

## Application de la télédétection pour étudier l'effet des aérosols atmosphériques sur le rayonnement solaire global

O. Aissani\* et A. Mokhnache

Laboratoire de Physique Energétique,  
Université Mentouri, Constantine

(reçu le 20 Janvier 2008 – accepté le 30 Mars 2008)

**Résumé** - Dans le but d'étudier les fluctuations du rayonnement solaire en fonction des paramètres atmosphériques, nous avons présenté une approche opérationnelle et alternative basée sur des données réduites ISCCP-B2 prise en ciel clair par le canal visible VISSR du satellite METEOSAT7 en combinaison avec des calculs de transfert radiatif pour étudier l'influence de l'épaisseur optique des aérosols sur le rayonnement global au niveau du sol. D'abord, nous avons appliqué le modèle analytique au sol de Perrin de Brichambaut pour étudier l'effet des aérosols sur le rayonnement direct, diffus et global. Ensuite, nous avons comparé les deux séries du rayonnement global calculées par télédétection avec l'épaisseur optique des aérosols  $\tau_{ae}$  variable et constant ( $\tau_{ae} = 0.08$ ).

Enfin, les résultats obtenus ont été comparés aux données solaires enregistrées au sol dans la station de Tamanrasset au cours de l'année 1999. On trouve que les valeurs de radiances issues de la modélisation sont proches de celles mesurées au sol. En effet, les écarts observés entre les deux types de radiances, ne dépassent pas 4%.

**Abstract** - In order to study the variability of solar radiation according to atmospheric parameters, we have presented an operational and alternative approach based on reduced data set ISCCP-B2 taken into clear sky from visible channel VISSR of METEOSAT7 satellite in combination with radiative transfer calculations to study the influence of aerosol optical thickness on global radiation at ground level. Initially, we applied the analytical model on the ground of Perrin de Brichambaut to study the effect of the aerosols on the direct, diffuse and global radiation. Then, we compared the two series of the global radiation that calculated by remote sensing with the aerosol optical thickness  $\tau_{ae}$  variable and constant ( $\tau_{ae} = 0.08$ ). Finally, the results obtained were compared with the solar data recorded on the ground in the station of Tamanrasset during the year 1999. We find that the values of radiances resulting from modelling are similar to those measured on the ground. Indeed, the differences observed between the two types of radiances, do not exceed 4%.

**Mots clés:** Rayonnement global - Epaisseur optique des aérosols - Correction atmosphérique - Télédétection - Diffusion atmosphérique - Effet radiatif des aérosols.

### 1. INTRODUCTION

En Algérie, la densité des stations de mesures radiométriques au niveau du sol est vraiment faible. Ce qui est insuffisant pour tenir compte des variations radiatives à petite échelle, qui sont importantes pour une bonne appréciation du potentiel énergétique. L'observation par satellite est un autre moyen qui permet de délivrer l'information sur le système terre-atmosphère particulièrement dans le visible et l'infrarouge.

Plusieurs auteurs ont démontré que les données satellitaires, spécialement les satellites météorologiques géostationnaires comme Météosat, peuvent être utilisés successivement pour cartographier l'irradiation solaire globale au niveau du sol ou extraire des données sur la couverture nuageuse et l'albédo de la surface, telles que [1-13]. Les aérosols sont des fines particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère. Ils peuvent absorber et diffuser le rayonnement solaire et l'infrarouge terrestre. Il est important de calculer leur effet sur le bilan radiatif terrestre et de déterminer leurs propriétés optiques pour la compréhension du forçage radiatif des aérosols, et leur impact sur le changement climatique.

---

\* [aissani25@yahoo.fr](mailto:aissani25@yahoo.fr)

Nombreuses études ont été faites pour étudier l'effet direct et indirect des aérosols sur le climat, telles que [14-19], ainsi que déterminer leurs propriétés microphysiques et optiques par des mesures in situ [20-24] et par télédétection spatiale, tels que les travaux [25-30].

Pour notre étude, nous nous sommes intéressés essentiellement à l'étude de l'effet des aérosols atmosphériques sur l'estimation du rayonnement solaire global au niveau du sol à l'aide d'un modèle analytique à bande large et les données réduites B2 du satellite Météosat. Le site test est la région de Tamanrasset (22°47'S, 5°31'E), où les paramètres mesurés au sol relatifs à l'épaisseur optique des aérosols et au rayonnement global sont disponibles. Nous avons à notre disposition, trois images par jour, 9h, 12h et 15h Temps Universel. A partir de la nébulosité totale, on a sélectionné les images à ciel clair durant l'année 1999.

## 2. LES MODELES

### 2.1 Modèle analytique de Brichambaut

Perrin de Brichambaut [31], utilise des relations en fonction de la masse d'air pour calculer les effets (intégrés sur tout le spectre) des constituants de l'atmosphère sur l'atténuation du rayonnement direct et la création du rayonnement diffus. Ces relations n'expriment plus strictement des lois physiques (qui sont spectrales), mais elles permettent de tenir compte séparément de la vapeur d'eau, des aérosols et de l'ozone dans l'atmosphère.

Le rayonnement direct est calculé à partir de la formule suivante:

$$I = I_0 \times \text{cor} \times T_{O_3} \times T_w \times T_r \times T_g \times T_{ae} \quad (1)$$

où  $I_0$  est la constante solaire hors atmosphère, elle est égale à  $1367 \text{ W/m}^2$ ;  $\text{cor}$  est le facteur de correction de la distance moyenne terre-soleil et  $T_{O_3}$ ,  $T_w$ ,  $T_r$ ,  $T_g$ ,  $T_{ae}$  sont les transmittances respectives de l'ozone, de la vapeur d'eau, de Rayleigh, des gaz et des aérosols.

Le rayonnement diffus est la somme du diffus de Rayleigh et du diffus des aérosols.

$$D = D_r + D_{ae} \quad (2)$$

où le diffus de Rayleigh est exprimé par la formule suivante:

$$D_r = I_0 \times \text{cor} \times \cos(\theta_s) \cdot [0.5 \times T_{ae} (1 - T_r)] T_w \times T_{O_3} \quad (3)$$

$\cos(\theta_s)$  est le cosinus de la distance zénithale du soleil, le diffus des aérosols est:

$$D_{ae} = I_0 \times \text{cor} \times \cos(\theta_s) \cdot [T_{ae} \cdot (1 - T_r) \cdot 0.5 \times \omega_0 \cdot T_r \cdot f \, dv^1 (1 - T_{ae})] T_w \times T_{O_3} \quad (4)$$

avec  $\omega_0$  l'albédo de simple diffusion des aérosols et  $f \, dv^1$  la fonction de diffusion vers l'avant des aérosols dans la direction du soleil.

Le rayonnement global s'exprime par la relation suivante:

$$GL = I \times \cos(\theta_s) + D \quad (5)$$

### 2.2 Modèle satellitaire

Le rayonnement mesuré au niveau du capteur du satellite Météosat est la somme du rayonnement réfléchi par le système sol-atmosphère, donc la luminance mesurée par le capteur est égale à la luminance du sol, plus celle de l'atmosphère.

$$B_{\text{sat}} = B_{\text{sol}} + B_{\text{atm}} \quad (6)$$

Le rayonnement détecté par le capteur dépend de la nature du sol et de l'état de l'atmosphère. Au niveau du sol, le rayonnement solaire global  $GL$  est calculé comme suit:

$$GL = \mu_s \times \text{cor} \times I_0 \times T_{\text{tot}}^1 \quad (7)$$

où  $\mu_s = \cos(\theta_s)$ .

$T_{\text{tot}}^1$  est la transmittance totale (directe + diffuse) dans la direction soleil-terre.

$$T_{\text{tot}}^1 = T_{\text{O}_3}^1 \times T_w^1 \times \left[ T_r^1 \times T_{\text{ae}}^1 \times (0.5 - f \, dv^1) + T_r^1 \times f \, dv^1 + 0.5 \times T_{\text{ae}}^1 \right] \quad (8)$$

$T_{\text{O}_3}^1$ ,  $T_w^1$ ,  $T_{\text{ae}}^1$ , et  $T_r^1$  sont les transmittances de l'ozone, de la vapeur d'eau, des aérosols et de Rayleigh respectivement (l'exposant 1 représente le trajet soleil-terre).

Nous avons acquis trois images par jour (9h, 12h et 15h Temps Universel). Pour les jours de ciel clair sur la période de Janvier à Décembre 1999, nous avons émis l'hypothèse que la surface ne varie pas et que seule l'atmosphère peut varier d'un instant à l'autre. Le rayonnement global normalisé réfléchi vers le satellite et converti en compte numérique est exprimé par:

$$GL(\tau_{\text{ae}}) = \mu_s \times A \times \text{cor} \times T_{\text{tot}}^{12} \quad (9)$$

$A$  est une constante qui dépend de la réponse spectrale du détecteur. Elle est égale à 0.501.

$$T_{\text{tot}}^{12} = T_{\text{O}_3}^{12} \times T_w^{12} \times T_{\text{ae}}^2 \times T_r^2 \times \left( T_r^1 \times T_{\text{ae}}^1 \times (0.5 - f \, dv) + f \, dv \times T_r^1 + 0.5 T_{\text{ae}}^1 \right) \quad (10)$$

$T_{\text{tot}}^{12}$  est la transmittance totale (directe + diffuse) dans la direction soleil-terre, multipliée par la valeur de la transmittance dans la direction terre-satellite (l'exposant 2 représente le trajet terre-satellite).

La brillance de référence correspond à la brillance maximale des trois heures (9h, 12h et 15h temps universel). Le rayonnement global de référence est le rayonnement calculé avec une valeur de  $\tau_{\text{ae}}$  égal à 0.08.

L'écart entre la brillance de référence et l'une des deux autres brillances reste proportionnelle à l'écart entre le rayonnement global de référence  $GL_0(0.08)$  et le rayonnement global réel  $GL_i(\tau_{\text{ae}})$ .

$GL_0(0.08)$  et  $GL_i(\tau_{\text{ae}})$  sont calculés à la même heure. L'indice  $i$  représente les heures 9h, 12h, et 15h. Le coefficient de proportionnalité est le coefficient de réflectance bidirectionnelle du sol  $\rho_s(\theta_s, \theta_v, \varphi)$ . Nous pouvons alors écrire:

$$GL_0(0.08) - GL_i(\tau_{\text{ae}}) = [(B_{\text{max}} - B_{\text{atm}}) - (B_i - B_{\text{atm}})] / \rho_s(\theta_s, \theta_v, \varphi) \quad (11)$$

$\rho_s(\theta_s, \theta_v, \varphi)$  peut être exprimé par la formule suivante:

$$\rho_s(\theta_s, \theta_v, \varphi) = (B_{\text{max}} - B_{\text{atm}}) / GL_0(0.08) \quad (12)$$

Donc l'équation (11) devient:

$$GL_0(0.08) - GL_i(\tau_{\text{ae}}) = GL_0(0.08) \times [(B_{\text{max}} - B_i) / (B_{\text{max}} - B_{\text{atm}})] \quad (13)$$

A partir de cette équation, on déduit  $GL_i(\tau_{\text{ae}})$ :

$$GL_i(\tau_{\text{ae}}) = GL_0(0.08) \times (B_i - B_{\text{atm}}) / (B_{\text{max}} - B_{\text{atm}}) \quad (14)$$

### 3. RESULTATS ET DISCUSSION

#### 3.1 Influence de $\tau_{\text{ae}}$ sur le rayonnement global

Dans cette partie, nous étudions l'influence de l'épaisseur optique des aérosols sur le rayonnement solaire. La figure 1 représente l'évolution journalière des rayonnements solaires direct, diffus et global pour des valeurs différentes de l'épaisseur optique des aérosols, soit les trois valeurs de  $\tau_{\text{ae}}$ :

$\tau_{\text{ae}} = 0.05$ , valeur qui correspond à un ciel bleu foncé, pur;

$\tau_{ae} = 0.08$ , valeur correspondante à un ciel bleu pâle;

$\tau_{ae} = 0.12$ , valeur correspondante à un ciel bleu laiteux blanchâtre.

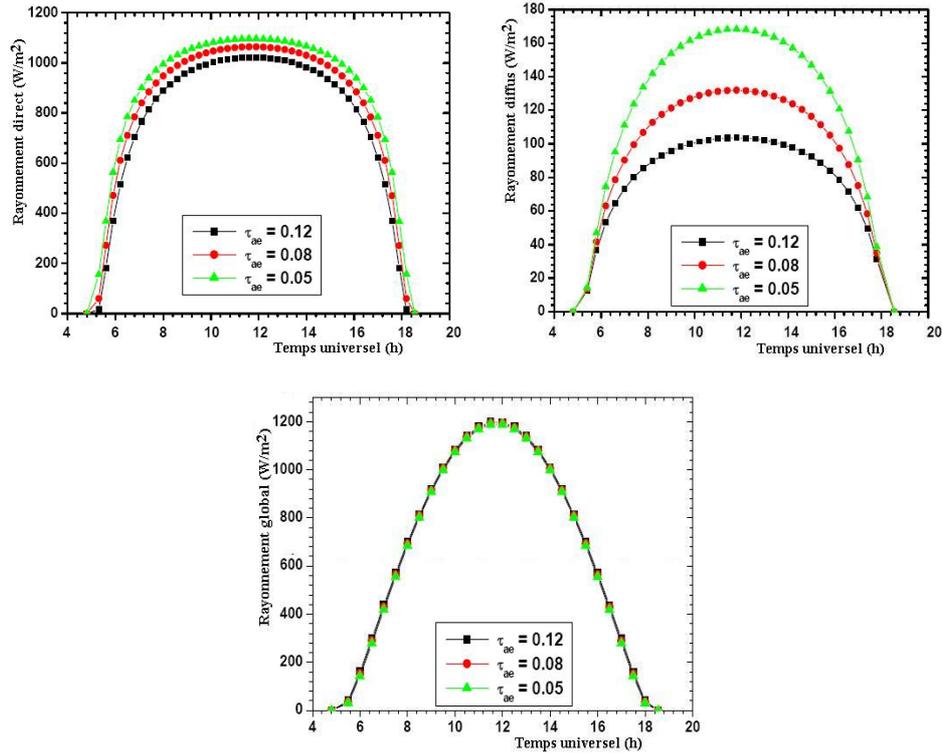


Fig. 1: Evolution journalière (22/07/1999) des rayonnements direct, diffus et global Région de Tamanrasset, pour différentes valeurs de l'épaisseur optique des aérosols  $\tau_{ae}$

Nous remarquons:

- Une réduction dans le rayonnement direct, quand l'épaisseur optique des aérosols augmente.
- Le rayonnement diffus est très sensible à l'épaisseur optique des aérosols, dont il augmente par l'augmentation de  $\tau_{ae}$ . Donc un calcul précis du rayonnement diffus est nécessaire pour obtenir des résultats satisfaisants dans le calcul du rayonnement global.
- Le rayonnement global n'est pas beaucoup sensible à  $\tau_{ae}$ , car la partie perdue par le rayonnement direct est récupéré par le diffus.

La figure 2 illustre la comparaison entre le rayonnement global calculé par le modèle analytique et le rayonnement global mesuré pour les trois heures 9h, 12h et 15h en Temps Universel, et cela pour chaque valeur de  $\tau_{ae}$ , pendant six mois, de Mars à Août, 1999.

Le modèle de calcul est un modèle à ciel clair, et on a donc retenu seulement les journées des mois ayant une nébulosité pouvant aller jusqu'à '3/10'. Le service technique de la station météorologique de Tamanrasset partage l'échelle de nébulosité (comptée en dixièmes) comme suit: **0**: correspond à un ciel très clair, **1 à 3**: correspond à un ciel peu nuageux, **4 à 6**: ciel nuageux, **7 à 9**: ciel très nuageux et **10** pour un ciel couvert.

A 9h, on remarque que le coefficient de corrélation est maximal pour  $\tau_{ae} = 0.05$ , et minimal pour  $\tau_{ae} = 0.12$ , ce qui indique que l'air dans la matinée est moins chargé d'impuretés et des grains de sable.

A 12h, le coefficient de corrélation est aussi maximal pour la même valeur de  $\tau_{ae}$ , malgré que les aérosols sont évidemment plus présents dans l'atmosphère à 12h qu'à 9h, mais le coefficient de corrélation reste maximal pour  $\tau_{ae} = 0.05$ , cela est justifié par la réduction du chemin optique du rayon solaire à 12h, d'où l'atténuation est moins importante car la densité des aérosols parcourus est faible.

A 15h, le coefficient de corrélation est maximal pour  $\tau_{ae} = 0.12$  et minimal pour  $\tau_{ae} = 0.05$ , ce qui signifie que le ciel, l'après midi est moins clair que la matinée, parce qu'il contient plus d'impuretés.

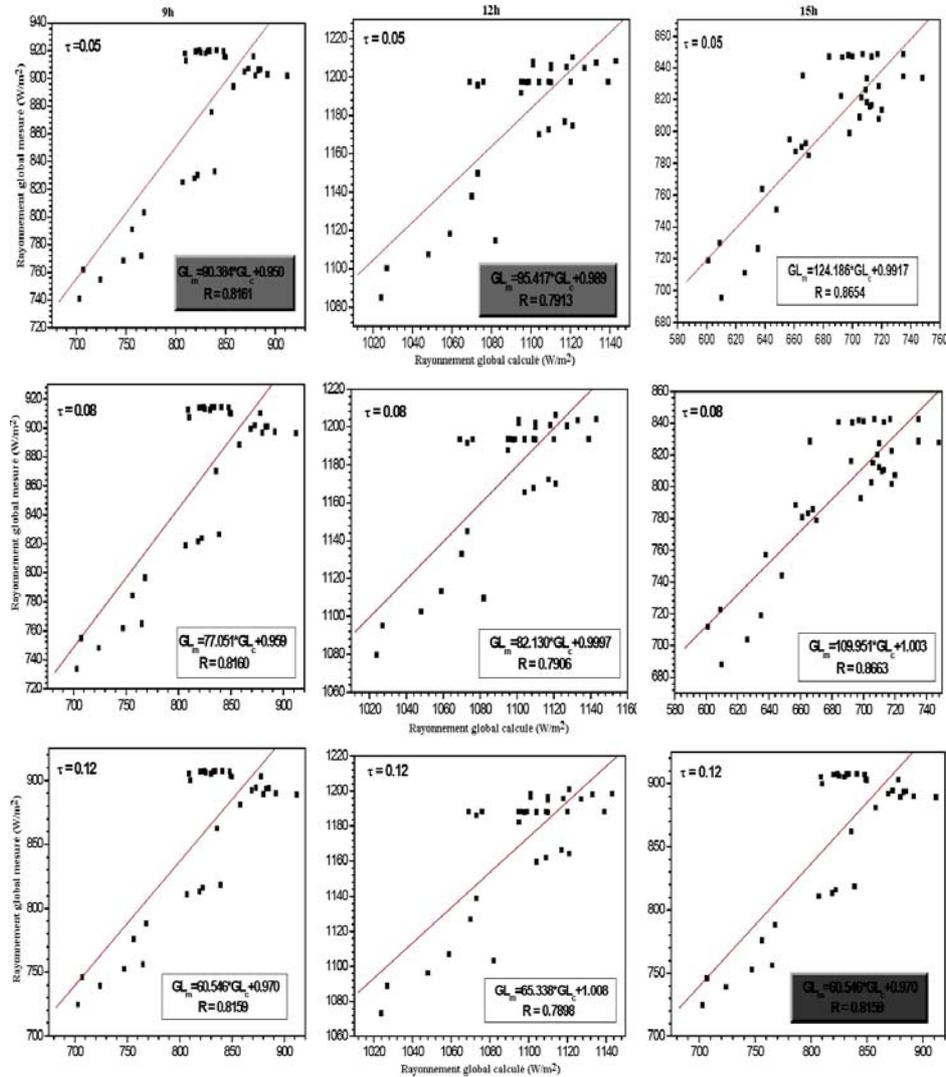


Fig. 2: Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré pour différentes valeurs de  $\tau_{ae}$  pendant six mois, de Mars à Août 1999

Sur la figure 3, nous avons représenté l'évolution du rayonnement solaire global calculé par le modèle satellitaire en fonction du quantième du jour pour  $\tau_{ae} = 0.08$  et  $\tau_{ae}$  variable. Nous avons pris pour référence la valeur de 0.08 qui correspond au ciel bleu clair, et on remarque que les courbes ont toutes la même allure et que le rayonnement global atteint son maximum au mois d'été et son minimum au mois d'hiver. On constate aussi que le rayonnement global (évoqué précédemment) n'est pas sensible à l'épaisseur optique des aérosols  $\tau_{ae}$ , car la partie perdue par le rayonnement direct est récupérée par le rayonnement diffus.

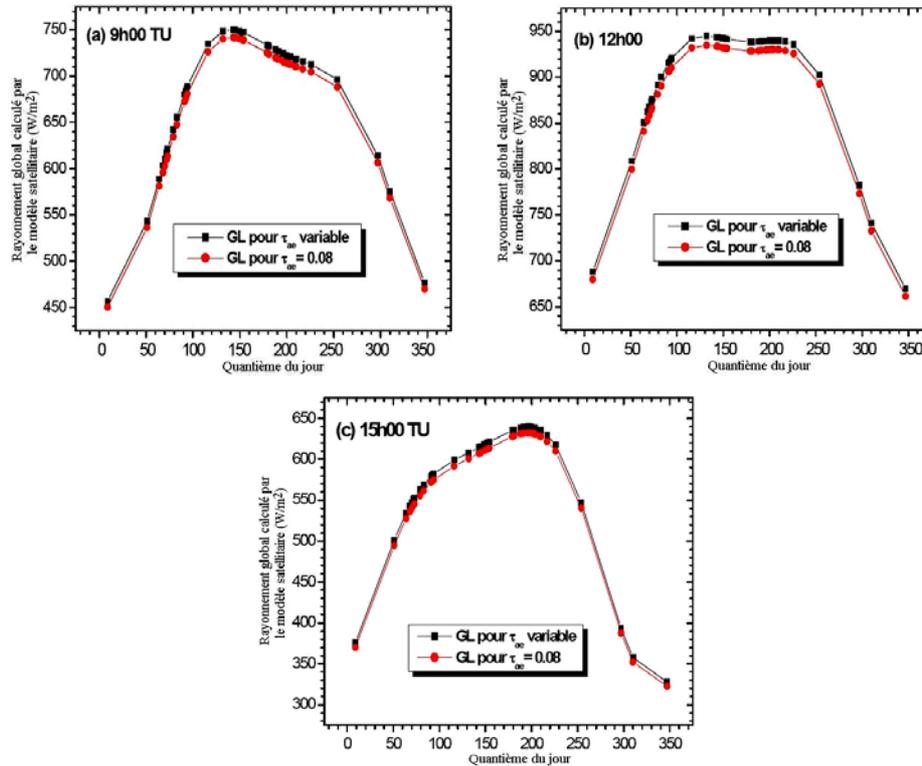


Fig. 3: Rayonnement global calculé par le modèle satellitaire à: a) 9h, b) 12h et c) 15h TU pour  $\tau_{ae} = 0.08$  et  $\tau_{ae}$  variable sur toute la période de l'année 1999

### 3.2 Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré

Les résultats du rayonnement solaire global calculés par le modèle satellitaire sont ensuite comparés avec les mesures effectuées dans la station météorologique de Tamanrasset (Fig. 4), pour les trois heures de prises d'image B2, 9h, 12h et 15h Temps Universel et sur toute la période de l'année 1999. On remarque qu'il y a un bon accord entre les mesures et les calculs, cela est indiqué par le coefficient de corrélation très élevé qui est égal respectivement à 0.9775, 0.9675 et 0.9869 pour 9h, 12h et 15h.

- On voit clairement sur la figure 4 que les points se regroupent dans deux zones correspondantes à deux périodes dans l'année. Ce qui explique le type de climat qui caractérise cette région, qui est annuellement prédominée seulement par deux saisons, une saison en Mars et l'autre en Juin, lesquelles ont des caractéristiques différentes, autant sur le type des aérosols ou encore sur l'état de l'atmosphère.

- On remarque également qu'il y a une différence entre les mesures et les calculs obtenus par le modèle, cela est probablement due à plusieurs raisons, telles que:

- Le type d'aérosols prédominés dans cette région est inconnu, et dont il est variable d'une région à l'autre, d'une saison à l'autre et il peut aussi varier durant la journée, chaque type d'aérosols a des propriétés optiques différentes.
- Jusqu'à présent, le calcul du rayonnement diffus est insuffisant, et qu'il y a toujours une différence élevée entre les mesures et les calculs quelque soit le modèle appliqué.
- La fonction de diffusion vers l'avant des aérosols  $f_{dv}$  influe également sur le calcul du rayonnement global.

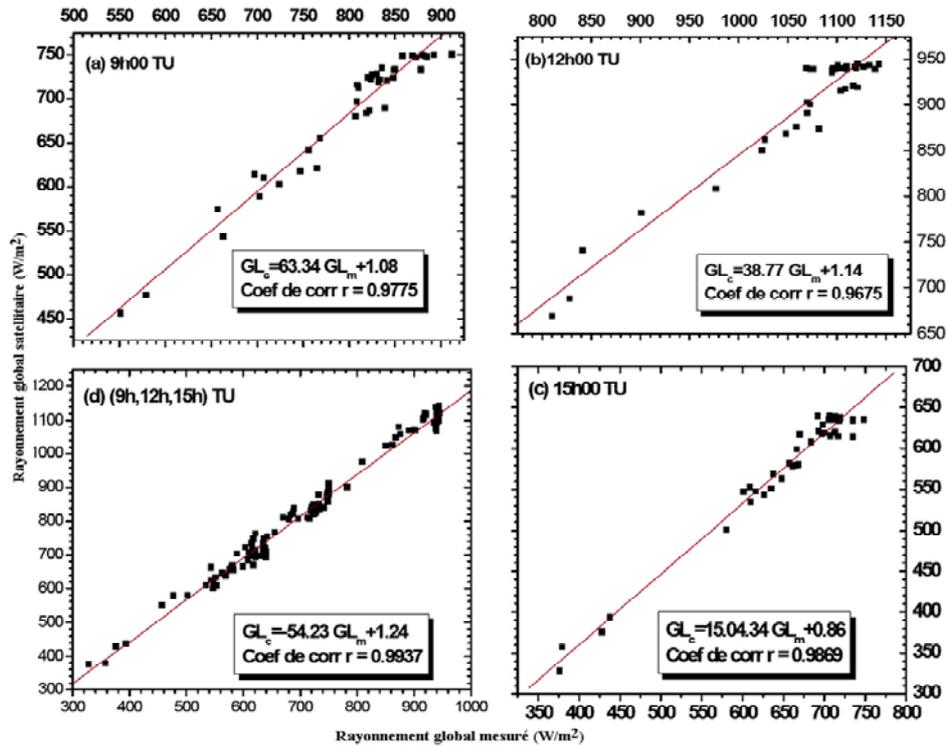


Fig. 4: Comparaison entre le rayonnement global calculé et mesuré  
a) 9h, b) 12h, c) 15h et d) 9h, 12h, 15h - Temps Universel

#### 4. CONCLUSION

Un modèle analytique basé sur le traitement d'images satellitaires et sur la résolution de l'équation de transfert radiatif, a été mis en oeuvre pour étudier l'effet de l'épaisseur optique des aérosols sur l'estimation du rayonnement solaire global au sol sur le site de Tamanrasset. Les aérosols sont caractérisés par leur épaisseur optique  $\tau_{ae}$  qui représente le degré de turbidité de l'atmosphère. Ils jouent un rôle important dans l'atténuation du rayonnement traversant l'atmosphère.

L'atténuation des aérosols dans le cas du signal mesuré par le capteur a un effet double, il intervient dans les deux directions soleil-sol et sol-satellite. L'épaisseur optique de référence des

aérosols est de 0.08, et c'est le cas d'un ciel bleu clair. Nous avons ensuite utilisé les mesures de l'épaisseur optique de la station de Tamanrasset pour quantifier les fluctuations du rayonnement solaire global au sol.

Dans ces calculs, nous avons utilisé  $\tau_{ae}$  mesuré pour la longueur d'onde 0.5  $\mu\text{m}$  et nous n'avons pas tenu compte des autres propriétés optiques des aérosols, telles que l'indice de réfraction, les dimensions et la concentration des particules. Pour avoir plus de précision de calcul, il est nécessaire de calculer à l'aide de la théorie de Mie, l'efficacité de diffusion et les paramètres de Stockes.

## REFERENCES

- [1] D. Cano, J.M. Monget, M. Albuissou, H. Guillard, N. Regas and L. Wald, 'A Method for the Determination of the Global Solar Radiation from Meteorological Satellite Data', Solar Energy, Vol. 37, N°1, pp. 31 - 39, 1986.
- [2] C. Gautier, G. Diak and S. Masse, 'A Simple Physical Model to Estimate Incident Solar Radiation at the Surface from GOES Satellite Data', Journal of Climate and Applied Meteorology, Vol. 19, pp. 1005 - 1012, 1980.
- [3] W. Grüter, H. Guillard, W. Moser, J.M. Maoget, W. Pals, E. Raschke, R.E. Reinhardt, P. Schwarzmann and L. Wald, 'Solar Radiation from Satellite Image', Solar Energy R & D in the European Community Series F. Solar Radiation Data, 4, 1986.
- [4] N. Michaud-Regas, 'Mise en Oeuvre et Validation d'une Méthode Opérationnelle et Automatique pour l'Evaluation d'Atlas Solaire en Europe à l'Aide de Mesure Satellitaire Météosat', Thèse de Doctorat en Sciences, Université Paris VII, 1986.
- [5] W. Möser and E. Raschke, 'Mapping of Global Radiation and Cloudiness from Meteosat Image Data', Meteorologische Rundschau, Vol. 36, pp. 34 - 41, 1983.
- [6] W. Möser and E. Raschke, 'Incident Solar Radiation over Europe Estimated from Meteosat Image Data', Journal of Applied Meteorology, Vol. 23, N°1, pp. 166 - 170, 1984.
- [7] C. Paster, 'Développement d'une Méthode de Détermination du Rayonnement Solaire à Partir des Données de Météosat', La météorologie, VI, 24, 5, 1981.
- [8] G. Dedieu, P.Y. Deschamps and Y.H. Keer, 'Satellite Estimation of Solar Irradiance at the Surface of the Earth and of Surface Albedo using a Physical Model Applied to Meteosat Data', Journal of Applied Meteorology, Vol. 26, N°1, pp. 79 - 87, 1987.
- [9] C. Delorme, 'Gisement Solaire', Tome 1, Cours de 3<sup>ème</sup> Cycle, Groupement de Développement de la Télédetection Aérospatiale, Toulouse, 1987.
- [10] J. Amado, 'Cartographie de l'Albédo et du Gisement Solaire à Partir des Données du Satellite Météosat', Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 120 p. 1982.
- [11] F. Kermel, 'Estimation du Rayonnement Solaire au Sol à Partir des Données Météorologiques ou d'Images Satellitaires', Thèse de Doctorat, Université Paris VI, p. 160, 1987.
- [12] O. Arino, 'Albédo de Surface et Bilan Radiatif de Courte Longueur d'Onde: Contribution Satellitaire', Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, p. 182, 1990.
- [13] E. Raschke, R. Stuhlmann, W. Pals and T.C. Steemers, 'Solar Radiation Atlas of Africa', Published for the Commission of the European Communities by A.A. Balkema, p. 155, 1991.
- [14] R.J. Charlson, E.S. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, Jr., J.E. Hansen and D.J. Hofmann, 'Climate Forcing by Anthropogenic Aerosol', Science, Vol. 255, pp. 423 - 430, 1992.
- [15] I. Tegen, A.A. Lacis and I. Fung, 'The Influence of Climate Forcing of Mineral Aerosol from Disturbed Soils', Nature, Vol. 380, pp. 419 - 422, 1996. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, pp. 16971 - 16988, 1996.
- [16] J.M. Hansen, M. Sato and R. Ruedy, 'Radiative Forcing and Climate Response', Journal of Geophysical Research, Vol. 102, N°D6, pp. 6831 - 6864, 1997.

- [17] J.M. Hansen, M. Sato, R. Ruedy, A. Lacis and V. Oinas, 'Global Warming in the Twenty-First Century: An Alternative Scenario', Proc. Natl. Acad. Sci. USA, Vol. 97, pp. 9875 - 9880, 2000.
- [18] Document of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 'Climate Change 2001: The Scientific Basis', Edited by G.H. Houghton *et al.*, p. 881, Cambridge Univ. Press, New York, 2001.
- [19] V. Ramanathan, P.J. Crutzen, J. Lelieveld, A.P. Mitra, D. Althausen, J. Anderson, M.O. Andreae, W. Cantrell, G.R. Cass, C.E. Chung, A.D. Clarke, J.A. Coakley, W.D. Collins, W.C. Conant, F. Dulac, J. Heintzenberg, A.J. Heymsfield, B. Holben, S. Howell, J. Hudson, A. Jayaraman, J.T. Kiehl, T.N. Krishnamurti, D. Lubin, G. McFarquhar, T. Novakov, J.A. Ogren, I.A. Podgorny, K. Prather, K. Priestley, J.M. Prospero, P.K. Quinn, K. Rajeev, P. Rasch, S. Rupert, R. Sadoumy, S.K. Satheesh, G.E. Shaw, P. Sheridan and F.P.J. Valero, 'Indian Ocean Experiment: An Integrated Analysis of the Climate Forcing and Effects of the Great Indo-Asian Haze', Journal of Geophysical Research, Vol. 106, N°D22, pp. 28371 - 28398, 2001.
- [20] T. Nakajima, M. Tanaka and T. Yamauchi, 'Retrieval of the Optical Properties of Aerosols from Aureole and Extinction Data', Applied Optics, Vol. 22, N°19, pp. 2951-2991, 1983.
- [21] Y.J. Kaufman, 'Aerosol Optical Thickness and Atmospheric Path Radiance', Journal of Geophysical Research, Vol. 98, N°D2, pp. 2677 - 2692, 1993.
- [22] D. Tanré, P.Y. Deschamps, C. Devaux and M. Herman, 'Estimation of Saharan Aerosol Optical Thickness from Blurring Effect in the Thematic Mapper Data', Journal of Geophysical Research, Vol. 93, N°D12, pp. 15955 - 15964, 1988.
- [23] D. Tanré, J. Haywood, J. Pelon, J.F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E.J. Highwood and G. Myhre, 'Measurement and Modelling of the Saharan Dust Radiative Impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE)', Journal of Geophysical Research, Vol. 108, N°D18, pp. 8574 - 8586, 2003.
- [24] G. Tonna, R. Rao and T. Nakajima, 'Aerosol Features Retrieved from Solar Aureole Data: a Simulation Study Concerning a Turbid Atmosphere', Applied Optics, Vol. 34, N°21, pp. 4486 - 4499, 1995.
- [25] I. Jankowiak and D. Tanré, 'Climatology of Saharan Dust Events Observed from Meteosat Imagery over Atlantic Ocean: Method and Preliminary Results', Journal of Climate., Vol. 5, pp. 646 - 656, 1992.
- [26] C. Moulin, F. Guillard, F. Dulac and C.E. Lambert, 'Long-Term Daily Monitoring of Saharan Dust Load over Ocean using Meteosat ISCCP-B2 Data, 1. Methodology and Preliminary Results for 1983-1994 in the Mediterranean', Journal of Geophysical Research, Vol. 102, N°D14, pp. 16947 - 16958, 1997a.
- [27] M. Legrand, A. Plana-Fattori and C. N'Doumé, 'Satellite Detection of Dust using the IR Imagery of Meteosat, 1. Infrared Difference Dust Index', Journal of Geophysical Research, Vol. 106, N°D16, pp. 18251 - 18274, 2001.
- [28] I. Chiapello and C. Moulin, 'TOMS and METEOSAT Satellite Records of the Variability of Saharan Dust Transport over the Atlantic during the Last Two Decades (1979-1997)', Geophysical Resources Letters, Vol. 29, N°8, 1176-1182, 2002.
- [29] R.V. Cakmur, R.L. Miller and I. Tegen, 'A Comparison of Seasonal Interannual Variability of Soil Dust Aerosols over the Atlantic Ocean as Inferred by the TOMS AI and AVHRR AOT Retrievals', Journal of Geophysical Research, Vol. 106, N°D16, pp. 18287 - 18303, 2001.
- [30] J.F. Léon and M. Legrand, 'Mineral Dust Sources in the Surroundings of the North Indian Ocean', Geophysical Research Letters, Vol. 30, N°6, pp. 1309 - 1312, 2003.
- [31] C. Perrin de Brichambaut, 'Estimation des Ressources Energétiques en France', Cahiers de l'A.F.E.D.E.S, N°1, 1975.