

Estimation du rayonnement solaire au sol par des modèles semi-empiriques

M. Mesri-Merad, I. Rougab, A. Cheknane et N.I. Bachari

Département de Génie Electrique, Faculté des Sciences et des Sciences de l'Ingénieur
Université Amar Tilidji, Route de Ghardaïa, Laghouat, Algérie

(reçu le 25 Février 2011 – accepté le 25 Septembre 2012)

Résumé – Dans ce travail, nous avons développé 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. Ils sont basés sur la détermination des coefficients de transmission des différents constituants atmosphériques. Ces coefficients nécessitent la disponibilité des paramètres météorologiques courants (l'humidité relative, la température ambiante, la pression atmosphérique, ...) et des paramètres géographiques du site (latitude, longitude et altitude). Dans notre étude nous avons simulé les modèles de Lacis & Hansen, Bird & Hulstrom, le modèle de Atwater & Ball, et celui de Davies & Hay pour les sites de Ghardaïa et Bouzaréah en Algérie. Une étude comparative des résultats obtenus par simulation des quatre modèles a montré que les modèles Davies & Hay, et celui de Bird & Hulstrom donnent une meilleure estimation des composantes solaires, dont des erreurs négligeables entre les valeurs mesurées et celles calculées.

Abstract – In the present work, we studied some theoretical models to estimate the components of solar radiation received at ground level. These models take into account the effects of scattering and absorption of solar radiation during its passage through the atmosphere. They are based on the determination of transmission coefficients of different atmospheric constituents. These factors require the availability of current meteorological parameters like (relative humidity, air temperature, atmospheric pressure ...) and geographical parameters of the site considered as (latitude, longitude and altitude). Comparative studies are carried out. The obtained results through simulation of the four models showed that the model of Davies & Hay and this of Bird & Hulstrom, give better estimate of solar components where errors between the measured values and those calculated are negligible.

Mots clés: Composantes du rayonnement solaire - Coefficients d'absorption - Trouble atmosphérique - Modèles semi empiriques - Modèle de Bird & Hulstrom - Modèle Lacis & Hansen - Modèle Davies & Hay.

1. INTRODUCTION

La connaissance du potentiel énergétique solaire en un site donné est un paramètre important pour les concepteurs des systèmes de l'énergie solaire.

C'est dans cette perspective que s'inscrit notre travail, par l'étude et la simulation de quelques modèles de calcul du rayonnement solaire. Il s'agit du modèle de Lacis & Hansen, le modèle de Davies & Hay, le modèle de Bird & Hulstrom et celui de Atwater & Ball, dont des travaux sont présentés dans la littérature [3].

Ces techniques numériques de calcul mettent en jeu les coefficients de trouble atmosphérique mesurés expérimentalement. En Algérie, seule la station de Tamanrasset effectue ces mesures dans la bande comprise entre 1 et 10 microns utilisant la formule

de Beer. La mesure se fait 3 fois par jour (09, 12 et 15 h TU). Le trouble atmosphérique y est mesuré depuis 1987. Le National Climatic Data Center, 'NCDC' à Asheville (Caroline du Nord, USA) collecte aussi les données de Tamanrasset, qui est un des centres mondiaux de l'Office Mondial de la Météorologie [6].

Dans notre étude, deux sites Algériens, Bouzaréah et Ghardaïa ont été choisis. Le choix s'est porté sur la disponibilité des données radiométriques recherchées et sur la différence de climat existant entre ces deux sites. En effet, Bouzaréah est une commune d'Alger, ville côtière, et Ghardaïa est une ville saharienne située au Nord du Sahara.

La comparaison des résultats obtenus par simulation et les valeurs recueillies dans les stations de mesures considérées permet de valider ces modèles.

2. DESCRIPTION DES MODELES

2.1 Modèle de Lacis & Hansen

Calcul du rayonnement solaire global

La formule générale proposée par Lacis & Hansen pour le calcul du rayonnement solaire global sur un plan horizontal est donnée par l'équation (1):

$$G = I_{sc} \times \cos \theta_z \left[\frac{(0.647 - \rho_s - \alpha_0)}{(1 - 0.0685\rho)} + 0.353 - \alpha_\omega \right] \quad (1)$$

I_{sc} est la constante solaire extraterrestre calculée par:

$$I_{sc}(n_j) = I_0 \times \left[1 + 0.033 \times \cos \left(\frac{360}{365} \cdot (n_j - 3) \right) \right] \quad (2)$$

avec, I_0 , la constante solaire moyenne égale à 1367 W.m^{-2} et n_j , le numéro de jour dans l'année ($n_j = 1$ pour le 1^{er} Janvier et $n_j = 365$ pour le 31 Décembre).

θ_z est l'angle zénithal, $\theta_z = 90^\circ - h$ où h est la hauteur du soleil, donnée en Annexe A.

Le coefficient α_0 correspondant à l'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone, est calculé par la relation (3):

$$\alpha_0 = \frac{0.02118 U_0}{1 + 0.042 U_0 + 3.2310^{-4} U_0^2} + \frac{1.082 U_0}{(1 + 138.6 U_0)^{0.805}} + \frac{0.0658 U_0}{1 + (103.6 U_0)^3} \quad (3)$$

où, U_0 , l'épaisseur de la couche d'ozone corrigée par le trajet optique du rayonnement solaire à travers cette couche et définie par:

$$U_0 = 1 \times m_r \quad (4)$$

où, m_r est la masse d'air optique relative donnée l'équation (5)

$$m_r = \left[\cos \theta_z + 0.15(93.885 - \theta_z)^{-1.253} \right]^1 \quad (5)$$

et, 1 représente la quantité d'ozone à la verticale du lieu (épaisseur de la couche d'ozone réduite (cm) NTP) [3, 6].

$$I = \left\{ 235 + \left[150 + 40 \sin(0.9856(n_j - 30)) + 20 \sin(3L) \right] \left[\sin^2(1.28\varphi) \right] \right\} / 1000 \quad (6)$$

L et φ sont respectivement la longitude et la latitude du lieu.

α_w , représente le coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau, est donné par l'équation (7):

$$\alpha_w = \frac{2.9 X_w}{(1 + 141.5 X_w)^{0.635} + 5.925 X_w} \quad (7)$$

X_w est l'épaisseur d'eau condensable corrigée par trajet optique du rayonnement à travers cette couche, donnée par

$$X_w = m_a \times U_w \quad (8)$$

U_w est l'épaisseur d'eau condensable à la verticale du lieu (cm). Elle est donnée par l'équation (9), [1, 3]

$$U_w = \frac{0.493}{T} HR \times \exp\left(26.23 - \frac{5416}{T}\right) \quad (9)$$

avec, m_a la masse d'air corrigée exprimée par:

$$m_a = m_r \left(\frac{P}{1013} \right)^{0.75} \times \left(\frac{273}{T} \right)^{0.5} \quad (10)$$

P est la pression atmosphérique (mbar). Elle peut être calculée à partir de [1]:

$$P = P_0 \exp(-0.0001184 \times z) \quad (11)$$

P_0 est la pression atmosphérique au niveau de la mer ($P_0 = 1013$ mb); z , l'altitude du site (m), par rapport au niveau de la mer; T , la température ambiante (K) et HR , l'humidité relative (%).

2.2 Modèle de Davies & Hay

2.2.1 Calcul du rayonnement direct

La relation proposée par Davies & Hay pour le calcul du rayonnement direct est exprimée par l'équation (12):

$$I = I_{sc} \times [(1 - \alpha_0) \cdot \tau_r - \alpha_w] \tau_a \times \cos \theta_z \quad (12)$$

où, α_0 est le coefficient correspondant à l'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone, calculé par l'équation (3); et τ_r le coefficient de transmission après diffusion moléculaire ou diffusion de Rayleigh, représenté par Davies *et al.* [9] selon l'équation (13).

$$\tau_r = 0.972 - 0.08262 m_a + 0.00933 m_a^2 + - 0.00095 m_a^3 + 0.000437 m_a^4 \quad (13)$$

m_a est la masse d'air corrigée exprimée par la relation suivante:

$$m_a = \frac{P}{P_0} m_r = \frac{\exp(-0.0001184 \times z)}{\cos(\theta_z) + 0.15 (93.885 - \theta_z)^{-1.253}} \quad (14)$$

Le coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau α_w , est donné par l'équation (7).

Le coefficient de transmission après diffusion par les aérosols τ_a est proposé par Mächler [7] selon l'équation (15).

$$\tau_a = (0.12445\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \exp[-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)] \quad (15)$$

et $\beta < 0.5$

tels que:

α et β sont respectivement le coefficient caractérisant la visibilité du ciel et le coefficient de trouble d'Angstrom. Leur calcul est basé sur la détermination expérimentale de deux coefficients d'atténuation $k_{a\lambda_1}$ et $k_{a\lambda_2}$ correspondant aux longueurs d'onde où l'absorption par la vapeur d'eau n'intervient pas ($\lambda_1 = 380$ nm et $\lambda_2 = 500$ nm respectivement).

Les mesures utilisées dans ce travail nous ont été fournies par le NCDC (National Climatic Data Center) à Asheville en Caroline du Nord [4].

Sachant que α est proche de 0 pour les petites particules, croît avec la taille des particules et atteint 4 pour les grosses particules. Dans notre travail, on prend $\alpha = 1.3$. Le coefficient β vaut 0.02 pour un ciel très pur (bleu profond) et 0.2 pour un ciel pollué (bleu laiteux) [5].

2.2.2 Calcul du rayonnement diffus

Le rayonnement diffus sur un plan horizontal est la somme des trois composantes diffuses: D_r , D_a et D_m .

$$D_r = I_{sc} \tau_0 \tau_a (1 - \tau_r) 0.5 \times \cos \theta_z \quad (16)$$

Il représente le rayonnement diffus après la diffusion de Rayleigh, dont τ_0 est le coefficient de transmission après absorption par l'ozone.

$$\tau_0 = 1 - \alpha_0 \quad (17)$$

Le coefficient α_0 qui correspond à l'absorption du rayonnement solaire direct par la couche d'ozone est calculé par l'équation (3).

$$D_a = I_{sc} (\tau_0 \tau_r - \alpha_\omega) \times [F_c \times \omega_0 (1 - \tau_a)] \cos \theta_z \quad (18)$$

est le rayonnement diffus après la diffusion par les aérosols.

avec, ω_0 , qui est l'albédo de dispersion de l'atmosphère. En pratique, la détermination de ce coefficient est quasi impossible. En effet, il dépend de la nature, de la forme, et des propriétés optiques des particules en suspension. On attribue généralement une valeur à ω_0 indépendante de la longueur d'onde. Pour les régions urbaines/industrielles, ω_0 vaut 0.6, et pour les régions rurales/agricoles, il vaut 0.9 [1].

et, F_c qui est le coefficient de dispersion direct de l'atmosphère.

Le **Tableau 1** donne des valeurs de ce facteur en fonction de l'angle zénithal.

L'expression du rayonnement diffus issu du phénomène de multi réflexion est donnée par l'équation (19):

$$D_m = \frac{(I + D_a + D_r) \times \rho \times \rho_a}{(1 - \rho \times \rho_a)} \tag{19}$$

où, ρ_a est l'albédo du ciel clair du site considéré, qui est donné par la relation (20):

$$\rho_a = 0.0685 + 0.17 \omega_0 \times (1 - \tau_a) \tag{20}$$

avec, la contrainte sur τ_a indiquant que le coefficient de transmission du rayonnement solaire après diffusion par les aérosols devrait être calculé pour une valeur de masse d'air égale à $1.66(P / P_0)$.

Le facteur 0.17 représente $(1 - F_c)$ pour $\theta_z = 53^\circ$ et $(1 - F_c)$, est le coefficient de rétrodiffusion.

Tableau 1: Valeurs du facteur F_c en fonction de la distance zénithale d'après Robinson [8]

| θ_z (°) | 0 | 10 | 20 | 30 | 40 | 50 | 60 | 70 | 80 | 85 |
|----------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| F_c | 0.92 | 0.92 | 0.90 | 0.90 | 0.90 | 0.85 | 0.78 | 0.68 | 0.60 | 0.50 |

2.2.3 Calcul du rayonnement global

Le rayonnement global sur un plan horizontal est calculé par:

$$G = I + D \tag{21}$$

2.3 Modèle de Bird & Hulstrom

2.3.1 Calcul du rayonnement direct

L'éclairement dû au rayonnement direct sur un plan horizontal est donné par la relation:

$$I = 0.9751 \times I_{sc} \times \tau_r \times \tau_g \times \tau_0 \times \tau_w \times \tau_a \times \cos(\theta_z) \tag{22}$$

où, le coefficient d'absorption par la couche d'ozone τ_0 est donné par:

$$\tau_0 = 1 - 0.161 \times U_0 \times (1.0 + 13948 \times U_0)^{-0.3035} \times 0.002715 \times U_0 \times (1 + 0.044 \times U_0 + 0.0003 \times U_0^2)^{-1} \tag{23}$$

et, U_0 , est l'épaisseur de la couche d'ozone corrigée par le trajet optique du rayonnement solaire à travers cette couche et définie dans les deux modèles précédents par l'équation (4).

Le coefficient de transmission après absorption du rayonnement solaire par la vapeur d'eau est donné par:

$$\tau_w = 1 - 2.4959 \times U_w \times \left[(1 + 79.03 \times U_w)^{0.6828} + 6.385 \times U_w \right]^{-1} \tag{24}$$

U_w est l'épaisseur d'eau condensable à la verticale du lieu (cm) donnée par l'équation (9).

Le coefficient de transmission après absorption par les gaz permanents (CO_2 et O_2) s'exprime en fonction de la masse d'air corrigée à l'aide de l'équation (25):

$$\tau_g = \exp\left(-0.0127 \times m_a^{0.26}\right) \quad (25)$$

où, m_a est la masse d'air corrigée exprimée par l'équation (14).

Le coefficient de transmission après la diffusion moléculaire s'exprime aussi en fonction de la masse d'air par:

$$\tau_r = \exp\left[-0.0903 \times m_a^{0.84} \left(1.0 + m_a - m_a^{1.01}\right)\right] \quad (26)$$

Et le coefficient de transmission après la diffusion par les aérosols peut se calculer par:

$$\tau_a = \exp\left[-k_a^{0.873} \times m_a^{0.9108} \times \left(1.0 + k_a - k_a^{0.7088}\right)\right] \quad (27)$$

Où

$$k_a = 0.2758 \times k_{a\lambda/\lambda=0.38\mu m} + 0.35 \times k_{a\lambda/\lambda=0.5\mu m} \quad (28)$$

$k_{a\lambda/\lambda=0.38\mu m}$ et $k_{a\lambda/\lambda=0.5\mu m}$ sont deux coefficients d'atténuation déterminés à partir des mesures expérimentales déduites par l'équation (29).

$$k_a(\lambda) = \beta \times \lambda^{-\alpha} \quad (29)$$

où, α est le coefficient de distribution granulométrique et β le coefficient de trouble atmosphérique établi par Angstrom et déterminés dans la section (2.2.1). Ces valeurs nous ont permis de calculer $k_{a\lambda/\lambda=0.38\mu m}$ et $k_{a\lambda/\lambda=0.5\mu m}$.

2.3.2 Calcul du rayonnement diffus

Dans ce modèle aussi, le rayonnement diffus sur un plan horizontal est la somme des trois composantes diffuses dues aux divers types de diffusion du rayonnement solaire par la pellicule atmosphérique.

$$D = D_r + D_a + D_m \quad (30)$$

Le rayonnement diffus issu de la diffusion de Rayleigh est donné par:

$$D_r = 0.79 \times I_{sc} \times \cos(\theta_z) \times \tau_0 \times \tau_g \times \tau_w \times \tau_{aa} \times 0.5 \times \frac{(1 - \tau_r)}{(1 - m_a + m_a^{1.02})} \quad (31)$$

où, τ_{aa} est donnée par l'expression suivante:

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0) \times (1 - m_a + m_a^{1.06}) \times (1 - \tau_a) \quad (32)$$

et, ω_0 , est le coefficient de réflexion unitaire relatif à la diffusion par les aérosols. Dans ce modèle, Bird & Hulstrom recommandèrent $\omega_0 = 0,90$.

Le rayonnement diffus après la diffusion par les aérosols est donnée par:

$$D_a = 0.79 \times I_{sc} \times \cos(\theta_z) \times \tau_0 \times \tau_g \times \tau_w \times \tau_{aa} \times F_c \times \frac{(1 - \tau_{as})}{(1 - m_a + m_a^{1.02})} \quad (33)$$

où, F_c , est le coefficient de dispersion de l'atmosphère. $F_c = 0.84$ est la valeur recommandée par ce modèle [9].

τ_{as} est donné par la relation suivante:

$$\tau_{as} = \tau_a / \tau_{aa} \quad (34)$$

Le diffus dû au phénomène de multi réflexion terre atmosphère est donné par:

$$D_m = \frac{(I + D_a + D_r) \times \rho \times \rho_a}{(1 - \rho_g \times \rho_a)} \quad (35)$$

avec, ρ est l'albédo terrestre, et ρ_a est l'albédo du ciel clair donné par:

$$\rho_a = 0.0685 + (1 - F_c) \times (1 - \tau_{as}) \quad (36)$$

2.3.3 Calcul du rayonnement global

Le rayonnement global sur un plan horizontal est la somme des deux composantes solaires directe et diffuse soit:

$$G = I + D \quad (37)$$

2.4 Modèle de Atwater & Ball

2.4.1 Calcul du rayonnement global

La formule générale proposée par Atwater & Ball pour le calcul du rayonnement solaire global est donnée par l'équation mathématique (38):

$$G = I_{sc} \times \cos \theta_z \times \left[\frac{(T_M - \alpha_w) \times \tau_a}{(1 - 0.0685 \times \rho)} \right] \quad (38)$$

où, T_M est donnée par la relation suivante:

$$T_M = 1.021 - 0.0824 \times \left[m_0 (949 \times 10^{-10} \times P + 0.051) \right]^{0.5} \quad (39)$$

et, m_0 est la masse d'air d'ozone donnée par

$$m_0 = \frac{35}{(1224 \cos^2(\theta_z) + 1)^{0.5}} \quad (40)$$

Le coefficient d'absorption du rayonnement direct par la vapeur d'eau est donné par l'équation (41).

$$a_w = 0.077 \times (U_w \times m_0)^{0.3} \quad (41)$$

U_w est l'épaisseur d'eau condensable à la verticale du lieu (cm) donnée par l'équation (9).

Le coefficient de transmission après la diffusion par les aérosols est fourni par l'expression suivante:

$$\tau_a = \exp(-k_a \times m_a) \quad (42)$$

k_a est déterminé par l'équation (28).

3. DONNEES UTILISEES

Les données expérimentales, qui ont servi dans notre étude, sont des mesures d'irradiation globale à l'échelle horaire pour le site de Bouzaréah (Alger) et de Ghardaïa. Ce **sont** des données solaires fournies par le Centre de Développement des Énergies Renouvelables, 'CDER' (Bouzaréah) et par l'Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, 'URAER' (Ghardaïa). Ces données mesurées à l'échelle horaire correspondent à quelques journées claires sur toute l'année. Les caractéristiques géographiques des sites étudiés sont données sur le **Tableau 2**.

Tableau 2: Coordonnées géographiques des sites utilisés

| Site | Latitude (°) | Longitude (°) | Altitude (m) |
|-----------|--------------|---------------|--------------|
| Bouzaréah | 36.8 | 3.1 | 345 |
| Ghardaïa | 32.4 | 3.8 | 468 |

4. MODELISATION DES PHENOMENES D'ATTENUATION DU RAYONNEMENT SOLAIRE

En utilisant les relations proposées dans les quatre modèles, Bird & Hulstrom, Davies & Hay, Lacis & Hansen et Atwater & Ball, on peut tracer les allures des coefficients d'absorption et de diffusion du rayonnement solaire par les différents constituants atmosphériques en fonction du temps et dresser des comparaisons.

D'après les graphes représentés ci-après, on voit que les valeurs des coefficients d'absorption ou de diffusion du rayonnement solaire ne varient pas beaucoup du lever jusqu'au coucher du soleil.

Le coefficient de transmission après absorption par l'ozone est compris entre 0.9 et 1. Il est presque constant et égal à 0.98 durant toute la durée d'insolation et un peu moins au lever et au coucher du soleil.

De même, le coefficient de transmission après d'absorption par les gaz, a une valeur égale à 0.99 du lever jusqu'au coucher du soleil.

Certains auteurs, comme Lacis & Hansen et Davies & Hay prenaient sa valeur égale à 1 pour simplifier les calculs, en négligeant la diffusion des gaz car elle est très faible. La vapeur d'eau a aussi une absorption faible du rayonnement solaire mais un peu plus que l'ozone et les gaz.

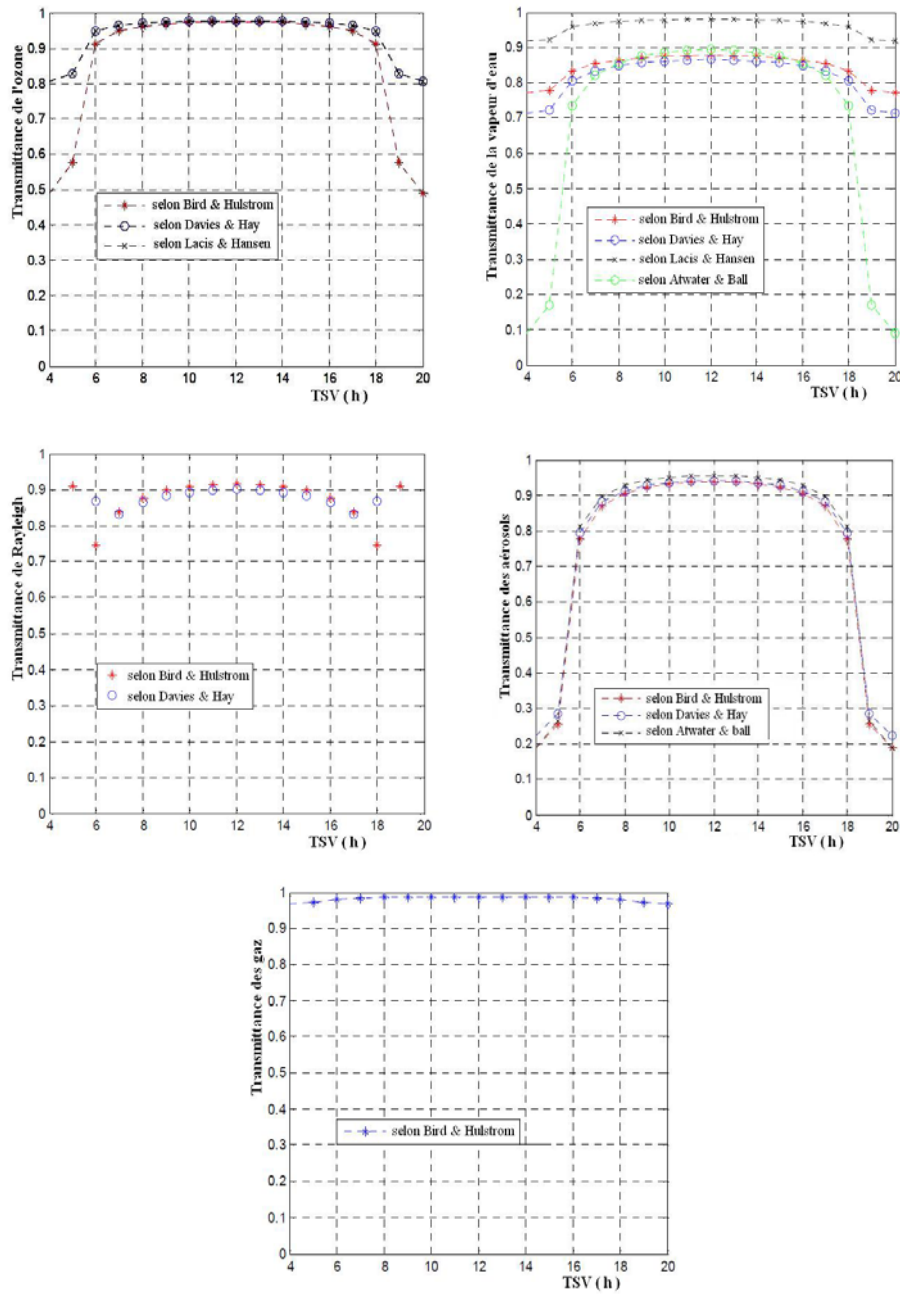


Fig. 1: Coefficients de transmission des différents constituants atmosphériques selon les modèles proposés

La valeur de son coefficient de transmission est comprise entre 0.8 et 0.9 dans la période d'ensoleillement pour les deux modèles Bird & Hulstrom et celle de Davies & Hay et presque égal à 1 pour le modèle de Laci & Hansen.

Par contre, les aérosols présentent une diffusion importante au voisinage des lever et coucher du soleil, la valeur du coefficient de transmission peut diminuer jusqu'à 0.2 ce qui présente une diffusion importante laquelle se stabilise entre 0.9 et 1 de 8 heures du matin jusqu'à 16 heures d'après midi.

Pour le coefficient de diffusion de Rayleigh, il est compris entre 0.7 et 0.95 et peut prendre des valeurs élevées au lever et au coucher du soleil. En effet, ceci est dû au fait que ce paramètre est une fonction de la masse d'air, laquelle est très élevée au lever et au coucher du soleil.

5. RESULTATS OBTENUS ET DISCUSSIONS

Afin de s'assurer de la validation des modèles étudiés, nous avons confronté les valeurs mesurées par ciel clair, du rayonnement solaire au niveau des deux stations radiométriques de Ghardaïa et de Bouzaréah, avec les valeurs obtenues par simulation sous Matlab.

On présentera sur les figures ci-dessous, des graphes comparatifs relatifs au rayonnement diffus, au rayonnement direct et au rayonnement global des modèles simulés avec les données expérimentales recueillies dans les deux sites considérés. Pour cette fin, les courbes représentatives des valeurs mesurées et celles estimées par chacun des modèles ont d'abord été dressées sur une même courbe, après quoi, nous avons calculé l'erreur relative (**Tableau 2**).

Cette dernière est obtenue par l'expression suivante:

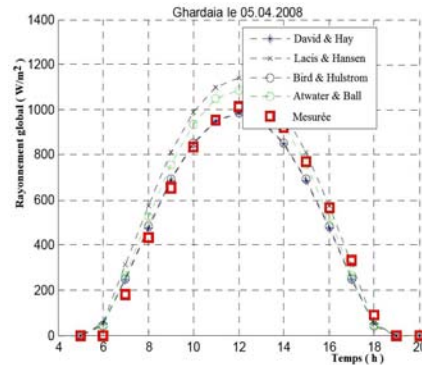
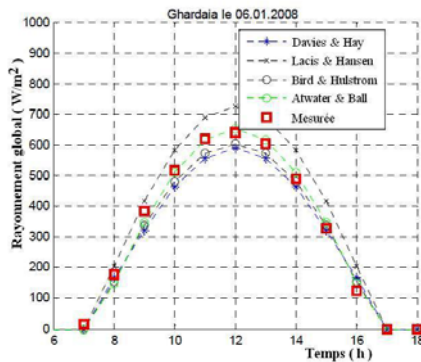
$$E(\%) = \text{Abs} \left(\frac{V_m - V_c}{V_m} \right) \times 100 \quad (43)$$

où, V_m , est la valeur mesurée et V_c , la valeur calculée par chaque modèle.

L'erreur relative moyenne étant donnée par la relation suivante:

$$E_m(\%) = \sum_i \frac{E(\%)}{i} \quad (44)$$

5.1 Site de Ghardaïa



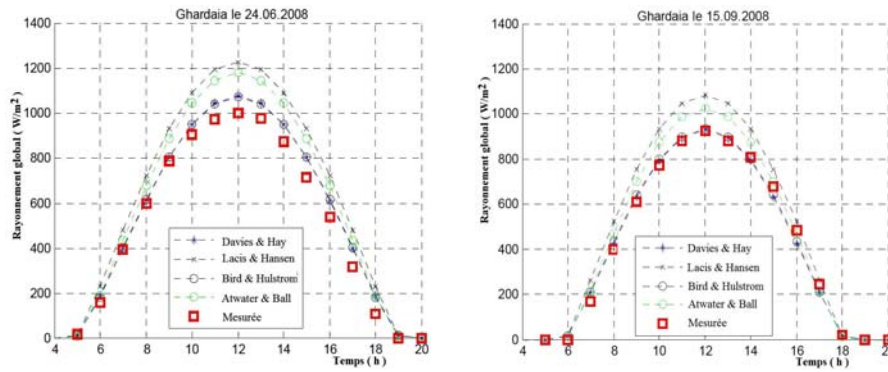


Fig. 2: Rayonnement global mesuré et calculé selon les quatre modèles pour le site de Ghardaïa

5.2 Site de Bouzaréah

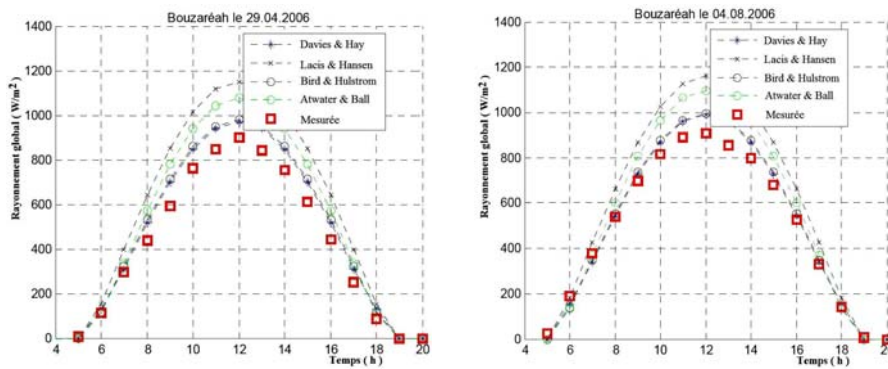


Fig. 3: Rayonnement global mesuré et calculé selon les quatre modèles pour le site de Bouzaréah

Tableau 3: Erreur relative moyenne (%) entre les valeurs mesurées du rayonnement global et celles calculées par les différents modèles

| Site | Jour | Davies & Hay | Lacis & Hansen | Bird & Hulstrom | Atwater & Ball |
|-----------|----------|--------------|----------------|-----------------|----------------|
| Ghardaïa | 06.01.08 | 19.8980 | 28.4903 | 17.8652 | 16.1185 |
| | 05.04.08 | 12.6855 | 19.0883 | 13.2892 | 15.8204 |
| | 24.06.08 | 15.9658 | 35.1242 | 16.0080 | 25.8983 |
| | 15.09.08 | 8.4537 | 21.4294 | 9.2697 | 15.6358 |
| Bouzaréah | 29.04.06 | 26.4237 | 53.3559 | 22.4918 | 29.6447 |
| | 04.08.06 | 21.2933 | 36.6501 | 22.6237 | 28.9432 |

Les courbes représentatives du rayonnement global, révèlent que les modèles de Lacis & Hansen et de Atwater & Ball surestiment la composante solaire globale dans tous les cas, que ce soit pour le site de Ghardaïa ou celui de Bouzaréah. Ceci apparaît dans le **Tableau 2**, où les erreurs relatives moyennes sont assez élevées.

Ceci s'explique par le fait que les expressions générales de calcul du rayonnement solaire global proposées par ces deux modèles ne tiennent compte que des coefficients d'absorption du rayonnement solaire par quelques constituants atmosphériques en négligeant les autres coefficients d'extinction dus aux autres constituants de l'atmosphère comme les aérosols, les molécules d'air et les gaz.

Pour les modèles de Davies & Hay et de Bird & Hulstrom, on remarque que pour la plupart des situations, les valeurs de la composante globale estimée sont très proches des valeurs mesurées. L'erreur relative moyenne est très faible et parfois même négligeable. Un exemple typique apparaît le 15.09 où les deux courbes simulées par les deux modèles sont en très bonne concordance avec la courbes des valeurs mesurées, si bien que et l'erreur relative est très faible.

Pendant la journée du 06.01 pour le site de Ghardaïa, on assiste toutefois à une valeur de l'erreur relative non négligeable. Cette erreur n'est pas inhérente au modèle lui-même, mais serait due à notre sens à une journée hivernale, avec probablement des passages nuageux lesquels influent sur l'estimation du rayonnement global. En effet, ces modèles restent valables pour des situations de ciel clair.

Une remarque similaire sera faite pour le site de Bouzaréah. A notre sens, il s'agit d'une ville côtière caractérisée par une grande présence du vapeur d'eau absorbant d'une façon considérable le rayonnement solaire. Ceci explique les valeurs mesurées lesquelles sont inférieures à celles calculées par ces modèles.

6. CONCLUSION

Dans ce travail, une modélisation du rayonnement solaire par une approche semi empirique est présentée et simulée. Chacun des modèles proposés dans l'étude utilise des équations propres pour le calcul du rayonnement solaire global.

Le présent travail nous a permis de confronter des valeurs mesurées et celles estimées par les quatre modèles paramétrés.

Nous avons constaté que le modèle Davies & Hay et celui de Bird & Hulstrom donnent une bonne estimation du rayonnement solaire. Les résultats obtenus pour les deux sites par les deux modèles précédents se rapprochent avec une grande précision des données réelles.

Ajoutons cependant que cette étude nous a permis de franchir un pas franc et sûr dans la modélisation du rayonnement solaire pour affirmer qu'il n'existe pas de technique théorique universelle épousant les résultats expérimentaux.

La complémentarité des approches 'par mesures au sol et par imagerie satellitaire' reste toutefois indispensable aussi bien que la bonne compréhension des limites de chaque modèle pour chaque cas de figure.

REFERENCES

- [1] M. Iqbal, '*An Introduction to Solar Radiation*', Academic Press, Department of Mechanical Engineering, University of British Columbia, Canada, 1983.

- [2] R.E. Bird and R.L. Hulstrom, 'Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces', Technical Report N°SERI/TR-642-761, Golden, Colorado: Solar Energy Research Institute, 1981.
- [3] M. Koussa, A. Malek et M. Haddadi, 'Validation de Quelques Modèles de Reconstitution des Eclairissements dus au Rayonnement Solaire Direct, Diffus et Global par Ciel Clair', Revue des Energies Renouvelables Vol. 9 N°4 pp. 307 – 332 2006.
- [4] www.ncdc.noaa.gov
- [5] A. Mefti, 'Contribution à la Détermination du Gisement Solaire par Traitement de Données Solaires au Sol et d'Images Météosat', Thèse de Doctorat d'Etat, USTHB, Alger, 2007.
- [6] T.K. Van Heuklon, 'Estimating Atmospheric Ozone for Solar Radiation Models', Solar Energy, Vol. 22, N°1, pp. 63 – 68, 1979.
- [7] M. Mächler, 'Parameterization of Solar Irradiation under Clear Skies', M.A.Sc Thesis, University of British Columbia, Vancouver, Canada, 1983.
- [8] G.D. Robinson, 'Absorption of Solar Radiation by Atmospheric Aerosol as Revealed by Measurements from the Ground', Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B, Vol. 12, N°1, pp. 19 – 40, 1962.
- [9] D. Saheb-Koussa, M. Koussa et M. Belhamel, 'Reconstitution du Rayonnement Solaire par Ciel Clair', Revue des Energies Renouvelables Vol. 9 N°2 pp 91 – 97, 2006.

ANNEXE A

La hauteur du soleil est l'angle formé par la direction du soleil et sa projection sur le plan horizontal. Il est particulièrement égal à 0° au lever et au coucher astronomiques du soleil. Sa valeur est maximale à midi, temps solaire vrai.

$$\sin(h) = \cos(\delta) \times \cos(\varphi) \times \cos(\omega) + \sin(\varphi) \times \sin(\delta) \quad (\text{A.1})$$

où, φ , est la latitude du lieu. δ , représente la déclinaison du soleil, et qui peut être calculée par l'équation (A.2)

$$\delta = 23.45 \times \sin \left[\frac{360}{365} \times (n_j + 284) \right] \quad (\text{A.2})$$

où, l'angle horaire ω est calculé par l'équation suivante.

$$\omega = 15(12 - \text{TSV}) \quad (\text{A.3})$$