

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITE MENTOURI CONSTANTINE
FACULTE DES SCIENCES EXACTES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE**

N° de Série :.....
N° d'ordre :.....

MEMOIRE

PRESENTE POUR OBTENIR LE DIPLOME DE MAGISTER EN PHYSIQUE

SPECIALITE : PHYSIQUE ENERGETIQUE

OPTION : PHOTO-THERMIQUE

Thème :

**DETERMINATION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES
DE LA TURBIDITE DE L'ATMOSPHERE α ET β D'ÅNGSTRÖM
EN UTILISANT LES MODELES DE TRANSFERT RADIATIFS**

Par

GUEZOUL MOUNIR

Soutenu le : 22 / 09 /2011

Devant le jury :

Président	: L. BAH	Prof	Université de Mentouri Constantine
Rapporteur	: A. MOKHNACHE	M.C	Université de Mentouri Constantine
Examineurs	: T. BOUFENDI	M.C	Université de Mentouri Constantine
	: N. ATTAF	Prof	Université de Mentouri Constantine

je dédie

ce travail à :

A ma Mère et A mon Père , le soleil qui

éclairci ma vie , l'air que je respire, à eux que je doit

tout mon amour et toute ma gratitude , A mes Frères ,

A tout mes Amis et mes collègues

pour le soutien

moral.

Remerciement

Au terme de cette humble aventure, et avant de laisser mon lecteur découvrir les résultats de cette laborieuse année, de nombreux remerciements s'imposent.

J'exprime toute ma reconnaissance et mon admiration à monsieur Mokhnache Amar qui a encadré ce travail, pour la confiance qu'il m'a témoignée en me laissant une grande autonomie, par son amour des sciences et de la recherche, il a su créer une agréable et efficace atmosphère de travail.

Je tiens ensuite à exprimer mes sincères remerciements aux personnes qui ont accepté de faire partie du jury, à savoir :

Monsieur, L. Bahi professeur à l'université de Mentouri Constantine.

Monsieur, T. boufendit maître de conférence à l'université de Mentouri Constantine.

Monsieur, N. Attaf professeur à l'université de Mentouri Constantine.

Je suis très reconnaissant à tous mes enseignants qui ont contribué de près ou de loin à la bonne réalisation de ce travail.

Toute ma gratitude et mon respect à mes chers camarades et accompagnants de l'année théorique, Abdelhalim, Noureddine, Taieb, Mohammed, Abdelkrim, Messaouda et Samira.

Et je ne oublie pas monsieur bounsar qui m'aidait dans les calculs numériques, et je ne oublierai pas les autres mes amis des physiciens de matériaux...

A tous les autres, quotidiennement rencontrés à la wilaya, trop nombreux pour les citer, et puis j'ai trop peur d'en oublier...

Infiniment merci à mes parents, mes tantes pour leur soutien permanent.

LES TABLEAUX & LES FIGURES

Les figures :

Figure I.1 : Onde électromagnétique : oscillation couplée du champ électrique et du champ magnétique (modèle de dipôle vibrant).

Figure I.2 : La polarisation linéaire.

Figure I.3: La polarisation circulaire.

Figure I.4: Le spectre électromagnétique.

Figure II.1: Structure verticale de l'atmosphère.

Figure II.2: Trajet optique.

Figure II.3: Diffusion du rayonnement solaire.

Figure II.4 : Origine de l'atténuation de la radiation, les petites sphères correspondent aux photons alors que les grandes sphères marron représentent les aérosols.

Figure (IV.A) : Evolution de coefficient mesuré et calculé, à 9h00 TU du matin.

Figure (IV.B) : Evolution de coefficient mesuré et calculé, à 15h00 TU après midi.

Figure (IV.C) : Evolution du paramètre β mesuré et calculé, à 9h00 TU du matin.

Figure (IV.D) : Evolution du paramètre β mesuré et calculé, à 15h00 TU après midi.

Figure (IV.E) : Evolution du rayonnement direct normal mesuré et calculé, à 9h00 TU du matin, à l'année 2006.

Figure (IV.F) : Evolution du rayonnement direct normal mesuré et calculé, à 15h00 TU après midi, à l'année 2006.

Figure (IV.G) : Evolution du rayonnement diffus mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

Figure (IV.H) : Evolution du rayonnement diffus mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

Figure (IV.K) : Evolution du rayonnement global mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

Figure (IV.L) : Evolution du rayonnement global mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

Figure (IV.M(1)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé à bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

Figure (IV.M(2)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé à bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

Figure (IV.M(3)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

Figure (IV.N(1)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

Figure (IV.N(2)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

Figure (IV.N(3)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

Figure (IV.O) : Comparaison du paramètre d'Ångström calculé par les deux modèles bande large (théorique) et spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

Figure (IV.P) : Comparaison du paramètre d'Ångström calculé par les deux modèles bande large (théorique) et spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00TU.

Figure (IV.Q(1)) : L'évolution de R_r mesuré en fonction de λ mesuré pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, à 9h00 TU.

Figure (IV.Q(2)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de λ calculé par le modèle bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, à 9h00 TU.

Figure (IV.Q(3)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de λ calculé par le modèle bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, à 9h00 TU.

Figure (IV.Q(4)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de λ calculé par le modèle spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, à 9h00 TU.

Figure (IV.R(1)) : L'évolution de R_r mesuré en fonction de β mesuré pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

Figure (IV.R(2)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

Figure (IV.R(3)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

Figure (IV.R(4)) : L'évolution de R_r calculé en fonction de β calculé par le modèle spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

Les tableaux :

Tableau II.1: Le pourcentage de la composition de l'atmosphère.

Tableau II.2 : Les sources d'aérosols et leur composition.

Tableau (IV.1) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique, pour des jours clairs sans nuages, à 9h00 TU.

Tableau (IV.2) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique, pour des jours clairs sans nuage, à 15h00 TU.

Tableau (IV.3) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique et par modèle spectrale (smarts2), pour des jours clairs sans nuage, à 9h00 TU.

Tableau (IV.4) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique et par modèle spectrale (smarts2), pour des jours clairs sans nuage, à 15h00 TU après midi.

Tableau (IV.5) : les valeurs des rayonnements direct normal mesurés et calculés à deux modèles (à bande large et spectrale) pour des jours clairs à 9h00 TU du matin.

Tableau (IV.6) : les valeurs des rayonnements direct normal mesurés et calculés à deux modèles (à bande large et spectrale) pour des jours clairs à 15h00 TU après midi.

Tableau (IV.7) : Les valeurs du rayonnement diffus mesuré et calculé par les modèles (bande large et spectral) pour des jours clairs à 9h00 TU.

Tableau (IV.8) : Les valeurs du rayonnement diffus mesuré et calculé à deux modèles (à bande large et spectrale) pour des jours clairs à 15h00 TU.

Tableau (IV.9) : Les valeurs du rayonnement global mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

Tableau (IV.10) : Les valeurs du rayonnement global mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

Tableau (IV.11) : Erreurs relatives moyenne des valeurs mesurées et calculées par les deux modèles bande large et spectral, à 9h00TU.

Tableau (IV.12) : Erreurs relatives moyenne des valeurs mesurées et calculées par les deux modèles à bande large et spectral, à 15h00TU.

Tableau (IV.13) : Les Les valeurs de la fraction diffuse mesuré et calculé, à 9h00 TU.

Tableau (IV.14) : Les valeurs de la fraction diffuse mesuré et calculé, à 15h00 TU.

Nomenclature

Symbole	Description	Unité
A_λ	Le coefficient spectral d'absorption	Sans unité
C	La vitesse de la lumière	m/s
cor	Le facteur de correction de la distance moyenne terre-soleil	
D_t	Le rayonnement diffus total	$W. m^{-2}$
D_r	Le rayonnement diffus de RAYLEIGH	$W. m^{-2}$
D_{ae}	Le rayonnement diffus des aérosols	$W. m^{-2}$
D_b	Diffusion due aux flux diffusés	$W. m^{-2}$
D'	Diamètre de la particule	μm
GL	Rayonnement solaire global au sol	$W. m^{-2}$
H_r	L'altitude atmosphérique	m
i	Rayonnement direct normal	$W. m^{-2}$
m	La masse d'air	Sans unité
m_i	La masse d'air relative	Sans unité
N_0	Le nombre densité des molécules	m^{-3}
n_0	L'indice de réfraction de l'air	Sans unité
T_λ	Transmittance atmosphérique monochromatique totale	Sans unité
T_{ae}	Transmittance des aérosols	Sans unité
T_{oz}	Transmittance d'ozone	Sans unité
T_g	Transmittance des gazes	Sans unité
T_w	Transmittance la vapeur d'eau	Sans unité
T_n	Transmittance d'absorption par l' NO_2	Sans unité
T_r	Transmittance de RAYLEIGH	Sans unité
W	L'épaisseur d'eau condensable	cm
R_r	La fraction diffuse	Sans unité

Lettres

grecques

α	La taille d'aérosol (coefficient d'Ångström)	Sans unité
β	La quantité d'aérosol (coefficient d'Ångström)	Sans unité
θ_s	Angle zénithal solaire	Degré
φ_s	Angle azumithal solaire	Degré
δ	La déclinaison	Degré
δ_d	Le facteur de dépolarisation	Degré
λ	La longueur d'onde	μm
ω	L'Angle horaire	Degré
τ_r	L'épaisseur optique de RAYLEIGH	Sans unité
τ_{oz}	L'épaisseur optique d'ozone	Sans unité
τ_{aer}	l'épaisseur optique des aérosols	Sans unité
τ_{TOT}	L'épaisseur optique totale	Sans unité
u_N	L'épaisseur réduite	(atm-cm)
u_g	L'épaisseur des gaz	(atm-cm)

Table des matières

Introduction	1
Chapitre-I : Rappel sur le rayonnement électromagnétique	3
I.1. Les ondes électromagnétiques	3
I.2. L'interaction entre rayonnement électromagnétique et la matière	4
I.2.1. La polarisation	5
II. Le spectre électromagnétique	6
Chapitre-II : L'atmosphère et les aérosols	8
II . L'atmosphère	8
II.1.Structure de l'atmosphère	8
II.2.Composition de l'atmosphère	8
II.3. Les couches atmosphériques	10
II.4.L'influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire	11
II.4.1.La masse d'air	11
II.4.2.L'absorption atmosphérique	12
II.4.3.La diffusion atmosphérique	13
II.4.3.1.La diffusion de Rayleigh	13
II.4.3.2.La diffusion de Mie	13
II.5. Les aérosols atmosphériques	15
II.5.1.La définition	15
II.5.2.Classification des aérosols en fonction de leur dimension	15
II.5.3. Classification des aérosols en fonction de leur domaine de résidence dans l'atmosphère	15
II.5.4.Les propriétés optiques des aérosols	16
II.5.4.1.L'épaisseur optique et le coefficient d'Ångström	16
II.5.4.2.L'albédo de simple diffusion	17
II.5.4.3.La fonction de phase	18
II.5.5.Les sources d'aérosols	18
II.5.6.Les caractéristiques des aérosols atmosphériques	19
II.5.7.Les aérosols désertique	19

Chapitre-III: Méthode de travail	20
III. Les principes physiques	20
III.1. Les méthodes de calcul	20
III.1.1 .Historique de la mesure des coefficients d'Ångström	20
III.1.2.Les modèles physiques	21
1\ Modèle spectral de SMARTS	21
- La position du soleil et la masse optique	21
-Le rayonnement direct normal	22
- Le rayonnement diffus	25
- Le rayonnement global	27
2\Modèle analytique à bande large	27
- Le rayonnement direct normal	28
- Le rayonnement diffus	30
- Le rayonnement global	31
III.2-Le mode de détermination des paramètres et	31
✚ par les mesures photométriques :	31
✚ par les modèles physiques	32
Chapitre-IV : Résultats et Discussions	34
IV.1.Détermination des paramètres d'Ångström et	34
1. Les mesures et les calculs	34
a\ Le paramètre α	34
b\ Le paramètre β	37
IV.2 Calcul du rayonnement solaire	39
➤ Calcul du rayonnement direct normal	39
➤ Calcul du rayonnement diffus	42
➤ Calcul du rayonnement global	44
IV.3.Validation	47
❖ Comparaison entre les mesures et les calculs	47
❖ Comparaison entre deux modèles calculés à bande large (théorique) et spectral (smarts2)	52

V.4. La comparaison entre la fraction diffuse et le paramètre d'Ångström β	54
• Calcul de la fraction diffuse :	54
Conclusions Générales & Perspectives	61
Annexe	62
Référence Bibliographie	64

Introduction générale : _____

Lors de sa traversée de l'atmosphère, le rayonnement solaire est en partie atténué par la colonne atmosphérique. Le phénomène d'atténuation se divise en trois parties, l'absorption par les gaz, la diffusion et l'absorption par les particules solides (aérosols) et la réflexion vers l'espace extérieur. Cette atténuation est fonction du nombre, de la taille et de la nature des molécules et des particules rencontrées. Elle varie aussi avec la longueur de la trajectoire des rayons solaires à travers l'atmosphère. La longueur de cette trajectoire est caractérisée par la «masse atmosphérique» appelée aussi masse d'air optique [1].

La diffusion, l'absorption du rayonnement solaire par les aérosols atmosphériques sont des phénomènes omniprésents et constituent ainsi un domaine essentiel de la physique atmosphérique.

Les photomètres solaires constituent actuellement les moyens les plus adaptés pour quantifier les effets des aérosols et connaître aussi leur distribution spatio-temporelle. Les propriétés optiques et microphysiques des aérosols sont intégrées sur la colonne atmosphérique. Ils sont quotidiennement mesurés ou déterminés en chaque station du réseau AERONET (Aerosol Robotic Network) dédié à la surveillance des aérosols à partir des mesures photométriques [2].

Les mesures photométriques ne sont possibles que pendant la journée et en l'absence des nuages. Le photomètre permet d'obtenir une grandeur appelée épaisseur optique (sans unité), qui caractérise la transparence du milieu atmosphérique. Le photomètre est programmé pour suivre différents protocoles de mesures nécessaires aux études des propriétés optiques des constituants de l'atmosphère (mesures SUN et SKY), ces mesures sont définies par l'annexe.

L'objectif de ce travail est de déterminer les paramètres τ_{440} et τ_{870} pour avoir une idée sur l'état de l'atmosphère dans la région de Tamanrasset.

L'épaisseur optique des aérosols, et les paramètres d'Ångström α et ω sont à la base de l'étude de la climatologie des aérosols d'une région donnée. Le premier paramètre est mesuré directement par le photomètre pour deux longueurs d'onde (440 et 870 nm) grâce au collimateur SUN (mesure sur le soleil). Les deux autres sont déterminés à partir de la dépendance spectrale de l'épaisseur optique des aérosols. [2]

La détermination des paramètres d'Ångström (la taille et la quantité d'aérosol), est très importante pour modélisation du rayonnement solaire.

Les aérosols présents dans l'atmosphère possèdent des caractéristiques physiques et chimiques différentes et dont les effets sur les longueurs d'ondes de la lumière ne seront plus les mêmes. L'évolution dans le temps et dans l'espace des aérosols rend très difficile l'évaluation précise de la transmission atmosphérique liée à leur présence.

Nous avons organisé ce mémoire en quatre chapitres, dans le premier chapitre nous avons présenté un rappel des concepts électromagnétiques important et certaines définitions du rayonnement électromagnétique. Le deuxième chapitre est consacré à la description de l'atmosphère, les différents constituants de l'atmosphère tels que : les aérosols, les constituants gazeux et à l'étude des aérosols atmosphériques. Le troisième chapitre décrit les méthodes de calcul du rayonnement solaire, et des paramètres d'Ångström, basé sur les données photométriques. Le quatrième chapitre est consacré à la discussion et à la validation des résultats obtenus.

Rappel sur le rayonnement électromagnétique

Les ondes électromagnétiques transportent de l'énergie. Ce transport d'énergie s'effectue dans le vide à la vitesse de la lumière C . L'énergie solaire reçue par la terre illustre parfaitement ce phénomène. Les échanges d'énergie s'effectuant entre le rayonnement et la matière ne se font pas de façon continue, mais par entités élémentaires d'énergie [29].

I.1. Les ondes électromagnétiques :

Une onde électromagnétique correspond à la vibration simultanée dans l'espace d'un champ électrique et d'un champ magnétique.

Une onde électromagnétique est une onde progressive et transversale ; le sens de la variation des champs est perpendiculaire à la direction de propagation (figure I).

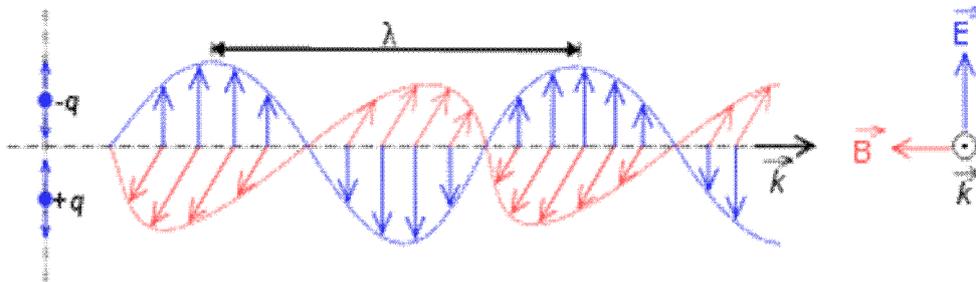


Figure I.1 : L'onde électromagnétique : oscillation couplée du champ électrique et du champ magnétique (modèle de dipôle vibrant) [3].

Elle se caractérise par :

C : c'est la vitesse de la lumière. L'unité est le mètre par seconde.

T : c'est le temps au bout duquel le champ électrique ou magnétique retrouve sa valeur à partir d'un instant quelconque, c'est-à-dire effectue un cycle. L'unité est la seconde.

ω : la fréquence c'est le nombre de cycles par unité de temps. L'unité de fréquence est l'hertz (Hz).

Les variations des champs électrique et magnétique sont liées par *les équations de Maxwell*,

On peut donc représenter l'onde par un seul de ces champs.

On peut alors écrire l'équation générale d'une onde plane monochromatique :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = \cos(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r} + \varphi) \cdot \vec{E}_0 \quad (\text{I.1})$$

Ou :

ω : est la pulsation et vaut $\frac{2\pi c}{\lambda}$

\vec{r} : est le vecteur position du point considéré.

\vec{k} : est le vecteur d'onde dont la norme vaut $\frac{2\pi}{\lambda}$, λ étant longueur d'onde ;

φ : est la phase à l'origine.

On utilise aussi fréquemment la forme complexe :

$$\vec{E}(\vec{r}, t) = e^{i(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r} + \varphi)} \cdot \vec{E}_0 \quad (\text{I.2})$$

On obtiendra alors les grandeurs physiques, réelles, en prenant la partie réelle de cette forme complexe. [3].

I.2. L'interaction entre les ondes électromagnétiques et la matière :

Parmi les nombreuses propriétés des ondes électromagnétiques, certaines sont fondamentales pour la compréhension des principes de base du capteur photométrique. C'est le cas de l'absorption, de la transmission, de la diffusion ; il existe d'autres nombreuses

propriétés, tels que la diffraction, l'interférence, la polarisation. L'interaction d'une onde électromagnétique avec la matière est suivie pratiquement d'un changement de l'état de polarisation qui s'explique par la modification des phases et des amplitudes, changement de la direction des composantes orthogonales de l'onde électromagnétique et la conversion d'énergies de l'onde en question [4].

I.2.1. La polarisation :

La polarisation correspond à la direction et à l'amplitude du champ électrique \vec{E} . Pour une onde non polarisée, ou naturelle, \vec{E} tourne autour de son axe de façon aléatoire et imprévisible au cours du temps.

Polariser une onde correspond à donner une trajectoire définie au champ électrique.

il y a plusieurs sortes de polarisation :

- La polarisation linéaire quand \vec{E} reste toujours dans le même plan [3]. (figure I.2)

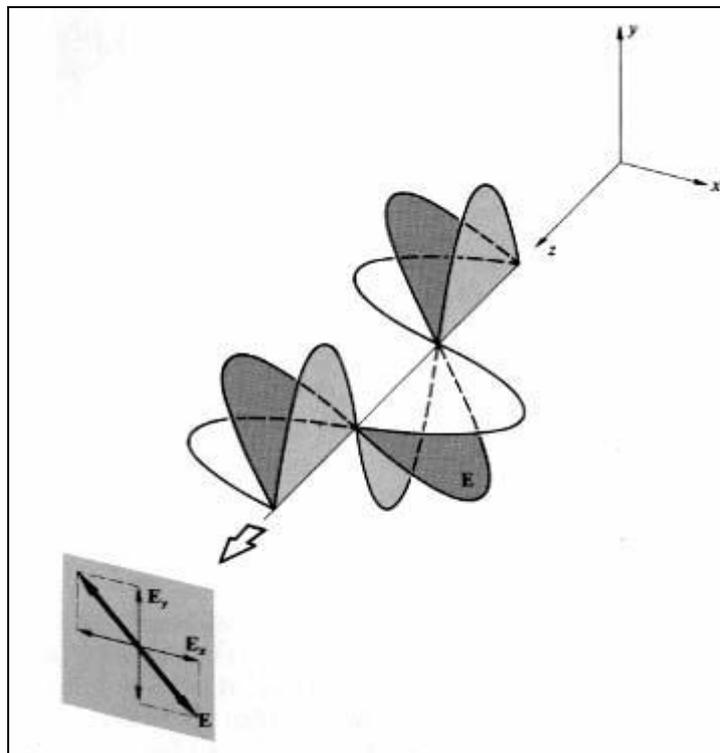


Figure I.2 : La polarisation linéaire [41].

- La polarisation circulaire, le champ magnétique tourne autour de son axe en formant un cercle [3]. (figure I.3)

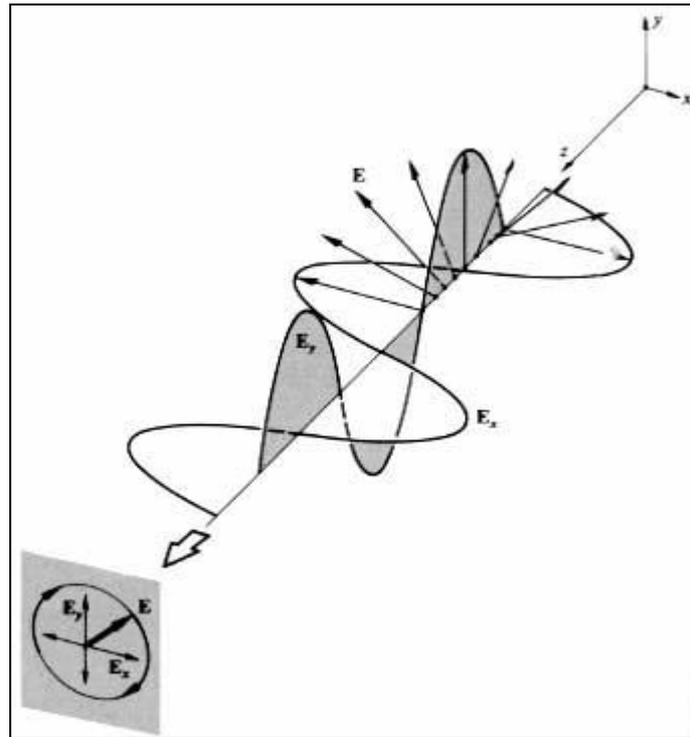


Figure I.3 : La polarisation circulaire [41].

- La polarisation elliptique, le champ magnétique tourne autour de son axe et change d'amplitude pour former une ellipse [3].

II. Le spectre électromagnétique :

Le spectre électromagnétique, c'est à dire l'ensemble des fréquences, ou énergies couvertes, sont très large. Alors le spectre électromagnétique regroupe toutes les radiations depuis les rayons cosmiques ($10^{-8} \mu\text{m}$) jusqu'aux émissions radar ($10^6 \mu\text{m}$) en passant par les rayonnements gamma ($3 \cdot 10^{-7} \mu\text{m} - 3 \cdot 10^{-5} \mu\text{m}$), les rayons X ($3 \cdot 10^{-5} \mu\text{m} - 0.29 \mu\text{m}$), les ultraviolets ($0.29 \mu\text{m} - 0.4 \mu\text{m}$), le domaine visible ($0.4 \mu\text{m} - 0.7 \mu\text{m}$), l'infrarouge ($0.7 \mu\text{m} - 7500 \mu\text{m}$), les ondes hertziennes (HF, UHF), et les micro-ondes ($7500 \mu\text{m} \text{ à } 1.36 \cdot 10^6 \mu\text{m}$). Le domaine visible n'en représente qu'une infime partie. Le domaine des longueurs d'ondes infrarouges est placé juste après le domaine visible, il correspond à une large bande de fréquence ($0.7 \mu\text{m} - 7500 \mu\text{m}$) que l'on découpe classiquement en quatre parties [42]. (figure I.3).

- ✓ L'infrarouge proche ($0.7 \mu\text{m} - 1.4 \mu\text{m}$), qui peut être perçu par une pellicule photographique très sensible..

- ✓ L'infrarouge moyen (1.4 μ m-2.5 μ m), nécessitant des capteurs spéciaux.
- ✓ L'infrarouge thermique (3m ó 15m), nécessitant des radiométrie optiques
- ✓ L'infrarouge lointain (15 μ m_7500 μ m), nécessitant des capteurs spéciaux.

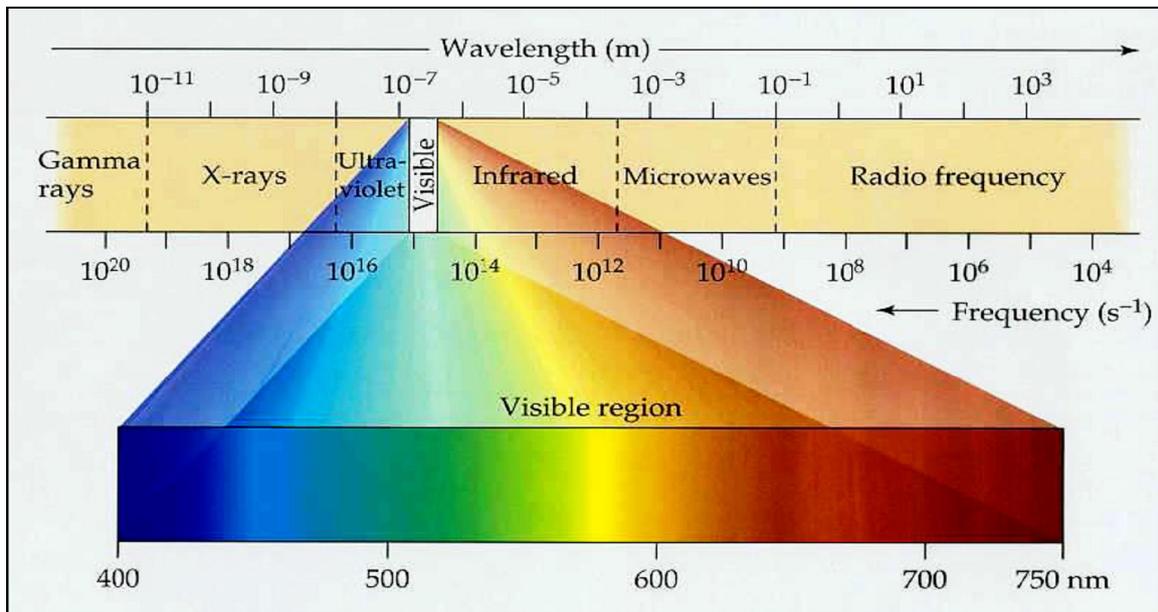


Figure I.3 : Le spectre électromagnétique [43].

L'atmosphère et les aérosols

II. L'atmosphère :

II.1. Structure de l'atmosphère :

L'atmosphère est l'enveloppe gazeuse qui entoure notre planète, elle joue un rôle très important dans l'équilibre thermique de la terre. La densité et la pression diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente et l'on observe que la moitié de la masse atmosphérique est située en dessous de 5 km, les $3/4$ en dessous de 10 km. La limite avec le milieu interplanétaire n'est pas bien connue et l'on peut considérer que l'épaisseur géométrique de l'atmosphère supposée parfaitement homogène n'est que de 7.9 km [6].

II.2. Composition de l'atmosphère :

La composition chimique de l'atmosphère comprend pour l'essentiel, de l'azote (78%), de l'oxygène (21%).

Dans la troposphère, l'ensemble des gaz, dans les proportions restent constantes, forme l'air sec considéré comme un gaz parfait.

Gaz	Proportion [%]
Azote (N ₂)	78.08
Oxygène (O ₂)	20.95
Argon (A)	0.934
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0.0382
Néon (Ne)	1.818.10 ⁻³
Hélium (He)	5.24.10 ⁻⁴
krypton (Kr)	1.14.10 ⁻⁴
Dihydrogène (H ₂)	5.0. 10 ⁻⁵
Xénon (Xe)	8.7. 10 ⁻⁶
Ozone (O ₃)	1.0. 10 ⁻⁶
Radon (Rn)	6.0. 10 ⁻¹⁸

Tableau II.1 : Le pourcentage de la composition de l'atmosphère [39].

Les constituants de l'air atmosphérique peuvent être classés en deux catégories :

- ❖ Les constituants comme l'azote, les gaz rares, dont la concentration est constante, tout au moins dans les couches de l'atmosphère.
- ❖ Les constituants dont la teneur varie dans l'atmosphère tels que le dioxyde de carbone, l'ozone et certaines particules en suspension dans l'air (les polluants par exemple) et surtout la vapeur d'eau (l'eau existe dans les trois phases : liquide, solide et gazeux, et cela, à cause des températures caractéristiques et variables de notre planète).

Aux molécules de gaz constituant l'atmosphère et dont les dimensions sont de l'ordre de quelques Angstrom ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$) s'ajoutent des particules plus grosses, dont le diamètre varie de 10^{-6} à $5 \cdot 10^{-2} \text{ mm}$. Il s'agit des aérosols, qui jouent un rôle clé dans le fonctionnement du système sol-atmosphère en absorbant ou diffusant une partie du rayonnement solaire ou en

intervenant dans la formation des nuages. Ces aérosols résultent pour une bonne part de la combustion industrielle ou émissions volcaniques, mais aussi de transport de poussières par les vents ou de la pulvérisation de météorites rentrant dans les couches denses de l'atmosphère terrestre.

II.3. Les couches atmosphériques :

L'atmosphère terrestre se compose de plusieurs couches, dont chacune possède des caractéristiques propres liées à sa composition, sa pression et sa température. (Figure II.1)

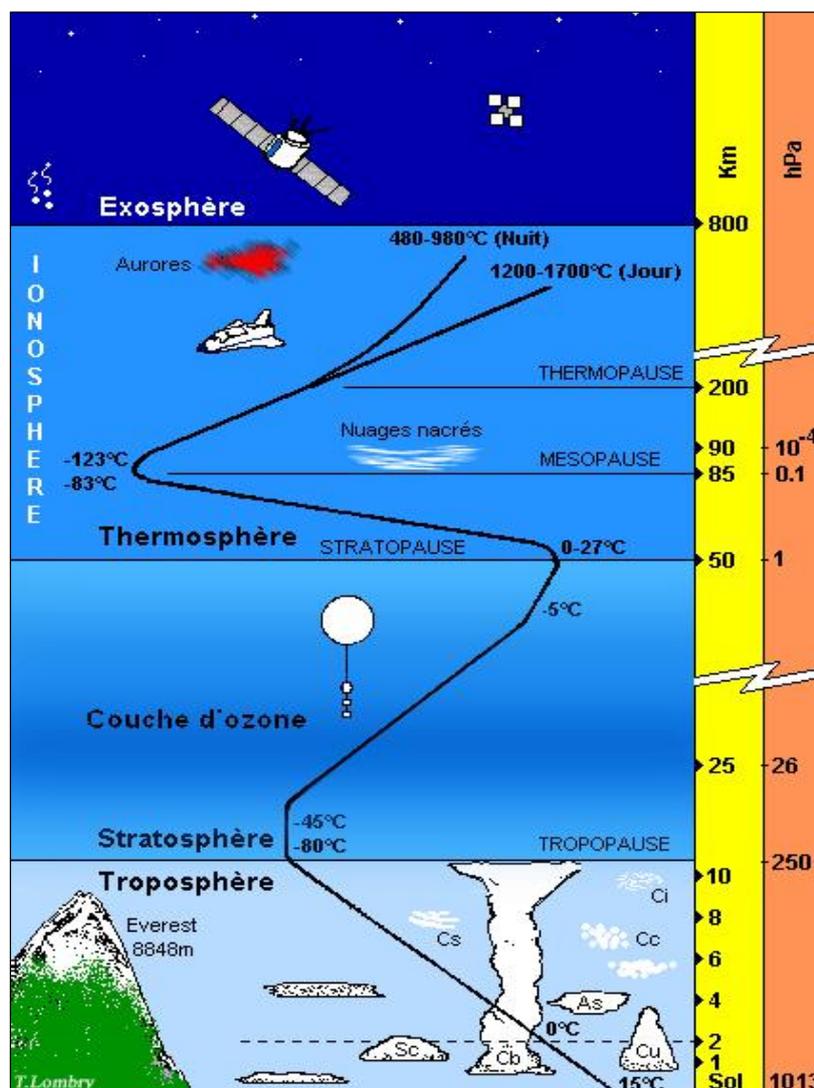


Figure II.1 : Structure verticale de l'atmosphère [40].

- **La troposphère :** c'est la couche la plus basse, c'est-à-dire celle dans laquelle nous vivons. C'est aussi la plus dense. Sa température décroît de 6°C par kilomètre d'altitude [6]. C'est à ce niveau que volent les avions de ligne et qu'interviennent les phénomènes météorologiques : vents, formation des nuages, pluie, neige... La limite supérieure de la troposphère se nomme la *tropopause*.
- **La stratosphère :** La zone de la stratosphère comprise entre 20 et 50 km d'altitude est naturellement plus riche en ozone que le reste de l'atmosphère : on la nomme *couche d'ozone*. En absorbant les rayons ultraviolets (UV). Les plus violents vivants. Cette absorption provoque une augmentation des températures avec l'altitude.
- **La thermosphère :** Les gaz de thermosphère stoppent les particules très énergétiques envoyées par le soleil. De ce fait, les températures augmentent à nouveau avec l'altitude.
- **L'exosphère :** C'est la couche la plus élevée de l'atmosphère. Elle se dissipe peu à peu dans l'espace inter planétaire et l'air devient extrêmement rare.

II.4. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire :

L'atténuation du rayonnement solaire est complexe et de plus aléatoire puisque directement lié à la météorologie du lieu d'étude. Néanmoins on a cherché à définir certains paramètres utiles dans la compréhension du phénomène et pouvant permettre une estimation de l'énergie reçue au sol [5].

II.4.1. La masse d'air :

En traversant l'atmosphère, le rayonnement solaire subit des modifications spectrales et directionnelles. Les phénomènes d'absorption et de diffusion sont générés par les particules atmosphériques si bien que la lumière connaît une redistribution spatiale donnant lieu à une source de lumière secondaire provenant de l'hémisphère céleste au-dessus de l'horizon.

Plus grande est la longueur du parcours de la lumière solaire dans l'atmosphère terrestre, plus grande est l'atténuation de celle-ci avant d'atteindre un éventuel capteur. Pour tenir

compte du trajet parcouru par les photons, on utilise la notion de masse d'air. Celle-ci est égale au rapport, noté m , de la distance parcourue dans l'atmosphère par un rayon en provenance du soleil à l'épaisseur verticale de l'atmosphère mesurée au niveau de la mer. En considérant la figure ci-dessous, où l'atmosphère est une couche d'épaisseur constante et parallèle au sol supposé horizontal [5], on a (figure II.2).

La masse d'air traversée et définie par :
$$m = \frac{1}{\sin h} \quad (\text{II.1})$$

h : La hauteur angulaire du soleil.

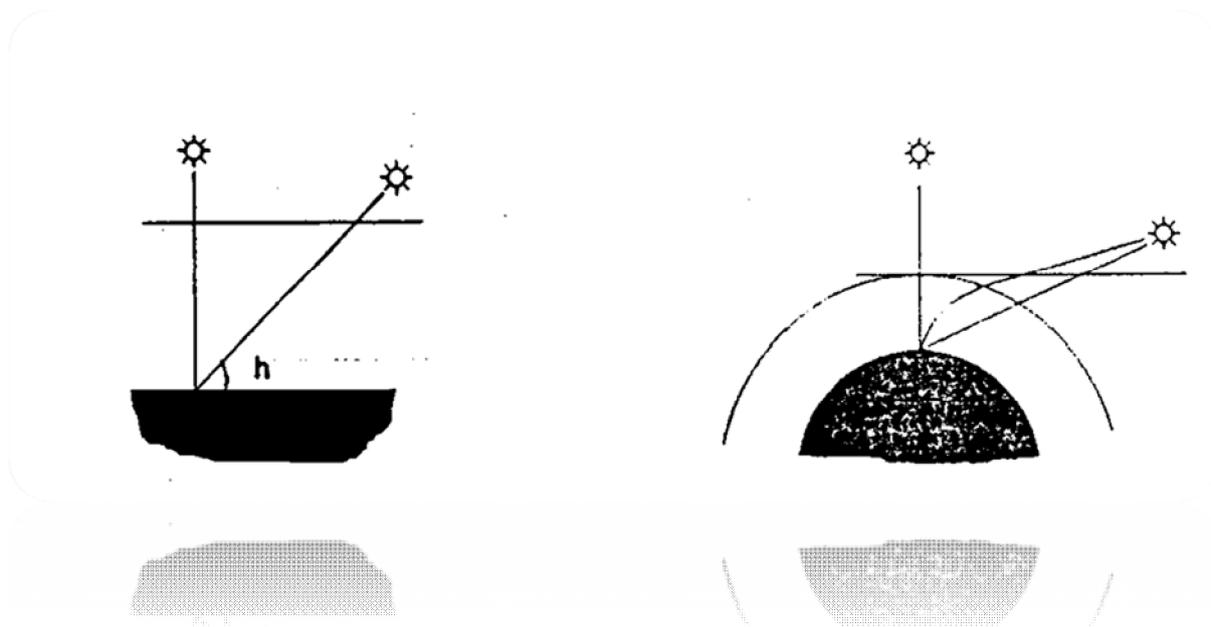


Figure II.2 : Trajet optique [5].

II.4.2-L'absorption atmosphérique :

L'absorption est due aux différents gaz présents dans l'atmosphère et est caractérisée par de nombreuses bandes d'absorption.

- L'ozone absorbe les rayonnements dans les longueurs d'onde dont inférieures à 290 nm (et particulièrement les ultraviolets nocifs pour les être vivants) ainsi qu'une partie du rayonnement dans le rouge.
- L'oxygène présente une bande étroite d'intense d'absorption autour de 760 nm.
- La vapeur d'eau, le gaz carbonique et le méthane constituent les trois principaux gaz qui absorbent la majeure partie du rayonnement solaire de l'infrarouge à l'infrarouge thermique.[5]

II.4.3-La diffusion atmosphérique :

La diffusion atmosphérique est due à l'interaction du rayonnement incident avec les particules (diffusion de Rayleigh) et les aérosols (diffusion de Mie) en suspension dans l'air. L'énergie diffusée par des particules sphériques peut être obtenue par la solution des équations de Maxwell dans les coordonnées sphériques. Rayleigh a donné la solution pour les particules sphériques de dimension inférieure à la longueur d'onde ; pour les particules de dimension supérieure ou égale à la longueur d'onde, c'est Mie qui a donné la solution [6].

II.4.3.1-La diffusion de Rayleigh :

C'est une diffusion sélective, symétrique (c'est-à-dire que les diffusions en avant et en arrière sont égales). L'intensité diffusée en avant et en arrière est d'ailleurs deux fois plus importante que celle perpendiculaire au rayonnement incident [7].

La diffusion de Rayleigh concerne les molécules dont la taille très inférieure à celle de la longueur d'onde voir figure (II.3). Rayleigh a montré en 1899 que l'intensité du rayonnement décroît selon la puissance quatrième de la longueur d'onde, comme la couleur bleu, sont plus diffusés que les rayonnements de grande longueur d'onde, comme la couleur rouge. Ce phénomène est responsable de la couleur bleue du ciel.

II.4.3.2-La diffusion de Mie :

La diffusion de Mie concerne les aérosols dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde du rayon incident. C'est une diffusion sélective, anisotropique (la diffusion est concentrée dans la direction vers l'avant) figure (II.3). Elle est inversement proportionnelle à la longueur d'onde

et se manifeste dans tous le spectre solaire, mais à une très faible influence dans l'infrarouge thermique. Elle est de plus préférentiellement orientée dans la direction du rayonnement.

La solution de la diffusion d'une onde plane électromagnétique par une sphère homogène a été obtenue par Mie [6]. L'épaisseur optique est donnée par la relation d'Ångström $\tau = \beta * \lambda^{-\alpha}$, β caractérise la quantité des aérosols et α la taille ; α varie entre 0 (groses particules) et 4 pour les petites particules. La fonction de phase pour les aérosols n'est pas bien connue, mais certains auteurs ont tabulés ces valeurs [8].

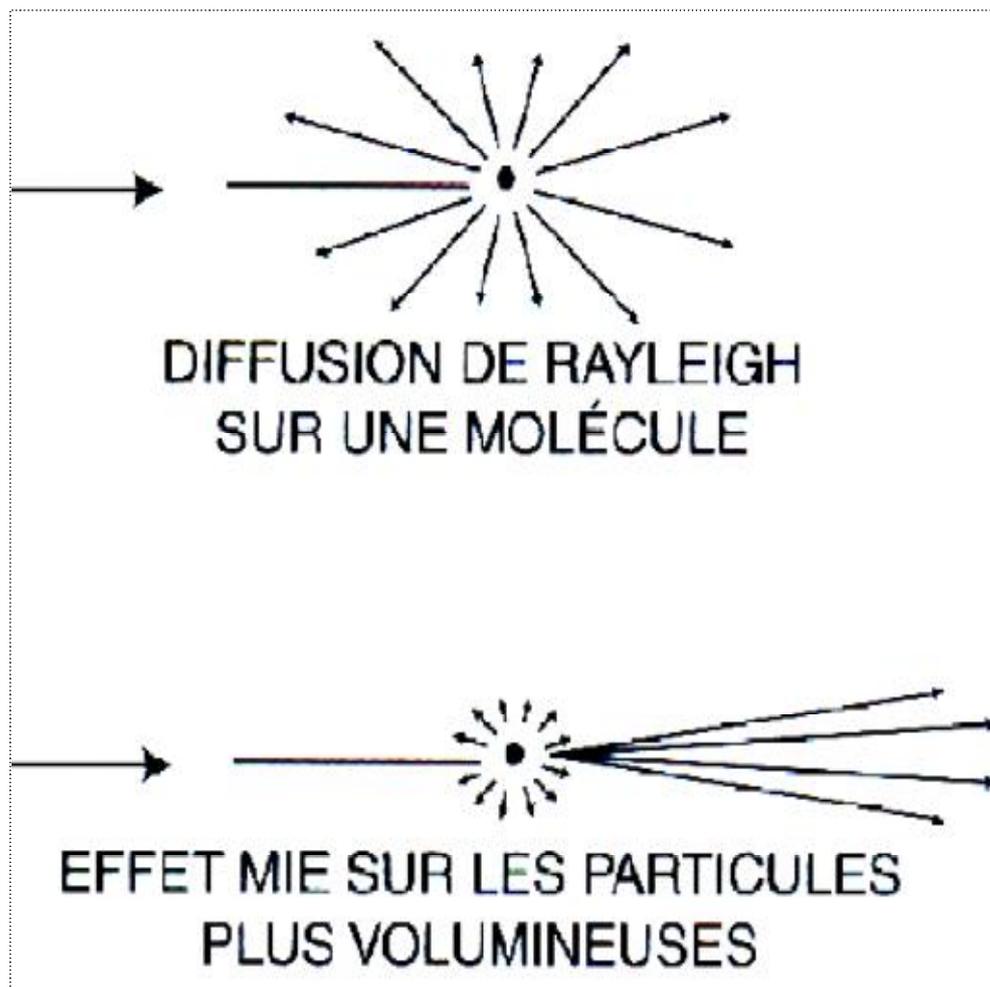


Figure II.3 : Diffusion du rayonnement solaire [9].

II.5. Les aérosols atmosphériques :

Les aérosols atmosphériques forment un ensemble complexe de particules pouvant interagir avec le rayonnement solaire et tellurique et ainsi influencer sur le climat.

II.5.1-La définition :

On définit les aérosols atmosphériques comme les populations des particules solides et liquides en suspension dans l'air, à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace composant les nuages et les brouillards. Ils existent même dans les atmosphères les plus claires et leurs dimensions sont comprises entre 0.001 et 100 μm [10]. Pour réaliser une classification des aérosols, on doit prendre en compte certains critères tels que leur taille, leur nature physico-chimique, leur source de production et leur domaine de résidence dans l'atmosphère [11].

II.5.2-Classification des aérosols en fonction de leur dimension :

Selon l'ordre de grandeur du rayon r de la particule (supposée sphérique), on distingue trois classes [12], [13] :

- * Les particules d'aérosol : $r \in [0.001 ; 0.1 \mu\text{m}]$
- * Les particules fines (mode d'accumulation) : $r \in [0.1 ; 1 \mu\text{m}]$
- * Les grosses particules : $r \in [1 ; 100 \mu\text{m}]$

II.5.3-Classification des aérosols en fonction de leur domaine de résidence dans l'atmosphère :

Aérosols troposphériques

Ce sont des aérosols de courte durée de vie, concentrés dans la partie basse de la troposphère. Leur concentration et leur composition physico-chimique présente une grande variabilité temporelle et spatiale. Parmi ces aérosols, les aérosols minéraux (ou poussière désertique) soulevés par les vents dans les régions arides jouent un rôle très important à l'échelle régionale. Ils forment des couches de grande épaisseur optique qui restent plusieurs jours dans l'atmosphère, et dont l'impact radiatif est donc élevé.

Aérosols stratosphériques

Ces aérosols localisés entre 12 et 30 km d'altitude sont de petites dimensions. Ils sont produits principalement par le processus de conversion gaz particule et par les injections issues des grandes éruptions volcaniques. Une petite partie de ces aérosols stratosphériques est d'origine extraterrestre. Leur concentration maximale se situe vers l'altitude de 18-30 km, dans une région appelée couche d'aérosol de Junge (1955). Ils présentent une distribution zonale presque uniforme et leur durée de vie est quelques mois à quelques années.

II.5.4-Les propriétés optiques des aérosols :

L'interaction aérosols-rayonnement est caractérisée complètement lorsqu'on connaît la quantité de rayonnement qu'une population d'aérosols peut diminuer (diffuser et absorber), la contribution de l'absorption à cette extinction, et la distribution angulaire de la diffusion. Les quantités correspondantes sont respectivement l'épaisseur optique, l'albédo de simple diffusion et la fonction de phase.

II.5.4.1-L'épaisseur optique et le coefficient d'Angström :

L'intensité d'un faisceau qui traverse un milieu absorbant et diffusant est diminuée en raison de l'atténuation par un facteur de $e^{-\tau_{\lambda} m}$, où τ_{λ} est défini comme étant l'épaisseur optique des aérosols, qui est un paramètre clé pour le suivi et la détection des propriétés optiques des aérosols [14]. L'épaisseur optique est donnée par Angström $\tau_{\lambda} = \beta_0 * \lambda^{-\alpha}$, où β_0 représente la quantité des aérosols et α représente les dimensions des particules, Angstrom a proposé pour α une valeur moyenne de 1,3.

L'efficacité d'extinction d'une particule, notée Q_{ext} , est le rapport entre la section efficace d'extinction et la section géométrique de la particule, cette dernière étant donnée par πr^2 pour une particule sphérique de rayon r. De la même façon, on définit l'efficacité de diffusion Q_{dif} et d'absorption Q_{abs} .

L'efficacité d'extinction est simplement la somme de l'efficacité de diffusion et de l'efficacité d'absorption

$$Q_{ext} = Q_{diff} + Q_{abs} \quad (II.2)$$

L'atténuation est provoquée par deux types d'interaction entre la matière et la radiation soit l'absorption et la diffusion (figure III.4). Lorsqu'il y a absorption, le photon (grain de lumière) est capturé par la particule pour être ultérieurement réémis sous une forme dégradée suite à divers processus thermiques. Lorsqu'il y a diffusion, la radiation est simplement déviée dans une autre direction. Si nous observons une source lumineuse à travers un milieu translucide, et que la lumière de la source est plus intense que la lumière diffuse ambiante, les deux phénomènes conduisent à une réduction de l'intensité de la lumière sortante ou atténuation.

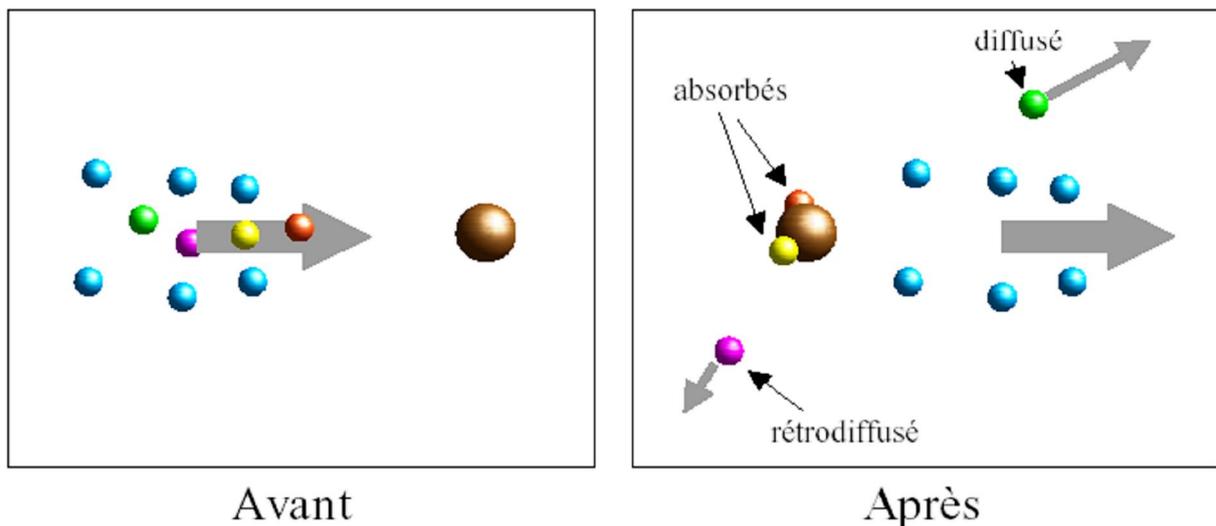


Figure II.4 : Origine de l'atténuation de la radiation, les petites sphères correspondent aux photons alors que les grandes sphères marron représentent les aérosols [15].

II.5.4.2-L'albédo de simple diffusion :

L'albédo de simple diffusion est introduit ici comme étant l'efficacité de la diffusion d'une particule par rapport à son absorption :

$$\omega_0 = \frac{Q_{diff}}{Q_{ext}} \quad (II.3)$$

II.5.4.3-La fonction de phase :

Dans le cas de la diffusion, la distribution angulaire du rayonnement est quantifiée à l'aide de la fonction de phase de la particule. Dans le cas d'une particule sphérique, la fonction de phase d'une particule $P(\theta)$ est normalisée comme suit :

$$\int_{4\pi} P(\theta) d\Omega = 4\pi \tag{II.4}$$

Cette grandeur représente la probabilité que le rayonnement arrivant sur la particule soit diffusé dans un cône d'angle solide $d\Omega$ et selon un angle θ qui est l'angle de diffusion.

II.5.5-Les sources d'aérosols :

Les aérosols sont émis soit par voie naturelle où soit suite à l'activité humaine (émission anthropique). Les sources peuvent être directes ou indirectes en ce sens qu'il est possible que certains aérosols prennent naissance suite à la condensation de gaz atmosphériques.

Le tableau (III.5) résume les différentes sources d'aérosols et leur composition.

Sources naturelles		Sources anthropiques	
primaires	secondaires	primaires	secondaires
Poussières (vent sur le sol nu)	Sulfates à partir de gaz biotiques	Poussières de la circulation et de l'industrie	Sulfates à partir du SO ₂ industriel
Sels marins (vent sur l'océan)	Sulfates à partir du SO ₂ d'origine volcanique	Suie (combustion de carburants fossiles et biomasse)	Organiques carbonés à partir de VOC (volatile organique compound)
Cendres volcaniques	Organiques carbonés à partir des VOC	Organiques carbonés (combustion de biomasse)	Nitrates à partir du NO _x
Organique carbonés (feux de forêts)	Nitrates à partir du NO _x		

Tableau II.2 : Les sources d'aérosols et leur composition

II.5.6- Les caractéristiques des aérosols atmosphériques :

La nature d'un aérosol est reliée à l'origine des particules, c'est-à-dire à leur mode de formation. On peut ainsi généralement séparer les particules selon trois origines : les aérosols minéraux issus de l'érosion de la croûte terrestre, les aérosols marins provenant du pétillage océanique et les aérosols anthropiques dont les principaux sont issus de la combustion.

II.5.7- Les aérosols désertique :

Les aérosols désertiques sont le résultat d'interactions complexes entre l'atmosphère, la lithosphère et la biosphère. Ils sont principalement produits par l'érosion éolienne des surfaces arides et semi-arides de la planète. Ces aérosols représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphériques [16]. Leur transport concerne la totalité des zones subtropicales où ils sont responsables des épaisseurs optiques en aérosols les plus fortes pouvant être observées. Le dépôt de ces aérosols terrigènes sur les surfaces continentales et océaniques constitue, pour certains écosystèmes, un apport important en éléments limitant leur fonctionnement (fer, phosphore, i) [17 ; 18]. Par ailleurs, il est maintenant admis que ces aérosols minéraux sont impliqués dans des processus chimiques multiphasiques [19] au travers desquels ils interagissent avec des espèces azotées [20 ; 21] ou soufrées [22 ; 23]. Ainsi, ils peuvent les propriétés d'acidité [24 ; 25], de nombre, de taille et de composition chimique d'autres familles d'aérosol.

Méthode de travail

Dans ce chapitre, nous avons présenté les méthodes de calculs des paramètres $d_{\text{Ångström}}$ à partir des mesures photométriques, et calculer le rayonnement solaire au sol avec l'utilisation de deux modèles physiques (model analytique (à bande large) et spectrale (smarts2)).

III. Les principes physiques:

Nous savons que le système sol - atmosphère est très complexe. Les aérosols sont des constituants variables, ils jouent un rôle très important dans l'atténuation du rayonnement solaire. Afin de déterminer les paramètres $d_{\text{Ångström}}$ et τ , nous utilisons les capteurs photométriques. Ces mesures nous donnent l'épaisseur optique et le rayonnement solaire (le rayonnement direct normal, diffus et global).

III.1- Les méthodes de calcul :

Les mesures photométriques sont également utilisées pour déterminer la distribution en taille des aérosols, où les coefficients $d_{\text{Ångström}}$ sont les paramètres les plus importants pour caractériser une population d'aérosols.

III.1.1- Historique de la mesure des coefficients $d_{\text{Ångström}}$:

Des études récentes ont montré plusieurs applications utiles des mesures de ces deux paramètres pour caractériser les propriétés radiatives des aérosols (Nakajima et al. 1998 ; Reid et al. 1999). [26], [27].

La granulométrie des aérosols atmosphériques peut être décrite en terme de modes qui caractérisent leur gamme de taille.

Les particules sub-micrométriques sont classées en : mode d'accumulation ($0.1 < D_{\text{p}} < 1 \mu\text{m}$), mode Aitken ($0.02 < D_{\text{p}} < 0.1 \mu\text{m}$) et le mode de nucléation ($D_{\text{p}} < 0.02 \mu\text{m}$).

Les grosses particules sont définies pour une gamme de diamètre $D_{\text{p}} > 1 \mu\text{m}$ (Weingartner et al. 1999) [28]. C'est dans le mode d'accumulation, qu'il y a des divers composés organiques, ainsi que les sulfates provenant des émissions industrielles de dioxyde de soufre (SO_2).

III.1.2. Les modèles physiques :

Dans cette méthode nous avons utilisé le modèle spectral SMARTS2.[24-30] et un modèle à bande large [31].

1\ . Modèle spectral de SMARTS2:

Le modèle SMARTS2 est un modèle de transfert radiatif rédigé en fortran avec une interface graphique sous Windows ce qui facilite l'utilisation du code. L'interface utilisateur du modèle aide l'utilisateur à sélectionner les données de base. Le modèle SMARTS2 est un modèle spectral de calcul de la transmission atmosphérique. Le rayonnement direct, diffus et global sont calculés par intégration spectral et sont effectués spectralement par pas de 1nm entre 280nm et 1700nm, puis par pas de 5nm jusqu'à 4000nm.

Lors de l'utilisation de smarts2, il est possible de choisir la quantité des aérosols et la possibilité du calcul de la proportion du rayonnement diffusé vers l'avant et choisir aussi le type d'atmosphère [24-30].

- La position du soleil et la masse d'air optique :

La position du soleil est définie par la distance zénithale θ_s et l'azimut φ_s , ces angles sont exprimés en fonction de la déclinaison et l'angle horaire

$$\sin \theta_s \cdot \sin \varphi_s = \cos \delta \cdot \sin \omega \quad (\text{III.1})$$

tels que: $\cos \theta_s = \sin h = \sin \delta \cdot \sin \varphi_s + \cos \delta \cdot \cos \omega \cdot \cos \varphi_s$

h : La hauteur angulaire du soleil.

La masse d'air relative est similaire à celle donnée par [33] et [32], elle est donnée par :

$$m_i = [\cos \theta_s + a_{i1} \theta_s^{a_{i2}} (a_{i3} - \theta_s)^{a_{i4}}]^{-1} \quad (\text{III.2})$$

Ou m_i tend vers m_r (Rayleigh), m_{ae} (aérosols), m_n (No₂), m_{oz} (Ozone), m_g (les gaz uniformément mélangés), m_w (vapeur d'eau), θ_s est la distance zénithale, et les coefficients a_{ij} sont des constantes relatives à la masse d'air de chaque constituant.

- Rayonnement direct normal :

La transmission atmosphérique monochromatique totale est donnée par la formule suivante :

$$T_{\lambda} = T_{r\lambda} \cdot T_{a\lambda} \cdot T_{oz\lambda} \cdot T_{g\lambda} \cdot T_{n\lambda} \cdot T_{w\lambda} \quad (III.3)$$

Avec :

$T_{r\lambda}$ est la transmittance spectrale due à la diffusion moléculaire de RAYLEIGH.

$T_{a\lambda}$ est la transmittance spectrale des aérosols.

$T_{oz\lambda}$ est la transmittance spectrale après absorption par l'ozone.

$T_{g\lambda}$ est la transmittance spectrale après absorption par les gaz.

$T_{w\lambda}$ est la transmittance spectrale après absorption par la vapeur d'eau.

$T_{n\lambda}$ est la transmittance spectrale après absorption par le NO_2 .

Le rayonnement direct reçu au niveau du sol par une surface normale aux rayons solaires (le rayonnement direct normal) à la longueur d'onde est donnée par :

$$i = I_{on} \cdot T \quad (III.4)$$

I_{on} est l'irradiance extraterrestre à la distance moyenne terre-soleil pour la longueur d'onde

• Transmittance de RAYLEIGH :

D'après [34] et [35], l'épaisseur optique de RAYLEIGH est exprimée par la formule théorique suivante :

$$\tau_{r\lambda} = 24\pi^3 \frac{H_p}{N_0 \lambda^{-4}} \left(\frac{n_0^2 - 1}{n_0^2 + 2} \right)^2 \left(\frac{6 + 3\delta_d}{6 - 7\delta_d} \right) \quad (III.5)$$

Ou :

H_r est l'altitude atmosphérique mesurée (8.4345 Km à 15⁰C).

N_0 est la densité de nombre des molécules (2.547305E25 m⁻³ à 15⁰C).

n_0 est l'indice de réfraction de l'air.

δ_d est le facteur de dépolarisation.

est la longueur d'onde (μm).

Nous pouvons exprimer $\tau_{r\lambda}$ comme suit :

$$\tau_{r\lambda} = P / (a_1\lambda^4 + a_2\lambda^2 + a_3 + a_4\lambda^{-2}) \quad (\text{III.6})$$

Et la transmittance de RAYLEIGH s'écrit :

$$T_{r\lambda} = \exp [m_r P / (a_1\lambda^4 + a_2\lambda^2 + a_3 + a_4\lambda^{-2})] \quad (\text{III.7})$$

Avec :

m_r est la masse optique d'air.

Ou :

P est la correction de pression définie plus tôt,

$a_1=117.2594 \mu\text{m}^4$, $a_2=-1.3215 \mu\text{m}^2$, $a_3=3.2073\text{E-}4$, $a_4=-7.6842\text{E-}5 \mu\text{m}^2$.

- **Transmittance due à l'absorption par l'ozone :**

$$T_{oz\lambda} = \exp(-m_{oz}\tau_{oz\lambda}) \quad (\text{III.8})$$

D'où :

$$\tau_{oz\lambda} = u_{oz}A_{oz\lambda} \quad (\text{III.9})$$

Avec :

$\tau_{oz\lambda}$ est l'épaisseur optique d'ozone.

m_{oz} est la masse optique d'ozone.

u_{oz} est l'épaisseur réduite (atm-cm).

$A_{oz\lambda}$ est le coefficient spectral d'absorption.

- **Transmittance due à l'absorption par le dioxyde de nitrogène :**

$$T_{n\lambda} = \exp(-m_n u_n A_{n\lambda}) \quad (\text{III.10})$$

D'où :

m_n est la masse optique du NO₂.

u_n est l'épaisseur réduite (atm-cm).

$A_{n\lambda}$ est le coefficient spectral d'absorption.

- **Transmittance due à l'absorption par les gaz uniformément mélangés :**

Selon [36] et [37], cette transmittance est définie par la formule suivante :

$$T_{g\lambda} = \exp[-(m_g \cdot u_g \cdot A_{g\lambda})^\alpha] \quad (\text{III.11})$$

$m_g = m_r$ est la masse optique des gaz.

$A_{g\lambda}$ est le coefficient spectral d'absorption.

u_g est l'épaisseur des gaz.

Si : $< 1\mu\text{m}$ $\alpha = 0.5641$

Si : $\times 1\mu\text{m}$ $\alpha = 0.7070$

- **Transmittance due à l'absorption par la vapeur d'eau :**

La transmittance donnée par [38], a été modifiée comme suit :

$$T_{w\lambda} = \exp\{-[(m_w w)^{1.05} f_w^* B_w A_{w\lambda}]\} \quad (\text{III.12})$$

n est l'exposant dépende la longueur d'onde.

f_w est un facteur de graduation de pression qui compense des inhomogénéités dans la longueur de parcours de vapeur d'eau.

B_w est un facteur de correction tenant compte que le processus d'absorption change avec la distance du centre de bande.

m_w est la masse optique de vapeur d'eau.

w est l'épaisseur d'eau condensable (cm).

- **Transmittance des aérosols :**

La transmittance des aérosols est exprimée en fonction de l'épaisseur optique des aérosols $\tau_{a\lambda}$ par :

$$T_{a\lambda} = \exp (-m_{a\lambda} \tau_{a\lambda}) \tag{III.13}$$

Avec :

$m_{a\lambda}$ est la masse optique d'aérosol.

$\tau_{a\lambda} = \beta \left(\frac{\lambda}{\lambda_1}\right)^{\alpha_i}$ est l'épaisseur optique monochromatique des aérosols.

β est le coefficient d'Ångström (définie à $1\mu\text{m}$)

$$\lambda_1 = 1\mu\text{m} , \lambda_0 = 0.5\mu\text{m}$$

$$\alpha_i = \alpha_1$$

$$\beta_i = \beta_1 = 2^{\alpha_2 - \alpha_1} \beta \quad \text{Si } \lambda < \lambda_0$$

Les valeurs correspondantes α_1 et α_2 sont donnée en fonction de l'humidité relative, pour différents types des aérosols. pour çà on trouve les valeurs moyennes de α_1 sont proche constants et voisinage de [1 ; 1.3], quelque sois des données des épaisseurs optiques.

Et ces valeurs ne donnent pas la réalité des variations de l'influence sur les rayonnements solaires dans cette région d'étude.

- Rayonnement diffus :

Le rayonnement diffus total est la somme de trois composantes, due à la diffusion de RAYLEIGH, diffusion des aérosols.

$$D_{z\lambda} = D_{r\lambda} + D_{ae\lambda} \quad (III.14)$$

• **Diffusion de RAYLEIGH :**

La diffusion de RAYLEIGH est calculée à partir de la formule suivante :

$$D_{r\lambda} = F_r I_{on\lambda} (1 - T_{r\lambda}^{0.99}) T_{oz\lambda} T_{n\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} T_{aa\lambda} \cos\theta_s \quad (III.15)$$

Avec $T_{oz\lambda}$ est la transmittance effective d'ozone, elle est donnée comme suit :

$$T_{oz\lambda} = \exp(-\gamma_1 \tau_{oz\lambda}^{0.95} - \gamma_2 \tau_{oz\lambda}) \quad \text{Pour } \tau_{oz\lambda} \leq 2$$

$$T_{oz\lambda} = \exp[-\gamma_3 - \gamma_4 (\tau_{oz\lambda} - 2)] \quad \text{Pour } \tau_{oz\lambda} > 2$$

Ou :

F_r est la fraction de haut en bas du rayonnement diffusé.

$\gamma_1, \gamma_2, \gamma_3, \gamma_4$ Sont fonction de la masse d'air m_0 .

$$T_{aa\lambda} = \exp[-m_{ae\lambda} (\tau_{ae\lambda} - \tau_{as\lambda})]$$

est la transmittance du processus d'absorption des aérosols.

Avec $\tau_{as\lambda} = \bar{\omega}_0 \tau_{ae\lambda}$ est l'épaisseur optique de la diffusion des aérosols, et $\bar{\omega}_0$ est l'albédo simple de la diffusion.

• **Diffusion des aérosols :**

La diffusion des aérosols est calculée par :

$$D_{\alpha\epsilon\lambda} = F_{\alpha\epsilon} I_{0n\lambda} (1 - T_{\alpha\epsilon\lambda}) T_{\alpha\alpha\lambda} T_{r\lambda} T_{o\alpha\lambda} T_{n\lambda} T_{r\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} \cos\theta_s \quad (\text{III.16})$$

Døù :

$$T_{\alpha\epsilon\lambda} = \frac{T_{\alpha\epsilon\lambda}}{T_{\alpha\alpha\lambda}} \text{ est la transmittance due à la diffusion des aérosols.}$$

$F_{\alpha\epsilon}$ est obtenu comme un produit d'une fraction de simple diffusion.

Ou : par autre relation suivante :

$$D_{\alpha\epsilon\lambda} = F_{\alpha\epsilon} I_{0n\lambda} (1 - T_{\alpha\epsilon\lambda}) T_{o\alpha\lambda} T_{n\lambda} T_{r\lambda} T_{g\lambda} T_{w\lambda} \cos\theta_s \quad (\text{III.17})$$

Døù :

$$T_{\alpha\epsilon\lambda} = T_{\alpha\epsilon\lambda} T_{\alpha\alpha\lambda} \text{ est la transmittance totale des aérosols}$$

.

- Le rayonnement global :

Le rayonnement global sur une surface horizontale est donné par :

$$GL_{\lambda} = i_{\lambda} \cos\theta_s + D_{t\lambda} \quad (\text{III.18})$$

2\ . Modèle analytique à bande large :

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

- Rayonnement direct normal :

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

$$i = I_0 \cdot cor \cdot T_{oz} \cdot T_w \cdot T_r \cdot T_g \cdot T_{ae} \quad (\text{III.19})$$

Avec :

$T_{oz}, T_w, T_r, T_g, T_{ae}$ Sont les transmittance respectives d'ozone, de la vapeur d'eau, de RAYLEIGH, des gaz et des aérosols.

I_0 est la constante solaire hors atmosphère, elle est égale à 1373w/m².

cor est le facteur de correction de la distance moyenne terre - soleil, il est exprimé par la formule suivante :

$$cor = 1 + 0.034 \cdot \cos(0.986 \cdot (QJ - 3)) \quad (\text{III.20})$$

- **Transmittance d'ozone :**

La transmittance de l'ozone est :

$$T_{oz} = \exp(-0.0586(m \cdot l)^{0.913}) \quad (\text{III.21})$$

l Est l'épaisseur réduite d'ozone.

- **Transmittance due à l'absorption par les gaz :**

La transmittance après absorption par les gaz est :

$$T_g = \exp(-0.0127 \cdot (m)^{0.26}) \quad (\text{III.22})$$

- **Transmittance due à l'absorption par la vapeur d'eau :**

La transmittance après absorption par la vapeur d'eau est donnée par la formule suivante :

$$T_{\text{vapeur}} = \exp(-0.0167(m \cdot w)^{0.684}) \quad (\text{III.23})$$

w est l'épaisseur d'eau condensable.

- **Transmittance des RAYLEIGH :**

La transmittance RAYLEIGH est donnée par :

$$T_r = \exp(-0.0903 \cdot m^{0.84} \cdot (1 + m - m^{1.01})) \quad (\text{III.24})$$

- **Transmittance des aérosols :**

La transmittance des aérosols peut s'exprimer analytiquement en fonction de :

$$AR = \ln(m \cdot \beta).$$

Si $(m \cdot \beta) < 0.5$:

$$T_{\text{ae}} = 0.1933 - 0.4862 (AR) - 0.1022 (AR)^2 - 0.0073 (AR)^3 \quad (\text{III.25})$$

et Si $(m \cdot \beta) > 0.5$:

$$T_{\text{ae}} = 0.251 - 0.3356 (AR) \quad (\text{III.26})$$

- Rayonnement diffus :

Le rayonnement diffus total est la somme du diffus RAYLEIGH et du diffus des aérosols :

$$D_t = D_r + D_{a\grave{e}} \quad (\text{III.27})$$

• **Diffusion de RAYLEIGH :**

Le diffus RAYLEIGH est exprimé par la formule suivante :

$$D_r = I_{0n} \cdot \text{cor} \cdot \cos(\theta_s) \cdot T_{oz} \cdot T_w \cdot [T_{a\grave{e}} \cdot (1 - T_r) \cdot 0.5] \quad (\text{III.28})$$

$\cos(\theta_s)$ Est le cosinus de la distance zénithale du soleil.

• **Diffusion des aérosols :**

Le diffus des aérosols est :

$$D_{a\grave{e}} = I_{0n} \cdot \text{cor} \cdot \cos(\theta_s) \cdot T_{oz} \cdot T_w \cdot [\omega_0 \cdot (1 - T_{a\grave{e}}) \cdot T_r \cdot f_{dv}] \quad (\text{III.29})$$

Avec :

ω_0 est l'albédo de simple diffusion des aérosols.

f_{dv} est la fonction de diffusion vers l'avant des aérosols dans la direction du rayon soleil, elle est exprimée par la formule suivante (GUEYMARD).

$$f_{dv} = 1 - \exp(-0.6931 - 1.8326 \cdot \cos(\theta_s)) \quad (\text{III.30})$$

Donc le rayonnement diffus total est exprimé par :

$$D_t = D_r + D_{af}$$

$$D_t = I_{on} \cdot cor \cdot \cos(\theta_s) \cdot T_{oz} \cdot T_w \cdot [T_{af} \cdot (1 - T_r) \cdot 0.5 + \omega_0 \cdot (1 - T_{af}) \cdot T_r \cdot f_{dv}] \quad (\text{III.31})$$

- Rayonnement global :

Le rayonnement global est exprimé par :

$$GL = i \cdot \cos(\theta_s) + D_t \quad (\text{III.32})$$

Donc dans cette partie du Chapitre, nous expliquerons comment déterminer les paramètres d'Ångström, à partir des mesures photométriques et des modèles physiques pour la région choisie.

III.2 -Le mode de détermination des paramètres et :

✚ par des mesures photométriques :

Le rayonnement solaire reçu au niveau du sol est exprimé par la formule analytique suivante: [26]

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp(-m \cdot \tau_{\text{tot}}(\lambda)) \quad (\text{III.33})$$

L'intensité $I_0(\lambda)$ représente le rayonnement solaire hors atmosphère (constante solaire), $I(\lambda)$ est le rayonnement solaire reçu au niveau du sol et m est la masse d'air.

$\tau_{\text{tot}}(\lambda)$ est l'épaisseur optique totale, il est composé de deux termes, l'un dû à la diffusion et l'autre à l'absorption par les gaz. La diffusion est due à la diffusion moléculaire de Rayleigh $\tau_{\text{ray}}(\lambda)$ à la diffusion et l'absorption par les aérosols $\tau_{\text{aer}}(\lambda)$.

Les mesures photométriques sont utilisées pour déterminer l'épaisseur optique des aérosols et ensuite l'estimation du facteur de trouble atmosphérique β et le coefficient d'Ångström α (Ångström, 1929). Ces coefficients sont reliés par la formule d'Ångström : [26]

$$\tau_{\text{aer}}(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (\text{III.34})$$

est déterminé à partir de la relation suivante :

$$\alpha = - \frac{\ln \frac{\tau_{\text{aer}}(\lambda_1)}{\tau_{\text{aer}}(\lambda_2)}}{\ln \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2} \right)} \quad (\text{III.35})$$

est déterminé à partir des relations (III.34).

par des modèles physiques :

La transmittance des aérosols est exprimé par la formule analytique suivante (Mächler [6]) :

$$T_{\alpha\beta} = \{0.12445 \cdot (\alpha) - 0.0162\} + \{1.003 - 0.125 \cdot (\alpha)\} \cdot \{\exp(-\beta \cdot (m) \cdot [1.089 \cdot (\alpha) + 0.5123])\} \quad (III.36)$$

$$\text{tels que: } \beta = \tau_{\alpha\beta} \cdot \lambda^\alpha \quad (III.37)$$

$\tau_{\alpha\beta}$ est l'épaisseur optique des aérosols.

La transmittance des aérosols T_{ae} est calculé par le modèle de smarts2. L'épaisseur optique $\tau_{\alpha\beta}$ est mesuré par le photomètre. En remplaçant par sa valeur dans la formule III.36 , nous obtenons T_{ae} en fonction de et de $\tau_{\alpha\beta}$. Connaissant T_{ae} et $\tau_{\alpha\beta}$ nous avons déterminé numériquement le paramètre en utilisant la méthode de bisection.

Résultats et Discussions

IV.1.Détermination des paramètres d'Ångström et :

1. Les mesures et les calculs:

Dans ce chapitre, on a utilisé deux méthodes pour déterminer et :

- ❖ Utilisation des mesures photométriques, ces mesures nous donnent l'épaisseur optique et le rayonnement solaire diffus.
- ❖ Utilisation des modèles de transfert radiatifs, modèle spectral (smarts2) et modèle analytique à bande large.

Nous avons choisi la région de Tamanrasset parce qu'il y a une station météorologique et on effectue en plus des mesures AERONET les autres mesures des paramètres météorologiques. En fonction des données que nous possédons, nous avons choisi sept jours clairs sans nuage durant la période Février à Octobre 2006.

Nous avons effectué les calculs et pour les heures qui coïncident exactement avec les mesures Aeronet, ces mesures ne sont possibles que pendant la journée et en l'absence des nuages. Les mesures du rayonnement sont effectuées pour les heures 9h00, 12h00 et 15h00 temps universel. Les résultats sont représentés dans les tableaux ((IV.1), (IV.2), (IV.3), (IV.4)) et les figures ((IV.A), (IV.B),(IV.C), (IV.D)).

a\ Le paramètre :

Durant la période d'étude Février – Octobre 2006, les mesures et les calculs de prennent des valeurs entre 0.1 et 0.9 à 9h00 TU et entre 0.1 et 0.5 à 15h00 TU, ces valeurs sont reportées sur les tableaux ((IV.1), (IV.2)). Les différentes valeurs trouvées peuvent être expliquées par la contribution variable d'aérosols de différentes tailles. Les valeurs de proches de zéro sont associées à de grosses particules introduites suite à une tempête de sable. Les valeurs au voisinage de 1 dans le cas d'aérosol constitué de particules submicroniques. Finalement, nous voyons clairement sur les figures ((IV.A), (IV.B)) qu'il y a une légère différence entre les deux heures, ce qui implique que nous avons toujours le même type

des aérosols, que ce soit le matin ou après midi. Ce type d'aérosols joue un rôle majeur dans les processus physiques de la diffusion du rayonnement solaire.

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Les mesures
jour			
19Février	0.870	0.484	0.440
05Mars	0.800	0.661	0.805
06Avril	0.333	0.316	0.360
02Mai	0.207	0.200	0.241
19Juin	0.209	0.208	0.230
12Juillet	0.199	0.194	0.244
7Octobre	0.115	0.129	0.165

Tableau (IV.1) : Valeurs du paramètre mesuré et calculé par deux modèles analytique, pour des jours clairs sans nuage, à 9h00 TU.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Les mesures
jour			
19Février	0.470	0.470	0.450
05Mars	0.410	0.408	0.480
06Avril	0.200	0.196	0.290
02Mai	0.140	0.138	0.190
19Juin	0.200	0.200	0.220
12Juillet	0.140	0.144	0.180
7Octobre	0.190	0.186	0.240

Tableau (IV.2) : Valeurs du paramètre mesuré et calculé par deux modèles analytique, pour des jours clairs sans nuage, à 15h00 TU.

Remarque : Le modèle smarts2 utilise les valeurs correspondantes α_1 et α_2 qui sont donnée en fonction de la humidité relative et pour différents types d'aérosols, c'est pour cela qu'on trouve les valeurs moyennes de α proches et constantes dans l'intervall [1 - 1.3], quelque soit des données de l'épaisseur optique.

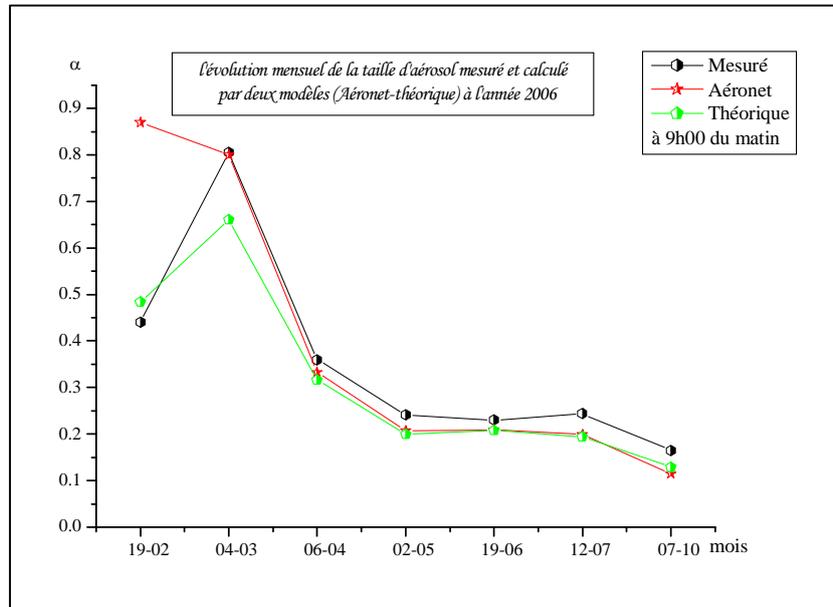


Figure (IV.A) : Evolution du coefficient α mesuré et calculé à 9h00 TU.

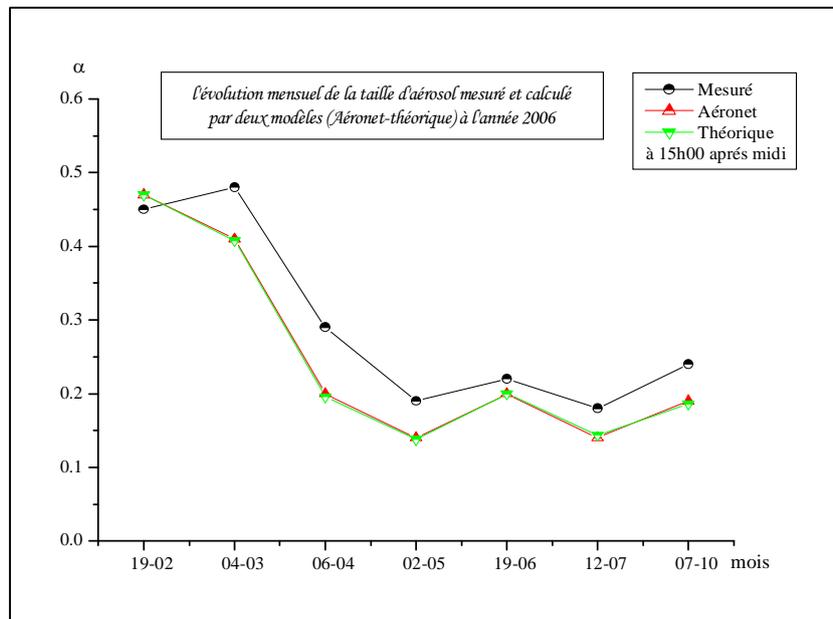


Figure (IV.B) : Evolution du coefficient α mesuré et calculé à 15h00 TU.

b) Le paramètre β :

Sur les Figures ((IV.C),(IV.D)), on montre l'évolution du coefficient d'Ångström mesuré et calculé à 9h00 et 15h00 TU. Les valeurs de turbidités minimales et maximales qui ont été enregistrées pour le mois février et le mois de juin respectivement.

Les variations de la quantité d'aérosols sont justifiées par les conditions climatiques de la région d'étude (en particulier la direction et la vitesse du vent et l'humidité spécifique de l'air). La région de Tamanrasset est influencée essentiellement par les aérosols ruraux transportés par les masses d'air saharien.

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale- smarts2	mesuré
jour	β	β	β	β
19Février	0.015	0.019	0.011	0.018
05Mars	0.038	0.042	0.041	0.058
06Avril	0.061	0.061	0.050	0.090
02Mai	0.120	0.118	0.100	0.110
19Juin	0.712	0.712	0.700	0.880
12Juillet	0.162	0.162	0.110	0.130
7Octobre	0.128	0.128	0.100	0.150

Tableau (IV.3) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique et par modèle spectrale (smarts2), pour des jours clairs sans nuage, à 9h00 TU.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	Valeurs β	Valeurs β	Valeurs β	Valeurs β
19Février	0.015	0.015	0.010	0.016
05Mars	0.080	0.080	0.050	0.085
06Avril	0.090	0.090	0.043	0.106
02Mai	0.190	0.190	0.100	0.248
19Juin	0.750	0.750	0.500	0.834
12Juillet	0.350	0.350	0.140	0.370
7Octobre	0.056	0.056	0.040	0.049

Tableau (IV.4) : Valeurs du paramètre β mesuré et calculé par deux modèles analytique et par modèle spectrale (smarts2), pour des jours clairs sans nuage ,à 15h00 TU après midi.

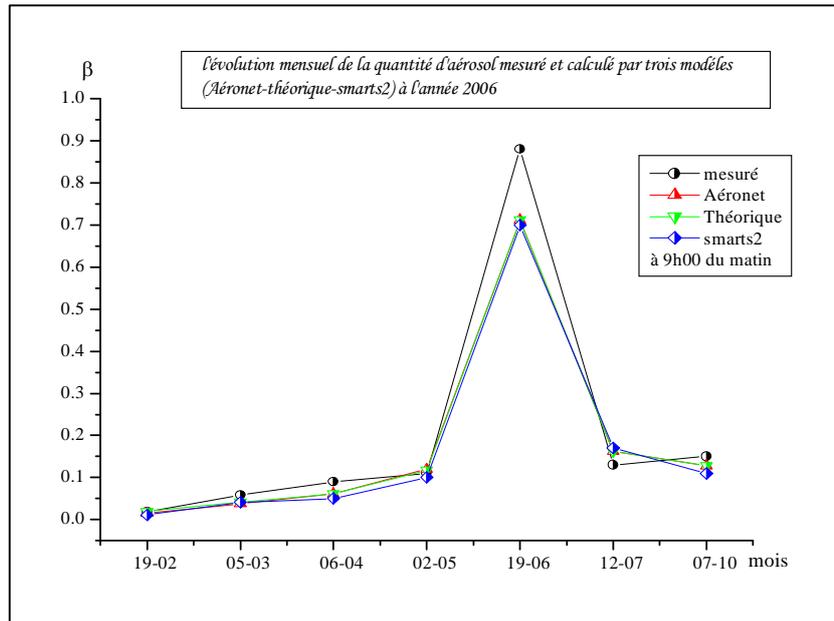


Figure (IV.C) : Evolution du paramètre β mesuré et calculé, à 9h00 TU du matin.

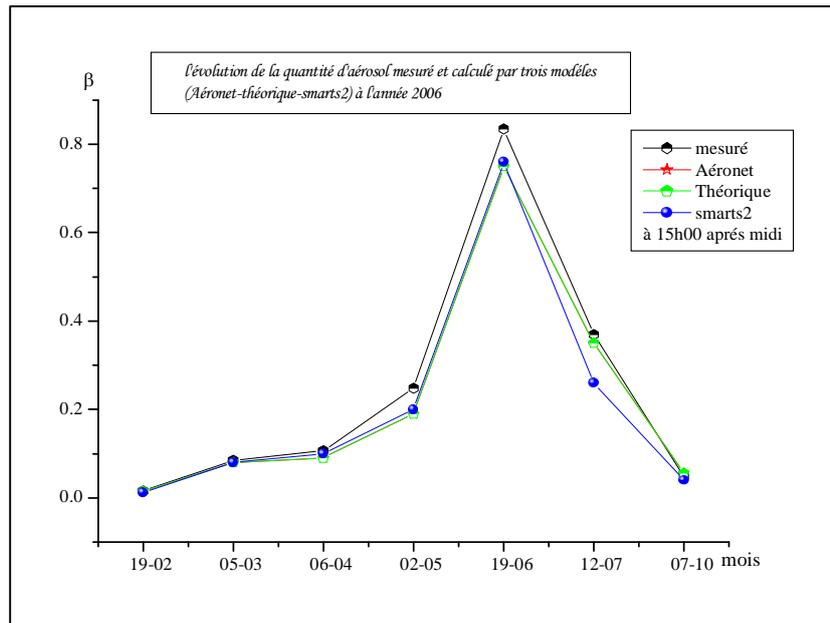


Figure (IV.D) : Evolution de paramètre β mesuré et calculé, à 15h00 TU après midi.

IV.2 . Calcul du rayonnement solaire :

➤ Calcul du rayonnement direct normal :

Dans cette partie, nous avons étudié les variations du rayonnement direct normal mesuré et calculé en utilisant les paramètres de Ångström calculés. Sur les tableaux ((IV.5), (IV.6)) on présente les valeurs du rayonnement direct normal mesuré et calculé au moyen des deux modèles (bande large et spectral) pour des jours clairs sans nuages à 9h00TU et 15h00 TU. Les figures ((IV.E), (IV.F)) représentent l'évolution du rayonnement direct normal mesuré et calculé pour $\lambda = 0.5 \mu m$ pour des jours clair sans nuage à 9h00 TU et 15h00 TU.

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$
19Février	1012	1011	905	1017
05Mars	930	928	895	962
06Avril	925	925	902	947
02Mai	848	848	836	859
19Juin	363	363	390	335
12Juillet	745	745	771	719
7Octobre	836	836	800	872

Tableau (IV.5) : les valeurs du rayonnement direct normal mesuré et calculé pour des jours clairs à 9h00 TU.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	du rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$	rayonnement direct normal $i(w/m^2)$
19Février	1002	1002	919	1003
05Mars	861	861	837	883
06Avril	867	867	853	880
02Mai	750	750	748	749
19Juin	311	311	355	266
12Juillet	668	668	693	642
7Octobre	870	870	808	929

Tableau (IV.6) : les valeurs du rayonnement direct normal mesuré et calculé pour des jours clairs à 15h00 TU.

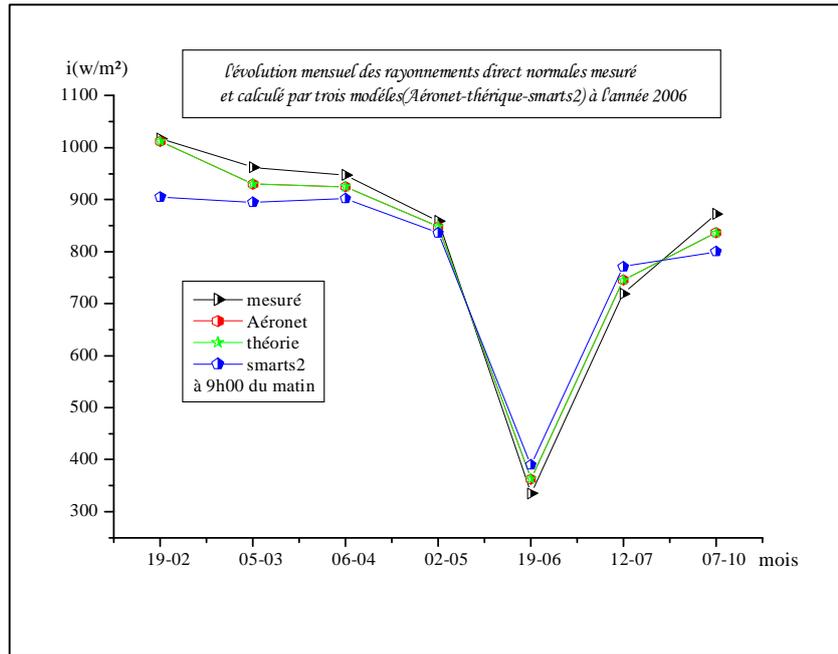


Figure (IV.E) : Evolution du rayonnement direct normal mesuré et calculé, à 9h00 TU

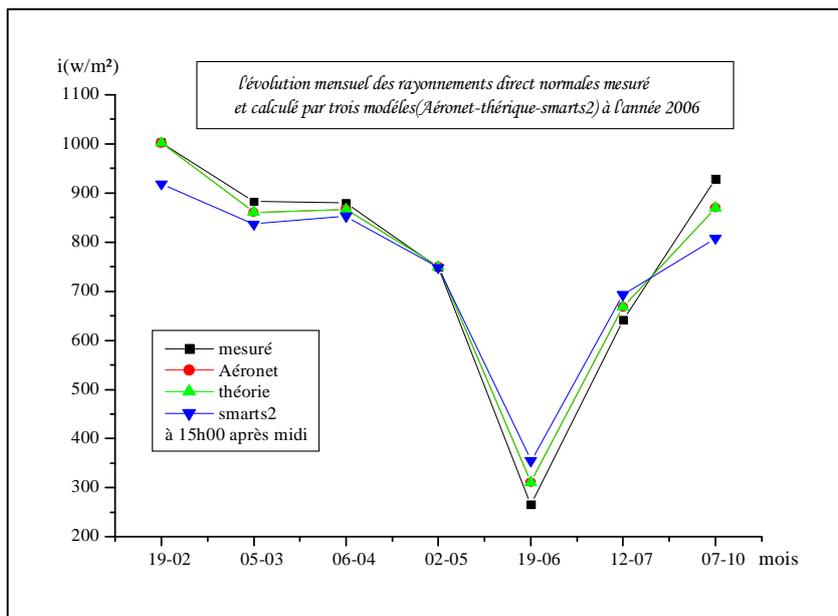


Figure (IV.F) : Evolution du rayonnement direct normal mesuré et calculé, à 15h00 TU

Dans les figures précédentes ((IV.E),(IV.F)) on remarque qu'on a des valeurs minimales et maximales qui correspondent respectivement aux valeur max et min de β .

➤ **Calcul du rayonnement diffus :**

Les résultats du rayonnement diffus calculé par deux modèles (à bande large et smarts2) sont comparés avec les mesures effectués à la station météorologique de Tamanrasset. Les tableaux ((IV.7), (IV.8)) représentent les valeurs du rayonnement diffus mesuré et calculé à l'aide de deux modèles (à bande large et spectrale) pour des jours clairs à 9h00 TU et 15h00 TU. Les figures ((IV.G), (IV.H)) représentent l'évolution du rayonnement diffus mesuré et calculé pour l'année 2006 pour des jours clair sans nuages, à 9h00 et 15h00 TU, pour $\lambda = 0.5 \mu m$.

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	rayonnement diffus Dt(w/m ²)	rayonnement diffus Dt(w/m ²)	rayonnement diffus Dt(w/m ²)	rayonnement diffus Dt(w/m ²)
19Février	60	59	68	51
05Mars	85	83	94	76
06Avril	104	104	106	102
02Mai	166	166	151	161
19Juin	430	430	371	489
12Juillet	191	191	178	203
7Octobre	145	145	152	138

Tableau (IV.7) : Les valeurs du rayonnement diffus mesuré et calculé par les modèles (à bande large et spectral) pour des jours clairs à 9h00 TU.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
Mois	Valeurs mensuels du rayonnement diffus Dt(w/m ²)	Valeurs mensuels du rayonnement diffus Dt(w/m ²)	Valeurs mensuels du rayonnement diffus Dt(w/m ²)	Valeurs mensuels du rayonnement diffus Dt(w/m ²)
19Février	61	61	62	46
05Mars	103	103	104	91
06Avril	108	108	104	109
02Mai	161	161	155	167
19Juin	374	374	321	426
12Juillet	200	200	190	208
7Octobre	80	80	89	60

Tableau (IV.8) : Les valeurs du rayonnements diffus mesuré et calculé à deux modèles (à bande large et spectrale) pour des jours clairs à 15h00 TU.

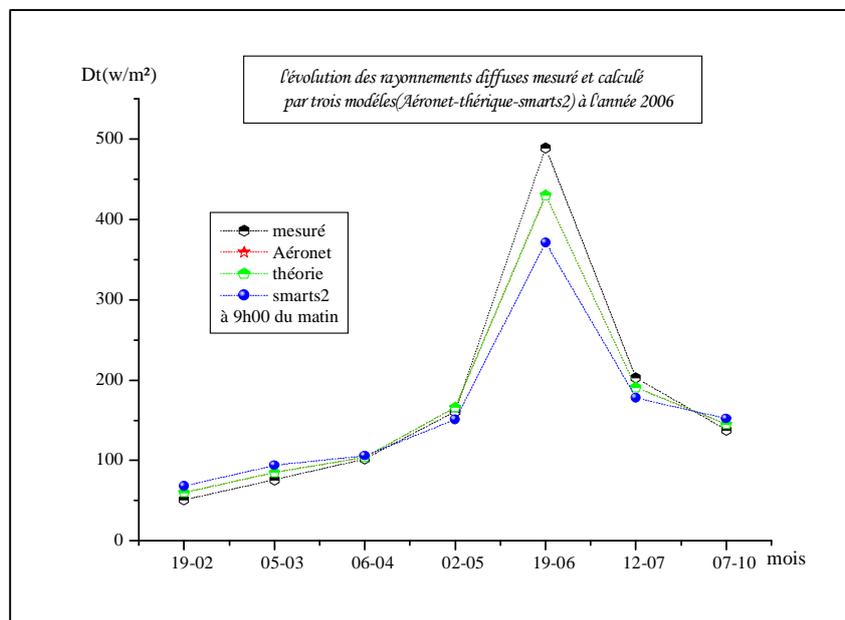


Figure (IV.G) : Evolution du rayonnement diffus mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

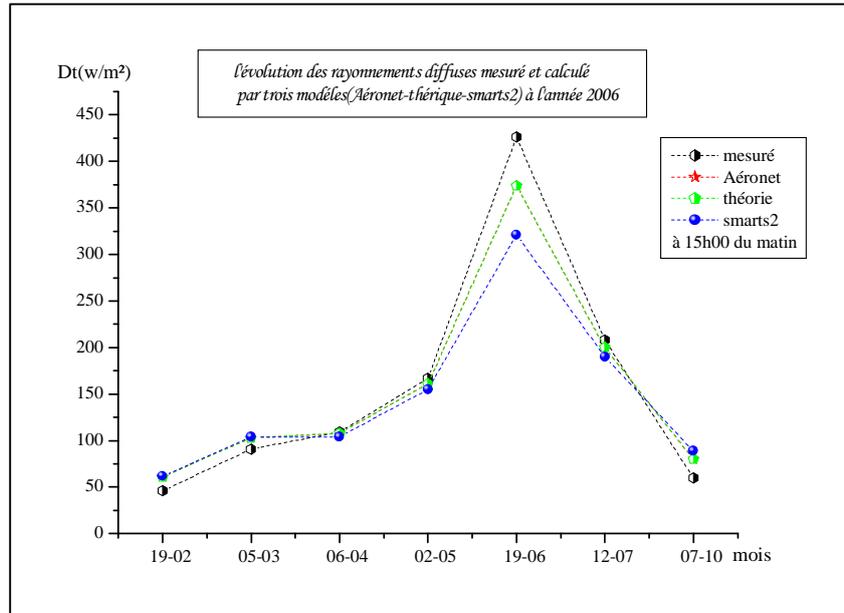


Figure (IV.H) : Evolution du rayonnement diffus mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

Sur les figures ((V.G),(IV.H)) on montre les valeurs minimales et les valeurs maximales. On remarque toujours les fortes valeurs pour le mois de juin ; pour mieux comprendre, nous comparons les figures ((V.G),(IV.H)) avec les courbes de β , nous trouvons les plus grandes valeurs du rayonnement diffus correspondent à des paramètres d'Ångström élevés qui s'expliquent par l'augmentation de la diffusion, Donc le rayonnement diffus est directement proportionnelle à la quantité d'aérosol. Alors un calcul précis du rayonnement diffus est nécessaire pour obtenir des résultats satisfaisants dans le calcul du rayonnement global et la fraction diffuse.

➤ Calcul du rayonnement global :

Dans cette partie, nous étudions les variations du rayonnement global mesuré et calculé à partir des résultats des rayonnements direct normal et diffus, Les tableaux ((IV.9), (IV.10))

représentent les valeurs du rayonnement global mesuré et calculé par deux modèles (à bande large et spectral) pour des jours clairs aux heures (9h00 et 15h00 TU). Les figures ((IV.K), (IV.L)) représentent l'évolution du rayonnement global mesuré et calculé par deux modèles (à bande large (Aéronet- théorique) et smarts2) pour l'année 2006 pour des jours clair sans nuages, à 9h00 et 15h00 TU, et pour $\lambda = 0.5 \mu m$.

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL (w/m ²)
19Février	627	625	600	653
05Mars	706	703	664	748
06Avril	800	800	778	820
02Mai	840	840	817	862
19Juin	731	731	684	778
12Juillet	798	798	788	807
7Octobre	737	737	713	761

Tableau (IV.9) : Les valeurs du rayonnement global mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL(w/m ²)	rayonnement global GL (w/m ²)
19Février	575	575	600	589
05Mars	598	598	664	607
06Avril	660	660	778	675
02Mai	659	659	817	669
19Juin	601	601	684	629
12Juillet	670	670	788	699
7Octobre	515	515	713	529

Tableau (IV.10) : Les valeurs du rayonnement global mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

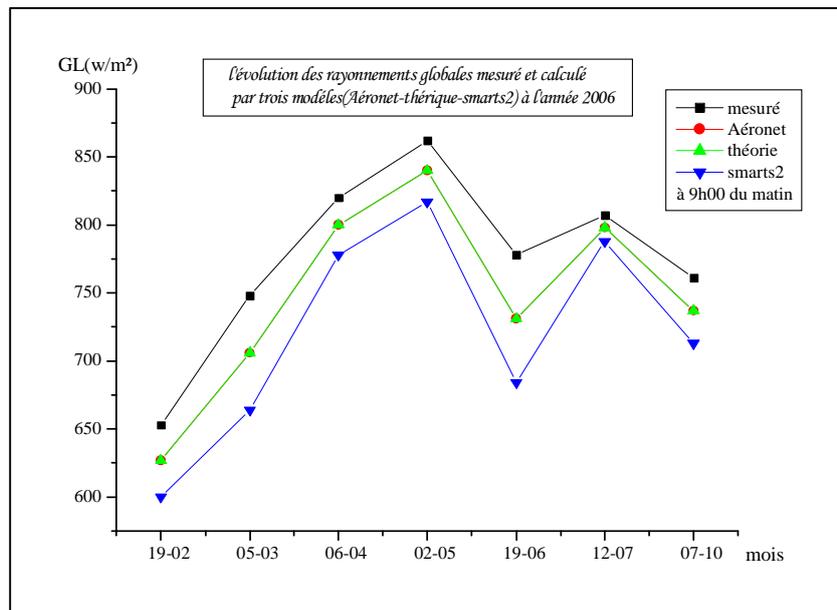


Figure (IV.K) : Evolution du rayonnement global mesuré et calculé, à 9h00 TU, pour l'année 2006.

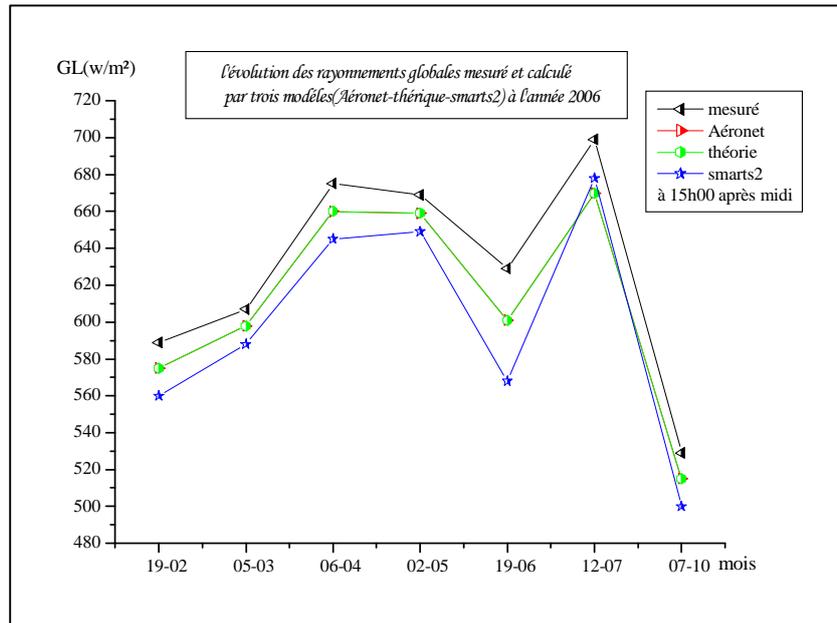


Figure (IV.L) : Evolution du rayonnement global mesuré et calculé, à 15h00 TU, pour l'année 2006.

Dans les figures ((V.K),(IV.L)) on montre les valeurs minimums et les maximums. On note bien les courbes du rayonnement global est très variable brusquement, cela ne pas dire que le rayonnement global est très beaucoup sensible à ces paramètres (et), mais car la partie perdu par le rayonnement direct normal est récupéré par le diffus. Finalement l'effet des paramètres sur le rayonnement direct est donc plus important que l'effet sur rayonnement diffus.

IV.3.Validation :

❖ Comparaison entre les mesures et les calcules :

Pour faire la comparaison entre les mesures et les calculs, nous avons développé un programme de calcul fortran pour chaque cas. sur les figures (IV.M(1)), (IV.M(2)), (IV.M(3)), (IV.N(1)), (IV.N(2)), (IV.N(3)) on compare β mesuré avec les calculs obtenus par les deux modèles à bande large et spectral (smarts2.9).

A 9h00, On remarque sur les figures (IV.M(1)), (IV.M(2)), (IV.M(3)) que la corrélation entre mesuré et calculé (à bande large (Aéronet, théorique) et spectral (smarts2)) est très bonne, avec un coefficient de corrélation, $r = 0.928$, 0.926 et 0.918 respectivement.

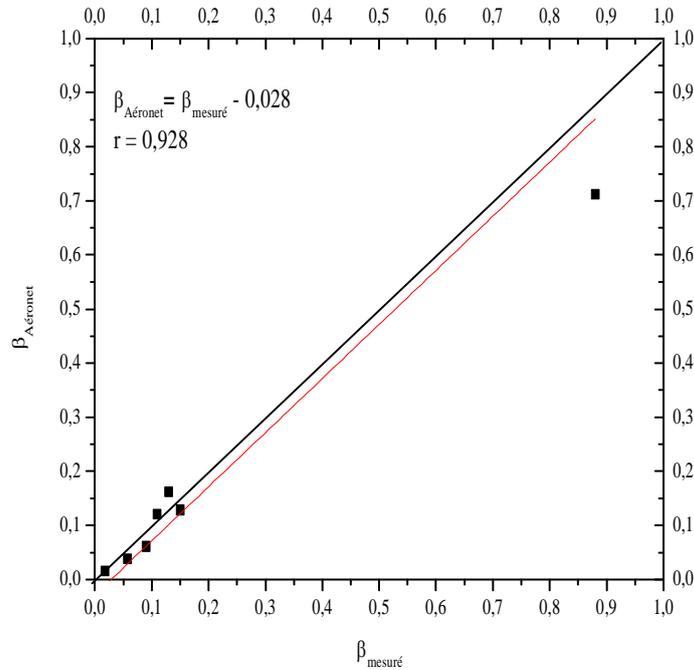


Figure (IV.M(1)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé à bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

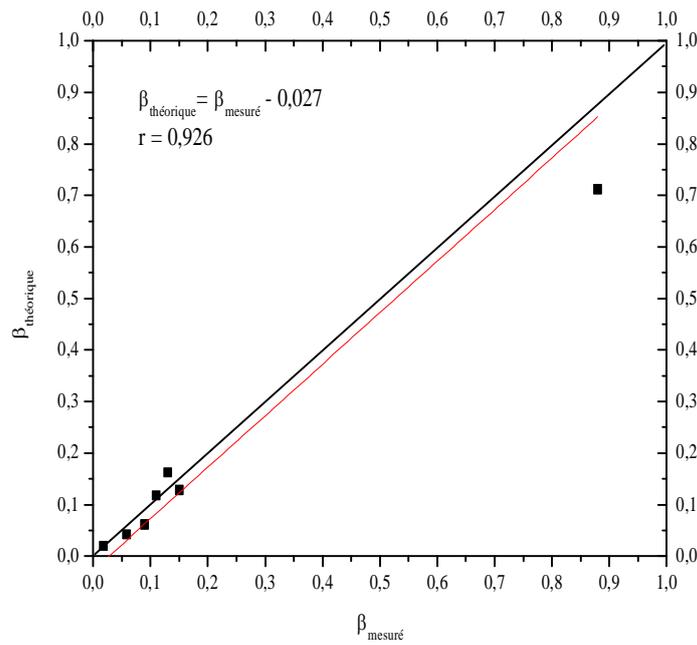


Figure (IV.M(2)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé à bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

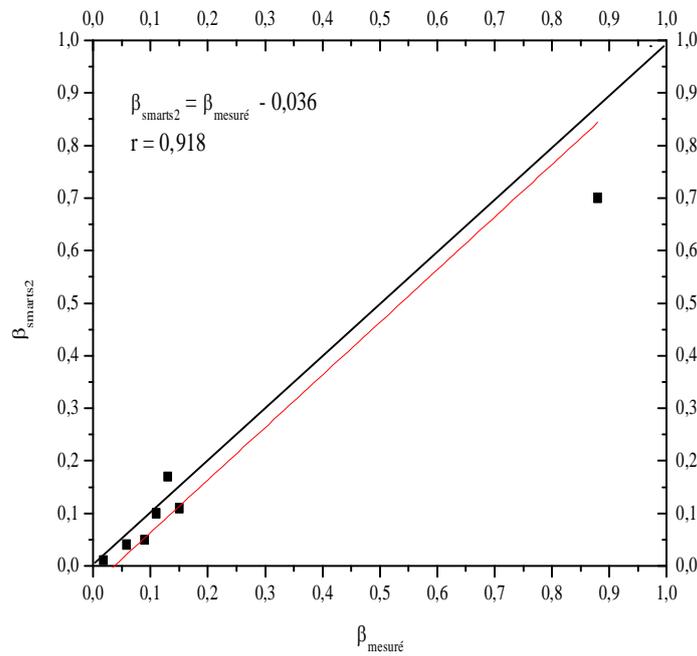


Figure (IV.M(3)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré et calculé spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

A 15h00, on remarque sur les figures (IV.N(1)), (IV.N(2)), (IV.N(3)) que la corrélation entre mesuré et calculé (à bande large (Aéronet, théorique) et spectral (smarts2)) est très bonne, et le coefficient de corrélation est de l'ordre de, 0.983, 0.983 et 0.973 respectivement, nous remarquons aussi une légère sous-estimation des calculs.

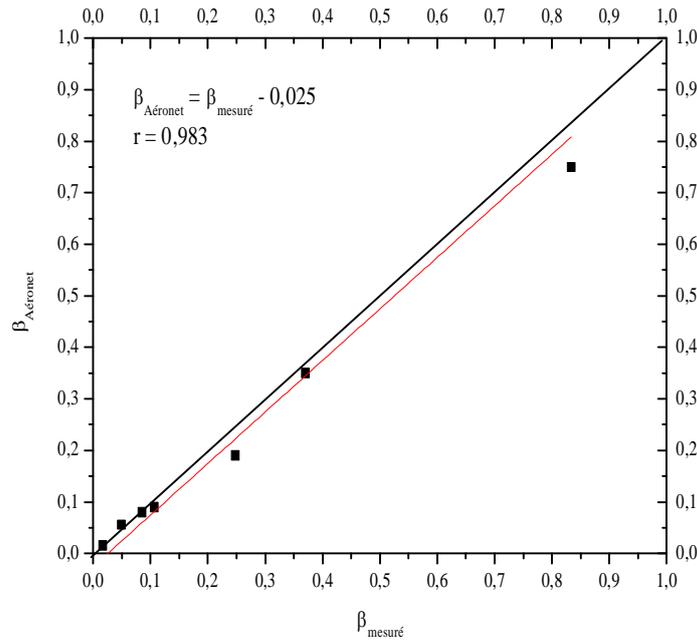


Figure (IV.N(1)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

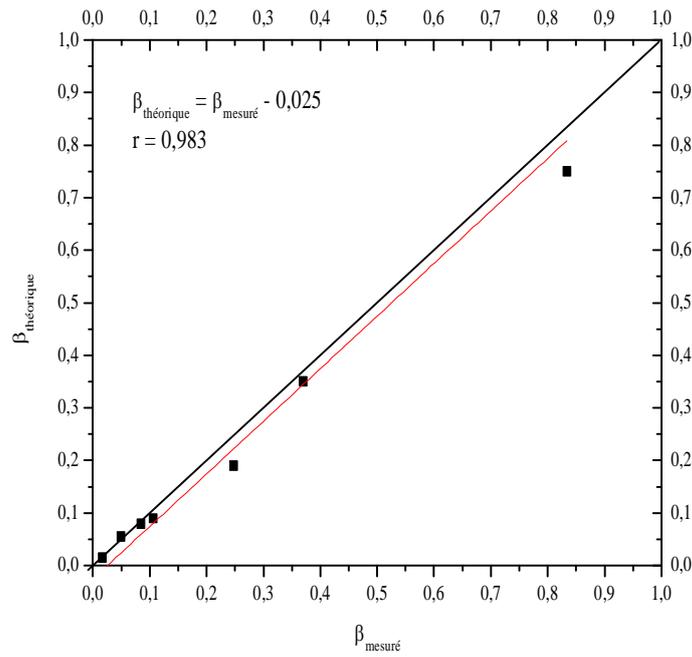


Figure (IV.N(2)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

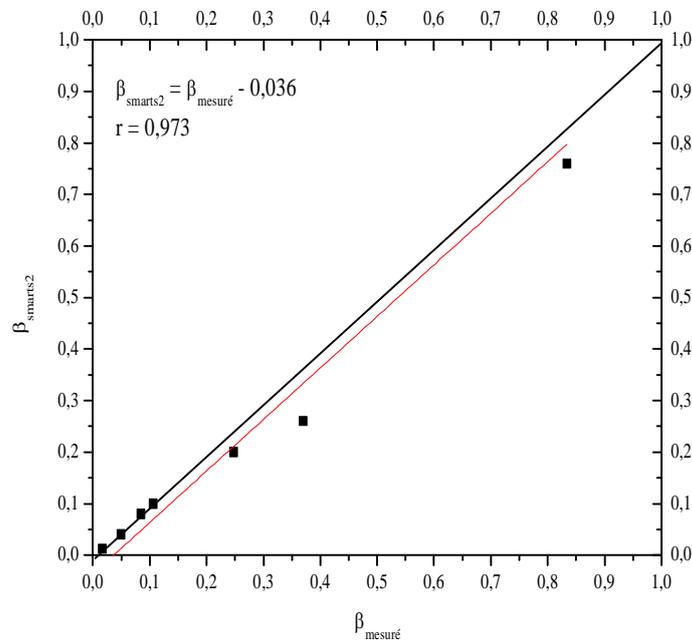


Figure (IV.N(3)) : Comparaison du paramètre d'Ångström mesuré avec calculé spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00 TU.

❖ **Comparaison entre deux modèles calculé à bande large (théorique) et spectral (smarts2) :**

Pour valider le modèle, nous avons comparé les valeurs du paramètre d'Ångström β calculé par les modèles analytique spectral et à bande large pour longueur d'onde $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$, pour les deux heures 9h00 et 15h00 TU. Cette comparaison est présente sur les figures ((IV.O), (IV.P)) on trouve bien qu'il y a un bon accord entre les deux modèles (à bande large et smarts2), qui est justifier par le coefficient de corrélation élevé, 0.998 ; pour 9h00TU et 0.981 pour 15h00 TU .

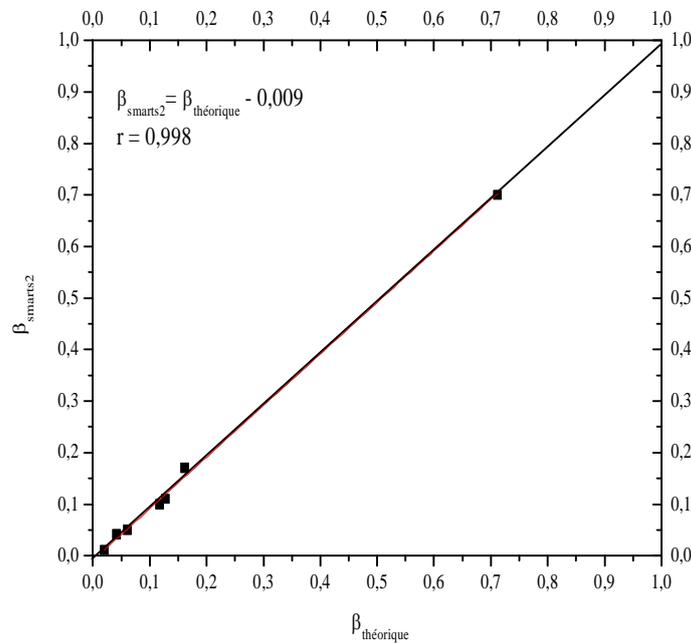


Figure (IV.O) : Comparaison du paramètre d'Ångström β calculé par les deux modèles bande large (théorique) et spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 9h00 TU.

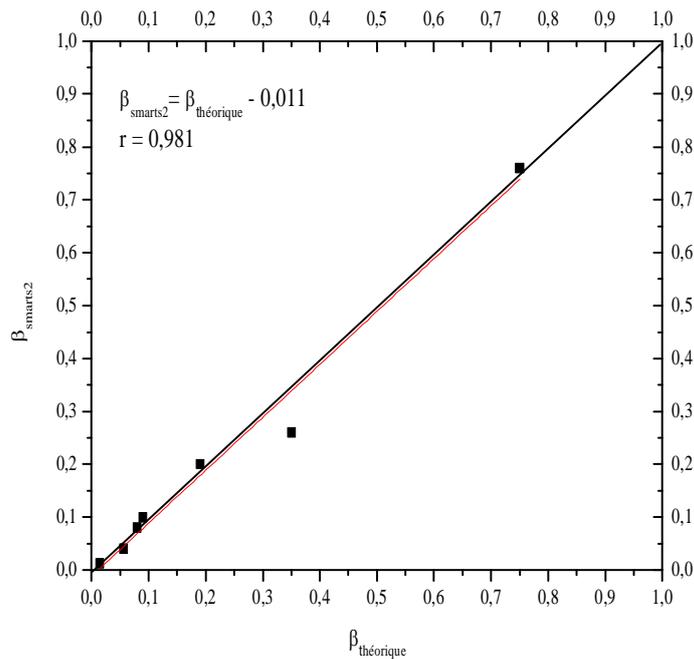


Figure (IV.P) : Comparaison du paramètre d'Ångström calculé par les deux modèles bande large (théorique) et spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5 \mu\text{m}$; à 15h00TU.

Et en observant cette courbe, on voit bien qu'il ya une légère différence entre les calculs obtenus par le modèle spectral de (smarts2) et le modèle analytique à bande large, cette différence est de 4.9 % pour 9h00TU et 5 % pour 15h00 TU, on peut dire que le calcul des paramètres d'Ångström par le modèle à bande large est plus précis, les résultats sont montrés par les calculs des erreurs relatives moyenne dans les tableaux ((IV.11) ,(IV.12)) suivantes :

9h00		β	$i(\text{w/m}^2)$	$Dt(\text{w/m}^2)$	$GL(\text{w/m}^2)$
Err (Aéronet) %	10.4	13.9	0.91	3.20	3.5
Err(théorique)%	11.8	13.4	0.96	3.44	3.6
Err (smarts2) %	-	17.6	3.7	8.2	7.1

Tableau (IV.11) : Erreurs relatives moyenne des valeurs mesurées et calculées par les deux modèles bande large et spectral, à 9h00TU.

15h00		β	i(w/m ²)	Dt(w/m ²)	GL(w/m ²)
Err (Aéronet) %	13.8	10.3	0.43	1.81	2.71
Err(théorique)%	14.2	10.3	0.43	1.81	2.71
Err (smarts2) %	-	15.2	2.6	7.4	4.7

Tableau (IV.12) : Erreurs relatives moyenne des valeurs mesurées et calculées par les deux modèles à bande large et spectral, à 15h00TU.

Tels que :

Err(Aéronet) % : erreur relative moyenne entre le model analytique à bande large (Aéronet) et mesuré.

Err(smarts2) % : erreur relative moyenne entre le model spectral (smarts2) et mesuré.

Err(théorique)% : erreur relative moyenne entre le model à bande large (théorique) et mesuré.

La méthode de comparaison et des calcules des erreurs relatifs est définie par l'Annexe.

IV.4. La comparaison entre la fraction diffuse et le paramètre d'Ångström :

- **Calcul de la fraction diffuse :**

On calcul la fraction diffuse en divisant le rayonnement diffus par le rayonnement global pour faire apparaître l'influence des aérosols, les résultats sont représentés dans les tableaux ((IV.13), (IV.14)).

9h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$
19Février	0.095	0.094	0.113	0.078
05Mars	0.120	0.118	0.141	0.078
06Avril	0.130	0.130	0.136	0.124
02Mai	0.197	0.197	0.185	0.186
19Juin	0.588	0.588	0.463	0.628
12Juillet	0.239	0.239	0.226	0.251
7Octobre	0.200	0.200	0.213	0.181

Tableau (IV.13) : Les valeurs de la fraction diffuse mesuré et calculé, à 9h00 TU.

15h00	Modèle analytique (à bande large- Aéronet)	Modèle analytique (à bande large- théorique)	Modèle spectrale-smarts2	mesuré
jour	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$	fraction diffuse $R_r = Dt/GL$
19Février	0.100	0.100	0.100	0.078
05Mars	0.170	0.170	0.180	0.150
06Avril	0.163	0.163	0.160	0.161
02Mai	0.244	0.244	0.240	0.243
19Juin	0.622	0.622	0.570	0.677
12Juillet	0.298	0.298	0.280	0.297
7Octobre	0.155	0.155	0.180	0.113

Tableau (IV.14) : Les valeurs de la fraction diffuse mesuré et calculé, à 15h00 TU.

Nous représentons l'évolution de la fraction diffuse en fonction de β dans les figures ((IV.Q(1)), (IV.Q(2)), (IV.Q(3)), (IV.Q(4)), (IV.R(1)), (IV.R(2)), (IV.R(3)), (IV.R(4))), montrent bien qu'il y a une relation linéaire entre R_r et β .

On remarque sur les graphes de la figure ((IV.Q(1)), (IV.Q(2)), (IV.Q(3)), (IV.R(4))) qu'il y a une surestimation de la fraction diffuse dont le coefficient de corrélation est égal à 0.797, 0.633, 0.799, 0.822 respectivement. Mais on remarque sur les graphes de la figure ((IV.Q(4)), (IV.R(1)), (IV.R(2)), (IV.R(3))) qu'il y a un bon accord entre la fraction diffuse et la quantité d'aérosol, et cela est indiqué par le coefficient de corrélation élevé qui est égal à 0.699, 0.82, 0.97, 0.97 respectivement.

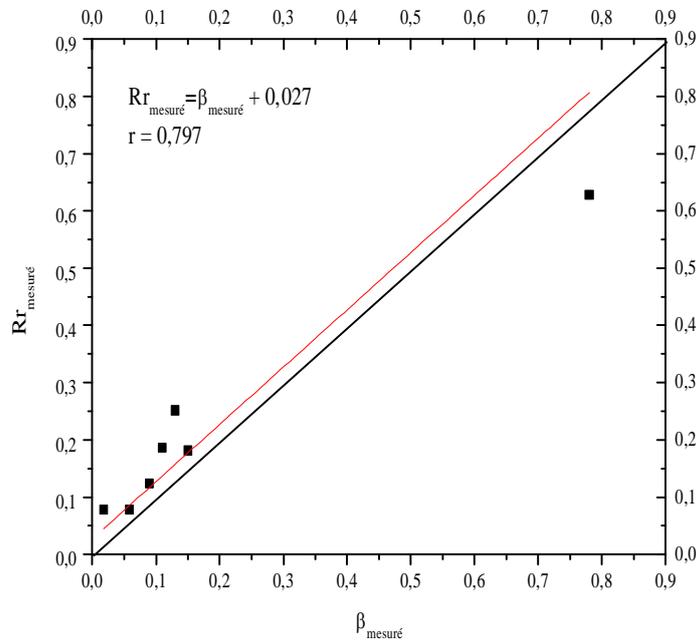


Figure (IV.Q(1)) : L'évolution de R_r mesuré en fonction de β mesuré pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 9h00 TU.

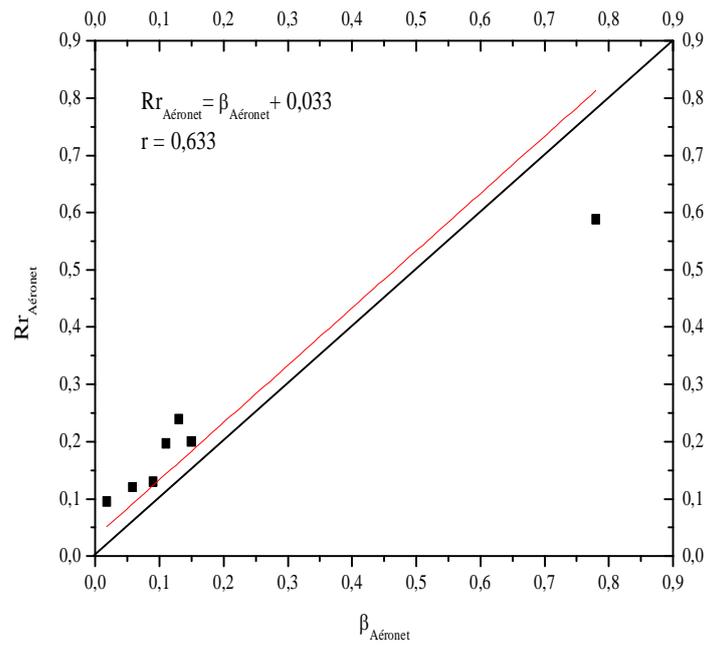


Figure (IV.Q(2)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 9h00 TU.

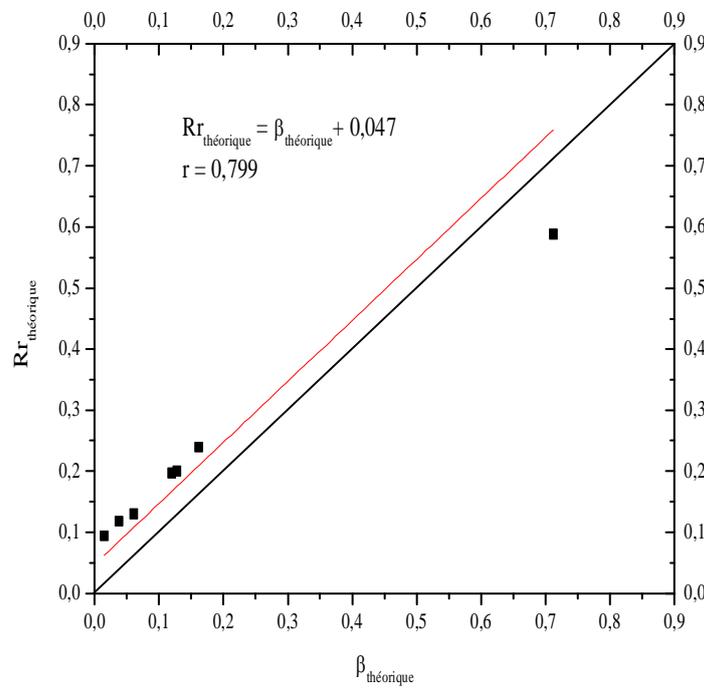


Figure (IV.Q(3)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Théorique) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 9h00 TU.

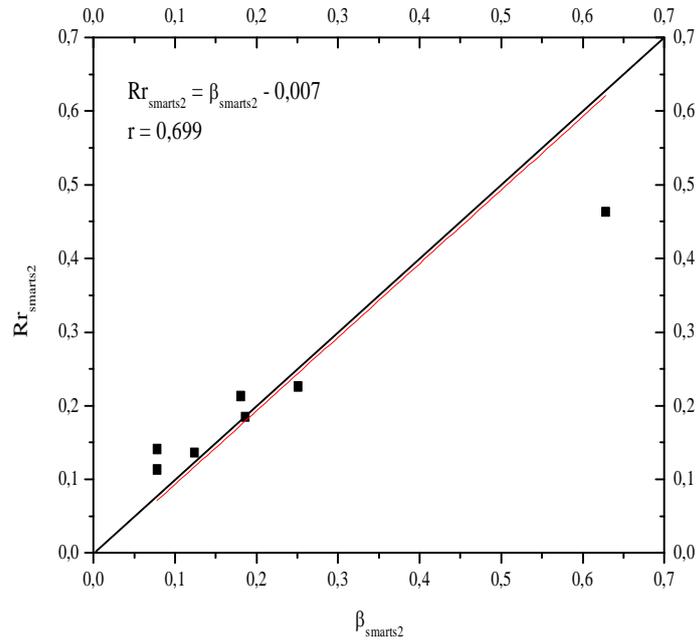


Figure (IV.Q(4)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle spectral (smarts2) pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 9h00 TU.

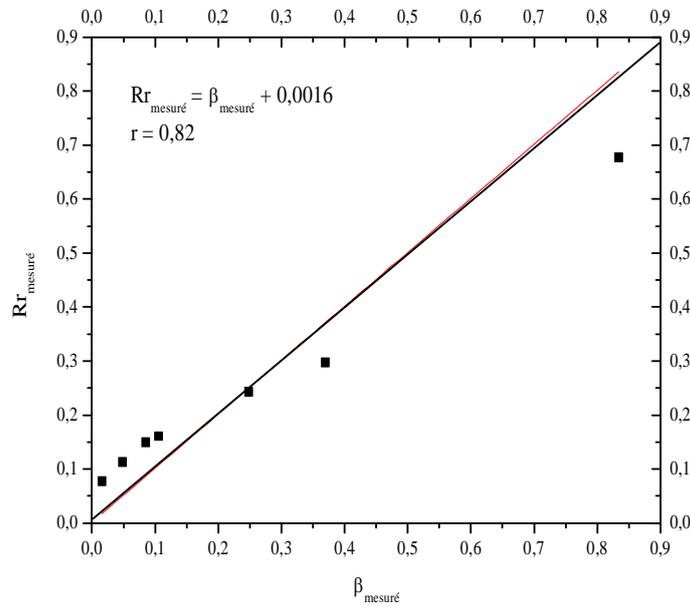


Figure (IV.R(1)) : L'évolution de Rr mesuré en fonction de β mesuré pour $\lambda = 0.5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

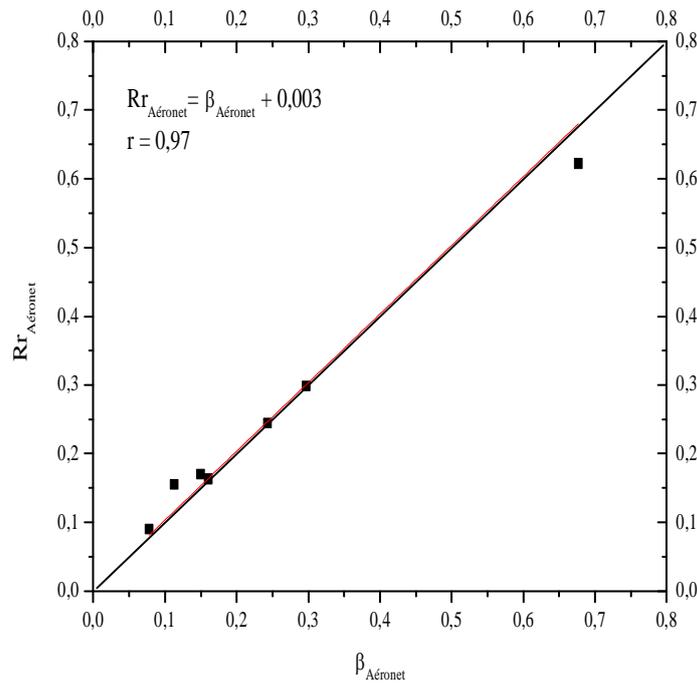


Figure (IV.R(2)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Aéronet) pour $\lambda = 0,5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

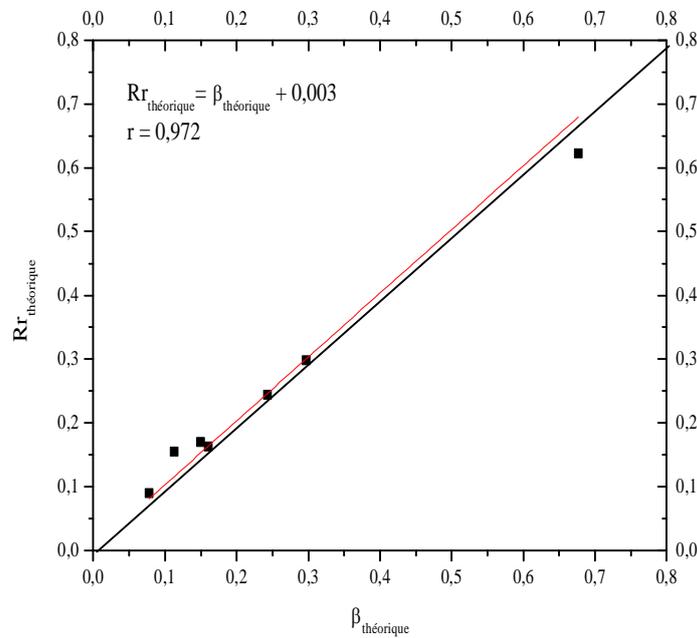


Figure (IV.R(3)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle bande large (Théorique) pour $\lambda = 0,5\mu\text{m}$, à 15h00 TU.

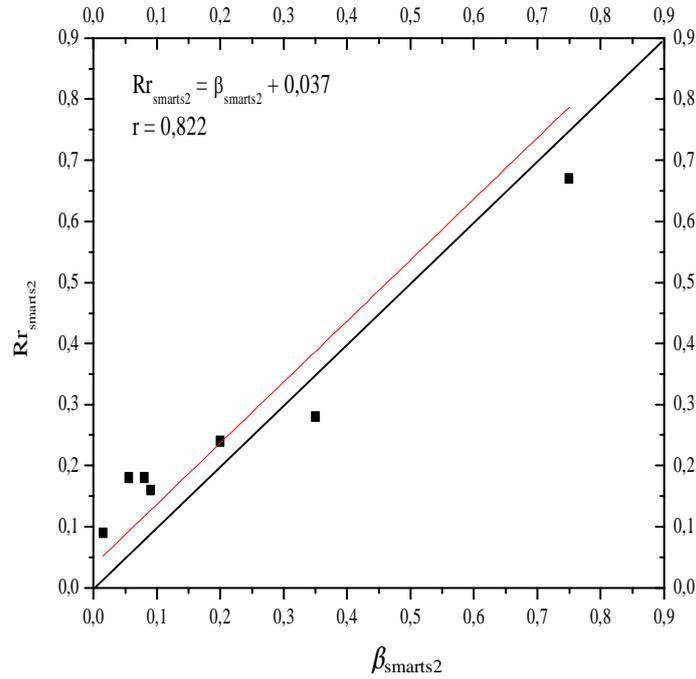


Figure (IV.R(4)) : L'évolution de Rr calculé en fonction de β calculé par le modèle spectral ($smarts2$) pour $\lambda = 0.5\mu m$, à 15h00 TU.

Selon le coefficient de corrélation obtenu, les résultats sont acceptables et on voit bien que lorsque la quantité des aérosols augmente la quantité d'énergie augmente aussi.

Conclusions générales & perspectives : _____

Conclusions et perspectives

Le travail de cette thèse est destiné à la détermination et à l'étude des paramètres τ et $\alpha_{\text{Angström}}$. Ces paramètres jouent un rôle important dans la modélisation et le calcul du rayonnement solaire au sol. Les aérosols atténuent le rayonnement par absorption, par diffusion et par réflexion. La présence d'une couche importante d'aérosol dans l'atmosphère modifie le bilan thermique de l'atmosphère, ils interviennent dans le forçage atmosphérique on peut avoir échauffement ou refroidissement de l'atmosphère c'est l'une des causes des changements climatiques.

Deux méthodes ont été utilisées pour le calcul de ces deux paramètres. La première méthode qui est la méthode directe, elle consiste en l'utilisation des mesures de l'épaisseur optique des aérosols pour deux longueurs d'ondes différentes. La deuxième méthode qui est la méthode indirecte ou on a utilisé un modèle analytique à bande large.

La comparaison de ces deux méthodes a montré la limitation de la méthode indirecte, elle ne donne pas de bon résultat lorsque l'épaisseur optique pour $\lambda=1 \mu\text{m}$ dépasse 0.5. On a aussi comparé les mesures et les calculs du rayonnement direct normal et diffus au niveau du sol, les résultats concordent.

L'épaisseur optique des aérosols est fonction à la fois de τ et de $\alpha_{\text{Angström}}$ il dépend aussi de la section efficace des particules. Des études récentes basées sur la théorie de Mie ont montré la possibilité d'utiliser ces paramètres pour estimer le nombre de particules et leurs propriétés optiques et microphysique tels que l'indice de réfraction et le diamètre des particules. Le calcul avec précision nous permet de modéliser correctement le rayonnement solaire au niveau du sol.

Annexe :

1. Les mesures photométrique :

Les différents protocoles de mesures nécessaires aux études des propriétés optiques des constituants de l'atmosphère :

► Mesures sur le soleil (SUN) :

Ces mesures s'effectuent avec le collimateur SUN. Elles permettent de déterminer l'épaisseur optique des aérosols dans les différents canaux et le contenu en vapeur d'eau.

► Mesure de la luminance du ciel (SKY) :

Ces mesures s'effectuent à différents angles et permettent notamment de déterminer la granulométrie (distribution en taille des particules). Deux types d'observations sont effectués et appelés almucantar (figure.01) et plan principal (figure.02).

- Almucantar : ces mesures s'effectuent pour un angle zénithal de visée θ_s constant correspondant à l'incidence solaire, le balayage étant assuré en faisant varier l'azimut ψ_s .

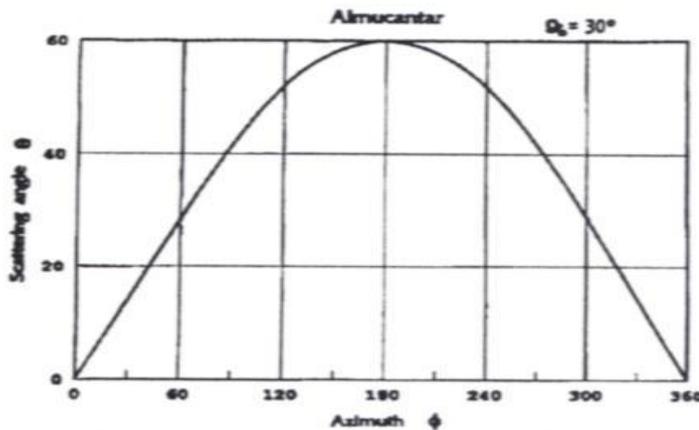


Figure .01 : La Géométrie d' Amucantar.[44]

- Plan principal : ces mesures s'effectuent dans le plan du soleil, c'est-à-dire que l'azimut est fixe (celui du soleil) en faisant varier l'angle zénithal θ_S de visée.

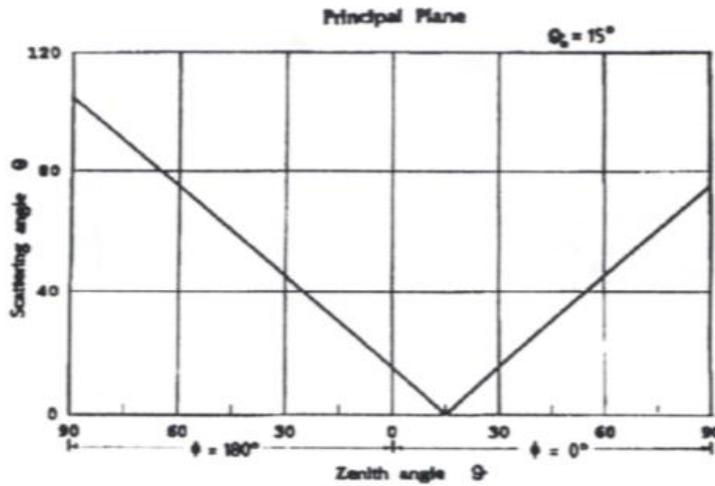


Figure .02 : La Géométrie du plan principal.[44]

2.La méthode des calculs des erreurs relatives moyennes de Paramètre d'Ångström :

Pour la comparaison des valeurs mesurées et calculées, nous avons calculé l'écart relatif moyen entre les valeurs mesurées et calculées par chacun des modèles. Cet écart est calculé par la relation suivante:

$$\text{Err(Aéronet) \%} = \left| \frac{\beta_{\text{Aéronet}} - \beta_{\text{mesuré}}}{\beta_{\text{mesuré}}} \right| \times 100.$$

$$\text{Err(théorique) \%} = \left| \frac{\beta_{\text{théorique}} - \beta_{\text{mesuré}}}{\beta_{\text{mesuré}}} \right| \times 100.$$

$$\text{Err(smarts2) \%} = \left| \frac{\beta_{\text{smarts2}} - \beta_{\text{mesuré}}}{\beta_{\text{mesuré}}} \right| \times 100.$$

Références Bibliographiques

- [1] **M.R.Yaiche** et **S.M.A. Bekkouche**, Conception et validation d'un programme sous Excel pour l'estimation du rayonnement solaire incident en Algérie, *Revue des Energies Renouvelables* vol.11N°3 423-436 (2008).
- [2] **M. Chaâbane**, **F. Elleuch**, **M. Masmoudi** et **K. Medhioub**, Caractérisation d'un photomètre solaire conçu pour l'étude des propriétés optiques des aérosols atmosphériques, Grenoble, 27-31 août(2007).
- [3] http://fr.wikipedia.org/wiki/fichier:onde_électromagnétique.svg
- [4] **Dennis Goldstein**, *Polarized Light*, Marcel Dekker (2003).
- [5] **Jacques Bernard**, *Energie solaire, Calculs et optimisation*, Bruxelles, (1981).
- [6] **M. Iqbal**, *An introduction to solar radiation*, Academic Press, (1983).
- [7] **K. Coulson**, **W.R.David**, The spectral reflectance of natural surface, *Journal of applied meteorology*, volume 10, pp1285-1295, (1971).
- [8] **P.Y. Dechamp**, **M. Herman** et **D. Tanré**, Influence de l'atmosphère en télédétection des ressources terrestres, Modélisation et possibilité de correction, signatures spectral d'objets en télédétection, colloque international, les colloques de l'INRA, Avignon (France), pp 543-558, (1981).
- [9] **Jean-Luc Deuzé**, Transfert radiatif dans les atmosphères, Application aux aérosols troposphériques, Toulon, 10 octobre (2007).
- [10] **J.P.J. Lodge**, Global climatic effects of aerosols, *Atm, Env*, 24A, (1991).
- [11] **M. Legrand**, Télédétection de l'aérosols désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multibande, Lille, France, (2003).
- [12] **C.E. Junge**, Atmospheric chemistry, *Advances in Geophysics*, (1958).

- [13] **K. Whitby**, Physical characterisation of aerosol, in methods and standard for Environmental measurement, National bureau of standards, special publication, proceedings of 8th IMR Symposium, N^o 464, pp 165-163, (1976).
- [14] **A. Martin**, Modélisation de l'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle régionale, Thèse de Ph.D, Université de Sherbrooke, (2003).
- [15] **Martin Aubé**, Modélisation de l'évolution spatiale et temporelle de l'épaisseur optique des aérosols à l'échelle régionale, Thèse de Ph.D, Université de Sherbrooke, (2003).
- [16] **IPCC** (Intergovernmental Panel on Climate Change), The scientific basis, Contribution of working Group I to the third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, (2001).
- [17] **R.A. Duce**, Source, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, In Aerosol Forcing of Climate, Ed. *R.J. Charlson* and *J. Heintzenberg*, (1994).
- [18] **R. Swap, M. Garstang, S. Greco, R. Talbot, P. Kallberg**, Saharan dust in the Amazon basin, *Tellus*, pp 133-149, (1992).
- [19] **R. Arimoto**, Mineral aerosols, tropospheric chemistry and climate forcing , extended abstract, *Loessfest 99*, loess : characterization, stratigraphy, climate and societal significance, Bonn and Heidelberg, Germany, edited by *E. Derbyshire*, (1999).
- [20] **Y. Manabe, J. Gotlieb**, Nitrate formation on sea-salt and mineral particules— single particle approach, *Atmos Environ*, pp 1763-1769, (1992).
- [21] **K. Okada**, Nature of the coarse nitrate particles in the atmosphere – a single particle approach, *Atmos. Environ.*, vol.28, pp 2053-2060, (1994).
- [22] **F. Y. Parungo, C.J. Kim, J. Zhu, Harris, R. Chan**, Acid rain in southern china, *Atmos. Environ.*, vol. 22, pp 349-358, (1988).
- [23] **A. Ångström**, On the atmospheric transmission of sur radiation and on the dust in the air, *Geografiska Annamer*, Vol. 2, pp 156–166, (1929).
- [24] **Christian Gueymard**, A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine, Algorithms and performance assessment, Smarts2, A research institute of the University of Central Florida, (1995).

- [25] **G.S. Varma**, Impact of soil-derived aerosols on precipitation acidity, in India, Atmos, Environ, vol. 23, pp 2723-2728, (1989).
- [26] **T. Nakajima**, et **A. Higurashi**, A use of two-channel radiances for an aerosol characterization from space, Geophys, Res, Lett, 25, 3815-3818, (1998).
- [27] **J.S. Reid**, **T.F. Eck**, **S.A. Christopher**, **P.V. Hobbs**, et **B.N. Holben**, Use of the Ångström exponent to estimate the variability of optical and physical properties of aging smoke particles in Brazil, J, Geophys, Res, 31, 333-350, (1999).
- [28] **E. Weingartner** , **S. Nyeki**, et **U. Baltensperger**, Seasonal and diurnal variation of aerosol size distributions ($10 < D < 750$ nm) at a high-alpine site (Jungfrauoch 3580 m asl.), J. Geophys. Res. 104 (D21), 26809-26820, (1999).
- [29] **Seghiri sarah** , Utilisation de la télédétection pour quantifier l'influence de la hauteur solaire sur le coefficient de réflectance bidirectionnelle, thèse de magister en physique énergétique, université mentouri, Constantine, (2007)
- [30] **Christian Gueymard**, Mathematically integrable parameterization of clear sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications, Solar energy vol.50, pp 385N397, (1993).
- [31] **Perrin de Brichambaut**, Estimation des ressources solaires énergétiques en France, Supplément au n°1 des cahiers de l'association française pour l'étude et le développement de l'énergie solaire, Edition Européenne thermique et industrie, paris, pp80, (1975).
- [32] **F. Kasten**, A new table and approximation formula for the relative optical air mass, Arch. Met. Geoph. Biokl.B14, pp 206-223,(1965).
- [33] **F. Kasten**, **A.T. Young**, Revised optical air mass tables and approximation, Appl.Opt.28,pp 4735 N4738, (1989).
- [34] **M. Kerker**, the scattering of light and other electromagnetic radiation, Academic press, New York, (1969).
- [35] **E.J. McCartney**, optics in the atmosphere, Wiley, New York, (1976).

- [36] *J.H. Pierluissi, C.M. Tsai*, molecular transmittance band models for oxygen in the visible, *Appl.Opt.*25,pp 2458-2460,(1986).
- [37] *J.H. Pierluissi, C.M. Tsai*, New Lowtran models for uniformly mixed gases, *Oppl.Opt.*26, pp 616 N618,(1987).
- [38] *J.H. Pierluissi, C. E. Maragoudakis, R. Tehrani-Movahed*, New Lowtran band model for water vapour, *Appl.*28, pp 3792-3795, (1989).
- [39] www.physics-vsyd.edu.au/super/life_sciences/L/L6/pdf.
- [40] www.astrosurf.com/luxorion/meteo-atmosphere.htm.
- [41] <http://photo.geneste.fro.fr/technique/lum/lalumière.html>.
- [42] www.cesbio.ups-tlse.fr/data_all/pdf/M2_OASC_2008c.pdf.
- [43] *Jacques*, topo_sec_phys_spectres, site google. Les spectres lumineux.
- [44] *T. Nakajima, M. Tanaka, T. Yamauchi*, Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data, *Appl. Opt.* 22, 2951-2959 (1983).

Title: *Determination of the Ångström parameters α and β which are the characteristics of the turbidity of the atmosphere by using the radiative transfer models.*

Abstract :

The objective of this work is the determination of parameters characteristic of the turbidity of the atmosphere α and β of Ångström, knowledge, respectively (the size and amount of aerosols). With the knowledge of the state of the atmosphere and the use of the meteorological data of Tamanrasset region for the year 2006. And this for the assessment and analysis of solar irradiance (direct, diffuse and global). To calculate the solar irradiance, we had used two radiative transfer models, broadband and spectral models (smarts2). Then we had compared the results with ground measurements given in this period.

Finally, we found that the differences observed between the analytical results and measured results are close; and the increase does not exceed 17%

Keywords: *Diffus radiation, direct beam, diffuse fraction, aerosols, optical thickness, Ångström coefficient .*

العنوان : تعيين معاملات أنغستروم α و β الخاصة بالجسيمات الصلبة والسائلة (aerosols) الآيروصول الملوثة للغلاف الجوي وذلك باستعمال النماذج الفيزيائية.

ملخص :

استخدمت عدة نماذج فيزيائية لحل معادلات تفاعل الإشعاع الكهرومغناطيسي مع الوسط الشفاف وكمثال هنا تفاعل الإشعاع الشمسي مع مكونات الغلاف الجوي, وجود هذا الأخير يغير شدة الإشعاع الشمسي عن طريق الامتصاص, التبعثر و الانعكاس نحو الفضاء الخارجي. الآيروصول هي إحدى مكونات الغلاف الجوي المتغيرة, لها دور مهم في التقليل من شدة الإشعاع.

الهدف من هذا العمل هو تحديد الوسائط α و β المميزة لحالة الغلاف الجوي المعرفة على التوالي (الأبعاد و كمية الآيروصول) وهذا باستعمال معطيات الأرصاد الجوية لمنطقة تمناست لعام 2006م, و هذا من أجل تقدير وتحليل الأشعة الشمسية (المباشرة, المبعثرة و الكلية) الآتية نحو سطح الأرض. لذا قمنا بحساب تلك الأشعة الشمسية و المقادير الفيزيائية المرتبطة بها, وذلك باستعمال نموذجين فيزيائيين, الأول ذو النطاق العريض و الثاني طيفي. ثم بعد ذلك قمنا بمقارنة هاتاه الحسابات مع القياسات الأرضية المعطاة بواسطة الشبكة الآلية للآيروصول (AERONET) لنفس الفترة.

الفروق الملحوظة التي وجدناها بين النتائج النظرية والقياسات, متقاربة ونسبتها لا تتعدى 17 بالمائة .

المفاتيح : إشعاع مبعثر, إشعاع مباشر, آيروصول, سمك هوائي ضوئي, معاملات أنغستروم .

Résumé :

Plusieurs modèles de transfert radiatifs ont été utilisés pour résoudre les équations d'interaction du rayonnement électromagnétique avec un milieu transparent. Le milieu transparent dans notre cas est l'atmosphère. La présence de l'atmosphère modifie l'intensité du rayonnement solaire au sol par absorption, par diffusion et par réflexion vers l'espace extérieur. Les aérosols sont des constituants variables, ils jouent un rôle important dans l'atténuation du rayonnement. L'objectif de ce travail est la détermination des paramètres α et β d'Ångström respectivement (la taille et la quantité d'aérosols) qui caractérisent la turbidité atmosphérique. Nous avons utilisé les données météorologiques de la région de Tamanrasset de l'année 2006, pour l'évaluation et l'analyse du rayonnement solaire (direct, diffus et global). Par conséquent, nous avons calculé le rayonnement solaire en utilisant deux modèles de transfert radiatif : le modèle à large bande et le modèle spectral (smarts2) nous avons par la suite comparé les calculs avec les mesures de la même période.

Les différences observées entre les calculs et les mesures sont proches ; et l'écart ne dépasse pas 17 %.

Mots clé : Rayonnement diffus, rayonnement direct, fraction diffuse, aérosols, épaisseur optique, paramètres d'Ångström.