

Estimation de la composante directe normale du rayonnement solaire à partir des données satellites - Cas de Rabat -

Auteurs : Hanane RIFAI *, Mohammed Faouzi SMIEJ**, Mohammed CHARIA*

Adresse des auteurs : *Faculté des sciences de Rabat UM5A, **Centre Royale de la Télédétection Spatiale de Rabat.

Email des auteurs : hanane.rifai@yahoo.fr, smiej@crt.s.gov.ma, CHARIA@fsr.ac.ma

Résumé : Le rayonnement solaire au sol est le moteur de tous types d'énergies renouvelables propres et inépuisables. Le réseau de stations de mesures du rayonnement solaire, reste très dispersé et insuffisant en nombre, même dans les pays avancés, et ce pour des raisons économiques, ce qui ouvre le champ à l'utilisation des techniques de télédétection.

La présente étude consiste à estimer le rayonnement solaire direct normal à partir des données satellitaires, en se basant sur le modèle de paramétrage à ciel clair, développé par « Bird et Hulstrom » en 1981 et modifié par « Iqbal » en 1983. Cette étude intègre en plus la transmittance des nuages estimée à partir du taux de couverture nuageux, méthode développée au sein du Centre Royal de la Télédétection Spatiale de Rabat, afin de pouvoir utiliser le modèle d'estimation du rayonnement solaire direct normal de « Bird » pour tous les états du ciel.

Enfin, une étude comparative pour le site de Rabat, entre les résultats utilisant les données satellite et les données au sol mesurées et traitées au Laboratoire de l'Energie Solaire et d'Environnement de la Faculté des Sciences de Rabat, est présentée.

Mots clés : Rayonnement solaire, composante directe normale, atmosphère, nuage, satellite, modèle de Bird, ennuagement.

1. Introduction

Les énergies renouvelables, dont l'énergie solaire, à la fois propres, illimitées et sans danger, sont actuellement au centre de discussions par tous les pays du globe terrestre. Ainsi de grands projets de centrales solaires ont été mis en place à l'échelle mondiale, pourront incontestablement produire autant d'électricité que le nucléaire. Le Maroc, comme pays ayant un gisement solaire important, participe à ce développement par son projet de l'énergie solaire et pour lesquels cinq sites ont été identifiés. Ainsi pour élargir cette zone et donc augmenter la capacité de production, une étude pour la connaissance de l'énergie solaire en un site donné et de ses variations au cours du temps est nécessaire. Or, le réseau de mesures du rayonnement solaire au sol étant très dispersé même dans les pays développés à cause de problèmes techniques et/ou économiques, reste jusqu'à présent insuffisant notamment pour les sites isolés où sont généralement installés les systèmes solaires.

Le développement considérable de la télédétection spatiale offre actuellement de nouvelles possibilités de la cartographie du gisement solaire et facilite l'estimation du potentiel solaire dans n'importe quel endroit et à tout instant.

Dans cet article, en premier lieu, le modèle d'estimation à ciel clair du rayonnement solaire direct normal développé par Bird et Hulstrom (1981) et repris plus tard par Iqbal (1983) sera présenté. Ensuite nous décrirons un modèle permettant d'évaluer le taux de couverture des nuages [12], qui a été traité au sein du Centre Royal de la Télédétection Spatiale, pour pouvoir utiliser le modèle de Bird quelque soit l'état du ciel.

Enfin, une étude comparative des résultats obtenus, sera établie relativement aux données de mesures du rayonnement solaire direct normal, obtenues à partir du pyréliomètre de la station d'acquisition de Rabat installé au sein du laboratoire d'énergie solaire et d'environnement,

2. Présentation du modèle d'estimation du rayonnement solaire

2.1. Bases théoriques du modèle

Le calcul du rayonnement solaire direct au sol est basé sur un modèle à ciel clair développé par Bird et Hulstrom(1981) et modifié par Iqbal(1983).

Ce modèle à ciel clair prend en considération un ensemble de données globales sur l'ozone, la vapeur d'eau et l'épaisseur optique des aérosols comme étant les constituants de l'atmosphère qui ont la plus importante influence sur le rayonnement solaire tout au long son trajet dans le ciel [1][2].

Pour calculer la composante directe du rayonnement solaire à ciel clair, DN_{clear} , on a :

$$\text{DNI}_{\text{clear}} = 0,9751 \cdot E_0 \cdot \tau_R \cdot \tau_{\text{gas}} \cdot \tau_{\text{ozone}} \cdot \tau_{\text{WV}} \cdot \tau_{\text{Ae}} \quad (1)$$

Avec :

τ_R : coefficient de transmission pour la diffusion Rayleigh

τ_{gas} : coefficient de transmission pour l'absorption des gaz équiréparties (essentiellement O₂ et CO₂).

τ_{ozone} : coefficient de transmission pour l'absorption de l'ozone atmosphérique.

τ_{WV} : coefficient de transmission pour l'absorption de la vapeur d'eau.

τ_{Ae} : coefficient de transmission pour l'extinction des aérosols.

E_0 : La constante solaire corrigée par la relation suivante :

$$E_0 = 1367(1 + 0,033 \cos(2\pi \cdot j/365)) \quad (2)$$

j : est le numéro de jour de l'année.

Les différents coefficients de transmission présent dans l'équation (1) sont définis comme suit :

- Coefficient de transmission par diffusion Rayleigh [3]

$$\tau_r = \exp(-0,0903 \cdot m_a^{0,84}(1 + m_a - m_a^{1,01})) \quad (3)$$

Avec : m_a est la masse d'air optique relative aux conditions locales

- Coefficient de transmission par l'ozone

$$\tau_{\text{ozone}} = 1 - \alpha_{\text{ozone}} \quad (4)$$

Avec :

$$\alpha_{\text{ozone}} = 0,1611 \cdot L \cdot m_r(1 + 139,48 \cdot L \cdot m_r) - 0,3035 - 0,00275 \cdot L \cdot m_r(1 + 0,044 \cdot L \cdot m_r + 0,0003(L \cdot m_r)^2)^{-1} \quad (5)$$

L: l'épaisseur vertical de la couche d'ozone en [cm] (NTP)

m_r : la masse d'air optique relative

- Coefficient de transmission par la vapeur d'eau

$$\tau_w = 1 - \alpha_w \quad (6)$$

Avec :

$$\alpha_w = 2,4959 \cdot w \cdot m_r[(1 + 79,034 \cdot w \cdot m_r)0,6828 + 6,385 \cdot w \cdot m_r]^{-1} \quad (7)$$

w: Quantité d'eau précipitable.

m_r : la masse d'air optique relative

- Coefficient de transmission par les gaz uniformément mélangé

$$\tau_{\text{gaz}} = \exp(-0,0127 \cdot m_a^{0,26}) \quad (8)$$

Avec : m_a est la masse d'air optique relative aux conditions locales

- Coefficient de transmission par les Aérosols

L'expression du coefficient de transmission des aérosols dans ce modèle est basée sur l'atténuation spectrale de deux longueurs d'onde communément utilisées par les réseaux météorologiques, 0.38 et 0.5 μm , longueurs d'onde dont lesquels l'absorption par les molécules d'ozone est minimale.

$$\tau_{\text{Ae}} = \exp(-k_a 0,873(1 + k_a - k_a 0,7088) \cdot m_a^{0,9108}) \quad (9)$$

Avec:

$k_a = 0,278 \cdot k_{a\lambda/\lambda=0,38\mu\text{m}} + 0,35 \cdot k_{a\lambda/\lambda=0,5\mu\text{m}}$. L'épaisseur optique d'aérosols

m_a est la masse d'air optique relative aux conditions locales

2.2. Estimation du taux de couverture nuageuse à partir des données MSG

2.2.1. Formulation de l'indice de nuages

Le taux de couverture de nuage peut être estimé à partir des images satellites optiques telles que les images MSG, dont la résolution spatiale est de 3 km et de répétitivité de 15 mn.

Etant donné que le nuage est défini par sa réponse spectrale à la fois dans les domaines du visible et l'infrarouge, il convient alors d'utiliser ces deux canaux simultanément en vue d'estimer le taux d'ennuage, comme expliqué dans les deux paragraphes suivants [8].

a. Utilisation du visible

L'image ennuagement est calculée, dans le spectre visible, à partir de l'image brute actuelle (courante) et de deux images de référence, soient l'image à ciel clair et celle à ciel complètement nuageux.

Par conséquent, pour un même pixel, la radiance captée par le satellite est une combinaison de deux composantes :

- Radiance réfléchi par le sol à ciel clair qui lui correspond une valeur minimale nommée : ρ^t_{min}

- Radiance réfléchi par les nuages qui lui correspond une valeur maximale nommée : ρ^t_{max}

Supposons que $I^t(i, j)$ représente le taux de couverture d'un pixel par les nuages, la valeur de la réflectance d'un pixel donné à l'instant t est donnée par la formule suivante :

$$\rho^t(i, j) = I^t(i, j) * \rho^t_{\text{max}}(i, j) + (1 - I^t(i, j)) * \rho^t_{\text{min}}(i, j) \quad (10)$$

Nous tirons l'indice de nuage $I^t(i, j)_r$:

$$I^t(i, j)_r = \frac{\rho^t(i, j) - \rho_{\min}^t(i, j)}{\rho_{\max}^t(i, j) - \rho_{\min}^t(i, j)} \quad (11)$$

Avec :

$I^t(i, j)_r$: Indice de couverture nuageuse ou indice d'ennuagement ou taux de couverture d'un pixel (i,j) par les nuages, en se basant sur la réflectance,

$\rho^t(i, j)$: Réflectance observée au niveau du pixel (i,j) par le capteur à l'instant t,

$\rho_{\min}^t(i, j)$: Valeur minimale de la réflectance enregistrée sur une grande période pour le pixel donné représentant la partie du rayonnement réfléchi par le sol à ciel clair, nommée : **Image référence ciel clair** ou albédo du sol,

$\rho_{\max}^t(i, j)$: Valeur maximale de la réflectance enregistrée pendant la même période, représentant la partie du rayonnement par les nuages qui couvrent la totalité du pixel (i,j), nommée : **Image référence ciel ouvert**.

b. Utilisation du canal Infrarouge

Nous définissons de même une seconde formulation de l'indice d'ennuagement, en utilisant cette fois-ci la brillance minimale correspondant à une couverture totale par les nuages et la brillance maximale correspondant à celle du sol sous un ciel clair. Cette formule s'écrit comme suit :

$$I^t(i, j)_{tb} = \frac{T_{\max}^t(i, j) - T^t(i, j)}{T_{\max}^t(i, j) - T_{\min}^t(i, j)} \quad (12)$$

Avec,

$I^t(i, j)_{tb}$: Indice de couverture nuageuse ou indice d'ennuagement ou le taux de couverture d'un pixel par les nuages, propre à la température de brillance,

T_{\max}^t : Est la valeur numérique maximale relative à la température radiative enregistrée pendant toute la période pour un pixel donné : **Image référence ciel clair** (luminance du sol),

T_{\min}^t : Est la valeur numérique minimale relative à la température radiative enregistrée pendant la même phase pour le même pixel : **Image référence ciel couvert** (luminance du nuage),

$T^t(i, j)$: Est la température de brillance courante enregistrée à l'instant t.

2.2.2. Combinaison des deux indices d'ennuagement

Les deux formulations de l'indice du taux de couverture nuageuses présentées ci haut, apportent chacune des confusions quant aux valeurs de ces indices. On peut citer par exemple, un sol nu au niveau du désert qui réfléchit fortement et dont la formulation correspondante à la réflectance peut aboutir à un fort indice I_r même si le pixel est sous ciel clair. Le recours à la combinaison des deux formulations d'indices d'ennuagement devient alors fondamental pour remédier à ce genre de confusion. Cela fait l'objet d'une méthode de pondération s'appuyant sur l'utilisation conjointe des indices issus de la température de brillance mesurée dans l'infrarouge et de l'albédo calculée dans le visible comme formulée par l'équation 13. Cette technique permet d'évaluer le taux de nuages pour un pixel donné et en un instant donné, avec une meilleure précision.

A cet égard, notre nouvelle relation s'écrit comme suit :

$$I^t = \alpha_r \cdot I_r^t + \beta_t \cdot I_{tb}^t \quad (13)$$

α_r : Coefficient de pondération relatif à la réflectance.

β_t : Coefficient de pondération relatif à la température de brillance.

Avec : $\alpha_r + \beta_t = 1$

Une étude du choix des coefficients de pondération α_r et β_t en fonction des différentes situations pédologiques et climatiques (désert, neige, plaine atlantique, montagne etc.) a été menée pour déterminer la meilleure combinaison des deux formulations des indices, en se basant sur des données de masque de nuage, qui permet d'aboutir à la meilleure estimation de l'indice de nébulosité.

2.3. Modèle intégrant la couverture nuageuse

Pour transformer l'indice de nuage (CI) en coefficient de transmission de nuage, nous avons utilisé la formule suivante :

$$\tau_{CI} = (100 - CI) / 100 \quad (14)$$

Le modèle de Bird devient donc à ciel quelconque comme suit :

$$DNI = 0,9751 \cdot E_0 \cdot \tau_R \cdot \tau_{gas} \cdot \tau_{ozone} \cdot \tau_{WV} \cdot \tau_{Ae} \cdot \tau_{CI} \quad (15)$$

3. Description des données utilisées

3.1. Données satellites

Les constituants de l'atmosphère atténuent le rayonnement solaire incident.

La composante directe, DNI, est principalement atténuée par les nuages, mais d'autres facteurs influent sur cette composante à savoir les aérosols, la vapeur d'eau, l'ozone, la diffusion Rayleigh, l'O₂ et CO₂. [2]

3.1.1. L'ozone

L'ozone absorbe essentiellement les radiations de longueurs d'onde inférieure à 0,3 μm. Ainsi la gamme d'atténuation du rayonnement direct influencé par l'ozone est relativement faible[2]. Dans notre étude cet effet est présenté à travers les données de la colonne totale d'ozone à l'aide des mesures de l'instrument de surveillance de l'ozone (OMI) sur le satellite Aura,[4]

3.1.2. Les aérosols

Les aérosols ont une grande influence sur la moyenne de la radiation solaire. Leurs effets sont traduits par l'épaisseur optique d'aérosol qui est défini comme étant le coefficient d'extinction intégré sur une colonne verticale de section transversale unitaire[2]. Les données utilisées dans ce travail sont à partir des mesures de l'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging ou spectroradiomètre) à bord du satellite Terra (EOS AM). L'orbite de Terra autour de la Terre est programmé de manière à ce qu'il passe du nord au sud le matin.[5]

3.1.3. La vapeur d'eau

La vapeur d'eau atmosphérique ou la vapeur d'eau précipitable est une mesure de la teneur en vapeur d'eau de l'air. Défini comme étant la quantité d'eau qui serait obtenue si toute la vapeur d'eau dans une colonne spécifiée de l'atmosphère a été condensée en liquide. Plus de cinquante pour cent de l'ensemble de la vapeur d'eau atmosphérique se trouve à moins de 2 km d'altitude, et seule une infime fraction du total se produit au-dessus de la tropopause. La vapeur d'eau est un moyen important pour le transport d'énergie (chaleur latente) et agit comme un régulateur de la température planétaire par l'absorption et l'émission de rayonnement, plus particulièrement dans l'infrarouge thermique (effet de serre). Les données utilisées dans ce travail sont à partir des mesures de l'instrument MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) à bord du satellite Terra (EOS AM). L'orbite de Terra autour de la Terre est programmé de manière à ce qu'il passe du nord au sud le matin.[5]

3.2. Données de mesure in situ

Les mesures utilisées dans cette partie sont effectuées durant la période allant du 1 Janvier au 30 Juin de l'année 2010 au sein du laboratoire d'Energie Solaire et d'Environnement de Rabat à l'aide des instruments de la station autonome d'acquisition et sont enregistrés toutes les 6 minutes.

Dans notre étude comparative on avait utilisé les données concernant la composante directe du rayonnement solaire après avoir calculé la valeur à 10h durant la période d'étude.

4. Résultats et discussion

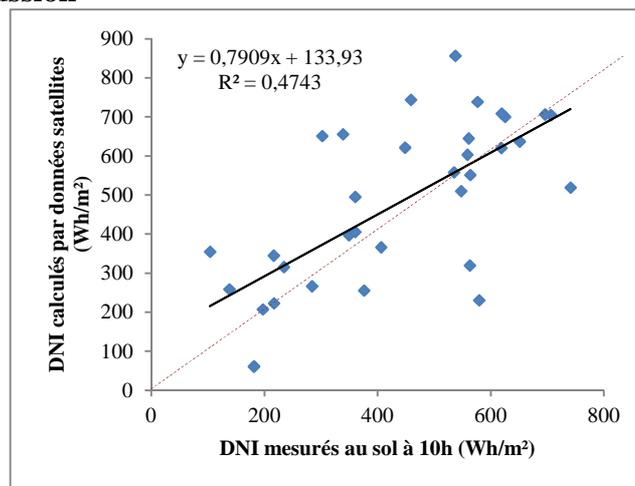


Figure 1: Comparaison du rayonnement solaire direct normal calculé à partir des données satellitaires et celui mesuré au sein du LESE à 10h.

D'après la comparaison que nous avons faite entre les valeurs du rayonnement solaire à 10h mesuré au niveau de la station d'acquisition de Rabat et ceux calculées à partir du modèle de Bird et à l'aide des données satellitaires, nous avons obtenu un coefficient de corrélation d'environ R= 0,69.

La performance du modèle est évaluée en utilisant les coefficients MBE, RMSE et le t-statistique test comme décrivent respectivement les équations (16), (17) et (18). Le MBE est un indicateur de l'écart moyen entre les valeurs estimées et celles mesurées, il peut être positif ou négatif. Le RMSE indique l'écart type entre les valeurs estimées et celles mesurées et il est toujours positif. "t-statistique" est donné comme fonction des carré des écarts MBE et RMSE avec un degré N-1 de liberté, plus le t est faible plus le modèle est performant.[6][7]

$$\text{MBE} = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)}{N} \quad (16)$$

$$\text{RMSE} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2}{N} \right)^{1/2} \quad (17)$$

$$t = [(N-1) * \text{MBE}^2 / (\text{RMSE}^2 - \text{MBE}^2)]^{1/2} \quad (18)$$

Les coefficients MBE et RMSE sont calculés à partir du nombre de mesure N, la valeur estimée y et la valeur mesurée x. Ces mesures statistiques permettent de détecter des différences entre les deux valeurs mesurées et modélisées (RMSE) et l'existence de tendances systématiques sur- et sous-estimation (MBE).

Pour le cas de Rabat, on a trouvé des écarts de MBE= 42,75 Wh/m² et RMSE= 161,33 Wh/m² et constituent respectivement 9% et 33% des valeurs estimées et qui sont pratiquement de faibles valeurs. Aussi pour le test t-statistique, on a obtenu t=1,57.

D'après les résultats tirés à partir des mesures statistiques, on a pu prouver la relative bonne performance du modèle de Bird et aussi l'importance de l'intervention de la télédétection spatiale pour résoudre le problème d'estimation du rayonnement solaire direct normal au sol.

Conclusion

D'après ce travail nous avons pu estimer le rayonnement solaire direct normal avec une très bonne précision, en utilisant un modèle ne nécessitant pour sa mise en œuvre que des données satellitaires. Ce qui représente un avantage majeur pour les régions ne disposant pas de stations de mesures au sol.

Cependant, ayant traité uniquement le cas du site de Rabat nous ne pouvons pas parler de la validité du modèle pour tout le Maroc. Mais, en travaillons sur plusieurs sites du pays et une large période de temps, on pourra envisager une cartographie du rayonnement solaire direct et même diffus et global au Maroc.

Nomenclature

Symboles	Nom, unité	Symboles	Nom, unité
$\text{DNI}_{\text{clear}}$	Rayonnement solaire direct normal à ciel clair, (Wh/m ²)	m_a	La masse d'air optique relative aux conditions locales.
DNI	Rayonnement solaire direct normal à ciel quelconque, (Wh/m ²)	m_r	La masse d'air optique relative
τ_R	coefficient de transmission pour la diffusion Rayleigh	L	L'épaisseur verticale de la couche d'ozone en [cm] (NTP)
τ_{gas}	coefficient de transmission pour l'absorption des gaz équiréparties	W	Quantité d'eau précipitable.
τ_{ozone}	coefficient de transmission pour l'absorption de l'ozone atmosphérique.	k_a	Epaisseur optique d'aérosols.
τ_{WV}	coefficient de transmission pour l'absorption de la vapeur d'eau.	ρ^t	Réflectance courante et instantanée, observée par le capteur à l'instant t,
τ_{Ae}	coefficient de transmission pour l'extinction des aérosols.	ρ^t_{min}	Image référence ciel clair ou albédo du sol,
E_0	La constante solaire	ρ^t_{max}	Image référence ciel ouvert.
I^t	Indice d'ennuage	α_r	Coefficient de pondération de la réflectance
T^t	Température de brillance	β_t	Coefficient de pondération de la température de brillance
T^t_{min}	Luminance des nuages		
T^t_{max}	Luminance du sol		

Références

- [1] D. T. Brine et M. Iqbal, « Diffuse and global solar spectral irradiance under cloudless skies », *Solar Energy*, vol. 30, n° 5, p. 447-453, 1983.
- [2] C. Schillings, H. Mannstein, et R. Meyer, « Operational method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data », *Solar Energy*, vol. 76, n° 4, p. 475-484, avr. 2004.
- [3] C. C. Y. Ma et M. Iqbal, « Statistical comparison of solar radiation correlations Monthly average global and diffuse radiation on horizontal surfaces », *Solar Energy*, vol. 33, n° 2, p. 143-148, 1984.
- [4] « Giovanni - OMI/Aura Online Visualization and Analysis ». [Online]. Available: http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=omi. [Accessed: 19-févr-2013].
- [5] « Giovanni - MODIS Terra and Aqua Daily Level-3 Data ». [Online]. Available: http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=MODIS_DAILY_L3. [Accessed: 19-févr-2013].
- [6] C. Schillings, R. Meyer, et H. Mannstein, « Validation of a method for deriving high resolution direct normal irradiance from satellite data and application for the Arabian Peninsula », *Solar Energy*, vol. 76, n° 4, p. 485-497, avr. 2004.
- [7] J. Almorox, C. Hontoria, et M. Benito, « Statistical validation of daylength definitions for estimation of global solar radiation in Toledo, Spain », *Energy Conversion and Management*, vol. 46, n° 9-10, p. 1465-1471, juin 2005.
- [8] B. Zalagh " Utilisation des données MSG pour l'estimation de l'indice de nébulosité au Maroc" Rapport de Master CRASTE-LF, 2012.