

LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET SA COMPOSANTE ULTRAVIOLETTE

Pierre Bessemoulin⁽¹⁾ et Jean Oliviéri⁽²⁾

(1) Météo-France

Service central d'exploitation de la météorologie

42, avenue Gaspard-Coriolis

31057 Toulouse Cedex

Courrier électronique : pierre.bessemoulin@meteo.fr

(2) Météo-France

Direction des systèmes d'observation

Centre radiométrique de Carpentras

Carpentras

RÉSUMÉ

Dans le contexte des risques liés aux affaiblissements récurrents de la couche d'ozone stratosphérique, on rappelle ici un certain nombre de connaissances générales sur le rayonnement solaire, sa propagation dans l'atmosphère et les particularités du comportement de sa composante ultraviolette. On présente ensuite le dispositif actuel d'information du public français sur les risques liés au rayonnement ultraviolet.

ABSTRACT

Solar radiation and its ultraviolet component

In the context of the hazards due to the recurrent depletions of the stratospheric ozone layer, this paper recalls some general knowledge of solar radiation, its propagation in the atmosphere and the special properties of its ultraviolet component. Then it presents the current system for warning the French public of the possible hazards coming from ultraviolet radiation.

Depuis la découverte du trou d'ozone au-dessus de l'Antarctique en 1985, chacun a pris conscience de la fragilité de la couche stratosphérique d'ozone, soumise à l'attaque des composés chlorés et bromés provenant des activités humaines (Berger, 1996). Simultanément, la communauté scientifique s'est penchée plus attentivement sur la question de la composante ultraviolette du rayonnement solaire ; en effet, ce rayonnement ultraviolet doit augmenter au sol si la couche d'ozone s'affaiblit, avec des conséquences qui risquent d'être très néfastes sur les êtres vivants, même si cette question fait encore l'objet d'un débat scientifique.

On se propose de montrer dans cet article comment le rayonnement ultraviolet au sol varie selon la latitude, la saison, l'heure de la journée et les conditions météorologiques. On présente également les mesures prises en France pour informer le public des dangers liés au rayonnement ultraviolet. Au préalable, le début de l'article rappelle un certain nombre de connaissances générales sur le rayonnement solaire total et sa propagation dans l'atmosphère.

LE SOLEIL ET LE RAYONNEMENT SOLAIRE

Le Soleil, un gigantesque réacteur nucléaire

Le Soleil est une étoile – notre étoile – située à environ 150 millions de kilomètres de la Terre. Vu de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène et apparaît sous un angle d'un peu plus d'un demi-degré. Il faudrait donc 93 000 soleils côte à côte pour occuper l'étendue de la voûte céleste. Son rayon est 109 fois celui de la Terre (soit 696 000 km) et sa masse 333 000 fois celle de notre planète. La Lune est 400 fois plus petite que le Soleil, mais 400 fois plus près de la Terre, ce qui explique la taille apparente similaire des deux astres dans le ciel, ce dont on peut se rendre compte en particulier lors des éclipses de Soleil.

Le Soleil est en tous points semblable à une multitude d'autres étoiles et tire son énergie de réactions thermonucléaires se produisant en permanence dans son noyau, dont la température atteint 15 millions de degrés. Compte tenu des températures et des pressions énormes qui y règnent, toute la matière se trouve à l'état de gaz ou de plasma. La couche externe du Soleil, dénommée photosphère, celle qui est visible de la Terre, a une température considérablement plus faible qui décroît vers l'extérieur, jusqu'à un palier d'environ 5 800 K.

Le système solaire est âgé de 4,5 milliards d'années, cette estimation reposant sur des mesures de la radioactivité des roches terrestres et des météorites. On a pu calculer que les réactions thermonucléaires qui se produisent dans le noyau du Soleil transforment chaque seconde, de façon irréversible, 564 millions de tonnes d'hydrogène en 560 millions de tonnes d'hélium. L'hydrogène qui représente 71 % de la masse dans la photosphère n'est plus présent qu'à 34 % dans la partie centrale du Soleil, du fait de cette transformation permanente engagée il y a 4,5 milliards d'années. Et les 4 millions de tonnes manquantes ? Volatilisées ! Désintégrées dans de gigantesques explosions nucléaires ! Le processus mis en jeu est bien compris depuis qu'Albert Einstein nous a enseigné que toute disparition de masse m entraîne une production d'énergie égale au produit de cette masse par le carré de la vitesse de la lumière c . C'est la célèbre relation $E = mc^2$ que tout le monde connaît. La perte de masse du Soleil par unité de temps est évaluée à $4,28 \cdot 10^9 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-1}$; d'après la relation d'Einstein, l'énergie émise par seconde par le Soleil est donc d'environ $3,85 \cdot 10^{26} \text{ W}$.

À ce rythme, quelle est la durée de vie prévisible du Soleil ? Un calcul rapide montre que sa réserve en hydrogène lui assure encore une longue existence : quelque 5 milliards d'années ! Pas d'inquiétude donc... pour l'instant. On estime qu'avant de s'éteindre, il passera par une phase où son diamètre sera cent fois plus grand qu'actuellement. La conséquence majeure pour la Terre sera un réchauffement entraînant une température moyenne de l'ordre de 1 400 °C, qui fera probablement disparaître toute trace de vie sur notre planète.

Revenons sur le plan énergétique. Pour fixer les idées, un réacteur de centrale nucléaire produit typiquement 1 000 MW. Le Soleil fournit donc une puissance équivalente à celle de $4 \cdot 10^{17}$ réacteurs nucléaires, un chiffre difficilement imaginable et véritablement « astronomique ». Cependant, seule une infime partie de cette puissance est reçue par la Terre du fait du faible angle solide sous lequel est vue notre planète à partir du Soleil : environ deux milliards de fois moins, ce qui donne un chiffre qui reste fort respectable (environ $1,9 \cdot 10^{17} \text{ W}$).

Le système Terre-atmosphère réfléchit environ 30 % de l'énergie solaire interceptée et absorbe les 70 % restants qui sont presque intégralement transformés en chaleur. Pour reprendre les comparaisons faites plus haut, la puissance absorbée par le système Terre-atmosphère représente celle qui serait fournie par un peu plus de 120 millions de réacteurs nucléaires.

En poursuivant les comparaisons, il n'est pas inutile de rappeler que l'énergie géothermique représente environ 0,033 % de l'énergie effectivement absorbée par le système surface-atmosphère, tandis que la photosynthèse utilise environ 0,03 % de l'énergie solaire absorbée. Quant à l'énergie dissipée par les activités humaines, elle représentait en 1990 grossièrement 0,01 % de l'énergie solaire mise en jeu sur Terre. La biosphère (marine et continentale) consomme donc trois fois plus d'énergie que les hommes !

L'énergie émise par le Soleil l'est d'abord sous la forme de rayonnements électromagnétiques dont l'ensemble forme le **rayonnement solaire**, qui constitue la seule source externe notable d'énergie pour l'atmosphère. Ce rayonnement solaire se propage à la vitesse de la lumière c ; il lui faut donc, en moyenne, 499 secondes, soit 8 minutes et 19 secondes, pour atteindre notre atmosphère.

Les émissions du Soleil



Max Planck

Célèbre physicien allemand (1858-1947), prix Nobel de physique en 1918, Max Planck est l'auteur en 1900 de la théorie des quanta, qui postule que les échanges d'énergie par rayonnement impliquent l'existence de « grains » d'énergie, idée reprise plus tard par Einstein et qui sera la base de la mécanique quantique. Cette théorie est venue compléter l'approche électromagnétique de Maxwell. C'est finalement Louis de Broglie (1892-1987) qui a fait la synthèse de ces deux approches dans sa théorie de la mécanique ondulatoire, ce qui lui a valu le prix Nobel en 1929.

La théorie « corpusculaire » de Max Planck prévoit que tout rayonnement de fréquence f peut être considéré comme un flux de photons dont l'énergie élémentaire est directement proportionnelle à cette fréquence. De ce fait, ce sont les rayonnements de courte longueur d'onde (ou de haute fréquence) qui sont les plus énergétiques.

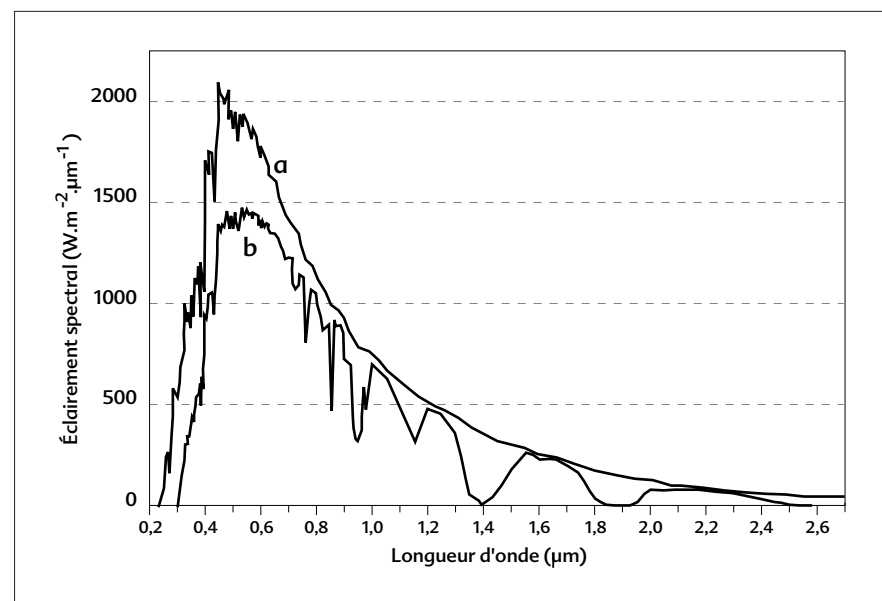
Notre œil perçoit une partie seulement du rayonnement solaire, celle située dans le domaine dit **visible**, de longueurs d'onde comprises entre 0,40 et 0,70 μm (certains auteurs placent la limite du visible à 0,77 μm pour que les contributions énergétiques du visible et du proche infrarouge soient égales). Le Soleil émet cependant dans une large gamme de longueurs d'onde, allant (dans le sens des petites vers les grandes longueurs d'onde) des rayons gamma (longueurs d'onde inférieures à 10^{-12} m) aux grandes ondes radioélectriques (de longueur d'onde atteignant 1 000 mètres), en passant par les rayons X, le rayonnement **ultraviolet**, le rayonnement visible, le rayonnement **infrarouge** et le rayonnement hyperfréquences.

La Terre ne reçoit pas uniquement du Soleil un rayonnement électromagnétique ; elle reçoit aussi en permanence un flux de neutrinos, qui quittent sans s'attarder le cœur du Soleil, puis le Soleil. Il est très difficile de piéger ces neutrinos, qui permettraient pourtant aux astrophysiciens de mieux comprendre ce qui se passe réellement dans le cœur du Soleil.

La Terre reçoit également en permanence de l'atmosphère solaire du plasma qui constitue le vent solaire (flux de protons, de neutrons, d'hélium et d'électrons éjectés à une vitesse de 300 à 900 km.s^{-1} des couches extérieures de la couronne solaire). Ces éjections de matière coronale s'accompagnent d'ondes de choc qui se propagent dans le vent solaire. Lors des plus fortes éruptions solaires, des particules accélérées (protons) peuvent atteindre la Terre et produire de grandes perturbations sur l'environnement terrestre. Ces périodes sont connues sous le nom « d'événements à protons ». Pendant ces périodes de très forte activité solaire, le Soleil émet davantage de rayons X et d'ultraviolets. L'atmosphère terrestre qui les absorbe s'échauffe et se dilate, entraînant un freinage des satellites dont les orbites sont les plus basses. Les événements à protons sont accompagnés « d'orages géomagnétiques » qui peuvent aussi perturber les satellites géostationnaires en modifiant le champ magnétique terrestre sur lequel ces satellites sont « calés ».

La plus grande partie de l'énergie solaire est cependant rayonnée dans les domaines ultraviolet, visible et proche infrarouge : 99,2 % de l'énergie solaire hors atmosphère se trouve entre 200 nm et 4 μm . Au sol, par suite de l'absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau, le spectre est limité vers le haut à 2,5 μm environ (figure 1a).

Figure 1- Densité spectrale de l'éclairement énergétique⁽¹⁾ du rayonnement solaire direct.
1a. Rayonnement solaire hors de l'atmosphère.
1b. Rayonnement solaire direct au sol pour une hauteur du Soleil de 65 degrés et une atmosphère claire standard.



(1) En un point d'une surface, l'éclairement énergétique est la puissance reçue sous forme de rayonnement par unité de surface. Les Anglo-saxons utilisent le terme « irradiance ». (Ndlr)

La constante solaire

L'énergie solaire reçue par unité de temps à la limite supérieure de l'atmosphère, sur une surface unité perpendiculaire aux rayons solaires et pour une distance Terre-Soleil égale à sa valeur moyenne, est appelée la **constante solaire**. La constante solaire a été estimée à 1 367 W.m² par Claus Fröhlich et Christoph Wehrli du Centre radiométrique mondial de Davos (Suisse), essentiellement d'après des résultats de mesures faites entre 1969 et 1980 (Fröhlich, 1978) : sept séries de mesures effectuées par des radiomètres installés sur des fusées ou des ballons stratosphériques (dont des ballons français) et une série de mesures effectuées par un radiomètre embarqué sur un satellite. Cette valeur de la constante solaire a été adoptée par la Commission des instruments et des méthodes d'observation (CIMO) de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) en octobre 1981.

Les mesures récentes faites à l'aide de radiomètres embarqués sur satellite (*Nimbus 7*, *NOAA 9* et *NOAA 10*, expérience *Erbe*) ont permis de bien mettre en évidence les faibles variations de la constante solaire liées à la rotation du Soleil sur lui-même et au cycle d'activité de onze ans du Soleil.

Parallèlement, les physiciens ont amélioré la connaissance du spectre solaire hors de l'atmosphère : les mesures ont été effectuées au sommet de montagnes, puis à partir d'avions volant à plus de 10 000 mètres d'altitude (Nasa). La méthode de Langley est utilisée pour obtenir par extrapolation hors atmosphère l'éclairement énergétique en fonction de la longueur d'onde. Dans le domaine des très courtes longueurs d'onde, des mesures sont à présent effectuées au-dessus de l'atmosphère terrestre (le CNRS y participe activement sur Spacelab).

Peut-on rappeler que c'est le physicien français Claude Pouillet qui, le premier, tenta de déterminer la constante solaire en 1837 ? Cette « constante », qui n'en est pas une au sens où on l'entend en physique, était probablement légèrement plus faible pendant le Petit âge glaciaire ; on estime aussi qu'elle valait environ 75 % de sa valeur actuelle peu après la formation de la Terre, il y a 4 milliards d'années.

Répartition spectrale du rayonnement solaire

On a vu précédemment que ce sont les photons associés aux courtes longueurs d'onde qui sont les plus énergétiques. Cependant, les photons ne sont pas émis en même quantité par le Soleil quelle que soit la longueur d'onde. Si l'on mesure l'énergie associée à chaque gamme de longueurs d'onde dans le rayonnement solaire, on observe que celle-ci est très faible pour des longueurs d'onde inférieures à 0,2 μm et pour des longueurs d'onde supérieures à 4 μm, mais aussi qu'elle passe par un maximum autour de 0,5 μm, correspondant au jaune (qui est bien la couleur dominante de l'astre solaire).

La densité spectrale d'éclairement énergétique du rayonnement solaire hors de l'atmosphère est représentée sur la figure 1 (elle est exprimée en W.m⁻².μm⁻¹). La répartition de cet éclairement énergétique dans les divers domaines de longueur d'onde est résumée dans le tableau 1. On peut noter que le rayonnement ultraviolet (UV) représente, tous types confondus, plus de 8 % du total en termes d'énergie.

Il est intéressant de noter que, du point de vue de l'émission de rayonnement, le Soleil et la surface terrestre se comportent de façon similaire à un corps noir

Région spectrale	Longueurs d'onde (μm)	Éclairement énergétique (W.m ⁻²)	Pourcentage (%)
Infrarouge	> 0,70	695	50,8
Visible	0,40 à 0,70	559	40,9
UV-A	0,32 à 0,40	86	6,3
UV-B	0,28 à 0,32	21	1,5
UV-C	< 0,28	6	0,4

Tableau 1 - L'éclairement énergétique du rayonnement solaire hors de l'atmosphère dans les divers domaines de longueur d'onde.



(mais pas aux mêmes longueurs d'onde). Le corps noir a été défini de façon théorique afin de faciliter la description des phénomènes liés au rayonnement. Il présente des propriétés remarquables, entre autres :

- d'absorber totalement tout le rayonnement qu'il reçoit ;
- d'émettre un rayonnement dont l'énergie totale est proportionnelle à la surface du corps noir et à la puissance quatrième de sa température absolue ;
- d'émettre une énergie maximale pour une longueur d'onde inversement proportionnelle à sa température absolue.

Cette dernière particularité explique que la surface terrestre (et l'atmosphère), compte tenu de leurs températures beaucoup plus basses que celle du Soleil, émettent essentiellement dans l'infrarouge, entre 4 et 80 μm . La valeur 4 μm marque ainsi une frontière assez nette entre le rayonnement solaire et le rayonnement émis par l'atmosphère et la surface terrestre. La Terre et son atmosphère jouent ainsi le rôle de transformateurs de l'énergie solaire, qu'elles reçoivent principalement sous forme de rayonnement de courtes longueurs d'onde et qu'elles réémettent vers l'espace essentiellement sous forme de rayonnement infrarouge.

LA PROPAGATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE DANS L'ATMOSPHÈRE

Lorsque le rayonnement solaire se propage dans l'atmosphère, il interagit avec les constituants gazeux de celle-ci et avec toutes les particules présentes en suspension (aérosols, gouttelettes d'eau et cristaux de glace). Les particules dont on parle ici ont des dimensions variant du centième de μm à quelques centaines de μm .

Le rayonnement solaire peut être réfléchi, diffusé ou absorbé :

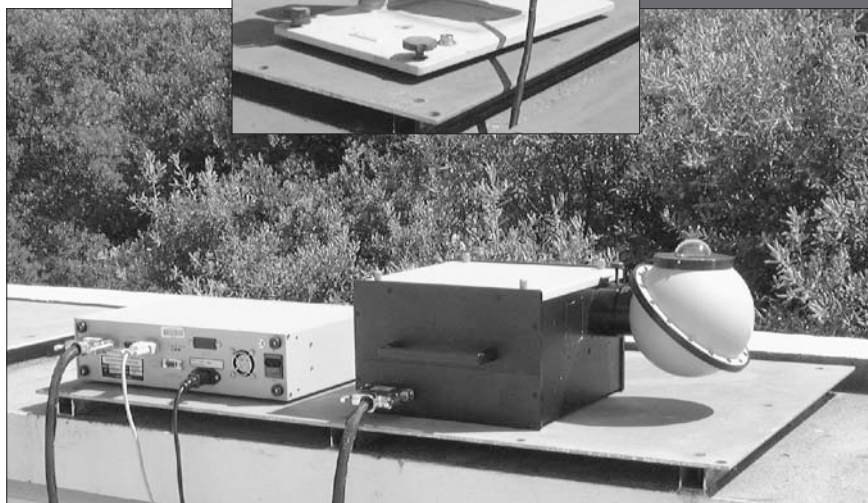
- **Réfléchi** par la surface terrestre, c'est-à-dire renvoyé dans une direction privilégiée (réflexion dite spéculaire) ou de manière diffuse. Le sol réfléchit plutôt le rayonnement de manière diffuse et anisotrope.
- **Diffusé**, c'est-à-dire renvoyé dans toutes les directions. Le phénomène de diffusion se produit dans un milieu contenant de fines particules ou des molécules et dépend fortement de la taille des particules considérées. Par exemple, l'influence des molécules est plus intense pour les courtes longueurs d'onde (bleu) que pour les grandes (rouge), en raison de la loi de diffusion de Rayleigh en λ^{-4} , où λ est la longueur d'onde. C'est la raison pour laquelle la voûte céleste apparaît en général bleue et le Soleil couchant rougeâtre (les rayonnements violet et bleu ayant été diffusés). Les molécules diffusent la lumière dans toutes les directions ; cependant, deux directions sont privilégiées : la diffusion avant et la diffusion arrière. Pour les particules les plus grosses (cas des gouttelettes de nuages), la diffusion se fait majoritairement en avant.
- **Absorbé** par les composants gazeux de l'atmosphère. Cette absorption est dite sélective, car elle s'opère pour des valeurs de longueur d'onde bien précises. Elle est due essentiellement à la vapeur d'eau, à l'ozone, au dioxyde de carbone et, à un degré moindre, à l'oxygène.

On appelle **rayonnement solaire direct** celui qui arrive au sol sans avoir subi de diffusion. Le spectre du rayonnement solaire direct reçu à la surface terrestre est présenté sur la figure 1b. Il s'éloigne de façon notable du rayonnement atteignant la limite supérieure de l'atmosphère, en particulier du fait de l'absorption par les constituants gazeux de l'atmosphère. Dans certaines bandes de longueur d'onde, le rayonnement est atténué ou même annulé. Les principales bandes d'absorption sont dues à l'ozone entre 0,2 et 0,3 μm (dans le domaine ultraviolet), au dioxyde de carbone autour de 2,75 μm et 4,25 μm , mais surtout à la vapeur d'eau dont l'absorption est prépondérante (en particulier autour de 0,9 μm , de 1,1 μm , de 1,4 μm , de 1,9 μm , de 2,4 à 2,9 μm et de 3 à 4 μm) et qui module principalement l'allure du spectre solaire reçu au sol.

L'absorption du rayonnement ultraviolet par l'ozone justifie quant à elle l'attention portée au « trou d'ozone » stratosphérique, qui fait une apparition régulière depuis près de deux décennies au-dessus de l'Antarctique et qui commence à menacer l'Arctique et les latitudes moyennes, entraînant une augmentation des ultraviolets solaires parvenant au sol (voir encadré p. 48).



Pyrhéliomètre Eppley en service au Centre radiométrique de Carpentras. L'instrument est fixé sur une monture équatoriale pour suivre le Soleil dans le ciel. Quelques instruments de ce type fonctionnent dans le réseau de mesures de Météo-France. (Photo Météo-France, J.-P. Morel)



La mesure du rayonnement solaire au sol

Au sol, la mesure du rayonnement solaire direct est faite à l'aide d'un **pyrhéliomètre**. Cet instrument est en permanence orienté vers le Soleil et ne mesure que le rayonnement provenant du seul disque solaire. Le rayonnement capté est absorbé par une surface noire. La différence de température entre cette surface et le corps de l'instrument est proportionnelle à l'éclairement énergétique du rayonnement direct. Pour mesurer la répartition spectrale du rayonnement solaire, on utilise un **spectroradiomètre** qui fournit la densité spectrale d'éclairement énergétique du rayonnement.

Spectroradiomètre Optronic Laboratories. À droite, le dispositif de captation du rayonnement solaire global (sphère intégrante) ; au centre, le spectromètre proprement dit ; à gauche, l'électronique de commande et de numérisation, reliée à un microprocesseur. Cet instrument mesure le spectre du rayonnement solaire dans le domaine 250 nm - 800 nm. De tels instruments ne sont utilisés que dans les centres spécialisés en mesure du rayonnement. (Photo Météo-France, J.-P. Morel)

LE BILAN ÉNERGÉTIQUE À LA SURFACE TERRESTRE

L'ensemble des échanges énergétiques qui traduit le fonctionnement de l'atmosphère terrestre, considérée comme une machine thermodynamique, est schématisé sur la figure 3. On montre facilement qu'à l'échelle du globe terrestre, c'est en moyenne un éclairement énergétique égal au quart de la constante solaire qui arrive au sommet de l'atmosphère, soit 342 W.m^{-2} . Cette façon de raisonner à l'échelle planétaire est intéressante pour comprendre les différents types d'énergie mis en jeu dans l'atmosphère terrestre et leurs ordres de grandeur, que l'on peut décrire comme suit.

Les énergies moyennes dans l'atmosphère

Le rayonnement solaire incident à la limite de l'atmosphère (gamme de longueurs d'onde de $0,25$ à $4 \mu\text{m}$) représente 342 W.m^{-2} dont :

- 77 sont renvoyés vers l'espace après diffusion par les gaz, les aérosols et les nuages de l'atmosphère ;
- 30 sont réfléchis vers l'espace par la surface terrestre ;
- 67 sont absorbés par l'atmosphère (ce chiffre inclut l'absorption par les nuages) ;
- 168 sont absorbés par la surface terrestre, dont 60 % sous forme de rayonnement direct provenant du disque solaire et 40 % sous forme de **rayonnement diffus** provenant, après diffusion, de la voûte céleste.

On appelle **rayonnement global** le rayonnement solaire parvenant au niveau du sol sur une surface horizontale, soit directement, soit après diffusion. Il s'exprime simplement comme la somme du rayonnement diffus et du rayonnement direct pondéré par le cosinus de l'angle zénithal du Soleil.

Le rayonnement terrestre (gamme de longueurs d'onde de 4 à $80 \mu\text{m}$) comprend pour sa part :

- le rayonnement émis par la surface terrestre, dont 40 W.m^{-2} vers l'espace et 350 W.m^{-2} vers l'atmosphère ;



Le trou d'ozone

L'ozone est une molécule composée de trois atomes d'oxygène. C'est un gaz présent à l'état de traces dans l'atmosphère : il n'y a en moyenne que 3 molécules d'ozone pour 10 millions de molécules d'air. Malgré cette concentration très faible, l'ozone joue un rôle essentiel en absorbant les ultraviolets solaires et en conditionnant fortement la température de la stratosphère.

La déperdition en ozone stratosphérique est particulièrement importante au-dessus de l'Antarctique au printemps austral, à la fin septembre et en octobre (figure 2). Elle résulte d'un long processus : à la fin de l'hiver austral, pendant la nuit polaire, un gigantesque tourbillon centré sur le pôle Sud occupe une vaste zone en altitude, interdisant tout apport d'air en provenance des latitudes moyennes ; les températures très basses (inférieures à - 80 °C) qui en résultent sont propices à l'apparition des nuages stratosphériques polaires ; les particules glacées de ces nuages captent la vapeur d'eau et les composés azotés (l'acide nitrique en particulier) et tombent lentement vers des altitudes plus basses ; avec le retour du soleil au début du printemps austral, des composés chlorés (comme ClONO_2 et l'acide chlorhydrique HCl) ou bromés, stables le reste du temps, se dissocient à la surface des nuages polaires pour libérer du chlore ou du brome actif capables de transformer l'ozone en oxygène ; ces réactions ne sont possibles qu'en raison de l'élimination des composés azotés ; le processus prend fin en novembre, une fois que la stratosphère s'est suffisamment réchauffée et qu'a disparu le tourbillon polaire.

Les travaux sur l'ozone stratosphérique ont valu le prix Nobel de chimie à P. Crutzen, M. Molina et F. Rowland en 1994 (Berger, 1996). Ces chercheurs ont montré, dès 1974, que les chlorofluorocarbures (CFC), utilisés en particulier comme propulseurs dans les bombes aérosols, dans la fabrication des mousses, la réfrigération et la climatisation, et transportés par les mouvements de l'atmosphère, peuvent libérer leurs atomes de chlore sous l'action du rayonnement ultraviolet, ces atomes de chlore pouvant alors décomposer l'ozone en oxygène.

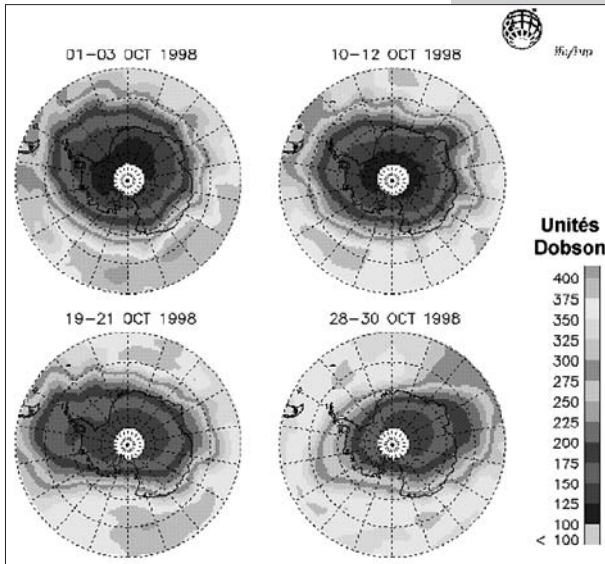
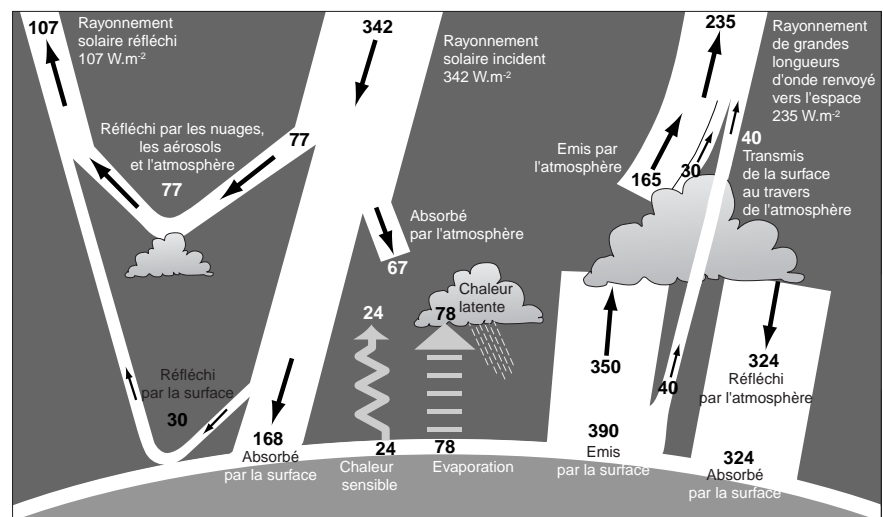


Figure 2 - Cartographie du trou d'ozone réalisée à partir d'observations satellitaires. Quatre cartes obtenues au-dessus de l'Antarctique en octobre 1998 avec le radiomètre Gome embarqué sur le satellite ERS 2. (© 2000, Courtesy of Institute of Environmental Physics, université de Brême, Allemagne)

– le rayonnement émis par l'atmosphère, dont 324 W.m^{-2} vers la surface terrestre et 195 W.m^{-2} vers l'espace (165 W.m^{-2} dus à l'atmosphère claire et 30 W.m^{-2} dus aux nuages).

Ce sont donc au total 235 W.m^{-2} qui repartent vers l'espace sous forme de grandes longueurs d'onde, ce qui équilibre exactement l'énergie équivalente d'origine solaire ($342-107 \text{ W.m}^{-2}$) qui atteint l'atmosphère.

Figure 3 - Les échanges énergétiques moyens entre la surface terrestre, l'atmosphère et l'espace. Les valeurs de rayonnement sont indiquées en W.m^{-2} . (D'après Kiehl et Trenberth, 1997)



Pyranomètre équipé d'un pare-soleil et destiné à la mesure du rayonnement solaire diffus, dans le parc à instruments du Centre météorologique départemental de Roissy. Pyranomètre CM5 Kipp & Zonen. (Photo Météo-France, D. Renaut)



La mesure du rayonnement global et du rayonnement diffus

Au sol, la mesure du rayonnement solaire global est faite à l'aide d'un **pyranomètre**. Cet instrument collecte le rayonnement arrivant sur une surface horizontale noircie, en provenance d'un angle solide de 2π stéradians. Le domaine spectral couvert s'étend de 0,3 à 3 μm . Le rayonnement reçu est converti en chaleur par la surface noircie. La différence de température entre cette surface et le corps de l'instrument est proportionnelle à l'éclairement énergétique du rayonnement global ; elle est mesurée par une thermopile constituée de plusieurs thermocouples montés en série. La mesure du rayonnement solaire diffus est faite à l'aide du même instrument, auquel on a adjoint un écran occultant le rayonnement solaire direct. Selon les cas, cet écran peut être, soit un disque ou une sphère dirigés en permanence vers le Soleil, soit une bande pare-soleil parallèle au plan équatorial et déplacée en fonction de la déclinaison solaire.



Ensemble de radiomètres montés sur une tourelle asservie pour suivre la trajectoire du Soleil. Les trois pyranomètres fixés à plat sont des pyranomètres CM6 Kipp & Zonen. Les petites sphères noires montées sur des tiges sont des pare-soleil. Sur la photo, seule l'une d'entre elles fait écran au soleil ; le pyranomètre correspondant mesure le rayonnement diffus, les deux autres le rayonnement global. Sur les côtés de la partie mobile, sont fixés plusieurs pyréliomètres mesurant le rayonnement direct. L'ensemble forme un dispositif de contrôle et d'étalonnage des capteurs de rayonnement, mis en œuvre au Centre radiométrique de Carpentras. En pleine action, le responsable de ce centre, Jean Oliviéri. (Photo Météo-France, J.-P. Morel)

Cet équilibre radiatif est fragile ; il pourrait être modifié, par exemple, en cas d'augmentation excessive des gaz à effet de serre (vapeur d'eau, dioxyde de carbone, méthane, etc.) ou des aérosols de l'atmosphère. Un nouvel équilibre serait alors trouvé, entraînant une modification de la température moyenne de la surface et de l'atmosphère terrestres.

À ces échanges radiatifs, s'ajoutent des transferts d'énergie entre surface terrestre et atmosphère :

- par chaleur latente (évaporation), représentant en moyenne 78 W.m^{-2} ;
- par chaleur sensible, représentant en moyenne 24 W.m^{-2} .

L'inconvénient d'une telle présentation moyennée à l'échelle de la planète est de masquer la variabilité des phénomènes, en particulier au voisinage du sol où les effets de latitude, de cycle diurne, de hauteur du Soleil sur l'horizon, d'altitude et de nébulosité vont se montrer prépondérants sur les échanges énergétiques.

Les variations du rayonnement au sol



Lors de la traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est réduit, comme indiqué précédemment, par diffusion moléculaire, par diffusion par les aérosols et par absorption par les molécules de gaz. On estime à environ 10 % à midi en été l'atténuation due à la diffusion moléculaire. L'atténuation due aux aérosols est beaucoup plus variable, typiquement entre 5 et 60 %, selon la hauteur du Soleil et la transparence de l'atmosphère.

En l'absence de nuages et par ciel limpide, le rapport entre l'éclairement énergétique au sol des rayonnements diffus et direct peut être inférieur à 0,1 lorsque le Soleil est proche du zénith. Il croît rapidement lorsque le Soleil descend sur l'horizon et peut atteindre 0,5 pour une hauteur du Soleil inférieure à 30 degrés.

Sous les latitudes moyennes, le rayonnement solaire direct peut atteindre 1 000 W.m² par ciel clair. Dans les mêmes conditions, un ordre de grandeur typique du rayonnement diffus est de 125 W.m². Il est recommandé de multiplier cette estimation par 0,75 pour un ciel très clair et par 1,3 en présence de pollution. On voit en tout état de cause que le rayonnement diffus est, dans ces conditions, limité à environ 160 W.m², soit au mieux 10 à 15 % du rayonnement direct.

La présence de nuages modifie sensiblement l'importance respective des rayonnements diffus et direct, les nuages jouant un rôle de milieu diffusant additionnel. On appelle **albédo** le rapport entre énergie réfléchie et énergie incidente. L'albédo des nuages varie typiquement de 0,4 à 0,9 selon leur nature, leur épaisseur, la hauteur du Soleil, etc. Les nuages absorbent en outre une fraction du rayonnement solaire, mais celle-ci reste assez faible et ne dépasse pas 10 % de l'énergie incidente pour les nuages les plus épais.

À titre indicatif, le tableau 2 donne les fractions moyennes de rayonnement global subsistant après le passage au travers de différents types de nuages stratifiés, telles qu'elles sont couramment admises dans la littérature scientifique. Pour ces types de nuages, on voit que le rayonnement global reçu au sol par ciel couvert est toujours inférieur au rayonnement global reçu au sol par ciel clair dans des conditions équivalentes. On note aussi que ce sont les nuages bas qui réduisent le plus le rayonnement incident et que les nuages hauts en laissent passer la plus grande partie.

Nuages hauts		Nuages moyens		Nuages bas			
Cirrus	Cirrostratus	Altostratus	Altostratus	Stratocumulus	Stratus	Nimbostratus	Brouillard
0,83	0,80	0,50	0,41	0,34	0,25	0,18	0,17

Tableau 2 – Fraction typique du rayonnement global subsistant après la traversée de différents types de nuages stratifiés.

Lorsque les nuages se présentent sous la forme de masses isolées (cas des nuages convectifs de type cumuliforme), le rayonnement diffus varie beaucoup selon la nébulosité : lorsque la nébulosité croît, le rayonnement diffus reçu au sol commence par augmenter rapidement, puis diminue lentement vers sa valeur par ciel clair dès que la nébulosité dépasse 4 octas (moitié du ciel couverte). De gros cumulus ou cumulonimbus peuvent même augmenter le rayonnement diffus d'une façon telle que le rayonnement global dépasse momentanément la constante solaire (il peut atteindre 1 600 W.m² et plus), par suite de réflexions multiples et de la forte réflectivité de tels nuages. Il en est de même par ciel couvert de nuages élevés : dans ce cas, l'essentiel et parfois même la totalité du rayonnement global est attribuable au rayonnement diffus. Ces conditions sont très favorables aux coups de soleil, car la sensation d'insolation est limitée, du fait de la présence de nuages, et risque de faire oublier aux gens de protéger leur épiderme, alors que le rayonnement diffus est à son intensité maximale.

L'INFLUENCE DE LA SURFACE

Dans ce qui précède, on a considéré le rayonnement global reçu au sol, auquel on peut assimiler celui auquel est soumise une personne allongée sur le sol.

Le rayonnement diffus auquel est soumise une surface réceptrice non horizontale fait intervenir réflexions et diffusion sur le sol et sur les obstacles environnants, en plus de la diffusion par les particules et les molécules de l'atmosphère. Dans ce cas (celui d'un individu debout, par exemple), la surface réceptrice est soumise :

- à la composante du rayonnement direct perpendiculaire à la surface réceptrice ; celle-ci peut se calculer simplement connaissant l'inclinaison du récepteur par rapport à l'horizontale et l'orientation de sa normale par rapport au sud ;
- à la somme pondérée du rayonnement diffus et du rayonnement renvoyé par le sol vers l'atmosphère.



Neige fraîche	0,8 à 0,9
Neige ancienne	0,5 à 0,7
Sol rocheux	0,15 à 0,25
Sol cultivé	0,07 à 0,14
Forêt	0,06 à 0,20
Étendue d'eau	0,05

Tableau 3 - Albédo typique de différents types de surfaces.

De la même façon que l'on a défini un albédo des nuages, il existe un albédo de la surface qui représente la fraction de rayonnement qu'elle réfléchit. Cet albédo est très variable selon la nature et l'état de la surface (et selon la longueur d'onde incidente et la hauteur du Soleil). On peut citer quelques valeurs moyennes typiques pour différentes sortes de sols ou d'états de surface (tableau 3).

On peut montrer que le rayonnement diffus reçu par une surface verticale (une grande partie du corps lorsque l'on est debout) s'exprime comme la demi-somme du rayonnement diffus provenant de la voûte céleste et du rayonnement réfléchi par la surface terrestre. Le rayonnement diffus pourra donc être considérablement augmenté sur des surfaces de très fort albédo, en particulier au-dessus d'étendues de neige. Là encore, attention aux coups de soleil !

La figure 4 présente la répartition à l'échelle de la planète du rayonnement global cumulé sur une année. On constate la variabilité importante de ce paramètre (et pas seulement selon la latitude), qui résulte de la forte variabilité géographique de la nébulosité. Un autre paramètre étroitement lié au rayonnement global (mais ne prenant pas en compte l'influence de la latitude sur l'énergie reçue) est la **durée d'insolation** mensuelle moyenne (exprimée en heures) ; la figure 5 montre les valeurs de ce paramètre pour l'ensemble du globe au mois de janvier ; les figures 6a et 6b montrent les valeurs normales de ce paramètre en France, pour les mois de janvier et de juillet.



Héliographe Cimel à fibre optique. Une fibre optique en rotation intercepte le rayonnement solaire direct. C'est l'instrument utilisé dans le réseau de mesures de Météo-France. (Photo Météo-France, J.-P. Morel)

La mesure de la durée d'insolation

Très sommairement, on dit qu'il y a insolation lorsque le disque solaire est bien visible sur le fond diffus du ciel. De façon plus précise, la **durée d'insolation** d'une journée est la durée pendant laquelle l'éclairement énergétique du rayonnement solaire direct dépasse un seuil fixé par convention à 120 W.m^{-2} . En l'absence permanente de nuages, la durée d'insolation est pratiquement égale à la durée du jour. Les durées d'insolation mensuelle et annuelle sont obtenues par simple cumul des durées d'insolation des diverses journées. L'instrument destiné à mesurer la durée d'insolation s'appelle un **héliographe**.

Figure 4 - Répartition mondiale du cumul annuel du rayonnement global reçu au sol (en kilocalories.cm²). Pour obtenir des J.m⁻², il faut multiplier les valeurs du graphique par $4,2 \cdot 10^7$. (D'après Landsberg et al., 1965)

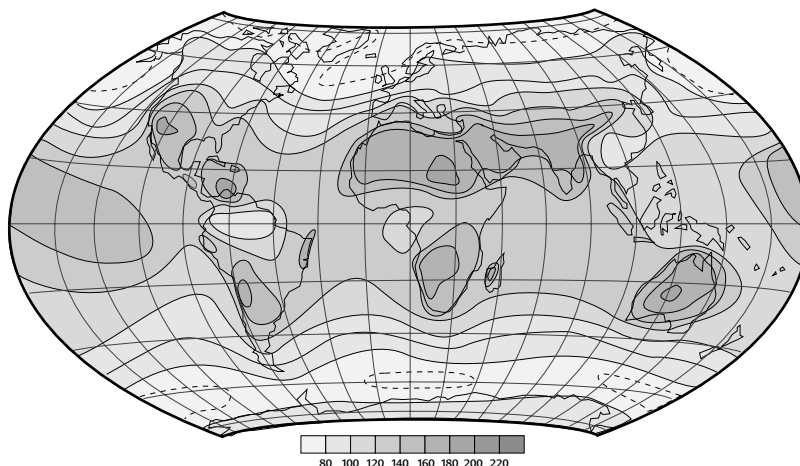
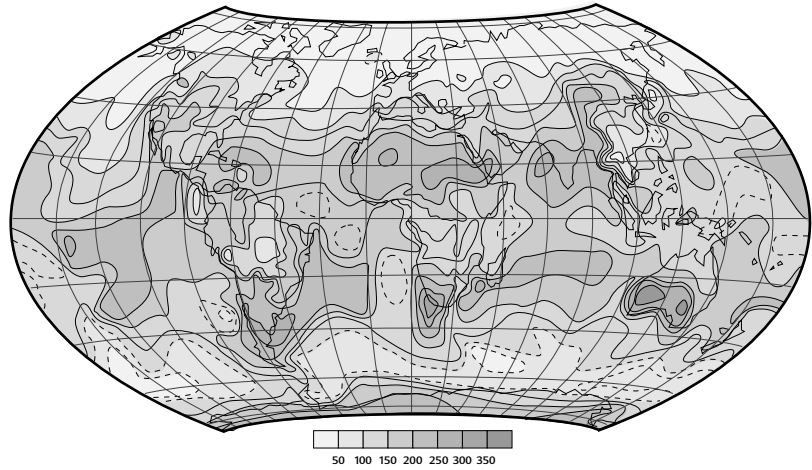


Figure 5 - Durée moyenne d'insolation mensuelle en janvier pour l'ensemble du globe (en heures). (D'après Landsberg et al., 1965)



LA SPÉCIFICITÉ DU RAYONNEMENT ULTRAVIOLET

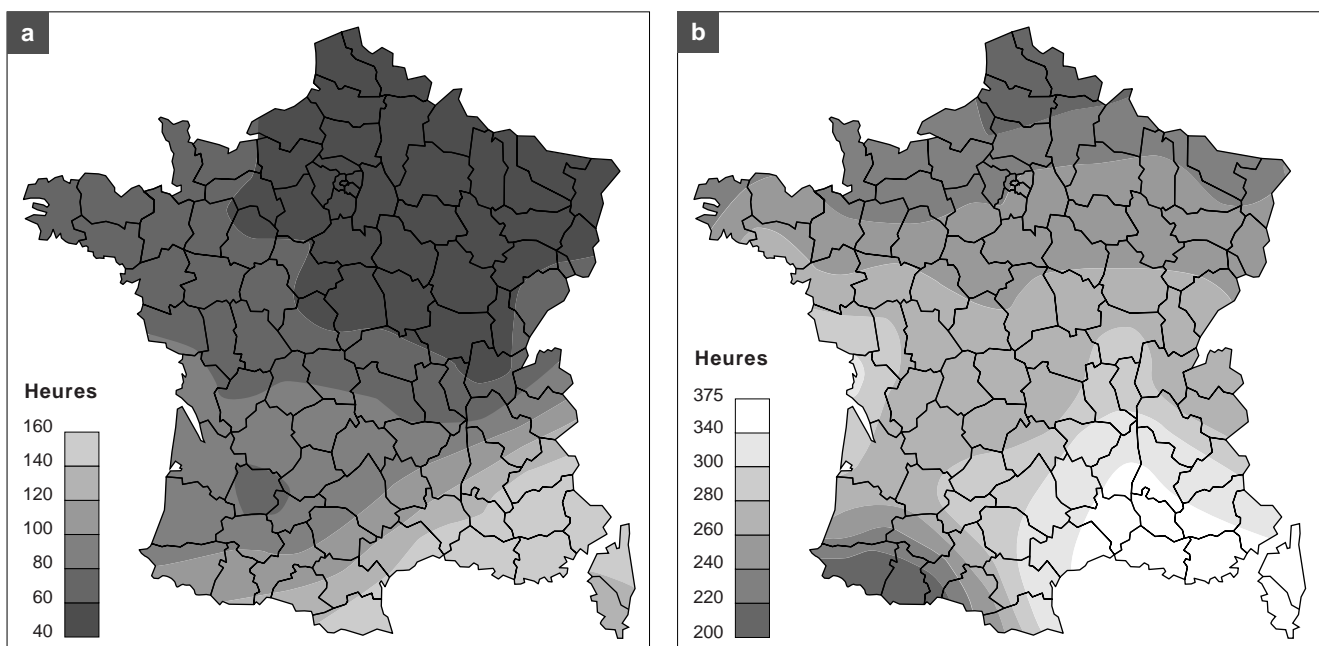
On a raisonné jusqu'ici comme le font les météorologistes, c'est-à-dire principalement en abordant le rayonnement solaire sous ses aspects énergétiques et en détaillant sa partition entre rayonnement direct et rayonnement diffus. Cependant, pour certaines applications (médecine ou chimie atmosphérique, par exemple), il convient d'aller au-delà et d'examiner les diverses composantes spectrales du rayonnement solaire, en particulier le rayonnement ultraviolet qui nous intéresse ici.

Les trois régions du rayonnement ultraviolet

Comme on l'a déjà vu, les rayonnements de courte longueur d'onde sont les plus énergétiques, du fait que l'énergie d'un photon est proportionnelle à l'inverse de sa longueur d'onde.

Les rayonnements visible et infrarouge traversent la peau de l'homme jusqu'à l'hypoderme. Lorsqu'ils ne sont pas associés au rayonnement ultraviolet, leurs effets cutanés semblent cependant minimes. Les ultraviolets, plus énergétiques, sont plus nuisibles car ils sont à même de provoquer des dommages aux cellules vivantes et à certaines molécules ; les ultraviolets sont également nocifs pour les yeux, d'où l'intérêt de porter des lunettes de soleil. En revanche, des expositions limitées aux rayonnements ultraviolets peuvent être bénéfiques et même essentielles pour le corps humain, par exemple pour la production de vitamine D3 antirachitique.

On distingue trois régions dans le domaine spectral des ultraviolets (voir aussi le tableau 1) :



Figures 6 - Durée moyenne d'insolation mensuelle en France (normale 1961-1990, en heures) : 6a, en janvier ; 6b, en juillet.

- Les **UV-C** (0,2 μm - 0,28 μm) sont très dangereux, mais n'arrivent pas jusqu'au sol, étant totalement absorbés par la haute atmosphère.
- Les **UV-B** (0,28 μm - 0,32 μm), bien que ne constituant que 0,1 % du rayonnement solaire atteignant le sol (la plus grande partie est absorbée par l'ozone stratosphérique), n'en sont pas moins les plus dangereux par leurs effets cancérigènes sur la peau. En association avec les infrarouges, ils sont en outre responsables des réactions cutanées aiguës (coups de soleil). À noter que l'OMM fixe leur limite spectrale supérieure à 0,315 μm . Cela n'a pas beaucoup d'importance, car la nocivité du rayonnement UV n'a pas de limite spectrale bien nette (cette nocivité diminue cependant rapidement lorsque la longueur d'onde augmente). Il convient pourtant d'être conscient, si l'on s'intéresse à l'aspect énergétique, que les résultats des mesures des UV-B peuvent être donnés dans les deux domaines spectraux. Ainsi, l'éclairement énergétique des UV-B pourra être égal à 1 ou 2 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ selon la façon dont le radiomètre aura été étalonné. La figure 7 illustre les variations de l'éclairement énergétique du rayonnement UV-B au cours d'une belle journée d'été et leurs valeurs selon que l'on utilise l'une ou l'autre de ces deux gammes spectrales. Outre leurs effets sur la peau humaine (érythèmes, affaiblissement des fonctions immunitaires, photodermatoses), on s'intéresse aux UV-B pour d'autres raisons : leur rôle sur les végétaux (dans la photosynthèse et l'induction de phénomènes de nanisme et d'épaississement des feuilles) et sur les organismes marins (production du phytoplancton, nourriture de base pour nombre d'espèces marines), dans la physicochimie atmosphérique (étude des photo-oxydants et des radicaux OH), dans le vieillissement des plastiques et des peintures ou encore dans l'épidémiologie des insectes.
- Les **UV-A** (0,32 μm - 0,40 μm) sont peu absorbés par l'ozone. Ils semblent jouer un rôle important dans le développement de cancers, en conjonction avec les infrarouges et les UV-B. Ils présentent des effets nocifs additionnels comme le vieillissement prématuré des cellules cutanées et peuvent être à l'origine de cataractes en cas d'expositions prolongées et répétées.

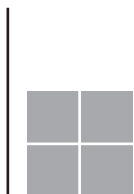
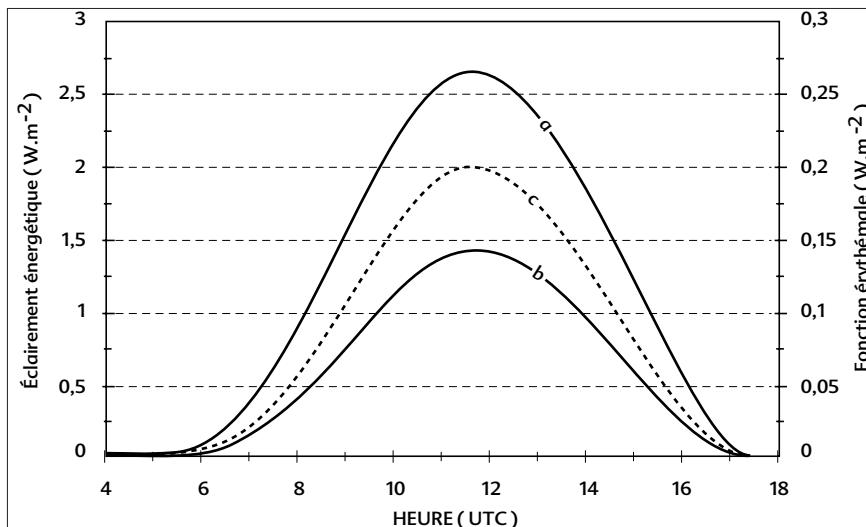
La propagation du rayonnement ultraviolet dans l'atmosphère

Comme pour les autres composantes du rayonnement solaire, l'intensité du rayonnement UV-B atteignant le sol dépend de la hauteur du Soleil et de l'atténuation due à l'atmosphère. Les facteurs majeurs contribuant à cette atténuation atmosphérique sont, outre ceux qui atténuent le rayonnement visible (diffusion moléculaire, diffusion par les aérosols, atténuation par les nuages), l'absorption par l'ozone, qui dépend du **contenu intégré verticalement en ozone**, quantité dominée par la contribution de l'ozone stratosphérique.

On en déduit immédiatement deux conséquences :

- Les variations de l'intensité du rayonnement UV-B suivent d'assez près celles de l'intensité du rayonnement solaire total : le rayonnement UV-B est maximal lorsque le Soleil n'est pas caché par les nuages et se trouve proche du zénith (périodes centrées autour du midi solaire en été).
- Le rayonnement UV-B augmente avec l'altitude : un modèle simple d'atténuation atmosphérique par ciel clair permet d'estimer cette augmentation à 5 % à 1 000 m d'altitude, à 10 % à 2 000 m et à 14 % à 3 000 m.

Figure 7 - Variations de l'éclairement énergétique du rayonnement global UV-B au cours d'une belle journée d'été. Mesures effectuées à Carpentras le 27 août 1994, pour deux domaines spectraux différents. (Latitude de Carpentras = 44°04' N).
 7a. Domaine spectral 280 - 320 nm.
 7b. Domaine spectral 280 - 315 nm.
 7c (en pointillés). Fonction érythémale calculée pour la même journée. (Voir définition p. 56).



Radiomètre
UV-B Yankee
Environmental
Systems. Bande
spectrale
280-320 nm.
(Photo
Météo-France,
J.-P. Morel)



La mesure du rayonnement UV-B

Le rayon UV-B global peut être mesuré à l'aide d'un pyranomètre équipé d'un filtre optique qui ne laisse passer que le rayonnement UV-B (280-320 nm). L'énergie reçue étant beaucoup plus faible que celle reçue par un pyranomètre classique, les détecteurs des pyranomètres UV sont généralement constitués par des dispositifs photovoltaïques, par exemple une photodiode à silicium. En France, les instruments de ce type n'équipent pas pour l'instant les stations météo du réseau. Ils sont en cours de qualification dans les centres spécialisés dans la mesure du rayonnement.

Deux radiomètres UV
Solar Light Co. Chacun
d'entre eux comprend
un élément destiné
à la mesure de l'UV-A
(320-400 nm) et un élément
destiné à la mesure
de l'UV-B (280-320 nm).
(Photo Météo-France,
J.-P. Morel)



La réduction de l'ozone stratosphérique observée, durant les deux dernières décennies, aux moyennes et surtout aux hautes latitudes, a renforcé l'intérêt porté au rayonnement UV-B ; en effet, toute diminution du contenu intégré en ozone doit se traduire par une augmentation du rayonnement UV-B arrivant au sol. Il faut en outre noter que l'augmentation régulière de l'ozone troposphérique ne compense pas, et de loin, la réduction de l'ozone stratosphérique en termes de contenu intégré sur la verticale.

L'absorption et la diffusion du rayonnement UV-B par les constituants de l'atmosphère est très bien connue et peut facilement être estimée par le calcul. En revanche, le rôle des nuages l'est beaucoup moins. On estime qu'au sol, par ciel clair, le rayonnement UV-B diffus représente entre 50 % (hauteur du Soleil supérieure à 67 degrés) et 80 % (hauteur du Soleil inférieure à 30 degrés) du rayonnement UV-B global. Par ciel couvert, la totalité du rayonnement UV-B se retrouve sous forme de rayonnement diffus. Une raison de plus de se méfier de ce type de situation !

En altitude, le rapport diffus/global du rayonnement UV-B diminue ; au-delà des premières centaines de mètres d'altitude, la composante directe de l'UV-B devient supérieure à la composante diffuse.

L'ultraviolet et la peau de l'homme : la fonction érythémale

Afin d'informer le public de façon simple des dangers éventuels que peut lui faire courir le rayonnement ultraviolet selon la situation météorologique, des **indices UV** ont été développés dans divers pays, le Canada ayant joué un rôle de pionnier en la matière. Ces indices UV quantifient l'intensité du rayonnement ultraviolet atteignant le sol et le risque de coup de soleil que cela représente. À l'heure actuelle, six indices différents sont utilisés dans le monde, mais l'OMM et l'Organisation mondiale de la santé (OMS), toutes deux agences dépendant des Nations unies, ont récemment formulé des recommandations pour harmoniser le calcul de ces indices.

La majorité des indices UV reposent sur l'utilisation du spectre du rayonnement dans la gamme 280-320 nm, dont deux exemples correspondant à une journée d'hiver et à une journée d'été sont représentés sur la figure 8 (noter que l'échelle des ordonnées est logarithmique). On observe la croissance très rapide



du rayonnement entre 290 et 310 nm, due à la forme spectrale de l'absorption par l'ozone. Sur la même figure, est représenté le **spectre d'action érythémale**, qui traduit la sensibilité moyenne de la peau en fonction de la longueur d'onde, telle qu'elle a été admise au niveau international par la Commission internationale de l'éclairage. Cette courbe indique que la peau est environ 10 000 fois plus sensible au rayonnement vers 300 nm que vers 400 nm.

Il existe aussi d'autres fonctions spectrales qui permettent de décrire l'efficacité relative du rayonnement ultraviolet, en fonction de la longueur d'onde, à produire d'autres actions biologiques particulières : sur l'ADN (Setlow, 1974), sur les cancers de la peau des mammifères (Gruijlt et Van der Leun, 1994), sur les végétaux, etc.

Figure 8 - Variations avec la longueur d'onde du rayonnement UV et de la sensibilité de la peau (spectre d'action érythémale).
 8a. Spectre du rayonnement UV global par ciel clair mesuré à Carpentras en hiver (le 8 février 1999 à 12 h 08 UTC).
 8b. Spectre du rayonnement UV global par ciel clair mesuré à Carpentras en été (le 23 juillet 1998 à 11 h 36 UTC).
 8c. Spectre d'action érythémale.

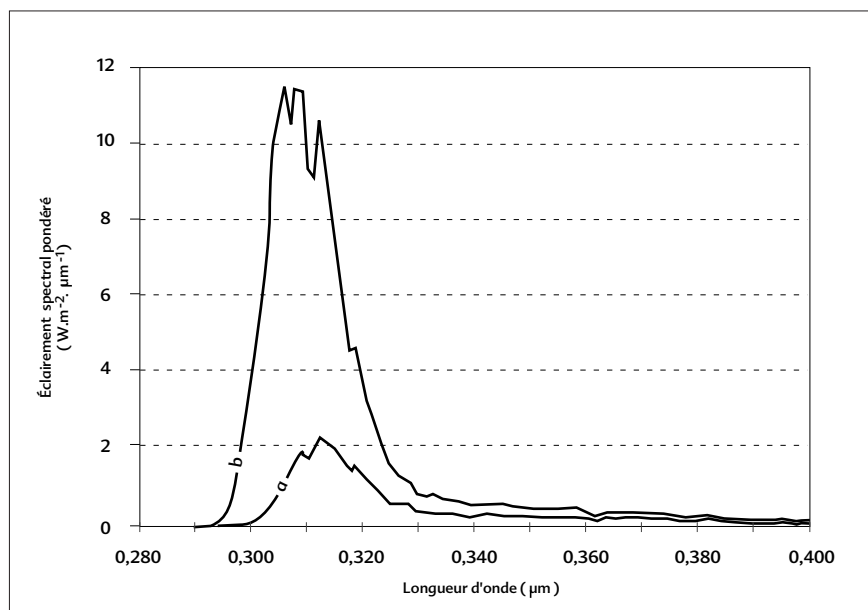
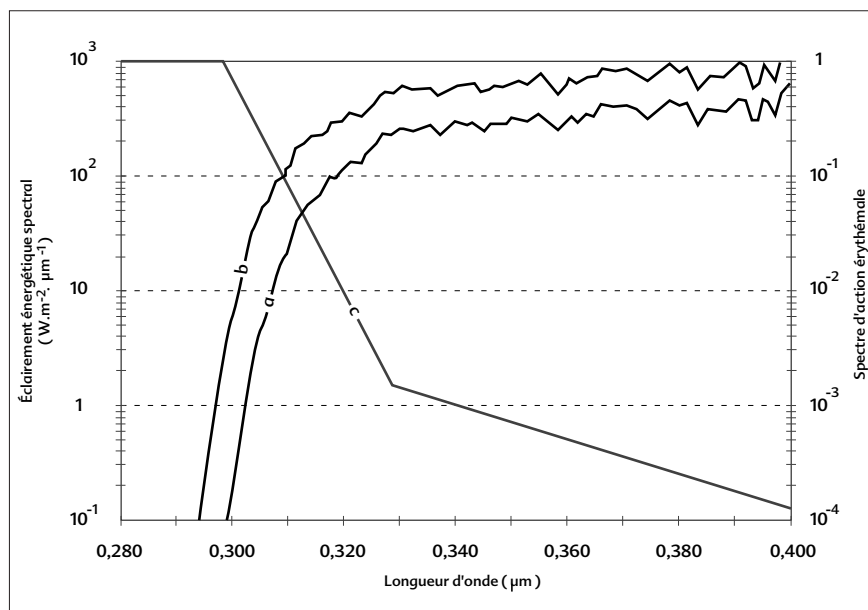


Figure 9 - Spectres pondérés correspondant aux mesures de la figure 8.
 9a. Journée du 8 février 1999 à 12 h 08 UTC.
 9b. Journée du 23 juillet 1998 à 11 h 36 UTC.
 Noter que, cette fois, l'échelle des ordonnées est linéaire. La fonction érythémale Fe est l'intégrale de la courbe dans le domaine 280-400 nm. Le 8 février 1999, Fe = 0,045, ce qui donne un indice UV de 1,8. Le 23 juillet 1998, Fe = 0,205, ce qui donne un indice UV de 8,2.



Le produit de l'éclairement énergétique spectral du rayonnement UV par le spectre d'action érythémale donne un **éclairement spectral pondéré**, dont deux exemples sont fournis par la figure 9. L'effet du rayonnement UV sur la peau est décrit par l'intégrale de cet éclairement pondéré, intégrale appelée **fonction érythémale**, notée F_e et exprimée en $W.m^{-2}$. À nos latitudes, la fonction érythémale vaut environ $0,2 W.m^{-2}$ au milieu d'une belle journée d'été. Ce chiffre, qui correspond au risque maximal, est associé à un éclairement énergétique UV-B (280-320 nm) de l'ordre de $2,5 W.m^{-2}$, ce qui est très faible en comparaison de l'éclairement énergétique de la lumière visible qui se chiffre par des centaines de $W.m^{-2}$. Mais, comme on l'a déjà remarqué, énergie et nocivité ne vont pas forcément de pair.

En se reportant à la figure 7, on observe un exemple de variation de la fonction érythémale au cours d'une journée. En l'absence de nuages, la fonction érythémale est maximale à midi solaire, comme le rayonnement UV.

La figure 10 montre comment varie en moyenne la fonction érythémale (à 12 h, heure solaire locale) avec la latitude et la saison. On note que son maximum est observé dans la bande équatoriale et vaut de l'ordre de $0,35 W.m^{-2}$. À 60 degrés de latitude, en été, la fonction érythémale est de l'ordre de $0,12 W.m^{-2}$, soit trois fois moins qu'à l'équateur ; en hiver, elle est encore cent fois plus faible.

Les indices UV

L'OMM recommande, pour le calcul des indices UV, de multiplier la fonction érythémale F_e par 40, ce qui fournit une échelle variant de 0 à 16. Pour cette échelle, on peut donner l'équivalence suivante pour les risques de coup de soleil sur une peau normale sans protection, les chiffres entre parenthèses concernant les peaux sensibles et les enfants (tableau 4).

En France métropolitaine, un tel indice UV peut atteindre 8 ou 9 en été, alors qu'aux Antilles, il atteint fréquemment 12. Dans les Alpes bernoises, d'après un météorologiste suisse, il peut atteindre 13 à 15 sur un glacier situé à 3 600 mètres d'altitude.

La connaissance du rayonnement UV reçu au sol permet d'estimer la durée nécessaire pour prendre un coup de soleil sans protection. On définit la **dose érythémale minimum** (DEM) comme la dose de rayonnement pondéré reçue (exprimée en $J.m^{-2}$) conduisant à un premier rougissement de l'épiderme (léger coup de soleil). Une dose de 3 DEM entraîne déjà l'apparition de cloques.

Les valeurs de DEM admises par la norme internationale DIN 5050 sont respectivement de 200, 250, 350 et $450 J.m^{-2}$ pour les quatre types de peau (phototypes) normalisés suivants :

- type I : personnes rousses et blondes pâles ;
- type II : personnes blondes aux yeux clairs ;
- type III : personnes châtain aux yeux clairs ou bruns ;
- type IV : personnes brunes à la peau mate et aux yeux foncés.

Ainsi, pour une personne de type II soumise à une fonction érythémale constante de $0,25 W.m^{-2}$ (indice UV valant 10), il faudra 1 000 secondes d'exposition sans protection, soit 17 minutes, pour recevoir une DEM.

Certains radiomètres UV sont étalonnés pour fournir directement des DEM par heure. La réponse spectrale de ces instruments est proche de la courbe du spectre d'action érythémale ; des corrections légères sont parfois nécessaires pour tenir compte de la hauteur du Soleil.

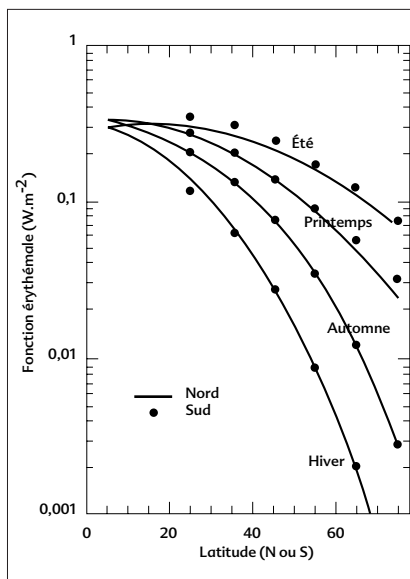


Figure 10 - Variations moyennes de la fonction érythémale, à 12 h, heure solaire locale, en fonction de la saison et de la latitude. (D'après OMM, 1995)

Valeurs de l'indice UV	Risque encouru	Durée d'exposition (en minutes) conduisant à un coup de soleil
1 et 2	Faible	60
3 et 4	Modéré	60 (40)
5 et 6	Fort	50 (25)
7 et 8	Très fort	40 (20)
9, 10 et au-delà	Extrême	30 (15) et moins

Tableau 4 - Indices UV et risques encourus pour une peau humaine normale (entre parenthèses, valeurs pour une peau sensible ou une peau d'enfant).

Figure 11 - Variations de mars à décembre 1998 de l'éclairement énergétique maximal quotidien du rayonnement global UV-B au sol (gamme spectrale 280-320 nm). Mesures effectuées à Carpentras. La courbe lissée est un ajustement polynomial.

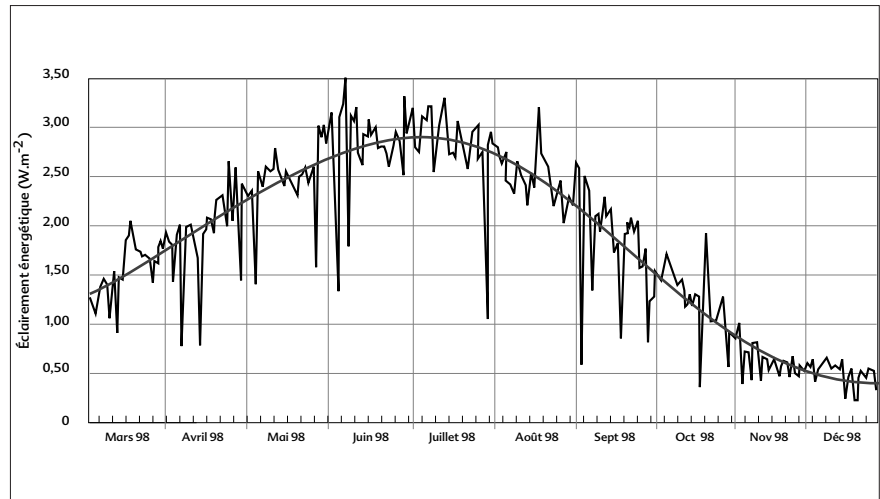


Figure 12 - Variations de mars à décembre 1998 de l'indice UV maximal quotidien. Mesures effectuées à Carpentras. La courbe lissée est un ajustement polynomial.

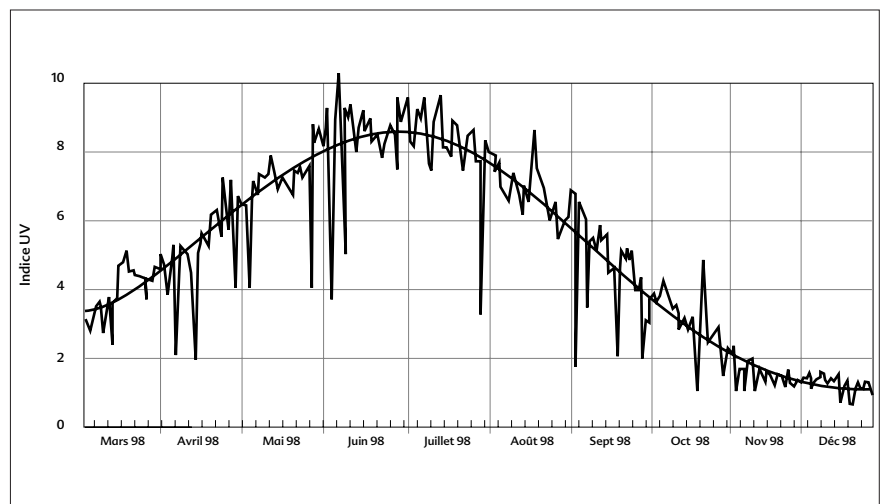
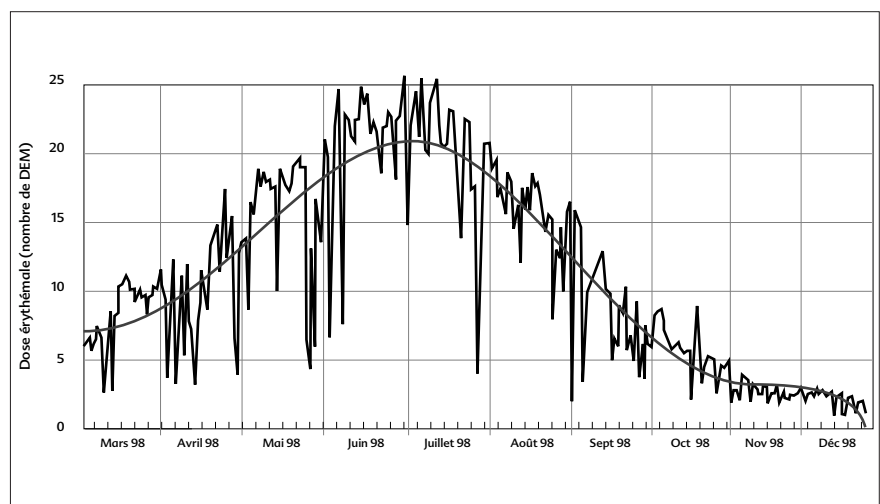


Figure 13 - Variations de mars à décembre 1998 de la dose érythémale totale de chaque jour, exprimée en nombre de DEM. Mesures effectuées à Carpentras. La courbe lissée est un ajustement polynomial.



En résumé, il existe deux moyens d'informer le public de la nocivité du rayonnement ultraviolet :

- soit en lui fournissant un indice UV ;
- soit en lui fournissant le nombre de DEM reçus en une heure, au moment où le Soleil est à sa hauteur maximale ou à toute autre période de la journée ; on fournit aussi parfois des doses érythémales journalières.

Un exemple concret : l'indice UV 6 correspond à $Fe = 0,15 \text{ W.m}^{-2}$; avec un tel indice, une peau sensible (type I) non protégée rougit en 25 minutes environ (tableau 4). En une demi-heure, elle reçoit $0,15 \cdot 1800/200$, soit 1,35 DEM.



L'un des constructeurs de radiomètres donne, au niveau de la mer, par ciel clair et sous un contenu intégré en ozone de 300 unités Dobson, le tableau d'équivalence suivant (tableau 5).

Hauteur du Soleil	Fonction érythémale
90 degrés (zénith)	0,32 W.m ⁻² (5,5 DEM/h)
60 degrés	0,25 W.m ⁻² (4,3 DEM/h)
30 degrés	0,05 W.m ⁻² (0,9 DEM/h)

Tableau 5 - Exemple de table d'équivalence entre hauteur du Soleil et fonction érythémale, au niveau de la mer, par ciel clair et sous un contenu intégré en ozone de 300 unités Dobson.

Les figures 11, 12 et 13 présentent les variations de mars à décembre 1998, à Carpentras :

- de l'éclairement énergétique maximal quotidien du rayonnement global UV-B ;
- des indices UV maximaux quotidiens ;
- des doses érythémales totales de chaque journée.

Comme on pouvait s'y attendre, si l'on fait abstraction des variations d'un jour à l'autre, liées aux conditions météorologiques ou aux variations du contenu intégré en ozone, c'est près du solstice d'été que ces quantités sont maximales.

L'information du public

Les programmes d'information du public sur les risques liés au rayonnement ultraviolet sont habituellement gérés, soit par les organismes nationaux en charge de la météorologie, de l'environnement ou de la santé, soit par des organisations non gouvernementales. En France, c'est l'association Sécurité solaire, présidée par Jean-Pierre Césarini, qui a été à l'origine de la diffusion de cette information. On peut actuellement y avoir accès sur le site Internet : www.club-internet.fr/securite-solaire/.

Les informations qu'elle fournit comprennent la valeur de l'indice UV pour la majorité des zones de villégiature, des mesures horaires du rayonnement UV, les durées d'exposition conduisant à un coup de soleil, des conseils de prévention et des prévisions pour le jour suivant à 12 heures ; l'ensemble de ces informations est actualisé tous les soirs vers 18 heures 30 et est valable pour une tranche horaire de trois à quatre heures centrée sur midi solaire (14 heures légales en France métropolitaine l'été). Il est par ailleurs souvent fait mention d'indices UV prévus dans les bulletins météorologiques télévisés.

Les techniques de prévision de rayonnement UV en usage actuellement reposent sur des relations statistiques entre contenu intégré en ozone et paramètres météorologiques. En France, Sécurité solaire élabore ainsi une prévision de rayonnement UV-B par temps clair, puis la corrige pour tenir compte de la nébulosité prévue à 24 heures d'échéance.

Au vu des premières confrontations entre prévisions et observations, on estime que l'erreur sur le rayonnement UV prévu est minimale (10 % ou moins) lorsque la nébulosité est faible, et que ce sont les nuages moyens qui entraînent l'erreur maximale (de l'ordre de 15 à 30 %). Dans quelques années, on pourra sans doute envisager de mettre en œuvre des méthodes de prévision du rayonnement UV encore plus précises, lorsque les modèles opérationnels de prévision du temps prendront en compte l'ozone, initialisée au moyen de champs de contenu intégré en ozone déduits de l'observation satellitaire.

On constate que la prévision du rayonnement UV ne nécessite pas de mesures au sol. Cependant, de telles mesures seraient très utiles en quelques points du territoire français, car :

- il n'existe pas de climatologie du rayonnement UV permettant de mettre en évidence des tendances à long terme ;
- il faut disposer de mesures de référence pour valider les prévisions diffusées au public.



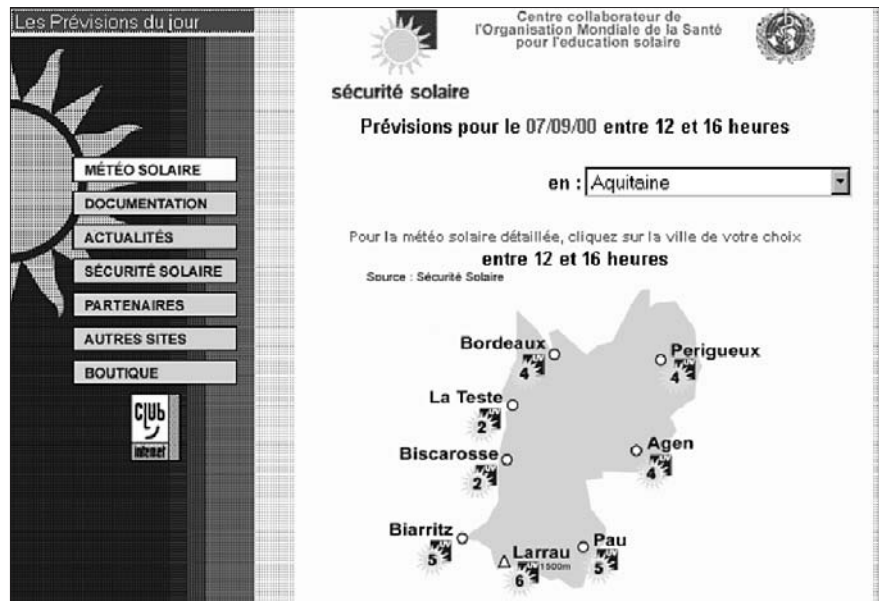


Figure 14 - Le site Internet de Sécurité solaire.

Aussi, la commission Santé-biométéorologie du Conseil supérieur de la météorologie a-t-elle recommandé d'effectuer des mesures de rayonnement UV aux latitudes 50° N, 48° N et 44° N, en plaine et en montagne quand cela est possible, avec un intérêt particulier pour des mesures à 11 heures, 14 heures et 17 heures locales.

La mise en place d'un tel réseau de mesures du rayonnement UV est en cours, bien qu'encore peu avancée.

CONCLUSION

Au moment où la couche stratosphérique d'ozone fait l'objet d'une surveillance accrue et où les conséquences de ses affaiblissements récurrents sur le rayonnement ultraviolet au sol sont examinées par la communauté scientifique mondiale (OMM, 1999), on a simplement visé ici à rappeler certaines connaissances de base sur le rayonnement solaire et sa propagation dans l'atmosphère, à souligner les particularités du comportement de sa composante ultraviolette et à présenter ce qui se fait actuellement en France pour informer le public des risques liés à ce rayonnement ultraviolet.

BIBLIOGRAPHIE

- Berger A., 1996 : Trou d'ozone et prix Nobel 1995 de chimie. *La Météorologie* 8^e série, 13, 63-73.
- Fröhlich C., 1978 : *World radiometric reference*. World Meteorological Organization, Commission for instruments and methods of observation, report WMO 490, 108-112.
- Grujil F. R. et J. C. Van der Leun, 1994 : Estimate of the wavelength dependency of ultraviolet carcinogenesis in humans and its relevance to the risk assessment of a stratospheric ozone depletion. *Health Physics*, 67, 319-325.
- Kiehl J. T. et K. E. Trenberth, 1997 : Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2, 197-208.
- Landsberg H. E., H. Lippmann, K. Pappen et C. Troll, 1965 : *World maps of climatology*. Springer-Verlag, Berlin, 28 p.
- OMM, 1995 : Progress report on the standardization of UV-B measurements and indices. WMO, Commission des sciences de l'atmosphère.
- OMM, 1999 : Scientific assessment of ozone depletion: 1998. Organisation météorologique mondiale, Global ozone research and monitoring project, Report n° 44, Genève, Suisse.
- Setlow R. B., 1974 : The wavelengths in sunlight effective in producing cancer: a theoretical analysis. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, 71, 3363-3366.

