INTRODUCTION :

Le rayonnement solaire qui arrive au sol se décomposer en deux parties : L’une provient directement du soleil (direct), l’autre a été diffusée par l’atmosphère (diffus). L’atmosphère et la terre possèdent également un rayonnement propre. La connaissance de ces divers rayonnements permet d’établir un bilan radiatif du système terre- atmosphère.

II.1. L'énergie solaire reçue sur Terre [14] :

La Terre est située à 150 millions de km du Soleil. Celui-ci émet en permanence 1026 Watt sous forme de rayonnement et la Terre reçoit 178 millions de milliard de Watt sur sa face éclairée soit 350 Watt par m^2 à l'équateur.

Le rayonnement solaire est un rayonnement électromagnétique composé essentiellement:

- de lumière visible de longueur d'onde comprise entre 400nm et 800 nm ;
- de rayonnement infra rouge (IR) de longueur d'onde inférieure à 400 nm ;
- de rayonnement ultra violet **(**UV) de longueur d'onde supérieure à 800nm.

Sur Terre, l'atmosphère (via le dioxyde de carbone, l'ozone, la vapeur d'eau...) absorbe en grande partie les IR et les UV et un peu la lumière visible. Ainsi plus l'épaisseur d'atmosphère traversée est importante, plus la quantité d'énergie solaire reçue par le sol est faible.

Quand on se rapproche des pôles, les rayons sont plus inclinés : la même quantité d'énergie se répartie sur une plus grande surface. C'est pourquoi le rayonnement solaire par unité de surface reçu diminue de l'équateur vers les pôles (ceci, avec l'inclinaison de l'axe de la Terre, est à l'origine du phénomène des saisons**).**

L'énergie solaire est également réduite:

- par l'alternance des jours et des nuits ;
- par la couverture nuageuse (celle-ci réduit à 50 % l'énergie solaire) ;
- par la variation saisonnière.

II.2. La propagation du rayonnement solaire dans l’atmosphère [15] :

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.

1. 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.

2. 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.

3. 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 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.

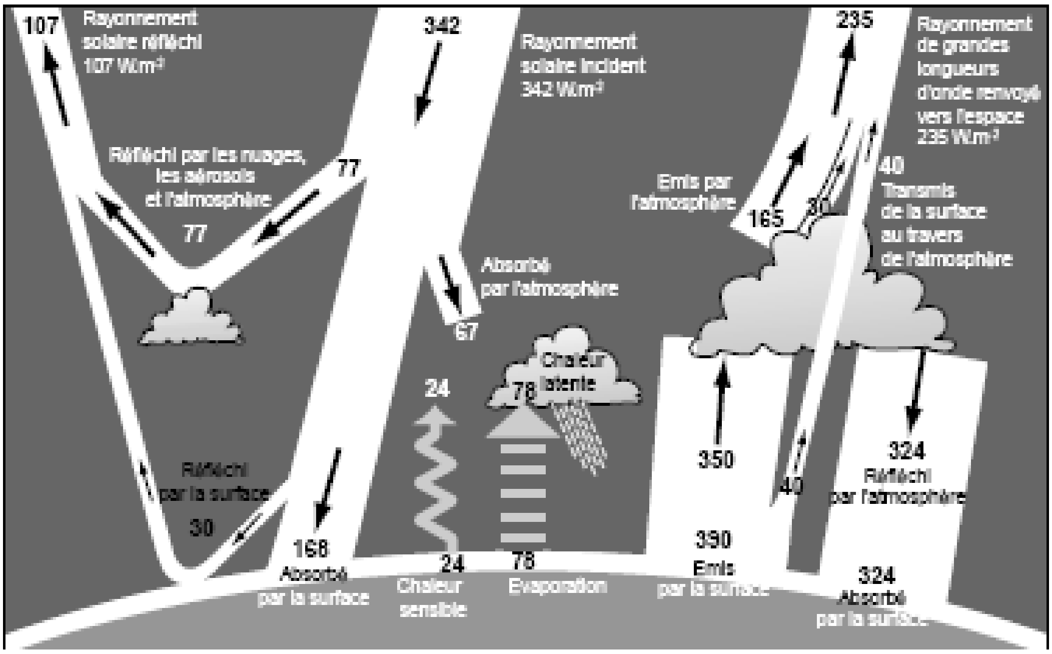


Figure [II.1] : Les échanges énergétiques moyens entre la surface terrestre, l'atmosphère et l'espace. Les valeurs de rayonnement sont indiquées en $W.m^{-2}$.

II.3. Données astronomiques :

II.3.1. Le rayonnement solaire à l'extérieur de l'atmosphère :

II.3.1.1.La constante solaire [16]:

Le soleil rayonne dans tout l'espace par une puissance L=41026w. Au niveau de la terre, mais hors de l'atmosphère, la puissance E reçue par m^2 est donc : $E=\frac{L}{4nd^2}$

d : distance terre-soleil au cours de l'année. La valeur moyenne E_0 est appelée constante solaire $E_0=1353\ w/m^2(\pm 15\%)$.

En première approximation, les valeurs de B au cours de l'année peuvent être décrites par une sinusoïde :

$E=E_0 re$ avec $re=1+0.033\cos(n\ 360/365)$ (1)

n : étant le quantième, c'est-à-dire le nombre de jours écoulés depuis le 1er janvier.

II.3.1.2. La direction du rayonnement direct [17] :

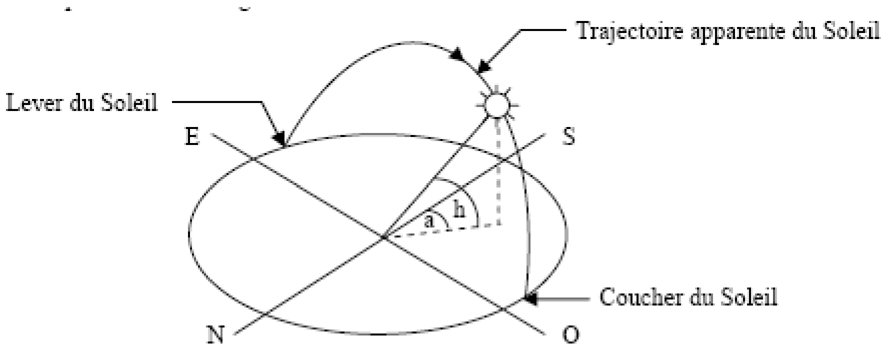
a/- Le système local de coordonnées azimutales :

Pour repérer la position du soleil dans le ciel, il est d'usage d'utiliser un système de coordonnées azimutales, défini en un point de la surface terrestre.

C'est un trièdre inverse dont les axes sont définie par :

1. Ox vers le sud
2. Oy vers l'ouest

3. Oz vers le haut



Il est commode d'utiliser une sphère de rayon arbitraire en o et appelée sphère céleste. l'axe oz coupe cette sphère en deux points :

Le zénith (z positif) et le nadir (z négatif).

La direction OS est repérée grâce à deux angles :

- **Sa hauteur h** : au dessus de l'horizon (mesurée du plan horizontal vers le centre du soleil)
- **Son azimut α:** angle entre la projection de OS sur le plan horizontal et le sud.

L'azimut est compté positivement vers l'ouest et négativement vers l'est.

On utilise généralement la distance zénithale z définie par $z = \pi/2 - h$

Dans ce repère, l'axe de rotation de la terre sur elle même se trouve dans le plan (ox, oz) et fait avec ox un angle φ égal à la latitude du lieu.

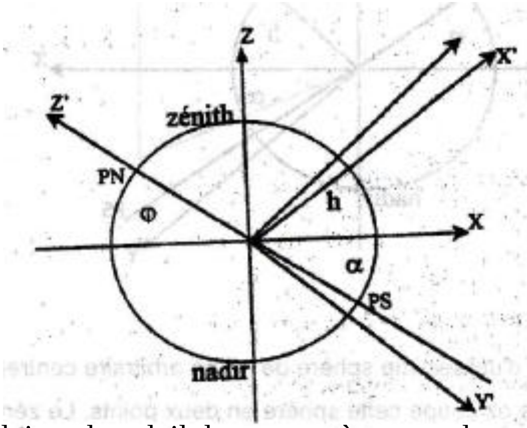
Par convention la latitude est positive dans l'hémisphère nord et négatif dans l'hémisphère sud. Par suite de la rotation de la terre sur elle même, les deux angles αet h varient beaucoup au cours de la journée .On utilise souvent un second système de coordonnées locales, axé sur la direction des pδles : **le système de coordonnées horaires**.

b/le système de coordonnées horaires :

Le trièdre de référence de ce système et le trièdre Ox', Oy', Oz' défini par :

- Oz' vers le pole nord et parallèle à l'axe de rotation de la terre.
- Oy' vers l'ouest.
- Ox' dans le plan (ox, oz) et perpendiculaire à oz'.

Le plan (Ox', Oy') est évidemment parallèle au plan équatorial.



Les coordonnées angulaires du soleil dans ce repère sont alors :

Sa déclinaison δ: c'est l'angle entre la direction terre- soleil et le plan équatorial de la terre (Ox', Oy').

La déclinaison varie de -23°27' au solstice d'hiver et 23°27' au solstice d'été. Elle est nulle aux équinoxes.

En première approximation, on a :

$\sin\delta = 0.4 \sin JD$ (2)

Avec : $JD = \left(\frac{360}{365}\right)(n-81)$ (3)

n :étant le quantième de l'année(depuis le 1er janvier).
Une autre formule d'approximation est fréquemment utilisée :

$\sin\delta = 23.45 \sin JD$ (4)

La déclinaison est négative en hiver et positive en été. Au cours d'une journée δ peut être considéré comme constant.

L'angle horaire w entre les plans (oz',os) et (oz',ox') :

L'angle horaire s'exprime parfois en heures. Au midi solaire on a w=0.

Chaque heure correspond à une variation de 15°, car la terre effectue un tour complet sur elle-même en 24 heures, w sera compté négativement le matin lorsque le soleil est vers l'est et positivement le soir. l'intersection du plan (Oz',Os) avec la sphère céleste définit le cercle horaire.

c/-Calcul de la hauteur et de l'azimut du soleil :

$\cos h \cos\alpha = \sin\varphi \cos\delta \cos w - \cos\varphi \sin\delta$

$\sin h = \cos\varphi \cos\delta \cos w + \sin\varphi \sin\delta$ (5)

$\cos h \sin\alpha = \cos\delta \sin w \Rightarrow \sin\alpha = (\cos\delta * \sin w)/\cos h$ (6)

avec : φ la latitude

- $\varphi > 0$ hémisphère nord
- $\varphi < 0$ hémisphère sud

d/-le problème du temps :

Pour que les formules de sin h et sinα soient directement utilisables, il faut relier l'angle horaire w au temps légal.

- **Le temps solaire vrai :**

Le temps solaire vrai est défini à partir de la rotation de la terre sur elle-même. Il est donc directement lié à l'angle horaire. La terre fait un tour complet en 24H.Il est midi (12H) lorsque le soleil est au zénith. On a donc :

$$TSV=12+24(w/360) \quad (7)$$

- **Le temps solaire moyen et la correction de l'équation des temps :**

La durée du jour n'est pas uniforme. Elle présente des irrégularités qui bien qu'inférieurs au millième de seconde par jour se cumulent au cours de l'année et perturbent l'échelle des temps. Elles sont dues d'une part à l'inclinaison de l'axe de rotation de la terre sur le plan de l'écliptique, et d'autre part du fait que la terre ayant une orbite elliptique. Sa vitesse de déplacement n'est pas constante. On est donc conduit à définir un temps solaire moyen qui est uniforme et qui est lié au temps solaire vrai par :

$$TSV=TSM+ET \quad (8)$$

ET est la correction de l'équation des temps. Cette correction varie au cours de l'année de -14.3 mn à +16.4mn. Elle peut être calculée par la formule approchée :

$$ET=9.87 \sin 2JD-7.53 \cos JD- 1.5 \sin JD \quad (9)$$

- **Le temps universel et la correction de longitude :**

Le temps universel est le temps solaire moyen du méridien de Greenwich. Le temps solaire moyen d'un lieu de longitude L(comptée positivement vers l'ouest)est lié au temps universel par :

$$TSM=TU-4L \quad (10)$$

Deux points de la surface terrestre séparés par 1^o de longitude voient passer le soleil à leurs méridiens avec 4mn de différence.

- **Le temps légal :**

Le temps légal TL à l'intérieur d'un état est en général le temps du fuseau horaire mais il peut en différer pour des raisons de commodité (heure d'été par exemple) :

$$TL=TFH+\Delta \quad (11)$$

TFH : le temps du fuseau horaire.

Δ=1H en hiver et 2H en été (France)

Δ=1H en Tunisie.

TL est le temps donné par une monte.

Alors :

Le temps solaire vrai peut s’écrit de la forme suivante :

$$TSV = TL - DE + \left(\frac{E_t + \lambda}{60}\right) \quad (12)$$

Et : la correction de l’équation des temps.

λ : Longitude de lieu.

DE: décalage horaire par rapport au méridien de Greenwich. (Égale 1 pour l'Algérie).

II.3.2. Lever et coucher du soleil [18] :

Les heures du lever et du coucher du soleil sont obtenues en faisant h=0 dans l’équation (5).
On aura donc $\cos\varphi \cos\delta \cos w_s = -\sin\varphi \sin\delta$ et donc $\cos w_s = -tg\varphi\, tg\delta$
Cette équation n’a de solutions que si $-1 \le tg\varphi tg\delta \le 1$.Dans le cas contraire le soleil ne se lève. ni se couche.
Dans l’hémisphère nord, si :

a/ $tg\varphi tg\delta \succ 1$ c’est la nuit polaire

b/ $tg\varphi tg\delta \prec -1$ c’est le jour polaire

La latitude des cercles polaires qui limitent les régions ou ces phénomènes sont observés est donc :

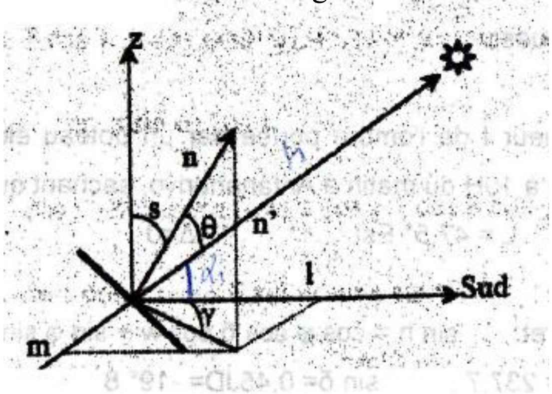
$$tg\varphi = \pm tg\delta \qquad \varphi = \pm\left(\frac{\Pi}{2} - \delta\right) = \pm 66^o 23'$$

L’azimut du lever et du coucher du soleil se déduit de la formule :
$\sin\alpha_s = \cos\delta \sin w_s$ (13)

II.3.3. Angle d’incidence sur un plan quelconque [19]:

On se propose de calculer l’angle θ entre un rayon arrivant directement du soleil et la normale à un plan quelconque, l’orientation de la surface est précisée par :

- **Son inclinaison s** : qui est l’angle entre le plan horizontal et le plan considéré (entre la normale au plan et la normale au plan horizontal).
- **Son azimut γ**: c’est-à-dire l’angle entre la normale au plan et le plan méridien (compté comme précédemment, positivement vers l’ouest et négativement vers l’est)



D'où

$\cos\theta = \cos h \sin s \cos\alpha \cos\gamma + \cos h \sin\alpha \sin s \sin\gamma + \sin h \cos s$

$\quad = \cos h \sin s (\cos\alpha \cos\gamma + \sin\alpha \sin\gamma) + \sin h \cos s$

$\quad = \cos h \sin s \cos(\alpha-\gamma) + \sin h \cos s.$

En pratique, on préfère souvent éliminer α et h de cette équation et exprimer cos θ en fonction de s,γ,φ,δ et w, en utilisant les relations(5) et (6) on peut montrer que :

$\cos\theta = \sin\varphi \sin\delta \cos s - \cos\varphi \sin\delta \sin s \cos\gamma + \cos\delta \sin w \sin s \sin\gamma + \cos\delta \cos\varphi \cos w \cos s + \sin\varphi \cos\delta \cos w \sin s \cos\gamma$

Pour une surface orientée vers le sud $\gamma=0$ et on obtient :

$$\cos\theta = \sin\varphi \sin(\varphi - s) + \cos\delta \cos(\varphi - s) \cos w \qquad (14)$$

L'angle θ est alors égal à la distance zénithale du soleil à la latitude φ-s sur le même méridien.

Au cours d'une journée θ est minimum au midi solaire vrai(w=0).En moyenne sur toute l'année, il est minimum lorsque φ=s, c'est-à-dire lorsque l'inclinaison du plan est égale à la latitude du lieu , si au contraire, on souhaite avoir une valeur moyenne de θ minimale pendant la période hivernale, on choisira $s \cong \varphi + \frac{\delta}{2}$,d'où la règle empirique souvent utilisée :dans les climats tempérés, un capteur doit être orienté face au sud et incliné sur l'horizontal d'un angle égal à la latitude du lieu augmentée de 10^o environ.

II.4. Transmission du rayonnement solaire à travers l'atmosphère [15]:

Au cours de la traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est :

a/absorbé : de façon sélective essentiellement par les gaz. Ce phénomène est particulièrement marqué :

- Dans l'ultraviolet en raison de la présence de l'ozone.
- Et surtout dans l'infrarouge ou existent de fortes bandes d'absorption par H_2O mais aussi O_2, CO_2, CO.

Les poussières et les aérosols sont également absorbants mais de façon mois sélective.

b/Diffusé : c'est l'effet le plus important dans la partie visible du spectre solaire.

Deux cas doivent être envisagés selon la taille relative de la particule diffusante L, et de la longueur d'onde incidente λ :

- Pour $L \prec\prec \lambda$, le coefficient d'extinction a est proportionnel à λ^{-4}.
- Pour $L \succ\succ \lambda$,le coefficient d'extinction est donné par des formules beaucoup plus complexes.

Le rayonnement solaire provenant au sol peut se décomposer donc en deux parties :

- Le rayonnement direct provenant directement du soleil.
- Le rayonnement diffus, diffusé par les molécules, les poussières, les aérosols

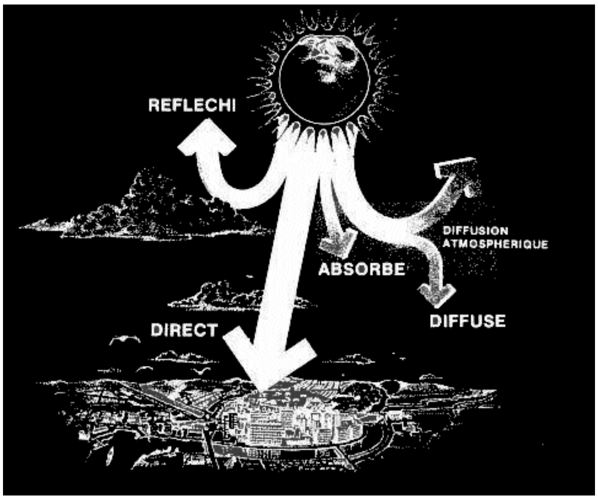


Figure [II.2] : composition Du rayonnement solaire

On appelle I la puissance reçue en rayonnement direct par unité de surface normale aux rayons. L'éclairement du au rayonnement diffus sur une surface horizontale est D.
L'éclairement global G reçu par une surface horizontale est donc :
$G=D+I_h=D+I\ \sinh$ (15)
Les quantités I,D et G sont appelées irradiations directe, diffuse et globale.

II.5. Modèles simplifiés pour le rayonnement solaire [20]:

II.5.1. Modèles simplifiés pour le rayonnement direct :

Le rayonnement direct est donné par $I=\int_0^\infty I_\lambda d\lambda$, le calcul ne peut être effectué que numériquement mais comme I_λ a pratiquement l'allure d'une exponentielle. On peut être tenté de chercher des formules de type :$I=E_oA\ \exp X$. On a proposé par exemple, l'angle h étant exprimé en degrés et I en W/m^2 et pour une surface exposée normalement aux rayons solaires les formules suivantes :

Conditions normales : $I=1230\exp\left[\frac{-1}{4.4\sin(h+2)}\right]$ (16)

Pour un ciel très pur : $I=1210\exp\left[\frac{-1}{6\sin(h+1)}\right]$ (17)

Pour une zone industrielle : $I = 1260 \exp\left[\dfrac{-1}{2.3\sin(h+3)}\right]$ (18)

II.5.2. Le rayonnement diffus :

Le rayonnement diffus du ciel est beaucoup plus difficile à analyser que le rayonnement direct. Tout d'abord le sol réfléchit en moyenne le tiers du rayonnement qu'il reçoit et il faut tenir compte également de la diffusion de ce rayonnement réfléchi.

Lorsqu'on s'intéresse au rayonnement diffus total sur un plan horizontal, on utilise parfois des formules empiriques du type :

D=K.E [1-Aexp (-B/sin h)]sin h (19)

Ou encore:

D=125(sin h) $^{0.4}$ (20)

Par ciel pur, on multiplie cette dernière estimation par **3/4** ; si le ciel est couvert on multiple par **4/3**.Ces formules ne fournissent évidemment que des ordres de grandeur du rayonnement diffus.

II.5.3. L'effet des nuages :

Les variations les plus importantes du rayonnement solaire atteignant le sol sont dues à la présence des nuages. Placé entre le soleil et l'observateur, un nuage arrête le rayonnement direct, placé ailleurs, il augmente le rayonnement diffus.

Par temps couvert, le rayonnement global est d'environ 20% de celui observé par ciel clair.

En présence de passages nuageux intermittents, il peut présenter des variations très importantes de l'ordre de 1 à3.

II.5.4. L'effet du sol :

Le rayonnement solaire qui arrive sur le sol est en partie réfléchi et, si les conditions géométriques sont favorables (montagnes), le rayonnement réfléchi peut être capté par une surface horizontale.

La réflexion du rayonnement solaire par le sol se fait de façon sélective (couleur des corps).Par temps clair, le problème est compliqué par la présence de zones d'ombre.

Pour caractériser de façon globale les propriétés réflectives du sol, on utilise son albédo **a**, c'est-à-dire le rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement incident sur toutes les fréquences et tous les angles d'incidences.

II.5.5. Sommes horaires :

L'information contenue dans les enregistrements instantanés est abondante mais difficile à manier. Ainsi utilise –t-on d'autres grandeurs. On peut par exemple intégrer les différentes composantes du rayonnement solaire sur heure ou une journée par exemple. L'irradiation globale horaire G^* (en wh/m^2 ou J/m^2) à l'heure t_i est ainsi définie par :

$$G^*(t_i) = \int_{t_i-0.5}^{t_i+0.5} G(t)dt \qquad (21)$$

Pendant une période donnée, un mois par exemple, on peut répéter ce calcul chaque jour puis calculer la moyenne $\overline{G}^*$ de G^* pendant cette période :

$$\overline{G}^*(t_i) = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N} G_j(t_i) \qquad (22)$$

II.5.6. Sommes journalières :

Une présentation plus sommaire peut être obtenue en intégrant les mesures du rayonnement non plus sur une heure mais sur toute une journée.

L'irradiation globale journalière G** (également notée H) est ainsi définie par :

$$H = G^{**} = \int_{t_l}^{t_c} G(t)dt \qquad (23)$$

Ou : t_l et t_c sont respectivement l'heure du lever et du coucher du soleil. De même on définit $H_d = D^{**}$ et $H_b = I_h^{**} = (I \sin h)^{**}$

Il est alors possible de calculer les moyennes mensuelles de H ($\overline{H}$)

II.5.7. L'ensoleillement et la nébulosité :

La durée d'insolation est définie habituellement comme la période pendant laquelle le rayonnement direct est supérieur à une valeur donnée (105 w/m^2).

On peut mesurer la durée d'insolation (en heures) pendant un mois ou une année et présenter des résultats moyennés sur plusieurs années.

On utilise également :

- **La fraction d'insolation horaire** : c'est la durée d'insolation pendant une heure donnée rapportée à une heure.
- **La fraction d'insolation journalière** : définie pour une journée par :

σ = durée effective d'insolation/ durée maximale d'insolation (24)

La durée maximale d'insolation peut être :

- Soit la durée du jour
- Soit la durée pendant laquelle l'irradiation globale est supérieure à un certain seuil.

En pratique, c'est la 1ere définition qui est le plus souvent utilisée. Il est possible de calculer des moyennes mensuelles $\overline{\sigma}$ de la fraction d'insolation.

La nébulosité C est le rapport entre la surface de la voûte céleste couverte par des nuages et la surface totale. Elle s'évalue à l'œil nu et se mesure en dixième.

II.5.8. La fraction d'irradiation :

Horaire : $K_h = \frac{G^*}{G_0{}^*}$, G_0 est l'irradiation horaire hors atmosphère (25)

Journalière : $K_h = \frac{H^*}{H_0{}^*}$, H_0 est l'irradiation journalière hors atmosphère (26)

Les fractions d'irradiation sont appelées également **indices de clarté.**

II.6. Estimation du rayonnement reçu par une surface horizontale [21] :

II.6.1. Estimation des moyennes mensuelles de l'irradiation globale journalière :

A défaut de prévoir le rayonnement solaire, on cherche à le déduire des paramètres connus ou facilement estimables grâce à des formules empiriques déduites de l'étude statistique des mesures passées. La plus ancienne de ces formules est due à Angstrom (1924), elle s'écrit :

$$\overline{H} = \overline{H}'(a' + b'\overline{\sigma}) \tag{27}$$

Ou : $\overline{H}'$ est la moyenne mensuelle de l'irradiation globale journalière par jour clair et a' et b' des constantes déterminées empiriquement.

II.6.2.Estimation des moyennes mensuelles des irradiations journalières (diffus et directe) :

Liu et Jordan (1960) ont établi une relation empirique entre le rapport de la moyenne mensuelle de l'irradiation diffuse journalière H_d à H et la moyenne mensuelle de la fraction d'irradiation $\overline{K}_h$:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1.390 - 4.027\,\overline{K}_h + 5.531\,\overline{K}^2{}_h - 3.018\,\overline{K}^3{}_h \tag{28}$$

Ce résultat a été très fréquemment utilisé mais il a suscité plusieurs critiques :

- Il a été obtenu avec une valeur erronée de la constante solaire (1394 w/m^2).
- Les mesures du rayonnement diffus qui ont été utilisées ont été effectuées avec un pyranomètre a anneau qui sous estime ce rayonnement.

- Il faudrait tenir compte d'un effet saisonnier. En effet, l'intensité du rayonnement diffus dépend de la masse atmosphérique qui en moyenne est beaucoup plus grande en hiver qu'en été.

En tenant compte de ces divers facteurs **Collares-Pereira et Rabl** (1979), ont proposé la relation suivante :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0.775 + 0.347(\overline{w}_s - \frac{\Pi}{2}) - \left[0.505 + 0.261\left(\overline{w}_s - \frac{\Pi}{2}\right)\right]\cos(2\overline{K}_h - 1.8) \qquad (29)$$

Ou : $\overline{w}_s$ (en radians) est l'angle horaire moyen du coucher du soleil pendant la période considérée.

Si l'on connaît $\overline{H}$, il est facile d'en déduire $\overline{K}_h$ puis $\overline{H}_d$ et $\overline{H}_b$; $\overline{H}_b = \overline{H} - \overline{H}_d$

En première approximation, on peut également supposer que la relation de **Collares-Pereira et Rabl** est valable non seulement pour les moyennes mensuelles, mais aussi pour les valeurs journalières, H_d, H, ws et K_h. Des corrélations journalières ont été aussi directement proposées. Un résultat est celui de Collares-Pereira et Rabl (1979) :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = \begin{cases} 0.99\ pour K_h \le 0.17 \\ 1.118 - 2.272\,K_h + 9.473\,K^2{}_h - 21.856\,K^3{}_h + 14.648\,K^4{}_h\ pour 0.17 \le K_h \le 0.8 \\ 0.2\ pour K_h \ge 0.8 \end{cases} \qquad (30)$$

II.6.3.Passage des irradiations journaliers aux valeurs instantanées :

Il est très souvent nécessaire de connaître les valeurs instantanées de G, I_h et D.

Pour les estimer, on introduit les rapports : $r_d = \frac{\overline{D}^*}{\overline{H}_d}$ et $r_h = \frac{\overline{G}^*}{\overline{H}}$ (31)

En première approximation, ces rapports ne dépendent que de w et w_s, **Liu et Jordan** (1960) et **colleres –Pereira et Rabl** (1979) ont monté que :

$$r_d = \frac{\cos w - \cos w_s}{24 \sin w - w_s \cos w_s} \text{ et } r_h = r_d\,(a + b\cos w) \qquad (32)$$

a=0,409+0,5016sim (w_s-Π/3) et b=0, 6609-0, 4767sin (w_s-Π/3)

Connaissant r_d et r_b, on en déduit:

$$\overline{D}^* = r_d\overline{H}_d \ ;\ \overline{G}^* = r_h\overline{H} \text{ et } \overline{I}^*{}_h = \overline{G}^* - \overline{D}^* = r_h\overline{H} = \overline{H}(r_h - r_d\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}) \qquad (33)$$

Pour obtenir G, D et I_h à un instant t et un jour j donné, on assimile les valeurs journalières à leurs moyennes (sur une période centrée sur le jour j) et les valeurs instantanées à leurs moyennes horaires (sur une heure centrée sur l'instant t).

II.6.4. Estimation des irradiations horaires (diffuse et directe) : Il arrive fréquemment que l'on dispose de séries statistiques concernant l'irradiation horaire globale G^* et que l'on souhaite estimer les irradiations horaires diffuse et directe. La procédure la plus satisfaisante semble être la suivante :

a/ Estimation du rayonnement et diffus direct par ciel clair :

Nous utiliserons ici la formule présentée par Hottel (1976) :

$$\tau_b = \frac{I_c}{E} = r_0 a_0 + r_1 a_1 \exp\left(\frac{-r_k k}{\sinh}\right) \tag{34}$$

$a_0 = 0.4237 - 0.00821\,(6 - z)^2$

$a_1 = 0.5055 + 0.00595\,(6.5 - z)^2$

$k = 0.2711 - 0.018581\,(2.5 - z)^2$

z est l'altitude en Km ($z \prec 2.5$) et r_0,r_1 et r_k dépendent du climat (et donc du lieu).

Le rayonnement diffus par ciel clair D_c peut être obtenu grâce à une formule empirique due à **Liu et Jordan** :

$$\tau_d = \frac{D_c}{G_0} = 0.2710 - 0.2939\,\tau_b \tag{35}$$

Les irradiations horaires diffuse, directe et globale par ciel clair s'obtiennent alors par une simple intégration :

$I^*_{hc} = (E\tau_b \sinh)^*$; $D^* = (E\tau_d \sinh)^*$, $G^*_c = I^*_{hc} + D^*_c$

b/Estimation de l'irradiation horaire diffuse :

Stauter et Klein (1979) ont trouvé une corrélation valable entre le rapport de l'irradiation diffuse horaire D^* et l'irradiation globale horaire G^* et le facteur $K_c = \frac{G^*}{G_c^*}$.

G^*_c : ayant été estimé selon la méthode ci-dessus. Cette corrélation s'exprime de la façon suivante :

$$\frac{D^*}{G^*} = \left\{\begin{array}{l} 1 - 0.1k_c \, pour \, 0 \le k_c \le 0.48 \\ 1.11 + 0.0396\,k_c - 0.789\,k^2{}_c \, pour \, 0.48 \le k_c \le 1.10 \\ 0.2 \, pour \, k_c \ge 1.10 \end{array}\right\} \tag{36}$$

Connaissant G^* on en déduit D^*.

c/Estimation de l'irradiation directe horaire :

L'irradiation directe horaire s'obtient simplement par la relation :

$I^*_h = G^* - D^*$

II.7. Estimation du rayonnement reçu par une surface inclinée [22] :

$\overline{H}$ est calculée par les formules empiriques citées ci- dessus ou fournies par les stations météorologiques : $\overline{H} = \overline{H}_b + \overline{H}_d$. Le rayonnement diffus $\overline{H}_d$ est relié au rayonnement global par des relations statistiques de type proposé par **Rabl**, ou par d'autres relations telles que :

$\overline{H}_d = \overline{H}(1-0.25\overline{\sigma}-0.65\sqrt{\overline{\sigma}})$, $\overline{\sigma}$ étant la fraction d'insolation

Le rayonnement direct $\overline{H}_{bd}$ est donc obtenu par : $\overline{H}_b = \overline{H} - \overline{H}_d$

Le rayonnement diffus reçu par une surface inclinée d'un angle i par rapport à l'horizontale et orientée vers une direction faisant un angle y par rapport au sud (+ vers l'ouest) est donne par :

$$D(i,\gamma) = \left(\frac{1+\cos i}{2}\right)\overline{H}_d + \left(\frac{1-\cos i}{2}\right)a\overline{H} \qquad (37)$$

Le rayonnement direct reçu par la surface inclinée est : $S(i,\gamma) = \overline{R}_b \overline{H}_b$

$$\overline{R}_b = \frac{\cos L_e\left[\sin(w_2-d)-\sin(w_1-d)-\frac{\pi(w_1-w_2)}{180}\cos w_{se}\right]}{2\cos L\left[\sin w_s - \frac{\pi w_s}{180}\cos w_s\right]} \qquad (38)$$

W_s : est l'angle horaire correspondant au coucher du soleil.

d et L_e : sont donnés par les relations suivantes :

cos i sin L_e –sin i sin γ cos L_e= sin L_e

sin i sin γ =cos L_e sin d

w_{se} est donné par : cos w_{se}=-tg L_e tg δ

w_1= max (-w_s, d-w_{se}) et w_2= inf (ws, d+w_{se}).

Le rayonnement global reçu par la surface incline est:

G (i,γ)=S (i,γ) +D (i,γ) (39)

Conclusion:

Dans ce chapitre, on a étudié le gisement solaire car cette étude est très importante pour déterminer la position du soleil au cours d'une journée ou d'une année.

Après l'étude du gisement solaire, on s'intéressent aux caractéristiques de deux type de l'héliostat, pour mieux choisir la bonne, en terme de performance et rendement.