



المسيلة في: 2024/01/21

شهادة موافقة علمية على مطبوعة بيداغوجية للأستاذ بوراس عبدالكريم - أستاذ محاضر أ -

يشهد رئيس المجلس العلمي لكلية العلوم بجامعة محمد بوضياف بالمسيلة، أنه بعد الإطلاع على تقارير الخبرة الواردة من طرف الخبراء من صف الأستاذية:

- السيد رزيقة احدادن ، أستاذ التعليم العالي بجامعة محمد بوضياف- المسيلة.

- السيد بلال نذير أستاذ التعليم العالي بجامعة قسنطينة 1 .

والمعنيين طرف المجلس العلمي لكلية العلوم في الاجتماع المنعقد في دورته العادية يوم 2023/12/05 لإجراء الخبرة للمطبوعة البيداغوجية الخاصة بالأستاذ بوراس عبدالكريم - أستاذ محاضر- أ- بقسم الفيزياء والمتعلقة بخبرة للمطبوعة البيداغوجية للمادة المعنونة بـ: «GISEMENT SOLAIRE» والمقررة في برنامج التكوين ماستر ، تخصص: «M1 Physique énergétique» و المفتوح بقسم الفيزياء،
تمت الموافقة عليها شكلا ومضمونا.

رئيس المجلس العلمي لكلية العلوم



د. بعزيز

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA**



**FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE
OPTION : physique énergétique
Et Energies Renouvelables**

**DOMAINE : Sciences de la matière
FILIERE : Physique**

**Polycopié de Cours destiné aux étudiants de 1ère année master physique
énergétique**

GISEMENT SOLAIRE

Année universitaire : 2023/2024

Dr BOURAS Abdelkrim

Université Mohamed Boudiaf- M'sila

SOMMAIRE

Introduction générale.....	07
Chapitre I : Rayonnement solaire hors atmosphère	
I .1. Le soleil	12
I.1.1 Nature du rayonnement solaire	13
I.1.2. Position géométrique du soleil.....	14
I.1.3.Nature du rayonnement	14
I.1.3.1.Fusion thermonucléaire.....	14
I.1.4.Rayonnement électromagnétique	15
I.1.4.1.Flux énergétique ϕ	15
I.1.4.2.Intensité énergétique	16
I.1.4.3.Emittance énergétique	16
I.1.4.4.Eclairement énergétique	16
I.1.5.Loi de wien.....	16
I.1.5.1.1ère loi de WIEN, ou loi du déplacement.....	17
I.1.5.2. 2ème loi de WIEN.....	17
I.2.Rayonnement thermique.....	18
I.3 Mouvement de la terre autour du soleil.....	19
I.4. Rotation de la terre autour de l'axe polaire	20
I.5.La sphère céleste.....	21
I.5.1.Les coordonnes Horizontales (h,a).....	21
I.5.2.Azimut.....	22
I.6.Paramètres géographiques.....	22
I.6.1.La latitude Φ	23

I.6.2. Longitude λ	23
I.6.3. L'altitude	23
I.6.4. Déclinaison(δ).....	24
I.7. Coordonnées horizontales.....	25
I.7.1. Hauteur du soleil	25
I.7.2. Angle horaire du soleil.....	26
I.7.3. Angle horaire au lever et au coucher du soleil.....	26
I.7.4. Azimut du soleil.....	26
I.8. Durée astronomique du jour	27
I.9. Exemple	29
I.10. Le fuseau horaire.....	30
I.11 - Les temps solaires.....	31
I.12. Correction par la distance terre-soleil.....	32
I.12.1. L'équation du temps.....	32
I.13- Irradiation hors atmosphère	35
I.13.1 Flux et de l'irradiation solaire sur une surface horizontale.....	35
I.13.2. Flux et de l'irradiation solaire sur une surface d'orientation quelconque.....	36
I.13.3 Angle d'incidence des rayons solaires.....	37
I.14. Exercices.....	39
 Chapitre II : Effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire	
II.1 . Rôle de l'atmosphère.....	43
II.1.1. Atmosphère terrestre	44
II.2. Constituant gazeux de l'atmosphère terrestre	47
II.3. Autre constituant de l'atmosphère	48

II.4 Nombre de masse atmosphérique.....	48
II.5.Coefficients d'extinction	50
II.6. La diffusion moléculaire.....	50
II.6.1.La diffusion de Rayleigh.....	51
II.6.2.La diffusion de Mie.....	51
II.6.3. Diffusion moléculaires.	54
II.7.Facteur de trouble de Link.....	61
II.8. Potentiel de l'énergie solaire.....	65
II.9.Le rayonnement global G.....	66
II.10.Albédo.....	67
 Chapitre III : Calcul du rayonnement solaire au sol	
III.1 Mesure le rayonnement global par ciel clair sur une surface horizontale.....	70
III.2 Expression du rayonnement direct reçu sur un plan quelconque.....	70
III.3 Composante diffuse pour une surface d'orientation quelconque.....	73
III.4. Rayonnement global.....	76
III.5 Modèles simplifiés pour l'atmosphère	77
III.6. Modèles statistiques	79
III.6. 1.Modèles de Liu Jordan:.....	79
III.6. 2.Modèle de Capderou	81
III.6. 3.Modèle de R. Sun	85
III.7 Effets des nuages	87
III.8. Algorithme de calcul du rayonnement sur une surface arbitrairement orientée et inclinée.....	88

Chapitre IV: Mesures du rayonnement solaire

IV.1 stations météorologiques	91
IV.2 Station météorologiques de Msila	92
IV.3. Appareils de mesures utilisés dans la station manuelle	94
EXERCICES	108
Annexe.....	113
Bibliographie	120

Avant-propos

Le présent polycopié est dédié au programme de Gisement Solaire destinée aux étudiants de 1ère année master relevant du domaine sciences. Son contenu consiste en quatre chapitres traitant le rayonnement solaire hors atmosphère, effets de l'atmosphère sur le rayonnement solaire et, calcul du rayonnement solaire au sol et la mesures du rayonnement solaire.

Ce polycopié est conforme aux programmes ministériels de la Gisement Solaire enseignés pour les étudiants de 1ère année master physique énergétique.

Chaque chapitre du polycopié est développé en cours détaillé couvrant tous les éléments du canevas de formation ministériel suivit d'un nombre d'exercices bien sélectionnés .

Les cours ainsi que les exercices sélectionnés et améliorés sont tirés des grands ouvrages de références, cités en bibliographie, portent sur des applications diverses de Gisement Solaire en relation directe avec les cours enseignés.

La rédaction de ce polycopié est le fruit de lecture de nombreux ouvrages classiques et quelques documents électroniques, tous disponibles à la bibliothèque ainsi que sur le net. J'espère que ce polycopié constituera un support utile pour nos étudiants ainsi que nos collègues enseignants.

Les critiques, les suggestions et les avis des collègues, des étudiants et des intéressés par ce cours me seront précieux pour l'amélioration de la qualité de notre enseignement.

Introduction générale

Introduction Générale

Le soleil fournit une énergie lumineuse grandiose à la Terre, cette énergie est renouvelable énorme et inépuisable. L'énergie solaire est la ressource énergétique la plus abondante sur terre. Elle est à l'origine de la majorité des autres énergies renouvelables. Le rayonnement solaire peut être utilisé pour produire soit directement de l'électricité à l'aide de semi-conducteurs photovoltaïques, soit de la chaleur solaire thermique pour le chauffage ou la production électrique.

De nos jours, une grande partie de la production mondiale d'énergie est assurée à partir de sources fossiles. La consommation de ces sources donne lieu à des émissions de gaz à effet de serre [1].

Ce déséquilibre dans l'exploitation des différentes sources d'énergie a causé d'importants problèmes pour la santé humaine et pour la dégradation de l'environnement due à la pollution. Dans cette situation l'homme a été obligé de s'orienter vers d'autres sources d'énergies propres, tel que l'énergie solaire. Le rayonnement solaire représente une source inépuisable à l'échelle humaine. Elle est propre et gratuite. Ce rayonnement est converti en une énergie utilisable par l'intermédiaire de systèmes tels que les capteurs et distillateurs thermiques, les cellules solaires.

Les énergies renouvelables ont connu une première phase de développement à l'occasion des chocs pétroliers de 1973 et 1978, puis une période de repli après le contrechoc de 1986, avant de retrouver un second souffle en 1998 après la signature du protocole de Kyoto qui prévoit une baisse de 5.2% des émissions des gaz à effet de serre des pays riches sur la période de 2002-2012 par rapport à 1990.

Le gisement solaire est un ensemble de données décrivant l'évolution du rayonnement solaire disponible dans un lieu donné au cours d'une période

donnée. Son évaluation peut se faire à partir des données de l'irradiation solaire globale. Elle est utilisée pour simuler le fonctionnement probable d'un système énergétique solaire et donc d'effectuer son dimensionnement le plus exact possible compte tenu des demandes en énergie à satisfaire [2].

De par sa situation géographique, l'Algérie dispose d'un des gisements solaires les plus élevés au monde. La durée d'insolation sur la quasi totalité du territoire national dépasse les 2000 heures annuellement et peut atteindre les 3900 heures (hauts plateaux et Sahara). L'énergie acquise quotidiennement sur une surface horizontale de 1 m² est de l'ordre de 5 KWh sur la majeure partie du territoire national, soit près de 1700 KWh/m²/an au nord et 2263 kWh/m²/an au sud du pays [3-4]. Ce qui favorise l'utilisation de l'énergie solaire dans différents domaines tel que la production de l'électricité, le séchage agroalimentaire, et La connaissance de ce gisement est d'un intérêt majeur pour concevoir et dimensionner les systèmes énergétiques solaires. Ainsi, un bon dimensionnement n'est possible que si les mesures sont disponibles d'une manière continue dans l'espace et dans le temps.

Au cours des années, beaucoup de modèles ont été proposés pour prévoir la valeur du rayonnement solaire en utilisant plusieurs paramètres. Ces paramètres incluent la radiation solaire extraterrestre, la durée d'insolation, l'humidité relative, le maximum et le minimum de la température, le nombre de jours pluvieux, l'altitude, la latitude et l'albédo.

De nombreuses études et travaux de recherches se sont fixés comme objectif cette estimation de l'éclairement solaire, et divers modèles empiriques ont été développés dans diverse sortes de condition météorologique et géographique [5,6, 7].

Plusieurs études ont été menées sur l'évaluation du rayonnement solaire par des modèles empirique dans le but de générer des séquences artificielles de données radiométriques [8]. D'autres travaux [9-10] ont utilisés soit les paramètres météorologiques, soit la durée d'insolation pour estimer les

composantes du rayonnement solaire. [11] ont proposé quelques modèles théoriques qui permettent d'estimer le rayonnement solaire global reçu au sol. Ces modèles tiennent compte des effets de diffusion et d'absorption que subit le rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère pour les différents sites. [12] ont déterminé la nébulosité en fonction de l'irradiation globale journalière mesurée sur surface horizontale. Des exemples des journées de différents types de ciel pour des sites de Ghardaïa et Bouzaréah-Alger. Ont été étudiés et présentés pour la validation et la confrontation des résultats expérimentaux. [13] ont effectué une étude comparative entre deux approches semi empiriques de calcul du gisement solaire dans le site de Biskra. Pour cela on a adopté deux modèles différents pour estimer l'éclairement : le modèle de PERRIN DE BRICHAMBAUT qui emploie le facteur de trouble totale de Linke rarement utilisé en comparaison avec le modèle de LIU JORDAN qui est le plus fréquemment employé.

A partir des deux modèles considérés on a pu calculer les trois composantes du rayonnement solaire ; direct, diffus et global dans les conditions du ciel clair. [14] ont mené une étude sur l'estimation de l'ensoleillement solaire global par ciel clair au niveau du sol par deux modèles semi-empiriques (Modèle de Capderou et Modèle de Kasten) à partir de programmes Matlab développés à cet effet dans la région de Ghardaïa. L'application de ces deux modèles permet d'estimer les composantes directes et diffuse de l'éclairement solaire incident sur un plan horizontal ou incliné avec différentes orientations. [15] ont étudié un travail traité d'abord d'un modèle théorique d'évaluation du potentiel solaire de Nouakchott et de Dakar et de sa validation.

La mise au point de la modélisation a été effectuée à l'aide d'une campagne de mesures du rayonnement solaire global, sur un plan horizontal, réalisée à un pas de temps d'une minute, durant l'année 2004, dans le site de Nouakchott dans le nord-ouest de la Mauritanie et à l'aide des mesures effectuées dans la période du 1er Mars 2006 aux 28 Février 2007 toutes les 10 minutes, sur le site

de Dakar dans l'ouest du Sénégal. . [16] ont proposé quelques modèles théoriques qui permettent d'estimer le rayonnement solaire global reçu au sol.

Ces modèles tiennent compte des effets de diffusion et d'absorption que subit le rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère pour les sites de Ghardaïa et Bouzaréah.[17] ont déterminé un modèle mathématique des radiations solaires globales sur une surface horizontale dans la région de Msila en fonction du nombre de jour, avec quatre modèles. [18] ont étudié qualitativement et quantitativement le trouble atmosphérique au site de Ghardaïa. Il s'agit de la détermination du facteur de trouble de Linke TL, à partir des mesures instantanées données par une station radio métrique, qui utilise un système de poursuite à trois dimensions.

CHAPITRE I :
Rayonnement solaire
hors atmosphère

I.1. Le soleil

Le soleil donne une énergie électromagnétique qui est libérée par les réactions thermonucléaires au sein de lui-même. Ce sont des réactions de fusion transformant des noyaux d'hydrogène en noyau d'hélium avec une émission d'énergie qui donne naissance à un rayonnement électromagnétique centré sur la gamme du visible. Cette émission est assez proche de celle émise par un corps noir porté à une température légèrement inférieure à 5800 Kelvins. Malgré la distance entre le soleil et notre planète, l'impact du rayonnement solaire sur la terre représente un apport énergétique important. En effet, on peut estimer à 178.10^{12} kilowatts la puissance interceptée par l'hémisphère éclairé. Sa répartition n'est pas uniforme, ni d'un point de vue géographique, ni temporellement. Hors atmosphère, ce rayonnement est parfaitement décrit par des équations mathématiques via les paramètres astronomiques. La connaissance de la position du soleil dans le ciel à tout instant et en tout lieu est nécessaire pour l'étude de l'énergie interceptée. Les heures de lever et de coucher ainsi que la trajectoire du soleil dans le ciel au cours d'une journée permettent d'évaluer le gisement solaire pour un site donné. Aussi, ce chapitre sera consacré à rappeler quelques notions de base.

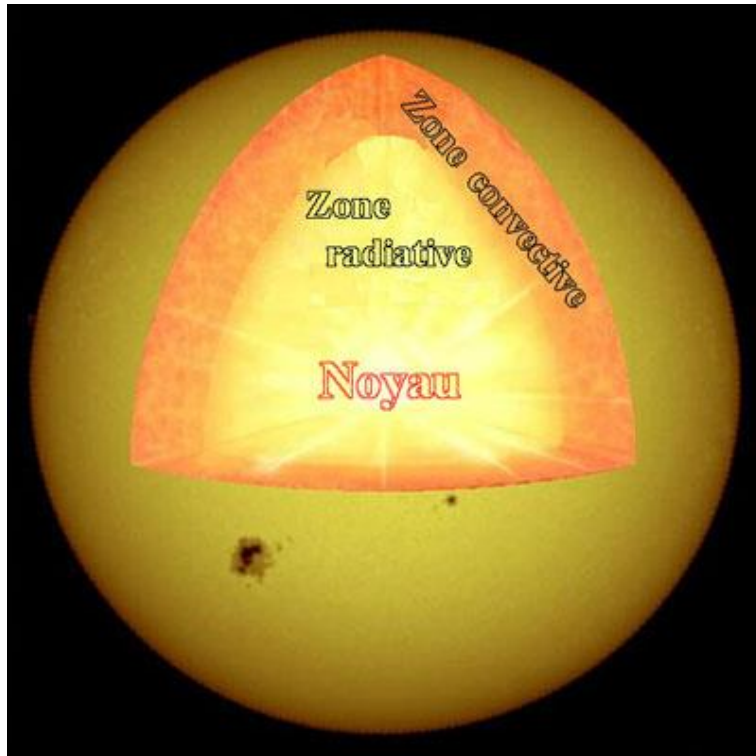


Fig I.1 Le soleil.[IMCCE - Observatoire de Paris]

I.1.1 Nature du rayonnement solaire

Le rayonnement électromagnétique est composé de «grains» de lumière appelés photons. L'énergie de chaque photon est directement liée à la longueur d'onde λ :

$$E = h\nu = hc/\lambda \dots \dots \dots (I.1)$$

Où h est la constante de Planck, ν la fréquence et c la vitesse de la lumière.

Le spectre du rayonnement extraterrestre correspond environ à l'émission d'un corps noir porté à 5800° K [19-20]. Les données recueillies par les satellites, est désignée sous le nom de AM_0 . Sa distribution en énergie est répartie en :

Ultraviolet UV $0.20 < \lambda < 0.38 \mu\text{m}$ 6.4 %

Visible $0.38 < \lambda < 0.78 \mu\text{m}$ 48.0 %

Infrarouge IR $0.78 < \lambda < 10 \mu\text{m}$ 45.6 %

La puissance rayonnée à la surface du soleil est de l'ordre de 386 milliards de milliards de mégawatts, dont $1.7 \cdot 10^{17}$ Watt est intercepté par la terre, 30 % de ce flux est réfléchi vers l'espace, 47 % est absorbée et remise vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge, 22.5 % sert de source d'énergie au cycle d'évaporation précipitation de l'atmosphère et de 0.5 % se retrouve sous forme de photosynthèse dans les plantes.

I.1.2. Position géométrique du soleil

Le soleil est une étoile située à environ 150 millions de kilomètres de la Terre [21]. Vu de notre planète, il se présente sous la forme d'un disque assez homogène, son rayon est 109 fois celui de la Terre (soit 696 000 km) et sa masse 333 000 fois celle de notre planète (soit $2 \cdot 10^{30}$ kg).

Le soleil est composé de 80% d'hydrogène, de 19% d'hélium, le 1% restant étant un mélange de plus de 100 éléments lourds (Fer, Néon, Azote, Silicium, ...).

I.1.3. Nature du rayonnement

I.1.3.1. Fusion thermonucléaire

Par un processus de fusion thermonucléaire qui repose sur la transformation d'hydrogène en hélium suivant la réaction ci-dessous (cycle de Bethe):

le soleil émet d'énormes quantités d'énergie dans l'espace dont la puissance est estimée à $64 \cdot 10^3$ KW/m².

Ces radiations s'échappent dans toutes les directions et voyagent à travers l'espace, sous forme de faisceaux parallèles, à la vitesse constante de 300 000 km à la seconde, dénommée vitesse de la lumière.

L'ensemble de ces radiations ou rayonnements qu'on nomme aussi l'irradiation solaire parcourt une distance d'environ 150 millions de kilomètres, pour arriver

à l'extérieur de l'atmosphère de la Terre avec une puissance de l'ordre de 1367 W/m², qu'on appelle la constante solaire.

I.1.4. Rayonnement électromagnétique :

On appelle ainsi tout rayonnement provoqué par une excitation quelconque de la matière. Sa vitesse est : dans le vide $C_0 = 299\,850\text{ km/s}$, dans un milieu d'indice n ,

$$C = C_0/n \dots \dots \dots (I.2)$$

Le rayonnement électromagnétique est constitué de radiations monochromatiques caractérisées par une longueur d'onde λ ou fréquence ν tel que :

$$C = \lambda \cdot \nu \dots \dots \dots (I.3)$$

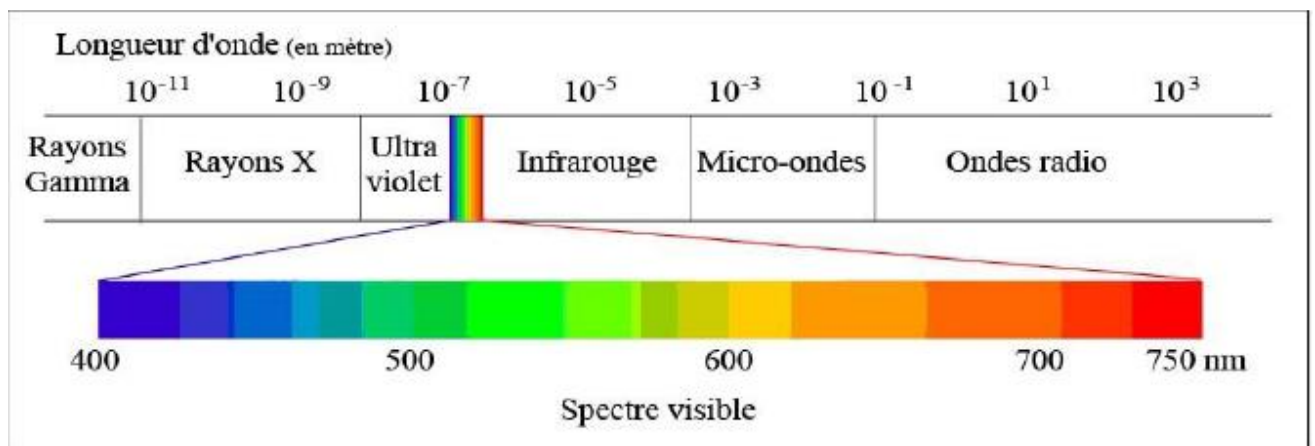


Fig.I.2- spectre des ondes électromagnétique.

I.1.4.1. Flux énergétique ϕ :

Le flux énergétique de rayonnement, c'est la puissance émise par une source, transportée par un faisceau ou reçue par une surface sous forme de rayonnement, et on l'exprime en Watts (W) :

$$\phi = dQ/dt \dots \dots \dots (I.4)$$

I.1.4.2.Intensité énergétique : I

L'intensité I d'un faisceau ou d'une source dans une direction donnée est le quotient d'une portion $d\phi$ du flux émis par la source dans une direction considérée, dans un cône infiniment petit, axé sur cette direction, par l'angle solide élémentaire $d\Omega$ déterminé par ce cône

$$I = \frac{d\phi}{d\Omega} \text{ (W.sr}^{-1}\text{)} \dots\dots\dots \text{(I.5)}$$

I.1.4.3.Emittance énergétique : M

L'émittance énergétique M d'une source, en un point d'une surface émissive, est le quotient du flux $d\phi$ à partir d'un élément infiniment petit entourant le point, par l'aire dS de cet élément :

$$M = \frac{d\phi}{dS} \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \dots\dots\dots \text{(I.6)}$$

I.1.4.4.Eclairement énergétique : E (ou Irradiance)

L'éclairement énergétique E en un point d'une surface réceptrice est le quotient du flux reçu par un élément infiniment petit entourant le point, par l'aire de cet élément :

$$E = \frac{d\phi}{dS} \text{ (W.m}^{-2}\text{)} \dots\dots\dots \text{(I.7)}$$

I.1.5.Loi de wien

Deux lois fournissent respectivement l'abscisse λ_m et l'ordonnée du maximum d'émittance monochromatique du corps noir à chaque température.

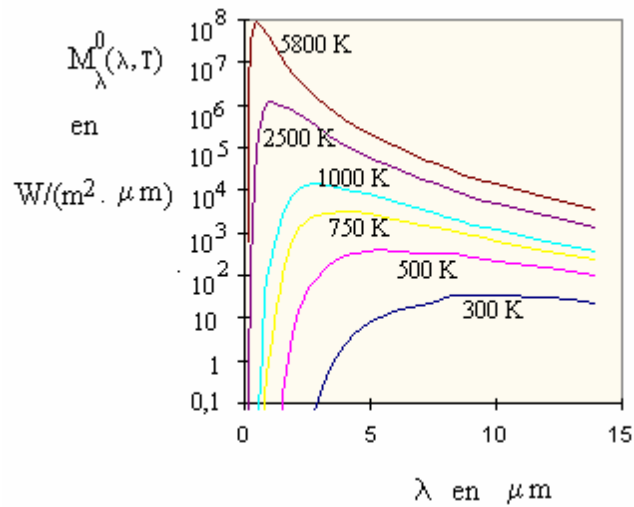


Fig I.3. L'émittance monochromatique.

I.1.5.1.1ère loi de WIEN, ou loi du déplacement

La « loi du déplacement » de WIEN :

$$\lambda_m \cdot T = 2898 \mu\text{m} \cdot \text{K}$$

Exprime le fait que l'abscisse λ_m du maximum de se déplace vers les courtes longueurs d'onde lorsque la température T croît.

Exemples :

$$T = 300 \text{ K (17 } ^\circ\text{C)}$$

$$\lambda_m = 2898/300 = 9.66 \mu\text{m}$$

$$T = 1000 \text{ K (727 } ^\circ\text{C)}$$

$$\lambda_m = 2898/1000 = 2,898 \mu\text{m}$$

I.1.5.2. 2ème loi de WIEN

La 2ème loi de WIEN fournit la valeur du maximum $M_{\lambda_m}^0$ en fonction de la température T :

$$M_{\lambda_m}^{\circ} = B \cdot T^5 \dots \dots \dots (I.8)$$

$$B = 1,287 \cdot 10^{-11} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \mu \text{ m} \cdot \text{K}^5)$$

Exemples :

$$T = 300 \text{ K (17 } ^{\circ}\text{C)}$$

$$M_{\lambda_m} = 31,3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu \text{ m}^{-1}$$

$$T = 1000 \text{ K (727 } ^{\circ}\text{C)}$$

$$M_{\lambda_m} = 1,287 \cdot 10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu \text{ m}^{-1}$$

I.2. Rayonnement thermique :

Correspond à l'émission due à une augmentation de température d'un corps composé de radiations de longueurs d'ondes $0,1 \mu\text{m} \leq \lambda \leq 100 \mu\text{m}$

Le spectre solaire, en dehors de la couche atmosphérique, se répartit sur une bande allant de 0,2 à 25 μm , avec des radiations supplémentaires :

- l' UV extrême de longueur d'onde $\lambda = 0,1216 \mu\text{m}$
- les rayons X de longueur d'onde $0,005 \text{ nm} \leq \lambda \leq 1 \text{ nm}$

Les rayons radioélectriques de longueur d'onde $10 \leq \lambda \leq 100 \text{ cm}$

L'énergie de ces radiations est inférieure à 10 - 5 de l'ensemble du rayonnement solaire.

Remarque :

Les rayons lumineux ne sont pas tous d'origine thermique.

Exemple :

Fluorescence (de fluorine : minéral utilisé dans des opérations métallurgiques), sa durée de vie est courte.

Phosphorescence (cristaux de sulfure de zinc dans lesquels on introduit des traces d'un autre métal tel que l'argent), sa durée de vie est longue.

Décharge électrique dans les gaz raréfiés

I.3 Mouvement de la terre autour du soleil

La trajectoire de la Terre autour du Soleil est une ellipse dont le Soleil est l'un des foyers. Le plan de cette ellipse est appelé l'écliptique [23-25].

L'excentricité de cette ellipse est faible ce qui fait que la distance Terre/Soleil ne varie que de $\pm 1,7\%$ par rapport à la distance moyenne qui est de $149\,675\,10^6$ km.

La Terre tourne également sur elle-même autour d'un axe appelé l'axe des pôles.

Le plan perpendiculaire à l'axe des pôles et passant par le centre de la Terre est appelé l'équateur. L'axe des pôles n'est pas perpendiculaire à l'écliptique : l'équateur et l'écliptique font entre eux un angle appelé inclinaison et qui vaut $23^{\circ}27'$. Les mouvements de la Terre autour de son axe et autour du Soleil sont schématisés sur la figure

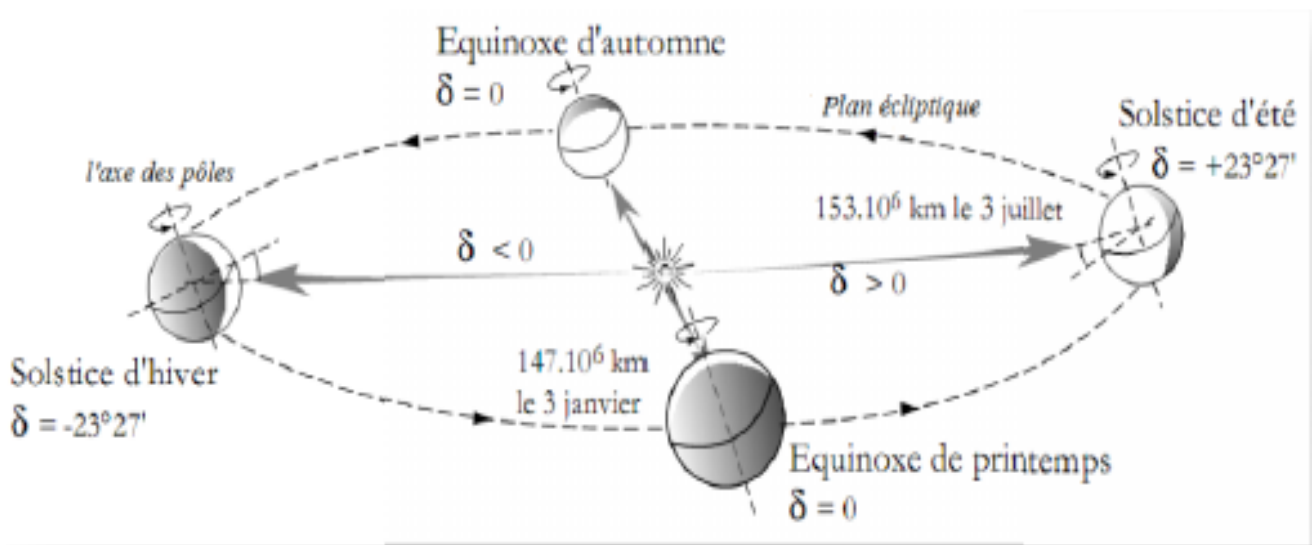


Fig.I.4- Schématisation des mouvements de la Terre autour du Soleil [27]

I.4. Rotation de la terre autour de l'axe polaire :

L'axe de rotation de la Terre sur elle-même est incliné par rapport au plan de l'écliptique céleste. On appelle déclinaison δ l'angle formé par l'axe Terre - Soleil avec le plan équatorial. La déclinaison varie de $+23^{\circ} 27'$ solstice d'été (21 juin), à $-23^{\circ} 27'$ solstice d'hiver (23 décembre), elle s'annule deux fois par an les 21 Février et 23 Septembre (ce sont les équinoxes) et elle est responsable des saisons. Les parties diurnes et nocturnes de la journée ont alors la même durée aux équinoxes la déclinaison passe par 0o ($-23^{\circ} 27' < \delta < + 23^{\circ} 27'$).

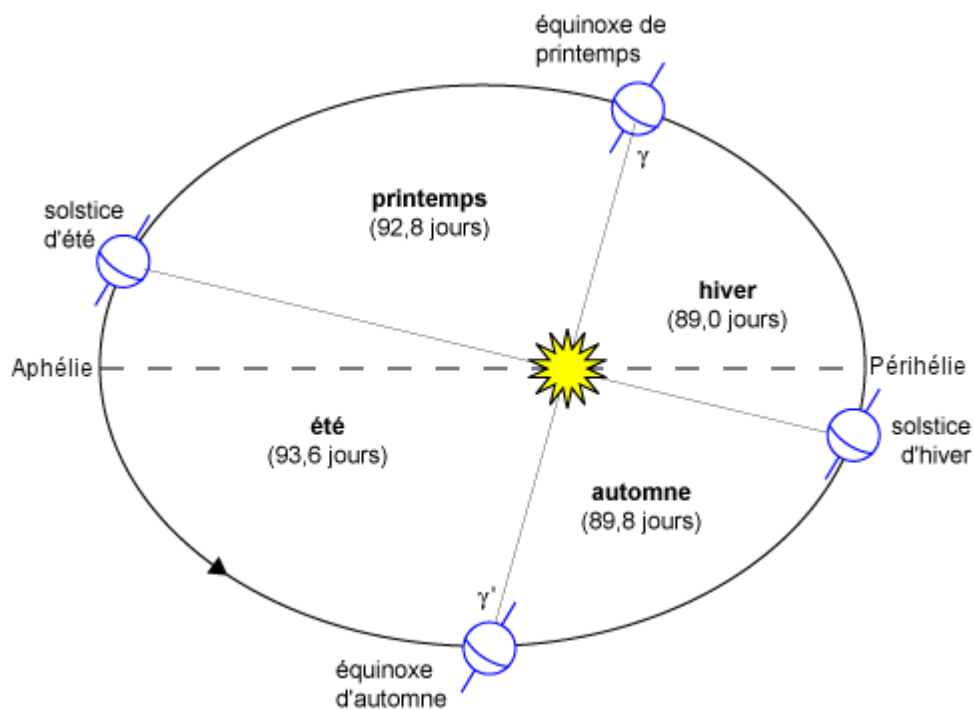


Fig I.5 : Rotation de la terre autour de l'axe polaire. [22]

Repérage d'un site à la surface de la terre

Pour repérer un site donné à la surface terrestre, on définit les grandeurs suivantes :

La latitude (θ)

La longitude (φ)

L'altitude (z)

I.5. La sphère céleste

La sphère céleste est une sphère imaginaire d'un diamètre immense. Avec la terre en son centre. On considère que tous les objets visibles dans le ciel se trouvent sur la surface de la sphère céleste. Les schémas suivants représentent les différentes caractéristiques sur la sphère [26].

I.5.1. Les coordonnées Horizontales (h,a)

Considérons la sphère céleste locale de centre (o), la verticale du lieu (oz). Une étoile A. Soit (oa) la projection de (A) sur l'horizon (h) du lieu. Par définition : $h = (oa, oA)$ est la hauteur de l'étoile comptée positivement de (0 à +90°) vers z et négativement de (0 à -90°) vers N. [27]

$a = (ok, oa)$ est l'azimut de A compte positivement dans le sens rétrograde de 0 à 360° à partir d'une origine ok. Signalons que d'autres conventions existent, par exemple, on peut le compter positivement vers l'ouest et négativement vers l'est

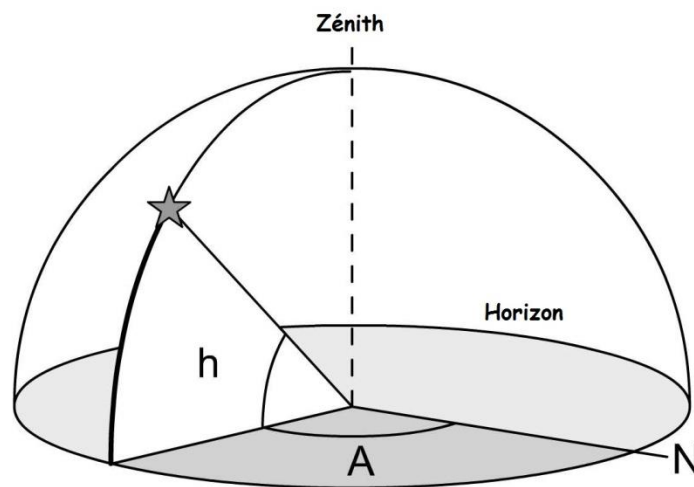


Fig.I.6- coordonnées Horizontales.

Ces deux angles sont fonction de :

- la latitude du lieu

- la date (jour de l'année)
- l'heure à la journée.

I.5.2. Azimut

C'est l'angle a compris entre le méridien du lieu et le plan vertical passant par le soleil.

Attention, l'azimut a diffère de l'angle horaire h , comme il est montré sur la figure. **I.6.**

La connaissance de l'azimut est indispensable pour le calcul de l'angle d'incidence des rayons sur une surface non horizontale. L'origine des azimuts correspond à la direction du Sud dans l'hémisphère Nord. L'angle d'azimut est compté positivement vers l'Ouest. [27]

L'azimut est relié à l'angle horaire, la hauteur et la déclinaison par la relation:

$$\sin a = \frac{\cos \delta \cdot \sin \omega}{\cos h} \dots \dots \dots (I.9)$$

Et si l'on souhaite exprimer l'azimut indépendamment de la hauteur h , on peut utiliser la formule :

$$\operatorname{tga} = \frac{\sin \omega}{\sin \varphi \cdot \cos \omega - \cos \varphi \cdot \operatorname{tg} \delta} \dots \dots \dots (I.10)$$

I.6. Paramètres géographiques

La Terre est séparée par l'équateur en deux demi sphères, l'hémisphère Nord pour celle située du côté du pôle Nord, et l'hémisphère Sud pour celle qui est située du côté du pôle Sud. D'autre part, elle est partagée d'Ouest en Est, par le méridien d'origine qui passe par Greenwich (près de Londres en Angleterre).

I.6.1.La latitude Φ

La latitude d'un lieu est une valeur angulaire, expression du positionnement nord-sud de l'équateur, d'un point sur la Terre. Théoriquement, elle a pour valeur, 0° à l'équateur jusqu' 90° aux pôles, elle est comptée positivement de $(0$ à $+90^\circ)$ vers le Nord et négativement de $(0$ à $-90^\circ)$ vers le Sud. Généralement, cette grandeur est notée Φ

I.6.2.Longitude λ :

Permet de localiser un point à l'Est ou à l'Ouest d'une ligne Nord- Sud de référence appelée le méridien Greenwich. λ varie de -180° à $+180^\circ$.

tel que : $\lambda > 0$ à l'est du méridien de Greenwich et $\lambda < 0$ à l'ouest du méridien de Greenwich.

I.6.3. L'altitude

L'altitude est l'élévation verticale d'un lieu ou d'un objet par rapport à un niveau de base. C'est une des composantes géographique et biogéographique qui explique la répartition de la vie sur terre.

L'altitude est aussi une grandeur qui exprime un écart entre un point donné et un niveau de référence ; par convention, sur Terre ce niveau est le plus souvent le niveau de la mer (ou « niveau zéro »).

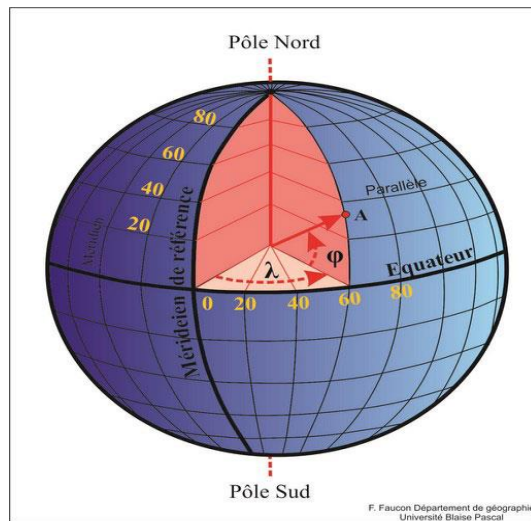


Fig I.7 Les coordonnées géographiques

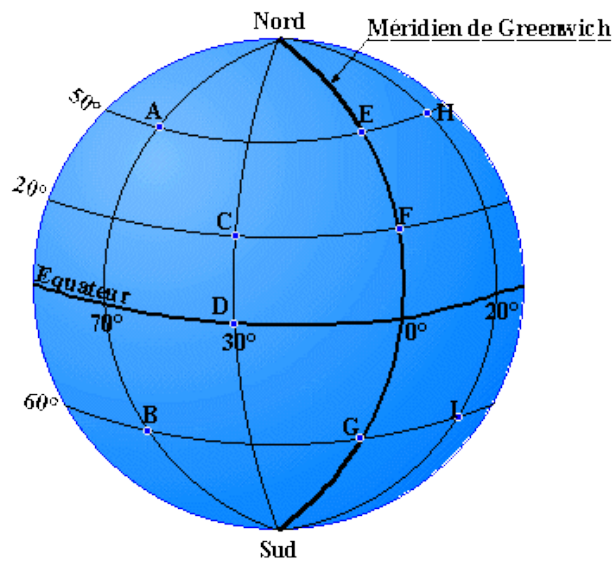


Fig I.8. Les coordonnées géographiques

I.6.4. Déclinaison(δ)

C'est l'angle entre la direction terre-soleil et le plan équatorial. La déclinaison varie de (- 23°45') au solstice d'hiver à (+23°45') au solstice d'été et elle est nulle aux équinoxes. Elle est bien représentée par la formule suivante

$$\delta(^{\circ})=23.45.\sin((2\pi/365).(284+N_j)) \dots\dots\dots(I.11)$$

N_j : Numéro du jour dans l'année

δ varie entre deux valeurs extrêmes : $-23.45^\circ \leq \delta \leq +23.45^\circ$

Les **équinoxes** sont les deux dates de l'année où le soleil traverse le plan équatorial : sa déclinaison est alors nulle et les durées du jour et de la nuit sont égales. L'**équinoxe d'automne** intervient vers le 22 septembre et l'**équinoxe de printemps** vers le 22 mars, dans l'hémisphère Nord.

Dans l'hémisphère nord, le **solstice d'été** (vers le 21 juin) est la période au cours de laquelle la durée qui sépare le lever et le coucher du soleil cesse de croître. Le **solstice d'hiver** (vers le 21 décembre) est la période au cours de laquelle cette durée cesse de décroître. Les saisons sont inversées dans l'hémisphère sud.

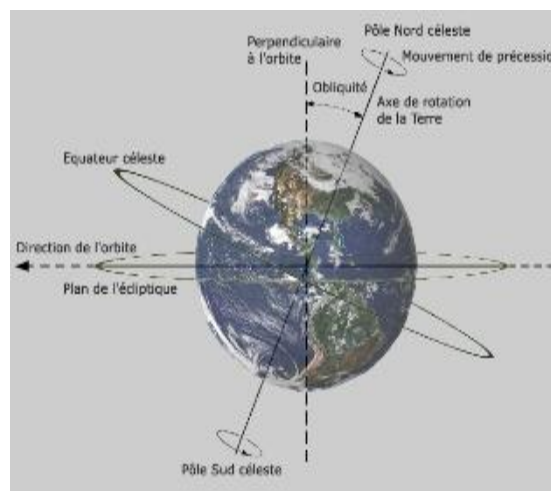


Fig I.8.Déclinaison(δ)

I.7.Coordonnées horizontales

Le mouvement du soleil est repéré par rapport au plan horizontal du lieu de latitude ϕ par deux angles azimut (α) et hauteur (h).

I.7.1. Hauteur du soleil C'est l'angle formé par la direction du soleil et sa projection sur le plan horizontal. $h= 0$: correspond au lever et au coucher du

soleil, la hauteur du soleil varie entre **+90** et **-90**. Il est donné par la relation suivante :

$$\sin(h) = \sin(\Phi) \cdot \sin(\delta) + \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot \cos(\Phi) \dots\dots\dots(I.12)$$

I.7.2. Angle horaire du soleil

L'angle horaire (ω) (encore noté **AH**) du soleil étant l'angle formé par le plan méridien passant par le centre du soleil et le plan vertical du lieu (méridien) définit le temps solaire vrai **TSV**. C'est la mesure de l'arc de trajectoire solaire compris entre le soleil et le plan méridien du lieu. Exprimé en degrés. L'angle horaire est donné par l'équation suivante:

$$\omega = 15 (TSV - 12) \dots\dots\dots(I.13)$$

L'angle horaire ω varie de -180° à 180° .

TSV : est le temps solaire vrai (**TSV** en heures et ω en degrés), tel que le soleil se trouve au zénith à midi. A chaque heure qui s'écoule correspond une augmentation de l'angle horaire de **15°**.

I.7.3. Angle horaire au lever et au coucher du soleil

L'angle horaire du soleil à son coucher ou lever est l'angle horaire solaire correspondant à l'heure où le soleil se couche ou bien le soleil se lève; il est donné par l'équation suivante

$$\omega_{ss} = -\omega_{sr} = \cos^{-1}(-\tan(\Phi) \times \tan(\delta)) \dots\dots\dots(I.14)$$

Où

δ : est la déclinaison

Φ : est la latitude du lieu.

I.7.4. Azimut du soleil

C'est l'angle que fait sur le plan horizontal et la projection de la direction du soleil avec la direction du sud.

L'azimut du soleil varie à chaque instant de la journée . α : varie entre -180 et +180.

On prend : $\mathbf{a}>0$ vers l'ouest. $\mathbf{a}<0$ vers l'est.

$\mathbf{a} =0$ vers le sud

Il est donné par la relation suivante :

$$\sin(\mathbf{a})=\cos(\delta).\sin (\omega)\cos (\mathbf{h})$$

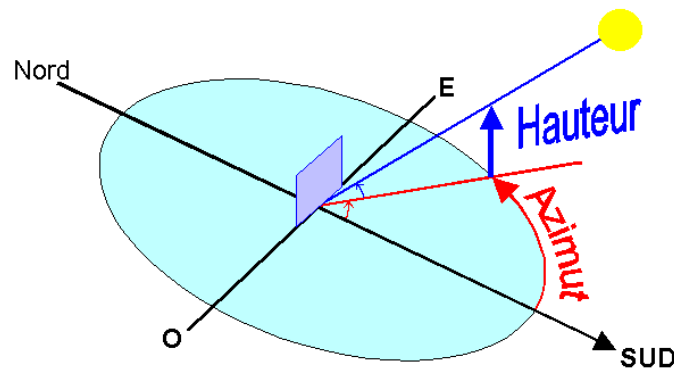


Fig.I.9 Azimut et hauteur du soleil

I.8.Durée astronomique du jour

On peut définir la durée astronomique du jour (ou la durée d'ensoleillement) comme étant la période de temps séparant les événements où le soleil est à l'horizon, c'est-à-dire que sa hauteur est nulle [27].

Au lever et au coucher du soleil : $h = 0$, à partir de l'équation on trouve :

$$\omega_s = \cos^{-1}[-\tan(\varphi).\tan(\delta)], \quad (\text{Degrés})\dots\dots\dots (\text{I.15})$$

Pour un plan incliné d'un angle β' , l'angle horaire est :

$$\omega_s = \cos^{-1}[-\tan(\varphi - \beta').\tan(\delta)], \quad (\text{Degrés})\dots\dots\dots (\text{I.16})$$

ω_s

Pour un plan incliné d'un angle β' et orienté par un angle $\gamma > 0$, l'angle horaire au coucher du soleil est :

$$w_{sr} = \min \left\{ w_s, \cos^{-1} \left(\frac{-xy - \sqrt{x^2 - y^2 + 1}}{x^2 + 1} \right) \right\} \dots \dots \dots (I.17)$$

$$w_{ss} = -\min \left\{ w_s, \cos^{-1} \left(\frac{-xy - \sqrt{x^2 - y^2 + 1}}{x^2 + 1} \right) \right\} \dots \dots (I.18)$$

Pour un plan incliné d'un angle β' et orienté par un angle < 0 , l'angle horaire au coucher du soleil est :

$$w_{sr} = -\min \left\{ w_s, \cos^{-1} \left(\frac{-xy - \sqrt{x^2 - y^2 + 1}}{x^2 + 1} \right) \right\} \dots \dots \dots (I.19)$$

$$w_{ss} = -\min \left\{ w_s, \cos^{-1} \left(\frac{-xy - \sqrt{x^2 - y^2 + 1}}{x^2 + 1} \right) \right\} \dots \dots (I.20)$$

La durée astronomique du jour est calculée en fonction de la latitude du site et de la déclinaison apparente laquelle dépend de la période de l'année considérée [27].:

$$Dj = \frac{2}{15} \cos^{-1}[-\tan(\varphi) \cdot \tan(\delta)] \text{ , (Heures)} \dots \dots \dots (I.21)$$

La durée astronomique du jour est maximale le 21 juin (le jour le plus long de l'année) et minimale le 21 décembre (le jour le plus court de l'année).

I.9.Exemple

Exemple I.1

Calculer :

- a)- L'angle zénithal et l'azimut du soleil à 11:00 ; b)- L'angle horaire du soleil ;
c)- La durée astronomique du jour du 16 octobre à New York ($40^{\circ}7'N$).

Solution

A 11:00, l'angle horaire est $w = + 15^{\circ}$

La déclinaison $\delta = - 8.67^{\circ}$

Nous obtenons l'angle zénithal par :

$$\theta_z = \cos^{-1}[(- 0.1507)(0.6532) + (0.9886)(0.7572)(0.9659)] \\ = 51.71^{\circ}$$

La hauteur du soleil est $h = 90 - \theta_z = 38.28^{\circ}$.

L'azimut est obtenu par :

$$a_z = \cos^{-1} \left[\frac{\sin 38,28 \sin 40,16 - \sin(-8,67)}{\cos 38,28 \cos 40,16} \right] = 19,3^{\circ}$$

L'angle horaire au coucher du soleil est :

$$w_s = \cos^{-1}(- \tan 40.16 \cdot \tan(- 8.67)) = 82.44^{\circ}$$

En termes du TSV, l'angle horaire au lever du soleil est :

$$12 - 82.44/15 = 6.50 \text{ h ou } 6: 30: 00$$

La durée astronomique du jour est donc : $N_d^2 w_s = 11h$ vrai).

Exemple I.2

Calculer l'angle horaire au lever et au coucher du soleil le 2 novembre à M'sila ($35^\circ 42'$ nord) pour un plan orienté d'un angle 35° et incliné par un angle:

(a) $\beta = 50^\circ$

(b) $\beta = 80^\circ$

Exemple I.3

Calculer l'angle horaire au coucher du soleil à M'sila, ($35^\circ 42'$ nord) le 1 Mai pour :

a)- Un plan horizontal

b)- Un plan incliné d'un angle de 60°

c)- Un plan incliné d'un angle de 90° .

Exemple I.4

Calculer :

a)- L'angle zénithal et l'azimut du soleil à 11:00 ;

b)- L'angle horaire du soleil ;

c)- La durée astronomique du jour du 16 octobre à m'sila.

I.10. Le fuseau horaire

C'est une bande de 15° de longitude de large s'étendant du pôle nord au pôle sud, permettant de décomposer le globe terrestre en 24 tranches horaires. Chaque fuseau est centré sur un méridien multiple de 15° . Le méridien d'origine est celui de Greenwich, qui définit le temps Universel. Chaque pays utilise en principe l'heure du fuseau le plus proche en longitude.

I.11 - Les temps solaires

Pour les applications de l'énergie solaire, il faut faire intervenir le temps solaire vrai, qui est calculé en tenant compte de l'écart entre le temps solaire moyen et le temps local [28].

- Le temps solaire vrai

Il est donné par relation [29] :

$$TSV = 12 + w/15 \dots \dots \dots (I.22)$$

w : est compté positivement l'après midi.

- Le temps solaire moyen (TSM)

Le temps solaire moyen diffère peu du temps solaire vrai, cette différence est définie par l'équation du temps $t E$

$$Et = TSV - TSM \dots \dots \dots (I.23)$$

Et : étant la correction du TSV par rapport ou TSM ; est exprimé en minutes et fraction décimales de minutes.

$$E_t = 9.87 \sin 2 \cdot \frac{360}{365} (d - 81) - 7.53 \cos \frac{360}{365} (d - 81) - 1.5 \sin \frac{360}{365} (d - 81)$$

$$d = n^0 \text{ du jour dans l'année.} \dots \dots \dots (I.24)$$

Le temps universel

Le temps universel TU est défini par l'heure du passage du soleil à la méridienne origine. Le méridien retenu comme origine et celui de Greenwich et le TSM correspond au temps universel (c'est le TSM à la longitude 0°). La différence entre le temps solaire moyen et le temps universel est appelée correction de longitude, le temps universel est lié au temps solaire moyen (local) par la relation:

$$TU = TSM \pm \frac{\lambda}{15} \dots \dots \dots (I.25)$$

λ : longitude du lieu, (+) pour longitude Est, (-) pour longitude Ouest.

Le temps légal (TL)

Le temps légal (ou local) est le temps officiel de l'Etat, il diffère par rapport au temps mondial de Greenwich par un décalage exprimé en heures.

$$TL = TU + \Delta H \dots\dots\dots(I.26)$$

ΔH étant le décalage horaire entre le méridien de Greenwich et l'Etat considéré, ($\Delta H=1$ heure pour l'Algérie).

I.12. Correction par la distance terre-soleil

Les variations annuelles de la distance terre-soleil sont dues au fait que la trajectoire autour du soleil est une ellipse [30].

Elles se traduisent par des variations du rayonnement hors atmosphère (L'éclairement solaire direct extra-terrestre).

Le coefficient de correction (g) dû à cette variation de la distance a été déterminé à partir de la position de la terre sur son orbite en fonction du quantième jour de l'année, ce coefficient est donné par la relation :

$$g = 1 + 0.034 \cos \left[\frac{360}{365} (J - 3) \right] \dots\dots\dots(I.27)$$

I.12.1. L'équation du temps

C'est une équation qui tient compte de la variation de la vitesse de rotation de la Terre, elle est donnée par :

$$ET = 9.87 \sin(2\beta_0) - 7.53 \cos(\beta_0) - 1.5 \sin(\beta_0) \dots\dots\dots (I.28)$$

L'angle β_0 est défini en fonction du numéro du jour de l'année :

$$\beta_0 = \frac{360}{365} (nj - 81), \quad \text{Degrés .}$$

Ainsi, un Jour Solaire peut varier entre 24 h 00 mn 30s et 23 h 59 mn 40s. D'un jour à l'autre il n'y a que quelques secondes de variation (jusqu'à 30 secondes aux alentours de la fin décembre, quand même). Mais toutes ces variations s'accumulent. La conséquence essentielle est que, au cours de l'année, l'instant du passage du Soleil au méridien (le midi solaire) se décale lentement jour après jour par rapport au midi qui serait indiqué par notre horloge parfaite et bien régulière. Cette variation peut atteindre 17 min.

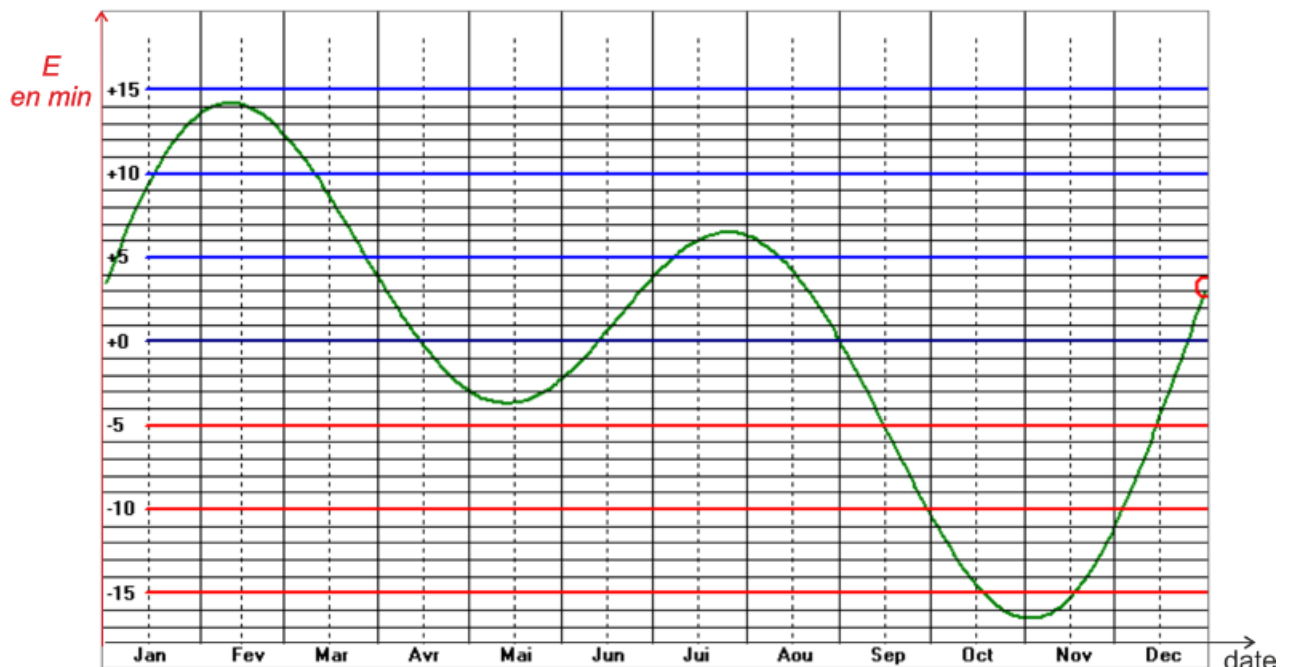


Fig I.10. Equation du temps ET en fonction du jour de l'année.

Tableau I.1. Variation de l'équation du temps (ET en min) et de la déclinaison du Soleil (D en degré) pour le premier jour de chaque mois de l'année.

Mois	ET	D
Janvier	-3	-23.1
Février	-14	-17.3
Mars	-13	-8.0
Avril	-4	4.1
Mai	3	14.8
Juin	2	21.9
Juillet	-4	23.2
Août	-6	18.3
Septembre	0	8.6
Octobre	10	-2.8
Novembre	16	-14.1
Décembre	11	-21.6

Transition du temps légal vers le temps solaire vrai

En général, pour convertir le temps standard local 'TL' au temps solaire vrai TSV, on utilise l'expression suivante :

$$TSV = TL - \Delta H + (ET + 4L)/60 \dots \dots \dots (I.29)$$

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

TL: est le temps légal ou temps local standard, donné par une montre. L: longitude du lieu.

Le terme relatif à l'équation du temps est généralement négligeable.

Exemple

Il est 16h à M'sila, heure légale le 10 Août, quel est le temps solaire vrai ?

$$L = + 4,2^0, T = TL + 1, ET = - 5mn = 0,08 h$$

$$TSV = (TL - 1 + (L/15) + ET) = (16-1 + 0.28 - 0.08) = 15h et 20 mn.$$

I.13- Irradiation hors atmosphère

I.13.1 Flux et de l'irradiation solaire sur une surface horizontale

Considérons un plan horizontal, à la limite de l'atmosphère terrestre situé à une latitude ϕ . [31-32]

$$H^* = I_0 \sinh \dots\dots\dots(I.30)$$

Ou I_0 : représente la constante solaire que l'on peut considère constante compte tenu de sa faible variation au cours du temps

Notons : H_0 : irradiation Journalière

$$\text{On a : } H_0 = \int_{\text{journe}} H^* dt = \int_{L.S}^{C.S} I_0 \sinh dt \dots\dots\dots(I. 31)$$

L.S et C.S correspondent aux heures de lever et couche du soleil.

$$H_0 = I_0 \int_{LS}^{CS} (\sin \delta \sin \phi + \cos w \cos \delta \cos \Phi) dt \dots\dots\dots (I.32)$$

Pour une journée et un lieu donné, δ et Φ sont fixes d'autre part. 1heure de temps correspond à une variation de 15^0 de l'angle horaire w

$$dt = (12/\pi)dw$$

Avec le temps (t) en heures et l'angle w en radions

L'intégration donne alors :

Le rayonnement extraterrestre sur une surface horizontale H_0 peut être calculer pour une journée précis n de l'année, par l'équation suivante :

$$H_0 = \frac{86400 \cdot 1367}{\pi} \left(1 + 0.033 \cos \left(\frac{360}{365} n \right) \right) (\cos \Phi \cos \delta \sin w_s + w_s \sin \Phi \sin \delta) \quad (\text{I.33})$$

Φ : Latitude du lieu

δ : Déclinaison solaire

n: nombre du jour de l'année.

I.13.2. Flux et de l'irradiation solaire sur une surface d'orientation quelconque

Un plan quelconque est défini par deux angles (α , γ)

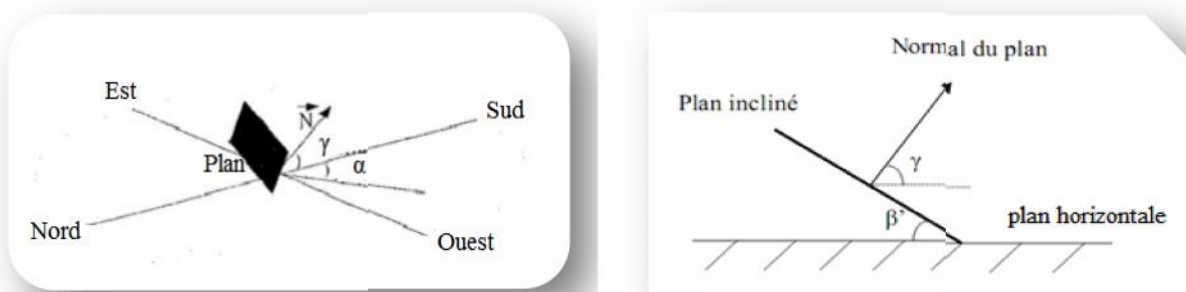
α : azimut du plan, c'est l'angle que fait la projection de la normale sur le plan horizontal et la direction du sud.

γ : hauteur du plan, c'est l'angle que fait la normale du plan et sa projection sur le plan horizontal.

Sa valeur peut être calculée par l'équation :

$$\gamma = 90^\circ - \beta'$$

β' : inclinaison du plan, c'est l'angle entre le plan et sa projection sur le plan horizontal.



.Figure 6 : Orientation d'un plan quelconque.

I.13.3 Angle d'incidence des rayons solaires

L'angle d'incidence du faisceau solaire avec un plan d'inclinaison et d'orientation quelconque (β' , γ) est l'angle formé par le vecteur directionnel du faisceau solaire et la normale sortante au plan [27] .

- Pour un plan orienté plein sud

$$\cos(i) = \cos(\delta) \cos(\omega) \cos(\varphi - \beta') + \sin(\delta) \sin(\varphi - \beta') \dots\dots\dots(I.34)$$

- Pour un plan orienté plein nord

$$\cos(i) = \cos(\delta) \cos(\omega) \cos(\varphi + \beta') + \sin(\delta) \sin(\varphi + \beta') \dots\dots\dots (I.35)$$

Pour un plan horizontal ($\beta'=0$), $\cos(i) = \sin(h)$ d'après la relation précédent

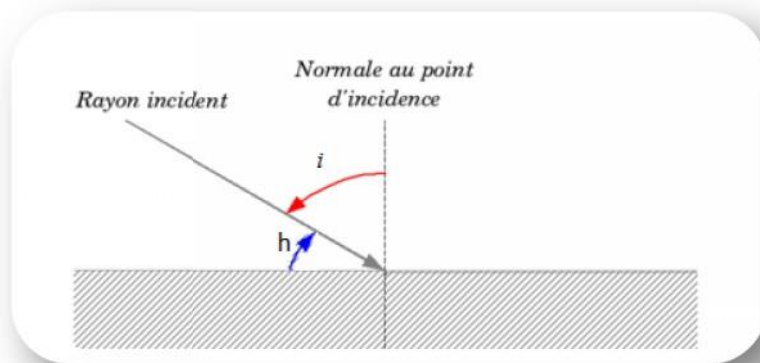


Figure 7.

Fig I.5. Angle d'incidence

Exemple I.6

Calculer l'angle d'incidence des rayons solaires à 16:00 pour la ville de Londres (50°31) le 15 Mai, pour :

- a)- Un plan incliné d'un angle de 30°
- b)- Un plan incliné d'un angle de 90°.

Solution

La déclinaison solaire le 15 Mai est $\delta = 18.77^\circ$

A 11:00, l'angle horaire est $w = + 15^\circ$

- a)- Sur un plan incliné d'un angle 30°

$$\theta_i = \cos^{-1}[\cos(21.5)\cos(18.77)\cos(15.0) + \sin(21.5)\sin(18.77)] = 14.47^\circ$$

- b)- Sur un plan incliné d'un angle 90°

$$\theta_i = \cos^{-1}[\cos(-38.5)\cos(18.77)\cos(15.0) + \sin(-38.5)\sin(18.77)] = 58.48^\circ$$

I.14. Exercices

Exercice :01

D'après Bordas (2019).

- Écrire la relation d'Einstein exprimant l'équivalence énergie-masse en rappelant la signification de chaque terme et son unité.
- En supposant que le Soleil rayonne une énergie de 3.8×10^{29} J en une seconde, calculer la valeur de la diminution de masse correspondante.
- Donner la signification de chaque terme de la loi de Wien et l'unité associée.
- En supposant que la longueur d'onde correspondant à l'intensité maximale du Soleil vaut 480 nm, calculer la valeur de la température de surface du Soleil.

Données

— vitesse de la lumière $c = 3.00 \times 10^8$ m.s⁻¹

— loi de Wien

$$\lambda_{\max} T = 2.90 \times 10^{-3} \text{ m.K}$$

Correction

a. La relation d'Einstein s'écrit

$$\Delta E = \Delta m \cdot c^2$$

ΔE est l'énergie (en joule) libérée correspondant à la perte de masse Δm (en kilogramme), c est la vitesse de la lumière dans le vide (en mètre par seconde).

b. On connaît la variation d'énergie et la vitesse de la lumière, on veut calculer la variation de masse qu'on isole dans la formule du a pour obtenir

$$\Delta m = \Delta E / c^2.$$

et en effectuant le calcul

$$\Delta m = 3.8 \times 10^{29} / (3.00 \times 10^8 \text{ m.s}^{-1})^2 \cdot J$$
$$= 4.2 \times 10^{12} \text{ kg}$$

c. λ_{max} (en mètre) est la longueur d'onde pour laquelle on a un maximum d'émission de rayonnement. T (en kelvin) est la température de surface du corps qui émet un rayonnement.

d. On isole la température T dans la formule de la loi de Wien et on obtient

$$T = 2.90 \times 10^{-3} / \lambda_{\text{max}} \quad \text{m.K}$$

et on calcule la température en kelvin

$$T = 2.90 \times 10^{-3} / 480 \times 10^{-9} = 6040 \text{ K}$$

puis on calcule la température θ connaissant la température T par la formule

$$\theta = T - 273 \quad \text{et donc } \theta = 5770^\circ \text{ C}$$

Exercice :02

D'après Magnard (2019).

Pour mesurer la température de la lave, les volcanologues utilisent des pyromètres optiques. Ces appareils comparent la couleur de la lumière émise par un corps chaud avec la couleur d'un filament incandescent dont on connaît la température. La mesure se fait sans contact avec l'objet chaud.

a. La température de la lave éjectée par un volcan est comprise entre 600 oC et 1300 oC. Déterminer l'intervalle de longueurs d'onde dans laquelle se produit l'émission maximale.

b. Expliquer l'intérêt du pyromètre optique pour les volcanologues.

Correction

- a. On utilise la loi de Wien pour calculer les longueurs d'ondes où se trouve le maximum d'émission de lumière

$$\lambda_{\max} = 2.90 \times 10^{-3} / T$$

et on peut alors calculer la plage de longueur d'onde en étant attentif au choix des unités à respecter dans cette formule

$$\lambda_{\max 1} = 2.90 \times 10^{-3} / (600 + 273) = 3300 \text{ nm}$$

et

$$\lambda_{\max 2} = 2.90 \times 10^{-3} / (1300 + 273) = 1800 \text{ nm}$$

Ces maximums d'émission sont dans l'infra rouge.

- b. La mesure de température se fait à distance (plusieurs mètres) et le vulcanologue est ainsi protégé de la très forte chaleur de la lave et de l'intense rayonnement infra rouge qui le tuerait sinon.

Exercice :03

D'après Magnard (2019).

Le Soleil présente un maximum d'émission à une longueur d'onde $\lambda_{\max 1} = 500 \text{ nm}$, pour l'étoile Sirius, ce maximum est à

$\lambda_{\max 2} = 290 \text{ nm}$, et pour l'étoile Antares à

$\lambda_{\max 3} = 810 \text{ nm}$.

- a. Sur un même graphique, tracer les allures des spectres des rayonnements émis par chaque étoile.
- b. En déduire la couleur de chaque étoile dans le ciel nocturne, sachant qu'une apparaît blanche, une autre rouge et la dernière bleue.
- c. Classer ces étoiles par températures croissantes.

*CHAPITRE II : Effets de
l'atmosphère sur le rayonnement
solaire*

II.1 . Rôle de l'atmosphère

Le rôle de l'atmosphère est essentiel à la vie sur Terre car :

- Elle permet d'avoir une température moyenne de 10°C;
- Elle limite les écarts de température entre le jour et la nuit, et contribue au réchauffement de la terre en piégeant une partie du rayonnement solaire par effet de serre⁴;
- Elle absorbe une grande partie du rayonnement ultraviolet du soleil, dangereux pour les yeux et la peau, grâce à l'ozone, gaz présent en proportion plus importante vers 25 km d'altitude;
- Elle provoque la combustion d'un grand nombre de météorites sauf les très grosses.

La densité et la pression de l'atmosphère diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente et l'on observe que la moitié de la masse atmosphérique est située en dessous de 5 km, les 3/4 en dessous de 10 km. La limite avec le milieu interplanétaire n'est pas franche et l'on peut considérer que l'épaisseur géométrique de l'atmosphère supposée parfaitement homogène n'est que de 7,9 km. La température n'est pas constante non plus; elle ne varie pas uniformément (contrairement à la pression et à la densité).

L'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) définit quatre zones successives qui caractérisent les phénomènes thermiques (c'est-à-dire les variations de température au sein de l'atmosphère): la troposphère (de la surface terrestre à une distance de 6 à 11-12 km selon la latitude), la stratosphère (jusqu'à 50 km d'altitude environ), la mésosphère (jusqu'à 70-85 km) et la thermosphère (couche extérieure).

II.1.1. Atmosphère terrestre [33] :

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches d'importance variable : leurs limites ont été fixées selon les discontinuités dans les variations de la température, en fonction de l'altitude. De bas en haut.

On peut distinguer quatre couches atmosphériques. En distinguant l'une de l'autre par le signe de la variation verticale de la température :

- la troposphère,
- la stratosphère,
- la mésosphère,
- la thermosphère.

Leurs limites respectives sont:

- la tropopause,
- la stratopause,
- la mésopause.

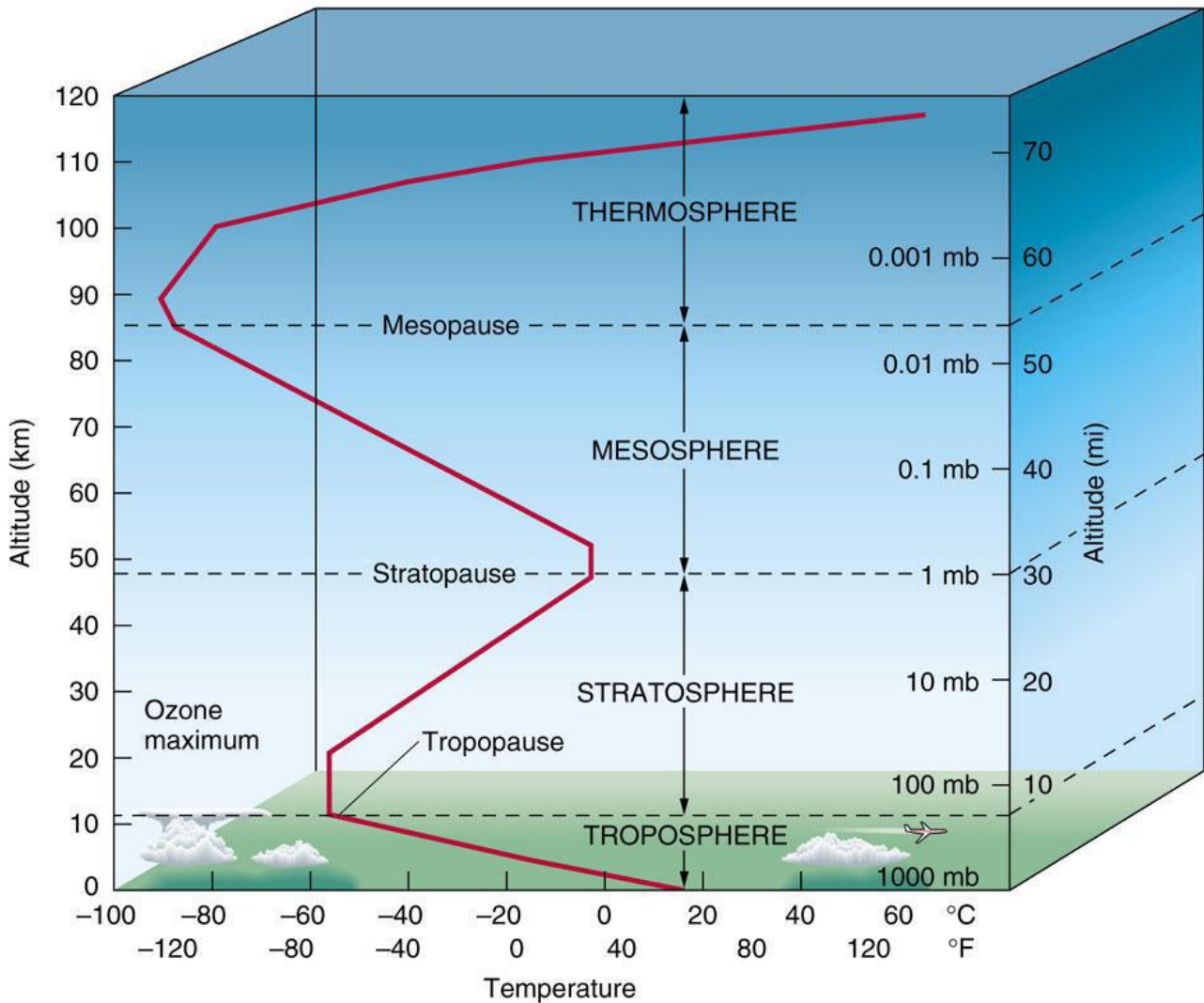


Fig II.1. Atmosphère terrestre

La troposphère :

Est la couche de l'atmosphère terrestre située au plus proche de la surface du globe jusqu'à une altitude d'environ 8 à 15 kilomètres, selon la latitude et la saison. Elle est plus épaisse à l'équateur qu'aux pôles. En moyenne, la température diminue avec l'altitude, à peu près de 6,4 °C tous les 1000 mètres.

Cette couche atmosphérique représente environ 80 % de la masse totale de l'atmosphère. C'est dans cette couche que circule normalement l'aviation commerciale. On y trouve la plupart des phénomènes météorologiques.

C'est donc dans cette couche que le cycle de l'eau peut se développer, on y trouve une masse importante de vapeur d'eau (H₂O).

La stratosphère :

C'est la couche atmosphérique au-dessus de la troposphère, dans la stratosphère on trouve la couche d'ozone. Sa formation il y a 3 milliards d'années, a permis le développement de la vie sur notre planète. Car elle filtre une partie des rayons ultraviolets du soleil qui sont extrêmement nocifs pour tout être vivant. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur.

Tropopause :

Zone atmosphérique de transition entre la troposphère et la stratosphère. (L'altitude moyenne de la tropopause terrestre est de 6 km aux pôles et de 17 km à l'équateur.)

La mésosphère

La mésosphère correspond à la troisième couche de l'atmosphère. Elle se situe entre 50 et environ 80 kilomètres d'altitude, au-dessus de la stratosphère . Elle est séparée de la stratosphère par la **stratopause** et de la couche supérieure (la thermosphère) par la **mésopause**. Température de la mésosphère Avec une température minimale d'environ -100 °C, la mésosphère est la couche la plus froide de l'atmosphère.

La thermosphère

C'est la couche la plus haute. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre environ 100 degrés Celsius. La thermosphère atteint des milliers de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans

l'espace. La partie inférieure de la thermosphère réfléchit les ondes courtes (ondes radio), elle s'appelle l'ionosphère.

II.2. Constituant gazeux de l'atmosphère terrestre

Constituant gazeux constante:

L'atmosphère pur et sèche contient environs (voir les proportions au chapitre I), cette constituant ne varie pas de façon remarquable avec le temps et reste fixe jusqu'à une altitude de 90 km, ou delà de cette altitude on assiste à la dissociation des molécules de O₂ et de N₂ sous l'action de rayonnement Ultraviolets (UV).

Constituant gazeux variable:

En plus de constituant gazeux constante, l'atmosphère contient des gazes dont la concentration varie, plus au moins rapidement avec le temps et dans l'espace, les principales gazes variables sont :

La vapeur d'eau (H₂O)

La concentration en vapeur d'eau varie rapidement avec le temps en fonction de l'humidité relative de l'air, on remarque que cette gaze est surtout localisée à basse altitude ($\pm 95\%$) au-dessous de 5 km.

L'ozone O₃

Présente des variations spacieux et temporelles, sa concentration maximal au printemps et aux pôles, et minimal en automne et à l'équateur, on remarque que O₃ est surtout localiser à la haute altitude (18 km environs) signalons que des variations de la concentration de CO₂ sont possible suivant les niveaux industriel du site.

II.3. Autre constituant de l'atmosphère

En plus des constituants gazeux, l'atmosphère peut contenir des particules liquides ou solides en suspension dans l'air.

Les aérosols

Sont des particules solides ou liquides de régimes multiples (poussières, sables, eau de mer, rejets volcaniques,...) occupent essentiellement la basse atmosphère, à l'exception de l'aérosol provenant de rejets volcaniques (nuages de fumée et gouttelette d'acide sulfurique) qui occupent (12 à 15 km), la nature et la concentration des aérosols varient dans l'espace et avec le temps.

Les nuages

Sont constitués de gouttelette d'eau et de cristaux de glace voisines les unes les autres. Il existe plusieurs types de nuages qu'on classe généralement selon leur forme et leur altitude :

- Les nuages hauts
- Les nuages moyens
- Les nuages bas

II.4 Nombre de masse atmosphérique

Prenant pour référence unité, l'épaisseur verticale de l'atmosphère moyenne réduite à 7.8 km (conditions dites normales), supposant cette couche plane et stratifiée horizontalement, la longueur du trajet rectiligne d'un rayon lumineux incliné d'un angle h par rapport à l'horizontale sera donnée par la formule:

$$OM = OA / \sinh \dots \dots \dots (II.1)$$

$$m = \frac{p_m}{1013} \frac{1}{\sinh} \exp - \frac{z}{7.8} \dots \dots \dots (II.2)$$

A une pression p différente de 1013 mbar et à une altitude z (km), on désignera par masse atmosphérique ou nombre d'air le nombre:

Où p_m est la pression atmosphérique au niveau de la mer. La pression atmosphérique au niveau de la mer peut varier autour de sa valeur de référence égale à 1 013 hPa (mbar) entre 950 hPa (dépression) et 1 050 hPa (anticyclone).

Exemples:

soleil au zénith, niveau de la mer: AM 1

soleil à 42 ° sur l'horizon: AM 1.5

soleil à 30 ° sur l'horizon: AM 2

Tableau II.1 : Correction d'altitude pour la masse d'air traversée

altitude	m	0	500	1 000	1 500	2 000	2 500	3 000	3 500	4 000	4 500	5 000
pression	hPa	1 013	950	891	836	784	736	690	648	607	570	535
masse d'air traversée		1,00	0,94	0,88	0,83	0,77	0,73	0,68	0,64	0,60	0,58	0,53

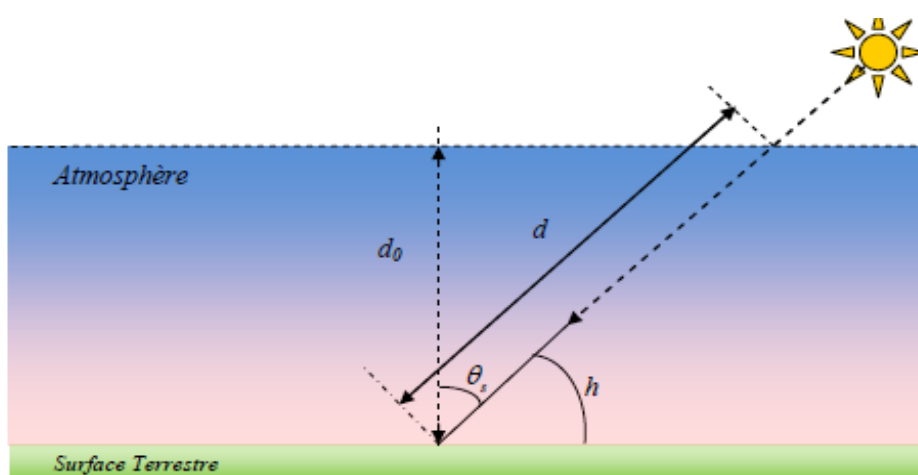


Fig II.2 Nombre de masse atmosphérique

II.5. Coefficients d'extinction

L'extinction (ou atténuation) atmosphérique résulte de la superposition de deux processus physiques distincts qui sont l'absorption et la diffusion. Ces processus s'appliquent aussi bien aux molécules qu'aux aérosols, brumes, brouillards et pluie.

L'extinction est la somme de :

l'absorption et la diffusion moléculaires ;

l'absorption et la diffusion des aérosols ;

l'extinction par la pluie et la neige.

II.6. La diffusion moléculaire

La diffusion se produit lors de l'interaction entre le rayonnement incident et les particules ou les grosses molécules de gaz présentes dans l'atmosphère. Les particules dévient le rayonnement de sa trajectoire initiale. Le niveau de diffusion dépend de plusieurs facteurs comme la longueur d'onde, la densité de particules et de molécules, et l'épaisseur de l'atmosphère que le rayonnement doit franchir. Il existe trois types de diffusion : la diffusion de Rayleigh , la diffusion de Mie et la diffusion non-sélective [34] .

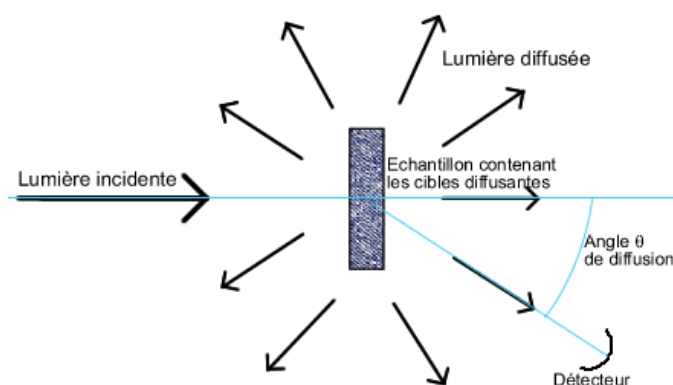


Fig II.3 : L'énergie réfléchie par l'atmosphère vers l'espace est diffusée par les molécules ou par des particules en suspension (gouttelettes d'eau ou aérosols)

II.6.1. La diffusion de Rayleigh

se produit lorsque la taille des particules est inférieure à la longueur d'onde du rayonnement. Celles-ci peuvent être soit des particules de poussière ou des molécules d'azote ou d'oxygène. La diffusion de Rayleigh disperse et dévie de façon plus importante les courtes longueurs d'onde que les grandes longueurs d'onde. Cette forme de diffusion est prédominante dans les couches supérieures de l'atmosphère. Ce phénomène explique pourquoi nous percevons un ciel bleu durant la journée. Comme la lumière du Soleil traverse l'atmosphère, les courtes longueurs d'onde (correspondant au bleu) du spectre visible sont dispersées et déviées de façon plus importante que les grandes longueurs d'onde. Au coucher et au lever du Soleil, le rayonnement doit parcourir une plus grande distance à travers l'atmosphère qu'au milieu de la journée. La diffusion des courtes longueurs d'onde est plus importante. Ce phénomène permet à une plus grande proportion de grandes longueurs d'onde de pénétrer l'atmosphère.

II.6.2. La diffusion de Mie

La diffusion de Mie lorsque les particules sont presque aussi grandes que la longueur d'onde du rayonnement. Ce type de diffusion est souvent produit par la poussière, le pollen, la fumée et l'eau. Ce genre de diffusion affecte les plus grandes longueurs d'onde et se produit surtout dans les couches inférieures de l'atmosphère où les grosses particules sont plus abondantes. Ce processus domine quand le ciel est ennuagé [34].

Le troisième type de diffusion est celui de la diffusion non-sélective. Ce genre de diffusion se produit lorsque les particules (les gouttes d'eau et les grosses particules de poussière) sont beaucoup plus grosses que la longueur d'onde du rayonnement. Nous appelons ce genre de diffusion "non-sélective", car toutes les longueurs d'onde sont dispersées.

Les gouttes d'eau de l'atmosphère dispersent le bleu, le vert, et le rouge de façon presque égale, ce qui produit un rayonnement blanc (lumière bleue + verte + rouge = lumière blanche). C'est pourquoi le brouillard et les nuages nous paraissent blancs.

Un autre phénomène entre en jeu lorsque le rayonnement électromagnétique interagit avec l'atmosphère : c'est l'absorption. L'absorption survient lorsque les grosses molécules de l'atmosphère (ozone, bioxyde de carbone et vapeur d'eau) absorbent l'énergie de diverses longueurs d'onde.

L'ozone absorbe les rayons ultraviolets qui sont néfastes aux êtres vivants. Sans cette couche de protection dans l'atmosphère, notre peau brûlerait lorsqu'elle est exposée au Soleil.

Vous avez peut-être entendu dire que le bioxyde de carbone est un gaz qui contribue à l'effet de serre. Ce gaz absorbe beaucoup de rayonnement dans la portion infrarouge thermique du spectre et emprisonne la chaleur dans l'atmosphère.

La vapeur d'eau dans l'atmosphère absorbe une bonne partie du rayonnement infrarouge de grandes longueurs d'onde et des hyperfréquences de petites longueurs d'onde qui entrent dans l'atmosphère (entre 22 μ m et 1 m). La présence d'eau dans la partie inférieure de l'atmosphère varie grandement d'un endroit à l'autre et d'un moment à l'autre de l'année. Par exemple, une masse d'air au-dessus d'un désert contient très peu de vapeur d'eau pouvant absorber de l'énergie, tandis qu'une masse d'air au-dessus des tropiques contient une forte concentration de vapeur d'eau.

Parce que ces gaz et ces particules absorbent l'énergie électromagnétique dans des régions spécifiques du spectre, ils influencent le choix de longueurs d'onde utilisées en télédétection.

Les régions du spectre qui ne sont pas influencées de façon importante par l'absorption atmosphérique, et qui sont donc utiles pour la télédétection, sont appelées les fenêtres atmosphériques. En comparant les caractéristiques des deux sources d'énergie les plus communes (le Soleil et la Terre) avec les fenêtres atmosphériques disponibles, nous pouvons identifier les longueurs d'onde les plus utiles pour la télédétection.

La portion visible du spectre correspond à une fenêtre et au niveau maximal d'énergie solaire. Notez aussi que l'énergie thermique émise par la Terre correspond à une fenêtre située à près de 10 mm dans la partie de l'infrarouge thermique du spectre. Dans la partie des hyperfréquences, il existe une grande fenêtre qui correspond aux longueurs d'onde de plus de 1 mm.

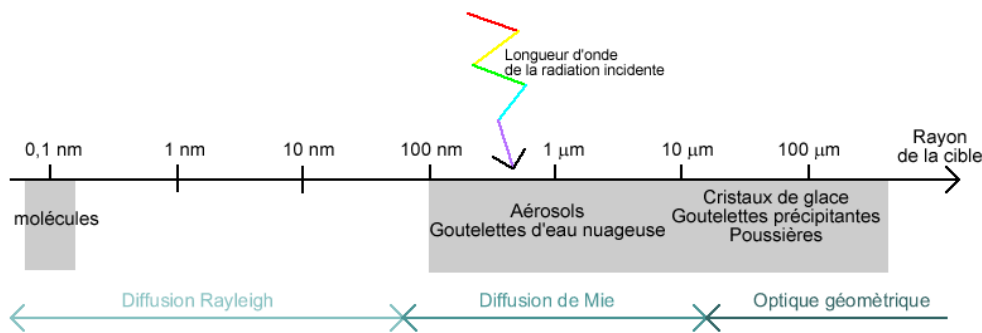


Fig II.4. Différents types de diffusion

La loi d'atténuation de rayonnement solaire à travers l'atmosphère

La loi d'atténuation de rayonnement solaire à travers l'atmosphère peut s'écrire sous la forme :

$$I_{\lambda}(m) = I_{0\lambda} \tau (\lambda, m). \dots\dots\dots(II.3)$$

$I_{\lambda}(m)$: l'éclairement monochromatique reçu au sol pour une masse d'air (m) donnée,

$I_{0\lambda}$: l'éclairement à la limite de l'atmosphère,

$\tau(\lambda, m)$: coefficient de transmission monochromatique,

II.6.3. Diffusion moléculaires.

L'effet de diffusion est écrie par le coefficient d'extinction $ar(\lambda)$ qui donnée par la formule de Rayleigh :

$$ar(\lambda) = 32 \pi^3 / (n - 1)^2 \cdot \lambda^{-4} \dots\dots\dots(\text{II.4})$$

N : nombre de molécule par unité de volume (la densité)

n: l'indice de réfraction du gaz

La relation qui lié le coefficient de transmission et le coefficient d'extinction, appelé épaisseur optique intégrale est :

$$\tau(\lambda, m) = \exp(-a(\lambda), m) \dots\dots\dots(\text{II.5})$$

m : La masse d'air atmosphérique

Pour un ciel clair et pur, le coefficient de transmission global de l'atmosphère est donné par la formule empirique suivante: $\tau_{atm} = 0,5 (e^{-0,65m} + e^{-0,095 m})$

Diffusion par les aérosols.

Ce phénomène se présente lorsque la taille des particules est sensiblement égale à la longueur d'onde $\lambda(r = \lambda)$, donc selon les dimensions de l'aérosol, la loi d'extinction par diffusion correspond à un exposant de λ compris entre 0 et +4, les coefficients d'extinction correspondants c'écrit donc :

$$\alpha_a \lambda = C \lambda^{-\alpha} \dots\dots\dots(\text{II.6}) \quad 0 < \alpha < 4$$

C : est un coefficient de proportionnalité.

Pour couvrir le domaine de la diffusion par tous aérosols,, ANGSTROM (1929) a proposé une formule empirique un coefficient d'extinction moyen par les aérosols :

$$\alpha_a (\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-1.3} \dots \dots \dots \dots \dots \dots (II. 7)$$

β coefficient de trouble monochromatique

β_A est appelé coefficient de trouble d'ANGSTROM, ou coefficient de trouble atmosphérique, caractérise la quantité d'air sol contenue dans la colonne verticale d'atmosphère, au-dessus de lieu d'observation, il varie entre 0.02 (ciel très pur) est 0.25 (ciel pollué), aussi apprécier par la couleur de ciel:

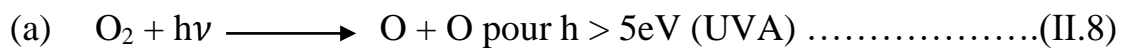
- Plus profond bleu : $\beta_A = 0.02$
- Bleu moyen $\beta_A = 0.08$
- Bleu laiteux $\beta_A = 0.2$

Absorption par les gazes atmosphérique

Les gazes constituent l'atmosphère, ainsi que la vapeur d'eau, modifié le rayonnement solaire par absorption.

• **Rôle de l'ozone:**

L'ozone stratosphérique est constamment renouvelé; il est produit en deux étapes:



mais à son tour une partie de cet ozone est dissocié sous l'influence des photons d'énergie comprise entre 4 et 5eV.



c'est cette dernière réaction qui filtre les rayonnements solaires dangereux pour les micro-organismes et les végétaux.

Arrivant au sol le rayonnement filtré produit de l'oxygène O_2 par photosynthèse sur les végétaux. Le CO_2 est absorbé le jour par les végétaux et restitué la nuit. Les mêmes végétaux, en se dégradant, restituent à l'atmosphère du méthane CH_4 et de l'hémioxyde d'azote N_2O qui eux-mêmes entrent dans le fragile équilibre de l'ozone stratosphérique.

- **Rôle de vapeur d'eau**

La quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère est caractérisée par l'épaisseur d'eau condensable W est donnée par l'expression suivante :

$$W = 0.17 \cdot 10^{-5} P_{SVS} \varphi \dots \dots \dots (II.11)$$

W : exprimé en cm

P_{SVS} : la pression de vapeur d'eau saturante à la température T ($^{\circ}C$) en pascals,

$$P_{SVS} = 611 \exp(T / (0,059 T + 13,706)) \dots \dots \dots (II.12)$$

φ : Humidité relative, est égale au rapport de la pression partielle de vapeur d'eau sur la pression de la vapeur saturante P_{SVS} .

Le coefficient d'absorption solaire est calculé par la formule empirique suivante:

$$\alpha_m = 0,3 (m \cdot W)^{0,3} \dots \dots \dots (II.13)$$

m : masse atmosphérique

- **Rôle de l'oxygène (O_2) :**

Il absorbe des bandes étroites du spectre visible (vers 0.69 et 0.76 μm).

- **Rôle de gaz carbonique (CO₂) :**

Il absorbe des une partie de l'infrarouge lointain ($\lambda > 2\mu\text{m}$).

Le Tableau donne en valeurs relatives les principales bandes d'absorption de l'atmosphère au niveau du sol pour une hauteur d'eau condensable de 2 cm. Il montre clairement que la partie visible du spectre est peu affectée par l'absorption.

Tableau II.2 : Valeur relative des principales bandes d'absorption de l'atmosphère au niveau du sol (hauteur d'eau condensable: 2 cm)

λ (μm)	.2	.3	.4	.5	.6	.7	.8	.9	1.0	1.1	1.4	1.6	1.9	2.6
O ₃	1.0	0.5	0.4	0.3	0.1	0.1								
O ₂						0.2	0.2							
CO ₂												0.15	0.35	1.0
H ₂ O						0.2	0.2	0.5	0.6		1.0			1.0

Les rayons UV lointains sont totalement absorbés dans l'ionosphère et dans la stratosphère. Dans la gamme de longueur d'ondes qui nous intéresse (0.2 à 2 μm) pratiquement seuls l'ozone, la vapeur d'eau et le gaz carbonique dans une moindre mesure, interviennent de manière sensible dans l'absorption gazeuse. L'ozone absorbe l'UV moyen (sur une large bande de 0.2 μ à 0.7 μm). L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0.69 et 0.76 μm . La vapeur d'eau a sept bandes d'absorption dont 3 fortes dans l'infrarouge moyen. Le gaz carbonique, absorbe suivant trois raies étroites dans l'IR au-delà de 1.5 μm .

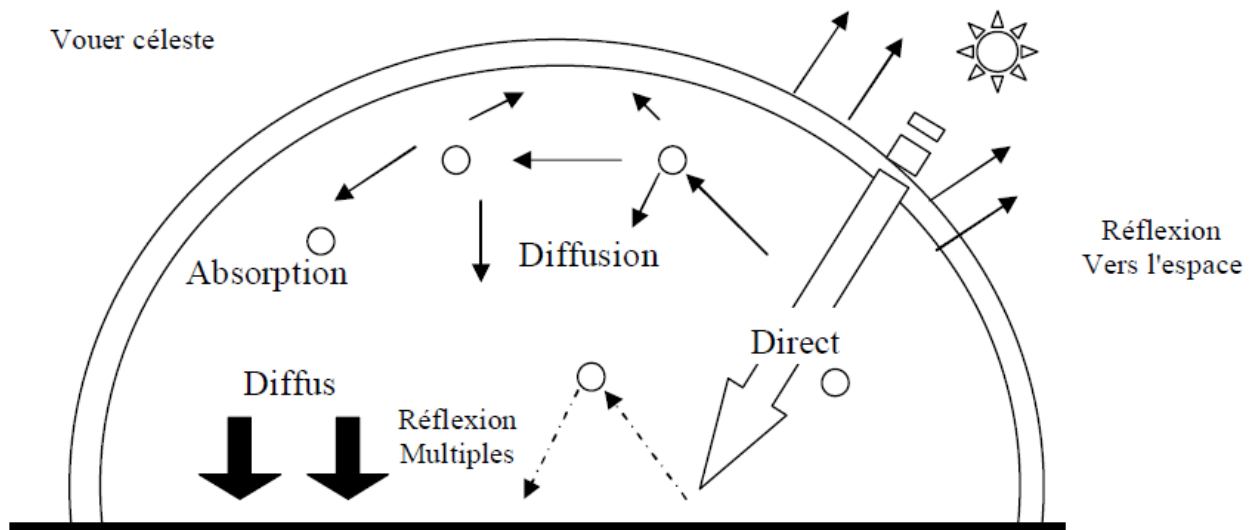


Fig II.5 Schéma de diffusion et d'absorption dans l'atmosphère [9]

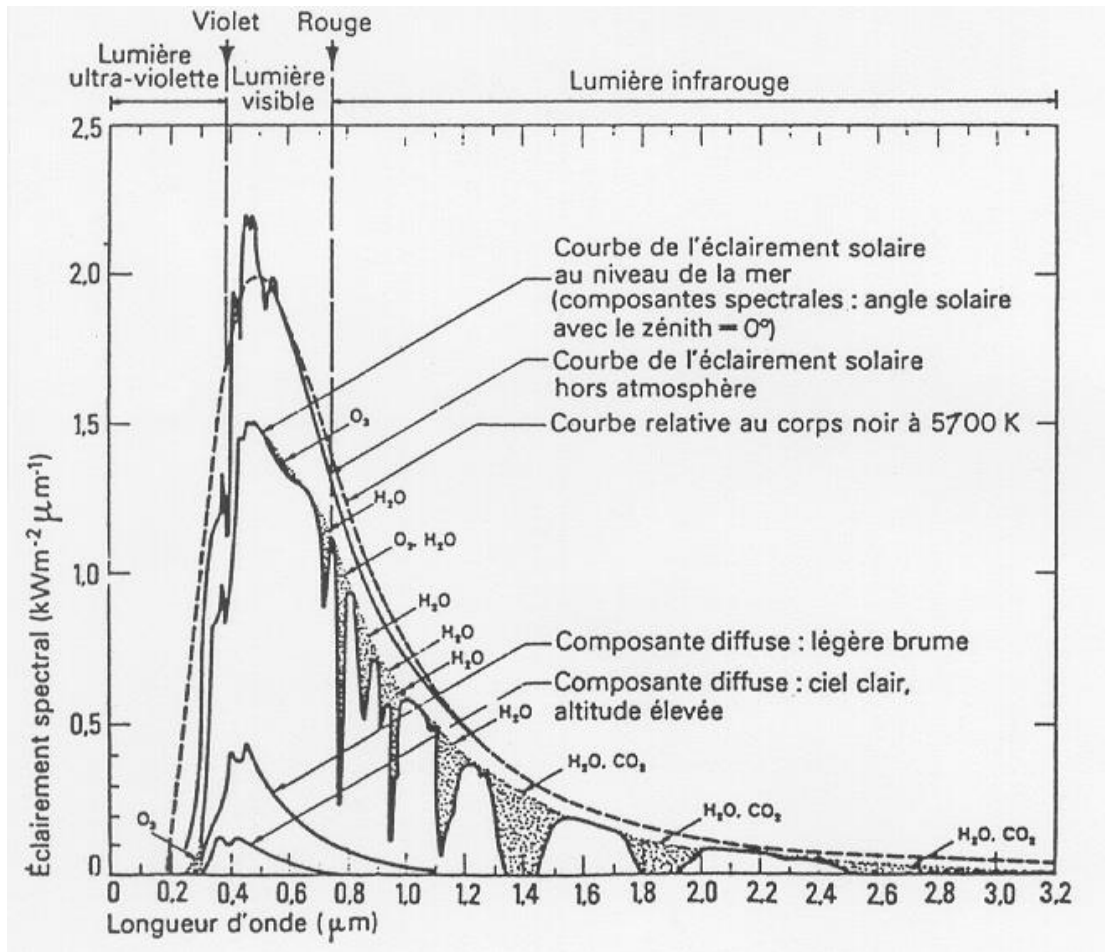


Fig II.6 : Le corps noir à 5700 °K et les spectres solaires AM0 et AM1 [35]

Effets des aérosols

Les aérosols ont en général des dimensions semblables à la longueur d'onde de la lumière. Ce peuvent être des poussières, des cendres, des microcristaux, des microgouttelettes, des fumées de pollution industrielle dont la taille varie de 0.5 à 10 μm . La variation spectrale de la densité optique reste liée aux longueurs d'onde suivant une loi du type: $\beta = \beta_a \cdot \lambda^{-p}$

Sauf dans le cas des grosses gouttelettes nuageuses où $p=0$.

L'exposant p affecté à la longueur d'onde varie donc entre 0 et 4 .

La valeur 1.3 est une moyenne acceptable qui a été proposée par Angström au vu de nombreuses mesures. Le coefficient de trouble

d'Angström b a varie entre 0.02 pour un ciel bleu profond, 0.10 pour un ciel moyen, 0.20 pour les zones urbaines polluées et 0.8 pour un ciel laiteux [36-37].

Les nuages sont constitués de gouttelettes d'eau dont la taille est nettement supérieure à la longueur d'onde. La diffusion est alors neutre et provient de l'ensemble des phénomènes de réflexion, réfraction et diffraction. La nébulosité est le paramètre météorologique qui permet d'estimer l'importance prise part les nuages dans les phénomènes de diffusion. Elle s'exprime en huitièmes ou en fractions décimales de ciel couvert. Cette notion n'étant que descriptive, on la relie à la fraction d'insolation s qui est une grandeur mesurable dès qu'on connaît les durées d'insolation enregistrées par l'héliographe.

$$\sigma = \text{durée d'insolation} / \text{durée du jour}$$

Tableau 5 : Les principales sources d'absorption et de diffusion [21].

Type	Absorption	Diffusion
Gaz atmosphérique	Faible	forte en λ^{-4}
Vapeur d'eau	sensible pour $\lambda > 0.65\mu$	négligeable
Ozone	forte $\lambda < 0.3 \mu$	négligeable
Aérosols	Faible	en λ^{-p} avec $1 < p < 3$
Nuages	Faible	forte et neutre

II.7.Facteur de trouble de Link

Le calcul des moyennes décadaires ou mensuelles conduit à des relations fonctionnelles entre les valeurs moyennes du trouble de Link TL, du coefficient de trouble d'Angström β_a et de la tension de vapeur d'eau t , telle que [21]:

$$TL = 1,6 + 16 \beta_a + 0,5 \ln t \dots \dots \dots (II.14)$$

On rappelle que la hauteur d'eau condensable w exprimée en cm, est reliée à la tension de vapeur par la formule empirique de Hahn:

$$w \text{ (cm)} = 0,17 t \dots \dots \dots (II.15)$$

où t (mbar) représente la tension de vapeur d'eau au sol.

Faute de renseignements sur les aérosols, par journée de ciel clair et bleu, sans nuage, une autre formule peut être retenue en première approximation pour l'appréciation du trouble en un endroit défini, pour autant que l'on connaisse au moins la tension de vapeur d'eau moyenne au sol pour la période considérée [21]:

$$TL = 2,2 + 0,5 \ln t \dots \dots \dots (II.16)$$

Il convient toutefois d'apporter la correction liée à l'altitude ($DTL = -0,35.z$ avec z en km) très approximative mais justifiée en moyenne.

TL = $3,2 \pm 0,5$ en régions tempérées (mini en hiver : 2,5 à 3, maxi en été : 3,5 à 4).

TL = $3,9 \pm 0,4$ en régions intertropicales humides (maxi en saison sèche : 4,5 à 5)

Pour des sites de faible altitude, on peut relier le facteur de trouble de Link à la couleur du ciel :

Tableau II.3: Facteur de trouble de Link [21]

Couleur du ciel		Bleu profond	Bleu pur	Moyen	Laiteux
Visibilité au sol		> 100 km	60 à 100	30 à 50	12 à 25
Coef de Trouble		0.015	0.045	0.110	0.300
Tension de vapeur d'eau (hPa)	Hauteur d'eau (g/cm ² ou cm)	T _L	T _L	T _L	T _L
3-5	0.5	2.0	2.6	3.4	4.9
6-8	1.0	2.3	2.9	3.7	5.2
9-16	2.0	2.6	3.2	4.0	5.6
18-30	4.0	2.9	3.5	4.3	5.9

Dans certaines conditions, lorsque le vent est suffisant et que la stratification de l'atmosphère n'est pas trop marquée, il est possible de relier le facteur de trouble TL à la visibilité mesurée au sol. Si l'on dispose des observations météorologiques correspondantes de cette visibilité V, exprimée en km, on peut retenir une relation du type :

$$TL = (24 / \ln V) - 2,4 \dots \dots \dots (II.17)$$

Spectres de référence

A chaque longueur d'onde est associé un photon d'énergie :

$$E = hn = hc/\lambda \dots \dots \dots (II.18)$$

où h est la constante de Planck, c est la vitesse de la lumière, n la fréquence et l la longueur d'onde. Les opticiens et les thermiciens ont l'habitude de repérer le rayonnement par la longueur d'onde exprimée en μm. Les physiciens du solide parlent plus souvent en terme d'énergie exprimée en eV. Le passage d'un langage à l'autre est obtenu par la formule :

$$E (eV) = 1.24/\lambda(\mu m) \dots \dots \dots (II.19)$$

Le groupe de Physique du Solide du CNRS a établi des modèles d'irradiance spectrale pour n'importe quelles conditions. Le Tableau précédent indique les valeurs de la constante solaire en fonction du

nombre d'air masse. La Figure donne les irradiances spectrales correspondantes.

Tableau II.4 : Valeur de la constante solaire en fonction de l'épaisseur m d'atmosphère traversée

m	0	1	1.5	2	3	4	5
$E(W/m^2)$	1353	931	834	755	610	530	430

La constante solaire n'en est une que dans l'esprit de ceux qui ont élaboré les normes. En fait, les valeurs de l'éclairement énergétique global dépendent beaucoup des paramètres qui caractérisent l'atmosphère (coefficient de diffusion moléculaire, humidité, turbidité...).

Ainsi pour AM 1.5, la constante solaire peut varier de 760 W/m² dans une atmosphère polluée à 876 W / m² pour un ciel très clair. Comme ces données sont très importantes pour déterminer avec assez de précision la puissance crête d'une installation photovoltaïque, il a très vite fallu établir des spectres de référence. Celui qui avait été utilisé pendant la conquête spatiale était bien sûr AM0. Pour s'adapter aux applications terrestres des photopiles, on a adopté AM1 à la fin des années 70, et au cours des années 80, pour se rapprocher davantage des conditions de répartition spectrale de nos latitudes on a choisi celle qui correspond à AM 1.5.

Les spectres au sol sont plus pauvres en UV et plus riches en IR. Les photopiles à usage terrestre n'auront donc pas la même optimisation de réponse spectrale que les photopiles à usage spatial.

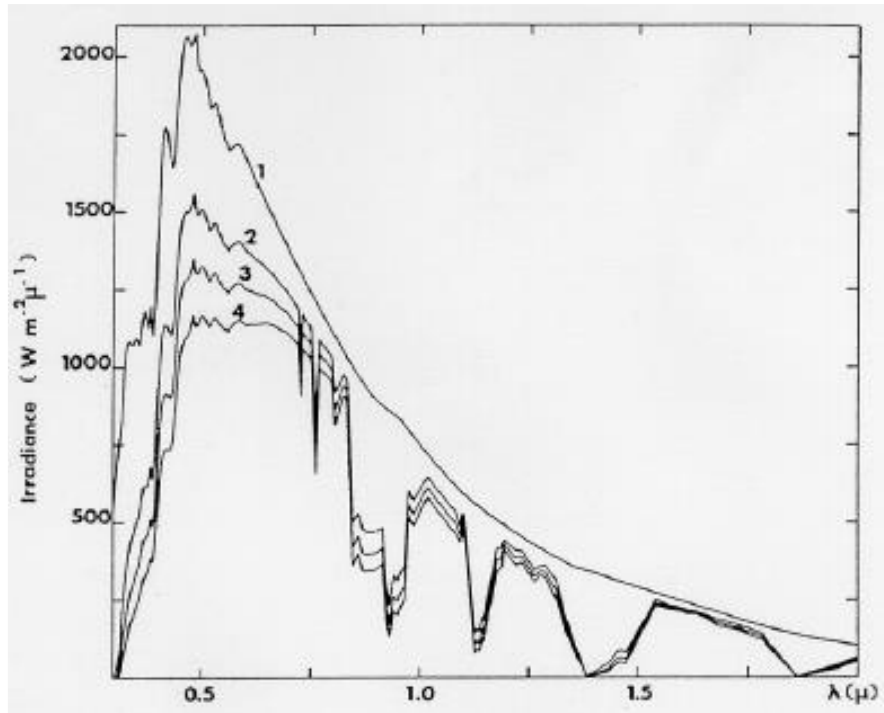


Fig II.9: Irradiance spectrale pour une atmosphère peu polluée de type méditerranéen ($n = 1.3$, $b = 0.04$, $v = 2$ cm) (1) AM0, (2) AM1, (3) AM1.5, (4) AM2. [21]

La répartition spectrale de l'éclairement énergétique solaire de référence qui a donc été adoptée par la France (norme NFC57-100), puis par la CEI (IEC 1215, TC82, WG2) est décrite en annexe de ce cours. C'est une répartition de l'éclairement énergétique solaire total (direct + diffus), correspondant artificiellement à un éclairement de 1000 W / m^2 avec une traversée AM 1.5 d'atmosphère, sur une surface plane inclinée de 37°

par rapport à l'horizontale, l'albédo (facteur de réflexion au sol) étant de 0.2, et les conditions météorologiques les suivantes:

- hauteur d'eau condensable: $w = 1.42$ cm
- hauteur réduite d'ozone: $v = 0.34$ cm
- trouble atmosphérique: $TL = 2.7$ à 5

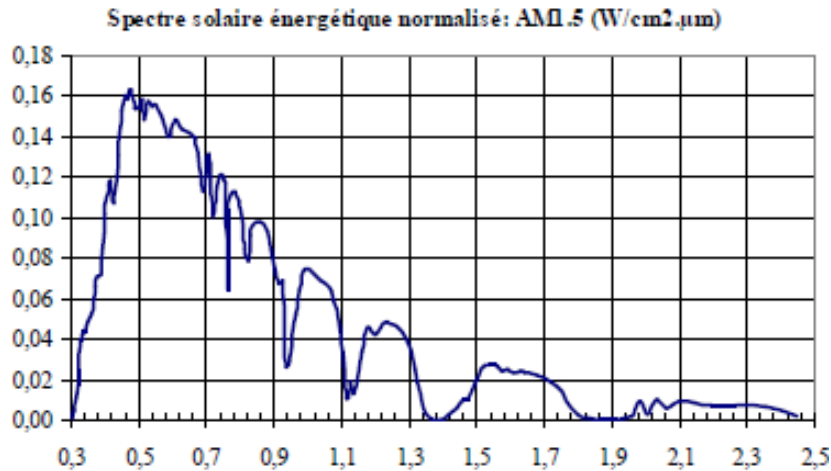


Fig II.10 : Spectre solaire énergétique normalisé à 100 mW /cm²: AM1.5 [38]

Ce faisant, on s'est tout de même éloigné de la réalité, puisqu'on associe arbitrairement à AM 1.5 une constante solaire de 1000 W / m² , soit 14 % de plus que sa valeur mesurée.

On verra par la suite que les conditions standard de mesure des modules, sur lesquelles la communauté internationale s'est accordée, pèchent de façon plus grave encore.

II.8. Potentiel de l'énergie solaire

L'irradiation solaire annuelle sur l'ensemble de la planète au niveau de la mer (754 million de TWh) représente plus de 5 000 fois l'énergie que nous consommons en 2004 (environ 12 Gtep ou 139 000 TWh 4). Sur le long terme - environ 50 ans - le potentiel extractible des différentes sources d'énergie renouvelable pourrait en pratique couvrir la consommation mondiale actuelle : la photosynthèse au premier chef avec 6 Gtep (70 000 TWh), puis le vent avec 1,7 Gtep (20 000 TWh), la grande hydraulique 14 à 20 000 TWh, dont le potentiel théorique mondial est d'environ 40 000 TWh, le solaire installé sur les toits des bâtiments

industriels, commerciaux, tertiaires et domestique 0.25 Gtep (2 900 TWh), et la géothermie des couches profondes 0.2 Gtep (2 300 TWh).

II.9. Le rayonnement global G.

La composante diffuse provenant de toute la voûte céleste, elle n'a pas d'orientation privilégiée. Elle ne peut donc être concentrée par des instruments optiques. Le rayonnement diffus est plus riche en bleu que le rayonnement global. Les photopiles étant des détecteurs sélectifs, ce point a son importance. En outre on peut démontrer que dans les régions de hautes latitudes, en hiver où le ciel est souvent couvert, il est inutile d'orienter les panneaux solaires dans la direction du soleil, car la composante diffuse est si importante (80 %) qu'il est préférable de monter les panneaux à l'horizontale pour qu'ils voient toute la voûte céleste.

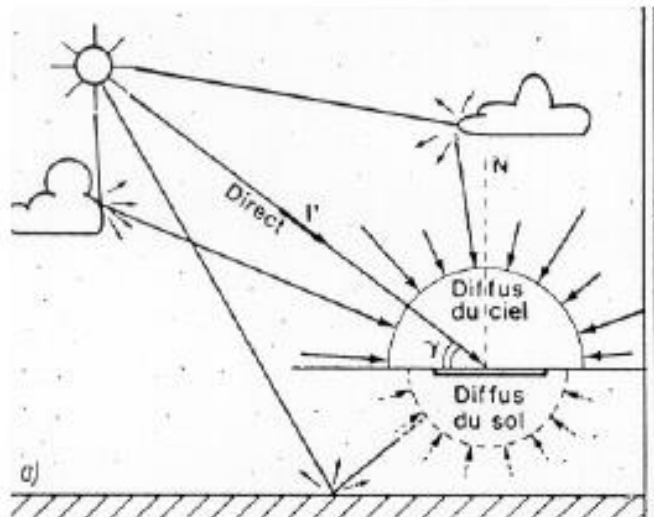


Fig II.12 : Composantes de l'éclairage global d'une surface horizontale.

II.10.Albédo

Nom masculin originaire du bas latin "albédo", blancheur; c'est la fraction d'un rayonnement incident diffusée ou réfléchi par un obstacle. Ce terme étant généralement réservé au sol ou aux nuages, c'est une valeur moyenne de leur réflectance pour le rayonnement considéré et pour tous les angles d'incidences possibles. Par définition, le corps noir possède un albédo nul.

L'albédo de certaines masses nuageuses brillantes (cumulus et cumulo-nimbus) peut être très important de sorte que l'éclairement au sol dépasse $1\ 400\ \text{W}/\text{m}^2$.

De même, il faudra tenir compte de l'albédo du sol pour le dimensionnement d'installations solaires installées sur une surface enneigée (refuges de montagne), sur l'eau (bouées de navigation), dans les zones désertiques, ou même sur les toitures des immeubles.

La valeur de l'albédo du sol a habituellement retenue est de 0,2 pour les sols cultivés, 0,3 à 0,4 pour le sable, 0,6 à 0,8 pour la neige. L'influence de l'albédo du sol est notable, par ciel clair, dans le cas de surfaces réceptrices inclinées, et surtout verticales. La réflectance d'un toit, d'une rue, d'un champ, d'une paroi, etc... doit être déterminée et précisée dans chaque cas particulier.

La valeur de l'albédo est également sensible, surtout par ciel couvert, pour l'appréciation du rayonnement diffus du ciel. A l'échelle des estimations dans un rayon de plusieurs kilomètres, c'est-à-dire au plan des climats locaux, des évaluations raisonnables doivent pouvoir être effectuées statistiquement. Des variations de l'albédo entre 0,15 et 0,30 peuvent en général être négligées. C'est dans ce sens que, en régions tempérées, de même que sur mer ou dans les déserts, les variations d'albédo liées à

l'évolution saisonnière de la couverture végétale ou à la hauteur du Soleil ne sont que grossièrement évaluées.

Par contre, et ceci surtout pour les hautes latitudes ou en montagne, la couverture neigeuse du sol peut entraîner un albédo moyen de l'ordre de 0,6 (neige ancienne, glaciers) à 0,8 (neige fraîche), qui influe sensiblement sur le rayonnement diffus du ciel, surtout par ciel couvert. Dans le cas d'un revêtement neigeux (à fort albédo), celui-ci intervient de manière sensible sur le rayonnement reçu par une paroi verticale. L'existence (ou l'absence) de neige dans un rayon de 50 ou 100 m devant la paroi en question ne préjuge en rien de la couverture de neige existante ou non au sol dans un rayon de 10 à 15 km, seule à prendre en compte pour la modification du rayonnement diffus du ciel.



Fig II 12 : l'Albédomètre

CHAPITRE III :
Calcul
du rayonnement
solaire au sol

III.1 Mesure le rayonnement global par ciel clair sur une surface horizontale

Le rayonnement global G reçu par une surface horizontale se décompose en deux termes:

- le rayonnement direct I (éclairage corrigé des phénomènes atmosphériques)
- le rayonnement diffus D en provenance de toute la voûte céleste.

On aura donc sur un plan horizontal 9:

$$G_h = I \sin h + D_h = I_h + D_h \dots \dots \dots (III.1)$$

Pour connaître D_h , on fait appel à la fraction d'insolation s qui représente le nombre d'heures de soleil mesurées par l'héliographe divisé par la durée théorique du jour.

Par ciel clair, on peut en première approximation, utiliser la formule empirique:

$$D_h = G_h \cdot (0.9 - 0.8s) \text{ valable pour } 0.15 < s < 0.70 \dots \dots \dots (III.2)$$

III.2 Expression du rayonnement direct reçu sur un plan quelconque

Si i est l'angle d'inclinaison de la normale du plan de mesure avec la verticale du lieu, h la hauteur du soleil, a l'azimut et α l'angle d'incidence du rayon direct avec la normale au plan de mesure, on aura pour la composante directe I_i du rayonnement frappant le capteur:

- Soleil à midi (azimut nul): $a = 0$
- pour un plan horizontal (Fig 17-a): $i = 0$ et $I_i = I \cdot \sin h$
- pour un plan incliné sur l'horizontale, et orienté Sud (Figure 17-b):
 $a = 90^\circ - (h+i)$ et $I_i = I \cdot \cos a = I \cdot \sin (h+i)$
- Azimut quelconque:
- pour un plan vertical orienté Sud (Fig 17-c): $i=90^\circ$ et $I_i = I \cdot \cos h \cdot \cos a$
- pour un plan incliné sur l'horizontale et orienté Sud (Figure 13-d):

I_i est la résultante de deux composantes projetées sur la normale au plan du capteur:

- l'une perpendiculaire à l'horizon: $I \cdot \sin h$,
- l'autre dans le plan de l'horizon, pointant vers le sud: $I \cdot \cos h \cdot \cos a$

la somme des projections donne:

$$I_i = I (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos a \cdot \sin i) \dots\dots\dots(III.2)$$

- pour un plan vertical d'orientation quelconque dont la normale fait un angle g avec le plan méridien (Fig 17-e):

$i=90^\circ$ et $I_i = I \cdot \cos h \cdot \cos (g-a)$

- pour un plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque g (Fig 17-f):

$$I_i = I \cos _ = I (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos (g - a) \cdot \sin i) \dots\dots\dots(III.3)$$

Ainsi, la formule la plus générale donnant l'angle d'incidence i du rayonnement solaire direct tombant sur un vitrage d'inclinaison i et d'orientation g est :

$$\beta = \text{Arc cos} (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos (g - a) \cdot \sin i) \dots\dots\dots(III.4)$$

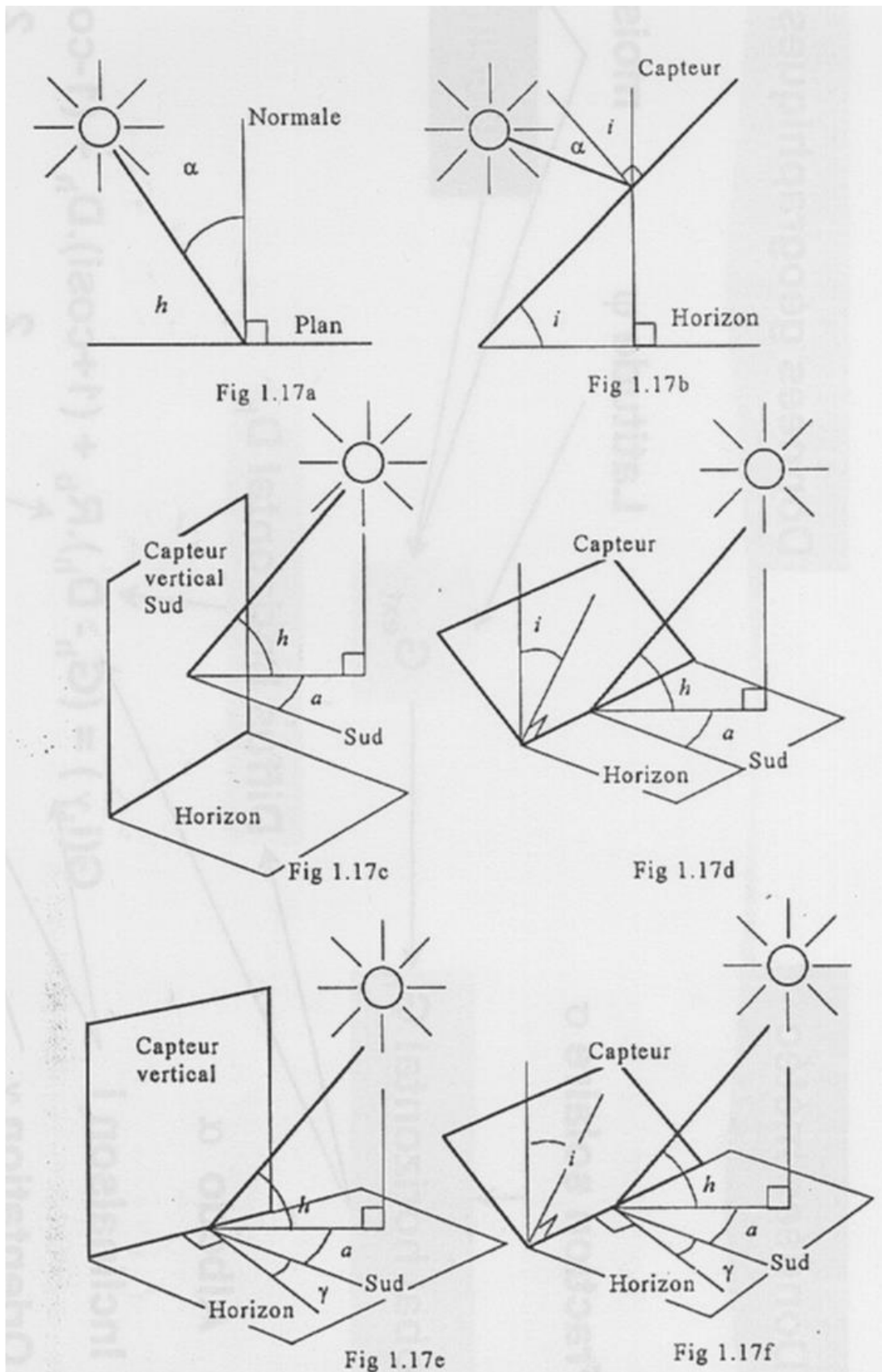


Fig III.1 Plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque

III.3 Composante diffuse pour une surface d'orientation quelconque

Pour estimer l'apport solaire sur une surface d'orientation quelconque, il faut clairement séparer le calcul de la part du rayonnement diffus puisque seule intervient pour ce dernier l'inclinaison i de la surface qui permet de voir plus ou moins d'espace et plus ou moins d'albédo en provenance du sol. Par exemple une surface verticale ne voit que la moitié de l'espace, mais l'albédo du sol peut devenir prépondérant (voir définition p.25).

$$D = \frac{1+\cos i}{2} D_h + \frac{1-\cos i}{2} \alpha \cdot G_h \dots \dots \dots (III.5)$$

où a est le coefficient d'albédo du sol.

Pour un plan vertical, en prenant $a = 0.2$, on aura : $D_v = 0.5 (D_h + 0.2 G_h)$

Dans des conditions moyennes de nébulosité, pour connaître D_h , on fait appel à la fraction d'insolation s et en première approximation, la composante diffuse est donnée par la relation empirique:

$$D_h = G_h (1 - 0.25s - 0.6 \sqrt{s}) \dots \dots \dots (III.6)$$

La fraction d'insolation s .

C'est le paramètre représentatif des conditions de nébulosité du ciel. La nébulosité est le rapport entre la surface du ciel couverte par les nuages et la surface totale du ciel au-dessus du territoire correspondant.

Cette notion n'étant que descriptive, on la relie à la fraction d'insolation qui est une grandeur mesurable dès qu'on connaît les

durées d'insolation enregistrées par l'héliographe et qui s'en déduit par le rapport : $s = S / S_0$ avec S = durée d'insolation mesurée et S_0 durée maximale d'insolation.

Il est possible de relier le rayonnement global G sur une surface à la fraction d'insolation et au rayonnement diffus D . Connaissant G , on peut donc calculer le rayonnement diffus D .

Irradiance directe ciel clair (sans nuages)

· L'irradiance (éclairage) directe dans un plan perpendiculaire au soleil est donnée en W/m^2 par la formule de Kasten:

$$I_1 = (I_0 - 31 TL) \exp(-m TL / (0.9 m + 9.4)) \dots\dots\dots(III.7)$$

où I_0 est la constante solaire hors atmosphère, .

$$TL = 1,6 + 16 ba + 0,5 \ln t \dots\dots\dots(III.8)$$

Par l'épaisseur d'atmosphère traversée m , la formule tient compte de la pression atmosphérique en mbar et de l'altitude z en km. Quant au trouble de Link, il dépend du coefficient de diffusion d'Angström et de la hauteur d'eau condensable.

· La composante du rayonnement direct sur une surface horizontale est alors, dans tous les cas :

$$I_{1h} = I_1 \cdot \sin h \dots\dots\dots(III.9)$$

· Et la composante directe dans un plan d'inclinaison quelconque i et d'orientation quelconque g le soleil à une hauteur h et un azimut a :

$$I_{1i} = I_1 (\sin h \cdot \cos i + \cos h \cdot \cos (g - a) \cdot \sin i) \dots\dots\dots(III.10)$$

Irradiation directe ciel quelconque

La dispersion des éclairagements et les écarts entre valeurs mesurées et calculées sont très sensiblement réduits si l'on procède à une intégration sur des intervalles de temps de l'ordre de l'heure: on obtient alors des valeurs moyennes qui correspondent, avec une bonne précision, à celles déduites de relevés portant sur plusieurs journées identiques. On prend alors, pour le calcul de la hauteur du Soleil, l'heure correspondant au milieu de l'intervalle de temps considéré, et on suppose que les éclairagements calculés restent inchangés durant tout cet intervalle, ce qui fait que l'irradiation est égale à l'irradiance multipliée par une heure.

$$I_h = K.I_1h.....(III.11)$$

$$K = s / (1+c (1- s))(III.12)$$

Le rapport K est donc une fonction de la fraction solaire s et d'un paramètre de nuage c compris entre 0 et 2, à déterminer expérimentalement, en fonction du type de nuages et du régime des passages nuageux. L'étude statistique des variations de K en fonction de s pour les intervalles horaires de chaque journée, montre que, en France Nord, c varie de 0,3 en hiver à 1 en été, et dans le Sud de 0,5 l'hiver à 1,2 l'été ; en l'absence de connaissance du climat du site, on prendra c = 1 en toutes saisons.

Rayonnement diffus

Ciel clair (sans nuages)

Pour calculer l'irradiance diffuse dans un plan horizontal, nous avons concocté la formule suivante :

$$D_{1h} = 380 \exp (-4/ TL) . \exp (-z/7,8) . (\sin h) L(T+16)/3....(III.13)$$

Ciel quelconque

Pour calculer l'irradiation diffuse horizontale par ciel quelconque dans un plan horizontal, la formule suivante a été proposée par Bedel :

$$D_h = I_h \cdot f(s) / (1 - f(s)) \text{ avec } f(s) = 0.9 - s (0.9 - (D_{1h} / G_{1h})) \dots(III.14)$$

où s représentant la fraction d'ensoleillement pour l'intervalle de temps horaire considéré.

III.4. Rayonnement global

Ciel clair (sans nuages)

Pour calculer l'irradiance globale dans un plan horizontal, nous avons concocté la formule suivante qui tient compte de l'altitude z (km), à partir de la formule proposée par une commission de l'Organisation Météorologique Mondiale :

$$G_{1h} = (1300 - 57 \cdot TL) \exp(0,22z/7,8) \cdot (\sin h) (TL + 36) / 33 \dots(III.15)$$

Cette relation doit bien sûr vérifier à toute heure la condition :

$$G_{1h} = I_{1h} + D_{1h} \dots\dots\dots(III.16)$$

Ciel quelconque

La formule générale dûe à Schuepp donne pour l'irradiation globale horizontale pour un ciel quelconque :

$$G_h = G_{1h} \cdot (a + (1 - a) \cdot (0,5 \cdot s \cdot (s + 1))^{0,5}) \dots\dots\dots(III.17)$$

Où s est la fraction solaire et a est un coefficient climatique compris entre 0 et 1, déduit des mesures :

- en régions septentrionales, on prendra a = 0,
- en régions tempérées, a = 0,10,
- en régions intertropicales, a = 0.33,
- et en régions équatoriales, a = 0,5.

Cette relation doit bien sûr vérifier à toute heure la condition :

$$G_h = I_h + D_h \dots\dots\dots(III.18)$$

III.5 Modèles simplifiés pour l'atmosphère

Il existe plusieurs modèles pour la simulation de l'éclairement solaire global, direct et diffus, généralement exprimés par des approches semi empiriques, les plus fréquemment connus et utilisés dans la pratique on citera principalement les modèles : PERRIN DE BRICHAMBAUT , le modèle de Liu Jordan , Capderou et R.Sun, ces quatre modèles donnent de bons résultats pour estimer l'irradiation solaire sur un plan parfaitement horizontal ou sur un plan incliné.

Méthode Semi-Empirique de Perrin Brichambaut [40-41]

Tout rayonnement incident sur terre va être décomposé en plusieurs rayonnements. Ces derniers varient en fonction de la hauteur du soleil, de l'angle d'incidence, des intempéries et de l'état de visibilité de l'atmosphère. La modélisation théorique des éclairissements solaires est très compliquée, ils sont en fonction des variations climatiques et des intempéries.

La méthode empirique de Perrin Brichambaut a donné de bons résultats pour l'estimation de l'énergie reçue par un capteur d'orientation quelconque .

Estimation de l'énergie instantanée (ciel clair)

Pour un ciel clair, les éclairissements du rayonnement direct I_d diffus I_s et global I_g reçus sur un capteur sont donnés par les relations suivantes:

$$I_s = A (\sin(h))^{0.4} \dots\dots\dots(III.19)$$

$$I_g = A' (\sin(h))^{\beta'} \dots\dots\dots(III.20)$$

$$I_d = A \left(\exp\left(-\frac{1}{B \sin(h+2)}\right) \cos(\theta) \right) \dots\dots\dots(III.21)$$

$$I_g = I_s + I_d \dots\dots\dots(III.22)$$

I_g : éclaircissement global reçu par une surface horizontale (w/m^2).

I_s : éclaircissement diffus reçu par une surface horizontale (w/m^2).

I_d = éclaircissement directe reçu par une surface horizontale (w/m^2).

A, B, A', B' : sont des constantes qui dépendent de l'état de l'atmosphère

La Déclinaison(δ)

Elle est bien représentée par la formule suivante

$$\delta(^{\circ}) = 23.45 \cdot \sin((2\pi 365) \cdot (284 + N_j))$$

Estimation de l'énergie instantanée (ciel couvert)

Le ciel couvert est un ciel gris totalement rempli de couches nuageuses continues, plus ou moins denses optiquement, et au travers des quelles il n'est pas possible de distinguer le disque Solaire.

Dans ces conditions, le rayonnement direct est inexistant et le rayonnement global ne se compose que du rayonnement diffus .Si la couverture nuageuse est homogène, on peut considérer que le rayonnement diffus du ciel est isotrope de même que le rayonnement diffus du sol. Le rayonnement global par un ciel couvert est ;

$$I'_g = K I_g (1 + 0.33 \sin(h)) \dots\dots\dots(III.23)$$

K : coefficient qui dépend de l'état du ciel avant d'être recouvert par les nuages.

K = 0.6 pour un ciel bleu foncé.

K = 0.3 pour un ciel bleu clair.

K = 0.6 pour un ciel bleu laiteux .

III.6. Modèles statistiques [39,43]

III.6. 1.Modèles de Liu Jordan:

Rapport du rayonnement global horaire en moyenne mensuelle, au rayonnement global Journalier en moyenne mensuelle (r_t)

Est défini par :

$$r_t = \frac{I^*}{H} \dots\dots\dots(III.24)$$

$$r_t = \frac{\pi}{24} (a + b \cos \omega) \frac{(\cos \omega - \cos \omega_s)}{(\sin \omega_s - \frac{\pi}{180} \omega_s \cos \omega_s)} \dots\dots\dots(III.25)$$

Avec:

$$a = 0.409 + 0.5015 \sin (\omega_s - 60)$$

$$b = 0.6609 - 0.4767 \sin (\omega_s - 60)$$

Et :

ω : Angle horaire compté en degré, positivement le matin à partir du midi solaire et négativement à l'après midi.

ω_s : Angle horaire du lever du soleil. Où dessus de l'horizon pour le jour choisi D'après Liu et Jordan, pour une Journée quelconque du mois r t est identique au rapport entre le rayonnement global horaire I et le rayonnement global Journalier H .

b) rapport du rayonnement diffus horaire en moyenne mensuelle, au rayonnement diffus Journalier en moyenne mensuelle (r_d).

Il est défini par :

$$r_d = \frac{I_d^*}{H_d} \dots\dots\dots(III.26)$$

$$r_d = \left(\frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \frac{\pi}{180} \omega_s \cos \omega_s} \right) \dots\dots\dots(III.27)$$

Rayonnement direct horaire :

$$I_b = I - I_d \dots\dots\dots(III.28)$$

Avec :

I: Rayonnement global horaire sur une surface horizontale.

Id : Rayonnement diffus horaire sur une surface horizontale.

Ib : Rayonnement direct horaire sur une surface horizontale.

Rayonnement solaire horaire sur une surface inclinée

rayonnement direct sur une surface inclinée Le rayonnement direct sur une surface inclinée I_{bi} est donné par la relation suivante :

$$I_{bi} = R_b I_b \dots\dots\dots(III.29)$$

Avec:

I_{bi}: rayonnement direct sur une surface inclinée

R_b : Rapport du rayonnement direct journalier incliné à celui sur une surface horizontale : il est donné par la relation suivante :

$$\frac{I_{bi}}{b} = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \beta \cos \omega + \sin(\phi - \beta) \sin \delta}{\sin \delta \sin \Phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega} \dots\dots\dots(III.30)$$

Avec:

ϕ : Latitude du lieu

β : Angle entre le plan horizontale et le plan considéré (inclinaison) rayonnement solaire horaire diffus sur une surface inclinée.

Qu'une surface faisant un angle β avec l'horizontale regarde une portion du ciel sous l'angle solide : $\frac{1+\cos\beta}{2}$ et une position du sol, sous l'angle solide $\frac{1-\cos\beta}{2}$.

Si ρ est l'albédo du sol on a donc :

$$I_{di} = I_d \frac{1 + \cos \beta}{2} + (I_b + I_d) \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \dots\dots\dots(III.30)$$

On peut prendre $\rho = 0.2$ en absence de neige.

$\rho = 0.8$ en cas de neige.

Rayonnement solaire global horaire sur une surface inclinée :

$$I_i = I_b R_b \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + (I_b + I_d) \rho \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) \dots\dots\dots(III.31)$$

Le premier terme de l'équation représente l'ensoleillement qui arrive directement du soleil, il est obtenu en faisant le produit du rayonnement direct sur une surface horizontale par un facteur géométrique R_b qui dépend de l'orientation du capteur, de la latitude du lieu et du moment de l'année.

Le second terme représente la contribution du rayonnement diffus I_d et dépend de l'inclinaison β du capteur.

Le dernier terme représente la réflexion du rayonnement sur le sol face au capteur et dépend de l'inclinaison du capteur et du coefficient de réflexion de lumière diffuse du sol ρ .

III.6. 2.Modèle de Capderou [39,43].

Le modèle de Capderou utilise le trouble atmosphérique pour calculer les composantes directes et diffuses de l'irradiation reçue sur un plan. L'absorption et la diffusion causées par les constituants de l'atmosphère peuvent être exprimées par des facteurs de troubles, à partir de ces facteurs, on peut exprimer les irradiances directes et diffuses par ciel clair.

Eclairement reçu sur un plan horizontal par ciel clair

La connaissance du facteur de trouble atmosphérique est nécessaire pour déterminer les irradiances par ciel clair.

Ce facteur est le rapport entre l'extinction du rayonnement direct traversant une atmosphère de référence constituée uniquement d'air pur et sec sous la même incidence. Dans ce modèle, le facteur de trouble atmosphérique de Linke par ciel clair est donné par

$$T_L = T_0 + T_1 + T_2 \dots\dots\dots(III.32)$$

T_0 : Est le trouble dû à l'absorption gazeuse tant par les constituants fixes de l'atmosphère que par l'ozone et surtout par la vapeur d'eau. Une modélisation de ce facteur en fonction des seuls paramètres géo-astronomiques a permis à Capderou de proposer l'expression suivante:

$$T_0 = 2.4 - 0.9 \sin(\phi) + 0.1(2 + \sin(\phi)) \times A_{he} - 0.2Z - (1.22 + 0.14 \times A_{he}) \times (1 - \sin(h)) \dots\dots\dots(III.33)$$

$$A_{he} = \sin\left(\frac{360}{365}\right) \times (n - 121) \dots\dots\dots(III.34)$$

Z : L'altitude du lieu

T_1 : Le trouble correspondant à l'absorption par les gaz de l'atmosphère (O_2 , CO_2 et O_3) et à la diffusion moléculaire de Rayleigh donné par l'approche:

$$T_1 = 0.89^z \dots\dots\dots(III.34)$$

T_2 : Est le trouble relatif à la diffusion par les aérosols couplés à une légère absorption (il dépend à la fois de la nature et de la quantité des aérosols). En fonction du coefficient de trouble d'Angstrom β , T_2 est donné par :

$$T_2 = (0.9 + 0.4A_{he})(0.63)^z \dots\dots\dots(III.35)$$

L'éclairement direct par ciel clair obtenu sur un plan horizontal est donné par:

$$I_{bh} = I_c \exp[-T_L \times \left(0.9 + \frac{9.4}{0.89^z} \sin(h)\right)^{-1}] \sin(h) \dots\dots\dots(\text{III.36})$$

L'éclairement diffus incident sur un plan horizontal.

$$I_{dh} = I_c \times \exp\left((-1 + 1.06 \log(\sin(h))) + a - \sqrt{a^2 + b^2}\right) \dots\dots\dots(\text{III.37})$$

$$a = 1.1$$

$$b = \log(T_L - T_0) - 2.8 + 1.02 \times (1 - \sin(h))^2$$

L'éclairement global reçu sur un plan horizontal est donné par :

$$I_{gh} = I_{bh} + I_{dh} \dots\dots\dots(\text{III.38})$$

Éclairement solaire global reçu sur un plan incliné

L'éclairement direct est la projection de la composante normale sur un plan incliné.

$$I_b = I_c \times \exp[-T_L \times \left(0.9 + \frac{9.4}{0.89^z} \sin(h)\right)^{-1}] \cos \theta \dots\dots\dots(\text{III.39})$$

L'éclairement diffus du ciel est composé de trois parties:

La composante directe ou curcuma solaire. Elle provient du voisinage du soleil dans un Cône de demi-angle au sommet compris entre 3° et 15°. Elle peut être considérée aussi qu'elle provient directement du soleil.

$$\delta_d = I_c \times \exp\left(-2.48 + \sin(h) + a - \sqrt{a^2 + 4b^2}\right) \dots\dots\dots(\text{III.40})$$

$$a = 3.1 - 0.4b$$

$$b = \log(T_L - T_0) - 2.28 - 0.5 \log(\sin(h))$$

La composante isotrope qui correspond à un ciel de luminance uniforme.

$$\delta_i = I_{dh} - \delta_d \sin(h) \dots\dots\dots(III.41)$$

I_{dh} : L'éclairement diffus sur un plan horizontal.

La composante du cercle de l'horizon qui provient d'une bande d'horizon d'une hauteur de 6°. Elle est associée à une accumulation d'aérosols dans les basses couches atmosphérique

$$b = \exp(0.2 + 1.75 \log(\sin(h))) \dots\dots\dots(III.42)$$

$$a = \log(T_L - T_0) - 3.1 - \log(\sin(h)) \dots\dots\dots(III.43)$$

$$\delta_h = I_c \frac{-0.02a}{a^2 + ab + 1.8} \exp(\sin(h)) \dots\dots\dots(III.44)$$

Le diffus du ciel est l'éclairement diffus incident en provenance du ciel

$$\delta_i = I_{dh} - \delta_d \sin(h) \dots\dots\dots(III.45)$$

L'éclairement diffus du sol est caractérisé par l'albédo du sol qui indique la réflexion de la lumière incidente. Pour un plan quelconque (α, γ).

$$I_{dsol} = \delta_d \frac{1 + \cos(\beta)}{2} \dots\dots\dots(III.46)$$

$$\delta_d = \rho I_{gh}$$

I_{gh} : Est l'éclairement global horizontal.

ρ : Albédo du sol.

L'éclairement diffus rétrodiffusé est celui diffusé à nouveau par le ciel vers le sol. Selon le raisonnement de Capderou, cette composante a la forme suivante :

$$\delta'_i = 0.9(\rho - 0.2)I_{gh} \exp\left(-\frac{4}{\sqrt{T_L - T_0}}\right) \dots\dots\dots(\text{III.47})$$

L'éclairement diffus incident sur un plan incliné est donné par.

$$I_d = I_{dciel} + I_{dsol} + \delta'_i \frac{1 + \sin(\beta)}{2} \dots\dots\dots(\text{III.48})$$

D'où l'éclairement global incident à un instant donné sur un plan inclinés.

$$I_g = I_b + I_d \dots\dots\dots(\text{III.49})$$

III.6. 3.Modèle de R. Sun [40]

Facteur de trouble de Linke

Le facteur de trouble atmosphérique de linke T_L représente le nombre d'atmosphères idéales qui, si elles étaient superposées, entraîneraient la même atténuation que l'atmosphère réelle L'avantage du facteur de linke est d'exprimer les divers paramètres, tels que la vapeur d'eau atmosphérique et les aérosols en un seul indice facile à utiliser.

Éclairement solaire direct incident sur un plan horizontal par ciel clair

Le rayonnement direct normal est exprimé en fonction du facteur TLK selon la formule suivante :

$$I_d = I_c \exp(-0.8662 \times T_L \times m \times \delta_r(m)) \dots\dots\dots(\text{III.50})$$

Le terme $-0.8662 T_L$: est le deuxième facteur de trouble atmosphérique de Linke par ciel clair (sans dimension) corrigé par Kasten.

Le rayonnement direct incident sur un plan horizontal par ciel clair
 Id est donné par l'équation suivante ;

$$I_d = I_c \times \exp(-0.8662 \times T_{LK} \times m \times \delta_r(m)) \times \sin(h) \dots\dots\dots(\text{III.51})$$

Éclairement solaire diffus incident sur un plan horizontal par ciel clair :

Puisque le ciel sans nuage devient plus trouble, donc, l'éclairement diffus augmente lorsque l'éclairement direct diminue. L'estimation de la composante diffuse sur un plan horizontal est effectuée en faisant le produit de l'éclairement énergétique normal extraterrestre, le facteur de transmission (Tn) est en fonction uniquement du facteur de trouble atmosphérique de Linke corrigé (TLK) et une fonction du diffus de l'altitude solaire F_d qui ne dépend que de l'altitude solaire h .

$$I_s = I_c \times T_n(T_{LK}) \times F_d(h_0) \dots\dots\dots(\text{III.52})$$

L'estimation du facteur de transmission Tn(TLK) permet de donner un éclairement diffus théorique sur une surface horizontale. L'expression suivante est sous forme d'une fonction polynomiale de deuxième ordre [44,45].

$$T_n(T_{LK}) = -0.051843 + 0.030543T_{LK} + 0.0003797T_{LK}^2 \dots\dots\dots(\text{III.53})$$

F_d : La fonction de l'altitude solaire est donnée par l'expression:

$$F_d(h_0) = A_1 + A_2 \sinh_0 A_3 \sin^2 h_0 \dots\dots\dots(\text{III.54})$$

Ai: sont des coefficients dépendants uniquement du facteur de trouble TL corrigé, définis par les expressions suivantes [46]

$$A_1' = 0.26463 - 0.06158T_{LK} + 0.003108T_{LK}^2$$

$$A_1 = A_1' \quad \text{si} \quad A_1 T_n(T_{LK}) \geq 0.0022$$

$$A_2 = 2.0420 + 0.018945T_{LK} - 0.01110T_{LK}^2$$

$$A_3 = -1.3025 + 0.039231T_{LK} - 0.0085079T_{LK}^2$$

Subséquentement, l'éclairement global sur une surface horizontale est calculé comme suit ;

$$I_g = I_d + I_s \dots\dots\dots(III.55)$$

III.7 Effets des nuages

Les nuages servent de réflecteurs du rayonnement solaire entrant, également appelé insolation, qui est l'énergie rayonnée à ondes courtes par le soleil qui se propage dans l'atmosphère terrestre. Cependant, la mesure dans laquelle un nuage individuel reflète l'insolation dépend de son épaisseur, car les nuages minces reflètent moins l'insolation que les nuages épais [47] .

Les nuages hauts, y compris les cirrus, cirrostratus et cirrocumulus, se trouvent au-dessus de 20 000 pieds. Ces nuages sont principalement composés de particules de glace en suspension et ont tendance à être très minces. Cette minceur permet à la majeure partie de l'insolation de traverser des nuages de type cirrus sans perdre beaucoup d'énergie due à la réflexion.

Les nuages du milieu, y compris les altocumulus et les altostratus, se trouvent entre 6 500 et 23 000 pieds. Les nuages d'altocumulus sont constitués de gouttelettes d'eau, tandis que les nuages d'altostratus sont constitués de gouttelettes de glace et d'eau. Les nuages d'altocumulus ont tendance à être plus épais que les nuages d'altostratus, et les deux types de nuages ont tendance à être plus épais que les nuages de type cirrus. Ainsi, les nuages moyens ont

tendance à refléter une proportion d'insolation plus élevée que les nuages hauts.

Les nuages bas, y compris les stratus, les nimbostratus et les cumulus, se trouvent en dessous de 6 000 pieds. Ces nuages sont entièrement composés de gouttelettes d'eau. Leur épaisseur les amène à refléter une forte proportion d'ensoleillement qui atteint cette basse altitude.

Les cumulonimbus, également appelés nuages d'orage, ont tendance à refléter la plus forte proportion d'insolation. Leur altitude varie de près de la surface de la Terre à plus de 50 000 pieds.

III.8. Algorithme de calcul du rayonnement sur une surface arbitrairement orientée et inclinée:

Le calcul de l'irradiation sur la surface arbitraire se fait en utilisant les étapes suivante selon l'algorithme:

ETAPE 1 : Lire t : le jour, le mois, l'altitude, temps solaire vrai, albedo

ETAPE 2 : Calcul la Déclinaison puis l'angle horaire.

ETAPE 3 : Calcul le rayonnement hors atmosphère

ETAPE 4 : Calcul le facteur d'inclinaison

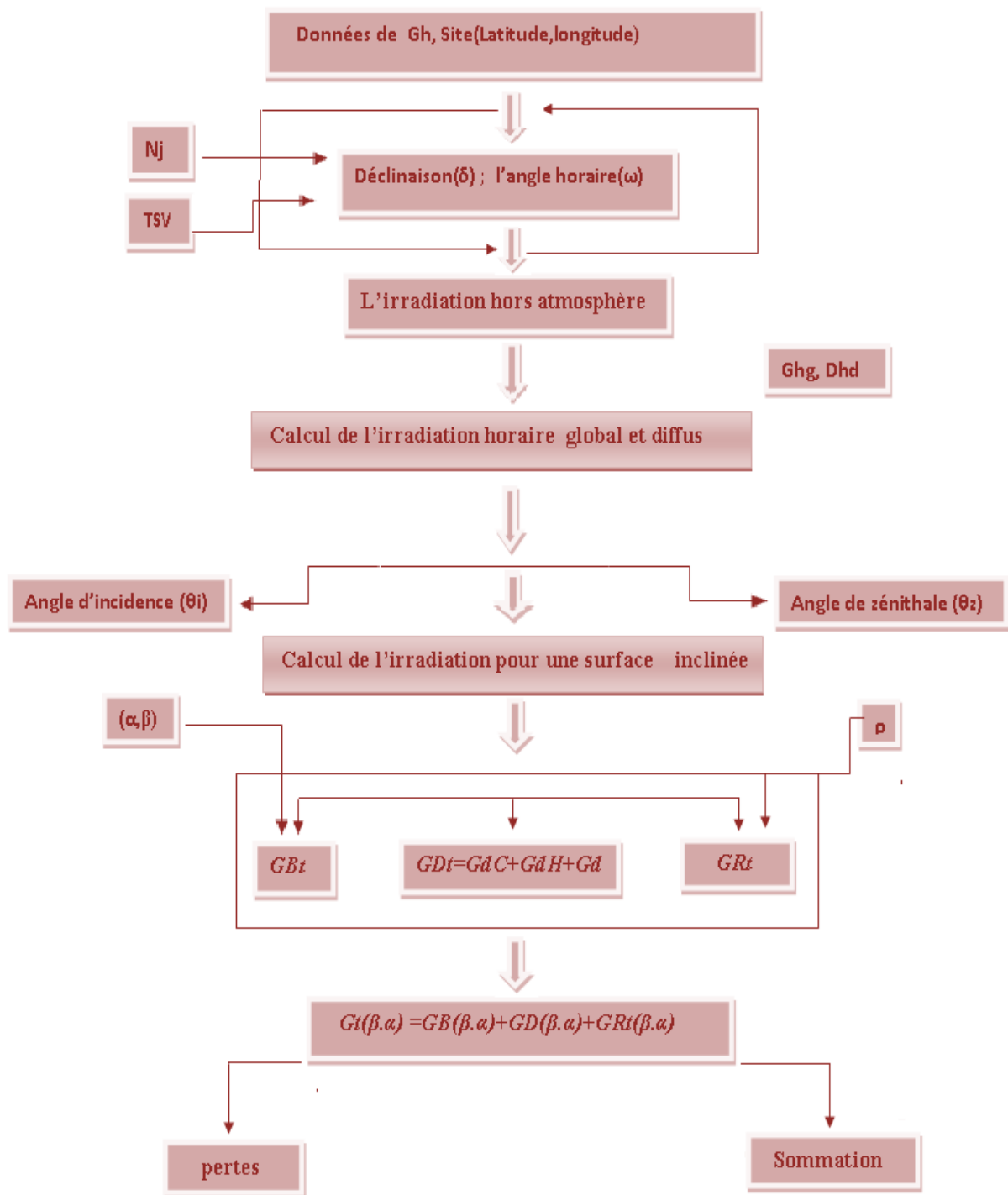
ETAPE 5: Calcul le rayonnement direct

ETAPE 6: Calcul le rayonnement diffus

ETAPE 7: Calcul le rayonnement réfléchi

ETAPE 8: Calcul du rayonnement global

ETAPE 9: Calcul l'irradiations horaires global sur une surface horizontale pour toutes les heures d'une (journée moyenne).



Figure(III.8) : Algorithme de calcul de l'irradiation solaire sur plan incliné

CHAPITRE IV :
Mesures du
rayonnement
solaire

IV.1 stations météorologiques [48]

Les stations météorologiques sont dotées d'équipements pour surveiller l'atmosphère de la terre et fournir ainsi des informations sur le temps et par conséquent sur le climat au bout de plusieurs années.les mesures relevées au niveau des stations météorologiques comprennent la température, la pression atmosphérique, Humidité, la vitesse et la direction du vent et les précipitations.

Un réseau de station météorologiques à grande échelle surveille les conditions météorologiques en transmettant périodiquement et régulièrement les relevés via les moyens de communication.



Figure (IV.1) station météorologique

IV.2 Station météorologiques de Msila

Station automatique

Les stations automatiques (voir la figure) ont été développées pour être utilisées dans des endroits des plus les stations avec personnel à de leur moindre cout.

Développées pour les services météorologiques, elles sont maintenant utilisées également dans la recherche météorologique, pour diverse utilisation spécialisée comme la météorologie agricole et le suivi de la condition routière, même les météorologues amateurs utilisent ce genre de station. Elles sont le plus souvent regroupées en réseaux pour couvrir un territoire donné, leur densité variant de quelques kilomètres entre la station (méso nets) à plusieurs centaines de kilomètres selon les besoins et l'accessibilité des sites.

La station météorologique de Msila a bénéficié d'une mini-station automatique depuis octobre 2015 (voir la figure), qui permet de faire des relevés plus exacts des paramètres météorologiques chaque minute.



Partie extérieure de la station



Partie intérieure de la station

Fig IV.2 Mini station automatique de Msila.

Station manuelle

Une station manuelle est celle où la prise de mesure se fait par un technicien en météorologie selon un horaire régulier alors qu'une station météorologique automatique est une station dont les capteurs rapportent à intervalles une série de données météorologiques sans intervention humaine. Les instruments sont souvent les mêmes dans les deux cas mais certaines observations sont plus fiables quand elles proviennent d'un observateur en chair et en os. Par exemple, la couverture nuageuse et le type de précipitation sont plus facilement observables par un être humain que déduits par un instrument électronique.

IV.3. Appareils de mesures utilisés dans la station manuelle

Abri météorologiques

Il agit d'une boîte blanche en bois qui n'absorbe pas la chaleur et qui présente des fentes obliques permettant à l'air d'atteindre sa hauteur (figure) l'abri météorologique dont les dimensions sont :

longueur:2m, largeur : 0,5m ,hauteur :0,5m ,réalise l'équilibre thermique du thermomètre avec l'air ,en minimisant les échanges avec des sources de chaleur ou de froid qui pourrait fausser la mesure (par ses parois latérales et supérieures),il protège également le thermomètre du rayonnement solaire qui le réchaufferait.



Figure(IV.3) Abri météorologique.

Pour éviter au mieux la pénétration des rayons solaires, ses portes d'accès doivent s'ouvrir au Nord dans l'hémisphère Nord et au Sud dans l'hémisphère Sud .A l'intérieur de l'abri météorologique, on trouve un thermomètre à mercure, un thermographe et un hygro -graphe.

Thermomètre

Le mot thermomètre provient du grec ancien thermos qui signifie chaud et de métrons qui signifie mesure. Le thermomètre (voir la figure) est sans aucun doute l'instrument météorologique le plus utilisé.

Le principe de fonctionnement d'un thermomètre utilise la propriété qu'ont certains corps de se dilater ou de se contracter suivant la température .il existe des thermomètres à alcool (peu précis), à mercure (précis mais couteux), à bilames (peu précis) et enfin, les thermomètres électroniques (précis avec cout variable).certains d'entre eux existent en enregistreur, (thermographe).le thermomètres utilise dans la station de M'sila est les thermomètres à mercure.

Il y a une certaine façon de mesurer la température : en plaçant l'appareil de mesure (thermomètre ou thermographe) à l'ombre, c'est à dire à l'abri de la lumière directe du soleil et loin du sol, pour éviter que l'appareil ne soit affect par le rayonnement réfléchi par la terre



Figure(IV.4) Thermomètre à mercure de l'abri météorologique.

Thermographe

Cet appareil (voir la figure) est utilisé pour enregistrer l'évolution des températures en fonction des temps. Le thermographe utilise en fait un bilame métallique dont l'une des extrémités est reliée à une pointe feutre qui inscrit les variations de température sur un diagramme, lui-même enroulé sur un cylindre tournant, mu par un mouvement d'horlogerie. La rotation et l'enregistrement peuvent être quotidiens ou hebdomadaires, mécaniques ou à batterie.



Figure(IV.5) thermographe de l'abri météorologique.

Thermomètre à maxima minima

Un thermomètre à maxima minima indique la température la plus haute et la température la plus basse de la journée ainsi que la température à l'instant du relevé. Les figures ci-dessous montre l'emplacement de thermomètre à maxima minima dans l'abri météorologique, et celui du thermomètre à maxima minima au dessus de sol au niveau de la station météorologique

Il est à noter que le thermomètre à maxima utilisé dans la station de M'sila est un thermomètre à mercure, alors que, le thermomètre à minima est un thermomètre à alcool.



Figure(IV.6) thermomètre à maxima-minima sous –abri



Figure(IV.7) Thermomètre à maxima-minima au dessus de sol

Baromètre à mercure

La pression atmosphérique est la pression qu'exerce le mélange gazeux constituant l'atmosphère considérée (sur terre : de l'air) sur une surface quelconque avec cette atmosphère. la pression de l'air est mesurée par plusieurs appareils. Le baromètre à mercure est l'appareil utilisé pour mesurer la pression atmosphérique (barométrique) à la station météorologique de Msila (figure) il peut, de façon secondaire, servir d'altimètre pour déterminer, de manière approximative, l'altitude.



Figure(IV.8) baromètre à mercure de la station météorologique de Msila.

Anémomètre

L'anémomètre est un instrument qui permet de mesurer la vitesse et la pression du vent .En effet, le vent correspond au déplacement d'une masse d'air consécutif à des différences locales de température de pression .d'une légère brise à une forte tempête, la vitesse et l'amplitude géographique des vents peuvent être très variables dans l'espace et dans le temps.

L'anémomètre associé à une girouette, peut également apporter des précisions concernant la direction du vent .il est essentiellement utilisé en météorologie mais, les informations qu'il fournit peuvent aussi servir au transport aérien à la navigation ou à estimer les effets de retombées radioactives ou de poussières industrielles.

L'anémomètre associé à une girouette utilisé dans la station météorologique de Msila est donné la figure

Le plus classique des anémomètres doit être posé sur un mât de 10 mètres de haut (figure(IV.9)) il se compose de trois petites coupes installées sur des bras horizontaux régulièrement espacés. Lorsque le vent souffle, cet instrument météorologique se met en rotation. En effet, les lois de l'aérodynamique imposent une plus grande résistance aux creux qu'aux surfaces bombées. Le nombre de tours effectués par seconde est alors proportionnel à la vitesse du vent.

Pour mesurer la pression du vent, certains anémomètres comptent simplement sur la mesure de la force exercée par le vent sur une plaque maintenue face à lui. D'autres dispositifs reposent sur l'introduction d'un tube en U.

le vent souffle dans l'ouverture et provoque une pression transmise pour mesure à un manomètre.



Figure(IV.9) Anémomètre de la station météorologique de Msila.

Pluviomètre

Le pluviomètre est un instrument météorologique (figure(IV.10)) destiné à mesurer la quantité de précipitation (surtout la pluie) tombée pendant un intervalle de temps donné en un endroit. Lun des plus communs dans les stations météorologiques, il en existe différents types, certains à mesure directe et d'autres automatiques. Ces derniers peuvent être reliés à des enregistreurs en continu de la hauteur d'eau .il est constitué: Dun entonnoir ou cône de réception. Dun réservoir gradué en "mm de précipitations"

La précipitation solides sont mesurées après quelles aient fondu .Certains pluviomètres sont munis d'un dispositif de "pré- chauffage" permettant entre autre, de faire fondre la neige ou la grêle avant d'effectuer la mesure. 1mm de précipitation correspond à 1L d'eau par m².

Le pluviomètre doit ne recevoir que l'eau tombée du ciel et non celle qui, toute mesure ne serait plus significative. L'emplacement idéal serait de le maintenir sur un piquet à une hauteur d'au moins 1mètre et dans un endroit parfaitement dégagé et plat.



Figure(IV.10) pluviomètre de la station météorologique de Msila.

Mesure de la température du sol

A la station météorologique de Msila, on fait deux prises de température à l'intérieur du sol différentes profondeurs souterraines, une à 0,3mètre et l'autre 0,6mètres (figure(III.12)).



Figure(IV.11) Thermomètre au sol

Hygro graphe

L'enseillement correspond à la mesure du rayonnement solaire que reçoit une surface au cours d'une période donnée, l'intensité du rayonnement solaire reçu sur un plan à un moment donné. Il s'exprime habituellement en watts par mètre carré (W/m^2). L'enseillement varie de zéro, au lever et couché du Soleil, à sa valeur maximale, typiquement au midi solaire. L'enseillement peut également exprimer la quantité d'énergie solaire captée sur un plan pendant un intervalle déterminé.

Durée d'insolation

La durée d'enseillement se mesure le plus souvent à l'aide d'un héliographe de Campbell– Stokes qui utilise une lentille optique en verre en forme de sphère de cristal concentre les rayons du soleil sur un papier qu'il brûle en se déplaçant . Ainsi, seuls les moments où le soleil est bien visible sont enregistrés ; on parle alors de durée d'insolation réelle ou effective et dépend du fait que le soleil levé soit visible du point d'observation ou caché par les nuages.

Cet instrument d'optique permet d'enregistrer la durée pendant laquelle le rayonnement solaire est d'une intensité suffisante pour produire des ombres manifestes, ce qui correspond à la définition de cet indicateur climatique. Ces appareils existent sous plusieurs modèles. La durée d'insolation correspond au nombre d'heures dans la journée, entre le lever et le coucher du soleil, où celui-ci est bien visible.

Au défaut de l'héliographe, il est possible à partir du calcul du mouvement astronomique relatif du soleil et de la terre d'évaluer la durée théorique du jour ; c'est-à-dire, celle qu'il y aurait si les

nuages ne cachent pas le soleil. Cette durée est calculée en fonction de la latitude du site et de la déclinaison apparente qu'elle même dépend de la période de l'année considérée .



Figure(IV.12) hygro-graphe de labri météorologique.

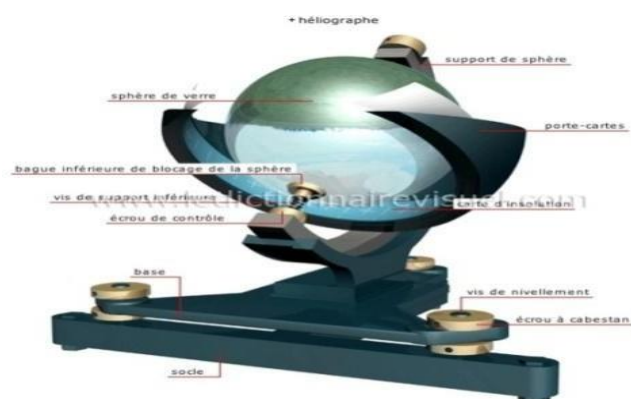


Figure IV.13 : l'héliographe

Rayonnement solaire direct pyrliometres

La mesure du rayonnement solaire direct s'effectue à l'aide d'un pyrliomètre, appareil dont la surface sensible est toujours disposée perpendiculairement aux rayons solaires. Le rayonnement solaire direct celui qui arrive au sol sans avoir subi de diffusion. Il se diffère 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.



Figure IV.14. Appareil de mesure le rayonnement direct ; pyrliometres

Rayonnement diffus

Ce type de rayonnement est mesuré par un appareil appelé « Pyranomètre », muni d'une bande pare-soleil (anneau métallique cachant le disque solaire). Ce rayonnement en provenance de la voûte céleste, à l'exception du disque solaire. C'est-à-dire la part du rayonnement solaire diffusé par les particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère.



Fig IV .15. L'instrument qui mesure le rayonnement diffus ; Pyranomètre

Mesure du rayonnement global , pyranometres

Le pyranomètre est un instrument pour mesurer l'irradiance solaire (directe et diffuse) qui atteint la surface terrestre dans la bande de longueur d'onde 0.3 à 3 μm . Avec cet instrument, il est possible de mesurer non seulement le rayonnement global, mais aussi le rayonnement solaire réfléchi. Le rayonnement global défini aussi comme la somme du rayonnement direct et diffus suivant la formule $G=I \sin h + D$ (h : hauteur du soleil)



Fig IV.16. L'instrument qui meure le rayonnement global ; Pyranomètre

La nébulosité

La nébulosité ou la couverture nuageuse c'est la fraction de la voûte céleste occultée en un lieu et à un instant donnés par tout ou partie des nuages est une grandeur mesurable, usuellement évaluée par l'observateur en octas : 0 correspond à un ciel clair, 8 à un ciel totalement couvert. Ce paramètre est inclus dans les études du rayonnement solaire dans la mesure où il représente le principal facteur de son atténuation. Elle est fournie toutes les heures ou toutes les trois heures dans la plupart des stations professionnelles de l'ONM.

EXERCICES

Exercice n : 01)

- a) Quel est le moment et l'azimut du soleil où l'ombre de l'étudiant est deux fois sa longueur à M'sila le 11 juillet?
- b) quel est le temps solaire vrai à la chine. (116° E) à ce moment ?
- c) quel est le temps légal à la chine à ce moment ?

Avec M'sila : $\phi = 35.30$ Nord , $\lambda = 4.230$ Est

$\Delta h = 1h$.

La chine $\phi = 41^\circ$ Nord , $\lambda = 1160$ Est $\Delta h = 1h$.

$$E_t = 9.87 \sin 2 \cdot \frac{360}{365} (d - 81) - 7.53 \cos \frac{360}{365} (d - 81) - 1.5 \sin \frac{360}{365} (d - 81)$$

Exercice 02)

- Calculer l'angle fait par la direction du Soleil avec la verticale au midi solaire à l'Egypte 27 mai. La latitude de l'Egypte est $L = 12,45^\circ N$. $\Delta h = 1h$

Exercice 03)

- A quels azimuts se produisent le lever, le coucher et midi solaire à l'Egypte 21 juin ?

- Calculer l'angle fait par la direction du Soleil avec la verticale au midi solaire.

L'Egypte ($12,45^\circ N$. $15^\circ E$). $\Delta h = 1h$

- B) Calculer la hauteur du Soleil lorsque l'heure locale est 10h30 (21 juin) à Qatar. A 16h12 heure locale que vaut le temps solaire vrai. A cette heure que vaut la hauteur solaire?

($44,5^\circ N$, $51^\circ E$). $\Delta h = 2h$

Exercice 4

Nous sommes à M'sila (35°42' N, 4°32' E)

Quand le soleil se lève à six heures du matin et trente minutes
(6h :30 min) TSV

1. Quel jour est le jour correspondant .
2. Calculez l'heure locale du lever.
3. Calculez l'heure locale du coucher
4. Calculez la durée du jour
5. A quels azimuts se produisent le lever, le coucher et midi solaire ?
6. A 15h12 heure locale, le flux solaire est à sa plus grande valeur.
Que vaut le temps solaire vrai?
7. A midi solaire (TSV) que vaut l'azimut ?

$\Delta h = 1h.$

$$E_t = 9.87 \sin 2. \frac{360}{365} (d - 81) - 7.53 \cos \frac{360}{365} (d - 81) - 1.5 \sin \frac{360}{365} (d - 81)$$

$d = n^0$ du jour dans l'année.

$$\delta = 23,45. \sin [(360/365) (d+ 284)] = 23,45. \sin [(360/365) (d-81)]$$

Exercice 5)

- 1) Quel est le temps locale et l'azimut du soleil où l'ombre d'un étudiant est la même longueur que l'étudiant à M'sila le 11 juillet ?
2. Calculez l'heure du lever et celle du coucher en temps solaire vrai (TSV).
3. Calculez les heures locales correspondantes.
- 4). Calculez la durée du jour
- 5) A quels azimuts se produisent le lever, le coucher et midi solaire ?

6). A 16h12 heure locale que vaut le temps solaire vrai. A cette heure, quelle est la valeur de la hauteur solaire ?

Avec : $\phi = 35.30$ Nord

$\lambda = 4.230$ Est

$\Delta h = 1h$.

Exercice 6

Calculer l'éclairement produit en un point O d'un sol horizontal, par le disque solaire et par la voûte du ciel.

A l'instant considéré, l'angle zénithal solaire est 30° , la luminance du disque solaire vu du sol est $L = 15 \cdot 10^6 \text{ W.m}^{-2}$, celle d'un élément de ciel est $L = 52 \text{ W.m}^{-2}$; le diamètre angulaire du soleil sera pris égal 32° .

Exercice 7

Déterminer la température de surface du soleil, considéré comme un CN. On calculera auparavant le rayon du soleil R_s sachant que son diamètre apparent est 32° . On donne la puissance dégagée par le soleil :

$P = 3.7 \cdot 10^{26} \text{ W}$.

Exercice 8

Calculer la distance Terre soleil :

- le 1 Octobre
- le 16 Octobre
- le 25 Octobre

Exercice 9

- Calculer l'irradiation solaire horaire hors atmosphère sur une surface horizontale à M'sila ($35^{\circ}42'$) à 14:00 le 1 octobre
- Calculer l'irradiation solaire horaire hors atmosphère sur une surface inclinée avec un angle 25° à M'sila ($35^{\circ}42'$) à 14:00 le 1 octobre
- Calculer l'irradiation solaire horaire hors atmosphère sur une surface inclinée avec un angle 65° à M'sila ($35^{\circ}42'$) à 08:00 le 10 octobre

Annexe

**Quelques résultats résultant de l'utilisation du modèle de Leo
Jordan pour Constantine au 1er juin**

Rayonnement journalier extra – terrestre

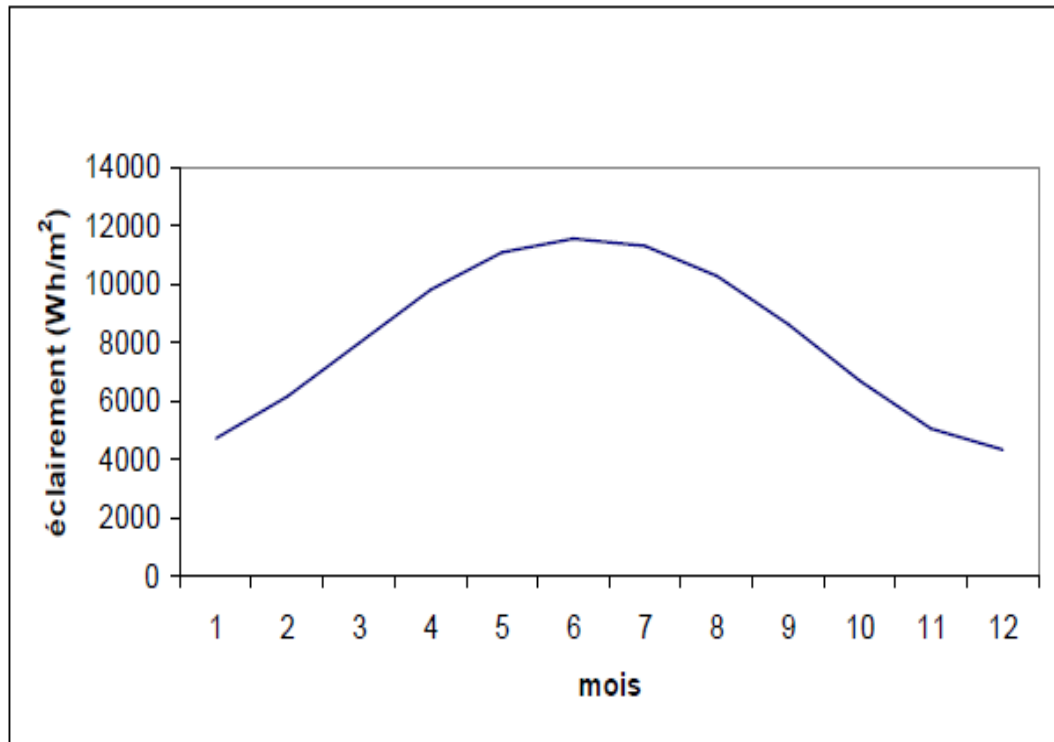


Fig . 1- le rayonnement hors atmosphère le long de l'année.

Flux global

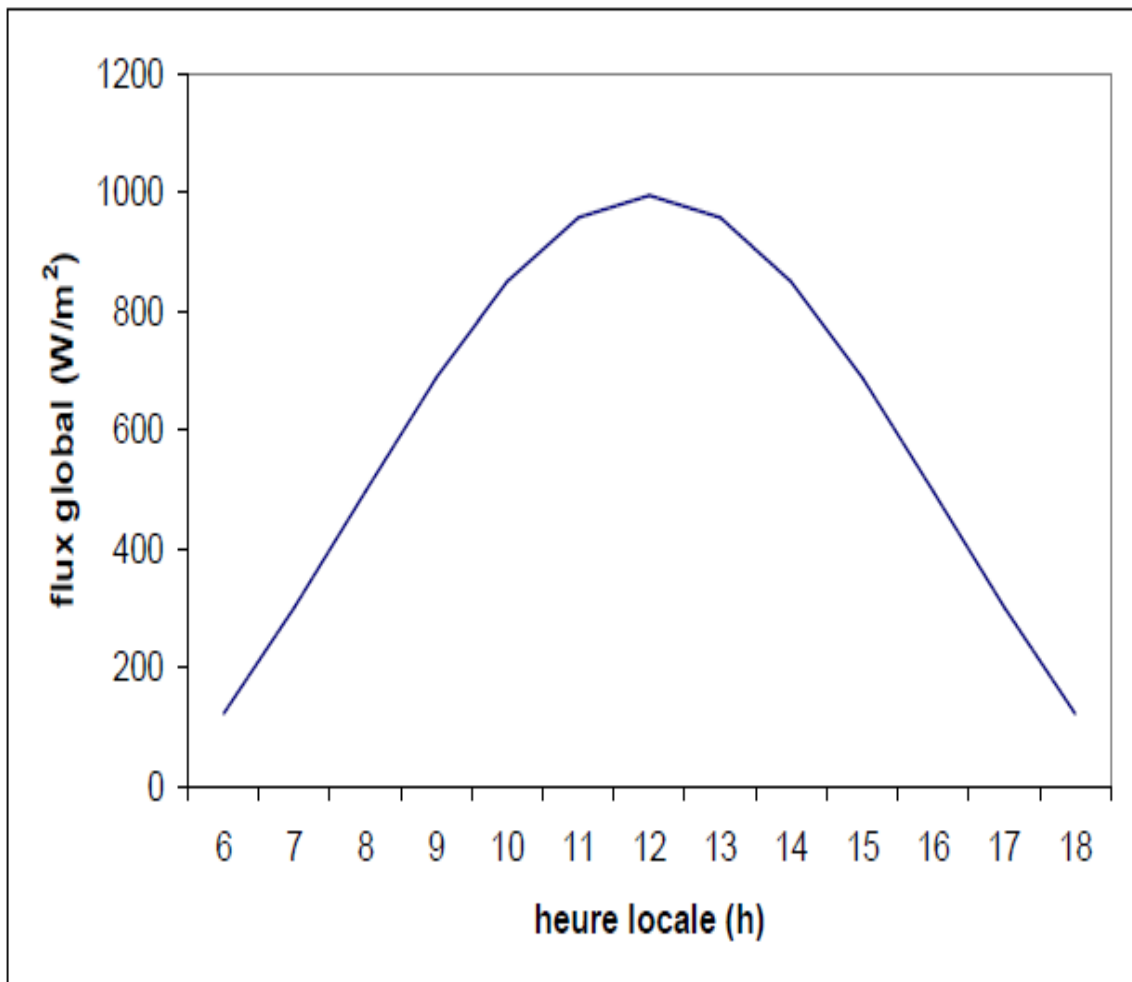


Fig.2 - variation du rayonnement solaire global pour la journée
Du 21 juin.

Flux direct

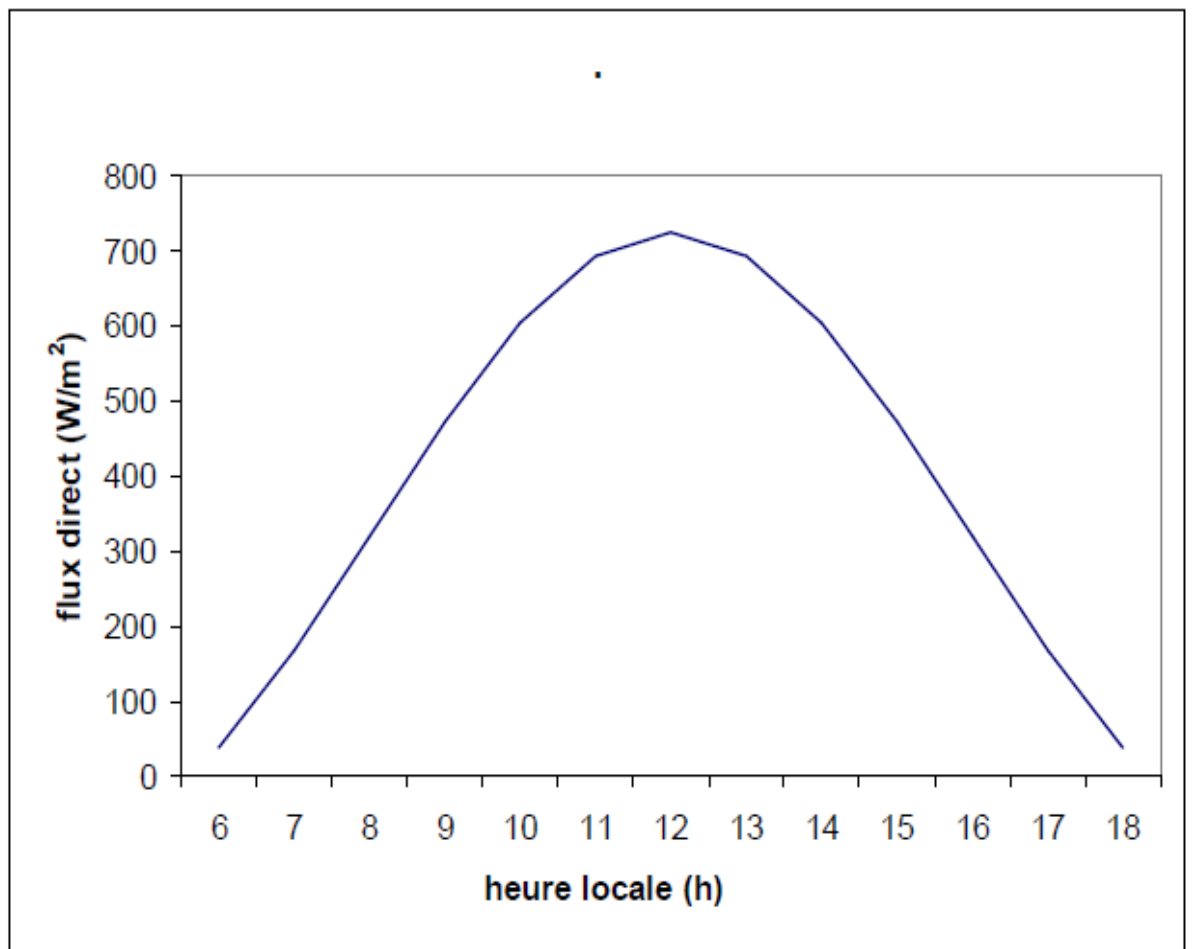


Fig.3 - variation du rayonnement solaire direct pour la journée du 21 juin

Flux diffus

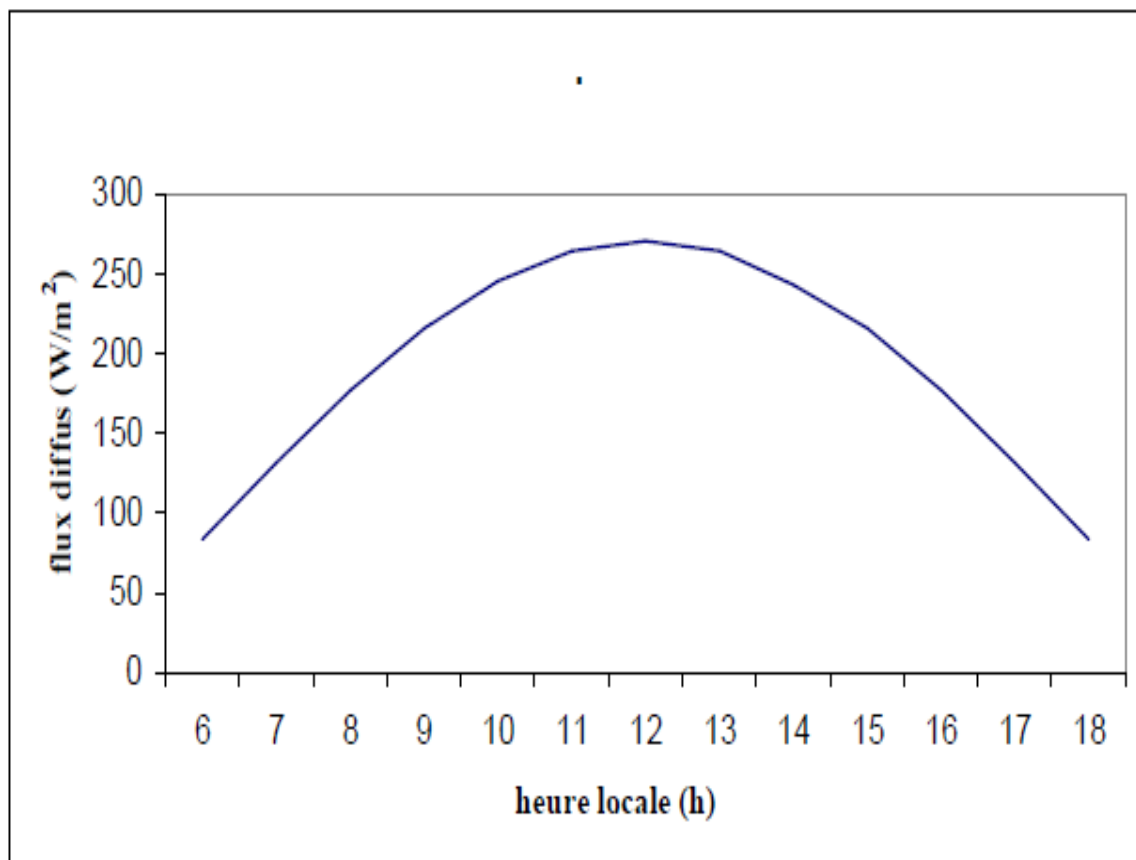


Fig. 4 variation du rayonnement solaire diffus pour la journée du 21 juin

Hauteur solaire

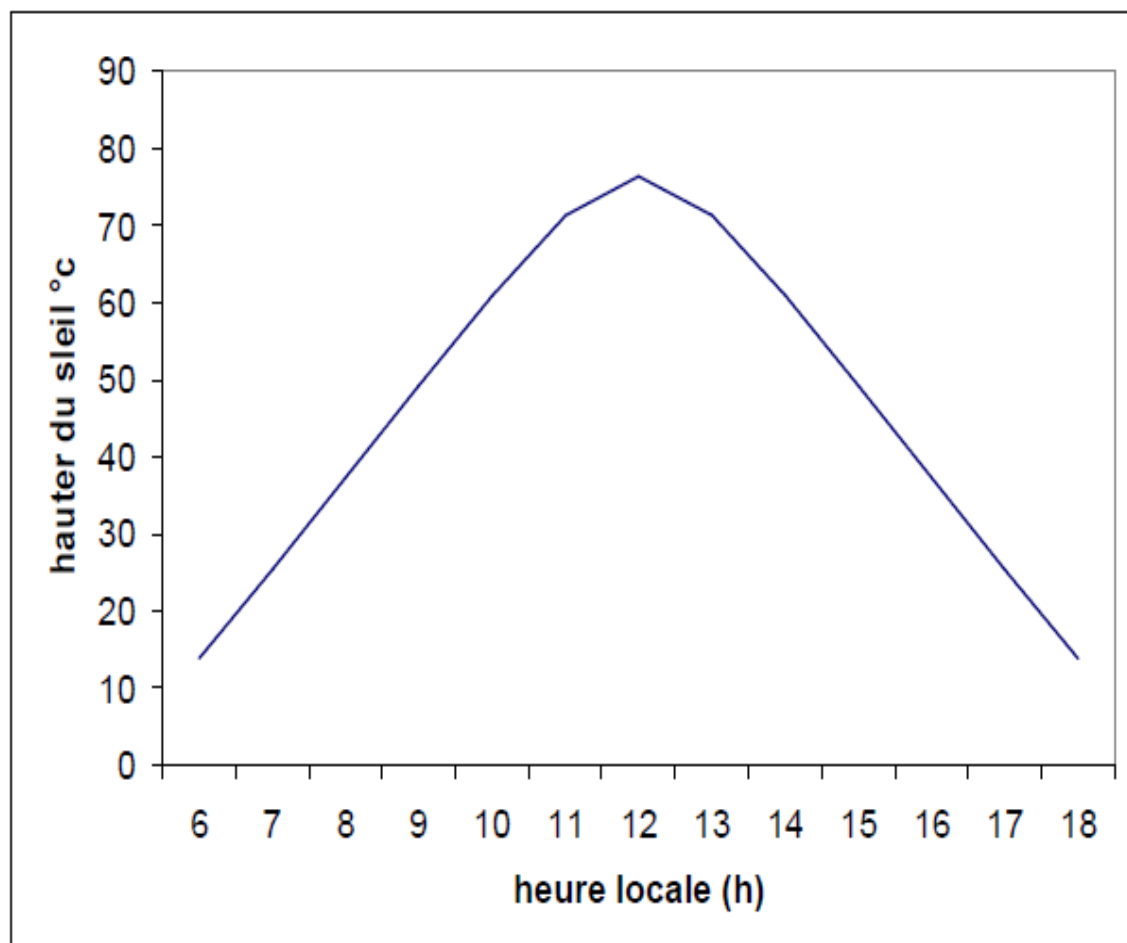


Fig. 5 - variations de la hauteur solaire qui concerne la journée du 21 juin

L'énergie reçue pour différent orientation

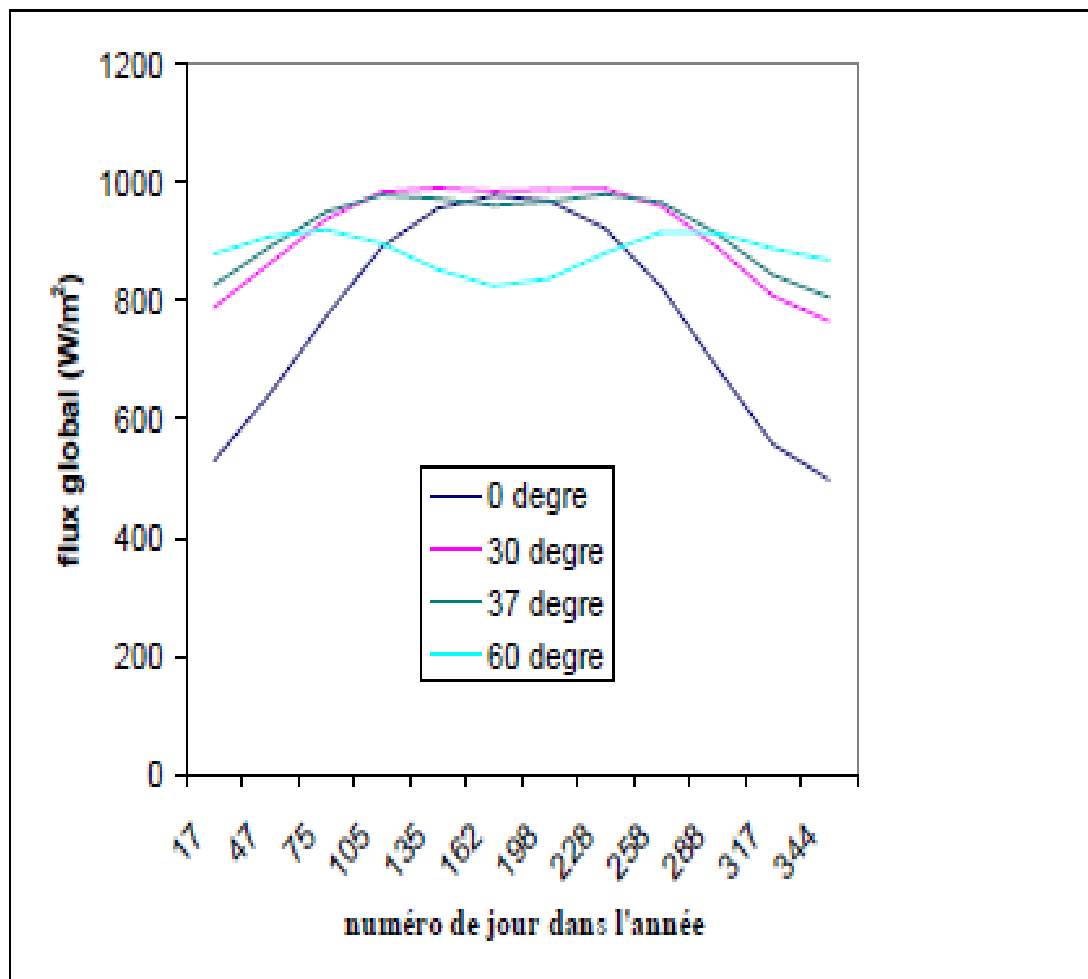


Fig. 6. le rayonnement solaire global absorbé pour différentes inclinaisons de la surface plane

Bibliographie

Bibliographie

- [1] A. Lyes, Etude de la connexion au réseau électrique d'une centrale photovoltaïque, université mouloud Mammeri de tizi ouzou Mémoire de Magister, (2011).
- [2] A.MAAFI, «A Survey on photovoltaïque activities in Alegria», *Renewable Energy* Vol.20, pp 09-17, (2000).
- [3] M.CAPDEROUX, «Atlas solaire de l'Algérie, Modèles théoriques et expérimentaux», tome1, Volume (1.2), Office des publications Universitaires, Alger (1987).
- [4] K.MESSAIFA, «Evaluation de l'Apport Quantitatif des inclinaisons d'un système de photovoltaïque», *Enersole'01*- 30-31 Oct, ADRAR, pp 255-272, (2001).
- [5] F. Yettou, A. Malek, M. Haddadi, and A. Gama, Etude comparative de deux modèles de calcul du rayonnement solaire par ciel clair en Algérie, *Revue des Energies Renouvelables.*, Vol. 12 (2), 331-346 (2009).
- [6] F. Yettou, Optimisation d'un système solaire de production d'eau chaude, Mémoire de Magister, Ecole Nationale polytechnique, Alger 2009.
- [7] K. Bouchouicha, "Modélisation multi spectrale des images satellitaire, application : quantification du bilan d'énergie sol-atmosphère, Thèse de Doctorat en science. Université Mohammed Boudiaf, Oran (2017).
- [8] A, Mellit, M, Benghanem, A, Hadj Arab, A, Guessoum,. An adaptative artificial neural network model for sizing stand-alone photovoltaic systems: application for isolated sites in Algeria. *Renewable Energy* 30 (10), 1501–1524(2005).

- [9] Bouras Abdelkarim. Etude et conception d'un convertisseur solaire pour la production d'eau chaude sanitaire, Mémoire de Magister, universite Mentouri Constantine (2007).
- [10] M. S, Mecibah, T. E, Boukelia., R, Tahtah, K, Gairaa Introducing the best model for estimation the monthly mean daily global solar radiation on a horizontal surface. (Case study: Algeria). Renewable and Sustainable Energy Reviews, 36, 194–202(2014).
- [11] M. Mesri-Merad, I. Rougab, A. Cheknane et N.I. Bachari Estimation du rayonnement solaire au sol par des modèles semi-empiriques Revue des Energies Renouvelables Vol. 15 N°3 451 – 463(2012).
- [12] M. R, Yaïche, and S. M. A. Bekkouche. Estimation du rayonnement solaire global en Algérie pour différents types de ciel. Revue des énergies renouvelables 13.4: 683-695(2010).
- [13] A, Moumami, Estimation du rayonnement solaire par deux approches semi empiriques dans le site de Biskra. Une 3.4 (2006).
- [14] F, Yettou, A, Gama, K, Bouaraour, H, Baroud, H, Djekaoua, Estimation de l'Ensoleillement par Deux Modèles Semi-Empiriques dans la Région de Ghardaïa.
- [15] B. O., Bilal, V., Sambou, C. M. F., Kebe, M., Ndong, P. A Ndiaye,. Etude et Modélisation du potentiel solaire du site de Nouakchott et de Dakar. J, Sci, 7(4),57-66(2007).
- [16] M. Mesri-Merad, I. Rougab, A. Cheknane et N.I. Bachari Estimation du rayonnement solaire au sol par des modèles semi-empiriques Revue des Energies Renouvelables Vol. 15 N°3 (2012) 451 – 463.

- [17] DRISSI Kanza Prédiction des Radiations Solaires Application à la Région de M'sila UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF - M'SILA le 31/ 05/2017.
- [18] S. Benkacialia et K. Gairaa Etude expérimentale du trouble atmosphérique sur le site de Ghardaïa Revue des Energies Renouvelables Vol. 12 N°4 (2009) 649 – 654.
- [19] : D. Laplaze, Le rayonnement solaire estimation et mesures, La Garenne-colombes, France (1990)
- [20] : A, Asfeir, G. Guarracino, Ingénierie des systèmes solaire, Application à l'habitat, Paris (1981)
- [21] Alain Ricaud Jan 2011 Gisement solaire et transferts énergétiques, Université de CERGY-PONTOISE.
- [22] Gautier C., Diak G., Masse S., (1980), « A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data», *J. Appl. Meteor.*, vol. 19, 1005–1012.
- [23] Y.jannot, thermique solaire, (2011).
- [24] Y. el mghouchi, A. el bouardi, Z. choulli, T. ajzoul, estimate of the direct, diffuse and global solar radiations, international journal of science and research, (3) (7) (2014).
- [25] C.perrin de brichambaut, le gisement solaire: evaluation de la ressource energetique, technique et documentation, Paris, (1982).
- [26] M. Daguene, Les séchoirs solaires, théorie et pratique Unesco, Paris 1985.
- [27] Cheknane Ali, Introduction au gisement solaire algérien Théorie et applications, Université Amar Telidji – Laghouat–
- [28] M. Capderou, Atlas solaire de l'Algérie, Modèles théoriques et expérimentaux, Tome-1 volume 1 OPU Alger 1988

- [29] A. Otmani, gisement solaire, Thèse de Magister, Université de Constantine 1985.
- [30] : D. Laplace, Le rayonnement solaire estimation et mesures, La Garenne-colombes, France (1990).
- [31] M. Capderou, Atlas solaire de l'Algérie, Aspect géométrique, Synthèse géographique, Tome 3 (volume 1 et 2), OPU Alger 1986.
- [32] J. Bernard, Énergie solaire calcul et optimisation, édition ellipses Paris 2004.
- [33] D. djafera,A.irbah, estimation of atmospheric turbidity over Ghardaia city, atmospheric research, (128) 76–84 (2013).
- [34] Vincent Daniel (2003) Interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère - Effet de serre ENS-Lyon.
- [35] W. Palz, Solar Electricity, UNESCO, Butterworths, (1978).
- [36] O.behar, A.khellaf, K.mohammedi, comparison of solar radiation models and their validation under algerian climate—the case of direct irradiance, energy conversion and management, (98) 236–251 (2015).
- [37] <http://re.jrc.ec.europa.eu/pvgis/solres/solmod3.htm>.
- [38] R.Hulstrom, R. Bird, C.Riordan, Solar cells, Vol. 15, p.365 1985.
- [39] M. jamil ahmad,y and G. N. tiwari, solar radiation models-a review, international journal of energy research, (35) 271–290 (2011).
- [40] M.hamdani, etude et effet de l'orientation de deux Pieces d'un habitat en Pierre Situe a Ghardaia, these magister, universite de Tlemcen, (2011).
- [41] Y. el mghouchi1,A. el bouardi, Z. choulli, T. ajzoul, estimate of the direct, diffuse and global solar radiations, international journal of science and research, (3) (7) (2014).
- [42] C.perrin de brichambaut, le gisement solaire: evaluation de la ressource energetique, technique et documentation, Paris, (1982).

- [43] G. lorenzini, C. biserni & G. flacco, solar thermal and biomass energy, university of Bologna, Italy, (2010).
- [44] J.hofierka, M.suri, the solar radiation model for open source GIS: implementation and applications, proceedings of the open source GIS-GRASS users conference,Italy, (2002).
- [45] <http://re.jrc.ec.europa.eu/pvgis/solres/solmod3.htm>.
- [46] TABET Ismail, Etude, Realisation et simulation d' un capteur Solaire THESE DOCTORAT EN SCIENCES EN PHYSIQUE, Universite des Freres Mentouri Constantine .
- [47] Kihoul Khadidja, Bounab Lynda, Estimation du Rayonnement Solaire en Station d'Ain El Melh Cas d'un Ciel Clair, Université Mohamed Boudiaf- M'sila
- [48] KECHIDA Essaghir , Etude expérimentale et théorique du Gisement Solaire pour la région de m'sila, Master Académique, Université Mohamed Boudiaf- M'sila .