

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE
LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ AMAR TELIDJI – LAGHOUAT
FACULTÉ DE TECHNOLOGIE
DÉPARTEMENT D'ÉLECTRONIQUE



THÈSE DE DOCTORAT EN SCIENCES

Filière : Génie électrique

Présentée par

ZAIANI MOHAMED

THEME

**Modélisation des données
radiométriques en orbite et au sol**

Devant le jury d'examen composé de :

CHEKNANE Ali	Président	Prof	UAT Laghouat
DJAFER Djelloul	Directeur de thèse	DDR	URAER-Ghardaia
CHOUIREB Fatima	Co-directeur de thèse	Prof	UAT Laghouat
HAMIDAT Abderrahmane	Examineur	DDR	CDER- Alger
BOUCHOUICHA Kada	Examineur	MDR	URERMS- Adrar
KIOUS Mechri	Examineur	Prof	UAT Laghouat

Octobre 2020

REMERCIEMENTS

Mon remerciement s'adresse en premier lieu à Dieu le tout puissant pour la volenté, la santé et la patience qu'il m'a donnée durant toutes ces longues années.

Je tiens à remercier tout particulièrement mon directeur de thèse, monsieur DJAFER Djelloul, Directeur de recherche à l'unité de recherche appliquée en énergies renouvelables (URAER, Ghardaia), qui a suivi et dirigé d'une façon continue mes travaux de recherche, pour la confiance qu'il m'a témoignée, pour la patience et la gentillesse qu'il a manifestées à mon égard, pour son encouragement et son soutien moral. Je lui exprime ma profonde gratitude pour son effort à organiser la soutenance de ma thèse avec un Jury d'experts.

J'associe aussi tout particulièrement à mes remerciements mon co-directeur de thèse, Madame CHOUIREB Fatima, Professeur à l'université Amar Telidji de Laghouat UALT, pour tout l'effort qu'elle a consacré au suivi de mon travail.

J'adresse mes remerciements à Monsieur CHEKNANE Ali, Professeur à l'université Amar Telidji de Laghouat UALT, pour l'honneur qu'il me fait de présider le jury de soutenance de cette thèse.

J'adresse aussi mes sincères remerciements aux membres de jury ; Mr HAMIDAT Abderrahmane, Directeur de recherche au CDER, Mr BOUCHOUICHA Kada, Maître de recherche à l'URERMS et Mr KIOUS Mechri, Professeur à l'université Amar Telidji de Laghouat UALT, qui me font l'honneur de participer à ce jury de soutenance.

Je voudrai également exprimer mes remerciements à monsieur IRBAH Abdenour, Directeur de recherche au LATMOS, France, pour son aide, son soutien et ces encouragements.

Je voudrais également remercier le directeur du LATMOS pour m'avoir permis d'effectuer des séjours scientifiques dans son laboratoire. J'ai pu y rencontré des chercheurs et ingénieurs avec qui j'ai échangé des idées sur les thématiques que nous avons en commun.

Enfin, j'exprime toute ma gratitude à ceux qui, de près ou de loin, chacun à sa manière, ont contribué à l'élaboration de cette thèse.

DÉDICACES

Je dédie cette thèse à mes deux chers parents, qui n'ont jamais cessés de me soutenirMerci d'avoir toujours été là pour moi, que Dieu vous protège et vous accorde une longue vie.

Je tiens à présenter mes reconnaissances et mes remerciements à ma chère femme, Sarah, qui m'a soutenu et supporté durant cette dernière période d'une manière indéfectible.

Je ne saurais oublier de remercier toutes les personnes qui me sont chères, ma grande famille en particulier mes frères, ma sœur et leurs enfants, plus particulièrement : Yacine, Ivane et Mido.

Je tiens également à remercier ma belle-mère pour sa gentillesse.

Pour tous mes amis, qui m'ont apporté leur soutien moral pendant ces années d'études, je les en remercie sincèrement, plus particulièrement : BOUALIT Abdelhamid, ZERNOUH Abdelhamid, LAITER Nassime.

Je remercie tous mes amis, et mes chers collègues du l'URAER.

Une Dédicaces spéciale

A la mémoire de mes grands-parents.

ملخص

موضوع هذه الأطروحة هو نمذجة الإشعاع الشمسي على سطح الأرض وذلك بإستعمال البيانات الارضية والبيانات الناتجة عن الأقمار الإصطناعية. في هذا السياق ، فقد تم أولاً اقتراح طرق كيفية إختيار الأيام ذات السماء الصافية بغية إستعمالها في حساب وتنبؤ قيمة ونوعية الإشعاع الشمسي في موقع معين. بعد ذلك ، تم إنشاء نموذج إشعاع شمسي خاص بمدينة غرداية بإستخدام تقنية الشبكات العصبية. حيث تم تقييم هذا النموذج ومقارنته مع النماذج الأخرى المستخدمة على نطاق واسع. كما تم اختبار طرق جديدة لتقييم الإشعاع الشمسي الكلي عن طريق إستعمال صور الأقمار الإصطناعية خصوصا في المناطق التي لا تحوز على محطات أرضية لقياس الإشعاع الشمسي. بعدها تمت دراسة معاملات تعكس الغلاف الجوي التي تتحكم في نوعية وكمية الإشعاع الشمسي الوارد على سطح الأرض بواسطة نماذج عكسية واقتراح طرق غير مباشرة لإحتساب هاته المعاملات في موقعين مختلفين (تمنراست وغرداية) و مقارنة النتائج المتحصل عليها مع القياسات الأرضية و القياسات المدارية. في الأخير تم إنجاز دراسة تخص مصدر و تصنيف نوعية الغبار الجوي العابر لمدينة غرداية.

كلمات مفتاحية: نماذج الإشعاع الشمسي، معاملات التعكس، القمر الإصطناعي MODIS، شبكة أيرونات، صور أقمار الإصطناعية متعددة الطيف.

Résumé

Cette thèse porte sur la modélisation du rayonnement solaire à partir des données obtenues au sol et en orbite. Dans ce contexte, des nouvelles méthodes de sélection des jours clairs, indispensables pour la modélisation et la prédiction de ce paramètre en un lieu précis, ont été proposées. Ensuite, un modèle à ciel clair a été établi pour la ville de Ghardaïa en utilisant les techniques des réseaux de neurones, et son efficacité a été évalué par rapport à d'autres modèles largement utilisés. En plus, pour remédier aux cas d'absence des mesures au sol du rayonnement solaire, des modèles empiriques ont été testés en utilisant les données en orbite. Vu l'effet de l'état de l'atmosphère sur la qualité et la quantité du rayonnement reçu au sol, une étude de l'estimation indirecte des facteurs de turbidité a été établie basée sur la régression non linéaire des modèles empiriques. Ces facteurs sont calculés pour deux sites différents (Tamanrasset et Ghardaïa) et les résultats obtenus ont été validés par les mesures directes au sol et en orbite. Enfin, une étude de classification des aérosols (origine et type) a été effectuée pour la ville de Ghardaïa en utilisant les données orbitales.

Mots clés : modèle empirique, modèle physique, facteur de turbidité, AERONET, MODIS, images multi-spectrales MSG, transformée en ondelette, méthode NLMS.

Abstract

This thesis deals with the modeling of solar radiation on ground and on Orbit. In this context, clear day selection methods indispensable for solar radiation modeling and prediction have been studied and proposed. Next, a clear sky model was established using neural networks for Ghardaia city. This model has been evaluated and compared to other models widely used. In addition, to overcome the lack of ground measurement of solar radiation, a clear sky models were tested using orbital data. Since the state of the atmosphere affects the quantity and the quality of solar radiation arrived to ground, the estimation of turbidity factors was established. This estimation was based on the nonlinear regression of empirical models. These factors were calculated at two different sites (Tamanrasset and Ghardaia) and the results were compared with ground and orbit data. Finally, the classification of aerosols (origin and type) was determined over Ghardaia city using orbit data.

Keywords: empirical model, physical model, turbidity factor, AERONET, MODIS, MSG multispectral images, Wavelet transform, NLMS method.

Table des matières

Remerciement.....	i
Dédicace.....	ii
Résumé.....	iii
Table des matières.....	v
Liste des figures.....	viii
Liste des tableaux.....	xi
Nomenclature.....	xii
Introduction générale.....	1
Chapitre I : Rayonnement Solaire et l'Atmosphère	
Page	
I.1. Introduction.....	6
I.2. Le rayonnement solaire.....	6
I.2.1. Distance Terre-solaire.....	7
I.2.2. Systèmes de coordonnées horizontales et horaires.....	8
I.2.3. Equation du temps.....	9
I.3. Mesure du rayonnement solaire.....	10
I.3.1. Mesures au sol.....	10
I.3.2. Mesures en Orbite.....	11
I.4. Le rayonnement solaire dans l'atmosphère.....	12
I.4.1 Structure de l'atmosphère.....	12
I.4.2 Composition de l'atmosphère.....	13
I.4.3 Les effets atmosphériques.....	13
I.5. Les paramètres physiques atmosphériques.....	15
I.5.1. Les aérosols.....	15
I.5.1.1. Classification des aérosols.....	16
I.5.1.2. Les propriétés des aérosols.....	19
I.5.2. La vapeur d'eau.....	20
I.5.3. La masse d'air.....	22

I.6. Conclusion.....	24
References.....	25

Chapitre II : Modélisation des données radiométriques

II.1. Introduction.....	29
II.2. Les méthodes de sélection des jours clairs.....	30
II.2.1. Méthode de l'indice de clarté (clearness index).....	30
II.2.2. Méthode des ondelettes.....	31
II.2.2.1. Méthodologie.....	31
II.2.2.2. Résultats et discussion.....	35
II.2.3. Méthode du filtrage adaptatif.....	37
II.2.3.1. Méthodologie.....	37
II.2.3.2. Résultats et Discussion.....	42
II.3. Modélisation du rayonnement solaire global au sol.....	44
II.3.1. Modèle de Capderou.....	44
II.3.2. Modèle de Perin.....	46
II.3.3. Modèle proposé par Zaiani et al.....	46
II.3.4. Résultats et discussion.....	50
II.4. Modélisation satellitaire du rayonnement solaire.....	54
II.4.1. Méthodologie.....	54
II.4.2. Résultats et discussion.....	57
II.5. Conclusion.....	59
Références.....	61

Chapitre III : Estimation des facteurs de turbidité

III.1. Introduction.....	65
III.2. Les paramètres de turbidité au site de Tamanrasset.....	65
III.2.1. Modèle de Iqbal.....	65
III.2.2. Le modèle de Bird.....	68
III.2.3. Résultats et Discussion.....	68

III.3. Les paramètres de turbidité au site de Ghardaia.....	75
III.4. Classification des aérosols.....	80
III.5. Conclusion.....	85
Références.....	87
Conclusion générale	90
Annexe A : Méthodes d'évaluation	96
Annexe B : Publications de l'auteur	98

Liste des figures

Chapitre I : Rayonnement Solaire et l'Atmosphère

Figure I.1. Irradiance solaire spectrale déterminée à partir de SMARTS.....	6
Figure I.2. Mouvement de la terre autour du soleil.....	7
Figure I.3. Facteur de correction distance Terre-soleil.....	8
Figure I.4. Les coordonnées horizontales et horaires.....	9
Figure I.5. Station radiométrique pour mesurer le rayonnement solaire global, direct et diffuse à l'URAER/Ghardaia.....	11
Figure I.6. Les couches de l'atmosphère.....	11
Figure I.7. Les effets Atmosphériques rencontrés par le rayonnement solaire propageant.....	14
Figure I.8. La visibilité des Aérosols.....	16
Figure I.9. Un photomètre (Météo, Tamanrasset)	19
Figure I.10. La masse d'air.....	23

Chapitre II : Modélisation des données radiométriques

Figure II.1. Jours clairs pour $k_t < 0.7$ et jours perturbés pour $k_t > 0.7$	31
Figure II.2. Principe de décomposition par la transformée en ondelettes.....	32
Figure II.3. Organigramme de calcul du seuil.....	34
Figure II.4. (a) Nombre moyen des jours clairs par mois pour les années : 2005, 2006, 2007 et 2008, (b) Nombre moyen des jours clairs par an par les deux méthodes.....	35
Figure II.5. Filtrage adaptatif.....	38
Figure II.6. Organigramme de la méthode CDSM.....	40
Figure II.7. Exemple d'un rayonnement solaire global mesuré (ligne pointillée) superposé au rayonnement solaire global par modèle de ciel clair (line continu).....	41
Figure II.8. Comportement du CDSM en cas de jour clair (à gauche) et perturbé (à droite).....	41
Figure II.9. Erreur du filtre estimée pour un jour clair (à gauche) et un jour perturbé (à droite)..	41
Figure II.10. Nombre de jours clairs sélectionnés avec les différentes méthodes : nombre par an (à gauche) et par mois (à droite).....	42
Figure II.11. Corrélation entre la moyenne quotidienne du rayonnement solaire global calculé et mesuré obtenue par le CDSM (à gauche) et avec l'indice de clarté pour $k_t = 0,7$ (à droite).....	44
Figure II.12. Détermination du maximum M et de son FWHM.....	47
Figure II.13. (a) Variation quotidienne du M maximum, (b) variation quotidienne de la FWHM.....	47

Figure II.14. (a) Variation moyenne quotidienne de M entre 2004 et 2013. (b) Variation moyenne quotidienne de FWHM entre 2004 et 2013.....	48
Figure II.15. (a) Variation moyenne quotidienne de M en fonction de la déclinaison entre 2004 à 2013, (b) Variation moyenne quotidienne de FWHM en fonction de la déclinaison entre 2004 à 2013.....	48
Figure II.16. Le rayonnement global mesuré (ligne noire) superposé à celui modélisé (ligne en pointillés rouge).....	49
Figure II.17. Diagramme du modèle développé.....	50
Figure II.18. (a) Un GSR mesuré (ligne noire) superposé à celui calculé (ligne en pointillés) (jour 25/11/2006), (b) la moyenne quotidienne du GSR calculé et mesuré.....	51
Figure II.19. (a) Un GSR mesuré (ligne noire) superposé à celui calculé (ligne en pointillés) (jour 26/07/2004), (b) GSR moyen journalier comparé au GSR moyen journalier calculé.....	52
Figure II.20. Exemple d'une image référentielle : ciel clair (à gauche), ciel couvert (à droite)..	56
Figure II.21. Rayonnement solaire global estimé à partir des images MSG3 par les trois modèles (Capderou, ESRA2, Gistel).....	57
Figure II.22. Corrélation entre le rayonnement estimé par différents modèles et le rayonnement mesuré.....	58

Chapitre III : Estimation des facteurs de turbidité

Figure III.1. Le rayonnement solaire global mesuré (en noire) superposé à celui estimé (en rouge) avec le modèle de Bird (à gauche) et modèle de Iqbal (à droite).....	69
Figure III.2. L'épaisseur optique : rayonnement direct (à gauche), rayonnement global (à droite).....	70
Figure III.3. Les valeurs de l'AOD mensuelles mesurées superposées à celles estimées par le modèle de Iqbal (à gauche) et Bird (à droite).....	71
Figure III.4. Coefficient de turbidité d'Angstrom β : Iqbal (à gauche), Bird (à droite).....	71
Figure III.5. Corrélation entre β mesuré et β estimé par Iqbal (à gauche) et Bird (à droite).....	72
Figure III.6. Les valeurs de β mensuelles mesurées par AERONET superposées à celles estimées par le modèle de Iqbal (à gauche) et Bird (à droite).....	73
Figure III.7. Exposant d'Angstrom α : Iqbal (à gauche), Bird (à droite).....	73
Figure III.8. Prédiction de l'exposant d'Angstrom α obtenue par Iqbal.....	74
Figure III.9. Valeurs moyennes mensuelles du coefficient d'Angstrom β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis} durant la période 2005-2008.....	75
Figure III.10. Variations annuelles de β obtenues à partir des modèles et de MODIS.....	77

Figure III.11. Valeurs moyennes annuelles de l'épaisseur de la couche d'ozone pour la période 2004-2008.....	78
Figure III.12. La fréquence d'occurrence du coefficient de turbidité (β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis}) durant 2005-2008.....	78
Figure III.13. Distribution de la fréquence cumulée pour les valeurs du coefficient de turbidité (β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis}) obtenus durant la période 2005-2008.....	79
Figure III.14. Distribution spatiale de l'épaisseur optique des aérosols.....	81
Figure III.15. (à gauche) Variation journalière de l'AOD durant la période 2004-2012 selon les données MODIS, (à droite) Valeurs moyennes mensuelles de l'AOD durant la période 2004-2012.....	82
Figure III.16. (a) Distribution de fréquence de α au cours de la période 2004-2012 à l'aide des données MODIS, (b) Valeurs de l'exposant d'Angstrom à l'aide des données MODIS au cours de la période 2004-2012, (c) Valeurs moyennes mensuelles de l'exposant d'Angstrom selon les données MODIS au cours de la période 2004-2012.....	83
Figure III.17. Classification des aérosols présentes sur le site de Ghardaia durant 2004-2012.....	83
Figure III.18. Variation de la contribution relative mensuelle de chaque type d'aérosol durant la période 2004-2012.....	84
Figure III.19. Variation mensuelle du coefficient de turbidité d'Angstrom obtenue par MODIS durant la période 2004-2012.....	84

Liste des tableaux

Chapitre II : Modélisation des données radiométriques		Page
Tableau II.1.	Nombre des jours clairs par an obtenus avec les deux méthodes et le pourcentage correspondant par rapport à l'ensemble des données utilisées.....	36
Tableau II.2.	Les erreurs de la modélisation en utilisant les jours clairs obtenus par les deux méthodes.....	36
Tableau II.3.	Nombre des jours clairs déterminés par CDSM et k_t	42
Tableau II.4.	Erreurs moyennes annuelles entre le rayonnement solaire global mesuré et le calculé.....	43
Tableau II.5.	Les valeurs des différentes constantes de l'atmosphère.....	46
Tableau II.6.	Nombre des jours clairs par ans.....	50
Tableau II.7.	La précision du modèle ANN dans différentes situations.....	51
Tableau II.8.	Analyse statistique du rayonnement solaire global mesuré et celui calculé avec notre modèle, le modèle de Perrin et le modèle Capderou.....	53
Tableau II.9.	Analyse statistique de la différence entre les valeurs horaires de GSR mesuré et le GSR calculé.....	53
Tableau II.10.	Les coefficients de calibration des canaux visible du capteur SEVIRI.....	55
Tableau II.11.	La radiance de la bande solaire en 1 AU pour les images MSG-3.....	56
Tableau II.12.	Les erreurs statistiques moyennes entre le rayonnement solaire global journalier mesuré et calculé.....	58
Chapitre III : Estimation des facteurs de turbidité		
Tableau III.1.	Erreurs entre les valeurs de l'AOD de l'AERONET et l'AOD obtenues par modélisation.....	71
Tableau III.2.	Erreurs entre les valeurs de β mesurées par AERONET et les valeurs estimées par modélisation.....	72
Tableau III.3.	Valeurs moyennes mensuelles du coefficient de turbidité d'Angström.....	76
Tableau III.4.	Les valeurs moyennes annuelles de β obtenues à partir des modèles et de MODIS.....	77
Tableau III.5.	Degrés de clarté atmosphérique.....	80
Tableau III.6.	Seuillage de classification des aérosols.....	81

NOMENCLATURE

LISTE DES SYMBOLES

δ :	Angle de la déclinaison
Γ :	Angle de jour
E_0 :	Distance terre-soleil
h :	Hauteur du soleil
θ :	Angle zénithal
φ :	Latitude du lieu
ω_h :	Angle horaire
λ :	Longueur d'onde
α :	Exposant d'Angstrom
β :	Coefficient d'Angstrom
τ :	Epaisseur optique des aérosols
P_0 :	Pression atmosphérique moyenne
P :	Pression atmosphérique
T :	Température ambiante
RH :	Humidité relative
w :	Quantité d'eau précipitable
\hat{w} :	Quantité d'eau précipitable réduite
m_0 :	Masse d'air
m :	Masse d'air corrigé
Z :	Altitude du lieu
k_t :	Indice de clarté
G_0 :	Rayonnement extraterrestre
G :	Rayonnement solaire mesuré au sol
I_0 :	Constante Solaire
I_d :	Rayonnement Solaire Direct
D_c :	Rayonnement Solaire Diffus
G_c :	Rayonnement Solaire Global
T_l :	Turbidité de Linke
T_0 :	Turbidité atmosphérique due aux absorptions par la vapeur d'eau
T_1 :	Turbidité atmosphérique due aux diffusion moléculaire
T_2 :	Turbidité atmosphérique due aux diffusions des aérosols

R :	Radiance
CAL_{offset} :	Constant de compensation
CAL_{slope} :	Coefficient de calibration linéaire
Ref :	Réflectance
τ_0 :	Transmittance due aux absorptions par l’ozone
τ_g :	Transmittance due aux absorptions par les gaz
τ_w :	Transmittance due aux absorptions par le vapeur d’eau
τ_r :	Transmittance due aux diffusions de Rayleigh
τ_a :	Transmittance due aux diffusions des aérosols
ρ_a :	Albedo du ciel
ρ_g :	Albedo du sol

LISTE DES ABRÉVIATIONS

TSV :	Temps Solaire Vrai
TL :	Temps Local
ET :	Equation du Temps
TSM :	Temps Solaire Moyen
MSG :	METEOSAT Second Génération
EUMETSAT :	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
METEOSAT :	Meteorological Satellite
CN :	Compte Numérique
AOT :	Aerosols Optical Thickness
AOD :	Aerosols Optical Depth
AM :	Air mass
WT :	Wavelet Transform
LMS :	Least Mean Square
NLMS :	Normalized Least Mean Square
CDSM :	Clear Day Selection Method
GSR :	Global Solar Radiation
ONM :	Office National Météorologie
FWHM :	Full Width at Half Maximum
ANN :	Artificial neural network
AERONET :	Aerosol Robotic Network

Introduction générale

Introduction générale

Le soleil est certainement la source principale d'énergie renouvelable, il délivre vers la surface de l'hémisphère terrestre une puissance supérieure à 50 000 TéraWatt, soit environ 10000 fois l'énergie utilisée dans le monde [1]. Une partie de cette énergie atteint la partie extérieure de l'atmosphère terrestre avec une irradiation moyenne d'environ 1361 W/m²[2]. Notre région, en particulier le sud Algérien, est caractérisée par un énorme potentiel énergétique solaire, l'un des plus importants au monde. Plus de 2.000.000 km² du pays reçoivent un ensoleillement de l'ordre de 2.500 kWh/m²/an [3]. Les besoins et la possibilité d'exploitation de cette énergie est tributaire de la connaissance exacte du potentiel de cet ensoleillement qui est sensiblement influencé par les conditions climatiques du site d'exploitation. Ainsi, l'estimation du rayonnement solaire pour un jour de l'année et un site donné dépend d'un assez grand nombre de paramètres qui, grosso modo, peuvent altérer sa quantité reçue au sol.

Le rayonnement solaire dépend particulièrement du site de mesure, car lors de sa traversée de l'atmosphère, il subit l'effet des absorptions et/ou des diffusions engendré par les atomes et les molécules qu'il croise (ozone, vapeur d'eau, dioxyde de carbone...) ainsi que des aérosols liquides et solides dispersés ou groupés en nuage. Ces phénomènes physiques influent sur la qualité et la quantité de l'énergie solaire reçue, ce qui rend indispensable la prise en considération de ces phénomènes lors de la conception et l'installation des systèmes énergétiques solaires.

Donc, la modélisation du rayonnement solaire est une étape primordiale avant toute étude de faisabilité des installations usant de l'énergie solaire. Pour une modélisation robuste, les mesures du rayonnement solaire doivent être fiables et facilement disponibles. La meilleure façon pour y parvenir est d'installer des instruments de mesure telle qu'une station radiométrique au site à étudier et de collecter les données quotidiennement, ce qui est vraiment très fastidieux et coûteux [4]. Une autre alternatif consiste à prédire ce rayonnement par des corrélations mathématiques. Par conséquent, de nombreux modèles ont été développés pour estimer le rayonnement solaire instantané, quotidien ou mensuel [5, 6, 7, 8] pour un site donné. Parmi ces modèles, on trouve ceux qui utilisent comme entrée les données aux sols, et d'autres plus récents qui utilisent des données satellitaires.

Ces dernières décennies, plusieurs travaux se sont focalisés particulièrement sur l'analyse de l'atténuation du rayonnement solaire engendré par l'atmosphère terrestre [9,10,11,12,13,14,15]. L'ensemble des effets recensés sont englobé dans la notion de facteurs de turbidité atmosphérique. Généralement, ces facteurs sont déterminés par des mesures directes avec des instruments spécifiques.

Dans notre thèse, cette tâche résulte d'une modélisation du rayonnement solaire par des modèles empiriques et physiques très sophistiqués [5,8,16,17]. Ces modèles sont des paramétrisations simplifiées des processus d'atténuation atmosphérique qui fournissent une expression analytique pour estimer l'irradiance à ciel clair à l'aide des paramètres climatiques et/ou atmosphériques comme entrées.

Objectif de la thèse

Les objectifs principaux de la thèse consistent en :

- ✚ Proposition d'une nouvelle méthode de sélection des jours clairs
- ✚ Etablir un modèle spécifique pour Ghardaia et le comparer avec d'autres modèles existants.
- ✚ Estimation du rayonnement global à partir des images satellitaires.
- ✚ Etude quantitatives des facteurs de turbidité de l'atmosphère à partir du rayonnement solaire mesuré au niveau du sol pour le site Ghardaia et Tamanrasset.

Organisation de la thèse

La thèse est organisée en trois chapitres qui présentent les différentes étapes de notre travail :

Dans le premier chapitre, on présente des notions de base sur le rayonnement solaire (caractéristique, nature, intensité...), les différents phénomènes physiques liés au rayonnement solaire, ainsi que la structure de l'atmosphère et ces effets sur le rayonnement solaire.

Dans le deuxième chapitre, on propose des méthodes de sélection des jours clairs nécessaires à la modélisation du rayonnement solaire. Ensuite, on décrit un modèle à ciel clair conçu pour estimer le rayonnement solaire globale. On termine cette partie par une comparaison détaillée de ce modèle à d'autres modèles déjà utilisés dans notre région.

Le troisième chapitre est consacré à la description des modèles empiriques utilisés pour l'estimation des facteurs de turbidité atmosphérique. La validation des résultats obtenus

est effectuée par une comparaison aux données d'AERONET. En fin, on termine ce chapitre par une classification des aérosols en utilisant les données orbitales (MODIS).

On termine notre travail par une conclusion générale et des perspectives qui restent explorables dans cet axe de recherche.

Références

- [1] Luigi F., Giuseppe N. and Silvia N. (2016). Nonlinear Modeling of Solar Radiation and Wind Speed Time Series. Springer Briefs in Energy, ISBN 978-3-319-38763-5 ISBN 978-3-319-38764-2 (eBook), DOI 10.1007/978-3-319-38764-2.
- [2] Kopp G. and Lean J.L. (2011). A New, Lower Value of Total Solar Irradiance: Evidence and Climate Significance. *Geophys. Res. Letters* 38, doi: L01706, doi:10.1029/2010GL045777.
- [3] Bouchouicha K Modélisation Multispectrale des Images Satellitaire - Application : Quantification du bilan d'énergie Sol-Atmosphère. Thèse Doctorat, 2017, USTO-MB.
- [4] Katiyar A.K and Pandey C.K (2010). Simple correlation for estimating the global solar radiation on horizontal surfaces in India. *Energy*:1–6.
- [5] Besharat F., Dehghan A.A. and Faghih A.R. (2013). Empirical models for estimating global solar radiation: A review and case study, *Renewable Energy* 55, 85-103
- [6] Gueymard C.A. (2012). Clear-sky irradiance predictions for solar resource mapping and large-scale applications: Improved validation methodology and detailed performance analysis of 18 broadband radiative models. *Solar Energy* 86, 2145–2169
- [7] Badescu V., Gueymard C.A., Cheval S., Oprea C., Baciuc M., Dumitrescu A., Iacobescu F., Milos I. and Rada C. (2012). Computing global and diffuse solar hourly irradiation on clear sky. Review and testing of 54 models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 16, 1636–1656.
- [8] Antonanzas-Torres F., Urraca R., Polo J., Perpignan-Lamigueiro O. and Escobar R. (2019). Clear sky solar irradiance models: A review of seventy models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 107, 374–387.
- [9] Djafer D. and Irbah A. (2013) Estimation of Atmospheric Turbidity over Ghardaia. City. *Atmospheric Research*, 450, 46-51. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.03.009>.
- [10] Djafer D., Irbah A., Keckhut P., Zaiani M. and Meftah M. (2019). Investigation of Atmospheric Turbidity at Ghardaia (Algeria) Using Both Ground Solar Irradiance Measurements and Space Data. *Atmospheric and Climate Sciences*, 9, 114-134.
- [11] Marif Y., Bechki D., M. Zerrouki, Belhadj M.M., Bouguettaia H., Benmoussa H, (2019). Estimation of atmospheric turbidity over Adrar city in Algeria. *Journal of King Saud University - Science*, Volume 31, Issue 2, Pages 143-149.

- [12] Lopez G, Batles F, (2004). Estimate of the atmospheric turbidity from three broad-band solar radiation algorithms, a comparative study. *Ann. Geophys.* 22, 2657-2668.
- [13] Trabelsi A., Masmoudi M., (2011). An investigation of atmospheric turbidity over Kerkennah Island in Tunisia *Atmospheric Research* 101, 22–30.
- [14] Flores, J.L., Karam, H.A., Marques Filho, E.P. et al. Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brasil. *Theor Appl Climatol* 123, 593–617 (2016). <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1369-7>.
- [15] Bilbao, J., Román, R., & Miguel, A. (2014). Turbidity coefficients from normal direct solar irradiance in Central Spain. *Atmospheric Research*, 143, 73–84. doi:10.1016/j.atmosres.2014.02.007
- [16] Wong L.T. and Chow W.K. (2001). Solar radiation Model. *Applied Energy* 69, 1941-224.
- [17] Bird R.E and Hulstron R.L. (1981). A Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces. Solar Energy Research Institute, TR-642-761.

Chapitre I

Rayonnement Solaire et l'Atmosphère

Chapitre I : Rayonnement Solaire et l'Atmosphère

I.1 Introduction

Le rayonnement solaire au sol dépend principalement des caractéristiques du site. Lors de la propagation du rayonnement solaire à travers l'atmosphère, il est sujet à plusieurs perturbations causées par la présence des atomes et des molécules qui composent l'atmosphère (ozone, vapeur d'eau...), ainsi que des aérosols et des nuages dispersés ou regroupés. Il serait de ce fait intéressant d'introduire quelques notions de base sur le rayonnement solaire (caractéristique, nature, intensité...), les différents phénomènes physiques qui seront sujets à ce rayonnement, ainsi que la structure de l'atmosphère et ses effets sur le rayonnement solaire.

I.2 Le rayonnement solaire

Le soleil produit une énorme quantité d'énergie qui se propage sous forme d'onde électromagnétique. Elle atteint la surface de la terre après environ huit minutes. La totalité de l'énergie émise se situe dans la bande de longueur d'onde comprise entre 0.25-4 μm [1]. La distribution spectrale de cette énergie au sommet de l'atmosphère (Figure I.1) [2] est divisée en : lumière visible 39.8%, ultraviolet (UV) 9% et infrarouge (IR) 51.2% [3].

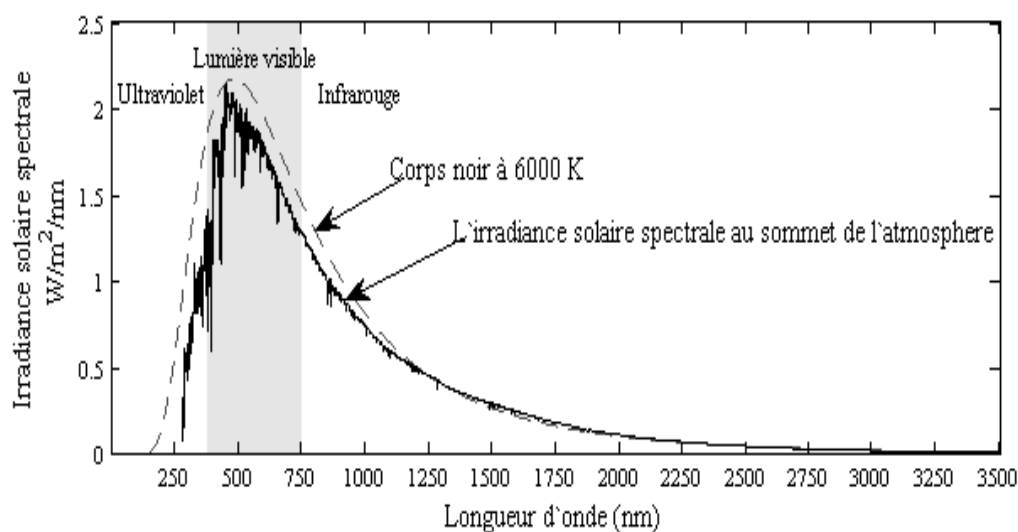


Figure I.1. Irradiance solaire spectrale déterminée à partir de SMARTS [2]

Le rayonnement solaire reçu hors atmosphère sur une surface normale est appelé la constante solaire (TSI en anglais) qui vaut 1362 W/m^2 [4]. Cette valeur varie au cours de l'année entre une valeur maximale de 1412.5 W/m^2 (périhélie) et une valeur minimale de 1321.7 W/m^2 (aphélie) [4].

I.2.1 Distance Terre-soleil

La terre effectue une rotation quasi-circulaire autour du soleil suivant une orbite elliptique à une distance moyenne (r_0) de 149.6×10^6 Km et une période de 365,25 jours. La quantité du rayonnement solaire reçu à la surface de la terre est inversement proportionnelle au carré de la distance la séparant du soleil [5]. Donc, Il est indispensable d'évaluer correctement la distance terre-soleil (r). Sachant que r_0 représente l'unité astronomique (1 UA), cette distance atteint son minimale au solstice d'hiver (0.983 UA) et son maximale au solstice d'été (1.017 UA) (Figure I.2).

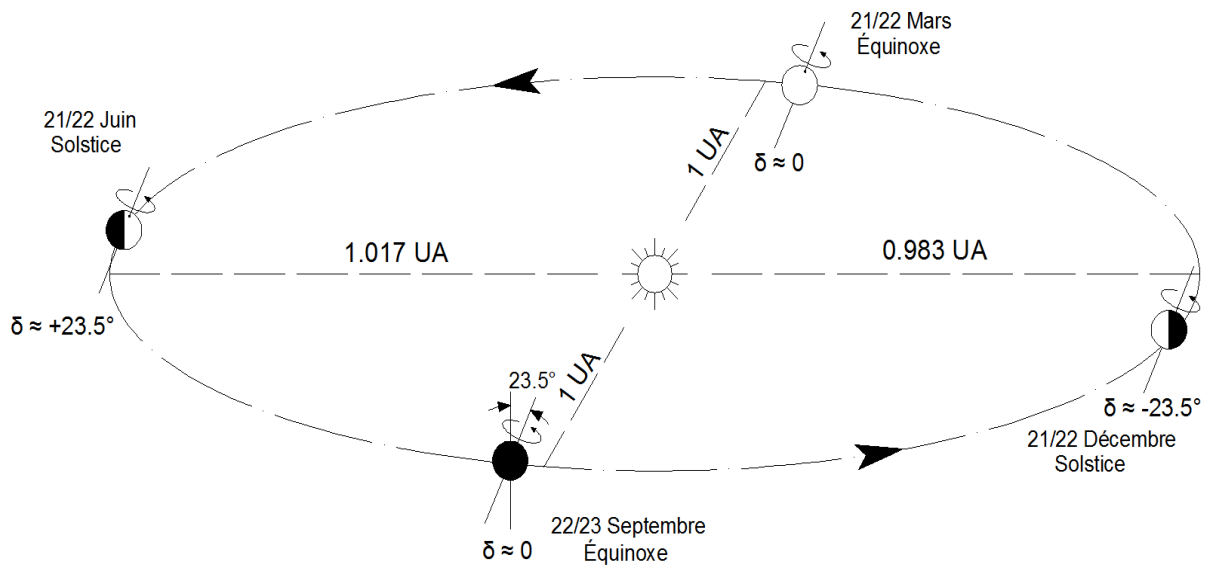


Figure I.2. Mouvement de la terre autour du soleil [5]

Plusieurs équations mathématiques simples ont été développées pour estimer correctement cette distance. Autre fois, la distance terre-soleil était exprimée par une série de Fourier avec une fonction périodique [5], Spencer [6] a proposé une expression appelée « Eccentricity Correction Factor E_0 » avec un maximum d'erreur de 0.0001 (Equation I.1).

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1.000110 + 0.034221 \cos(\Gamma) + 0.001280 \sin(\Gamma) + 0.000719 \cos(2\Gamma) + 0.000077 \sin(2\Gamma) \quad (I.1)$$

Γ est l'angle du jour exprimé en radian par la relation :

$$\Gamma = 2\pi(d_n - 1)/365$$

Où d_n est le numéro du jour dans l'année variant entre 1 à 365. Une autre estimation de cette distance couramment utilisée est donnée par l'équation I.2. La figure I.3 montre un léger écart entre les valeurs obtenues par les deux relations.

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1 + 0.033\cos(2\pi d_n/365) \quad (I.2)$$

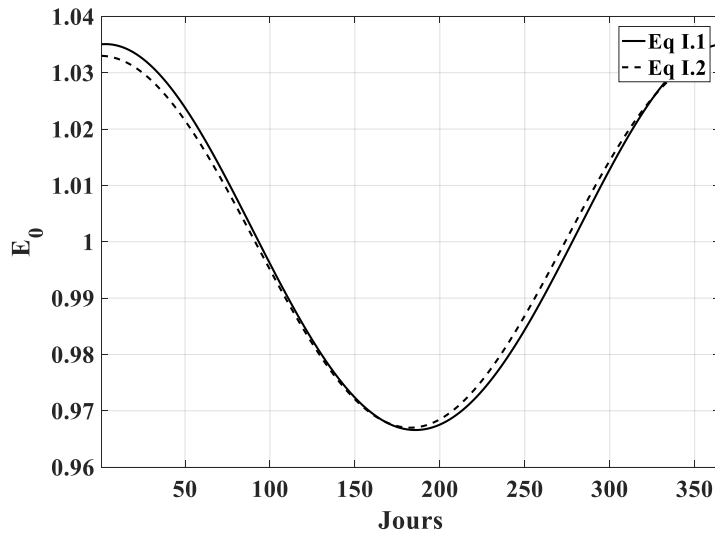


Figure I.3 Facteur de correction distance Terre-soleil

La variation de la distance Terre-soleil est accompagnée d'une déclinaison solaire notée δ qui représente l'angle entre la direction Terre-Soleil et le plan de l'équateur au moment du midi solaire. C'est une grandeur fréquemment utilisée dans les différents calculs liés au rayonnement solaire. Elle varie de façon sinusoïdale au cours de l'année entre $-23,45^\circ$ (solstice d'hiver) et $23,45^\circ$ (solstice d'été) et s'annule aux équinoxes. Elle peut être déterminée pour un jour d_n de la façon suivante [7] :

$$\delta = 23.45\sin\left(\frac{360(284+d_n)}{365}\right) \quad (I.3)$$

I.2.2 Systèmes de coordonnées horizontales et horaires

Le système de coordonnées horizontales est un système de coordonnées célestes utilisé en astronomie par un observateur au sol. Il se compose d'un centre d'observation O, d'un plan horizontal du lieu d'observation (H) et d'un plan de demi-méridien sud (m) (Figure I.4). La position M d'un objet est définie par l'azimut a et la hauteur h , ou par son complémentaire, la distance zénithale, qui vaut $z = 90^\circ - h$. L'azimut a (en degrés) est l'angle formé par le demi-cercle vertical passant par le point M et le demi-méridien sud. Il varie de 0 à 360°

positivement vers l'ouest. La hauteur h (en degrés) est l'angle vertical entre le plan horizontal (H) et le point M (Figure I.4a), ses valeurs varient entre -90 et $+90^\circ$.

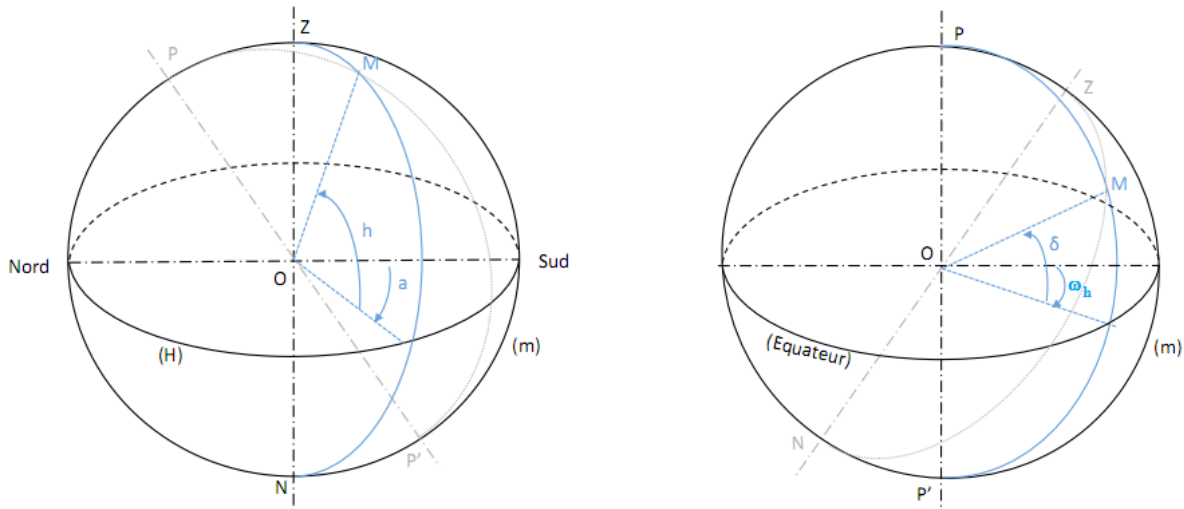


Figure I.4. Les coordonnées horizontales et horaires [8].

Le système de coordonnées horaires est déterminé aussi au centre d'observation de la Terre O. Il est calculé par l'équateur terrestre, l'axe des pôles de la Terre (PP'), et le zénith de l'observateur (Z). Les coordonnées du point M sont définies par la déclinaison δ et l'angle horaire ω_h (Figure I.4b). La déclinaison δ est définie par l'angle entre la droite OM et l'équateur (Figure I.4b), elle varie entre -90° et $+90^\circ$ à partir du plan équatorial. Le cercle horaire qui contient le zénith de l'observateur est appelé méridien. L'angle horaire est l'angle entre le méridien et le cercle horaire qui contient le point M. Il est compté positivement vers l'ouest à partir du méridien. Une relation simple est très utilisée liant ces deux systèmes de coordonnées est donnée par :

$$\sin(h) = \cos(a) = \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \cos(\omega_h) \quad (I.4)$$

I.2.3. Equation du temps

Le temps solaire est basé sur la rotation de la Terre autour de son axe polaire et sur sa révolution autour du soleil. La notation de journée solaire se définit par la rotation de la Terre sur elle-même, où une rotation complète s'effectue en 24 heures, elle amène ainsi la définition du temps, puisque chaque heure correspond à un écart angulaire de 15° . La rotation de la Terre autour du soleil définit les saisons et amène à distinguer le temps solaire vrai (TSV). Souvent, les séries temporelles de rayonnement solaire sont mesurées en utilisant le Temps

Local (TL) qui est le temps exact habituel. Pour passer d'une base de temps à une autre, il est nécessaire de faire appel à l'Equation du Temps (ET). Par convention, l'équation du temps, à un instant donné, est la différence entre le temps solaire moyen (TSM) et le temps solaire vrai (TSV).

$$ET = TSM - TSV \quad (I.5)$$

Le Temps Solaire Moyen (*TSM*) est défini par un Soleil fictif qui fait une révolution autour de l'observateur terrestre en exactement 24 heures. Ce dernier est différent pour chaque longitude. Il est donc primordial de connaître la longitude pour chaque calcul lié à l'équation du temps. Si l'on utilise le temps *UTC* (ou *GMT*), c'est-à-dire le temps solaire moyen de la ville de Greenwich, la formule pour le *TSM* d'un lieu est très simple comme on peut le voir sur l'équation I.6. En fait la longitude (λ) est exprimée en quantité horaire en utilisant la correspondance 1° équivalent à 4 minutes correspondant au fait que 360° équivaut à 24 heures [5].

$$TSM = UTC + 4\lambda \quad (I.6)$$

Les horloges des détecteurs alimentant les bases de données utilisées généralement (et en particulier durant cette thèse) n'affichent pas le temps *UTC*, mais plutôt le temps local (*TL*). Ces deux grandeurs ne sont différentes que par la prise en compte du fuseau horaire et du changement entre heure d'été et d'hiver.

I.3. Mesure du rayonnement solaire

I.3.1. Mesures au sol

Les mesures au sol permettent de surveiller le rayonnement solaire à des endroits ponctuels représentant tous les effets géométriques, environnementaux et atmosphériques qui affectent l'énergie reçu au sol. Les instruments qui mesurent le rayonnement solaire (Direct, Global et Diffus) sont de type EKO (<http://eko-eu.com/>), un exemple d'une station de ces instrumentations est montré par la figure I.5. Le système vise à s'orienter et suivre le soleil en temps réel. Les instruments radiométriques sont généralement nettoyés deux ou trois fois par semaine suivant les conditions météorologiques. Ils sont également régulièrement calibrés aux conditions météorologiques [9].



Figure I.5. Station radiométrique pour mesurer le rayonnement solaire global, direct et diffus à l'URAER/Ghardaia. (1) Pyranomètre pour mesurer l'irradiance solaire globale. (2) Pyranomètre pour mesurer le diffus. (3) Pyréliomètre pour mesurer l'irradiance solaire directe. (4) Pyranomètre ombré. (5) Le tracker solaire à 2 axes [9].

Les pyréliomètres sont des radiomètres solaires qui sont utilisés pour mesurer l'irradiance directe du rayonnement. Ils ont une ouverture étroite (généralement entre 50 et 60 angle solide total), dont la surface sensible est toujours orientée perpendiculairement aux rayons solaires.

Les pyranomètres mesurent le rayonnement global et diffus (Figure I.5 (1) et (2)), la composante diffuse en provenance de la voûte céleste, à l'exception du disque solaire, s'exprime par le rayonnement solaire diffusé par les particules solides ou liquides suspendu dans l'atmosphère, sa mesure est effectuée avec un pyranomètre ombré.

I.3.2. Mesures en Orbite

Le rayonnement solaire est mesuré par plusieurs instruments placés en orbite. Parmi ces instruments, dont les données seront utilisées dans le présent travail, le satellite Météosat. Météosat Seconde Génération MSG est un programme entrepris en commun par l'Agence Spatiale Européenne ESA et l'organisation européenne chargée de l'exploitation des systèmes opérationnels de satellites météorologiques EUMETSAT. L'ESA est chargée du développement de satellites répondant aux besoins des utilisateurs et à des spécifications tels que définis par EUMETSAT, ainsi que de l'approvisionnement récurrent des satellites pour le compte de l'organisation. Il assure également la mise en poste des satellites MSG, avant leurs transferts à EUMETSAT pour mise en service et exploitation. EUMETSAT développe tous les systèmes au sol indispensables pour fournir les produits et les services aux utilisateurs et pour répondre à l'évolution de leurs besoins, approvisionne les services de lancement et

exploite l'ensemble du système au bénéfice des utilisateurs. Ces satellites stabilisés par rotation sont équipés de l'imageur visible et infrarouge amélioré SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager), qui en constitue la charge utile principale. Celui-ci produit des observations météorologiques continues de tout le disque terrestre où se trouvent l'Europe et l'Afrique, afin d'améliorer les prévisions à très court terme [10,11,12].

Les images utilisées dans notre travail sont prises par le satellite géostationnaire MSG-3 tous les quarts d'heure sur 12 canaux. Ces images, qui couvrent tout le disque terrestre, se composent de 3712 x 3712 pixels codés sur 10 bits, représentant donc des niveaux de gris allant de 0 à 1023. Les valeurs obtenues pour chaque pixel de l'image sont des comptes numériques (CN) qui sont convertis par la suite en radiance pour les utiliser dans l'estimation du rayonnement solaire.

I.4. Le rayonnement solaire dans l'atmosphère

La quantité et la qualité de rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre est altérée par les couches atmosphériques, car il est affecté lors de sa propagation dans l'atmosphère par les atomes et les molécules (ozone, vapeur d'eau, carbone dioxyde) ainsi que par des aérosols liquides et solides dispersés ou regroupés en nuages [13].

I.4.1 Structure de l'atmosphère

En partant de l'espace, lorsque l'on s'approche de la surface terrestre, l'atmosphère est composée de couches superposées les unes sur les autres. On distingue la thermosphère, la mésosphère, puis la stratosphère, suivi de la troposphère. Chacune des 4 couches ayant des propriétés tout à fait différentes et distinctement séparées [14] :

- La troposphère qui s'étend jusqu'à 15km d'altitude où la température décroît de 6,5°C par km pour atteindre -70°C à la base de la couche suivante.
- La stratosphère se situe entre 15 et 55km d'altitude où la température croît de - 70°C à 10°C. On y trouve la couche d'ozone à 25 km d'altitude.
- La mésosphère de 55 à 80km, où la température décroît de +10°C à -80°C.
- La thermosphère où la température croît régulièrement pour atteindre 1500°C à l'altitude de 300Km.

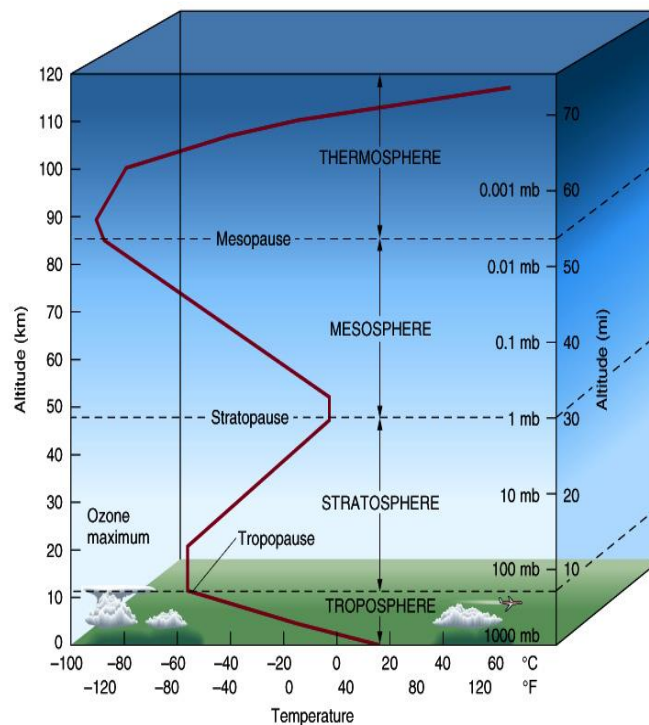


Figure I.6. Les couches de l'atmosphère

I.4.2 Composition de l'atmosphère

L'atmosphère est un mélange de gaz composé essentiellement de 78% d'azote, de 21% d'oxygène, des gaz rares (Argon, Néon, Hélium...) et dans les basses couches, de la vapeur d'eau et du dioxyde de carbone. On rajoute à cela les aérosols qui sont des particules soit d'origine naturelle ou artificielle. La masse gazeuse totale traversée est de 10 tonnes /m² ; elle équivaut à 7.8 km d'atmosphère ramenée aux conditions de température et de pression dites normales : T=0°C ; p=1 013 mbar. Si ces gaz étaient tous ramenés aux conditions normales, on aurait 6.2 km d'azote, 1.7 km d'oxygène, 74 m d'argon, 30 m de vapeur d'eau, 24 m de CO₂, 14 cm de Néon, 4 cm d'Hélium, quelques mm de Krypton, de méthane de NO et de NO₂ et seulement 5 mm d'ozone [14].

I.4.3 Les effets atmosphériques

Le rayonnement solaire est affecté lors de sa propagation dans l'atmosphère. Il subit des absorptions (diminution de son énergie) et des diffusions (modification de sa direction). A la sortie de chaque effet rencontré par le rayonnement solaire, outre la fraction absorbée, deux rayonnements sont identifiés, un rayonnement transmis et un rayonnement diffusé. Après la traversée d'un ensemble de particules (atmosphère, nuage), l'ensemble du rayonnement transmis devient le rayonnement direct, la partie diffusée dans le sens de propagation initiale est appelée rayonnement diffus (ou plus généralement l'éclairement diffus en ce qui concerne

un observateur au sol) et la partie diffusée vers l'hémisphère d'incidence est dénommée rayonnement réfléchi (Figure I.7).

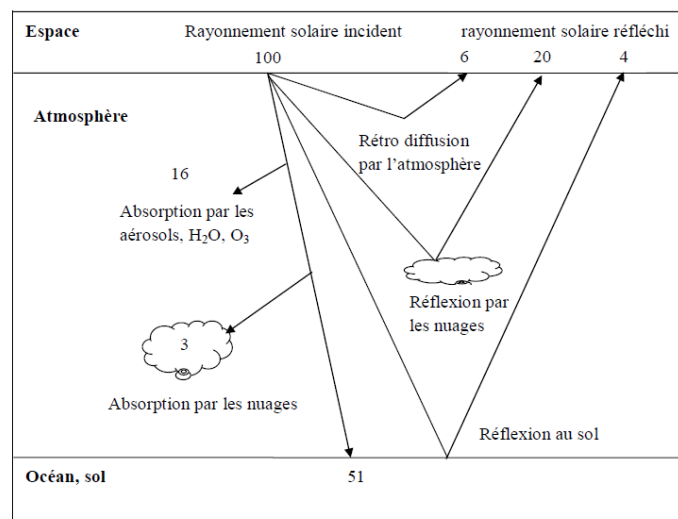


Figure I.7. Les effets Atmosphériques rencontrés par le rayonnement solaire propageant.

a- Absorption et transmission atmosphériques

Les absorptions qui subissent le rayonnement solaire par les gaz atmosphériques sont sélectives, car elles n'affectent que des radiations de longueurs bien précises. Elles sont dues essentiellement à la vapeur d'eau (H₂O), à l'ozone (O₃), à l'oxygène (O₂) et au gaz carbonique (CO₂). La vapeur d'eau qui est le constituant le plus important après l'air, présente plusieurs bandes d'absorption situées à des longueurs d'ondes supérieures à 0,65 μm . La bande allant de 2,4 à 2,8 μm est la plus large. De plus, à ce niveau, l'absorption est la plus forte. L'absorption propre à la vapeur d'eau est d'environ 10% [5,14]. L'ozone est le principal absorbant dans l'ultraviolet. Il est caractérisé par une forte bande absorption à des longueurs d'ondes inférieures à 0,3 μm et une faible absorption entre 0,45 et 0,7 μm . L'oxygène a deux bandes étroites de faible atténuation dans le visible à 0,69 et 0,76 μm . Le gaz carbonique absorbe le rayonnement dans cinq bandes se trouve respectivement à 1,46 ; à 1,60 ; à 2,04 ; à 2,75 et à 4,27 μm [5,14].

b- Diffusion atmosphérique

Lorsque le rayonnement solaire interagit avec les molécules gazeuses, vapeur d'eau et les aérosols, une partie de l'énergie incidente est dispersée dans toutes les directions sans changement de longueur d'onde. Selon la taille des particules diffusantes par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident, on distingue deux types de diffusion : la diffusion de Rayleigh et la diffusion de Mie.

La diffusion de Rayleigh est due surtout aux molécules d'air pur et sec comme l'azote et l'oxygène. C'est une diffusion sélective qui repose sur l'hypothèse que les particules diffusantes sont sphériques avec un diamètre très inférieur à la longueur d'onde incidente d'ordre 0.2λ [5]. Le coefficient d'extinction caractérisant ce type de diffusion est donné par la relation suivante [15]:

$$k_r = 0.008635\lambda^{-4.08} \quad (I.7)$$

La diffusion de Mie désigne la diffusion par deux éléments de l'atmosphère : la vapeur d'eau et les aérosols d'origine poussière, dont la taille est de même ordre de grandeur que les longueurs d'onde. Le coefficient d'extinction s'écrit (k_m) [16] :

$$k_m = 0.08128\lambda^{-0.75} \quad (I.8)$$

I.5. Les paramètres physiques atmosphériques

Les paramètres physiques atmosphérique sont des facteurs qui affectent sensiblement le rayonnement solaire lors de sa traversées les couches atmosphériques tel que :

I.5.1. Les aérosols

Les aérosols sont définis comme une suspension des particules solides ou liquides dans un milieu gazeux [17]. À proprement parler, le terme aérosol comprend à la fois les particules et le gaz suspendu, ce qui signifie que l'air que nous respirons est un aérosol. Les scientifiques aiment également différencier les particules de nuages des autres types de particules dans l'atmosphère. Les aérosols sont toujours présents dans l'atmosphère mais à des concentrations extrêmement variables. Cela est dû à la très grande hétérogénéité des sources d'aérosols et à leur temps de séjour relativement court dans l'atmosphère (de l'ordre de quelques heures à quelques semaines) [18]. La grande majorité des aérosols ne sont pas visibles à l'œil nu en raison de leur taille microscopique mais on peut facilement voir l'effet collectif des aérosols dans l'atmosphère dès que leurs concentrations sont suffisamment importantes. Par exemple, une brume qui réduit la visibilité atmosphérique et blanchit le ciel n'est rien d'autre qu'une collection de particules d'aérosol qui interagissent avec le rayonnement solaire. Un panache de fumée est composé de particules microscopiques provenant d'une combustion incomplète ; ces particules assombrissent collectivement le ciel (Figure I.8 à gauche). Les aérosols peuvent également être visibles lorsqu'ils se déposent en grande quantité à la surface de la Terre, comme c'est parfois le cas pour les particules de poussière sahariennes (Figure I.8 à droite).



Figure I.8. La visibilité des Aérosols [18]

I.5.1.1. Classification des aérosols

La quantité et les propriétés des aérosols sont extrêmement variables dans l'espace et dans le temps. C'est pourquoi on s'intéresse généralement à caractériser une population d'aérosols plutôt que des particules individuelles. Les caractéristiques les plus importantes d'une population d'aérosols sont la distribution granulométrique, la composition chimique et la forme des particules. Il est utile de classer les aérosols dans différentes catégories en fonction de leurs propriétés. Il existe plusieurs classifications possibles [18] :

- 1- Des aérosols primaires ont été émis dans l'atmosphère sous forme de particules. C'est le cas des aérosols produits par l'effet du frottement du vent sur une surface océanique ou terrestre et des aérosols produits lors d'une combustion incomplète. Les aérosols secondaires désignent les particules qui n'ont pas été émises directement dans la phase particulaire mais qui proviennent plutôt de la condensation d'espèces en phase gazeuse atmosphérique. L'origine primaire ou secondaire des aérosols offre un premier moyen de catégoriser les aérosols atmosphériques. La composition chimique de l'aérosol fournit généralement une première idée de savoir si l'aérosol est primaire ou secondaire.
- 2- Les propriétés des aérosols varient spatialement et certaines de ces propriétés peuvent varier avec le type d'environnement. On parle des aérosols ; urbains, continentaux, aérosols désertiques, maritimes, et volcaniques ou aérosols stratosphériques, où ces aérosols peuvent être transportés sur une longue distance et ne sont pas nécessairement représentatifs de l'endroit où ils peuvent être trouvés. Il est par exemple possible d'observer des aérosols maritimes au-dessus des continents et des aérosols continentaux au-dessus de l'océan.
- 3- Les aérosols peuvent également être classés selon leur origine. On peut distinguer les sources naturelles et les sources anthropiques. Les sources naturelles sont les émissions par l'océan, les sols, la végétation, les incendies et les volcans. Les sources anthropiques sont largement dominées par les émissions provenant par les activités industrielles, par

exemples la combustion de combustibles fossiles (c'est-à-dire le charbon et le pétrole), les biocarburants (biomasse végétale, y compris le bois, les huiles végétales, les déchets animaux), d'autres combustibles comme les incendies de végétation causés par l'homme...etc. Certaines activités industrielles et agricoles peuvent également émettre des aérosols primaires appelés poussières

Aucune de ces classifications ne peut catégoriser complètement et systématiquement l'aérosol. Les différentes populations d'aérosols se mélangent et interagissent les unes avec les autres dans l'atmosphère, de sorte que certains des termes et classes d'aérosols que nous venons d'introduire sont en quelque sorte des abus de langage [18].

a- Les aérosols maritimes ou les sels marins

Le frottement du vent à la surface de l'océan éjecte de fines particules d'eau de mer salée dans l'atmosphère. Une partie de l'eau s'évapore, de sorte que la concentration de sel dans la particule augmente. Il en résulte des particules de sel de mer plus ou moins hydratées en fonction de l'humidité ambiante. Les aérosols maritimes couvrent des tailles qui varient généralement de 100 (nm) à plusieurs dizaines de micromètres (μm) [18].

b- Les aérosols désertiques

Le frottement du vent sur les surfaces continentales peut détacher les particules du sol et les suspendre dans l'atmosphère. C'est particulièrement le cas dans les régions désertiques, arides et semi-arides où le vent n'est pas ralenti par la végétation qui est soit complètement absente soit assez clairsemée. L'émission de particules de sol dans l'atmosphère nécessite également une humidité du sol réduite afin que les forces de cohésion entre les particules de sol soient également faibles. Les particules de poussière du désert s'étendent sur des tailles allant de 100 nm à des dizaines de μm . Les particules plus grosses peuvent également être soulevées mais elles tombent rapidement. Les aérosols de poussière du désert sont également appelés poussières minérales ou aérosols minéraux. Les émissions de poussières du désert dépendent beaucoup des conditions environnementales et météorologiques [18].

c- Les aérosols volcaniques

Les volcans peuvent émettre des parties de roches et de minéraux de tailles allant du micromètre au millimètre, généralement appelés cendres volcaniques, lors d'éruptions explosives. Les cendres volcaniques peuvent être transportées sur des distances de quelques centaines à quelques milliers de kilomètres, mais elles ont la tendance à tomber rapidement. Leur effet climatique est donc limité. Les volcans émettent également des gaz riches en soufre (sous forme de dioxyde de soufre, SO_2 et de sulfure d'hydrogène, H_2S) qui s'oxydent dans l'atmosphère pour former des aérosols de sulfate submicronique. Si ces gaz soufrés sont émis

dans la troposphère, la durée de vie de ces aérosols reste courte. Cependant, si l'éruption est suffisamment puissante pour injecter les gaz soufrés dans la stratosphère, alors les aérosols volcaniques ont une durée de vie beaucoup plus longue, de l'ordre de quelques mois à plus d'un an, selon la région et l'altitude d'injection [18].

d- Les aérosols biogéniques

La biosphère terrestre est une source de particules d'aérosols biogènes primaires. Ils comprennent des débris végétaux et d'insectes, du pollen (une fine poudre produite par des plantes à graines qui contient les gamètes mâles qui servent à la reproduction), des spores (une cellule de reproduction ou un organe de nombreuses plantes et champignons), des bactéries et des virus. Une fois en suspension dans l'air, ces particules peuvent être transportées par le vent sur des distances variables selon leur taille. Les débris mesurent généralement plus de 100 μm , le pollen, les spores et les grosses bactéries se situent généralement entre 1 et 100 μm , tandis que les petites bactéries et virus sont généralement inférieurs à 1 μm .

Les écosystèmes terrestres et marins sont également une source importante de précurseurs d'aérosols. Certaines espèces de phytoplancton produisent du diméthylsulfure (DMS), un composant gazeux qui est oxydé dans l'atmosphère pour former des aérosols contenant du soufre. Les plantes et les algues émettent des composés organiques volatils (COV) qui sont oxydés dans l'atmosphère et se condensent et contribuent à la matière organique de l'aérosol atmosphérique. Ces aérosols sont appelés aérosols biogènes secondaires. Leurs tailles sont typiquement de l'ordre de quelques dixièmes de micromètre [18].

e- Les aérosols brûlant de la biomasse

En biologie, la biomasse fait référence au matériel produit par des organismes vivants, mais nous ajustons ici la définition pour désigner tout le matériel biologique (organique) qui vient du monde vivant et peut potentiellement brûler (c.-à-d. Végétation, bois mort, fumier animal, tourbière) tout en excluant les combustibles fossiles qui se forment à des échelles de temps géologiques. La combustion de la biomasse génère des aérosols primaires qui résultent de la combustion incomplète de la matière organique. Les aérosols de combustion de la biomasse comprennent le carbone organique, qui est associé aux atomes d'hydrogène et d'oxygène, et le carbone noir. Ces aérosols sont généralement submicroniques et sont clairement visibles dans les panaches de fumée. Les sources d'aérosols brûlant de la biomasse sont à la fois naturelles et anthropiques [18].

f- Les aérosols provenant de la combustion de combustibles fossiles

La combustion du charbon et des dérivés du pétrole produit également du carbone noir et du carbone organique, ainsi que du dioxyde de soufre qui se transforme en aérosols sulfatés. Il s'agit essentiellement de particules submicroniques, qui sont également une source de pollution atmosphérique dans les pays en développement et industrialisés. La pollution atmosphérique due aux particules et aux polluants en phase gazeuse, tels que l'ozone et les oxydes d'azote, est responsable à des effets néfastes sur la santé et l'environnement. Les effets sur la santé humaine comprennent une augmentation des maladies respiratoires et cardiovasculaires et la mortalité associée. Les aérosols et les dépôts acides sont responsables des dommages sur les bâtiments historiques [18].

I.5.1.2. Les propriétés des aérosols

Les aérosols interagissent avec le rayonnement solaire à travers les processus de diffusion, d'absorption et d'extinction. Ces coefficients sont des propriétés locales de l'atmosphère (c'est-à-dire qu'ils varient selon l'emplacement et l'altitude). Donc, l'intégrale du coefficient d'extinction sur la verticale est appelée l'épaisseur optique de l'aérosol (AOT) ou la profondeur optique de l'aérosol (AOD). L'épaisseur optique des aérosols à la longueur d'onde (λ) est le paramètre standard mesuré par les photomètres solaires (Figure I.9). L'épaisseur optique des aérosols dépend non seulement des caractéristiques des aérosols (distribution granulométrique, indice de réfraction, etc.) mais également de la charge totale des aérosols [19].



Figure I.9. Un photomètre (Météo, Tamanrasset)

Angstrom a suggéré une formule unique pour l'évaluation de l'épaisseur optique de la diffusion des aérosols, généralement connue sous le nom de formule de turbidité d'Angstrom donnée par [20]:

$$\tau = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (\text{I.9})$$

Où β est le coefficient d'Angstrom et α est l'exposant.

Le coefficient d'Angstrom β est l'un des indicateurs de turbidité les plus utilisés car il représente la quantité d'aérosols dans l'atmosphère dans le sens vertical [21]. De plus, il représente les effets combinés de la diffusion et de l'absorption causés par les aérosols [22,23]. La plage de valeurs β varie entre 0,0 et 0,5 et peut dépasser la valeur 0,5 pour une atmosphère fortement chargée.

L'exposant d'Angstrom α est un indice fiable de la distribution granulométrique de ces aérosols. C'est un bon indicateur de la taille dominante des particules atmosphériques [24, 25]. Ce coefficient varie entre 0 et 4. Lorsque les particules d'aérosol sont très petites, de l'ordre des molécules d'air, α prend la valeur de 4 et s'approche de 0 pour les grosses particules. Cet indicateur peut être obtenu en utilisant la formule exponentielle d'Angstrom donnée par :

$$\alpha = - \frac{\log \frac{\tau_1}{\tau_2}}{\log \frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \quad (\text{I.10})$$

Où τ_1 et τ_2 représentent les valeurs AOT aux longueurs d'onde de λ_1 et λ_2 respectivement.

I.5.2. La vapeur d'eau

L'eau peut exister dans l'atmosphère dans trois états, sous forme de gaz, de liquide et de glace. L'eau à l'état gazeux est appelée vapeur d'eau. La quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère peut être définie de plusieurs façons. Pour le présent contexte, on le définit par la quantité de l'eau précipitable (w), qui est la quantité totale de vapeur d'eau dans la direction zénithale, entre la surface de la terre (ou une surface à une certaine altitude) et le sommet de l'atmosphère [5].

Une simple corrélation entre la précipitation et d'autres mesures atmosphériques est nécessaire. De nombreux auteurs ont prouvé l'existence de corrélations entre la précipitation et la pression, ou la température du point de rosée, ou l'humidité relative. Quelques exemples de telles corrélations sont donnés ci-dessous.

En utilisant les cartes de Bannon et Steele, Cole [26] a développé la corrélation suivante :

$$w = 0.125 \exp (0.295 P^{\frac{1}{2}} - 0.803) \quad (\text{I.11})$$

où w est en centimètres et P (la pression de vapeur au niveau du sol) en millibars. Cette équation est valable pour les valeurs moyennes et doit être traitée comme une approximation des valeurs globales.

Smith [27] a développé une corrélation entre la précipitation et la température point de rosée (dew-point). Sa corrélation est valable seulement pour les États-Unis. Les coefficients de cette corrélation varient avec la latitude et la saison. Atwater et Ball [28] ont simplifié la corrélation de Smith qui est donnée par :

$$w = \exp(0.07074t_d + y) \quad (\text{I.12})$$

où t_d est la température du point de rosée de la station en degrés Celsius, et $y = -0,02290$ de Avril jusqu' au Juin et $0,02023$ pour les mois restants.

Pour toutes les saisons, Won [29] a développé une corrélation simple basée sur les données canadiennes comme suit :

$$w = 0.1 \exp(2.2572 + 0.05454t_d) \quad (\text{I.13})$$

La précipitation obtenue à partir de ces équations s'applique à la pression et à la température de la station en vigueur. Cependant, les équations d'atténuation nécessitent souvent que cette quantité soit réduite à une donnée de 1013,25 mbar de pression et 273 K de température.

Paltridge et Platt [30] proposent la formule suivante pour la normalisation de w aux conditions quelconques :

$$\hat{w} = w \left(\frac{P}{1013.25} \right)^{3/4} \left(\frac{273}{T} \right)^{1/2} \quad (\text{I.14})$$

où \hat{w} est l'eau précipitable réduit en centimètres, P est la pression de la station en millibars et T est la température de surface en degrés Kelvin.

Leckner [31] a présenté la formule suivante, qui exprime la précipitation en termes d'humidité relative :

$$\hat{w} = 0.493RH \frac{P}{T} \quad (\text{I.15})$$

où RH est l'humidité relative en fraction de 1, T est la température ambiante en degrés Kelvin et P est la pression partielle de vapeur d'eau dans l'air saturé et est donnée par l'équation semi-empirique suivante :

$$P = \exp \left(26.23 - \frac{5416}{T} \right) \quad (\text{I.16})$$

I.5.3. La masse d'air

En optique atmosphérique, la longueur du trajet du rayonnement solaire à travers l'atmosphère est exprimée par la masse d'air. C'est pourquoi les objets plus proches de l'horizon avec des angles zénithaux plus grands semblent moins brillants que lorsqu'ils sont directement au-dessus. Dans l'énergie solaire, la masse d'air se réfère à la masse d'air relative qui est mesurée par rapport à la longueur du trajet au zénith. Par définition, la masse d'air au niveau de la mer au zénith est égale à 1 ($m_0 = 1$). La masse d'air augmente quand l'angle zénithal du soleil augmente. Par conséquent, afin d'estimer l'influence des processus d'atténuation atmosphérique sur la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface de la Terre, nous devons calculer la masse d'air correspondante (AM), qui représente la quantité de l'atmosphère à travers laquelle le rayonnement solaire doit passer. Lorsque le ciel est clair, le rayonnement maximal atteignant la surface de la Terre se produit lorsque le soleil est directement au-dessus, et le rayonnement solaire a la plus courte longueur de trajet à travers l'atmosphère. Dans tous les autres cas, la longueur du trajet de rayonnement peut être approximée en utilisant l'expression suivante [5,32] :

$$AM = m = \frac{1}{\cos\theta} \quad (\text{I.17})$$

Comme le montre la figure I.10, cette approche simple est adéquate pour des angles zénithaux pouvant atteindre 80 °, mais à des angles zénithaux plus grands et surtout près de l'horizon, la précision se dégrade rapidement car l'AM va à l'infini à 90 °. De nombreuses formules ont été développées par divers auteurs pour ajuster les données mesurées en fonction de l'angle zénithal.

Rapp-Arraras et Domingo-Santos présentent un bon aperçu de 26 formes fonctionnelles différentes de modèles de masse d'air publiés dans [33]. Certains des modèles de masse d'air les plus couramment utilisés pour la modélisation du rayonnement solaire sont présentés ci-dessous.

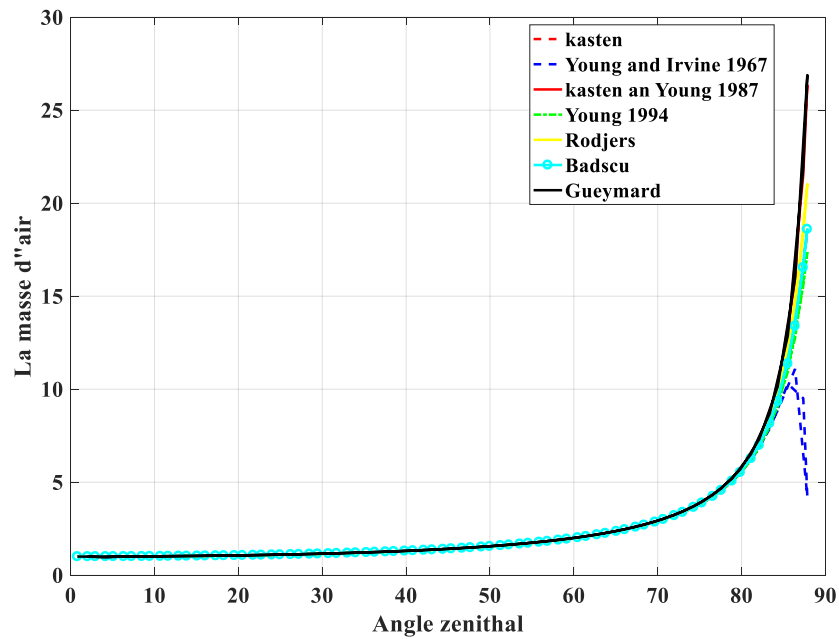


Figure I.10. La masse d'air

Young et Irvine (1967) [32] ont proposé une fonction mieux adaptée aux angles zénithaux compris entre 83° et 87° que l'équation de la plaque parallèle, mais à 90° la formule diverge toujours et va à l'infini :

$$AM = \frac{1}{\cos\theta} [1 - 0.0012(\sec^2\theta - 1)] \quad (\text{I.18})$$

Cette forme n'est pas couramment utilisée en raison de cette limitation, mais elle a conduit au développement de plusieurs modèles, tels que :

- Kasten et Young (1989) [32] :

$$AM = \frac{1}{\cos\theta + 0.50572(96.07995 - \theta)^{-1.6354}} \quad (\text{I.19})$$

- Young (1994) [32]

$$AM = \frac{1.002442 \cos^2\theta + 0.148386 \cos\theta + 0.0096467}{\cos^3\theta + 0.149864 \cos^2\theta + 0.0102963 \cos\theta + 0.000303978} \quad (\text{I.20})$$

- Rodgers (1967) [32] :

$$AM = \frac{35}{\sqrt{1224 \cos^2\theta + 1}} \quad (\text{I.21})$$

- Badescu (1987) [29]

$$AM = \frac{-\cos\theta + \sqrt{\cos^2\theta + f^2 + 1}}{f - 1} \quad (\text{I.22})$$

Avec : $f = 1 + \frac{h}{R}$, $h = 11\text{km}$, $R = 6371.2\text{km}$

- Gueymard (1993) [29]

$$AM = \frac{1}{\cos\theta + 0.00176759\theta(94.37515 - \theta)^{-1.21563}} \quad (I.23)$$

Cependant, non seulement l'angle zénithal solaire, θ , détermine la masse d'air, mais aussi l'altitude (ou la hauteur), Z , d'un endroit donné, car l'épaisseur réelle de l'atmosphère au-dessus d'un site dépend de l'altitude du lieu au-dessus du niveau de la mer. Par conséquent, la masse d'air estimée par les différentes équations doit être corrigée par rapport à l'élévation du site au-dessus du niveau de la mer. La pression atmosphérique locale, P , est directement liée à l'altitude du site et à l'épaisseur de l'atmosphère au-dessus. En l'absence de données de pression mesurées, une bonne approximation de P est donnée par l'expression [34] :

$$P = 1023.25 \exp(-0.000832Z) \quad (I.24)$$

où Z est l'altitude du site en kilomètres.

Iqbal [5] présente cette formule légèrement différente qui vaut :

$$P = 1023.25 \exp(-0.0001184Z) \quad (I.25)$$

Ainsi, la masse d'air corrigée en fonction de la pression P , représentant la longueur réelle du trajet à une hauteur Z au-dessus du niveau de la mer par rapport à la masse d'air, m_0 , au niveau de la mer, $Z = 0$, lorsque le soleil est au zénith local est donnée par :

$$m_a = m_0 \frac{P}{P_0} \quad (I.26)$$

où P_0 est la pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer égale à 101,325 hectopascals (hPa) ou 1013,25 millibar (mb).

I.6. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté des notions importantes sur l'étude du gisement solaire comme les coordonnées terrestres et horaires, les temps de base et le mouvement de la terre autour de soleil. Ensuite, nous avons présenté l'influence des divers constituants atmosphériques sur le rayonnement solaire et les différents phénomènes responsables de l'atténuation de l'irradiation solaire à savoir l'absorption et la diffusion. Les études sur le gisement solaire en Algérie est nécessaire et indispensable avant toute installation d'un système énergétique solaire, afin de qualifier et affiner le choix final et optimal de l'endroit d'installation.

Références

- [1] Stavros K. (2018). *Linear Fresnel Reflector Systems for Solar Radiation Concentration; Theoretical Analysis, Mathematical Formulation and Parameters' Computation using MATLAB*, ISBN 978-3-030-05279-9 (eBook) <https://doi.org/10.1007/978-3-030-05279-9>
- [2] Gueymard C.A. (2003). SMARTS code, version 2.9.2: User's Manual. Bailey, CO.
- [3] Monteith J. and Unsworth M. (2010). *Principle of Environmental Physics*. Academic Press, Burlington, USA, 418.
- [4] Dewitte S. and Clerbaux N. Measurement of the Earth Radiation Budget at the Top of the Atmosphere—A Review
- [5] Iqbal M. (1983) *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Toronto
- [6] Spencer J. W. (1971). Fourier series representation of the position of the sun. *Search*, 2, 172+.
- [7] Cooper P.I. (1969). The absorption of radiation in solar stills. *Renewable Energy*, Volume 12, Issue 3, Pages 333-346
- [8] Voyant C. (2011), *Prédiction de séries temporelles de rayonnement solaire global et de production d'énergie photovoltaïque à partir de réseaux de neurones artificiels*, thèse doctorat, Université de Corse-Pascal Paoli.
- [9] Djafer D. and Irbah A. (2013). Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaïa city. *Atmospheric Research*, 128; 76–84.
- [10] Reguiegue M, (2018). *Analyse numérique des images appliquée à la télédétection*. Thèse doctorat, université de Laghouat.
- [11] Site officiel d'EUMETSAT : <https://www.eumetsat.int/>
- [12] Site officiel de l'Agence Spatiale Européenne : <https://www.esa.int>
- [13] Kaskaoutis D.G. and Kambezidis H.D. (2008). Comparison of the Angstrom parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques. *Meteorol Atmos Phys* 99: 233–246
- [14] Nadiem B. (2018), *Étude et Modélisation du Flux Solaire globale sur surface inclinée dans la région de Touat*. Thèse de doctorat, université de Sidi bel Abass.
- [15] Leckner B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model. *Sol. Energy* 20(2), 143-150
- [16] Moon P. (1940). Proposed standard solar radiation curves for engineering use. *J. Franklin Inst.* 230,583-617
- [17] Hinds W.C. (1999). *Aerosol Technology: Properties, behavior, and measurement of airborne particles*, (2nd edition). Wiley, New York.

- [18] Boucher O. (2015). *Atmospheric Aerosols Properties and Climate Impacts*, Springer Netherlands, ISBN: 978-94-017-9648-4,978-94-017-9649-1
- [19] Jiakui T., Yong X., Tong Y. and Yanning G. (2005). Aerosol optical thickness determination by exploiting the synergy of Terra and Aqua MODIS. *Remote Sensing of Environment* Volume 94, Issue 3, Pages 327-334
- [20] Angstrom A. (1961). Techniques of determining the turbidity of the atmosphere. *Tellus* 13, 214-223
- [21] Li D.H.W. and Lam J.C. (2002). A study of atmospheric turbidity for Hong Kong. *Renewable Energy*, 25:1–13
- [22] Janjai S., Kumharnb W. and Laksanaboonsong J. (2003). Determination of Angstrom's turbidity. *Renewable coefficient over Thailand Energy* 28, 1685–1700
- [23] Djafer D. and Irbah A. (2013). Estimation of atmospheric turbidity over Ghardaïa city. *Atmospheric Research* 128 76-84
- [24] Basart S., Perez C., Cuevas E., Baldasano J.M. and Gobbi, G.P. (2009). Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9.8265–82
- [25] Toledano C., Cachorro V.E., Berjon A., de Frutos A.M., Sorribas M., de la Morenab B.A., and Goloubc P. (2007). Aerosol optical depth and Angstrom exponent climatology at El Arenosillo AERONET site (Huelva, Spain). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Q. J. R. Meteorol. Soc.*133: 795–807
- [26] Cole R.J. (1976). Direct solar radiation data as input into mathematical models describing the thermal performance of buildings—II. Development of relationships, *Build. Environ.* 11, 181-186
- [27] Smith W. (1966). Note on the relationship between total precipitable water and surface dew point. *J. Appl. Meteorol.* 5, 726-727
- [28] Atwater M.A. and Ball J.T. (1976). Comparisons of radiation computations using observed and estimated precipitable water. *Appl. Meteorol.* 15,1319-1320
- [29] Won T. (1977). The simulation of hourly global radiation from hourly reported meteorological parameters. Canadian Prairie Area. Conference, 3rd, Canadian Solar Energy Society Inc., Edmonton, Alberta
- [30] Paltridge G.W. and Platt C.M.R. (1976). *Radiative Processes in Meteorology and Climatology*. American Elsevier, New York
- [31] Leckner B. (1978). The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface—elements of a model. *Sol Energy* 20(2), 143-150

- [32] Reno M.J., Hansen C.W, Stein J.S. (2012). Global horizontal irradiance clear sky models: implementation and analysis. Sandia National Laboratories SAND2012-2389
- [33] Rapp-Arraras I. and Domingo-Santos J.M. (2011). Functional forms for approximating the relative optical air mass. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, vol. 116
- [34] Myers D.R. (2013). *Solar Radiation, Practical Modeling for Renewable Energy Applications*, 199. London: Taylor & Francis Group, LLC, CRC Press (ISBN-13: 978-1-4665-0327-4, eBook–PDF).

Chapitre II

Modélisation des données radiométriques

Chapitre II : Modélisation des données radiométriques

II.1. Introduction

Les données du rayonnement solaire mesurées doivent être fiables et facilement disponibles pour la modélisation, la conception et l'optimisation des systèmes de conversion de l'énergie solaire pour un emplacement donné. La meilleure façon pour y parvenir est d'installer des instruments de mesure, telle qu'une station radiométrique (voire chapitre1), sur le site à exploiter pour effectuer des collectes des données radiométriques nécessaires à des intervalles spécifiés, ce qui est vraiment très fastidieux et coûteux [1].

Une autre alternative consiste à estimer ces données par des modèles mathématiques. Par conséquent, plusieurs méthodes et modèles ont été développés pour estimer le rayonnement solaire instantané, quotidien ou mensuel pour un site donné [2, 3, 4, 5]. Ce sont particulièrement des modèles à ciel clair basés sur des paramètres métrologiques et/ou atmosphériques appelés les modèles physiques ou empiriques [2, 6, 7]. Toutefois, il existe d'autres modèles dits non empiriques qui sont basés sur les réseaux de neurones ou les SVM [8, 9].

Les modèles empiriques sont des paramétrisations simplifiées des processus d'atténuation atmosphérique. Ils fournissent une expression analytique pour estimer l'irradiance à ciel clair à partir des paramètres climatiques et/ou atmosphériques. Parmi ces paramètres on peut citer :

- Les paramètres astronomiques (constante solaire, distance Terre-Soleil, déclinaison solaire...).
- Les paramètres géographiques (latitude, longitude et altitude du lieu).
- Les paramètres géométriques (Azimut, inclinaison de la surface...).
- Les paramètres physiques (diffusion/absorption, vapeur d'eau, aérosols et d'autres constituants atmosphériques tels que O₂, N₂, CO₂, etc.).
- Les paramètres météorologiques (rayonnement solaire extraterrestre, durée d'ensoleillement, température, précipitations, humidité relative, nébulosité...).

L'une des étapes indispensables pour la modélisation du rayonnement solaire est la sélection des jours clairs présents dans les données mesurées. Cette étape a pour objectif d'un côté de valider un choix de modèle, et d'un autre côté de quantifier l'énergie solaire reçus par les installations solaires qui est nécessaire à la prédiction de leurs sorties.

Dans ce chapitre, nous allons présenter des méthodes de sélection des jours clairs et quelques modèles adoptés dans notre travail.

II.2. Les méthodes de sélection des jours clairs

II.2.1. Méthode de l'indice de clarté (clearness index)

La méthode de l'indice de clarté, est basée essentiellement sur le calcul d'un paramètre appelé k_t qui est utilisé dans de nombreux travaux pour prédire le rayonnement solaire [10,11,12]. Il est utilisé principalement pour la classification de l'état du ciel qui est défini par le rapport entre le rayonnement horizontal global mesuré au sol (G) et le rayonnement extraterrestre (G_0), son expression est donnée par :

$$k_t = \frac{G}{G_0} \quad (\text{II.1})$$

Où G_0 est donné par :

$$G_0 = I_0 \varepsilon \sin(h) \quad (\text{II.2})$$

où h est la hauteur du soleil.

Pour certains auteurs, le ciel est clair lorsque sa valeur est comprise entre 0,65 et 1, partiellement nuageux lorsque $0,3 \leq k_t \leq 0,65$ et nuageux si $0 \leq k_t \leq 0,3$ [3,10]. Pour d'autres auteurs, le ciel est clair lorsque $0,5 \leq k_t \leq 0,85$ [13,14], supérieur à 0,6 [15] ou à 0,7 [16,17]. Iqbal considère que le ciel est clair quand k_t est compris entre 0,7 et 0,9 [18]. k_t varie également dans le temps et dépend aussi de la région [19]. Sa valeur dans la plupart des régions tropicales est comprise entre 0,68 et 0,75 pour un ciel clair [20].

D'après la littérature, le k_t montre une grande disparité dans la définition de l'état du ciel à cause du choix de sa valeur, qui est peut-être crucial pour distinguer entre les jours clairs et les jours perturbés. Par exemple, nous avons testé cette méthode avec la valeur de $k_t=0.7$, qui est une valeur souvent utilisée. La Figure II.1 montre les jours clairs et perturbés selon la valeur choisie. D'après la Figure II.1, un mauvais choix de la valeur de k_t affectera le nombre de jours clairs soit en considérant des jours clairs comme des jours perturbés ou vice versa. Par conséquent, la précision de la modélisation du rayonnement solaire sera affectée. Pour remédier à cette situation, nous avons proposé des méthodes plus robustes et efficaces pour sélectionner les jours clairs. Ces méthodes sont décrites dans les sections suivantes.

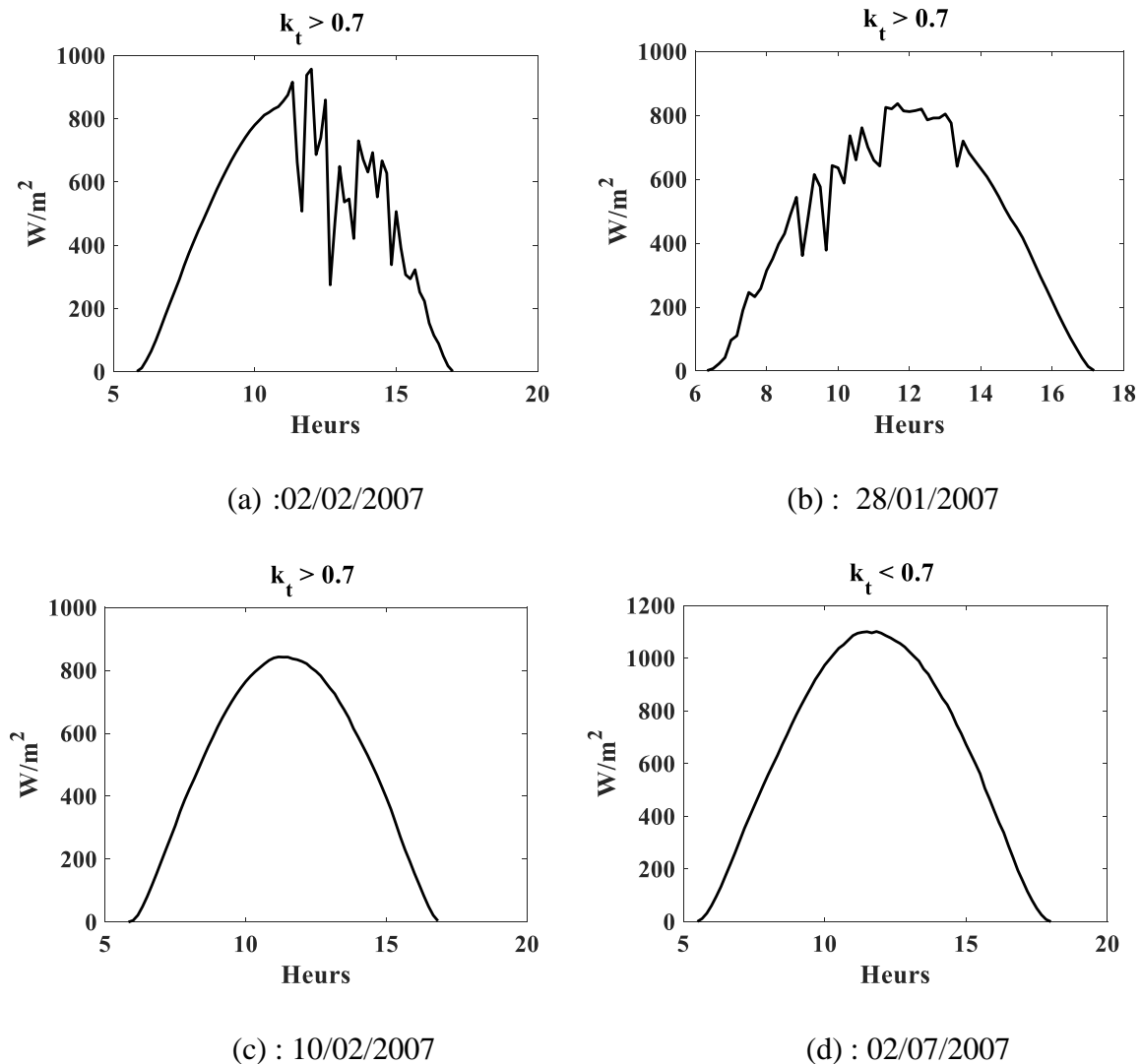


Figure II.1. Jours clairs pour $k_t < 0.7$ et jours perturbés pour $k_t > 0.7$;

II.2.2. Méthode des ondelettes

II.2.2.1. Méthodologie

Dans cette méthode, on utilise les propriétés de la transformation en ondelettes qui calcule automatiquement une valeur de seuil permettant de distinguer entre les jours clairs et les jours perturbés. Il est choisi en fonction du niveau de bruit présents dans le rayonnement solaire [21].

Le principe de la transformée en ondelettes (WT) consiste à décomposer le signal en fonctions bien localisées en temps et en fréquence. Il existe plusieurs algorithmes pour implémenter la transformation en ondelettes, parmi ces algorithmes et le plus utilisé est l'algorithme « à trou » [22]. La décomposition du signal avec cet algorithme donne deux signaux. Le premier

qui contient les basses fréquences est appelé le « signal d'approximation » et le deuxième contenant les hautes fréquences est appelé le « signal de détail ». Dans chaque niveau de décomposition, nous gardons le signal de détail et nous décomposons à nouveau celui d'approximation. Le principe de décomposition est montré sur la Figure II.2 en utilisant le rayonnement global dans le cas d'un jour clair et perturbé.

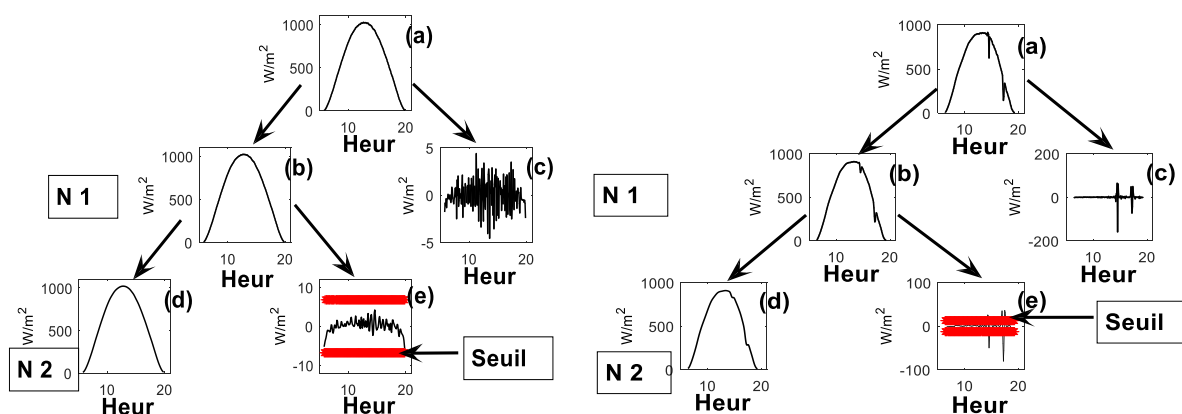


Figure II.2. Principe de décomposition par la transformée en ondelettes.

Les perturbations que subit le rayonnement solaire mesuré sont présentés dans les composantes haute fréquence. La même procédure de décomposition est répétée sur le signal d'approximation du premier niveau, qui donne un deuxième signal d'approximation et un autre signal détail. C'est à cette décomposition de second niveau que la décision est prise si les données d'irradiance solaire d'intérêt correspondent à un jour clair ou perturbé. On regarde si les valeurs de détail du signal sont inférieures ou supérieures à un seuil déterminé.

Ce seuil est estimé à partir du support de décomposition multi résolution selon le principe de Starck et al. [22]. Le support multi résolution M d'un signal décrit de façon logique si un signal I contient ou non des informations à l'instant x pour une échelle j donnée de la décomposition en ondelettes. Si $M^I(j, x) = 1$ ou est vrai alors I contient des informations à l'instant x pour l'échelle j . La transformée en ondelettes d'un signal avec l'algorithme « à trou » donne alors un ensemble w_j pour chaque échelle j . Le signal original I_0 peut être exprimé comme la somme de sa forme lissée I_p et tous les coefficients d'ondelettes de tous les plans de la décomposition p :

$$I_0 = I_p \sum_{j=1}^p w_j \quad (\text{II.3})$$

Toute valeur du signal à l'instant x peut également être exprimée de la même manière avec l'équation suivante :

$$I_0(x) = I_p(x) \sum_{j=1}^p w_j(x) \quad (\text{II.4})$$

Le support multi résolution M sera obtenu en détectant le coefficient significatif à chaque échelle. Il est défini par :

- $M(j, x) = 1$ si $w_j(x)$ est significatif.
- $M(j, x) = 0$ si $w_j(x)$ est non significatif.

L'algorithme pour créer le support multi résolution M est comme suit :

- On calcule la transformée en ondelettes du signal I .
- Nous estimons l'écart-type du bruit à chaque échelle.
- La binarisation à chaque échelle conduit au support multi résolution.

L'estimation de la valeur de seuil, qui est l'écart-type de bruit σ , est ensuite calculée par les étapes itératives suivantes (Figure II.3) :

1. On estime l'écart type σ_I^0 du bruit du signal I_0 .
2. Nous calculons p échelles de la transformée en ondelettes de I_0 avec l'algorithme « à trous », selon l'équation :

$$I_0(x) = C_p(x) \sum_{j=1}^p w_j(x) \quad (\text{II.5})$$

où w_j sont les coefficients d'ondelettes dans chaque échelle, et C_p est la partie de basse fréquence de I_0 .

3. Nous définissons l'étape itérative de 0 à n .
4. Nous calculons le support multi résolution M , obtenu à partir des coefficients d'ondelettes et σ_I^n
5. Nous sélectionnons les valeurs des instants x qui appartiennent à l'ensemble S : $x \in S$ si $M(j, x) = 0$ pour *tout* j de $1 \dots p$. S est l'ensemble des x valeurs temporelles, qui ne sont attribuées qu'au bruit.
6. Pour toutes les valeurs des instants x sélectionnées, nous calculons les valeurs $I(x) - C_p(x)$ et l'écart type σ_I^{n+1} de ces valeurs.

7. On augmente le pas itératif : $n = n + 1$.

8. si $\frac{|\sigma_I^n - \sigma_I^{n-1}|}{\sigma_I^n} > \varepsilon$ (précision de l'erreur), allez à l'étape 4.

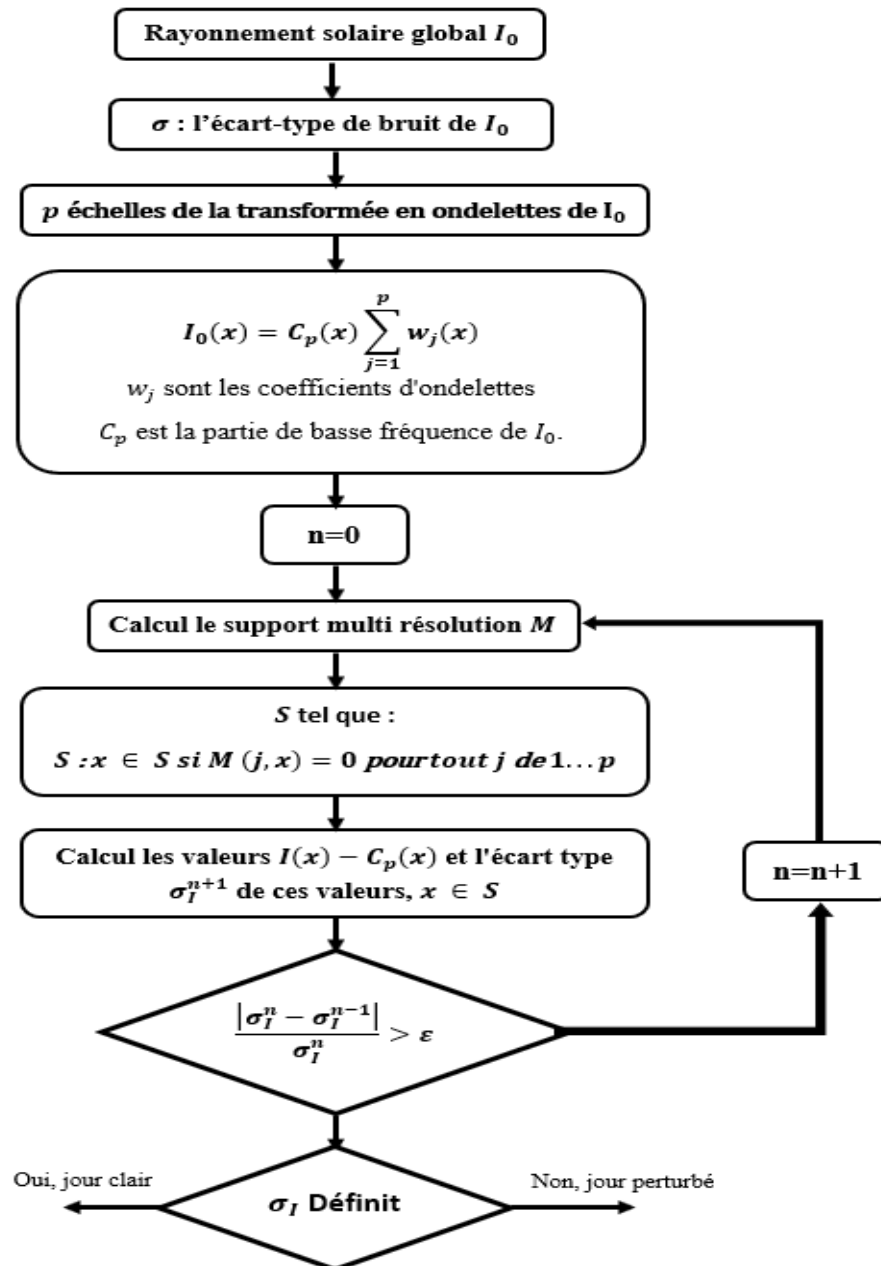


Figure II.3. Organigramme de calcul du seuil

Cette méthode converge en quelques itérations donnant une estimation de l'écart type du bruit, notre valeur de seuil. Cette valeur obtenue pour le rayonnement solaire mesuré est montrée sur la figure II.2(e) avec le signal détail après la deuxième décomposition. Nous avons alors un jour clair si les coefficients de détail sont inférieurs au seuil sinon il est considéré comme un jour perturbé.

II.2.2.2. Résultats et discussion

Nous appliquons cette méthode sur une série temporelle de mesure de rayonnement solaire globale durant 2005-2008 collecté à Ghardaïa et la comparons avec la méthode de k_t . Le nombre des jours clairs moyen mensuel est représenté sur la figure II.4 (courbes de gauche). Nous observons que le nombre des jours clairs obtenus avec la méthode des ondelettes est en moyenne inférieur en comparaison avec la méthode de k_t . 490 jours clairs sont obtenus avec la méthode des ondelettes tandis que nous trouvons 623 avec la méthode de k_t . La différence dans le nombre des jours clairs trouvés par ces deux méthodes est significative dans les études statistiques et dépend bien sûr de la valeur limite de k_t , où la valeur 0.7 est utilisée dans notre analyse car c'est une valeur largement utilisée comme c'est indiqué dans la littérature.

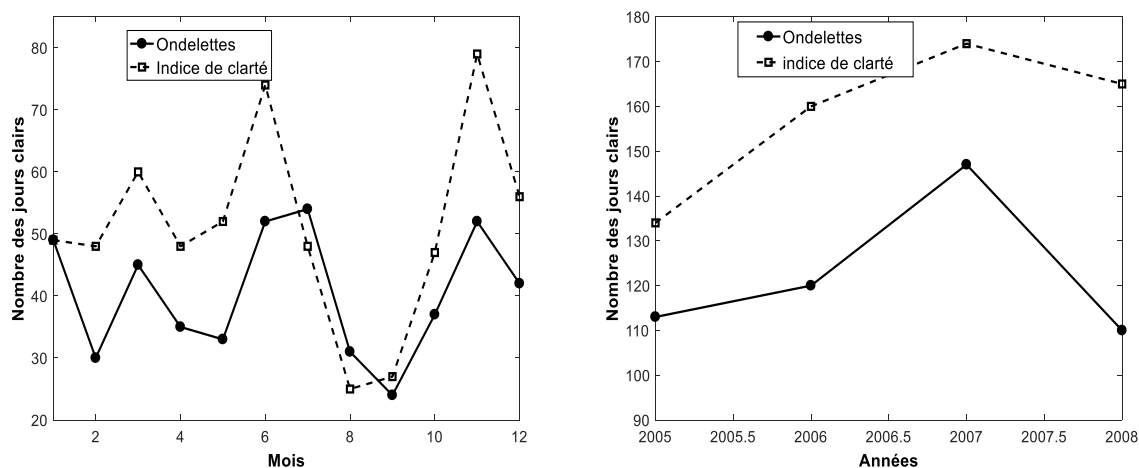


Figure II.4. (a) Nombre moyen des jours clairs par mois pour les années : 2005, 2006, 2007 et 2008, (b) Nombre moyen des jours clairs par an par les deux méthodes.

La méthode de l'indice de clarté est basée sur la moyenne horaires de l'irradiance solaire, cela la rend très sensible à la signature des nuages et des aérosols. Une journée perturbée peut facilement être classée comme clair en raison de ce calcul moyen, si la signature des nuages et les aérosols présentes dans le rayonnement solaire sont inférieure à quelques dixièmes de W/m^2 . Ceci est confirmé par Lopez et Battles [23]. La méthode a l'avantage de détecter ces fluctuations dans le rayonnement solaire (les sous figures des jours en haut de la Figure II.1) est considère ces jours comme des jours perturbés qui sont considérées comme des jours clairs par la méthode de l'indice de clarté ($k_t > 0.7$). Ces fluctuations seront transformées en des fréquences distinctes avec différentes magnitudes dans les coefficients détails comme c'est illustré dans la décomposition (Figure. II.2). En effet, le jour est classé comme clair ou

perturbé selon une valeur constante calculée automatiquement en fonction de l'importance des perturbations.

Néanmoins, nous observons sur la figure II.4 que les courbes obtenues avec les deux méthodes ont des formes très similaires. Nous notons que le nombre de jours clairs est assez faible entre le mois Juillet et Octobre. La raison est que la région de Ghardaïa est affectée par les nuages et les vents de sables au cours de ces mois. Le nombre de jours clairs obtenus durant 2005-2008 avec les deux méthodes sont données dans le tableau II.1 et tracées sur la figure II.4 (courbes de droite). Le pourcentage correspondant aux jours clairs par rapport à l'ensemble des données est également présenté dans le tableau II.1. La première ligne exprime le nombre et le pourcentage de jours clairs obtenus avec la méthode de l'indice de clarté et la deuxième en utilisant la méthode des ondelettes.

Tableau II.1. Nombre des jours clairs par an obtenus avec les deux méthodes et le pourcentage correspondant par rapport à l'ensemble des données utilisées.

Année	2005	2006	2007	2008
k_t				
Nombre de jours clairs	134	160	174	165
%	36.74	43.84	47.67	45.21
Ondelettes				
Nombre de jours clairs	113	120	147	110
%	30.96	32.88	40.27	30.14

Tableau II.2. Les erreurs de la modélisation en utilisant les jours clairs obtenus par les deux méthodes.

Année	Méthodes	MAE	RMSE	MAPE	r^2	R
2005	Ondelettes	8,78	11,47	2,08	0,995	0,998
	k_t	12,19	17	3,07	0,991	0,996
2006	Ondelettes	10,92	13,7	2,59	0,994	0,998
	k_t	15,31	21,53	4,35	0,983	0,992
2007	Ondelettes	8,52	11,03	2,01	0,997	0,999
	k_t	11,85	16,92	3,08	0,987	0,994
2008	Ondelettes	15,51	18,5	3,93	0,957	0,997
	k_t	19,24	25,24	5	0,946	0,992

Pour une étude plus approfondie de la performance de la méthode en ondelettes, nous avons modélisé le rayonnement solaire global mesuré avec le modèle Iqbal C (voir chapitre 3), pour voir comment il est affecté par le nombre de jours clairs estimés par les deux méthodes. L'analyse consiste alors à calculer plusieurs paramètres tels que l'erreur absolue moyenne (MAE), la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur moyenne absolue en pourcentage (MAPE), le coefficient de détermination (r^2) et le coefficient de corrélation (R) (Voire l'annexe A). Les valeurs de ces paramètres sont données dans le tableau II.2. La méthode des ondelettes fournit clairement les meilleures valeurs pour chaque paramètre par rapport à la méthode de l'indice de clarté. Nous concluons à ce stade que la méthode en ondelettes est plus efficace et ne dépend pas du site et des observations.

II.2.3. Méthode du filtrage adaptatif

II.2.3.1. Méthodologie

Le principe du filtrage adaptatif appliqué à l'identification d'un système inconnu, repose classiquement sur l'hypothèse que le système inconnu est modélisé par un filtre à Réponse Impulsionnelle Finie (FIR : Finite Impulse Response) de L coefficients, $c(n) = [c_0(n) \ c_1(n) \ c_2(n) \ \dots \ c_{L-1}(n)]^T$. Le filtre adaptatif \hat{c} , modélisé par un filtre FIR de taille idéalement égale à celle du système inconnu, a pour rôle de fournir une estimée \hat{y} du signal inconnu y à la sortie du système. L'estimée étant obtenue par la convolution du signal d'entrée x par le système \hat{c} .

La technique de filtrage adaptatif se décompose classiquement en deux étapes :

- Une étape de filtrage qui permet d'obtenir un estimé du signal inconnu en convoluant le signal d'entrée x avec les coefficients du filtre adaptatif \hat{c} . L'erreur d'estimation $e = d - y$ est ensuite utilisée dans la partie adaptation pour mettre à jour les coefficients du filtre.
- Une étape d'adaptation qui permet d'ajuster les coefficients du filtre adaptatif \hat{c} suivant un algorithme donné.

Les modules de base d'un filtre adaptatif sont illustrés dans la figure II.5 [25]. La sortie du filtre adaptatif et la réponse désirée sont traitées pour évaluer sa qualité par rapport aux exigences d'une application particulière. Ce module génère la sortie du filtre en utilisant des mesures du signal d'entrée. La structure de filtrage est linéaire ou non linéaire selon le concepteur et ses paramètres sont ajustés par l'algorithme adaptatif.

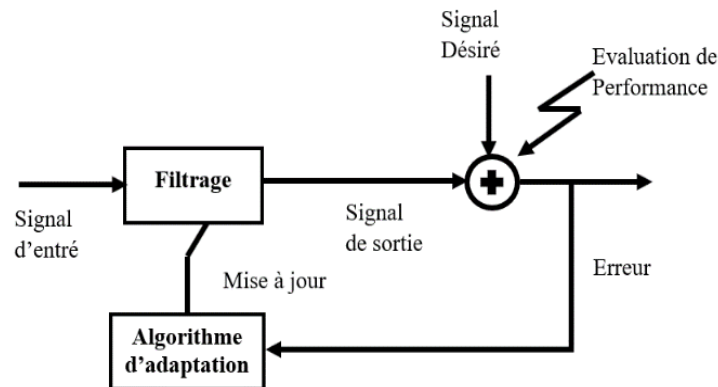


Figure II.5. Filtrage adaptatif.

L'algorithme de filtrage adaptatif permet de calculer les coefficients du filtre \hat{c} de façon à ce que la différence entre le signal d et la sortie du filtre \hat{y} soit minimum. Parmi ces algorithmes, on trouve LMS (Least Mean Square) et NLMS (Normalized Least Mean Square), où LMS a été développé pour la première fois par Widrow et Hoff en 1959 pour des applications de reconnaissance vocale. Il est aujourd'hui l'un des algorithmes les plus utilisés dans le filtrage adaptatif, principalement en raison de son efficacité et de sa simplicité de calcul. L'algorithme commence par supposer de petits poids (zéro dans la plupart des cas) à chaque étape et détermine le gradient de l'erreur estimée. Les poids du filtre sont ensuite mis à jour selon l'équation suivante [25]:

$$c_{n+1} = c_n + \mu \cdot e(n) \cdot x(n) \quad (\text{II.6})$$

Ici $x(n)$ est un vecteur d'entrée avec L valeurs retardées dans le temps. $w(n) = [c_0(n) \ c_1(n) \ c_2(n) \ \dots \ c_{L-1}(n)]^T$ est un vecteur avec L composantes contenant les coefficients de poids du filtre adaptatif FIR au moment n , $e(n)$ est l'erreur de filtrage estimée à n , et l'indice T représente l'opérateur de transposé. Le paramètre μ est le pas d'adaptation qui contrôle la convergence du filtre adaptatif. La sélection d'une valeur appropriée de μ est impérative pour les performances de l'algorithme LMS. Le temps mis par le filtre adaptatif pour converger vers la solution optimale sera trop long si sa valeur est trop petite. Le filtre adaptatif devient instable si μ est trop grand et sa sortie diverge [25,26].

La condition de stabilité de l'algorithme LMS est $0 < \mu < 2 / \lambda_{max}$, où λ_{max} est la plus grande valeur propre de la matrice d'autocorrélation du signal d'entrée $x(n)$. L'inconvénient de l'algorithme LMS est le pas d'adaptation qui est fixe pour chaque itération. Cela nécessite la connaissance des statistiques du signal d'entrée avant de commencer l'opération de filtrage

adaptatif. L'algorithme NLMS est une extension de l'algorithme LMS, qui consiste à normaliser le pas d'adaptation μ dans l'algorithme LMS par rapport à l'énergie du signal d'entrée pour réduire au minimum l'effet de la variation de la puissance du signal d'entrée et de rendre ainsi la convergence plus au moins uniforme en passant d'une étape d'adaptation à une autre. La formule de récursivité pour l'algorithme NLMS est donnée par [27] :

$$c(n+1) = c(n) + \frac{\mu}{\varepsilon + x^T(n).x(n)} \cdot e(n).x(n) \quad (\text{II.7})$$

où $0 < \mu < 2$ est la taille du pas d'adaptation de NLMS, $\varepsilon > 0$ est une constante de régularisation utilisée pour éviter la division par zéro.

L'algorithme NLMS est implémenté selon les étapes suivantes :

- Le signal de sortie $y(n)$ du filtre adaptatif est calculé par :

$$y(n) = c^T(n) \times x(n) \quad (\text{II.8})$$

- Le signal d'erreur du filtre estimé $e(n)$ à l'étape (n) est calculé comme la différence entre le signal désiré et la sortie du filtre :

$$e(n) = d(n) - y(n) \quad (\text{II.9})$$

- Les poids du filtre sont mis à jour pour la prochaine itération à l'aide de l'équation (II.7).

Notre méthode proposée (CDSM, Clear Day Selection Method) [24] est basée sur l'algorithme NLMS. Cette méthode est souvent utilisée dans le traitement du signal pour l'identification ou la suppression du bruit [28,29] et donc adapté au rayonnement solaire mesuré. En effet, les perturbations présentes dans le rayonnement solaire sont dues à la propagation du rayonnement solaire à travers l'atmosphère et sont bien assimilées comme bruit dans notre processus. L'idée principale de la méthode est de comparer le rayonnement solaire global résultant du filtrage adaptatif au modèle du rayonnement solaire à ciel clair. Le CDSM est résumé par les étapes suivantes (Figure II.6) [30] :

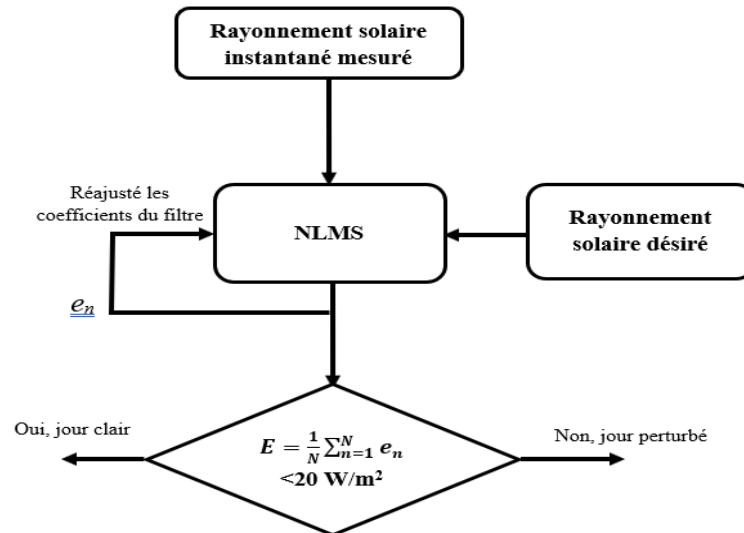


Figure II.6. Organigramme de la méthode CDSM.

- Le rayonnement solaire global mesuré est modélisé par le modèle du rayonnement solaire ciel clair.
- Le rayonnement solaire global mesuré est soumis à un filtrage FIR paramétré avec des coefficients c_n (voir section précédente): un échantillon du rayonnement solaire global modélisé est obtenu.
- L'erreur du filtre estimée entre les échantillons du rayonnement solaire global modélisé et le modèle de ciel clair est calculée.
- L'erreur du filtre estimée obtenue est utilisée dans l'étape suivante pour réajuster les coefficients du filtre FIR (c_{n+1}).
- Les étapes 1 à 4 se répètent pour tous les échantillons du rayonnement solaire global mesuré.

La figure II.7 montre un exemple de GSR mesuré quotidiennement (ligne en pointillés) superposé au modèle du rayonnement solaire global du ciel clair (ligne complète) pour un jour clair (gauche) et perturbé (droite). La figure II.8 montre le comportement du CDSM pour estimer le rayonnement solaire global en cas de jour clair (gauche) et perturbé (droite). Le filtre adaptatif prend un rayonnement solaire global mesuré en entrée et produit un rayonnement solaire global modélisé en ajustant récursivement les paramètres du filtre pour gérer les perturbations présentées dans le rayonnement solaire global mesuré. La figure II.9 montre l'erreur du filtre estimée obtenue lorsque le CDSM est exécuté sur les données de la figure II.8.

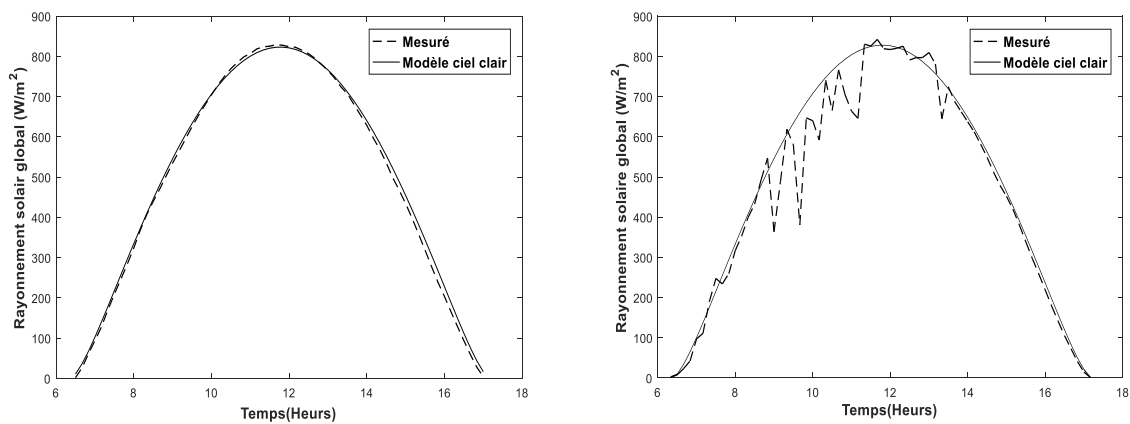


Figure II.7. Exemple d'un rayonnement solaire global mesuré (ligne pointillée) superposé au rayonnement solaire global par modèle de ciel clair (line continue).

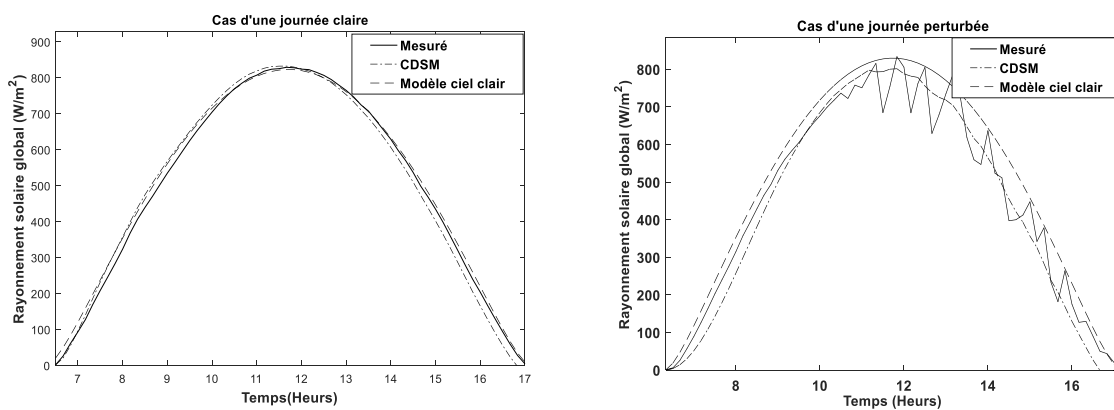


Figure II.8. Comportement du CDSM en cas de jour clair (à gauche) et perturbé (à droite).

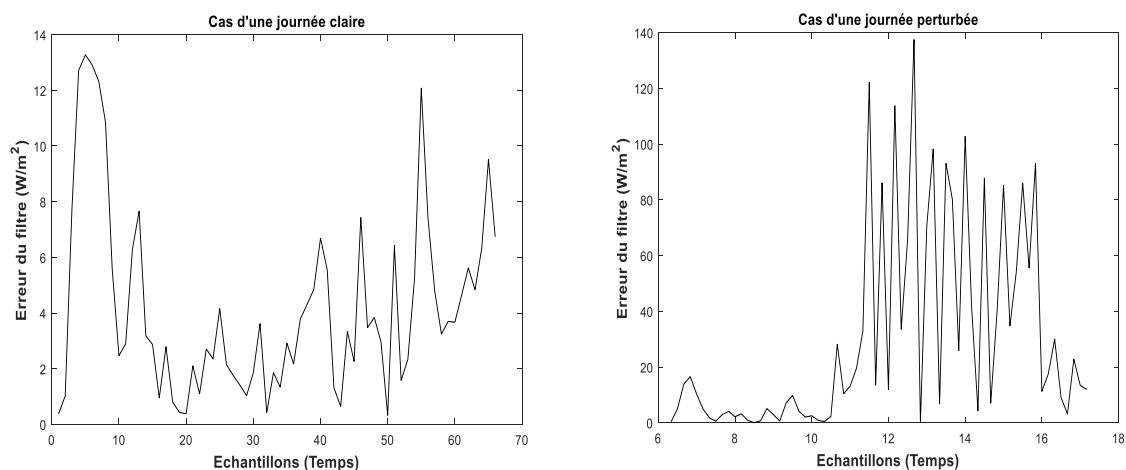


Figure II.9. Erreur du filtre estimée pour un jour clair (à gauche) et un jour perturbé (à droite).

Nous remarquons que la méthode permet d'avoir un rayonnement solaire global modélisé plus ou moins perturbé selon les données considérées. Il sera proche du modèle du rayonnement

solaire global lorsque l'erreur de filtre estimée est faible, c'est-à-dire le cas des jours clairs. Nous considérerons dans notre étude que les jours clairs correspondent à l'erreur de filtre estimée inférieure à 20 W/m^2 ; sinon, ils sont considérés comme perturbés.

II.2.3.2. Résultats et Discussion

Nous avons utilisé cinq ans (2005-2009) de mesures du rayonnement solaire global collectées au sein de l'ONM à Tamanrasset pour déterminer les jours clairs présents dans l'ensemble des données avec la méthode de l'indice de clarté et la méthode CDSM. Les résultats sont présentés dans le tableau II.3 et sur la figure II.10, où les barres d'erreur représentent l'écart-type. Les valeurs de k_t largement utilisées dans la littérature pour sélectionner les jours clairs ont été prises en compte pour la comparaison, soit $0.5 \leq k_t \leq 0.8$.

Tableau II.3. Nombre des jours clairs déterminés par CDSM et k_t

Années	2005	2006	2007	2008	2009
CDSM	136	133	173	173	120
$k_t=0.5$	303	316	319	322	305
$k_t=0.6$	244	254	279	274	254
$k_t=0.7$	114	133	158	170	139
$k_t=0.8$	2	7	6	14	7

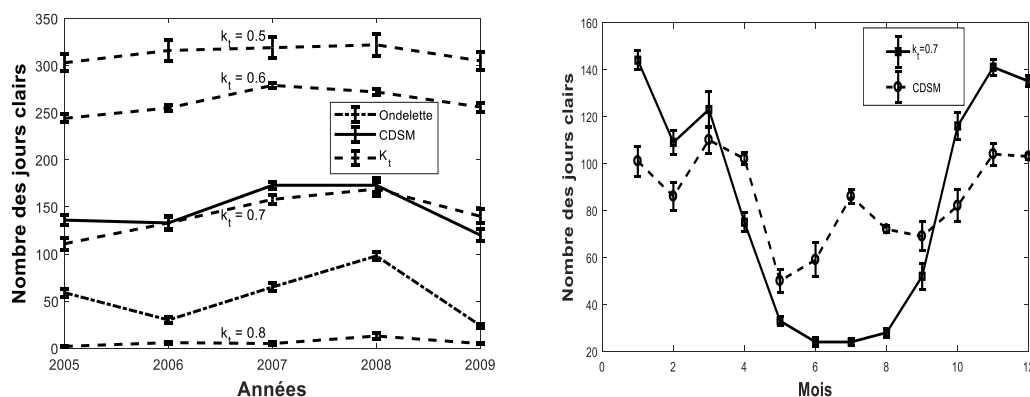


Figure II.10. Nombre de jours clairs sélectionnés avec les différentes méthodes : nombre par an (à gauche) et par mois (à droite).

Selon le graphe à gauche de la figure II.10, le nombre des jours clairs par an obtenu avec CDSM est proche à celui trouvé avec $k_t = 0.7$. Les valeurs de k_t inférieures à 0.7 surestiment le nombre de jours clairs tandis que les valeurs supérieures à 0.7 les sous-estiment. Les deux méthodes montrent la même tendance du nombre annuel de jours clairs avec un maximum autour de 2008. Si nous regardons les valeurs mensuelles des jours clairs calculées sur la

période 2005-2009, nous observons une différence entre les résultats du CDSM et ceux obtenus avec un indice de clarté k_t de 0.7 (voir la figure II.10 à droite). Les courbes ont des formes similaires mais la méthode de l'indice de clarté surestime le nombre de jours clairs par rapport à celle du CDSM entre les mois Octobre-Mars. Il n'y a pratiquement pas de jours clairs trouvés entre le mois du Mai et Août avec $k_t = 0.7$, ce qui laisse supposer que sa valeur doit être réajustée pendant le traitement.

Nous avons comparé le rayonnement solaire global mesuré des jours clairs obtenu avec à la fois $k_t = 0.7$ et CDSM à ceux estimés par le modèle décrit par Zaiani et al [35]. Nous avons utilisé plusieurs paramètres pour quantifier la comparaison (rmse, nrmse, mape, mbe, nmbe, R)(voir annexe A). Les résultats de la comparaison sont donnés dans le tableau II.4. Nous notons que le modèle correspond mieux au rayonnement solaire global mesuré est celle déterminé par le CDSM.

Tableau II.4 Erreurs moyennes annuelles entre le rayonnement solaire global mesuré et le calculé.

Méthode	Erreurs	2005	2006	2007	2008	2009	Moyenne
CDSM	rmse (W/m^2)	24.63	24.72	26.75	25.51	24.79	25.28
	nrmse (%)	3.63	3.64	4.43	4.19	3.54	3.88
	mape (%)	4.26	4.27	5.33	5.01	4.20	4.16
	mbe (W/m^2)	2.01	2.00	2.25	2.15	2.05	2.09
	nmbe (%)	0.27	0.27	0.59	0.55	0.27	0.39
	R	0.99	0.99	0.95	0.95	0.99	0.97
k_t	rmse (W/m^2)	42.00	41.45	44.11	37.47	47.84	42.58
	nrmse (%)	6.92	6.60	7.07	5.89	7.38	6.77
	mape (%)	7.56	7.29	7.82	6.68	8.40	7.55
	mbe (W/m^2)	1.24	2.97	2.89	2.54	-0.2	1.97
	nmbe (%)	0.11	0.43	0.40	0.35	0.03	0.27
	R	0.94	0.94	0.94	0.95	0.93	0.94

Les résultats montrent un R de 0.97, un RMSE de 25.28 W/m^2 , un MBE de 2.09 W/m^2 et un MAPE de 4.16% pour notre méthode alors qu'on obtient un R de 0.94, un RMSE de 42.58 W/m^2 , un MBE de 1.97 W/m^2 et un MAPE de 7.55% pour la méthode de l'indice de clarté. La figure II.11 montre la corrélation entre le rayonnement solaire global moyen mesuré des jours clairs sélectionnés par CDSM (graphe de gauche) et par la méthode de l'indice de clarté ($k_t =$

0.7) (graphe de droite) par rapport au rayonnement solaire global moyen calculé. Nous notons que le rayonnement solaire global des jours clairs sélectionnés avec CDSM est très bien corrélé avec le modèle par rapport à ce que nous obtenons avec la méthode de l'indice de clarté. Le coefficient de corrélation est de l'ordre de 0.99 pour le CDSM et de 0.95 en utilisant la méthode de k_t .

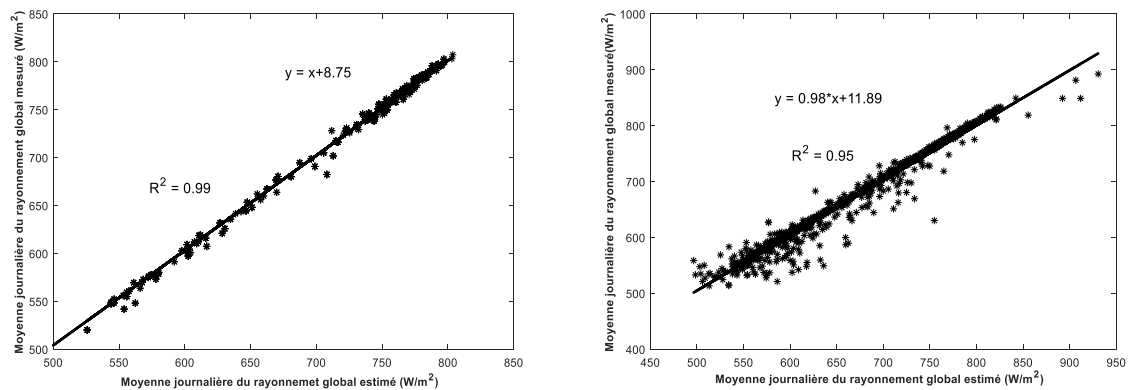


Figure II.11. Corrélation entre la moyenne quotidienne du rayonnement solaire global calculé et mesuré obtenue par le CDSM (à gauche) et avec l'indice de clarté pour $k_t = 0,7$ (à droite).

II.3. Modélisation du rayonnement solaire global au sol

Après la sélection des jours clairs, l'étape de modélisation du rayonnement solaire est indispensable pour caractériser un site donné. Cette modélisation fournit une information sur le rayonnement solaire dans un endroit semblable aux conditions atmosphériques à l'endroit où les données radiométriques sont collectées. Nous avons proposé un modèle semi-paramétrique de rayonnement solaire basé sur les réseaux de neurones. Ce modèle a été comparé avec deux autres modèles couramment (le modèle de Capderou et le modèle de Perrin) utilisés pour la prévision du rayonnement solaire en Algérie.

II.3.1. Modèle de Capderou

Capderou a proposé un modèle paramétrique basé sur le facteur de turbidité de Linke [30]. Ce modèle est essentiellement décrit pour l'Algérie dans l'atlas solaire algérien [30]. La turbidité Linke utilisée par le modèle est une combinaison de la turbidité atmosphérique due à l'absorption de vapeur d'eau, à la diffusion moléculaire et à la diffusion d'aérosols associée à une légère absorption [32, 33]. L'expression du rayonnement solaire directe dans des conditions de ciel clair est donnée par :

$$I_d = I_0 E_0 \cos(\theta) \exp[-T_l m \delta] \tag{II.32}$$

où I_0 et θ , sont la constante solaire (W/m^2) et l'angle d'incidence (en degrés) respectivement. m_a et δ sont la masse d'air et l'épaisseur optique de Rayleigh respectivement donnés par :

$$m_a = \frac{(0.89)^Z}{sinh} \quad (II.33)$$

$$\delta = \frac{1}{9.4 + 0.9m_a} \quad (II.34)$$

T_l est la turbidité de Linke donnée par :

$$T_l = T_0 + T_1 + T_2 \quad (II.35)$$

T_0 est la turbidité atmosphérique causée par l'absorption du vapeur d'eau :

$$T_0 = 2.4 - 0.9\sin\varphi + 0.1A_{he}(2 + \sin\varphi) - 0.2Z - (1.22 + 0.14A_{he})(1 - sinh) \quad (II.36)$$

T_1 est la turbidité atmosphérique représentant la diffusion moléculaire:

$$T_1 = (0.89)^Z \quad (II.37)$$

T_2 est la turbidité atmosphérique relative à la diffusion des aérosols couplée à une légère absorption:

$$T_2 = (0.9 + 0.4A_{he})(0.63)^Z \quad (II.38)$$

avec :

$$A_{he} = \sin\left(\frac{360}{365}(n - 121)\right) \quad (II.39)$$

où Z est l'altitude (km), n est le numéro du jour, φ est la latitude du lieu et A_{he} est l'alternance hiver-été.

Le rayonnement solaire diffus sur un plan horizontal est donné par l'équation suivante :

$$D_c = I_0 E_0 \exp[-1 + 1.06 \log(\sin(h))] + a - \sqrt{a^2 + b^2} \quad (II.40)$$

où a et b sont des coefficients exprimés par :

$$a = 1.1 \quad b = \log(T_l) - 2.8 + 1.02(1 - sinh)^2 \quad (II.41)$$

Le rayonnement solaire horizontal global est alors obtenu par :

$$G_c = I_d + D_c \quad (II.42)$$

II.3.2. Modèle de Perin

Perrin de Brichambaut a proposé un modèle empirique simple pour l'estimation des différentes composantes du rayonnement solaire [34]. Son modèle est basé sur des constantes spécifiques pour représenter l'état du ciel, comme l'indique le tableau II.5. Les différentes composantes du rayonnement solaire estimés sur une surface inclinée (ϕ) par rapport au plan horizontal sont exprimées par [34] :

Le rayonnement direct I_d :

$$I_d = A \exp\left[\frac{-1}{B \sin(h+2)}\right] \quad (\text{II.43})$$

Le rayonnement diffus I_{df} :

$$D_c = \left(\frac{1+\cos(\phi)}{2}\right) D_h + \left(\frac{1-\cos(\phi)}{2}\right) a G_h \quad (\text{II.44})$$

Le rayonnement global G :

$$G_c = I_d + D_c \quad (\text{II.45})$$

Avec

$$D_h = A' (\sinh)^{0.4} \quad G_h = A'' (\sinh)^{B''} \quad (\text{II.46})$$

où D_h est le rayonnement diffus reçus sur un plan horizontal, G_h est le rayonnement global reçus sur un plan horizontal, a est l'albedo de sol.

Tableau II.5 : Les valeurs des différentes constantes de l'atmosphère [33]

Etat de l'atmosphère	A	B	A'	A''	B''
Ciel bleu Foncé	1300	6	87	1150	1.15
Ciel bleu clair	1230	4	125	1080	1.22
Ciel bleu laiteux	1200	2.5	187	990	1.25

II.3.3 Modèle proposé par Zaiani et al

Dans notre approche, le rayonnement solaire global (GSR) à ciel clair est modélisé par un polynôme de quatrième degré avec des coefficients a_j ($j = 0 \dots 4$) [35]. Ces coefficients

sont les sorties du modèle ANN déjà créés. Les entrées du modèle ANN sont le maximum du rayonnement solaire de la journée (M), la mi-hauteur du rayonnement solaire de la journée FWHM et les deux coefficients d'Angstrom (α , β). Les étapes suivies pour établir le modèle sont décrites comme suit :

Nous avons sélectionné les jours clairs par la méthode des ondelettes décrite par Djafer et al [21]. Pour chaque jour clair, nous déterminons le maximum de l'éclairement global journalière (M) et son mi-hauteur (FWHM ; Full Width at Half Maximum) comme l'indique la figure II.12.

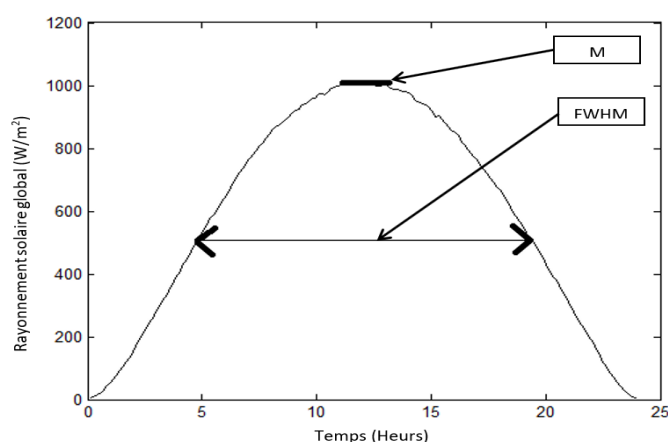


Figure II.12. Détermination du maximum M et de son FWHM.

La figure II.13 (a) et (b) illustrent respectivement la variation quotidienne de M et FWHM au cours de l'année. La variation moyenne quotidienne de ces deux paramètres en fonction du temps et de la déclinaison est montrée respectivement sur la figure II.14.

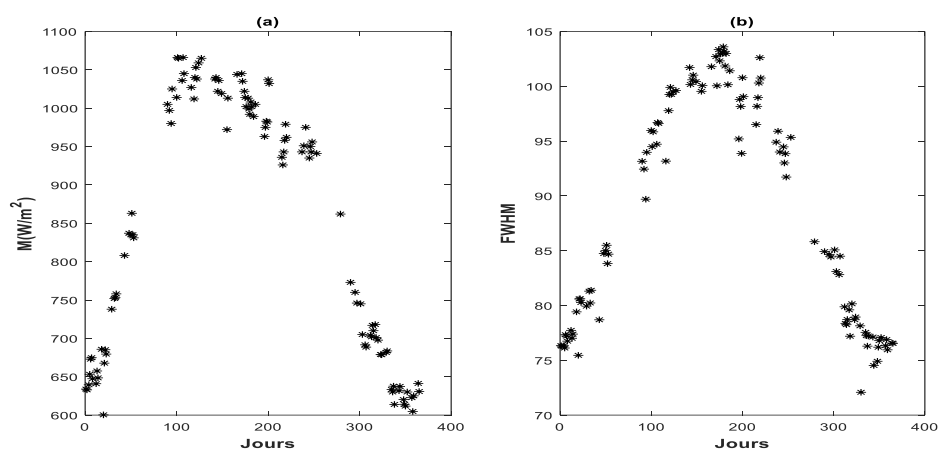


Figure II.13. (a) Variation quotidienne du M maximum, (b) variation quotidienne de la FWHM.

Selon la figure II.14(b), la variation moyenne quotidienne du paramètre FWHM est une gaussienne régulière ce qui n'est pas le cas pour la variation moyenne quotidienne du maximum M qui montre une forme gaussienne avec une régression linéaire entre Mai et Octobre. Ce comportement est confirmé par la figure II.15, où on trouve une régression linéaire du FWHM avec la déclinaison et pas tout à fait linéaire avec le maximum M.

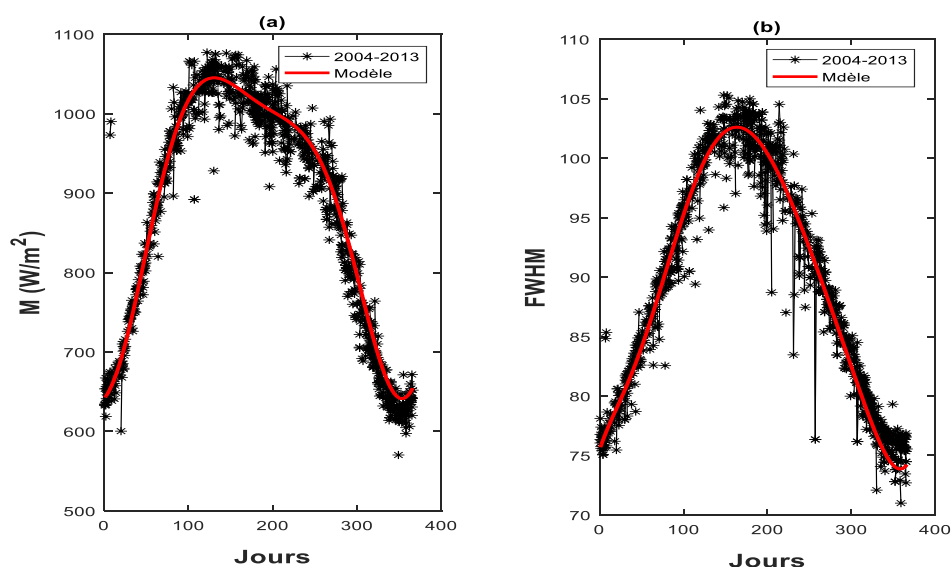


Figure II.14. (a) Variation moyenne quotidienne de M entre 2004 et 2013. (b) Variation moyenne quotidienne de FWHM entre 2004 et 2013.

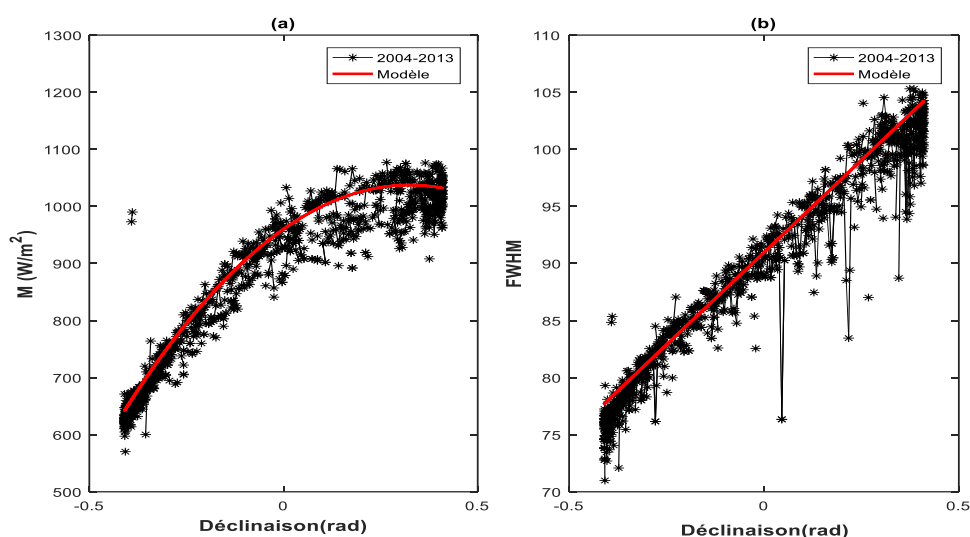


Figure II.15. (a) Variation moyenne quotidienne de M en fonction de la déclinaison entre 2004 à 2013, (b) Variation moyenne quotidienne de FWHM en fonction de la déclinaison entre 2004 à 2013.

La variation de ces deux paramètres avec le temps est modélisée chacune par un polynôme de degré 8 (équation II.47 et équation II.48). Les expressions analytiques de ces équations sont:

$$M(d) = m_0 + m_1d + \dots + m_8d^8 \quad (\text{II.47})$$

$$\text{FWHM}(d) = f_0 + f_1d + \dots + f_8d^8 \quad (\text{II.48})$$

Où d est le numéro du jour de l'année et θ est la déclinaison du soleil.

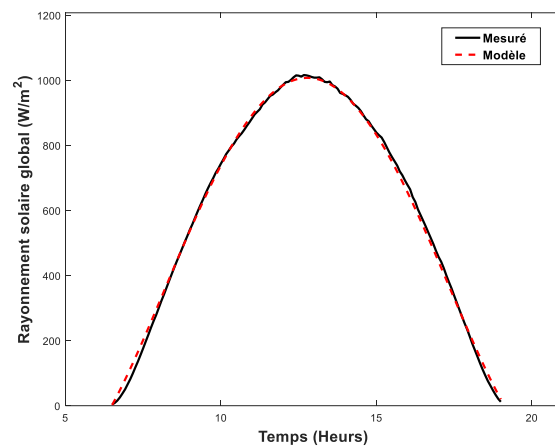


Figure II.16. Le rayonnement global mesuré (ligne noire) superposé à celui modélisé (ligne en pointillés rouge).

$$GSR(t) = a_0 + a_1t + a_2t^2 + a_3t^3 + a_4t^4 \quad (\text{II.49})$$

L'équation II.49 est un polynôme de quatrième degré avec des coefficients a_j ($j = 0 \dots 4$) et t est le temps de collecte de pas de 5 minutes. La figure II.16 représente un GSR du jour clair (ligne noire) superposé à celui modélisé (ligne en pointillés rouges). Par conséquent, pour chaque GSR du jour clair, nous aurons un vecteur x de six coefficients ($a_0, a_1, a_2, a_3, a_4, d$). Nous répétons le même processus pour N jours clairs sélectionnés. À la fin, nous aurons une matrice de dimension $N * A$, avec A égal à 6, qui représente la longueur du vecteur x . Chaque ligne de cette matrice représente un GSR pour un jour donné d . Puisqu'il est impossible d'avoir tous les jours de l'année comme jours clairs, nous devons construire un modèle qui permet d'estimer le GSR pour un jour donné de l'année. Pour ce faire, nous utiliserons la matrice créée ci-dessus pour développer un modèle basé sur les réseaux neurones (MultiLayer Perceptron, MLP) schématiser par la figure II.17.

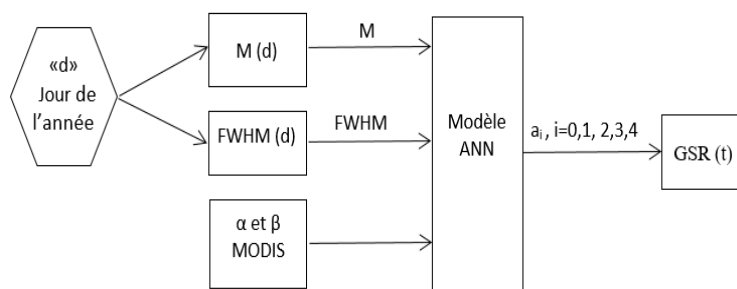


Figure II.17. Diagramme du modèle développé

II.3.4. Résultats et discussion

Tout d’abord, pour trouver une meilleure combinaison du modèle semi-empirique ANN, nous utilisons les valeurs du M et FWHM déterminées à partir des 372 jours clairs du rayonnement solaire global mesuré (Tableau II.6). Ces deux paramètres et avec deux autres paramètres de turbidités (α : l’exposant d’Angstrom et β : le coefficient d’Angstrom) sont introduites dans le modèle ANN pour le rayonnement solaire global calculé. Nous effectuons ce processus en modifiant les types de fonctions de ANN et le nombre d’entrées (voir la première et la deuxième colonne du tableau II.7).

Tableau II.6. Nombre des jours clairs par ans

year	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
N	54	93	93	117	68	68	45	48	86	50

Le résultat de l’évaluation utilisant la fonction de transfert sigmoïde tangente et une fonction de transfert linéaire (Purelin) dans la couche finale, est résumé dans le tableau II.7. Selon les valeurs de R, MAPE, RMSE et MBE (voir annexe A), la configuration Purelin – Purelin – Purelin avec quatre paramètres d’entrée est la meilleure. Les valeurs de R, MAPE RMSE et MBE selon cette configuration sont respectivement de 0.995, 0.930%, 5.939 W/m² et 0.661 W/m². Cette configuration a été utilisée pour tester le modèle ANN et qui sera considérée comme notre modèle avec les valeurs du FWHM et M calculées par les équations II.47 et II.48 comme entrées du modèle ANN.

La figure II.18(a) montre un exemple de rayonnement solaire global mesuré superposé à celui calculé. La figure II.18(b) représente l’énergie solaire global mesurée en fonction de celle estimée par notre modèle.

Tableau II.7: La précision du modèle ANN dans différentes situations.

Input parameters	ANN function	MAPE	R ²	RMSE	MBE
M , FWHM	Tansig-Tansig-Purelin	53.254	0.512	128.356	80.698
	Tansig-Purelin-Purelin	13.663	0.681	80.009	17.685
	Purelin-Purelin -Purelin	1.125	0.990	22.008	1.082
M, FWHM, α , β	Tansig-Tansig-Purelin	34.255	0.785	86.547	66.358
	Tansig-Purelin-Purelin	13.701	0.989	74.224	16.982
	Purelin-Purelin -Purelin	0.930	0.995	5.939	0.661

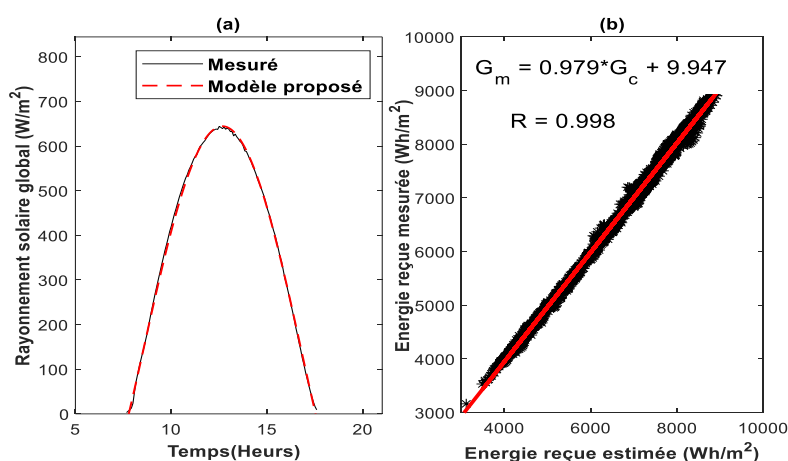


Figure II.18: (a) Un GSR mesuré (ligne noire) superposé à celui calculé (ligne en pointillés) (jour 25/11/2006), (b) l'énergie quotidienne reçue estimée et mesurée.

Dans la suite, nous testerons notre modèle proposé décrit par le diagramme illustré dans la figure II.17 en utilisant toutes les dates (d) des jours clairs du tableau II.6. Pour chaque jour donné d, nous déterminons le M et le FWHM en utilisant les équations (II.47) et (II.48). Ensuite, les valeurs calculées de M et FWHM avec les paramètres de turbidité α (Exposant d'Angstrom) et β (Coefficient d'Angstrom) obtenu à partir des mesures orbitales (MODIS), sont prises comme des entrées pour notre modèle ANN décrit dans la section ci-dessus pour obtenir les coefficients de l'équation II.49 et pour calculer le rayonnement solaire global correspondant.

La figure II.19 (a) représente le rayonnement solaire global mesuré (ligne noire) superposé à celui calculé (ligne pointillée rouge). L'analyse statistique entre l'énergie solaire global

journalier mesuré et celle estimée pour chaque année est donnée dans le tableau II.7. On note un bon accord entre le rayonnement solaire global mesuré et le rayonnement solaire global calculé. Nous constatons que les valeurs annuelles du MAPE varient entre 21,422% et 36.615%, pour R varient entre 0.966 et 0.990, et pour RMSE varient entre 28.491 W/m² et 37.128 W/m², et celles de MBE varient entre -0.403 W/m² et 8.058 W/m². De plus, nous avons comparé l'énergie solaire global mesuré et celle estimée (Figure II.19b). La relation entre eux est approximée par une droite ($G_m = G_c - 2.902$) où G_m est l'énergie solaire global mesuré et G_c est l'énergie solaire global estimée. En effet, les valeurs de R, RMSE, MAPE et MBE sont respectivement 0.941, 20.90 W/m², 2.750 % et 2.709 W/m².

Ensuite, la comparaison entre notre modèle et celui du Capderou et Perrin (Tableau II.8) a été effectué. Nous notons que notre modèle donne des meilleurs résultats avec R de 0.982, RMSE de 31.524 W/m² et un MBE de 7.937 W/m² (voir la dernière colonne).

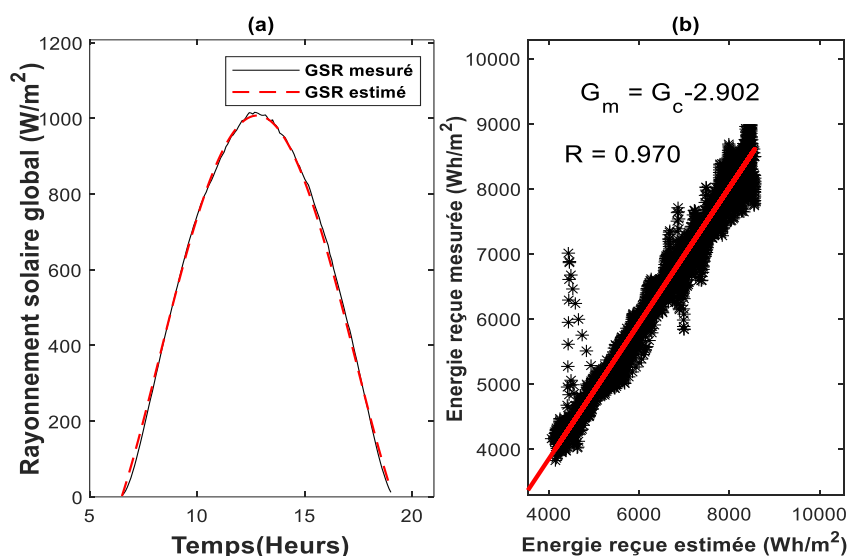


Figure II.19. (a) Un GSR mesuré (ligne noire) superposé à celui calculé (ligne en pointillés) (jour 26/07/2004), (b) l'énergie quotidienne reçue estimée et mesurée.

Une analyse plus détaillée a été effectuée en suivant la même méthodologie et ce en utilisant le rayonnement solaire global horaire mesuré. Le tableau II.9 représente les erreurs statistiques entre le rayonnement solaire global mesuré et notre modèle. La moyenne du RMSE varie entre 27.125 W/m² et 35.964 W/m² et celle de MBE varie entre -0.009 W/m² et

Tableau II.8. Analyse statistique du rayonnement solaire global mesuré et celui calculé avec notre modèle, le modèle de Perrin et le modèle de Capderou.

Statistical		2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	Average
R	Model	0.978	0.982	0.990	0.983	0.984	0.983	0.982	0.986	0.981	0.966	0.982
	Capderou	0.976	0.980	0.985	0.979	0.982	0.982	0.980	0.985	0.980	0.964	0.979
	Perrin	0.976	0.981	0.986	0.983	0.983	0.982	0.980	0.985	0.980	0.967	0.980
MAPE	Model	0.020	0.020	0.015	0.014	0.018	0.016	0.018	0.017	0.014	0.021	0.020
	Capderou	0.046	0.041	0.042	0.040	0.041	0.041	0.041	0.041	0.041	0.040	0.042
	Perrin	0.037	0.045	0.049	0.048	0.049	0.051	0.051	0.051	0.051	0.050	0.048
RMSE	Model	33.765	31.708	30.029	29.738	30.600	31.035	31.129	28.491	30.618	37.128	31.524
	Capderou	33.092	34.822	32.665	31.550	33.370	35.552	36.585	32.371	35.094	41.550	34.665
	Perrin	33.656	38.596	42.158	41.350	42.085	43.099	42.649	42.921	42.615	42.720	41.185
MBE	Model	7.937	7.635	-4.173	-0.403	8.044	2.172	8.058	5.558	3.241	-6.789	7.937
	Capderou	7.012	8.110	-3.360	-0.384	-6.358	-8.421	-8.,401	-7.404	-9.372	-8.421	-8.300
	Perrin	-5.549	-13.045	-19.611	-18.978	-21.116	-23.581	-23.396	-24.484	-23.901	-23.978	-19.764

Tableau II.9. Analyse statistique de la différence entre les valeurs horaires de GSR mesuré et le GSR calculé.

Statistical		2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	Average
RMSE	Model	32.622	30.494	28.833	28.412	29.608	30.045	31.009	27.125	28.666	35.964	30.277
	Capderou	33.633	38.563	42.272	41.460	42.229	43.257	42.793	43.088	42.774	42.873	41.294
MBE	Model	0.614	0.622	-0.345	-0.009	0.670	0.172	0.650	0.497	0.314	-0.490	0.269
	Capderou	-0.493	-1.117	-1.655	-1.601	-1.777	-1.980	-1.963	-2.052	-2.004	-2.008	-1.665

0.670 W/m². Nous avons comparé les résultats obtenus au modèle de Capderou. Nous notons que notre modèle donne les meilleurs résultats avec une moyenne de RMSE égale à 30.277 W/m² et une moyenne de MBE égale à 0.269 W/m².

II.4. Modélisation satellitaire du rayonnement solaire

II.4.1. Méthodologie

Plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature par divers chercheurs et ont démontré la faisabilité de l'extraction du rayonnement solaire incident au sol par traitement d'images satellitaires. Ces méthodes peuvent être classées en trois grandes familles [36,37] :

- Modèles statistiques

Ce sont des modèles qui s'articulent autour des concepts tels que la corrélation entre les données satellitaires et des grandeurs météorologiques représentatives du rayonnement solaire.

- Modèles empiriques

Ces modèles reposent sur l'interaction du rayonnement solaire avec les phénomènes physiques prévalant dans l'atmosphère et au niveau de la surface de la terre. Ces phénomènes sont liés aux processus d'absorption, de diffusion et de réflexion observées dans de tels milieux et permettent d'établir le bilan des échanges d'énergie. Ces échanges sont alors décrits par une équation où interviennent principalement dans le flux d'irradiation solaire G_r réfléchi vers l'espace par les couches supérieures de l'atmosphère, la partie G_a du rayonnement absorbé par l'atmosphère, le flux global d'irradiation solaire G mesuré au sol et la valeur extraterrestre G_0 de ce rayonnement.

- Modèles physiques

Ces modèles sont basés sur le transfert radiatif du rayonnement solaire dans le système Terre-Atmosphère. Cependant, les échanges radiatifs dans ce système sont décrits analytiquement par des équations dans lesquelles les grandeurs physiques sont représentées par des paramètres universels répertoriés au niveau des banques de données d'organismes internationaux tels que l'Organisation Mondiale de la Météorologie (O.M.M).

Dans notre thèse, nous avons adoptées les méthodes empiriques pour l'estimation du rayonnement solaire globale basées sur les images METEOSAT MSG SEVERI (Meteosat Second Generation). Ces images sont prises par le satellite géostationnaire MSG-3 tous les quarts d'heure sur 12 canaux. Ces images qui couvrent tout le disque terrestre se composent de 3712 x 3712 pixels codés sur 10 bits, représentant donc des niveaux de gris allant de 0 à 1023.

Les valeurs obtenues pour chaque pixel de l'image sont des comptes numériques (CN). Pour lier les comptes numériques de chaque pixel à la quantité d'énergie reçue par le satellite pour ce pixel, il faut calibrer les images. Pour cela, EUMETSAT a mis à notre disposition des coefficients de calibration et des formules pour convertir les comptes numériques en radiance (R) exprimées en W/m²/sr. La relation entre le compte numérique de chaque pixel et la radiance qui lui correspond est donnée par la relation ci-dessous :

$$R = CN \times CAL_{slope} + CAL_{offset} \quad (II.50)$$

R: radiance (W/m²/sr) CN : le compte numérique.

CAL_{slope} et CAL_{offset} sont les paramètres d'échelle linéaire obtenues à partir du fichier prologue du cycle de répétition diffusé pour chaque image (Tableau II.10). On doit noter que CAL_{slope} et CAL_{offset} sont des facteurs d'échelle presque fixes [38, 39].

Tableau II.10. Les coefficients de calibration des canaux visible du capteur SEVIRI

Canal	CAL_{slope}	CAL_{offset}
VIS006	0.023128	-1.179533
VIS008	0.029727	-1.516057
HRV	0.031999	-1.631964

Après le calcul de la radiance, on convertit la radiance en réflectance comme suit :

$$Ref(canal) = \frac{\pi R d^2}{I(canal) \cos(\theta(t,x))} \quad (II.51)$$

Où $\theta(t, x)$ est l'angle solaire zénithale en radian à l'instant t et au lieu x , et d est la distance terre-soleil (en Unité Astronomique AU), calculée en fonction du jour julien par la relation suivante :

$$d = 1 - 0.0167 \cos\left(\frac{2\pi(\text{Jour Julien}-3)}{365}\right) \quad (II.52)$$

$I(\text{canal})$ est la radiance de la bande solaire dépendant du canal d'observation, donnée par le tableau II.11 [38].

Tableau II.11. La radiance de la bande solaire en 1 AU pour les images MSG-3

Numéro	Canal	MSG-3
1	VIS 006	65,5148
2	VIS 008	73,1807
3	NIR 1.6	62,0208
12	HRV	78,9416

Après l'obtention de la réflectance, on déduit l'indice de clarté (k_t) comme suit :

- Ciel clair : $R_{ib} \leq R_c$: $k_t=1$
- Ciel partiellement couvert : $R_c < R_{ib} < R_n$: $k_t = 1 - (1 - k_0) \frac{R_{ib}-R_c}{R_n-R_c}$
- Ciel totalement couvert : $R_{ib} \geq R_n$: $k_t=k_0$ avec $k_0 = 0.2$

Les réflectances R_c et R_n sont calculées à partir des images référentielles totalement claires et totalement nuageuses respectivement (Figure II.20).

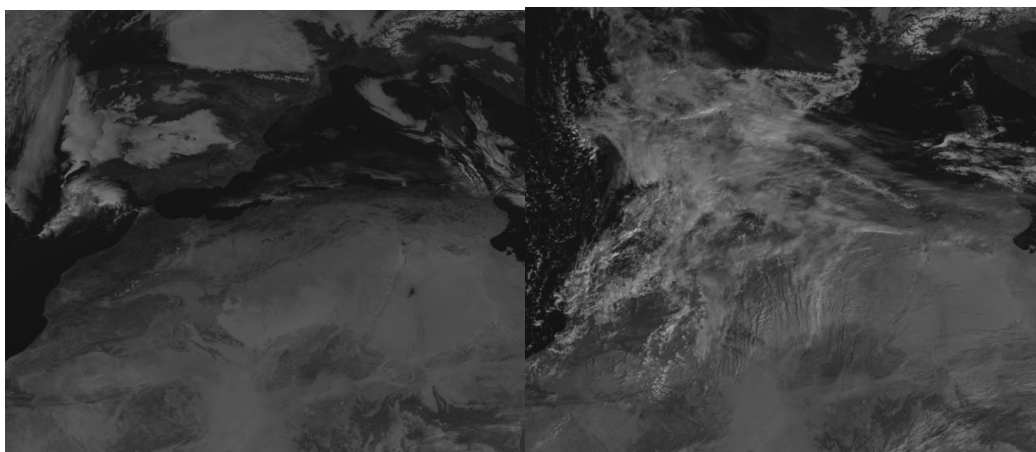


Figure II.20. Exemple d'une image référentielle : ciel clair (à gauche), ciel couvert (à droite)

L'indice de clarté est défini comme le rapport entre l'irradiation solaire globale G_e et l'irradiation solaire globale par ciel clair G_c . Le rayonnement solaire global estimé au sol est exprimé par :

$$G_e = k_t(i, j) G_c(i, j) \quad (\text{II.52})$$

Nous avons développé certains modèles empiriques basés sur le coefficient de turbidité de Linke. Ces modèles sont :

- Modèle de Gistel où le rayonnement global est donné par :

$$G_c = E_o \times (1300 - 75T_l)(\sinh)^{[(36+T_l)/33]} \quad (\text{II.53})$$

- Modèle de Kasten où le rayonnement global est donné par :

$$G_c = I_0 \sin(h) 0,84 \exp[-0,027 T_l / \sin(h)] \quad (\text{II.54})$$

- Modèle de ESRA 2 où le rayonnement global est donné par :

$$I_d = I_0 \varepsilon T_{rb}(T_l) F_b(h, T_l) \quad (\text{II.55})$$

$$D_c = I_0 \varepsilon T_{rd}(T_l) F_d \quad (\text{II.56})$$

$$G_c = B_c + D_c \quad (\text{II.57})$$

- Modèle de Capderou où le rayonnement global est donné par :

$$I_d = I_0 \varepsilon \cos(\theta) \exp[-T_l m \delta] \quad (\text{II.58})$$

$$D_c = I_0 \exp[-1 + 1.06 \log(\sin(h))] + a - \sqrt{a^2 + b^2} \quad (\text{II.59})$$

$$G_c = I_d + D_c \quad (\text{II.60})$$

II.4.2. Résultats et discussion

La figure II.21 suivante représente le rayonnement solaire global estimé à partir des images MSG3 pour les modèles Capderou, ESRA2 et Gistel superposé au rayonnement mesuré.

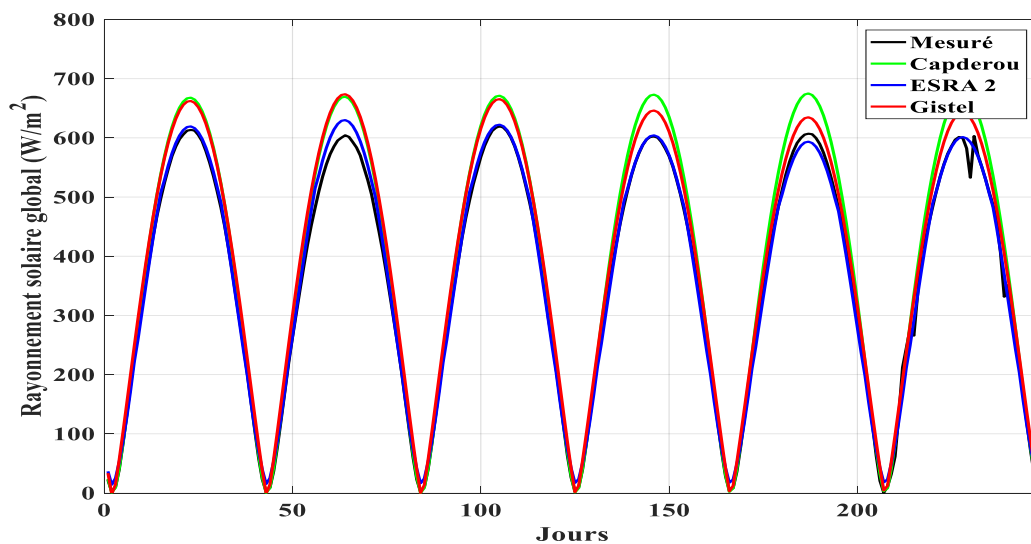


Figure II.21. Rayonnement solaire global estimé à partir des images MSG3 par les trois modèles (Capderou, ESRA2, Gistel)

D'après la figure II.21, on remarque que les modèles utilisés montrent des résultats différents surtout au zénith. On remarque que le modèle ESRA 2 donne une meilleure estimation du rayonnement solaire global par rapport aux autres modèles dans le cas d'une journée claire.

Une analyse statistique a été effectuée pour calculer la moyenne journalière du rayonnement solaire global. Nous avons utilisé des images collectées durant 22 jours du mois Janvier (2015) téléchargées à partir du site Eumetsat. Nous avons comparé le rayonnement moyenne journalière estimé à celui mesuré au sol. Les résultats sont illustrés par la figure II.22 et le tableau II.12.

Tableau II.12. Les erreurs statistiques moyennes entre le rayonnement solaire global journalier mesuré et calculé.

Modèle	RMSE (Wh/m ²)	MAPE (%)	MBE (Wh/m ²)	R
Capderou	544.28	14.52	279.83	0.82
ESRA 2	470.59	11.18	213.83	0.86
Gistel	501.80	12.48	244.74	0.83

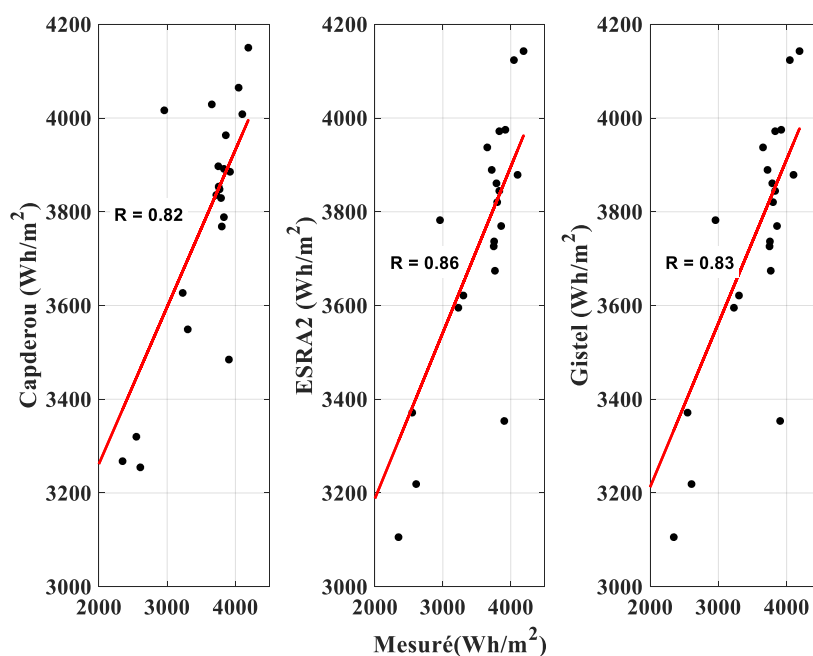


Figure II.22. Corrélation entre le rayonnement estimé par différents modèles et le rayonnement mesuré

La figure II.22 montre la corrélation entre le rayonnement global journalier estimé à partir des images satellitaires par les modèles utilisés et le rayonnement solaire global journalier mesuré au sol. Les résultats confirment la bonne corrélation entre les deux paramètres (rayonnement mesuré et estimé) dans le cas du modèle ESRA 2 par rapport aux autres modèles. En effet, les modèles Capderou, ESRA 2 et Gistel ont respectivement un R de 82%, 86% et 83%, et une RMSE de 544.28 Wh/m², 470.59 Wh/m² et 501.80 Wh/m², et une MAPE de 17.52%, 11.18%, 12.48%, et une MBE de 279.83 Wh/m², 213.83 Wh/m² et 244.74 Wh/m². Nous concluons que le modèle ESRA est plus approprié pour estimer le rayonnement solaire global à partir des images satellitaires surtout dans le cas des jours clairs.

II.5. Conclusion

Dans ce chapitre, deux méthodes de la sélection automatique des jours clairs à partir des mesures du rayonnement solaire global ont été proposées.

La première est basée sur la transformé en ondelettes. Dans cette méthode on utilise les propriétés de la transformée en ondelettes pour calculer automatiquement une valeur du seuil pour distinguer entre les jours clairs et les jours perturbés. Le seuil est choisi en fonction du niveau de bruit présent dans le rayonnement solaire. Cette méthode a été comparé avec la méthode conventionnelle ; l'indice de clarté. Les résultats obtenus montrent une différence dans le nombre des jours clairs trouvés pour les deux méthodes. Les valeurs des erreurs de modélisation en utilisant les jours clairs sélectionnés par la méthode d'ondelettes sont clairement les meilleures avec une valeur moyenne de 0.998 de R, 13.67 W/m² de RMSE, 10.93 W/m² de MAE et 2.65% de MAPE.

La deuxième méthode est basée sur le principe du filtrage adaptatif, où l'algorithme NLMS est mise en œuvre pour aborder l'objectif de la distinction entre les jours clairs et les jours perturbés. Nous avons validé notre méthode par une comparaison avec la méthode de l'indice de clarté. Les valeurs de k_t largement utilisées sont les valeurs entre 0.5 et 0.8. Les données utilisées dans cette comparaison sont collectées au niveau d'ONM de Tamanrasset. Les résultats trouvés montrent que le nombre de jours clairs par an obtenu avec CDSM est proche de celui trouvé avec $k_t = 0.7$. Les valeurs de k_t inférieures à 0.7 surestiment le nombre de jours clairs tandis que les valeurs supérieures à 0.7 le sous-estiment. Les deux méthodes montrent la même tendance pour le nombre annuel de jours clairs avec un maximum autour de 2008. Les valeurs des erreurs de modélisation en utilisant les jours clairs sélectionnés par la méthode CDSM et ceux déterminées par la méthode de l'indice de clarté sont clairement les

meilleures avec une valeur moyenne de 0.97 pour R, 25.28 W/m² pour RMSE, 2.09 W/m² pour MBE et 4.16% pour MAPE.

Un modèle du rayonnement solaire à ciel clair a été établi pour estimer le rayonnement solaire global. Ce modèle est basé sur les réseaux de neurones, avec les inputs qui sont des paramètres empiriques (M, FHWM) et physiques (α , β). Le modèle a été comparé avec des modèles souvent utilisés dans les régions étudiées tel que le modèle de Perrin et Capderou. Nous avons noté un bon accord entre le rayonnement solaire global mesuré et le rayonnement solaire global calculé par le modèle proposé, où les valeurs annuelles pour MAPE varient entre 21,422% et 36.615%, pour R entre 0.966 et 0.990, pour RMSE entre 28.491 W/m² et 37.128 W/m² et celles de MBE entre -0.403 W/m² et 8.058 W/m². De plus, nous avons comparé la moyenne journalière du rayonnement solaire global mesurée et calculée. La relation entre eux est approximée par une droite et le résultat montre des valeurs de R, RMSE, MAPE et MBE de 0.941, 20.90 W/m², 2.750 % et 2.709 W/m² respectivement.

Trois modèles empiriques ont été utilisés, le modèle de Capderou, le modèle ESRA2 et le modèle de Gistel, afin de modéliser le rayonnement solaire global en utilisant les images satellitaires. Les résultats montrent une bonne corrélation entre le rayonnement global journalier estimé à partir des images satellitaires par le modèle de ESRA2 et le rayonnement solaire global journalier mesuré au sol. En effet, les modèles Capderou, ESRA 2 et Gistel ont respectivement un R de 82%, 86% et 83%, et une RMSE de 544.28 Wh/m², 470.59 Wh/m² et 501.80 Wh/m², et une MAPE de 17.52%, 11.18%, 12.48%, et une MBE de 279.83 Wh/m², 213.83 Wh/m² et 244.74 Wh/m².

Références

- [1] Katiyar AK, Pandey CK (2010). Simple correlation for estimating the global solar radiation on horizontal surfaces in India. *Energy*:1–6.
- [2] Besharat F., Dehghan A.A. and Faghieh A.R. (2013). Empirical models for estimating global solar radiation: A review and case study, *Renewable Energy* 55, 85-103
- [3] Gueymard C.A. (2012). Clear-sky irradiance predictions for solar resource mapping and large-scale applications: Improved validation methodology and detailed performance analysis of 18 broadband radiative models. *Solar Energy* 86, 2145–2169
- [4] Badescu V., Gueymard C.A., Cheval S., Oprea C., Baciú M., Dumitrescu A., Iacobescu F., Milos I. and Rada C. (2012). Computing global and diffuse solar hourly irradiation on clear sky. Review and testing of 54 models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 16, 1636–1656
- [5] Antonanzas-Torres F., Urraca R., Polo J., Perpignan-Lamigueiro O. and Escobar R. (2019). Clear sky solar irradiance models: A review of seventy models. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 107, 374–387
- [6] Wong L.T., Chow W.K. (2001). Solar radiation Model. *Applied Energy* 69, 1941-224.
- [7] Bird R.E and Hulstron R.L. (1981). A Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces. *Solar Energy Research Institute*, TR-642-761.
- [8] Basaran K., Özçift A. and Kılınc D. (2019). A New Approach for Prediction of Solar Radiation with Using Ensemble Learning Algorithm. *Arabian Journal for Science and Engineering* volume 44, pages7159–717
- [9] Bakhashwain J.M. (2016). Prediction of global solar radiation using support vector machines. *International Journal of Green Energy* Volume 13, 2016 - Issue 14
- [10] Alves M.C., Sanches L., Nogueira J.D.S. and Silva V.A.M. (2013). Effects of sky conditions measured by the clearness index on the estimation of solar radiation using a digital elevation model. *Atmospheric and Climate Sciences* 3:618–626
- [11] Khem N.P., Binod K.B., Balkrishna S. and Berit K. (2012). Estimation of global solar radiation using clearness index and cloud transmittance factor at trans-Himalayan region in Nepal. *Energy Power Eng* 4:415–421
- [12] Mellit A., Kalogirou S.A., Shaari S., Salhi H. and Hadj Arab A. (2008). Methodology for predicting sequences of mean monthly clearness index and daily solar radiation data in remote areas: application for sizing a stand-alone PV system. *Renew Energy* 33:1570–1590
- [13] Bendt P., Collares-Pereira M. and Rabl A. (1981). The frequency distribution of daily insolation values. *Sol Energy* 27 :1–5

- [14] Ahmed M.A., Ahmad F. and Akhtar M.W. (2008). Estimation of global and diffuse solar radiation for Hyderabad, Sindh, Pakistan. *J Basic and Appl Sci* 5:73–77
- [15] Reindl D.T., Beckman W.A. and Duffie J.A. (1990). Diffuse fraction correlation. *Sol Energy* 45:1–7
- [16] Li D.H.W., Lam J.C. (2001). An analysis of climate parameters and sky condition classifications. *Build Environ* 36 :435–445
- [17] Li D.H.W., Lau C.C.S. and Lam J.C. (2004). Overcast sky conditions and luminance distribution in Hong Kong. *Build Environ* 39 :101–108
- [18] Iqbal M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Toronto
- [19] Serban C. (2009). Estimating clear sky solar global radiation using clearness index, for Brasov urban area. *International Conference on Maritime and Naval Science and Engineering*, ISSN:1792- 4707
- [20] Ndilemeni C.C., Momoh M. and Akande J.O. (2013). Evaluation of clearness index of Sokoto using estimated global solar radiation. *IOSR Journal of Environmental Science, Toxicology and Food Technology* 5:51–54
- [21] Djafer D., Irbah A., and Zaiani M. (2017). Identification of clear days solar irradiance observations using a new method based on the wavelet transform. *Renewable Energy*, 101 347-355.
- [22] Starck J.L., Murtagh F. and Bijaoui A. (1998), *Image Processing and Data Analysis: the Multiscale Approach*, Hardback and softback.
- [23] Lopez G. and Battles F.J. (2004), Estimate of the atmospheric turbidity from three broadband solar radiation algorithms. A comparative study, *Ann. Geophysicae* 22, 2657-2668.
- [24] Zaiani M., Djafer D., Chouireb F., Irbah A. and Hamidia M. (2019). New method for clear day selection based on normalized least mean square algorithm. *Theoretical and Applied Climatology*, <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03059-5>
- [25] Dixit S. and Nagaria D. (2017). LMS adaptive filters for noise cancellation: a review. *International journal of electrical and computer engineering (IJECE)* 7: 2520 2529
- [26] Sharma L. and Mehra R. (2016) Adaptive noise cancellation using modified normalized least mean square algorithm. *Int J Eng Trends Technol* 34:215–219
- [27] Hamidia M. and Amrouche A. (2016). Improved variable step-size NLMS adaptive filtering algorithm for acoustic echo cancellation. *Digit Signal Process* 49:44–55
- [28] Sahu K. and Sinha R. (2015). Normalized least mean square (NLMS) adaptive filter for noise cancellation. *International Journal of Processes in Engineering, Management, Science and Humanities* 1:49–53

- [29] Gupta N. and Bansal P. (2016). Evaluation of Noise Cancellation Using LMS and NLMS Algorithm. *International Journal of Scientific & Technology Research* 5: 69-72
- [30] Quadri A., Manesh M.R. and Kaabouch N. (2017). Noise Cancellation in Cognitive Radio Systems: A Performance Comparison of Evolutionary Algorithms. *IEEE 7th Annual Computing and Communication Workshop and Conference (CCWC)*
- [31] Capdrou M. (1987). *Atlas Solaire de l'Algérie, Modèles Théoriques et Expérimentaux*. Office des Publications Universitaires, Volume1, Tome 2, Algérie.
- [32] Marif Y., Chiba Y., Belhadj M.M., Zerrouki M. and Benhammou M.A. (2018). Clear Sky Irradiation Assessment Using A Modified Algerian Solar Atlas Model in Adrar City, *Energy Reports*, Vol. 4, pp. 84-90.
- [33] Yaiche M.R., Bouhanik A., Bekkouche S.M.A. and Malek A., Benouaz T. (2014). Revised Solar Maps of Algeria Based on Sunshine Duration. *Energy Convers. Manage.* 82, 114–123.
- [34] Bekkouche Sidi Mohammed El Amine. *Modélisation du Comportement Thermique de Quelques Dispositifs Solaires*. Thèse de doctorat en Physique, 2008, Université Abou-Bakr Belkaïd – Tlemcen.
- [35] Zaiani M., Djafer D. and Chouireb F. (2017). New Approach to Establish a Clear Sky Global Solar Irradiance Model. *International Journal of Renewable Energy Research*, Vol.7, No.3,
- [36] Noia M., Ratto C.F. and Festa R. (1993). Solar Irradiance Estimation from Geostationary Satellite Data: Statistical Models. *Solar Energy*, Vol 51, No. 6, pp 449-456
- [37] Noia M., Ratto C.F. and Festa R. (1993). Solar Irradiance Estimation from Geostationary Satellite Data: Physical Models. *Solar Energy*, Vol 51, No. 6, pp 457-465
- [38] Reguiegue M., *Analyse Numérique des Images Appliquée à la Télédétection*. Thèse de Doctorat en Sciences, université Amar Thelidji, Laghouat, 2018.
- [39] Bouchouicha K., *Modélisation Multispectrale Des Images Satellitaire - Application : Quantification du bilan d'énergie Sol-Atmosphère*. Thèse doctorat en sciences, université d'Oran, 2017.

Chapitre III

Estimation des facteurs de turbidité

Chapitre III : Estimation des facteurs de turbidité

III.1. Introduction

Au moment de la mesure, l'état de l'atmosphère affecte considérablement la quantité et la qualité du rayonnement solaire reçu au sol, particulièrement par la présence des aérosols liquides ou solides dispersés ou regroupés en nuages. Ces derniers interagissent avec le rayonnement solaire à travers les processus de diffusion, d'absorption et d'extinction. Ces coefficients sont des propriétés locales de l'atmosphère qui constituent le concept de la turbidité atmosphérique. Parmi les paramètres qui caractérisent la turbidité atmosphérique le coefficient (β) et l'exposant (α) d'Angstrom. La mesure de ces paramètres se fait directement à l'aide d'un instrument appelé photomètre (voir chapitre I, section 5). Dans ce contexte, un réseau mondial dit AERONET « Aerosol Robotic Network » s'est spécialisé dans la fourniture des données d'épaisseur optique des aérosols (AOD) avec les deux facteurs de turbidité. Dans le cas de la non-disponibilité des instruments de mesure au sol (photomètre), il n'est possible de déterminer les facteurs de turbidité que par le développement d'une méthode indirecte basée sur les modèles empiriques.

Dans ce chapitre nous avons étudié par modélisation empirique l'état de l'atmosphère de deux sites (Tamanrasset et Ghardaïa). La validation de ces modèles est faite par les mesures au sol pour le site de Tamanrasset et par les mesures en orbite pour le site de Ghardaïa.

III.2. Les facteurs de turbidité au site de Tamanrasset

La méthode étudiée et développée pour la détermination indirecte des facteurs de turbidité se fait avec deux modèles empiriques. Ces modèles sont basés sur les calculs de différentes transmittances pour chaque constituant atmosphérique (Ozone, vapeur d'eau, aérosols). Ces transmittances sont utilisées pour calculer la transmittance totale de l'atmosphère. Les résultats obtenus seront comparés aux données AERONET mesuré par un photomètre déjà installé au site. Les modèles utilisés seront détaillés dans la section suivante.

III.2.1. Modèle de Iqbal

Ce modèle est adapté pour un ciel clair et dépend principalement de cinq paramètres qui sont :

- Exposant d'Angstrom α : est un indice fiable de la distribution granulométrique des aérosols. C'est un bon indicateur de la taille dominante des particules atmosphériques. Ce coefficient varie entre 0 et 4. Lorsque les particules des aérosols sont très petites, de l'ordre des molécules d'air, α prend la valeur 4 et s'approche de 0 pour les grosses particules.

- Le coefficient Angstrom β exprime la turbidité atmosphérique, il représente la quantité d'aérosols dans l'atmosphère. De plus, il représente les effets combinés de la diffusion et de l'absorption provoqués par les aérosols. La valeurs β varie entre 0,0 et 0,5 et peut dépasser la valeur 0,5 pour une atmosphère fortement chargée.

- Le paramètre F_c exprime le rapport entre l'énergie diffusée et l'énergie totale.

- le paramètre ω exprime l'énergie rediffusée par les molécules et particules.

- le paramètre ρ représente l'albédo du sol.

La description mathématique de ce modèle est donnée par [2] :

✚ L'irradiance normale d'après ce modèle est donnée par :

$$I_d = 0.9751E_0I_0\tau_r\tau_o\tau_g\tau_w\tau_a \quad (\text{III.1})$$

Où $\tau_o, \tau_g, \tau_w, \tau_r$ et τ_a sont la transmittance dû aux absorptions par l'ozone, la transmittance dû aux absorptions par les gaz, la transmittance dû aux absorptions par le vapeur d'eau, la transmittance dû aux diffusions de Rayleigh et la transmittance dû aux diffusions des aérosols, respectivement. I_0 est la constante solaire (1367W/m^2) et E_0 est le facteur de correction distance Terre-Soleil donné par l'équation suivante :

$$E_0 = 1.00011 + 0.034221\cos\varphi + 0.00128\sin\varphi + \\ 0.000719\cos2\varphi + 0.000077\sin2\varphi \quad (\text{III.2})$$

φ est l'angle du jour en radians donnée par :

$$\varphi = 2\pi\left(\frac{N-1}{365}\right) \quad (\text{III.3})$$

N est le numéro du jour dans l'année qui varie entre 1 et 365 au 31 Décembre.

➤ La transmittance due aux absorptions par l'ozone τ_o est donnée par :

$$\tau_o = 1 - 0.1611 \times U_0 \times (1.0 + 139.48U_0)^{-0.3035} \\ - 0.002715 \times U_0 \times (1 + 0.044U_0 + 0.0003U_0^2)^{-1} \quad (\text{III.4})$$

➤ La transmittance due aux absorptions par les gaz τ_g est donnée par :

$$\tau_g = \exp [-0.0127 \times m_a^{0.26}] \quad (\text{III.5})$$

- La transmittance due aux absorptions par le vapeur d'eau τ_w est donnée par :

$$\tau_w = 1 - 2.4959 \times U_w \times [(1 + 79.03 \times U_w)^{0.6828} + 6.385 \times U_w]^{-1} \quad (\text{III.6})$$

- La transmittance due aux diffusions de Rayleigh τ_r est donné par :

$$\tau_r = \exp [-0.0903 \times m_a^{0.84} (1.0 + m_a - m_a^{1.01})] \quad (\text{III.7})$$

- La transmittance due aux diffusions des aérosols donnée par :

$$\tau_a = (0.1244\alpha - 0.0162) + (1.003 - 0.125\alpha) \exp [-\beta m_a (1.089\alpha + 0.5123)] \quad (\text{III.8})$$

Où α et β sont les coefficients d'Angstrom, m_a est la masse d'air corrigée, U_0 est l'épaisseur optique de la couche d'ozone et U_w est l'épaisseur optique de vapeur d'eau.

- ✚ L'irradiance diffus horizontale au niveau du sol (D_c) est une combinaison de trois composantes qui sont la diffusion de Rayleigh (I_{dr}), la diffusion des aérosols (I_{da}) et la diffusion dû aux multiples processus de réflexion entre le sol et le ciel (I_{dm}). L'expression de (I_{df}) est donnée par l'équation suivante :

$$D_c = I_{dr} + I_{da} + I_{dm} \quad (\text{III.9})$$

Sachant que :

$$I_{dr} = 0.79 I_0 \cos(\theta) \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_{aa} 0.5 (1 - \tau_r) / (1 - m_a + m_a^{1.02}) \quad (\text{III.10})$$

$$I_{da} = 0.79 I_0 \cos(\theta) \tau_0 \tau_g \tau_w \tau_{aa} F_c (1 - \tau_{as}) / (1 - m_a + m_a^{1.02}) \quad (\text{III.11})$$

$$I_{dm} = (I_n \cos(\theta) + I_{dr} + I_{da}) \rho_g \rho_a / (1 - \rho_g \rho_a) \quad (\text{III.12})$$

Avec :

$$\tau_{aa} = 1 - (1 - \omega_0) (1 - m_a + m_a^{1.06}) (1 - \tau_a) \quad (\text{III.13})$$

$$\tau_{as} = \tau_a / \tau_{aa} \quad (\text{III.14})$$

$$\rho_a = 0.0685 + (1 - F_c) (1 - \tau_{as}) \quad (\text{III.15})$$

Le rayonnement global sur un plan horizontal est la somme des composants solaires directs et diffusés :

$$G_c = I_d + D_c \quad (\text{III.16})$$

III.2.2. Le modèle de Bird

Ce modèle est largement utilisé pour estimer le rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre à ciel clair [3]. Il est basé sur des représentations empiriques des équations de transfert radiatif en tenant compte des effets absorptions et de diffusions des aérosols, de la vapeur d'eau, de l'ozone, d'autres gaz, et de la diffusion Rayleigh.

✚ Le rayonnement direct reçu au sol est donné par [3] :

$$I_d = 0.9662I_0E_0\tau_r\tau_0\tau_g\tau_w\tau_a \quad (\text{III.17})$$

Les expressions de ces transmittances sont données par les équation III.4, 5, 6 et 7 respectivement, et celle de la transmittance due aux aérosols qui est donnée par :

$$\tau_a = \exp[-k_a^{0.873} \times m_a^{0.9108} \times (1.0 + k_a - k_a^{0.7088})] \quad (\text{III.18})$$

✚ Le rayonnement diffus est exprimé par :

$$D_c = 0.792I_0 \cos(\theta)\tau_0\tau_g\tau_w\tau_{aa}[0.5(1 - \tau_r) + 0.85(1 - \tau_{as})]/(1 - m_a + m_a^{1.02}) \quad (\text{III.19})$$

avec

$$\tau_{aa} = 1 - 0.1(1 - m_a + m_a^{1.06})(1 - \tau_a) \quad (\text{III.20})$$

Le rayonnement global défini par Bird est exprimé par :

$$G_c = (I_d \cos(\theta) + D_c)/(1 - \rho_g\rho_a) \quad (\text{III.21})$$

Où ρ_g est l'albedo du sol qui caractérise le lieu, ρ_a l'albedo du ciel qui vaut :

$$\rho_a = 0.0685 + 0.15(1 - \tau_{as}) \quad (\text{III.22})$$

III.2.3. Résultats et Discussion

La détermination des facteurs de turbidité α et β par chaque des deux modèles utilisés, consiste à chercher la meilleure modélisation par un modèle du rayonnement solaire global/direct mesuré. La figure III.1 montre un rayonnement global d'un jour clair superposé à celui estimé par les deux modèles. Les valeurs de l'épaisseur optique des aérosols (AOD), α

et β obtenus par les modèles seront comparés aux données AERONET mesurés par un photomètre installé sur site.

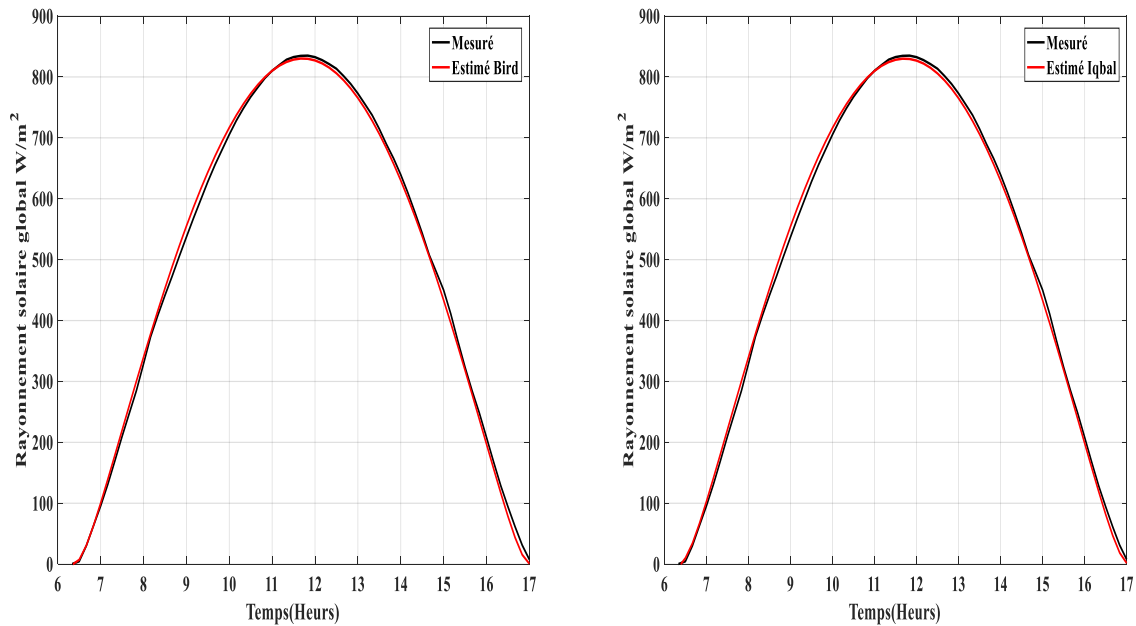


Figure III.1. Le rayonnement solaire global mesuré (en noire) superposé à celui estimé (en rouge) avec le modèle de Bird (à gauche) et modèle de Iqbal (à droite).

La première étape consiste à estimer l'épaisseur optique des aérosols (AOD) en utilisant le modèle Iqbal et Bird à partir de : (i) le rayonnement solaire global, (ii) le rayonnement solaire direct. Les résultats obtenus sont montrés sur la figure III.2.

Dans la figure III.2 on remarque que les résultats obtenus en utilisant le rayonnement solaire direct sont plus significatifs que ceux obtenus en utilisant le rayonnement solaire global. En effet, le coefficient de corrélation (R) entre l'AOD mesuré par AERONET et celui estimé par modèle avec le rayonnement solaire direct est de 88% et 82 % pour Iqbal et Bird respectivement. Cela est justifié par la méthode de mesure de l'AOD par le photomètre qui est équipée par un système de poursuite du soleil. Donc, par la suite on utilisera le rayonnement direct pour estimer les facteurs de turbidité.

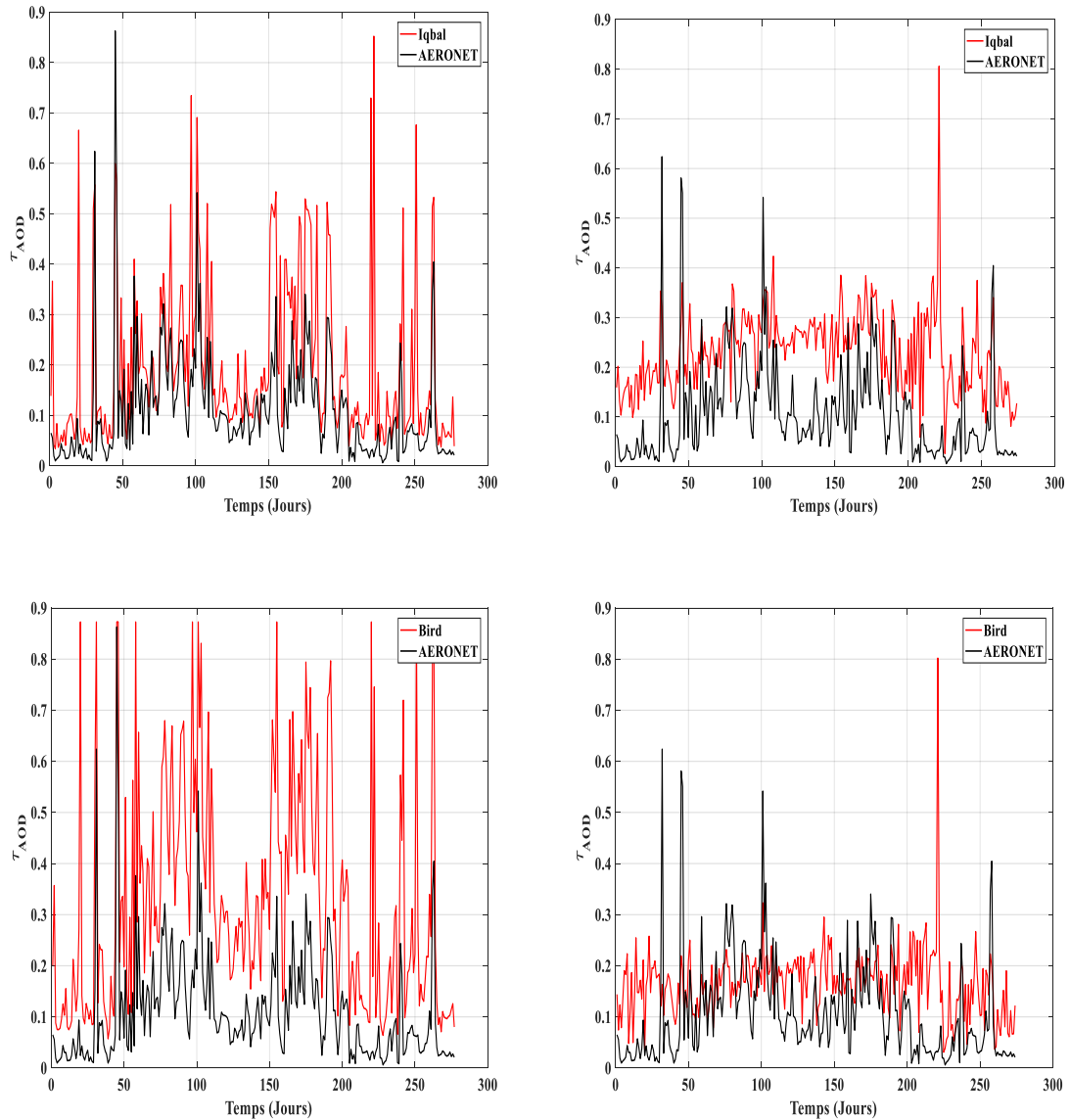


Figure III.2. L'épaisseur optique : rayonnement direct (à gauche), rayonnement global (à droite).

La figure III.3 montre la variation mensuelle de l'AOD obtenue par la modélisation en utilisant les deux modèles (en rouge) et la variation mensuelle mesurée par AERONET. On remarque que l'AOD obtenue par les deux modèles présente un maximum durant le mois de Juin ce qui est confirmé par les résultats obtenus par AERONET, mais il présente un deuxième maximum durant le mois de Mars ce qui est légèrement visible dans les résultats obtenus par le modèle Iqbal.

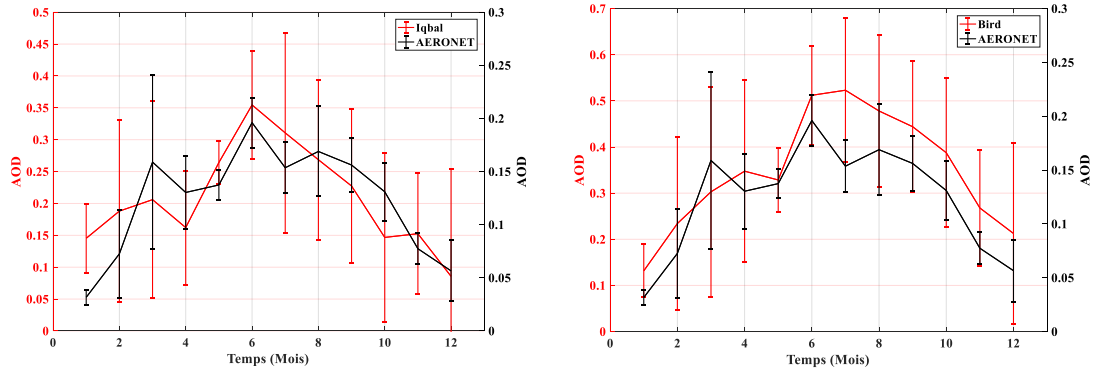


Figure III.3. Les valeurs de l’AOD mensuelle mesurées superposées à celles estimées par le modèle de Iqbal (à gauche) et Bird (à droite)

Tableau III.1. Erreurs entre les valeurs de l’AOD de l’AERONET et l’AOD obtenues par modélisation

Modèle	RMSE	NRMSE (%)	MAPE (%)	MBE	NMBE	R
Bird	0,14	12,61	20,73	-0,10	-9,50	0,80
Visibilité	0,22	23,20	44,213	-0,21	-22,34	0,79
Iqbal	0,10	10,60	12,35	-0,07	-6,92	0,84

Le tableau III.1 résume les erreurs statistiques entre l’AOD obtenu par modélisation et l’AOD mesuré par le photomètre. Les résultats obtenus confirment ce qu’est obtenue précédemment, où le modèle de Iqbal présente une meilleure modélisation comparée au modèle de Bird. En effet, il présente un RMSE de 0.10, un MAPE de 12.35 %, un MBE de -0.07 et un R de 0.84.

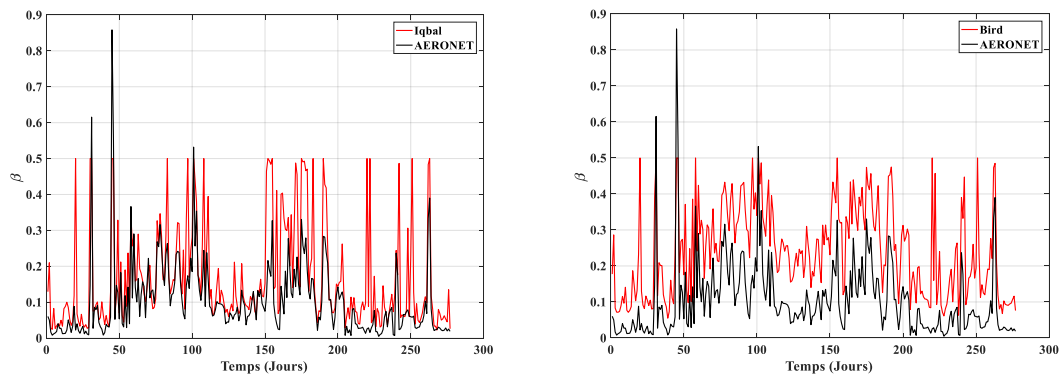


Figure III.4. Coefficient de turbidité d’Angstrom β : Iqbal (à gauche), Bird (à droite)

La deuxième étape consiste à comparer la turbidité d'Angstrom (β) obtenue par la modélisation et celle mesurée par le photomètre. La figure III.4 représente la variation du paramètre β mesurée par photomètre à celui obtenue par modélisation du rayonnement solaire direct en utilisant le modèle de Iqbal et le modèle de Bird. On remarque que la tendance entre β estimé par modèle et celui obtenu par AERONET est plus proche avec le modèle de Iqbal. Elle présente un R de 88% pour le modèle de Iqbal et 82 % pour le modèle de Bird.

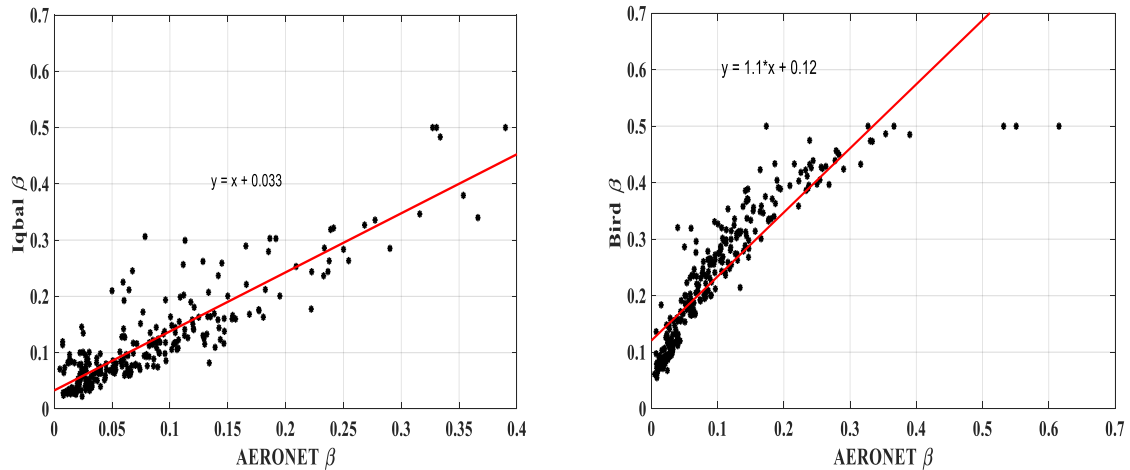


Figure III.5. Corrélation entre β mesuré et β estimé par Iqbal (à gauche) et Bird (à droite).

La figure III.5 montre la corrélation entre les β estimés et mesurés par les deux modèles utilisés. On note que la figure III.5 à gauche (Iqbal) présente une corrélation plus linéaire que la figure à droite (Bird). En effet, il présente un RMSE de 0.08, un MAPE de 10.70 %, un MBE de -5.27 et un R de 0.88.

Tableau III.2. Erreurs entre les valeurs de β mesurées par AERONET et les valeurs estimées par modélisation

Modèle	RMSE	NRMS E (%)	MAPE (%)	MBE	NMBE	R
Bird	0,13	12,14	22,62	-0,10	-9,39	0,82
Visibilité	0,17	19,06	41,10	-0,16	-17,93	0,72
Iqbal	0,08	9,07	10,70	-0,05	-5,27	0,88

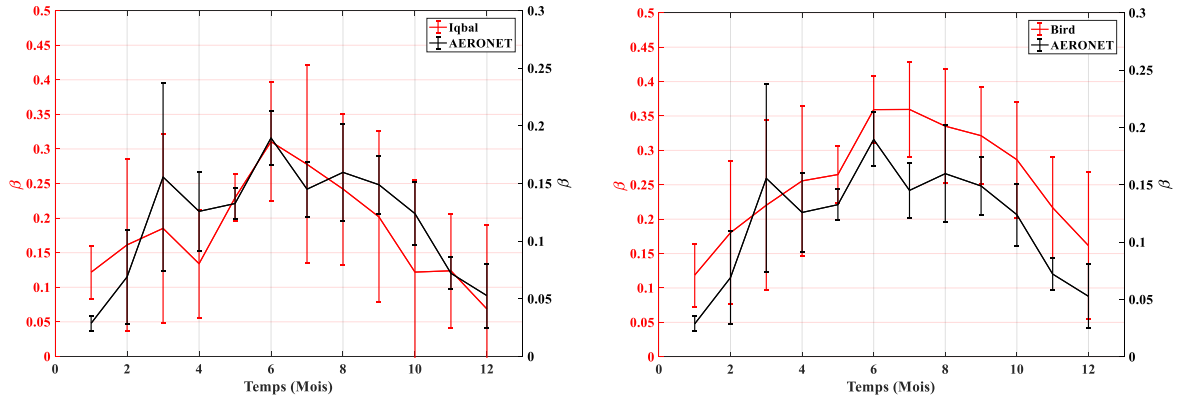


Figure III.6. Les valeurs de β mensuelles mesurées par AERONET superposée à celles estimées par le modèle Iqbal (à gauche) et Bird (à droite)

La figure III.6 montre la variation mensuelle de β obtenue par la modélisation en utilisant les deux modèles (en rouge) et la variation mensuelle obtenue par AERONET. On remarque que β obtenue par les deux modèles présente un maximum durant le mois de Juin ce qui est confirmé par les résultats obtenus par AERONET, mais il présente un deuxième maximum durant le mois de Mars ce qui est légèrement visible dans les résultats obtenus par le modèle de Iqbal.

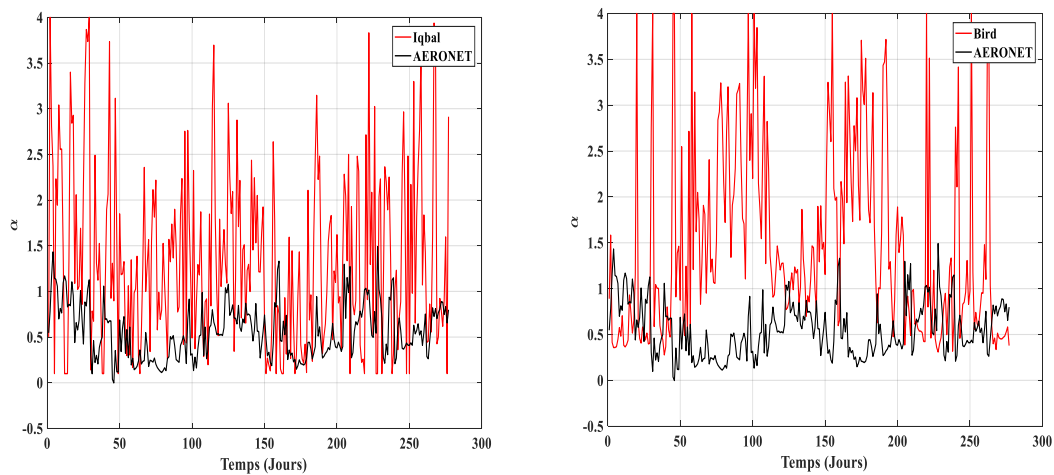


Figure III.7. Exposant d'Angstrom α : Iqbal (à gauche), Bird (à droite)

La figure III.7 montre l'exposant d'Angstrom (α) estimé par les deux modèles utilisés. Nous remarquons que l'exposant d'Angstrom à la même tendance avec AERONET en utilisation le modèle de Iqbal mais ce n'est pas le cas pour le modèle de Bird, mais avec une grande sensibilité de variation par rapport à l'exposant Angstrom d'AERONET, avec un R de 25%.

Nous concluons que le modèle de Iqbal donne les meilleurs résultats de l'AOD, β et α , mais elle présente quelques difficultés dans l'estimation de l'exposant d'Angstrom (α). Cela est dû à l'instabilité de convergence de la méthode numérique d'optimisation utilisée avec cinq paramètres à estimer.

Suite aux résultats obtenus, nous déduisons que les valeurs de α nécessitent une correction pour être plus significatifs, cela nous a conduit à concevoir et implémenter un algorithme de prédiction basé sur les réseaux de neurones artificiels. L'ANN utilisé est basé sur le multicouche Perceptron (MLP), le type le plus couramment utilisé des réseaux de neurones. L'idée est de proposer un modèle de prédiction avec ANN en utilisant le coefficient de turbidité d'Angstrom en entrée et l'exposant d'Angstrom en sortie, où les deux paramètres utilisés pour cette étape (modélisation) sont obtenus à partir des données AERONET. Ensuite, nous introduisons le coefficient Angstrom obtenu à partir du modèle Iqbal comme entrée de l'ANN créé pour prédire l'exposant d'Angstrom. Nous précisons que l'entrée de l'ANN est $\log(\beta)$, car dans la formule Angström (équation 1 chapitre I) le β est un coefficient et α est exposant, et pour avoir les deux paramètres dans la même échelle, nous avons appliqué le logarithme aux deux côtés. La figure III.8 montre l'exposant d'Angstrom après la correction. Nous remarquons une nette amélioration entre la mesure et l'estimation avec un R de 70%.

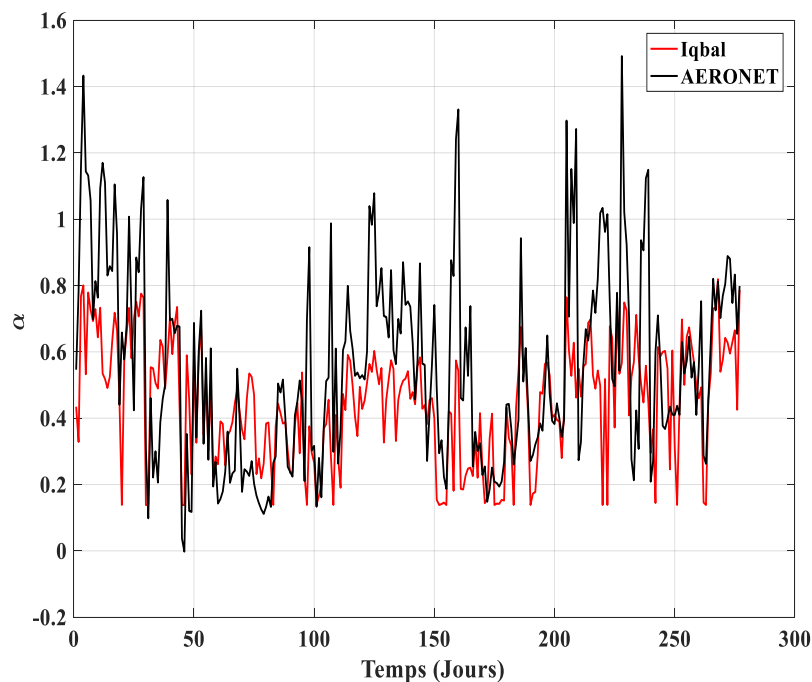


Figure III.8. Prédiction de l'exposant d'Angstrom α obtenue par Iqbal

III.3. Les facteurs de turbidité au site de Ghardaia

Vu la non-disponibilité d'une mesure directe des facteurs de turbidité à Ghardaia, une mesure indirecte a été adoptée [5]. Cette approche est basée sur quatre modèles radiométriques pour calculer le coefficient de turbidité d'Angström. Ces modèles ont été développés par Louche [6], Pinazo [7] (les deux modèles sont basés sur le modèle de Iqbal), Dogniaux [8] et Gueymard [9]. Les quatre modèles estiment le coefficient de turbidité du rayonnement solaire à large bande. Chaque modèle utilise des paramètres tels que les paramètres d'Angstrom comme des données d'entrée. La disponibilité des mesures locales de ces paramètres conditionne de quel modèle peut être appliqué. Nous calculons dans cette section le coefficient de turbidité d'Angström β en utilisant les quatre modèles radiométriques et en le comparant à celui mesuré par MODIS à bord de Terra.

Les coefficients β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} et β_{Gyem} sont respectivement calculés avec les modèles de Dogniaux, Louche, Pinazo et Gueymard. β_{modis} est le coefficient d'Angstrom obtenu à partir des données orbitales enregistrées avec l'instrument MODIS à bord du Terra satellite (NASA). Tous ces coefficients de turbidité d'Angström sont présentés dans la figure III.9

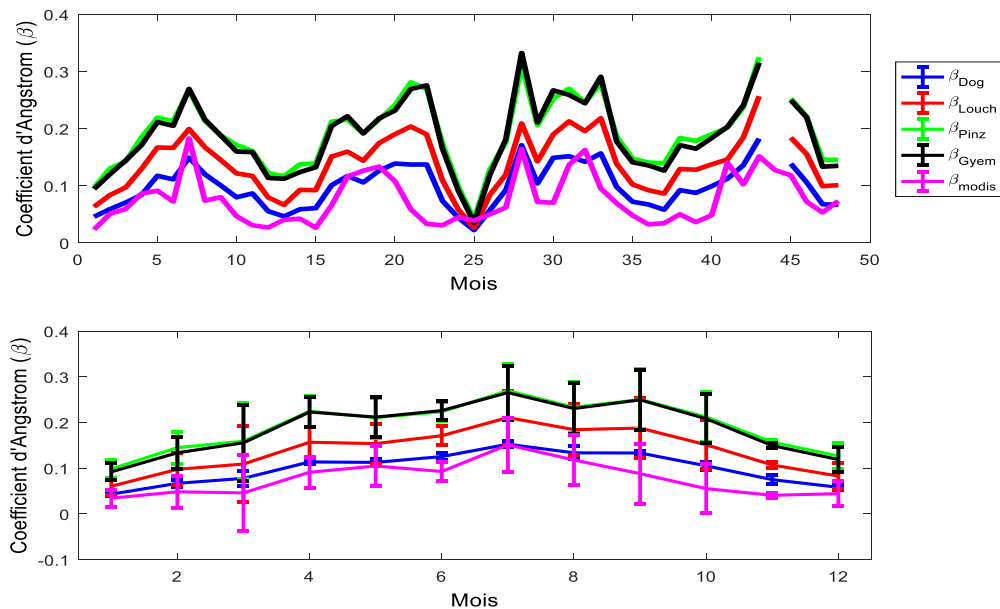


Figure III.9. Valeurs moyennes mensuelles du coefficient d'Angstrom β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis} durant la période 2005-2008.

Les variations temporelles mensuelles de β durant la période 2005-2008 sont indiquées dans la partie supérieure de la figure III.9. Les valeurs moyennes pour chaque mois calculées sur la

même période sont indiquées dans la partie inférieure de la figure III.9. Ces valeurs sont présentées dans le tableau III.3. La figure III.9 montre que β_{Gyem} est très proche à β_{Pinz} et β_{Dog} est plus proche à β_{modis} , hors que β_{Louch} se situe dans la moyenne de tous les modèles.

On observe que les valeurs de β montrent une différence qui va de 50 à 100% pour chaque modèle. Nous notons également que les courbes du coefficient d'Angström ont les mêmes tendances pendant la période 2005-2008 et montrent une valeur maximum et une valeur minimum pendant les mois d'été et d'hiver. La valeur maximale peut être expliquée par les vents des secteurs du sud (Sirocco) qui caractérisent la région de Ghardaïa. Ce type de vent apporte des particules de poussière et de sable, ce qui augmente la turbidité atmosphérique. Pour la valeur minimale elle peut être expliquée par la présence de pluie dans la période d'hiver qui nettoient l'atmosphère des particules.

Tableau III.3. Valeurs moyennes mensuelles du coefficient de turbidité d'Angström.

Mois	β_{Dog}	β_{Louch}	β_{Pinz}	β_{Gyem}	β_{modis}
Janvier	0.046±0.018	0.062±0.021	0.100±0.034	0.093±0.032	0.050±0.045
Février	0.067±0.038	0.097±0.051	0.144±0.067	0.133±0.063	0.061±0.067
Mars	0.076±0.046	0.108±0.060	0.158±0.078	0.154±0.081	0.077±0.104
Avril	0.111±0.043	0.154±0.057	0.215±0.076	0.216±0.081	0.106±0.090
Mai	0.112±0.045	0.152±0.054	0.207±0.073	0.207±0.079	0.120±0.108
Juin	0.124±0.041	0.160±0.043	0.219±0.068	0.222±0.074	0.123±0.097
Juillet	0.153±0.030	0.209±0.044	0.268±0.057	0.264±0.065	0.134±0.099
Aout	0.135±0.037	0.186±0.051	0.236±0.058	0.234±0.067	0.114±0.080
Septembre	0.133±0.041	0.188±0.044	0.250±0.071	0.250±0.081	0.110±0.097
Octobre	0.105±0.035	0.151±0.043	0.209±0.057	0.205±0.064	0.095±0.095
Novembre	0.075±0.035	0.107±0.043	0.157±0.054	0.150±0.056	0.044±0.031
Décembre	0.058±0.031	0.082±0.038	0.126±0.053	0.118±0.052	0.059±0.056

Les valeurs moyennes annuelles de β obtenues à partir des modèles et de MODIS sont illustrées par la figure III.10 et données par le tableau III.4. On remarque trois points :

- 1- $\beta_{Pinz} \cong \beta_{Gyem} > \beta_{Louch} > \beta_{modis} \cong \beta_{Dog}$
- 2- $\beta_{Pinz}, \beta_{Gyem}, \beta_{Louch}, \beta_{modis}$ et β_{Dog} augmentent de 2005 à 2008

3- β_{Pinz} , β_{Gyem} , β_{modis} et β_{Dog} montrent une légère augmentation en 2007, contrairement à β_{Louch}

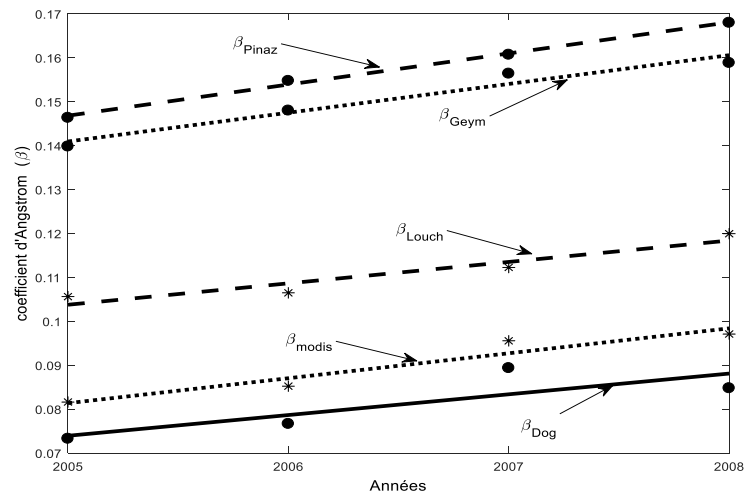


Figure III.10. Variations annuelles de β obtenues à partir des modèles et de MODIS

Tableau III.4. Les valeurs moyennes annuelles de β obtenues à partir des modèles et de MODIS

Année	β_{Dog}	β_{Louch}	β_{Pinz}	β_{Gyem}	β_{modis}
2005	0.090±0.035	0.128±0.045	0.176±0.058	0.171±0.060	0.093±0.081
2006	0.095±0.037	0.135±0.048	0.190±0.065	0.185±0.070	0.090±0.063
2007	0.106±0.040	0.142±0.049	0.193±0.065	0.195±0.071	0.104±0.076
2008	0.104±0.034	0.146±0.046	0.201±0.060	0.194±0.064	0.106±0.083

- ✚ Le premier point a également été signalé par Wen et al. (2009) [10] quand ils ont analysé la turbidité atmosphérique de Taichung Harbor. Ceci a été également observé par Li et al. (2002) [11] lorsqu'ils ont étudié la turbidité atmosphérique de Hong Kong et ont montré que $\beta_{Pinz} > \beta_{Louch}$.
- ✚ Le deuxième point est lié à l'environnement du site étudié. L'étude récente de Zaiani et al. (2016) [12] a montré que les aérosols urbains au cours de la même période d'étude prédominent les autres types d'aérosols. Elle s'explique par la présence de nombreuses entreprises d'usines de concasseurs et d'entreprises industrielles installées autour de la ville et de l'agglomération qui a augmenté d'un an à l'autre.
- ✚ Le troisième point est probablement lié à l'épaisseur de la couche d'ozone qui présente une légère augmentation en 2007, comme le montre la figure III.11. En effet, l'épaisseur

de la couche d’ozone qui a diminué de façon constante de 2005 à 2008, a augmenté en 2007. Cependant β_{Dog} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis} semblent être plus sensibles à l’épaisseur de la couche d’ozone que β_{Louch} .

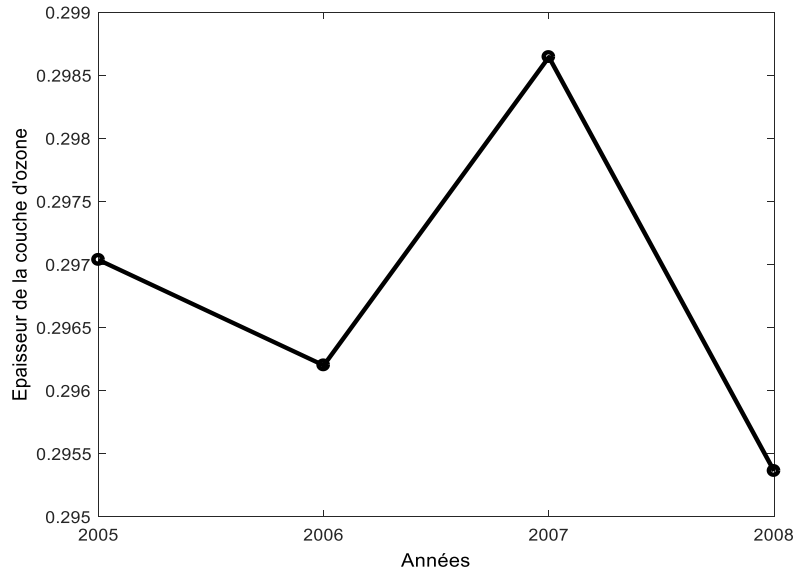


Figure III.11. Valeurs moyennes annuelles de l’épaisseur de la couche d’ozone pour la période 2004-2008.

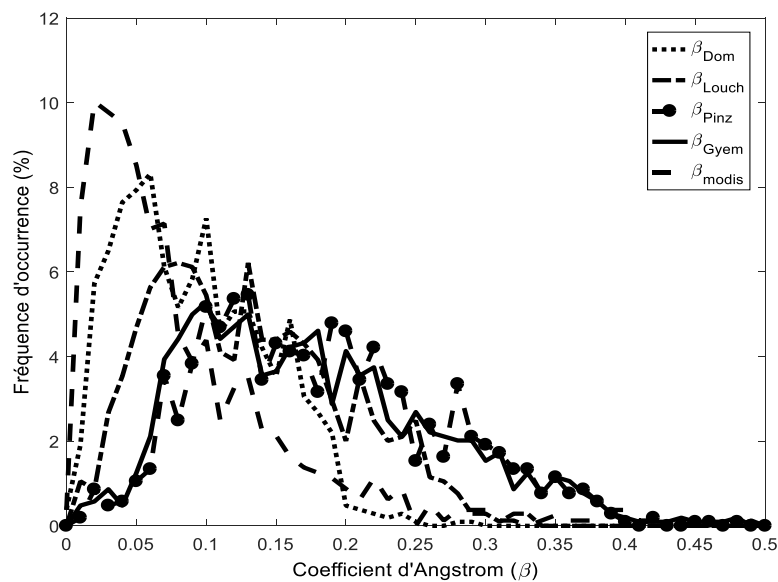


Figure III.12. La fréquence d’occurrence du coefficient de turbidité (β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis}) durant 2005-2008.

L’occurrence du coefficient de turbidité d’Angström et sa distribution de fréquence cumulative ont également été analysées au cours de la période 2005-2008. L’occurrence du

coefficient de turbidité fournit des informations utiles sur le site et ses conditions de turbidité. La distribution de fréquence cumulative est adaptée pour indiquer le pourcentage de jours clairs où la turbidité dépasse une limite donnée.

La figure III.12 montre la distribution de fréquence de β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis} . On observe que la distribution n'est pas gaussienne mais ressemble à une loi de Poisson. On remarque que la valeur maximale récurrente de :

- β_{Dog} est de 0,03 avec une fréquence d'environ 10,5 %
- β_{Louch} est de 0,07 avec une fréquence d'environ 8,3 %
- β_{Pinz} est de 0,10 avec une fréquence d'environ 6,3 %
- β_{Gyem} est de 0,09 avec une fréquence de 7,4 %
- β_{modis} sont de 0,02 avec une fréquence d'environ 9,9 %

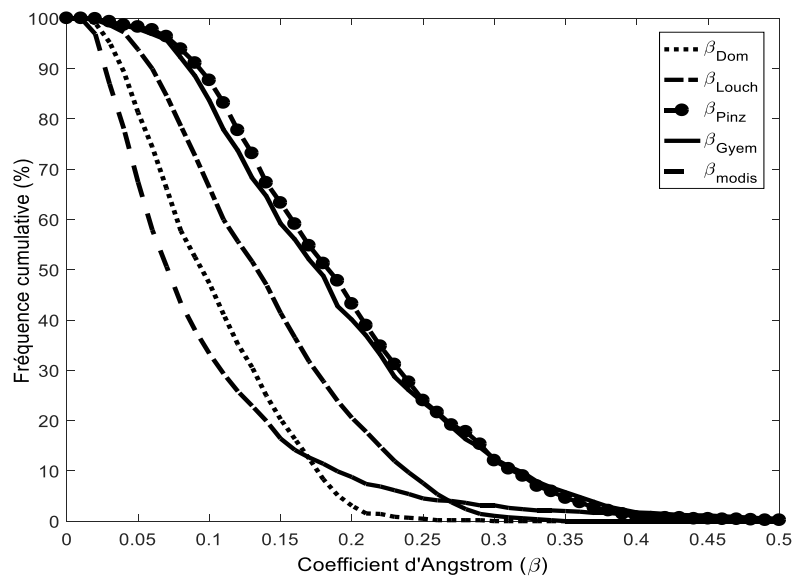


Figure III.13. Distribution de la fréquence cumulée pour les valeurs du coefficient de turbidité (β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} et β_{modis}) obtenus durant la période 2005-2008.

La distribution cumulative de fréquence du coefficient de turbidité d'Angström pour chaque modèle est calculée et reportée dans la figure III.13. Les divers degrés de clarté atmosphérique déduites pour chaque distribution cumulative de fréquence [10, 13] sont donnés dans le tableau III.5. Nous observons à partir du tableau III.5 que β_{Dog} et β_{modis} montrent les mêmes conditions pour le maximum d'un ciel clair. Les conditions minimales de ciel clair sont obtenues par le modèle de Pinazo. Les valeurs maximales pour les conditions « claire à troubles » sont obtenues par les modèles de Pinazo et Gyemard et le minimum par

MODIS. Dogniaux donne les valeurs les plus basses pour des conditions « turbides à très turbides » tandis que les modèles Gyemard et Pinazo donnent le plus élevé.

Tableau III.5. Degrés de clarté atmosphérique

	$\beta \leq 0.1$	$0.1 < \beta \leq 0.2$	$\beta > 0.2$
	Claire		Turbide à totalement turbide
		Claire à turbide	
β_{Pinz}	26%	46%	28%
β_{Gyem}	31%	44%	25%
β_{Louch}	51%	38%	11%
β_{Dog}	69%	30%	1%
β_{modis}	69%	23%	8%

III.4. Classification des aérosols

Nous caractériserons les types d'aérosols du site en utilisant la relation entre AOD et α en raison de leur forte dépendance en longueur d'onde [14-16] en utilisant les données orbitales de MODIS de neuf années de mesures (2004-2012) [17]. Comme il a été indiqué dans le chapitre I, il existe quatre principaux types d'aérosols qui peuvent être classés dans l'atmosphère, à savoir les aérosols de biomasse, les aérosols urbains, les aérosols maritimes et les aérosols désertiques.

La méthode la plus couramment utilisée pour les distinguer est basée sur la relation entre l'épaisseur optique des aérosols AOD et l'exposant Angstrom α . Les aérosols désertiques, en raison des faibles valeurs de α , présentent la caractéristique d'un AOD élevé dans les longueurs d'onde plus longues, qui sont alors très utiles pour identifier ce type. Contrairement aux aérosols désertiques, les aérosols urbains et de biomasse sont mieux identifiés par de courtes longueurs d'onde. Selon la distribution de fréquence de α , une valeur d'un seuil est généralement choisie pour séparer les aérosols grossiers et fins. De nombreuses études dans la littérature ont utilisé différents seuils de α par rapport à τ pour l'approche d'analyse par clustering [16, 18-21].

Les critères de classification adoptés dans le présent travail sont présentés dans le tableau III.6 qui résume les seuils utilisés entre AOD et l'exposant d'Angstrom [22]. Lorsque $\alpha < 1$ et $AOD > 0.4$, cela indique la présence des aérosols désertiques. La présence d'aérosols

maritimes est généralement produite lorsque $0.5 < \alpha < 1.7$ et $AOD < 0.3$. Lorsque $1 < \alpha < 2$ et $0.2 < AOD < 0.4$, cela correspond à des aérosols continentaux ou urbains. La présence d'aérosols de biomasse s'est produite lorsque $AOD > 0.7$ et $\alpha > 1$.

Tableau III.6. Seuillage de classification des aérosols

Types des Aérosols	AOD (τ)	Exposant d'Angstrom (α)
Maritime	< 0.3	$0.5 - 1.7$
Désertique	> 0.4	< 1.0
Urbain	$0.2 - 0.4$	> 1.0
Biomasse	> 0.7	> 1.0

En utilisant les seuils du tableau III.6, la distribution spatiale des valeurs d'épaisseur optique des aérosols obtenues à partir des données MODIS est indiquée sur la figure III.14. Nous notons la présence de différentes quantités et tailles d'aérosols qui couvrent le ciel de la ville de Ghardaïa, où la distribution spatiale des AOD réside entre 32° - 34° N en latitude et entre $3,5$ - 4° E en longitude.

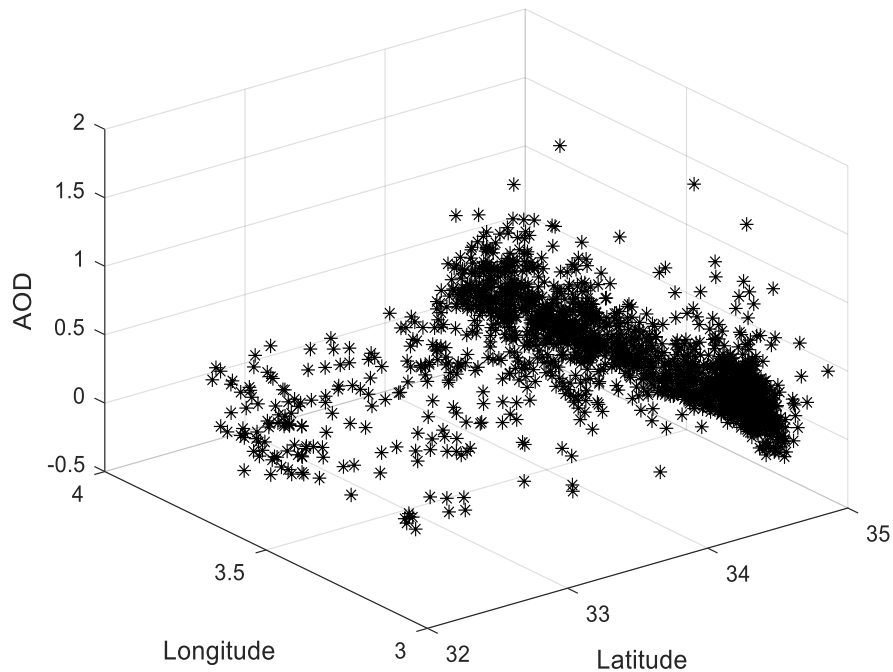


Figure III.14. Distribution spatiale de l'épaisseur optique des aérosols.

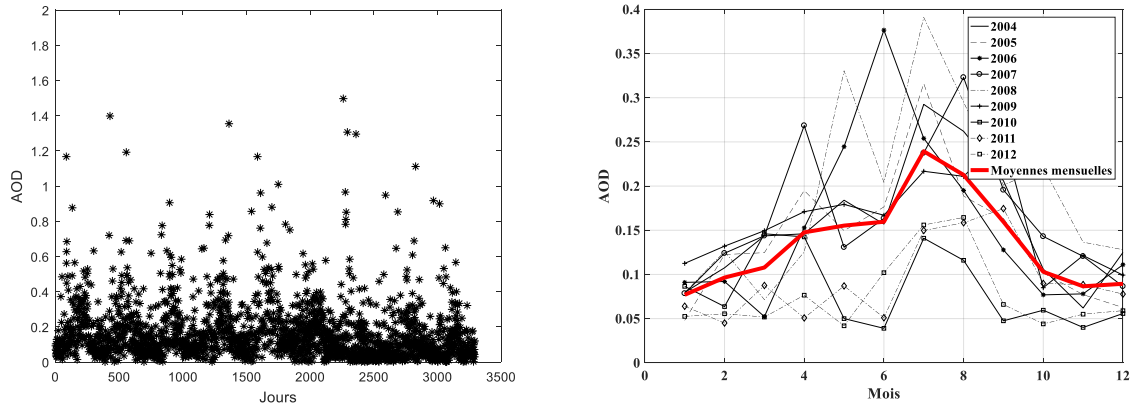
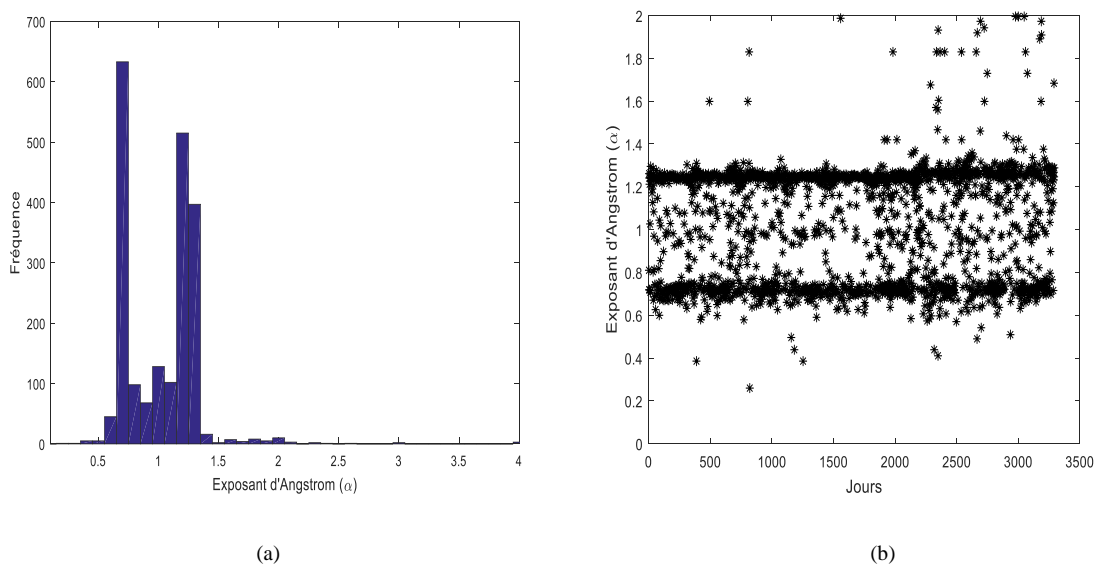
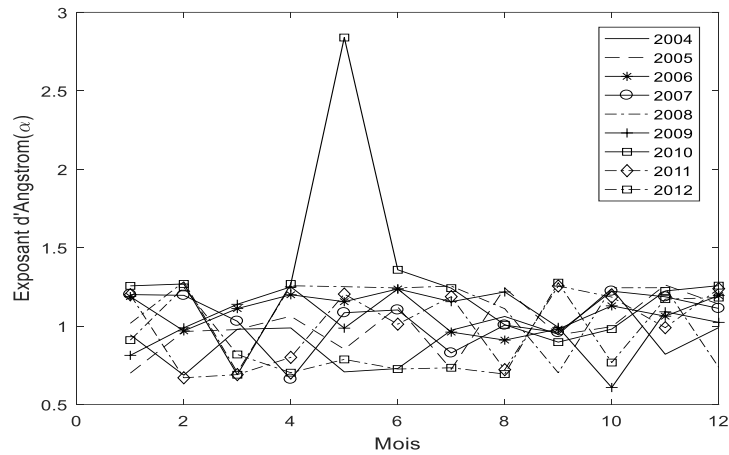


Figure III.15. (à gauche) Variation journalière de l'AOD durant la période 2004-2012 selon les données MODIS, (à droite) Valeurs moyennes mensuelles de l'AOD durant la période 2004-2012.

Les valeurs journalières de l'AOD obtenues à la longueur d'onde $0,47 \mu\text{m}$ sont présentées sur la figure III.15 à gauche. La valeur moyenne journalière de l'AOD varie entre un minimum de 0,1 et un maximum de 2,5 avec une valeur moyenne de 0,17. La figure III.15 à droite montre les valeurs moyennes mensuelles de l'AOD durant 2004-2012. Nous remarquons que l'AOD a considérablement augmenté entre le mois d'avril et septembre. Il atteint son maximum durant le mois de Juillet, et montre des valeurs plus faibles entre le mois d'octobre et Mars. La figure III.16a montre la distribution de fréquence de l'exposant d'Angstrom. Nous observons que les valeurs α varient entre deux valeurs principales qui sont 0,7 et 1,3 (voir figure III.16b).





(c)

Figure III.16. (a) Distribution de fréquence de α au cours de la période 2004-2012 à l'aide des données MODIS, (b) Valeurs de l'exposant d'Angstrom à l'aide des données MODIS au cours de la période 2004-2012, (c) Valeurs moyennes mensuelles de l'exposant d'Angstrom selon les données MODIS au cours de la période 2004-2012.

En utilisant les valeurs de l'AOD, α et le seuillage donné par le tableau III.6, les différents types d'aérosols sont classés. Les résultats de cette classification sont illustrés par la figure III.17. Nous constatons que la présence des aérosols urbains, maritimes, désertiques et biomasse représentent 54%, 32%, 13 % et 1% respectivement. Cela signifie que les aérosols urbains prédominent sur les autres types, ce qui s'explique par la présence de nombreuses entreprises d'usines concasseurs installées autour de la ville.

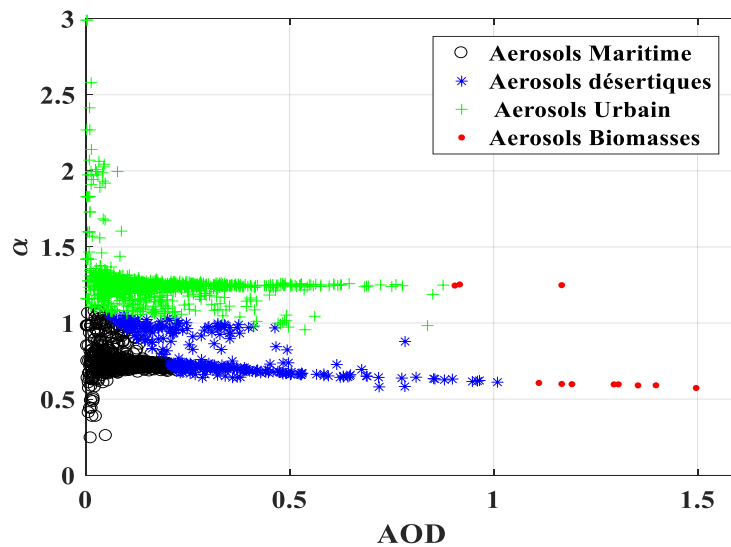


Figure III.17. Classification des aérosols présentes sur le site de Ghardaia durant 2004-2012

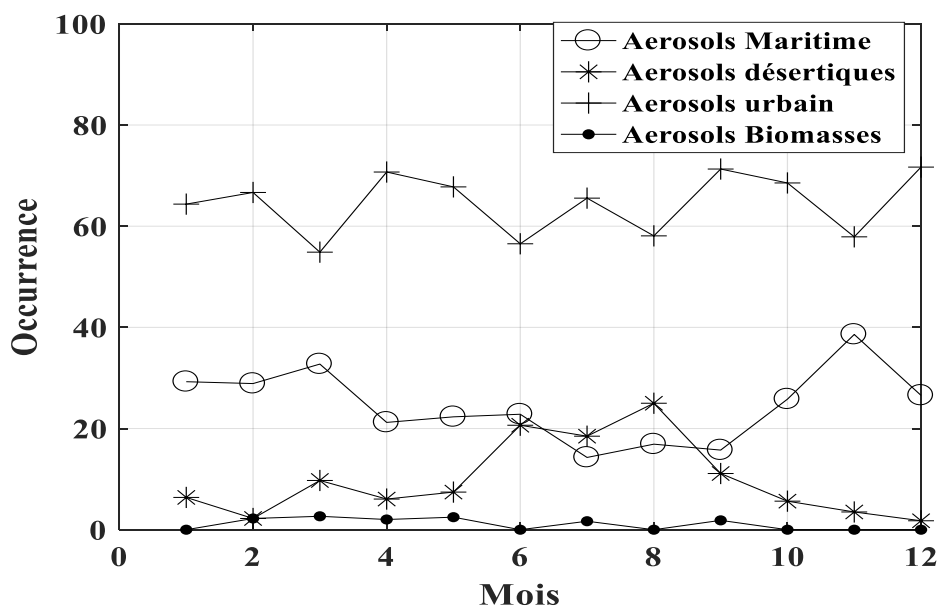


Figure III.18. Variation de la contribution relative mensuelle de chaque type d'aérosol durant la période 2004-2012.

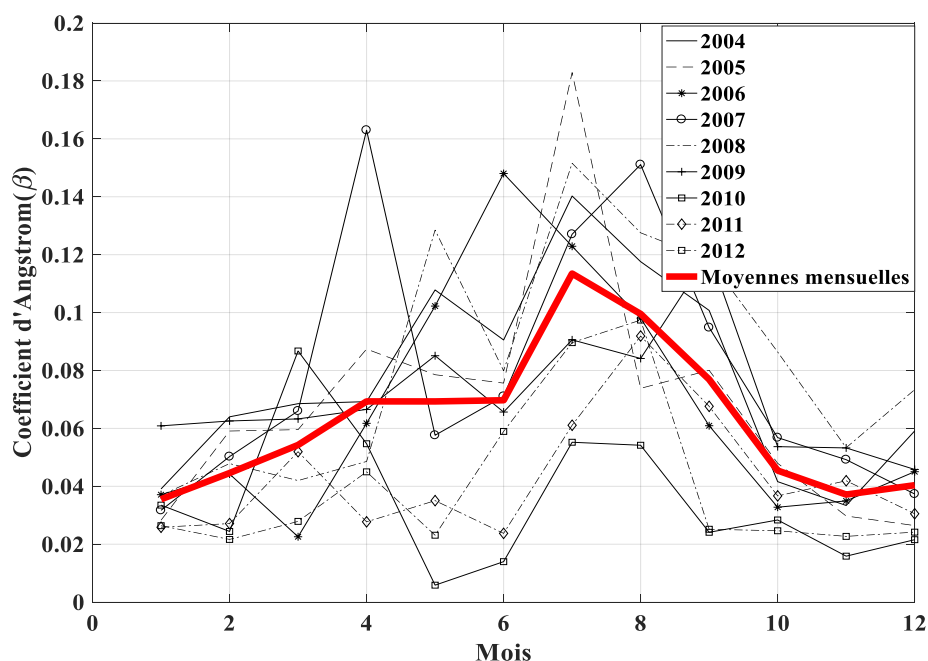


Figure III.19. Variation mensuelle du coefficient de turbidité d'Angstrom obtenue par MODIS durant la période 2004-2012.

La tendance de la contribution relative mensuelle de chaque type d'aérosol durant la période 2004-2012 est illustrée par la figure III.18. On remarque que le pourcentage moyen des aérosols urbains prédomine les autres types et que les aérosols désertiques survolent les aérosols maritimes entre Juin et Septembre. Ces résultats s'expliquent par un climat chaud de l'été et des vents des secteurs sud (Sirocco) qui caractérisent la région de Ghardaïa. Ce type

de vents ramène des particules de poussière et de sable. Ce phénomène est confirmé par Djafer et al. (2019) en utilisant les modèles empiriques pour calculer le coefficient d'Angstrom (β) (voir figure III.19).

III.5. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons proposé des modèles empiriques pour l'estimation des facteurs de turbidité d'Angstrom en cas d'absence de mesure directe de ces facteurs dans deux sites différents; le site de Tamanrasset et le site de Ghardaia. Les résultats de ces modèles ont été validé par les mesures aux sols et en orbite.

Pour le site de Tamanrasset, notre analyse c'est basé sur deux modèles empiriques (Iqbal et Bird). Deux facteurs de turbidités d'Angstrom (l'exposant d'Angstrom α et le coefficient de turbidité β) et l'épaisseur optique des aérosols (AOD) ont été déterminé en utilisant une méthode de régression. La comparaison des résultats obtenues de l'épaisseur optique des aérosols a été effectuée avec les données d'AERONET à l'aide d'un photomètre installé. Les résultats obtenus en utilisant la composante directe du rayonnement solaire est plus précise. En effet, le coefficient de corrélation (R) entre l'AOD mesuré par AERONET et celui estimé par modèle est de 88% et 82 % pour Iqbal et Bird respectivement. Nous avons remarqué aussi que l'AOD obtenue par les deux modèles présente un maximum durant le mois de Juin ce qui est confirmé par les résultats obtenus par AERONET.

Pour le coefficient de turbidité d'Angstrom β , il a été constaté que la tendance entre β estimé par modèle et celui obtenu par AERONET est significative avec le modèle de Iqbal. Elle présente un R de 88% et 82 % pour le modèle Iqbal et de Bird respectivement.

Pour le coefficient d'exposant d'Angstrom α , nous avons constaté que la variation à la même tendance avec AERONET en utilisant le modèle de Iqbal mais ce n'est pas le cas pour le modèle de Bird, mais avec une grande sensibilité de variation par rapport à l'exposant Angstrom d'AERONET. Une méthode de prédiction a été appliquée pour corriger le coefficient de l'exposant d'Angstrom et réduire l'erreur de l'estimation.

Pour le site de Ghardaia, nous avons utilisé quatre modèles empiriques et les données satellitaires pour déterminer le coefficient de turbidité d'Angstrom β . Ces modèles ont été développés par Louche, Pinazo, Dogniaux et Gueymard. Les résultats montrent que les valeurs de β obtenue par les quatre modèles et par MODIS ont les mêmes tendances pendant

la période 2005-2008. Ces tendances montrent un maximum pendant les mois d'été et un minimum durant les mois d'hiver. Nous avons constaté aussi que :

- 1- $\beta_{Pinz} \cong \beta_{Gyem} > \beta_{Louch} > \beta_{modis} \cong \beta_{Dog}$
- 2- $\beta_{Pinz}, \beta_{Gyem}, \beta_{Louch}, \beta_{modis}$ et β_{Dog} augmentent de 2005 à 2008
- 3- $\beta_{Pinz}, \beta_{Gyem}, \beta_{modis}$ et β_{Dog} montrent une légère augmentation en 2007, contrairement à β_{Louch}

La distribution cumulative de fréquence du coefficient de turbidité d'Angström pour chaque modèle est calculée. Nous avons remarqué que β_{Dog} et β_{modis} montrent les mêmes conditions pour le maximum d'un ciel clair. Les conditions minimales de ciel clair sont obtenues par le modèle de Pinazo. Les valeurs maximales pour les conditions « claire à troubles » sont obtenues par les modèles de Pinazo et Gyemard et le minimum par MODIS. Dogniaux donne les valeurs les plus basses pour les conditions « turbides à très turbides » tandis que les modèles Gyemard et Pinazo donnent les plus élevés.

Finalement, nous avons terminé notre chapitre par une classification des aérosols, en utilisant les données de MODIS entre 2004-2012. La classification est basée sur l'épaisseur optique des aérosols (AOD) et le coefficient de l'exposant d'Angstrom (α). Nous avons constaté que la valeur moyenne quotidienne de l'AOD varie entre un minimum de 0,1 et un maximum de 2,5 avec une valeur moyenne de 0,17 qui augmente considérablement entre le mois d'Avril et Septembre. Elle montre aussi des valeurs minimales entre le mois d'Octobre et Mars. Par l'utilisation des valeurs de l'AOD et α , nous avons classé les types des aérosols présents dans la région de Ghardaia. Les résultats montrent que la présence d'aérosols urbains, maritimes, désertiques et de biomasse représente respectivement 54 %, 32 %, 13 % et 1 %, ce qui signifie que les aérosols urbains prédominent les autres types pour le site de Ghardaia.

Références

- [1] Antonanzas-Torres F., Urraca R., Polo J., Perpignan-Lamigueiro O., Escobar R. (2019). Clear sky solar irradiance models: A review of seventy models, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 107, 374–387
- [2] Iqbal M. (1983). *An introduction to solar radiation*. Academic Press, Toronto
- [3] Bird R.E. and Hulstrom R.L. (1981). A Simplified Clear Sky Model for Direct and Diffuse Insolation on Horizontal Surfaces. *Solar Energy Research Institute*, TR-642-761.
- [4] Djafer D. and Irbah A. (2013) Estimation of Atmospheric Turbidity over Ghardaia. City. *Atmospheric Research*, 450, 46-51. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.03.009>
- [5] Djafer D., Irbah A., Keckhut P., Zaiani M. and Meftah M. (2019). Investigation of Atmospheric Turbidity at Ghardaia (Algeria) Using Both Ground Solar Irradiance Measurements and Space Data. *Atmospheric and Climate Sciences*, 9, 114-134
- [6] Louche A., Peri G. and Iqbal M. (1986). An Analysis of Linke Turbidity Factor. *Solar Energy*, 37, 393-396. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(86\)90028-9](https://doi.org/10.1016/0038-092X(86)90028-9)
- [7] Pinazo J.M., Canada J. and Bosca J.V. (1995). A New Method to Determine the Angstrom's Turbidity Coefficient: Its Application to Valencia. *Solar Energy*, 54, 219-226. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(94\)00117-V](https://doi.org/10.1016/0038-092X(94)00117-V)
- [8] Dogniaux R. (1974). Représentations analytiques des composantes du rayonnement lumineux solaire. Conditions du ciel serein. Institut Royal de Météorologie de Belgique, Série A No. 83, 3-24.
- [9] Gueymard C.A and Vignola F. (1998). Determination of Atmospheric Turbidity from the Diffuse-Beam Broadband Irradiance Ratio. *Solar Energy*, 63, 135-146. [https://doi.org/10.1016/S0038-092X\(98\)00065-6](https://doi.org/10.1016/S0038-092X(98)00065-6).
- [10] Wen C.C. and Yeh H.H. (2009). Analysis of Atmospheric Turbidity Levels at Taichung Harbor near the Taiwan. *Atmospheric Research*, 94, 168-177. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2009.05.010>
- [11] Li D.H.W. and Lam J.C. (2002). A Study of Atmosphere Turbidity for Hong Kong. *Renewable Energy*, 25, 1-13. [https://doi.org/10.1016/S0960-1481\(01\)00008-8](https://doi.org/10.1016/S0960-1481(01)00008-8)
- [12] Zaiani M., Djafer D. and Chouireb F. (2016). Classification of Aerosol Types over Ghardaia, Algeria, Based on MODIS Data. *International Journal of Environmental Science and Development*, 7, 745-749.
- [13] Leckner B. (1978). The Spectral Distribution of Solar Radiation at the Earth's Surface. *Solar Energy*, 20, 143-150. [https://doi.org/10.1016/0038-092X\(78\)90187-1](https://doi.org/10.1016/0038-092X(78)90187-1)

- [14] Kaskaoutis D.G. et al. (2007). Aerosol climatology: Dependence of the Ångström exponent on wavelength over four AERONET sites, *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, vol. 7, pp. 7347-7397.
- [15] Kaskaoutis D.G. et al. (2009). Variations in the aerosol optical properties and types over the tropical urban site of Hyderabad, India, *Journal of Geophysical Research*, vol. 114.
- [16] Kaskaoutis D.G. et al. (2011). Extremely large anthropogenic aerosol component over the Bay of Bengal during winter season, *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 11, pp. 7097-7117.
- [17] Modis-atmos. [Online]. Available: http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/MOD04_L2/index.html
- [18] Eck T.F. et al. (1999). Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, pp. 333-31, 349.
- [19] Pace G. et al. (2006). Aerosol optical properties at Lampeduca (centralMediterranean), *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 6, pp. 697-713.
- [20] Kalapureddy M.C.R. et al. (2009). Identification of aerosol type over the Arabian Sea in the pre-monsoon season during the Integrated Campaign for Aerosols, Gases and Radiation Budget (ICARB), *Journal of Geophysical Research*, vol. 114.
- [21] Pathak B. et al. (2012). Seasonal heterogeneity in aerosol types over Dibrugarh-North-Eastern India, *Atmospheric Environment*, vol. 47, pp. 307-315.
- [22] Basart S. et al. (2009). Aerosol characterization in Northern Africa, Northeastern Atlantic, Mediterranean Basin and Middle East from direct-sun AERONET observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, vol. 9, pp. 8265-82.

Conclusion générale

Conclusion générale

Cette thèse porte sur la modélisation des données radiométriques au sol et en orbite. Le traitement, ainsi que les résultats obtenus ont permis de mettre en évidence la modélisation comme une étape primordiale avant toute conception des installations solaires et prévision de leurs sorties énergétiques. L'approche adoptée dans ce travail comporte deux étapes distinctes : une première destinée à l'établissement d'un modèle du rayonnement solaire en utilisant les données mesurées au sol et la validation des modèles utilisant les données orbitales, et une deuxième consacrée à l'estimation des paramètres turbidité qui affecte la quantité et la qualité du rayonnement solaire reçu au sol.

La modélisation est impérativement effectuée en utilisant les données d'un ciel clair. Pour déterminer cet état, nous avons développées, en plus de la méthode couramment utilisée, deux autres méthodes de sélection automatique des jours clairs à partir des mesures du rayonnement solaire global.

La première méthode est basée sur la transformée en ondelettes qui calcule automatiquement une valeur de seuil pour distinguer entre les jours clairs et les jours perturbés. Le seuil est choisi en fonction du niveau de bruit présent dans le rayonnement solaire. Cette méthode a été comparée avec celle de l'indice de clarté. Les résultats obtenus montrent une différence dans le nombre des jours clairs trouvés. Les valeurs des erreurs de modélisation résultant de l'utilisation des jours clairs sélectionnés par la méthode d'ondelettes ($R = 0.998$, $RMSE = 13.67 \text{ W/m}^2$, $MAE = 10.93 \text{ W/m}^2$ et $MAPE = 2.65\%$) sont clairement meilleures que ceux déterminés par la méthode de l'indice de clarté.

La deuxième méthode utilisée est basée sur le principe de filtrage adaptatif, où l'algorithme NLMS est mis en œuvre pour distinguer entre les jours clairs et les jours perturbés. Nous avons validé notre méthode par une comparaison avec les valeurs de la méthode de l'indice de clarté obtenues pour $0.5 \leq k_t \leq 0.8$. Les données utilisées dans cette comparaison sont collectées au niveau d'ONM de Tamanrasset. Nous avons trouvé que le nombre de jours clairs par an obtenu avec CDSM est proche de celui trouvé pour $k_t = 0.7$. Les valeurs de k_t inférieures à 0.7 surestiment le nombre de jours clairs, tandis que les valeurs supérieures à 0.7 les sous-estiment. Les deux méthodes montrent la même tendance du nombre annuel de jours clairs avec un maximum autour de 2008. Les valeurs des erreurs de modélisation en utilisant les jours clairs sélectionnés par la méthode CDSM ($R = 0.97$, $RMSE = 25.28 \text{ W/m}^2$, $MBE = 2.09$)

W/m^2 , et $MAPE=4.16\%$) sont clairement meilleures que ceux déterminés par la méthode de l'indice de clarté.

Après avoir sélectionné les jours clairs, un modèle de rayonnement solaire à ciel clair a été élaboré pour estimer le rayonnement solaire global reçu au sol. Ce modèle est basé sur les réseaux de neurones dont les entrées sont des paramètres empiriques (M , $FHWM$) et physiques (α , β) obtenus au sol et en orbite respectivement. Le modèle a été comparé avec des modèles souvent utilisés dans les régions étudiées tels que le modèle de Perrin et Capderou. Nous avons noté un bon accord entre le rayonnement solaire global mesuré et le rayonnement solaire global calculé par le modèle proposé. Les valeurs annuelles pour $MAPE$ varient entre 21,422% et 36.615%, pour R entre 0.966 et 0.990, pour $RMSE$ entre 28.491 W/m^2 et 37.128 W/m^2 , et celles de MBE varient entre -0.403 W/m^2 et 8.058 W/m^2 . En plus, nous avons comparé entre les moyennes journalières mesurées et calculées du rayonnement solaire global. La corrélation entre elles est approchée par une droite. En effet, les valeurs de R , $RMSE$, $MAPE$ et MBE sont respectivement 0.941, 20.90 W/m^2 , 2.750 % et 2.709 W/m^2 .

Une autre alternative pour obtenir le rayonnement solaire est l'utilisation des données en orbite en cas d'absence des mesures au sol. Pour cette raison nous avons étudié trois modèles empiriques (ESRA2, Capderou et Gistel). Les résultats obtenus montrent une bonne corrélation entre le rayonnement global journalier estimé à partir des images satellitaires par le modèle de ESRA2 et le rayonnement solaire global journalier mesuré au sol. En effet, les modèles Capderou, ESRA 2 et Gistel ont respectivement le coefficient de corrélation R de 82%, 86% et 83%, $RMSE$ de 544.28 Wh/m^2 , 470.59 Wh/m^2 , 501.80 Wh/m^2 , $MAPE$ de 17.52%, 11.18%, 12.48%, et MBE de 279.83 Wh/m^2 , 213.83 Wh/m^2 , 244.74 Wh/m^2 .

L'état de l'atmosphère au moment de la mesure affecte considérablement la quantité et la qualité du rayonnement solaire reçu au sol. En cas d'absence des mesures au sol par des instruments spécialisés, une mesure indirecte est nécessaire. Pour cette raison, nous avons développé des méthodes basées sur des modèles empiriques. La détermination des facteurs de turbidité (α, β) pour chaque modèle utilisé, consiste à chercher la meilleure modélisation du rayonnement solaire. Cette étude se fait dans deux sites différents ; le site de Tamanrasset et le site de Ghardaia. Les résultats ont été testés et validés par des mesures au sol et en orbite.

Pour le site de Tamanrasset, notre analyse est basée sur deux modèles empiriques (Iqbal et Bird), où nous avons déterminés les paramètres de turbidités d'Angstrom (α , β) et l'épaisseur optique des aérosols en utilisant la méthode directe. A partir de la comparaison des résultats

obtenus de l'épaisseur optique des aérosols avec les données d'AERONET, nous avons constaté que l'utilisation du rayonnement solaire direct est plus précise. En effet, le coefficient de corrélation (R) entre l'AOD mesuré par AERONET et celui estimé par modèle avec le rayonnement solaire direct est de 88% et 82 % pour Iqbal et Bird respectivement. Nous avons constaté aussi que l'AOD obtenue par les deux modèles présente un maximum durant le mois de Juin ce qui est confirmé par les résultats obtenus par AERONET. Pour le coefficient de turbidité d'Angstrom β , nous avons constaté que la tendance entre β estimé par modèle et celui obtenu par AERONET est très significatif avec le modèle Iqbal. Elle présente un coefficient R de 88% et 82 % à partir de modèle Iqbal et de modèle de Bird respectivement. Nous avons trouvé aussi que l'exposant d'Angstrom α estimé par le modèle Iqbal a la même tendance que celui obtenue par AERONET, mais avec une grande sensibilité de variation par rapport à l'exposant Angstrom d'AERONET. Une méthode de prédiction a été appliquée pour corriger le coefficient de l'exposant d'Angstrom, où une nette amélioration a été obtenue entre la mesure et l'estimation avec un R de 70%.

Pour le site de Ghardaia, nous avons utilisé quatre modèles empiriques, ainsi que les données en orbite pour déterminer le coefficient de turbidité d'Angstrom β . Ces modèles ont été développés par Louche, Pinazo, Dogniaux et Gueymard. Les résultats montrent que le coefficient de turbidité d'Angström obtenu par les quatre modèles et ainsi que celui obtenu en orbite par MODIS ont les mêmes tendances pendant la période 2005-2008, où le maximum et le minimum sont respectivement pendant les mois d'été et d'hiver. Il a été constaté que :

- 1- $\beta_{Pinz} \cong \beta_{Gyem} > \beta_{Louch} > \beta_{modis} \cong \beta_{Dog}$
- 2- $\beta_{Pinz}, \beta_{Gyem}, \beta_{Louch}, \beta_{modis}$ et β_{Dog} augmentent de 2005 à 2008
- 3- $\beta_{Pinz}, \beta_{Gyem}, \beta_{modis}$ et β_{Dog} montrent une légère augmentation en 2007, contrairement à β_{Louch}

La distribution cumulative de la fréquence du coefficient de turbidité d'Angström est calculée pour chaque modèle. Nous avons noté que β_{Dog} et β_{modis} ont les mêmes conditions pour le maximum de « claire ». Les conditions minimales de « claire » sont obtenues par le modèle de Pinazo. Les valeurs maximales pour les conditions « claire à troubles » sont obtenues par les modèles de Pinazo et Gueymard et le minimum par MODIS. Dogniaux donne les valeurs les plus basses pour des conditions « turbides à très turbides » et les modèles Gueymard et Pinazo donnent les plus élevées.

Pour étudier l'origine des aérosols, une classification de leurs types est nécessaire. Une étude de classification des aérosols présents dans l'atmosphère de site de Ghardaia a été effectuée. Les données MODIS collectées durant la période 2004-2012 ont été utilisées. La classification est basée sur l'épaisseur optique des aérosols et le coefficient de l'exposant d'Angstrom. Cette étude a montré que la valeur moyenne quotidienne de l'AOD varie entre un minimum de 0,1 et un maximum de 2,5 avec une valeur moyenne de 0,17 qui augmente considérablement entre le mois d'Avril et Septembre. Elle montre aussi des valeurs minimales entre les mois d'Octobre et Mars. Selon la relation entre les valeurs de l'AOD et α , la classification des aérosols a révélé la présence de tous les types avec des quantités différentes, à savoir 54 % des aérosols de type urbain, 32 % de type maritime, 13 % de type désertique et 1 % de type biomasse. Ce résultat montre que les aérosols urbains prédominent les autres types. Ceci s'explique par le climat chaud en été et les vents des secteurs sud (Sirocco) qui caractérisent la région de Ghardaia et qui ramènent des particules de poussière et de sable.

Perspectives

- Développer les techniques de sélections des jours clairs pour les courtes périodes du rayonnement solaire.
- Universaliser le modèle établi à Ghardaia.
- Développement des méthodes pour estimer le rayonnement solaire à partir des images satellitaires.
- Concevoir une cartographie des facteurs de turbidité sur l'échelle nationale.
- Utiliser les paramètres de turbidité dans la prédiction météorologique.
- Etudier le phénomène de l'intermittence en mariant les données en orbite et au sol.

ANNEX

Annexe A

Méthodes d'évaluation

Une évaluation objective a été menée en calculant les scores statistiques permettent de comparer la valeur des grandeurs mesurées et celles estimées. Pour évaluer les estimations réalisées d'un point de vue statistique, nous avons calculé le coefficient de corrélation, le biais et l'erreur quadratique moyenne.

1. Erreur moyenne (Mean Bias Error) qui quantifie l'écart moyen entre les valeurs mesurées et les valeurs simulées. Le MBE reflète la tendance d'ensemble de la grandeur simulée à sa surestimation ($MBE > 0$) ou à sa sous-estimation ($MBE < 0$).

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (G_{est,i} - G_{mes,i})$$

2. L'erreur moyenne absolue (MAE : Mean Absolut Error) :

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |G_{est,i} - G_{mes,i}|$$

La seule différence entre le MAE et le MBE est la valeur absolue des différences entre les valeurs réelles et prédites. Un des avantages de l'indicateur MAE est qu'il donne une meilleure idée de la qualité de prédiction. Par contre, il n'est pas possible de savoir si le modèle a tendance à sous ou surestimer les prédictions.

3. Erreur Quadratique Moyenne (RMSE : Root Mean Square Error) : C'est un score qui mesure l'amplitude de l'erreur. Elle s'exprime comme suit :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (G_{est,i} - G_{mes,i})^2}$$

4. Coefficient de corrélation R : La corrélation quantifié la correspondance temporelle des variations des champs simulés et celles mesurés.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (G_{est,i} - \overline{G_{est}})(G_{mes,i} - \overline{G_{mes}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (G_{est,i} - \overline{G_{est}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (G_{mes,i} - \overline{G_{mes}})^2}}$$

5. Le coefficient de détermination (r^2) est un indicateur qui permet de juger la qualité d'une régression linéaire simple.

$$r^2 = R^2$$

6. L'erreur absolue moyenne en pourcentage (MAPE : *Mean Absolute Percentage Error*) : moyenne des écarts en valeur absolue par rapport aux valeurs observées. C'est donc un pourcentage et par conséquent un indicateur pratique de comparaison.

$$MAPE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left| \frac{G_{est,i} - G_{mes,i}}{G_{mes,i}} \right| \times 100$$

Où G_{mes} représente les valeurs mesurées et G_{est} à celles estimées. N est le nombre de données.

Annexe B

- Publication en revue internationale

1. **Zaiani Mohamed**, Djafer Djelloul. Atmospheric Turbidity Study Using Ground and Orbit Data. International Journal of Latest Research in Science and Technology, Vol. 3, Issue 2, pp 12-18 , 2014 (**MNK Publication**).
2. **Zaiani Mohamed**, Djafer Djelloul, and Chouireb Fatima. Classification of Aerosol Types over Ghardaia, Algeria, Based on MODIS Data. International Journal of Environmental Science and Development, Vol. 7, No. 10, October 2016(**SCOPUS**).
3. **Zaiani Mohamed**, Djafer Djelloul, and Chouireb Fatima. New Approach to Establish a Clear Sky Global Solar Irradiance Model. International Journal of Renewable Energy Research, Vol.7, No.3, 2017(**THOMSON**).
4. Djafer Djelloul, Irbah Abdanour, and **Zaiani Mohamed**. Identification of clear days solar irradiance observations using a new method based on the wavelet transform. Renewable Energy, 101 347-355, 2017(**THOMSON**).
5. **Zaiani Mohamed**, Djafer Djelloul, Chouireb Fatima, Irbah Abdanour, and Hamidia Mahfoud. New method for clear day selection based on normalized least mean square algorithm. Theoretical and Applied Climatology, 2019, <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03059-5>(**THOMSON**).
6. Djafer Djelloul, Irbah Abdanour, Keckhut Philippe, **Zaiani Mohamed**, Meftah Mustapha. Investigation of Atmospheric Turbidity at Ghardaia (Algeria) Using Both Ground Solar Irradiance Measurements and Space Data. Atmospheric and climate Sciences, 2019, 9, 114-134, <https://DOI:10.4236/acs.2019.91008>(**SCOPUS**).

- Publication en conférence internationale

- 1- **Zaiani Mohamed**, Djafer Djelloul. Determination of Turbidity Parameters over Ghardaia Site Using MODIS Data. International Conference on Mechanics and Energy, ICME'2014, March 18-20, 2014, Monastir, TUNISIA.

-
- 2- **Zaiani Mohamed** and Djafer Djelloul. Automatic detection of clear and perturbed periods in solar irradiance measurement. SIENR 2018, Ghardaia.
 - 3- Belaid Sabrina, Boualit Abdelhamid, **Zaiani Mohamed**, Mellit Adel. New predictive model of hourly global solar component. SIENR 2018, Ghardaia.
 - 4- **Zaiani Mohamed**, Abdanour Irbah, Djelloul Djafer, and Julien Delanoe. Aerosol properties obtained on cloudless days through direct broadband solar radiation measurements. EGU General Assembly 2020, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-1542>.



New method for clear day selection based on normalized least mean square algorithm

Mohamed Zaiani¹ · Djelloul Djafer¹ · Fatima Chouireb² · Abdanour Irbah³ · Mahfoud Hamidia⁴

Received: 12 March 2019 / Accepted: 24 November 2019
© Springer-Verlag GmbH Austria, part of Springer Nature 2019

Abstract

A new method is proposed to select clear days from data sets of solar irradiation recorded with ground-based instruments. The knowledge of clear days for a given site is of prime importance both for the study of turbidity and for the validation of empirical models of global solar radiation (GSR). Our innovative method is based on the normalized least mean square (NLMS) algorithm that estimates noise according to a GSR model. The developed method named clear day selection method (CDSM) is compared with the well-known clearness index criteria (k_t) taking data collected at Tamanrasset in Algeria during the period 2005–2009. The root mean square error (rmse), the mean absolute percentage error (mape), and the dependence of model error (mbe) are considered for the comparison. A different number of clear days is found with both methods, with additionally a k_t dependency for the clearness index criteria. The average values of rmse, mape, and mbe between the daily average of the measured GSR and its estimate using a model are better in the case of CDSM for the period 2005–2009. Indeed, we found 25.28 W/m², 4.61%, and 2.09 W/m² respectively for CDSM and 42.48 W/m², 7.63%, and –5.91 W/m² for the clearness index method with $k_t = 0.7$. We also found that GSR of clear days is well correlated with the model in the case of CDSM, which gives good confidence in our results.

1 Introduction

The global solar radiation (GSR) is the total amount of solar radiation received by the Earth surface and corresponds to the contribution of direct, diffuse, and reflected solar radiation.

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00704-019-03059-5>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Mohamed Zaiani
zaianimo@gmail.com

¹ Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133 Ghardaïa, Algeria

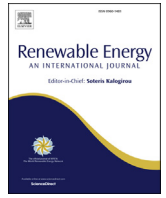
² Laboratoire des Télécommunications, Signaux et Systèmes LTSS, Université Amar Telidji de Laghouat, Laghouat, Algeria

³ Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS), CNRS: UMR8190, Université Paris VI -Pierre et Marie Curie, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, INSU, 78280 Guyancourt, France

⁴ Faculty of Electronics and Computer Science, LCPTS, Speech Communication and Signal Processing Laboratory, USTHB, P. O Box 32, Bab Ezzouar, 16 111 Algiers, Algeria

Direct solar radiation is the propagation of the beam directly through the atmosphere to the surface of the Earth, while diffuse solar radiation is scattered in the atmosphere. Solar radiation is affected during its propagation through the atmosphere by atoms and molecules (ozone, water vapor, carbon dioxide) as well as by liquid and solid aerosols dispersed or grouped in clouds (Kaskaoutis and Kambezidis 2008). Solar radiation measurements on the ground then depend on the site location. The location must indeed be taken into account when we are interested in the quality and amount of solar radiation. GSR is one of the most important parameters in solar energy designs and/or applications (Badescu et al. 2013; Reno et al. 2012). Analyzing solar radiation properties in a given location requires long-term data and both use of empirical, semi-empirical, or physical models and specific techniques such as neural networks (Senkal 2015; Mohandes 2012).

Many studies were carried out to estimate and/or predict solar radiation using available meteorological (air temperature, relative humidity) and geographical (sunshine hours, latitude) parameters (Wong and Chow 2001; Victor et al. 2016; Gueymard 2012). These models are needed to obtain the correct designs and outputs of solar power plants in case of clear sky conditions. Selecting clear days from recorded datasets is the first step in modeling solar radiation under these



Identification of clear days from solar irradiance observations using a new method based on the wavelet transform



D. Djafer ^{a,*}, A. Irbah ^b, M. Zaiani ^a

^a Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaïa, Algeria

^b Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS), CNRS: UMR8190 – Université Paris VI – Pierre et Marie Curie – Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines – INSU, 78280, Guyancourt, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 February 2016

Received in revised form

19 July 2016

Accepted 12 August 2016

Keywords:

Solar radiation

Turbidity parameters

Clearness index

Wavelet transform

ABSTRACT

A new method using the wavelet transform properties is developed to determine clear days of solar irradiance. These days are needed to model the solar radiation and to compare the existing empirical models. We use this method to process four years of global solar irradiation data collected at the Research Unit of Applied Renewable Energies at Ghardaïa city in Algeria. We also determine clear days from this data set using a standard method based on the clearness index criteria. The results show that the two methods give different numbers of clear days. The effect of this difference is analyzed by computing the Global Solar Radiation (GSR) with the Iqbal C model but also by the estimation of turbidity parameters using for that a innovative approach. We find that some significant differences are observed in the GSR modeling leading to bad estimation of turbidity parameters. We conclude that using our method is therefore more efficient since it is not dependent of the site and observations.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Solar radiation passing through the Earth atmosphere keeps useful information on the medium. The solar flux is attenuated by scattering, air mass, clouds, aerosols and various reflections. Physical models that explain the solar flux and its temporal variations measured on the ground are of great importance to know the atmosphere state when observing, especially to know the components that are responsible of flux fluctuations. The analysis of these fluctuations is a passive way to probe the atmosphere in contrast to the use of specific instruments such as lidars and radars. Observations during clear days allow detecting certain atmospheric constituents such as aerosols and track their evolution, which may impact Earth's radiative budget and the climate. Clear day observations are also required for models to derive and predict solar irradiance especially where it cannot be measured. These models are needed to obtain the correct design and output of solar power plants in case of clear sky conditions. This accrued interest comes from the huge investments in solar applications in most of countries where the radiative solar resources need to be accurately

characterized either measured or modeled. Validating candidate models for this kind of task is an essential step in the process to provide analysts with sufficient background information on their detailed performance. Several works studying and comparing broad band irradiance models are reported in the literature [12]. These models with high-performance and good accuracy are, as previously mentioned, of great interest for clear sky conditions. To assess the performance and improve the validation of such models it is necessary to have clear sky situations i.e. data free of noise and cloudy periods, to obtain valid performance results [12].

The commonly used tool to characterize sky conditions (classification of day types) over a particular site is the clearness index k_t [2,3,14,16–18,22,23,23,26,30]. On a clear day, the atmosphere causes a reduction of the extraterrestrial solar input by about 30% and to nearly 90% in a very turbid (cloudy) day. k_t ranging values depend from one author to the other. Alves et al. [2] reported that a cloudy sky corresponds to $0 < k_t < 0.3$, a partially cloudy sky to $0.3 \leq k_t \leq 0.65$ and a clear sky to $0.65 < k_t < 1$. The last definition was also adopted by Gueymard [18]. Following Bendt et al. [4], clear sky is when $0.5 \leq k_t \leq 0.85$, greater than 0.5 for Ahmed et al. [1] and greater or equal than 0.7 for Molineaux et al. [24], Li and Lam [19], Li et al. [20] and Eftimie [11]. For Iqbal [15], a clear sky is defined when k_t ranges between 0.7 and 0.9 while Reindl et al. [29] proposed $k_t > 0.6$. The clear sky of most tropical regions for Ndilemeni et al.

* Corresponding author.

E-mail addresses: djdjafer@gmail.com (D. Djafer), air@latmos.ipsl.fr (A. Irbah), zaianimo@gmail.com (M. Zaiani).

New Approach to Establish a Clear Sky Global Solar Irradiance Model

Mohamed ZAIANI *, Djelloul DJAFER *, Fatima CHOUIREB **

*Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaia, Algeria

**Laboratoire des Télécommunications, Signaux et Systèmes LTSS, Université Amar Telidji de Laghouat, Algeria

mohamed_zaiani@hotmail.fr, djджаfer@gmail.com, chouirebfatima@yahoo.com

Corresponding author: first Author, mohamed_zaiani@hotmail.fr

Received: 01.03.2017 Accepted: 14.02.2017

Abstract- Prediction of Global Solar Radiation of a given location is useful to obtain the correct design of solar equipments in the case of a clear sky conditions. We have developed a new approach to establish a GSR model using 10 years of measurements. This model allows the prediction of GSR to any a given clear day of the year. Results show that our model predicts the daily GSR with R^2 of 0.982 and MBE of 7.937. In addition a good correlation between daily average values of the measured and predicted GSR is found (0.940 for R^2 , 2.711 % for MAPE, 20.9 for RMSE and 2.727 for MBE).

Keywords Solar radiation, GSR prediction, Neural Network, MultiLayer Perceptron method

1. Introduction

Solar radiation is the direct form of abundant permanent solar energy resource available on earth, due to nuclear fusion on Sun. Earth surface is receiving about one hundred thousand TW of this renewable energy of solar power at earth's surface at each moment. Unfortunately, the Solar Radiation measurements are not easily available because of the cost of measuring equipments and the maintenance and calibration requirements. Therefore, it is rather important to elaborate methods to estimate the solar radiation to use it for solar energy applications including the design and analysis of energy-conversion devices and architectural design. However, the solar radiation has three components which are: Global Solar Radiation (GSR), Direct Solar Radiation and Diffuse Solar Radiation.

The value of the Global Solar Radiation (GSR) is the most important parameter for solar energy applications [1, 2, 23]. Studying the behavior of solar radiation to a given location requires long-term data and require the use empirical, semi-empirical, physical, neural networks techniques [4, 5]. Many studies are performed by researchers to estimate or predict

solar radiation using available meteorological and geographical parameters such as sunshine hours, air temperature, relative humidity and latitude [6, 7, 8, 9, 10, 11].

The most common parameter to simulate GSR is sunshine duration [10, 12, 13], mainly due to the fact that sunshine duration can be easily and reliably measured. All models, which are presented in the literature, have used different SRTs (Statistical Regression Techniques) to find empirical coefficients of models [10, 12, 14] and other techniques [5, 15, 16] in order to estimate or predict solar radiation based on daily values. Most of authors were interested by the prediction of the hourly or daily mean values [18, 19, 2, 4, 17, 20] and not for instantaneous daily GSR. Nevertheless, in the present work, we will establish a model that estimates and predicts the GSR for any time of a given day of the year. This model is based on four important inputs which are: the Full Width at Half Maximum (FWHM) of the clear day GSR component, its maximum value, the Angstrom coefficient and the Angstrom exponent. The Artificial Neural Network (ANN) based on MultiLayer Perceptron (MLP) will be used to calculate the different parameters of this model. After a brief introduction in section 1, the section 2 provides the site characterization

Investigation of Atmospheric Turbidity at Ghadaa (Algeria) Using Both Ground Solar Irradiance Measurements and Space Data

Djafer Djelloul^{1*}, Irbah Abdanour², Keckhut Philippe², Zaiani Mohamed¹, Meftah Mustapha²

¹Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, Ghardaïa, Algeria

²LATMOS/IPSL, UVSQ Université Paris-Saclay, Sorbonne Université, CNRS, Guyancourt, France

Email: *djafer.djelloul@uraer.dz

How to cite this paper: Djelloul, D., Abdanour, I., Philippe, K., Mohamed, Z. and Mustapha, M. (2019) Investigation of Atmospheric Turbidity at Ghadaa (Algeria) Using Both Ground Solar Irradiance Measurements and Space Data. *Atmospheric and Climate Sciences*, 9, 114-134.

<https://doi.org/10.4236/acs.2019.91008>

Received: January 4, 2018

Accepted: January 5, 2019

Published: January 8, 2019

Copyright © 2019 by authors and Scientific Research Publishing Inc. This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

Abstract

Four radiometric models are compared to study the Angström turbidity coefficient β over Ghardaïa (Algeria). Five years of global irradiance measurements and space data recorded with MODIS are used to estimate β . The models are referenced as β_{Dog} for Dogniaux's method, β_{Louch} for Louche's method, β_{Pinz} for Pinazo's method, β_{Gyem} for Gueymard's method and by β_{modis} for MODIS data. The results showed that β_{Gyem} and β_{Pinz} are very close as the couple β_{Dog} and $\beta_{modis} \cdot \beta_{Louch}$ values are between them. Results showed also that all Angström coefficient curves have the same annual trend with maximum and minimum values respectively in summer and winter months. Annual mean values of β increased from 2005 to 2008 with a slight jump in 2007 except for β_{Louch} . The city environment explains it since the urban aerosols predominate over all other types during this period. The jump in 2007 is attributed to the ozone layer thickness that undergoes the same behavior. Some models are then more sensitive to this atmospheric component than others. The occurrence frequency distribution showed that β_{Dog} , β_{Louch} , β_{Pinz} , β_{Gyem} and β_{modis} had their maximum recurrent values near 0.03, 0.07, 0.10, 0.09 and 0.02 respectively. The cumulative frequency distribution revealed also that β_{Dog} and β_{modis} yielded maximum "clean to clear" conditions with respect to others while β_{Pinz} and β_{Gyem} had the minimum. The opposite was observed on the same β pairs with regard to "clear to turbid" and "turbid to very turbid" conditions. Louche's model gave middle values of sky conditions comparing to the other models.

Classification of Aerosol Types over Ghardaia, Algeria, Based on MODIS Data

Zaiani Mohamed, Djafer Djelloul, and Chouireb Fatima

Abstract—Anthropogenic and natural aerosols are important atmospheric constituents that significantly contribute to the Earth's radiation budget but remain uncertainties due to the poor understanding of their properties and their direct effects on scattering and absorption of solar radiation and their ability to stay in atmosphere for a very short time. The aerosol properties retrieved from the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) measurements collected during the period 2004-2012 are used for the first time to identify the types of aerosols over Ghardaia city. Two parameters are used for aerosol analyses, the Aerosol Optical Thickness (AOT) and the Angstrom exponent (α). The obtained results show different types of aerosols, representing biomass-burning, urban, maritime and dust aerosols. The aerosol type discrimination shows a clear domination of urban aerosols compared to maritime, dust and biomass-burning aerosols. They represent respectively the fractions of 54 %, 32%, 13 % and 1%.

Index Terms—Aerosol optical thickness, aerosols, dust aerosols, urban aerosols, maritime aerosols, biomass-burning aerosols, angstrom exponent, angstrom coefficient.

I. INTRODUCTION

Atmospheric aerosols are defined as suspended particles in the atmosphere in liquid or solid phase. The presence of aerosols in atmosphere can affect our weather and climate because they change the amount of sunlight reaching Earth's surface [1]. The aerosols have different size distributions, shapes, and residence times. They originate from different sources such as gases condensation and action of wind on Earth's surface.

The Aerosol optical Thickness which is a wavelength dependent is a measure of the total extinction of sunlight due to scattering and absorption by aerosols [2], [3]. In the case of climate and weather, the presence of solid particles in the Earth's atmosphere has important consequences on the transmission of solar radiation and on the nature of the radiation that reaches the ground [4].

The absorption of solar energy by a layer of aerosols increases the radiative heating of the atmosphere and decreases the amount of energy reaching the ground surface.

The scattering by aerosols increases the amount of radiation which is reflected by the atmosphere into space and increases the downward flux of diffuse radiation at the Earth's surface [5]. In fact, there is a simple relationship

between the Aerosol Optical Thickness (τ) and the percentage of transmission given by [6]:

$$\text{transmission} = 100 \times e^{-\tau} \quad (1)$$

Related to these effects, aerosols types classification is important because these effects are different from one type of aerosols to another. For this reason, there were many studies performed to classify aerosols by using retrieved aerosol algorithms that adopt the inversion procedure [7]. Aerosols originated from different sources exhibit highly different optical and physico-chemical properties in addition to be wavelength dependent [8]. The correlation between aerosol properties makes their characterization easier, although in the majority of cases a well-mixed aerosols types is rather difficult to be classified [9]. The most common scatter plot for the aerosols types discrimination is between AOT and the Angstrom Exponent α [10]. Other techniques have also been used such as the wavelength dependence of single scattering albedo (SSA), the correlation between Fine-mode fraction and SSA [11] and the correlation between absorption and extinction Angstrom exponent [12].

According to Ichoku [13] there are four main aerosol types that can be categorized in the atmosphere which are : biomass-burning aerosols, urban aerosols, maritime aerosols and dust aerosols. Each of these aerosols have different physiochemical, optical and radiative characteristics according to their origin. Certain aerosols types can interact with cloud droplets and therefore modifying their microphysical properties which will influence the radiative properties and precipitation processes. The relationship between AOT and Angstrom exponent can be used to classify aerosol types in a particular site. High values of AOT are affected by biomass burning, dust or urban aerosols where α values near zero correspond to sea spray and dust and values above 1.5 indicate significant presence of smoker or urban aerosols [14].

The objective of the present work is to identify and classify the aerosols types over Ghardaia city using MODIS data for the period 2004-2012. To perform that two parameters are used for aerosols types identification witch are the Aerosol Optical Thickness and the Angstrom exponent. After a brief introduction in Section I, Section II describes the data used and aerosols proprieties. Section III talks about classification of aerosols where Section IV resumes and discusses the obtained results.

II. USED DATA AND AEROSOL PROPRIETIES

Our studied area is located in the center of the northern part of Algerian Sahara about 600 Km far from the capital city

Manuscript received September 12, 2015; revised December 25, 2015.

Zaiani Mohamed and Djafer Djelloul are with Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaia, Algeria (e-mail: mohamed_zaiani@hotmail.fr, adjafer@gmail.com).

Chouireb Fatima is with Faculté de Technologie, Université de Laghouat, Algeria (fatimachouireb@yahoo.com).

ATMOSPHERIC TURBIDITY STUDY USING GROUND AND ORBIT DATA

¹Mohamed Zaiani, ¹Djelloul Djafer

¹Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaïa, Algeria.

Abstract- In this work, three basic parameters for aerosol characterization, Aerosol Optical Thickness, Angstrom Exponent and Angstrom Coefficient are used for aerosol analysis over Ghardaïa site. We have found that the transmission of solar radiation can reach 95 %. The values of the Angstrom Exponent and the Angstrom Coefficient determined from MODIS compared to those obtained by measurement global irradiance component using Iqbal C model show the same trend during the year 2005. The monthly mean values of the Angstrom exponent and the Angstrom coefficient are 1.248 and 0.037 determined from orbit data and those from Iqbal C model are 2.026 and 0.067 respectively.

Keywords – Aerosols, Optical Thickness, MODIS, Turbidity parameters, Iqbal C model.

I. INTRODUCTION

Atmospheric aerosols are defined as suspended particles in the atmosphere in liquid or solid phase. The presence of aerosols in atmosphere can affect our weather and climate because they change the amount of sunlight reaching Earth's surface [1]. Aerosol Optical Thickness (AOT, also called aerosol optical depth) is basically a measurement of transparency of the atmosphere. The larger the AOT at a particular wavelength, the less light of that wavelength reaches Earth's surface. This information is important for determining the concentration, size distribution and variability of aerosols in the atmosphere.

The aerosols have different size distributions, shapes, and residence times. They originate from different sources such as gases condensation and action of wind on the Earth's surface. Aerosol size properties are one of the most important information for both modeling and experiments. They are tiny particles in the range 0.001 to 100 μm suspended in the atmosphere. In the other words, the Aerosol optical thickness (AOT) is a wavelength dependent measure of the total extinction of sunlight due to scattering and absorption by aerosols [2]. AOT is considered the most important unknown parameter in any atmospheric correction algorithm since it is used to solve the radiative transfer equation and remove atmospheric effects from satellite images [3].

Aerosols have an impact on human respiratory, global climate and weather changes [4]. In the case of climate and weather, the presence of solid particles in the Earth's atmosphere has important consequences on the transmission of solar radiation and on the nature of the radiation regime at the ground. The absorption of solar energy by a layer of aerosol increases the radiative heating of the atmosphere and decreases the amount of energy available at the surface. Scattering by aerosol increases the amount of radiation which is reflected by the atmosphere into space and

increases the downward flux of diffuse radiation at the Earth's surface. In fact, there is a simple relationship between the Aerosol Optical Thickness (τ) and the percentage of transmission which can be explained by this formula [5]:

$$\text{transmission} = 100 \times e^{-\tau} \quad (1)$$

The Moderate Resolution Imaging Spectro-radiometer has two satellites, Terra and Aqua, where is making near-global daily observations of the Earth in a wide spectral band (0.41–15 μm). These measurements are used to derive the characteristics of the atmosphere of the studied area. In this work we have focused on the spectral Aerosol Optical Thickness and aerosol size parameters over land. Due to their variability, atmospheric aerosol monitoring is difficult and significant efforts to improve aerosol characterizations have included using in-situ measurements, ground-based remote sensing and satellite observations [6].

As mentioned before, the present paper studies the characteristics of aerosol over Ghardaïa site. After a brief introduction in section 1, the section 2 provides the site characterization and data used. Section 3 describes the two turbidity parameters (the Angstrom exponent α and the Angstrom coefficient β). In section 4 a brief description of Iqbal C model is given with the obtained values of (α , β) using global irradiance measurements. In section 5, discussion of the obtained results is presented.

II. SITE AND USED DATA

Our studied area is located in the center of the northern part of Algerian Sahara about 600Km far from the capital city (Fig 1). It is considered as arid and dry area. Its geographical coordinates are: +32°37'N in latitude and +3°77'E in longitude. This area is characterized by significant insolation rate⁷. The mean annual global solar



Aerosol properties obtained on cloudless days through direct broadband solar radiation measurements

Mohamed Zaiani¹, **Abdanour Irbah**², Djelloul Djafer¹, and Julien Delanoë²

¹Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133 Ghardaïa, Algeria

²Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS), CNRS: UMR8190, Université Paris VI -Pierre et Marie Curie, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines, INSU, 78280 Guyancourt, France

Anthropogenic and natural aerosols are important atmospheric constituents that can significantly reduce, by scattering and absorption, the solar radiation reaching the Earth's surface. This impact depends on the aerosols properties, namely the optical thickness (τ), the exponent (α) and the coefficient (β) of Angström. These three parameters are first estimated by fitting the direct solar radiation measurements recorded on clear days with the Iqbal C model. The retrieval of τ and β using data collected in Tamanrasset, Southern Algeria, are in good agreement with those of retrieved by AERONET at the same time and location. However, α exponent comparison is not satisfactory, we have therefore developed an Artificial Neural Network method (ANN) to better estimate it. The ANN created was first learned from β and α obtained from AERONET. We then used β from the Iqbal C model with the ANN and obtain good estimate of α with R^2 of 60% compared to the Angstrom exponent from AERONET. We will first give in this presentation an overview of the Iqbal C model, then present the data used and the processing method, and finally discuss the main results of this study.



Automatic detection of clear and perturbed periods in solar irradiance measurement

M. Zaiani, D. Djafer

¹Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER, Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaïa, Algeria.

zaiani.mohamed@uraer.dz, djafer.djelloul@uraer.dz

Abstract— Several clear sky models exist in the literature. The study and calibration of these models should be performed using solar irradiance measurement at ground. This calibration should be done using clear sky periods. Several detection algorithms of clear sky exist in the literature. All of them are dependent on a model or on a threshold values that should be calculated and adjustment appropriately. The method that we propose is an automatic method that can be applied to a huge data of solar irradiance measurement. It processes the shape of the measured solar irradiance and classifies time periods as either calm or perturbed. It relies on wavelet analysis and on the fact that the horizontal irradiance with time is a smoothly curve with values that are relatively constant fraction of extraterrestrial irradiance. We have used nine years of data from 2005 to 2013 to determine clear and perturbed periods. This data is collected at the Applied Research Unit for Renewable Energies (URAER, Ghardaïa) situated in south of Algeria. Results show that 68% of the time period is a clear sky and only 32% is perturbed.

Keywords— Solar radiation, wavelet transform, clear sky, radiometric models.

I. INTRODUCTION

Radiation models with high-performance and good accuracy are actually of great interest for clear sky situations. They are required to derive and predict solar irradiance especially where it cannot be measured. This will be useful to obtain the correct design and output of solar power plants in the case of clear sky conditions. This accrued interest comes from the huge investments in solar applications in most of countries where the radiative solar resources need to be accurately characterized either measured or modelled.

For models they should be validated and calibrated to isolate their intrinsic uncertainty from that induced by the noisy input data. So, the data must be free of cloudy periods especially that small clouds perturb seriously the model. Therefore, the important step before model validation is the detection of clear and perturbed periods.

The method that we propose makes very simple the separation between clear and cloudy periods without recourse to methods as the analysis of broadband diffuse/beam ratio

and the automated sky cover observations [1]. Our new method uses the wavelet transform properties with a limit value automatically computed to discriminate between clear and turbid days and on that fact that the horizontal irradiance with time is a smoothly curve with values that are relatively constant fraction of extraterrestrial irradiance. A period of nine years of data from 2005 to 2013 is used to perform this study. This data is collected at the Applied Research Unit for Renewable Energies (URAER, Ghardaïa) situated in south of Algeria.

II. THE WAVELET METHOD

The wavelet transform decomposes a given signal simultaneously to time and frequency signals. The algorithm used for its implementation in the present study is the 'à trous' algorithm. Its principle is shown on Figure 1.

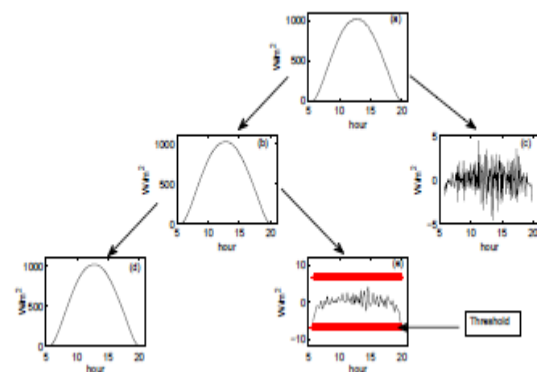


Fig. 1. Wavelet decomposition method

It decomposes the signal to signals. The first one (Figure 1b) is a smoothed version of the main signal (low frequencies) while the second one (Figure 1c) contains the high frequency components. The noise and signature of clouds of the measured global solar irradiance are present if any, in the high frequency components. The same decomposition procedure is repeated on the first level approximation of the signal giving rise to the second approximation and detail (see Figure 1d and e). At this level the decision is taken if the solar irradiance

Determination of Turbidity Parameters over Ghardaia Site Using MODIS Data

Zaiani Mohamed*, Djafer Djelloul*

*Unité de Recherche Appliquée en Energies Renouvelables, URAER,
Centre de Développement des Energies Renouvelables, CDER, 47133, Ghardaia, Algeria*

Abstract. In this work, three basic parameters for aerosol characterization, Aerosol Optical Thickness, Angstrom Exponent and Angstrom Coefficient are used for aerosol analysis. Their monthly average values are obtained from MODIS data for Ghardaia site. We have found that the transmission of solar radiation can reach 95 % and the 94% of the Angstrom exponent values lie between 1.2 and 1.27 and 70% of Angstrom coefficient lie between 0.019 and 0.062.

Key words: Aerosols, Optical Thickness, MODIS, turbidity parameters.

1. Introduction

The characteristics of the solar radiation on the ground depend on the measurement site. So, the design and installation of systems of solar energy conversion, the quality and amount of solar radiation at that location must be considered. During the propagation of solar radiation through the atmosphere can be effected by the atoms and molecules that compose it (ozone, water vapor, carbon dioxide,..) as well as from liquid aerosols and solid scattered or grouped in cloud.

Atmospheric aerosols are defined as suspended particles in the atmosphere in liquid or solid phase. The presence of aerosols in atmosphere can affect our weather and climate because they change the amount of sunlight reaching Earth's surface [1]. Aerosol Optical Thickness (AOT, also called aerosol optical depth) is basically a measurement of transparency of the atmosphere. The larger the AOT at a particular wavelength, the less light of that wavelength reaches Earth's surface. This information is important for determining the concentration, size distribution and variability of aerosols in the atmosphere.

The aerosols have different size distributions, shapes, and residence times. They originate from different sources such as gases condensation and action of wind on the Earth's surface. Aerosol size properties are one of the most important information for both modeling and experiments.

They are tiny particles in the range 0.001 to 100 μ m suspended in the atmosphere. In the other words, the Aerosol optical thickness (AOT) is a wavelength dependent measure of the total extinction of sunlight due to scattering and absorption by aerosols [2].

AOT is considered the most important unknown parameter in any atmospheric correction algorithm since it is used to solve the radiative transfer equation and remove atmospheric effects from satellite images [3].

Aerosols have an impact on human respiratory and global climate and weather changes [4]. In the case of climate and weather, the presence of solid particles in the Earth's atmosphere has important consequences for the transmission of solar radiation and on the nature of the radiation regime at the ground. The absorption of solar energy by a layer of aerosol increases the radiative heating of the atmosphere and decreases the amount of energy available at the surface. Scattering by aerosol increases the amount of radiation which is reflected by the atmosphere into space and increases the downward flux of diffuse radiation at the Earth's surface. In fact, there is a simple relationship between the aerosol optical thickness and the percentage of transmission which can be explained by this formula [5]:

$$transmission = 100 \times e^{-\tau} \quad (1)$$

Where τ is the aerosol optical thickness.

The Moderate Resolution Imaging Spectro-radiometer has two satellites, Terra and Aqua, where is making near-global daily observations of the

*Corresponding authors: Mohamed Zaiani, Djafer Djelloul
E-mail: Mohamed_zaiani@hotmail.fr, adjafer@yahoo.com

ملخص

موضوع هذه الأطروحة هو نمذجة الإشعاع الشمسي على سطح الأرض وذلك بإستعمال البيانات الأرضية والبيانات الناتجة عن الأقمار الإصطناعية. في هذا السياق ، فقد تم أولاً اقتراح طرق كيفية إختيار الأيام ذات السماء الصافية بغية إستعمالها في حساب وتنبؤ قيمة ونوعية الإشعاع الشمسي في موقع معين. بعد ذلك ، تم إنشاء نموذج إشعاع شمسي خاص بمدينة غرداية بإستخدام تقنية الشبكات العصبية. حيث تم تقييم هذا النموذج ومقارنته مع النماذج الأخرى المستخدمة على نطاق واسع. كما تم اختبار طرق جديدة لتقييم الإشعاع الشمسي الكلي عن طريق إستعمال صور الأقمار الإصطناعية خصوصا في المناطق التي لا تحوز على محطات أرضية لقياس الإشعاع الشمسي. بعدها تمت دراسة معاملات تعكس الغلاف الجوي التي تتحكم في نوعية وكمية الإشعاع الشمسي الوارد على سطح الأرض بواسطة نماذج عكسية واقتراح طرق غير مباشرة لإحتساب هاته المعاملات في موقعين مختلفين (تمراسست وغرداية) و مقارنة النتائج المتحصل عليها مع القياسات الأرضية و القياسات المدارية. في الأخير تم إنجاز دراسة تخص مصدر و تصنيف نوعية الغبار الجوي العابر لمدينة غرداية.

كلمات مفتاحية: نماذج الإشعاع الشمسي، معاملات التعكس، القمر الإصطناعي MODIS، شبكة أيرونات، صورأقمار الإصطناعية متعددة الطيف.

Résumé

Cette thèse porte sur la modélisation du rayonnement solaire à partir des données obtenues au sol et en orbite. Dans ce contexte, des nouvelles méthodes de sélection des jours clairs, indispensables pour la modélisation et la prédiction de ce paramètre en un lieu précis, ont été proposées. Ensuite, un modèle à ciel clair a été établi pour la ville de Ghardaïa en utilisant les techniques des réseaux de neurones, et son efficacité a été évalué par rapport à d'autres modèles largement utilisés. En plus, pour remédier aux cas d'absence des mesures au sol du rayonnement solaire, des modèles empiriques ont été testés en utilisant les données en orbite. Vu l'effet de l'état de l'atmosphère sur la qualité et la quantité du rayonnement reçu au sol, une étude de l'estimation indirecte des facteurs de turbidité a été établie basée sur la régression non linéaire des modèles empiriques. Ces facteurs sont calculés pour deux sites différents (Tamanrasset et Ghardaïa) et les résultats obtenus ont été validés par les mesures directes au sol et en orbite. Enfin, une étude de classification des aérosols (origine et type) a été effectuée pour la ville de Ghardaïa en utilisant les données orbitales.

Mots clés : modèle empirique, modèle physique, facteur de turbidité, AERONET, MODIS, images multi-spectrales MSG, transformée en ondelette, méthode NLMS.

Abstract

This thesis deals with the modeling of solar radiation on ground and on Orbit. In this context, clear day selection methods indispensable for solar radiation modeling and prediction have been studied and proposed. Next, a clear sky model was established using neural networks for Ghardaïa city. This model has been evaluated and compared to other models widely used. In addition, to overcome the lack of ground measurement of solar radiation, a clear sky models were tested using orbital data. Since the state of the atmosphere affects the quantity and the quality of solar radiation arrived to ground, the estimation of turbidity factors was established. This estimation was based on the nonlinear regression of empirical models. These factors were calculated at two different sites (Tamanrasset and Ghardaïa) and the results were compared with ground and orbit data. Finally, the classification of aerosols (origin and type) was determined over Ghardaïa city using orbit data.

Keywords: empirical model, physical model, turbidity factor, AERONET, MODIS, MSG multispectral images, Wavelet transform, NLMS method.