférieure à 300 nm pénètre en dessous de 11 km.

Pénétration de la radiation solaire



La hauteur de pénétration est la hauteur à laquelle 63 % de la radiation solaire a été atténuée.



Dans le domaine de l'infrarouge, l'absorption est due principalement à la **vapeur d'eau**, au **dioxyde de carbone** et à l'**ozone**. Il en résulte une réduction du spectre du rayonnement solaire à pratiquement 2,5 μ m à l'exception de très faibles quantités d'énergie se propageant à travers les bandes aux environs de 3,8 et 4,9 μ m.

Absorption par le dioxyde de carbone

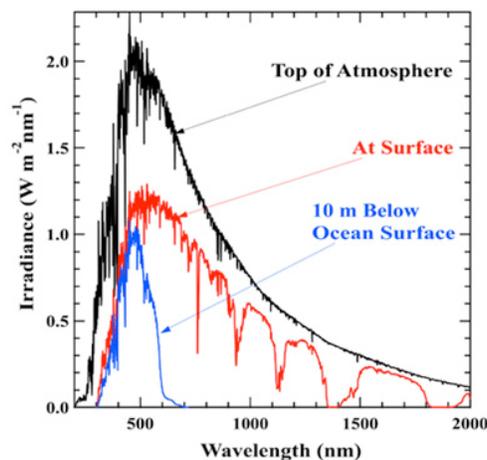
En plus d'une bande d'absorption dans l'ultraviolet (100 – 200 nm), le dioxyde de carbone possède plusieurs bandes dans l'infrarouge ($\lambda > 1,3 \mu\text{m}$). Comme l'intensité du rayonnement solaire dans ces deux régions est très faible, l'absorption du rayonnement solaire par le dioxyde de carbone est plutôt faible. La bande située autour de $10 \mu\text{m}$ est très faible. Toutefois, la bande centrée à $15 \mu\text{m}$ ($12,9 - 17,1 \mu\text{m}$) est très intense et mérite une attention spéciale. Le corps noir (Terre) à $273 \text{ }^\circ\text{C}$ émet 20% de son énergie dans cet intervalle spectral. Il résulte que la bande de $15 \mu\text{m}$ du CO_2 est la seule bande d'absorption ayant une importance pratique sur l'équilibre radiatif de l'atmosphère.

Absorption par l'ozone

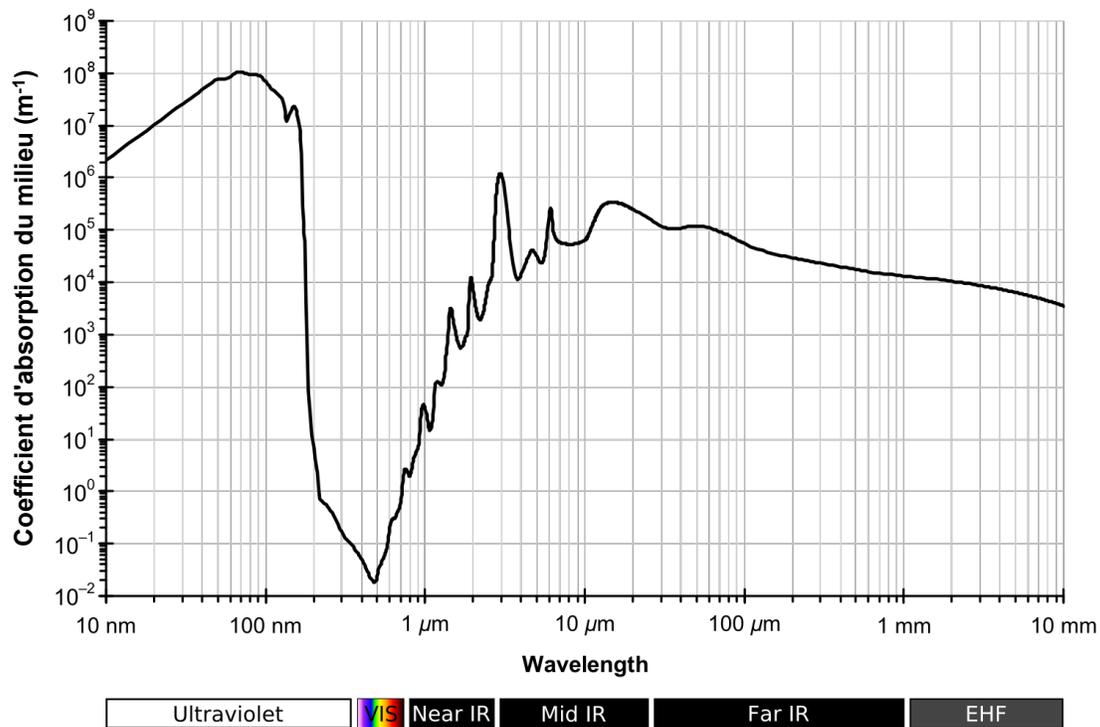
L'ozone est le troisième constituant important qui absorbe le rayonnement dans l'atmosphère. Son spectre présente des bandes d'absorption intenses dans les deux domaines de longueurs d'onde (courtes et longues), en plus de l'absorption dans l'ultraviolet.

Absorption par l'eau liquide

Pour plusieurs raisons, il est important d'étudier l'absorption des radiations par l'eau liquide (présence de gouttelettes dans l'atmosphère, plans d'eau, films d'eau). Les observations en laboratoire montrent que l'eau liquide a des bandes beaucoup plus intenses que la vapeur d'eau et déplacées vers les grandes longueurs d'onde (principalement pour $\lambda > 3 \mu\text{m}$).



Spectre d'absorption de l'eau liquide



By Kebes at English Wikipedia, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=23793083>

À noter que le spectre d'absorption de l'eau ne possède pas de fenêtre transparente de 8 à 12 μm. Comme la vapeur d'eau, l'eau liquide absorbe non seulement dans l'IR mais aussi dans le visible quoique plus faiblement. Le coefficient d'absorption dans la figure correspond à l'absorption par des films d'eau pure.

En réalité, nous sommes généralement intéressés à l'atténuation de radiation par les gouttelettes d'eau de quelques microns (~ 10 μm). Il est évident que dans ce cas, on doit calculer l'atténuation sur la base de la théorie de la diffusion de la lumière sur des particules absorbantes.

Pénétration de la lumière dans l'eau

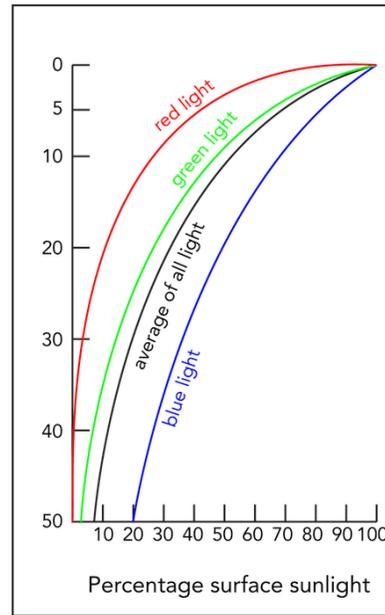
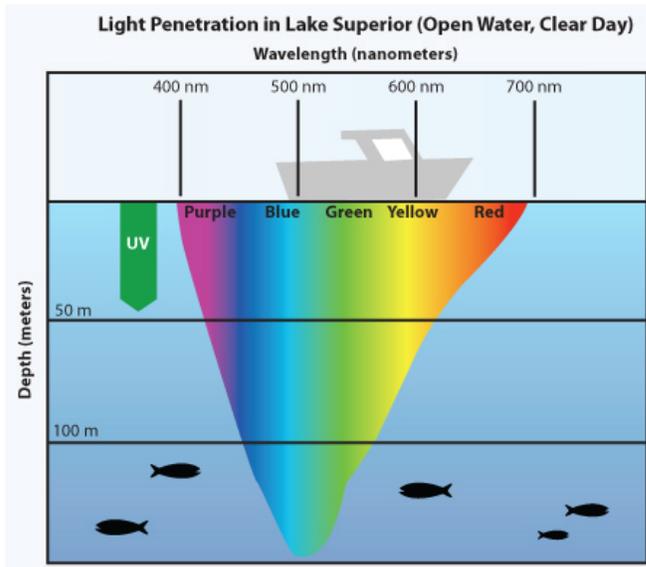
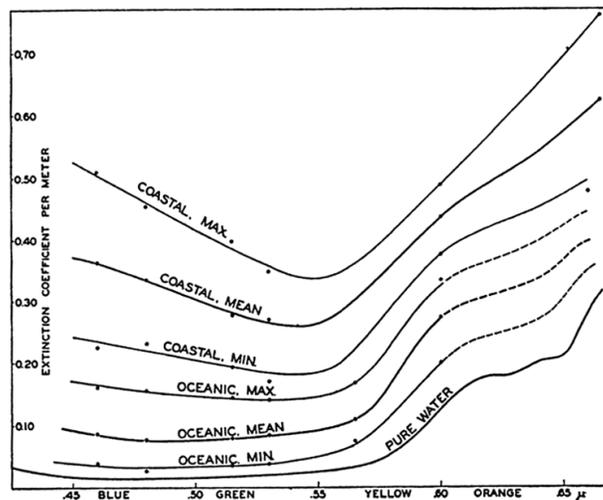


Fig. 9.9. The intensity of sunlight decreases rapidly with depth. Image by Byron Inouye

Fig. 9.7. Visible colors of light penetrate differently into the ocean depths, as seen in this image depicting light penetration in Lake Superior. Longer wavelengths such as red are absorbed at a shallower depth than shorter wavelengths such as blue, which penetrates to a deeper depth.

Image courtesy of The [University of Minnesota Sea Grant Program](#)

Spectre d'extinction de l'eau liquide





Rad-2.47



Stonehenge Sunrise

Stonehenge in England is a mammoth stone and timber structure built 2700 years ago over hundreds of years. It is speculated that the builders oriented some of the structure to mark astronomical events like equinoxes. Hence, there is a kind of logical tie-in to the Sun.

L'image est dans les UV extrêmes.

Rad-2.48

ANNEXE

Mesure de la constante solaire

- La "méthode longue"
- Les données satellitaires (Nature, 1999)

Mesures de la constante solaire - 1

Méthode longue

Rad-2.49

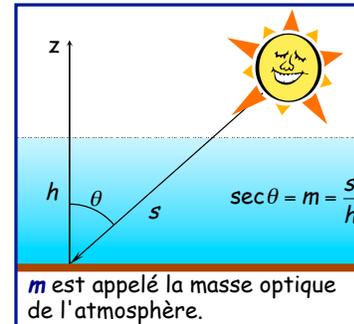
Supposons que l'atmosphère est constituée par des couches parallèles. Le rayonnement solaire est affaibli par extinction dans l'atmosphère. De la loi de Beer on a que :

$$\begin{cases} I_{\lambda}(0) = I_{\lambda}(s_1) e^{-\int_0^{s_1} k_{e\lambda} \rho ds} \\ s \cos \theta = z \\ ds = -\sec \theta dz \quad (\sec \theta = 1/\cos \theta) \end{cases}$$

$$\Rightarrow F_{\lambda} = F_{\lambda,h} e^{-\sec \theta \int_0^h k_{e\lambda} \rho dz}$$

$$\underbrace{\ln F_{\lambda}}_Y = \underbrace{\ln F_{\lambda,h}}_a - \underbrace{\sec \theta}_m \underbrace{\int_0^h k_{e\lambda} \rho dz}_{-b}$$

$$\Rightarrow \boxed{Y = a + b m}$$



Ce qui représente l'équation d'une droite avec a et b inconnues lorsque Y et m sont les variables.

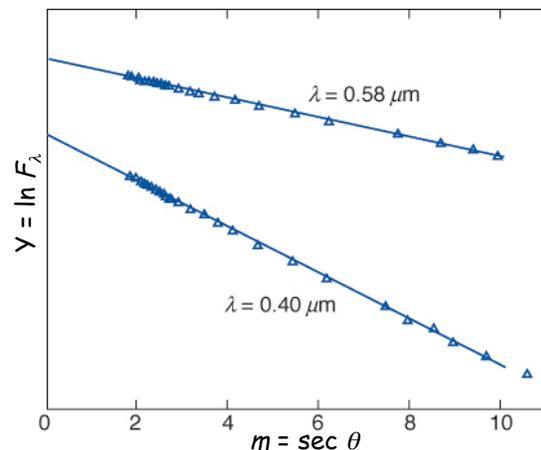
Mesures de la constante solaire - 2

Méthode longue

Rad-2.50

Des mesures au sol de F_{λ} peuvent être obtenues pour différents angles zénithales au cours d'une même journée. Si les propriétés de l'atmosphère ne changent pas durant la période d'observation, b reste constant. Ainsi, en représentant sur un graphique Y en fonction de m , on peut par extrapolation de la droite obtenir la valeur de l'irradiance monochromatique au sommet de l'atmosphère correspondant à la valeur de $m = 0$.

$$\underbrace{\ln F_{\lambda}}_Y = \underbrace{\ln F_{\lambda,h}}_a - \underbrace{\sec \theta}_m \underbrace{\int_0^h k_{e\lambda} \rho dz}_{-b}$$



Irradiance monochromatique de la radiation solaire mesurée au sol, en fonction de la sécante de l'angle solaire zénithal, sous des conditions atmosphériques claires et stables, à Tucson, Arizona, le 12/12/1970.

Mesures de la constante solaire - 3

Méthode longue

Rad-2.51

Si les observations sont faites à plusieurs longueurs d'onde, on peut écrire:

$$F_0 = \int_0^{\infty} F_{\lambda,h} d\lambda \approx \sum_{i=1}^N F_{\lambda,h} \Delta\lambda$$

où N est le nombre total d'irradiances monochromatiques mesurées.

Finalement, si D_{T-S} représente la distance Terre-Soleil de la journée des observations, la constante solaire peut être déterminée par la relation suivante :

$$S(4\pi \bar{D}_{T-S}^2) = F_0(4\pi D_{T-S}^2) \Rightarrow S = F_0 \left(\frac{D_{T-S}}{\bar{D}_{T-S}} \right)^2$$

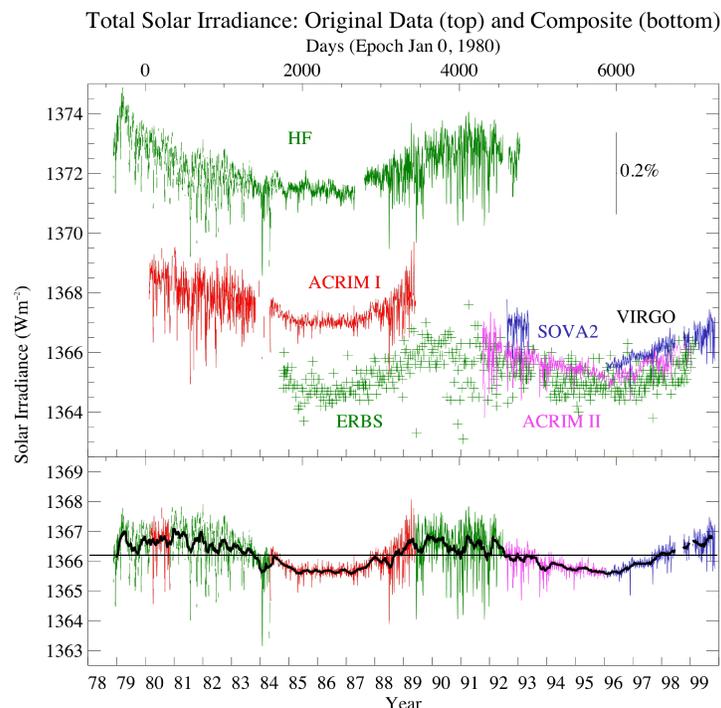
où \bar{D}_{T-S} est la distance moyenne entre la Terre et le Soleil.

Cependant l'atmosphère est essentiellement opaque aux longueurs d'onde plus courte que $0,34 \mu\text{m}$, et pour les longueurs d'ondes plus longues que $2,5 \mu\text{m}$. Ainsi il est impossible de mesurer dans ces régions. Par contre, on peut apporter une correction due à ces régions, en sachant qu'elles contribuent à environ 8% du flux solaire total.

Mesures de la constante solaire

Données satellitaires (Nature, 1999)

Rad-2.52



from: Quinn and Fröhlich, Nature, 401, p.841, 1999 and the VIRGO Team (Nov 18, 1999)

ANNEXE

Effets biologiques du rayonnement UV

Les effets biologiques des ultraviolets ont été analysés de façon extensive. La thérapie UV a été utilisée soit pour le traitement de la tuberculose, soit pour la cautérisation des plaies, soit pour la prévention des maladies contagieuses par voies aériennes. L'application la plus courante est peut-être son utilisation dans le traitement du rachitisme (manque de calcium dans les os). On sait que la radiation détruit les bactéries et les virus. Des sources UV sont parfois installées dans les systèmes d'alimentation pour le contrôle de bactéries; on pasteurise également le lait avec de la radiation UV, mais ceci en affecte le goût.

Les longueurs d'ondes les plus efficaces dans la prévention et le traitement du rachitisme est dans l'intervalle $0,270 - 0,313 \mu\text{m}$, avec un maximum vers $0,280 \mu\text{m}$. Dans ce domaine, la radiation convertit certains stéroïdes de la peau en vitamine D, nécessaire pour la croissance des os. La seule partie du rayonnement solaire dans ce domaine qui pénètre dans les basses couches de l'atmosphère est une petite portion au-dessus de $0,295 \mu\text{m}$. On peut se demander ce qui serait advenu de la vie sur la Terre si seulement la bande $0,220 - 0,295 \mu\text{m}$ de l'absorption par l'ozone était légèrement plus intense, empêchant ainsi tout rayonnement UV de nous parvenir.

Un autre effet très familier de l'ultraviolet est la production de coups de soleil (érythème de la peau). L'érythème apparaît 4 ou 5 heures après l'exposition et dure de 1 à 3 jours. La zone d'efficacité pour l'érythème est centrée à $300 \mu\text{m}$ (voir figure). Une autre conséquence de l'exposition à l'ultraviolet est le bronzage de la peau qui consiste à fabriquer des pigments de mélanine et à favoriser la migration de ces pigments des couches inférieures aux couches supérieures de la peau. Le rôle des crèmes solaires vendues sur le marché est de protéger la peau contre les brûlures et de favoriser le bronzage.

Finalement, le rayonnement ultraviolet est un facteur majeur cancérigène. On connaît mal les mécanismes biologiques et radiatifs en cause, mais on sait que la région active se trouve entre $0,200$ et $0,300 \mu\text{m}$, Le matériel génétique DNA est très sensible aux radiations à $0,260 \mu\text{m}$, mais il réagit aux longueurs d'onde plus élevées encore. C'est la Californie qui possède le plus haut taux de cancer avec 12 000 cas par année. On redoute les résidus de combustible (oxyde d'azote) rejetés dans l'atmosphère par les avions supersoniques qui agissent comme agent destructeur d'ozone, ce qui provoque une augmentation de la radiation UV atteignant le sol. On estime que 5% de diminution de la quantité d'ozone peut causer annuellement 5000 nouveaux cas de cancer de la peau.

