

Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
UNIVERSITE MOHAMED PREMIER
FACULTE DES SCIENCES
OUJDA

N° d'ordre : 81/05

THÈSE

Présentée par :

Ibrahim EL AOUADI

Pour obtenir le Grade de Docteur en Sciences

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Titre

**Estimation de la Quantité de Vapeur d'Eau Précipitable et
du Forçage Radiatif de l'Aérosol atmosphérique à partir de
la Télédétection passive à Oujda (Maroc)**

Soutenue le 17 septembre 2005 devant le jury composé de :

Président

M. B. EL Moussaoui **Professeur à la faculté des Sciences et Techniques - Mohammedia**

Examineur

M. M. Diouri **Professeur à la faculté des Sciences – Oujda**

M. W. von Hoyningen-Huene **Professeur à l'Institut of Environmental Physics- Bremen, Allemagne**

M. Y. Marouan **Professeur à la faculté des Sciences - Oujda**

M. A. Mezrhab **Professeur à la faculté des Sciences - Oujda**

M. T. Naciri **Professeur à la faculté des Sciences - Oujda**

M. A. Nougaoui **Professeur à la faculté des Sciences - Oujda**

Résumé

L'aérosol atmosphérique est un composant essentiel dans la machine climatique, il contribue d'une façon significative à l'extinction du rayonnement au sein de l'atmosphère par les processus d'absorption et de diffusion. Ces processus peuvent être quantifiés sous le terme de forçage radiatif direct; la détermination de ce forçage reste incertaine à l'heure actuelle aux niveaux régional et global. Ce travail contribue en partie à l'estimation de ce forçage à l'échelle régionale, cette quantification est faite avec une méthode basée sur des mesures de l'irradiance solaire à l'aide du pyranomètre (spectre du rayonnement), et aussi par le photomètre solaire en terme d'épaisseur optique (mesures pour des longueurs d'ondes précises). Toutes ces mesures sont effectuées au campus universitaire de la faculté des sciences d'Oujda (34°41' N ; 1°53' W ; 580 m d'altitude).

L'aérosol atmosphérique contribue à un refroidissement de la surface de l'ordre de -10 W.m^{-2} en moyenne annuelle, avec des variations très importantes. Le forçage peut atteindre des valeurs extrêmement élevées pour les jours chargés de poussière (-80 W.m^{-2}). L'aérosol du mode accumulation est le principal responsable du forçage radiatif avec une faible contribution des grosses particules.

La vapeur d'eau est une composante principale dans la formation des nuages et des précipitations. La détermination de la Quantité de Vapeur d'Eau Précipitable (*QVEP*) reste un objectif très important, la connaissance de sa distribution spatiale et temporelle est essentielle dans la correction des mesures de télédétection à cause de sa contribution importante dans les perturbations du signal mesuré par les instruments de télédétection. Les mesures de la transmittance solaire dans les bandes infrarouges de forte absorption de la vapeur d'eau permettent la détermination de cette *QVEP*.

La quantité de vapeur d'eau dans la région d'Oujda dépend des saisons, les valeurs élevées de l'ordre de 2.5 g/cm^2 sont enregistrées durant l'été et le printemps et les faibles valeurs autour de 0.3 g/cm^2 en automne et en hiver. Ces variations dépendent de la température et de l'eau de surface.

Mots clés : Aérosol atmosphérique, épaisseur optique de l'aérosol (*EOA*), coefficients d'Angstrom, distribution de taille de l'aérosol, quantité de vapeur d'eau précipitable (*QVEP*), forçage radiatif des aérosols (*SWARF*).

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	6
----------------------------	---

CHAPITRE I : L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE

INTRODUCTION	9
I DEFINITION DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	10
II OBSERVATIONS DES AEROSOLS.....	12
II.1 OBSERVATION DES AEROSOLS PAR SATELLITE	12
II.2 MESURES DEPUIS LE SOL	14
III INTERET DE L'ETUDE DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	14
IV IMPACT DES AEROSOLS SUR LE CLIMAT	16
IV.1 EFFETS DIRECTES DES AEROSOLS SUR LE CLIMAT	16
IV.2 EFFETS INDIRECTES DES AEROSOLS SUR LE CLIMAT	17
IV.3 ROLE DES AEROSOLS D'ORIGINE ANTHROPIQUE.....	19
IV.4 ESTIMATION QUANTITATIVE.....	20
CONCLUSION	21

CHAPITRE II: INTERACTION RAYONNEMENT-AEROSOL ATMOSPHERIQUE

I INTRODUCTION.....	23
I.1 RAYONNEMENT SOLAIRE.....	24
I.2 RAYONNEMENT TELLURIQUE	24
II PROCESSUS D'INTERACTION DES AEROSOLS AVEC LE RAYONNEMENT	25
II.1 DIFFUSION PAR UNE PARTICULE	25
II.1.1 Diffusion de Rayleigh.....	26
II.1.2 Diffusion de Mie.....	27
II.1.3 Diffusion non sélective	28
II.1.4 Distribution angulaire de la diffusion.....	28
II.2 ABSORPTION.....	29
II.2.1 Absorption par une seule particule	29
II.2.2 Absorption par les gaz.....	30
II.3 ATTENUATION PAR UN ENSEMBLE DE PARTICULES	33
III ACTIONS THERMIQUES DU RAYONNEMENT.....	34
III.1 RECHAUFFEMENT PAR ABSORPTION DU RAYONNEMENT	34
III.2 REFROIDISSEMENT PAR EMISSION RADIATIVE	35
IV ÉQUATION DE TRANSFERT RADIATIF	36

CHAPITRE III: EVOLUTIONS TEMPORELLES DES EPAISSEURS OPTIQUES ET DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES DE L'AEROSOL A Oujda

INTRODUCTION	45
I DESCRIPTION DU DISPOSITIF EXPERIMENTALE	47
I.1 MODE DE FONCTIONNEMENT DU SUNPHOTOMETRE	47
I.2 MESURES DES EPAISSEURS OPTIQUES DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE.....	49
I.3 BILAN D'ERREUR SUR LES EPAISSEURS OPTIQUES DE L'AEROSOL.....	49
I.4 COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM A ET B.....	51
I.5 ERREURS SUR LE COEFFICIENT D'ANGSTRÖM A	52
I.6 DETERMINATION DE LA CONSTANTE SOLAIRE.....	52
II VARIATIONS DES EOA ET DES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM.....	55
II.1 VARIATIONS DES EOA.....	55
<i>II.1.1 Variations journalières</i>	<i>55</i>
<i>II.1.2 Fréquences des EOA</i>	<i>61</i>
<i>II.1.3 Variations mensuelles</i>	<i>61</i>
II.2 VARIATION DES COEFFICIENTS D'ANGSTRÖM A ET β	65
II.3 VARIATIONS DES EOA EN FONCTION DES PARAMETRES METEOROLOGIQUES	72
III EVOLUTION DES DISTRIBUTIONS DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	74
III.1 DISTRIBUTION D'UNE POPULATION D'AEROSOLS.....	74
III.2 DISTRIBUTION DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE.....	75
III.3 EVOLUTION MENSUELLE DES DISTRIBUTIONS DE TAILLE DES PARTICULES DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	78
CONCLUSION	80

CHAPITRE IV: ESTIMATION DE LA QUANTITE DE VAPEUR D'EAU PRECIPITABLE D'UNE COLONNE ATMOSPHERIQUE

INTRODUCTION	82
I MESURES DE LA VAPEUR D'EAU ATMOSPHERIQUE.....	83
I.1 QUANTITE DE VAPEUR D'EAU PRECIPITABLE (QVEP)	84
<i>I.1.1 Détermination de la quantité de vapeur d'eau.....</i>	<i>85</i>
<i>I.1.2 Détermination de la constante solaire.....</i>	<i>86</i>
II EVOLUTION TEMPORELLE DE LA QUANTITE DE VAPEUR D'EAU PRECIPITABLE	88
II.1 VARIATIONS JOURNALIERES.....	88
II.2 VARIATIONS SAISONNIERES	93

III VARIATION DE LA QUANTITE DE VAPEUR D'EAU PRECIPITABLE A TRAVERS LE MONDE	95
IV COMPARAISON AVEC D'AUTRE RESULTATS.....	99
IV.1 COMPARAISON DES MESURES PHOTOMETRIQUES AVEC DES MESURES OBTENUES PAR L'INSTRUMENT MODIS	99
IV.2 COMPARAISON AVEC D'AUTRES SITES	102
V EFFET DE LA QVEP SUR LA DISTRIBUTION DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	104
CONCLUSION	106

CHAPITRE V: ESTIMATION DU FORCAGE RADIATF DÛ A L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE

INTRODUCTION	108
I VARIATIONS DE L'IRRADIANCE GLOBALE ET DIFFUSE	108
I.1 DISPOSITIFS DE MESURE DE L'IRRADIANCE.....	108
I.2 VARIATIONS DE L'IRRADIANCE GLOBALE ET DIFFUSE.....	110
II FORÇAGE RADIATIF DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE.....	114
II.1 VARIATIONS JOURNALIERES DU SWARF	118
II.2 EVOLUTION DES MOYENNES MENSUELLES DE SWARF	124
II.3 VARIATIONS SAISONNIERES	126
II EFFET DE L'AEROSOL ATMOSPHERIQUE SUR LE SWARF	129
II.1 VARIATION DU SWARF EN FONCTION DES EOA	129
II.2 VARIATION DU SWARF EN FONCTION DES COEFFICIENTS D'ANGSTROM α ET β	130
II.3 DISTRIBUTION DE L'AEROSOL ET LE SWARF	133
III RESUME DES RESULTAS	137
CONCLUSION	138

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.....	141
BIBLIOGRAPHIE	145
ANNEXE 1 : PROFIL VERTICAL DE LA TEMPERATURE ET DE LA PRESSION ATMOSPHERIQUE	154
ANNEXE 2 : TYPES D'AEROSOL ATMOSPHERIQUE	155
ANNEXE 3 : TRAJECTOIRES DE L'AEROSOL.....	159
ANNEXE 4 : CALCUL EXPLICITE DE LA THEORIE DE MIE.....	161
ANNEXE 5 : EMISSION DU RAYONNEMENT	163

INTRODUCTION GENERALE

Les activités humaines sont susceptibles de modifier le climat terrestre à l'échelle globale. Connaître les interactions entre les différentes composantes du système climatique est donc devenu un enjeu essentiel pour pouvoir prévoir l'évolution du climat. Les considérations de la communauté scientifique sur le changement climatique global se sont d'abord focalisées sur les gaz à effet de serre et le réchauffement global qu'ils induisent. Cependant, les aérosols sont des constituants atmosphériques importants qui influencent le climat et qui ont été affectés par les activités humaines. Dans le dernier rapport de *IPCC* (Intergovernmental Panel on Climate Change) paru en 2001, les aérosols restent encore parmi les plus méconnus en ce qui concerne l'impact radiatif sur le climat.

La détermination des propriétés de l'aérosol troposphérique constitue un axe de recherche important permettant l'amélioration des modèles de climat. Les aérosols représentent encore une des principales sources d'erreur dans les prévisions du climat, par l'incertitude significative qu'ils introduisent dans l'évaluation du forçage radiatif [*IPCC, 2001 ; Charlson et al., 1992*]. Ce fait résulte de la grande variabilité spatiale et temporelle de l'aérosol troposphérique, sa concentration et sa composition sont assez variables, car il provient de différentes sources. Présentant une large gamme de taille des particules, et ayant des durées de vie beaucoup plus courtes que celles de l'aérosol stratosphérique et des gaz à effet de serre, cet aérosol rend l'analyse de ses effets plus complexe.

Pour réduire les incertitudes actuelles sur l'impact radiatif des aérosols, plusieurs approches sont possibles. L'approche expérimentale, qui consiste en la mesure in-situ dans l'atmosphère ou l'observation depuis l'espace, permettent d'obtenir des informations sur les particules atmosphériques. Elles ne permettent cependant pas encore d'avoir accès à l'ensemble des paramètres qui caractérisent ces dernières. Pour une caractérisation globale, les observations depuis le satellite présentent l'avantage d'une couverture à grande échelle de la planète.

L'observation satellitaire est une approche nécessaire pour acquérir la base complète d'informations permettant d'établir et de comprendre le rôle climatique des aérosols. Elle s'appuie souvent sur la complémentarité de procédures de validation depuis le sol par mesures photométriques, utilisées de façon classique au moyen d'inter comparaisons.

Au cours de mon travail de thèse, j'ai utilisé les dispositifs de mesures suivants:

1. Sunphotomètre de type SP2H (Dr. Schulz & Partner) qui permet de déterminer les épaisseurs optiques de l'aérosol à partir des mesures de l'irradiance solaire pour des longueurs d'ondes précises.
2. Pyranomètres CM11/14 qui mesure l'irradiance solaire globale et diffuse pour tout le spectre solaire ($0.30\text{ }5\text{-}2.800\text{ }\mu\text{m}$).
3. Station météorologique.

Cet équipement fait partie d'un don de l'Institut de Physique de l'Atmosphère de l'Université de Mainz (Allemagne) dans le cadre de la coopération et du projet de recherche "Saharan dust transport over Morocco to Europe " entrepris avec notre laboratoire LPA.

Dans cette étude nous déterminons différentes caractéristiques physiques et optiques de l'aérosol atmosphérique. Le premier chapitre est consacré à des rappels concernant les propriétés générales des aérosols atmosphériques (classification, effets, sources). Dans le deuxième chapitre nous rappelons quelques aspects du transfert de l'énergie sous forme de rayonnement électromagnétique dans l'atmosphère, et les interactions avec les différents constituants de cette dernière et en particulier les particules de l'aérosol atmosphérique. Le chapitre trois est dédié à l'évolution temporelle des épaisseurs optiques de l'aérosol, coefficients d'Angstrom et des distributions de taille des particules de l'aérosol observé dans la région d'Oujda. Ensuite, nous présentons les différentes influences des paramètres météorologiques.

Dans le chapitre 4 nous déterminons la quantité de vapeur d'eau précipitable d'une colonne atmosphérique à l'aide des mesures effectuées par le sunphotomètre dans la bande infrarouge, ainsi que son effet sur la distribution de taille de l'aérosol.

Le chapitre 5 est consacré à l'étude du forçage radiatif dû à l'aérosol atmosphérique. La quantification de ce forçage est obtenue à partir des mesures de l'irradiance globale, déterminées par les pyranomètres et des distributions d'aérosol obtenues à l'aide du sunphotomètre.

Chapitre I

L'aérosol atmosphérique

L'aérosol atmosphérique

Introduction

L'atmosphère terrestre est une succession de couches presque sphériques concentriques reliées à la terre par la gravité, ces couches se distinguent par leur profil vertical de température. Ainsi, le domaine de la basse atmosphère représente la troposphère, riche en vapeur d'eau et en nuages, et au sein de laquelle la température et la pression décroissent assez régulièrement avec l'altitude. L'épaisseur de cette troposphère se réduit avec la latitude, elle varie de près de *20 Km* à l'équateur à près de *6 Km* aux pôles. Elle est de l'ordre de *10 Km* dans les régions tempérées. Au dessus, le domaine de la moyenne atmosphère superpose la stratosphère — jusqu'à une cinquantaine de *Km* d'altitude — et la mésosphère. L'air y garde une composition à peu près identique à celle de la basse atmosphère avec l'ozone et l'eau, réduits à un gaz à l'état de traces. Ses mouvements sont régis par les mêmes lois, cependant, les réactions photochimiques induites par la présence d'ozone stratosphérique fournissent à l'air un apport de chaleur, de sorte que lorsqu'on s'élève dans la stratosphère, la température devient d'abord constante, puis se met à croître; ce n'est que plus haut, dans la mésosphère, que le profil thermique vertical est à nouveau décroissant (Annexe 1).

Le domaine de la haute atmosphère débute dans la thermosphère, des transformations physiques et chimiques affectent de plus en plus profondément l'air devenu très raréfié et soumis à une température considérablement croissante avec l'altitude. La thermosphère est prolongée par l'exosphère, où l'altitude est désormais suffisante pour qu'une part notable des particules ionisées constituant alors l'atmosphère échappe à l'attraction de la gravitation terrestre.

La composition de l'atmosphère joue un rôle important dans la télédétection et dans l'interaction avec les radiations électromagnétiques. L'atmosphère est un mélange de gaz, de différentes concentrations, parfois presque constantes, et parfois très variables dans le temps et dans l'espace. En plus des gaz l'atmosphère est constituée de particules en suspension. Environ *90 %* de la masse se trouve au niveau de la troposphère.

L'atmosphère sèche est composée presque entièrement d'azote (78%), oxygène (20,9%) et de l'argon (0,93 %). L'abondance de ces gaz dans l'atmosphère est contrôlée par la biosphère. D'autres gaz présentant moins de 1% sont sous forme de trace, dont l'hélium et les gaz à effet de serre tels que le dioxyde de carbone (0,035 %). Pour les constituants variables en concentrations dans les régions de bas niveaux, la quantité de vapeur d'eau varie de 0 à 4 %, la concentration d'ozone varie d'une façon visible $0 - 12 \cdot 10^{-4}$ %. Malgré leurs faibles concentrations dans l'atmosphère, ces gaz traces jouent un rôle important dans le bilan énergétique terrestre et dans les propriétés chimiques de l'atmosphère. L'atmosphère contient également des nuages et des aérosols.

I Définition de l'aérosol atmosphérique

L'aérosol atmosphérique représente l'ensemble des particules solides et liquides en suspension dans l'air, d'origine naturelle ou anthropique à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace composant les nuages et les brouillards [IPCC, 2001]. Ces particules existent aussi dans les atmosphères les plus claires et leurs dimensions sont comprises entre 0,001 et 100 μm . On peut réaliser une classification des aérosols suivant leur taille, leur nature physico-chimique, leur source de production, leur domaine de résidence dans l'atmosphère, durée de vie et comportement vis-à-vis du rayonnement.

Selon l'ordre de grandeur du rayon r de la particule (supposée sphérique), on distingue trois classes [Whitby, 1976]:

- Les particules d'Aitken (mode nucléation): $0,001 \leq r \leq 0,1 \mu\text{m}$
- Les particules fines (mode d'accumulation) : $0,1 \leq r \leq 1 \mu\text{m}$
- Les grosses particules: $1 \leq r \leq 100 \mu\text{m}$

Les particules les plus petites, d'environ $10^{-3} \mu\text{m}$ de rayon, sont de gros ions qui jouent un rôle important en électricité et en chimie atmosphériques. En fonction de leur taille, les aérosols d'origines diverses, et sont soumis à des processus de transport et de dépôt différents ; ils possèdent des propriétés optiques et des durées de vie extrêmement variables et leur distribution globale est fortement inhomogène.

L'aérosol atmosphérique du mode accumulation est plus important. Par contre, les grosses particules sont beaucoup moins nombreuses, et ne peuvent rester dans l'atmosphère à l'état libre que pour une durée limitée, dans un domaine de résidence localisé au voisinage des sources d'émission.

Les aérosols dits primaires sont émis directement sous forme de particules dans l'atmosphère. Leur taille est généralement supérieure au micron lorsqu'ils sont produits mécaniquement et inférieure au micron lorsqu'ils sont issus de processus de combustion. Les aérosols secondaires, généralement submicroniques (taille inférieure à $1 \mu\text{m}$), sont issus de la transformation en particules de substances émises dans l'atmosphère sous forme gazeuse par conversion directe gaz-particule.

Les aérosols atmosphériques proviennent de sources naturelles ou anthropogéniques. L'aérosol naturel est composé essentiellement de particules d'origines minérale et marine. Il représente la fraction majoritaire de la masse totale d'aérosol émis avec environ 1500 Mt/an d'aérosol désertique et 1300 Mt/an d'aérosol marin, pour un flux totale de 3450 Mt/an ce qui présente plus de 80% [Andreae, 1995]. Ces particules sont, pour une grande part, les produits de l'action mécanique exercée par le vent sur les surfaces marines et continentales. Les caractéristiques physico-chimiques de cet aérosol résultent de son mode de production, ce sont des particules majoritairement supermicroniques (taille supérieure à $1 \mu\text{m}$) et sa composition chimique est très proche de celle du matériau d'origine.

Il existe aussi des particules de taille submicronique issues de réactions biochimiques naturelles. Telle que la formation des particules de sulfate résultant de l'oxydation du sulfure de diméthyle produit par certaines espèces de phytoplancton [Kettle et Andreae, 2000].

L'aérosol anthropogénique est généralement concentré autour des régions industrielles. Il est produit soit par combustion, soit par émission directe à l'état liquide ou solide, soit par l'intermédiaire des processus de conversion gaz – particule faisant intervenir des produits gazeux de combustion. Cette dernière catégorie est constituée de particules de taille submicronique [Whitby, 1978]. Les évaluations récentes pour l'émission de cet aérosol vont environ de 100 Mt/an [Andreae, 1995] à 200 Mt/an [Wolf et Hidy, 1997]. Les transports, les combustions industrielles et domestiques, la fabrication du ciment, la métallurgie et l'incinération sont parmi les activités industrielles et techniques qui produisent les particules primaires de cet aérosol.

En moyenne globale, plusieurs centaines de millions de tonnes d'aérosols sont émis chaque année par une multiplicité de sources à la fois naturelles (volcaniques, biologiques, désertiques, marines) et humaines (combustions, poussières industrielles, émissions agricoles), ce qui induit une très grande diversité de leurs propriétés.

L'émission de carbone suie a été évaluée à une valeur de 14 Mt/an , ce qui correspond aux processus de combustion de biomasse 7 Mt/an et de combustible fossile 7 Mt/an selon [IPCC. 2001].

La durée de vie des particules de l'aérosol est une fonction complexe de ses caractéristiques physiques et chimiques (taille, propriétés hygroscopiques...), et dépend aussi du lieu où elles sont libérées. La durée de vie des particules d'aérosol submicroniques dans la troposphère est estimée de l'ordre de quelques jours à une semaine. A cause de cette courte durée de vie l'aérosol est fortement variable dans le temps et dans l'espace.

Les particules de l'aérosol de taille $0,1-1 \mu\text{m}$ sont enlevées de l'atmosphère par les précipitations (déposition humide), tandis que pour les particules de taille $1-10 \mu\text{m}$, la gravité de la terre (déposition sèche) est le processus dominant. La concentration des particules de l'aérosol varie considérablement en fonction du temps et de la région, elle est de l'ordre 10^3 cm^{-3} au-dessus des océans, 10^4 cm^{-3} au dessus des régions rurales et 10^5 cm^{-3} dans les villes. En général, la concentration diminue avec l'altitude [Seinfeld et Pandis, 1998].

A cause de la circulation atmosphérique générale les particules de l'aérosol atmosphérique ne restent pas dans leurs zones de production. Nous donnons en Annexe 3 un aperçu sur les principales sources d'aérosol et leur transport terrestre.

II Observations des aérosols

II.1 Observation des aérosols par satellite

Plusieurs techniques de télédétection des aérosols ont été développées au-dessus des océans et des continents, couvrant un large domaine de longueurs d'onde et allant de l'ultraviolet jusqu'à l'infrarouge thermique.

Le Tableau II.1 donne une liste des différents instruments qui depuis la fin des années 70 nous permettent d'avoir accès aux mesures d'aérosols depuis l'espace. Les premiers instruments comme AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) [Nakajima et Higurashi, 1999], METEOSAT ou GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite) [Jankowiak et Tanré, 1992] n'ont pas été développés spécifiquement pour l'observation des aérosols. Leurs mesures dans une longueur d'onde unique et avec un angle d'observation unique ont pu être traitées à posteriori pour obtenir l'épaisseur optique de l'aérosol au-dessus des océans [Husar et al., 1997]. TOMS (Total Ozone Mapping

Spectrometer), qui vole depuis 1978, possède deux canaux d'observation dans l'ultraviolet qui ont été utilisés dans le cadre des aérosols [Herman *et al.*, 1997]. Ces longueurs d'onde ne permettent pas de sonder l'atmosphère jusqu'à la surface. Néanmoins, les données TOMS, qui renseignent sur la présence d'aérosols dans les couches élevées, sont disponibles sur plus de 20 ans. Cela permet d'étudier les variations interannuelles.

Le premier instrument désigné spécifiquement à l'observation des aérosols est POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) [Deschamps *et al.*, 1994] lancé en 1996. POLDER utilise une combinaison des mesures dans plusieurs canaux (0.44 - 0.86 μm) sous différents angles de visée.

Depuis 2000, MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) et MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) ont été lancés. Deux instruments MODIS acquièrent actuellement des données. Ils sont placés sur deux plate-formes (Terra et Aqua).

La mission CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) dont le lancement est prévu en 2005. CALIPSO embarque, entre autres, un lidar spatial qui permettra pour la première fois d'avoir accès à la distribution verticale des aérosols depuis l'espace.

Tableau II.1: Les missions spatiales passées, actuelles et futures utilisées pour l'étude des aérosols Adapté de [King *et al.*, 1999]

Instrument spacecraft		1980	1985	1990	1995	2000	2005
AVHRR	NOAA-7,-9...	[Active]					
TOMS	Nimbus-7, Mteor...	[Active]					
Sciamachy	Envisat-1	[Active]					
GOME	ERS-2	[Active]					
ATER-2	ERS-2	[Active]					
OCTS	ADEOS	[Active]					
POLDER	ADEOS, ADEOSII	[Active]					
SeaWIFS	OrbView-2	[Active]					
MISR	Terra	[Active]					
MODIS	Terra, Aqua	[Active]					
AATRS	Envisat-1	[Active]					
MERIS	Envisat-1	[Active]					
GLI	ADEOS II	[Active]					
Seviri	MSG	[Active]					
Parasol	Myriad	[Active]					
Caliop	CALIPSO	[Active]					

II.2 Mesures depuis le sol

Les mesures au sol constituent une source d'information fiable et indispensable pour valider les mesures satellitaires et les modèles. Depuis le milieu des années 90, un réseau mondial de mesure des propriétés optiques des aérosols et d'archivage des données en temps quasi-réel a été mis en place. Il s'agit du réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) mis en place par NASA's Earth Observing System et étendu à de nombreux autres instituts dans le monde. Il y en a désormais plus de 400 stations d'AERONET dont 160 sont permanentes. Les instruments de mesure sont des radiomètres spectraux automatiques détenus par les universités et les agences nationales. Les données collectées permettent une mesure des épaisseurs optiques des aérosols à différentes longueurs d'onde et de la distribution en taille sous différents régimes d'aérosols. Les radiomètres procèdent à une mesure soit en visée directe vers le soleil soit en visée vers le ciel [Holben et al., 1998].

Plusieurs études ont utilisées des instruments de mesures depuis le sol pour caractériser l'aérosol dans différentes régions du globe, tels que les sunphotomètres [EL Amraoui, 2001 ; Von Hoyningen-Huene et Posse, 1997 ; Devara et al., 1996].

III Intérêt de l'étude de l'aérosol atmosphérique

L'aérosol atmosphérique affecte la quantité d'énergie radiative reçue par la terre. Parmi les conséquences radiatives facilement observables l'apparition de brume et la dégradation de visibilité. Les effets de ces particules sur le bilan thermique terrestre et les effets sur la santé sont aussi très importants.

Dans les régions urbaines des pays développés la concentration de l'aérosol augmente rapidement à cause de l'activité humaine. Cette augmentation dans les niveaux de concentration de l'aérosol peut causer des problèmes de respiration, développer des bronchites chroniques et la réduction des fonctions des poumons, ce qui augmente le taux de mortalité. D'après un récent rapport de l'Agence Française de Sécurité Sanitaire et Environnementale, la pollution liée aux particules fines en ville aurait causé en France entre 6500 et 9500 décès en 2002 [AFSSE, 2004].

La présence des particules de l'aérosol dans l'atmosphère implique une diminution de la visibilité avec comme origine principale les particules de diamètres situés dans la gamme $0,6-0,8 \mu\text{m}$ [Davies, 1987].

La figure I.1 issue du rapport IPCC [2001], présente l'état de nos connaissances en termes d'estimations du forçage radiatif des différents agents externes qui influencent le climat. Le concept de forçage radiatif, que nous développerons en détail au chapitre V, permet de quantifier la variation du flux radiatif au sommet de l'atmosphère suite à l'application d'une perturbation. Les facteurs externes pris en compte dans cette étude, outre les aérosols, sont les gaz à effet de serre, l'ozone troposphérique, les nuages induits par le transport aérien, la modification de la constante solaire et le changement de l'albédo de surface dû à l'utilisation des sols. En termes d'estimations quantitatives de l'impact sur le climat, celles des aérosols demeurent les plus méconnues.

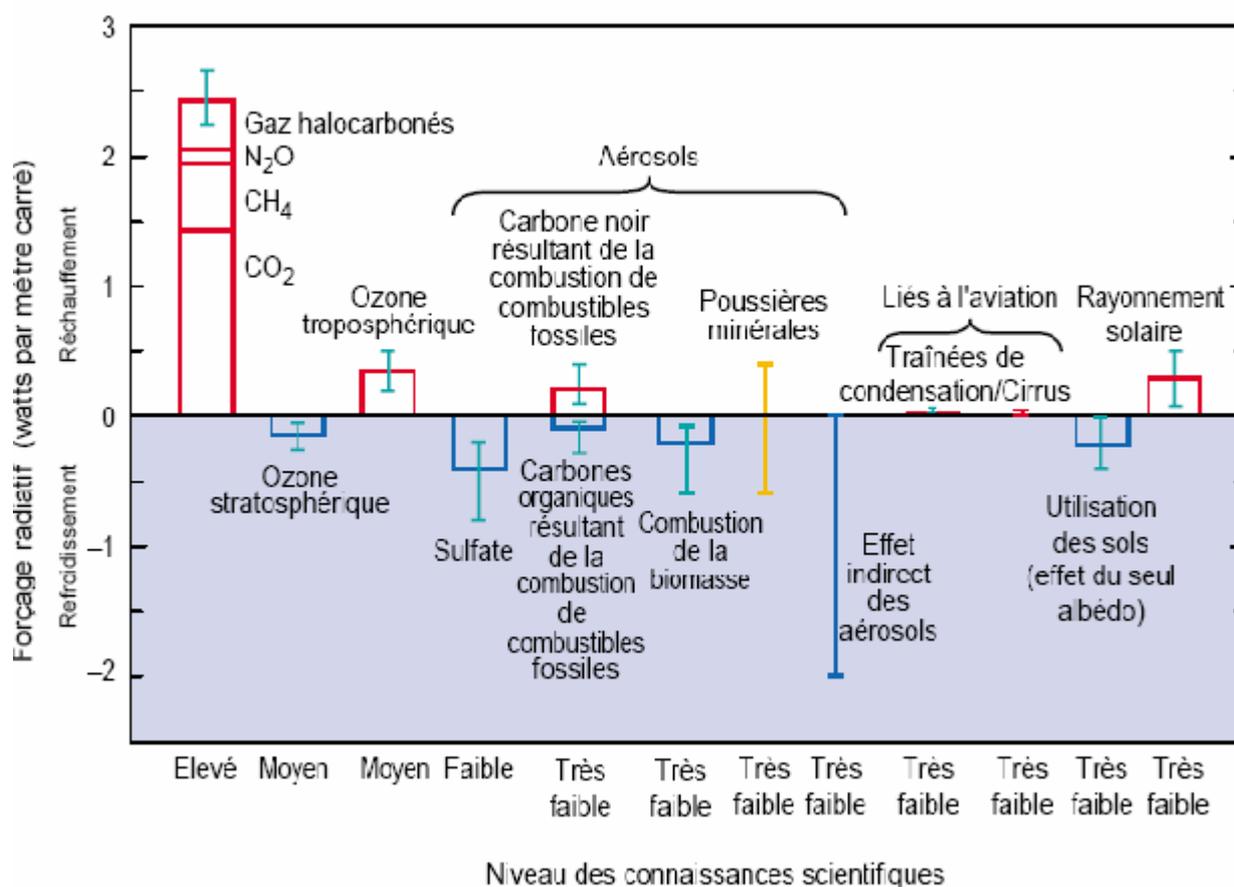


Figure I.1 Forçages radiatifs moyen globale du système climatique en l'an 2000 par rapport à 1750 (Wm⁻²). La hauteur des barres rectangulaires correspond aux valeurs retenues comme meilleures estimations. Les barres verticales indiquent l'incertitude sur l'estimation. Dans certains cas, aucune meilleure estimation n'est possible (pas de barres rectangulaires). Il est également indiqué le niveau de compréhension scientifique pour chaque agent climatique. [IPCC, 2001].

IV Impact des aérosols sur le climat

IV.1 Effets directes des aérosols sur le climat

L'aérosol atmosphérique affecte le bilan radiatif du système Terre-atmosphère et ainsi le climat de la planète de manières directe et indirecte. Leur effet radiatif direct se manifeste par des processus de diffusion, de réflexion et d'absorption des rayonnements solaires et telluriques. La réflexion de la partie des courtes longueurs d'ondes (SW) pour le rayonnement solaire produit une augmentation de l'albédo planétaire [Charlson *et al.*, 1992]. Cet effet correspond à un cas de forçage radiatif négatif. L'absorption tend à diminuer l'albédo car elle permet à une plus grande partie du rayonnement solaire d'atteindre la surface terrestre [Ackerman *et al.*, 2000]. Dans le cas d'aérosols absorbants, les deux manifestations de l'effet direct sont de signes opposés et le forçage radiatif qui en découle (au sommet de l'atmosphère) peut être négatif ou positif.

La terre et surtout sa surface absorbe le rayonnement solaire. Cette énergie est ensuite redistribuée par la circulation atmosphérique et océanique et renvoyée dans l'espace à travers les grandes longueurs d'onde (Infrarouge). En moyenne annuelle et pour l'ensemble de la terre, le rayonnement solaire incident est à peu près égal au rayonnement émis par le globe terrestre (Figure I.2). Le bilan annuel moyen des radiations:

- 16% du rayonnement solaire incident sont absorbées par l'ozone stratosphérique, la vapeur d'eau et les aérosols.

- 3% sont absorbées par les nuages

- 51% sont absorbées par la surface terrestre

- 30% qui reste du rayonnement solaire sont rétrodiffusés par l'air (6%), réfléchis par les nuages (20%) et aussi par la surface terrestre (4%). Ces 30% ne participent pas dans le processus physique et chimique qui se produit dans le système climatique.

Des 51% des radiations solaires absorbées à la surface de la terre, 21% sont émises sous forme de radiations LW à l'intérieure de l'atmosphère et 30 % sont transférées dans l'atmosphère par la turbulence et le processus convectif sous forme de la chaleur sensible (7%) et chaleur latente (23%). Des 21% des radiations LW émises, 15% sont absorbées dans l'atmosphère principalement par la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone et 6 % sont émises directement dans l'espace.

- L'atmosphère absorbe 20% du rayonnement solaire plus 44% de l'énergie incidente de la surface terrestre, cette absorption est équilibrée par l'émission Infrarouge par la vapeur d'eau, l'ozone et le dioxyde de carbone (38 %) et par les nuages (26 %).

Tous les facteurs qui modifient le rayonnement solaire ou renvoient dans l'espace, ou encore qui modifient la redistribution de l'énergie dans l'atmosphère, peuvent influencer sur le climat. L'absorption des radiations solaires ou bien thermiques à l'intérieure de l'atmosphère produit des changements dans le profil de température de l'atmosphère.

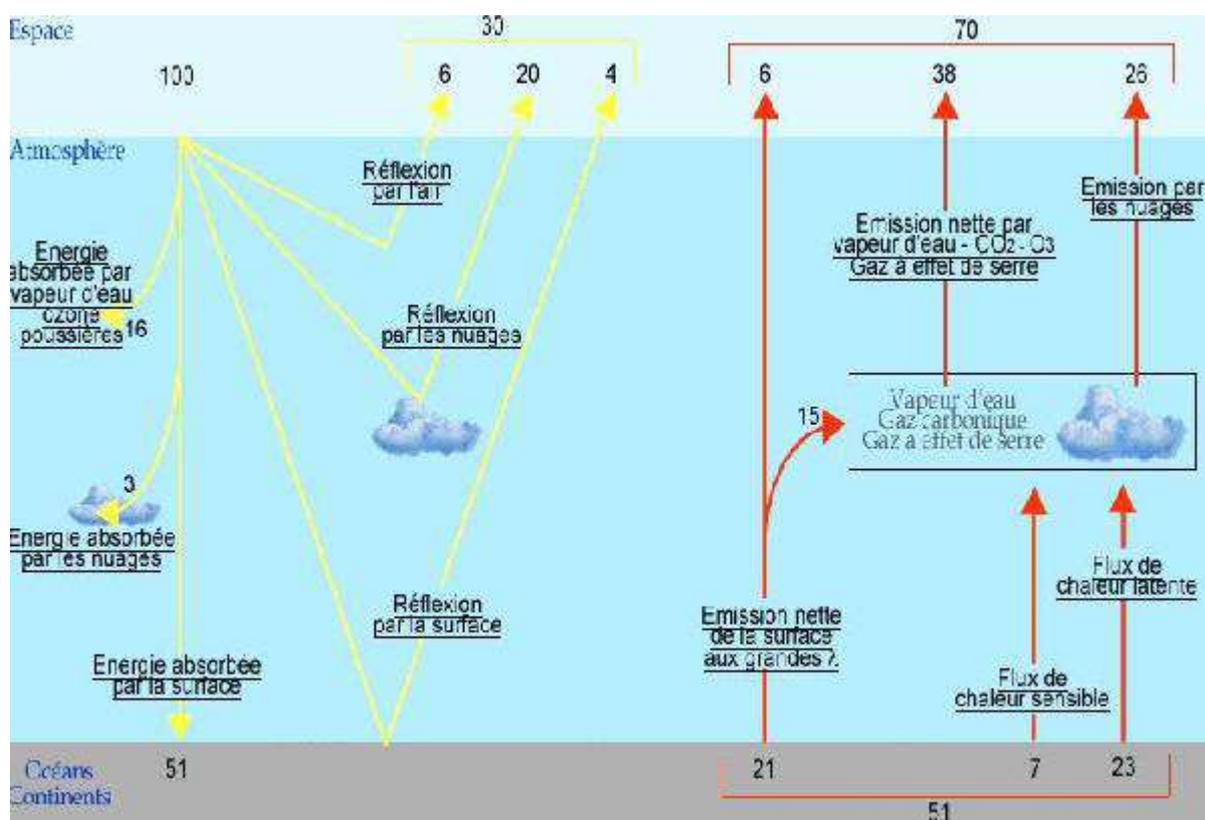


Figure I.2 Bilan radiatif du système terre-atmosphère [<http://www.meteor.iastate.edu/gccourse/hydro/aspects/images/image3.gif>]

IV.2 Effets indirects des aérosols sur le climat

Le bilan énergétique global est sensible à la couverture nuageuse, en particulier des stratus (nuages marins bas) qui couvrent environ 25% de la planète. L'albédo d'un nuage est sensible aux changements de concentration en nombre de gouttelettes. Cette concentration dépend de la concentration en noyaux de condensation, cette dernière étant fonction de la

concentration en particules d'aérosol. Les aérosols affectent donc de manière indirecte le climat par leur effet sur les propriétés microphysiques des nuages (Effet d'Albrecht). Les particules submicroniques solubles servent de noyaux de condensation nuageuse, permettant ainsi la formation des gouttelettes d'eau. Lorsqu'on augmente le nombre de noyaux de condensation, pour un contenu en eau liquide donnée, on provoque une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne (Effet de Twomey) [Twomey, 1974]. Les gouttelettes formées sur les noyaux de condensation diffusent et absorbent le rayonnement d'une façon différente de celle relative aux condensations homogènes. Le premier effet indirect qui en résulte est une augmentation de l'albédo du nuage surtout dans les zones subsahariennes et au dessus des régions industrielles ou des grandes agglomérations. Il existe un deuxième effet indirect, la diminution de taille des gouttelettes d'eau retarde ou supprime leur précipitation et augmente ainsi la durée de vie et l'épaisseur du nuage [Pincus et Baker, 1994].

Si les aérosols sont suffisamment absorbants, le réchauffement de l'atmosphère au niveau de la couche d'aérosols peut modifier les profils verticaux de température et d'humidité relative et donc influencer la formation des nuages [Hansen et al., 1997]. Cet effet, appelé semi-direct, peut aussi être vu comme une rétroaction de l'effet directe.

Les particules de poussière les plus grosses sont des noyaux glaçogènes efficaces [Chen et al., 1998], affectant la formation et les propriétés des nuages de glace dans la partie haute de la troposphère. L'interaction entre un cirrus et les particules de carbone suie émises par les avions (ou les particules minérales insolubles lorsqu'elles sont disponibles aux hautes altitudes) a comme conséquence une augmentation de l'albédo du nuage [Jensen et Toon, 1997].

Les particules de l'aérosol atmosphérique peuvent servir comme site de réaction chimique, ainsi l'augmentation du taux de ces réactions. L'importance de ces réactions peut augmenter la concentration des constituants qui influent sur le climat par ces processus (gaz à effet de serre).

En conséquence, à travers différents processus, les aérosols modifient le bilan radiatif de la planète. Ils provoquent donc des réchauffements ou des refroidissements selon les propriétés de l'aérosol (nature, taille, forme, caractère hygroscopique et glaçogènes des particules, et répartition verticale et géographique).

IV.3 Rôle des aérosols d'origine anthropique

Les propriétés optiques des aérosols sont fortement corrélées à la taille des particules. Ainsi, l'efficacité d'extinction, qui renseigne sur le degré d'interaction entre le rayonnement et les particules, dépend de leur taille. La figure I.3 montre que l'efficacité d'extinction est maximale pour les aérosols dont le diamètre est compris entre 0.1 et $2 \mu\text{m}$. L'efficacité d'extinction y est présentée pour deux valeurs de l'indice de réfraction (qui renseigne sur la composition des particules). Ces particules correspondent à celles du mode d'accumulation (dont le diamètre sec est compris entre 0.1 et $1 \mu\text{m}$ et qui peut atteindre $2 \mu\text{m}$ après hydratation). Les particules de taille submicronique sont donc les plus efficaces au niveau extinction du rayonnement. Ce sont justement celles qui sont amenées et se créent de façon permanente dans l'atmosphère. Elles forment également la majorité des noyaux de condensation pour les gouttelettes nuageuses. Or nous avons vu à la section précédente que les particules de taille submicronique sont celles qui sont émises principalement par les activités humaines (sulfates, carbone noir CN, carbone organique CO). Les émissions anthropiques sont donc en masse inférieures aux émissions naturelles mais affectent un mode particulièrement efficace au niveau extinction du rayonnement solaire.

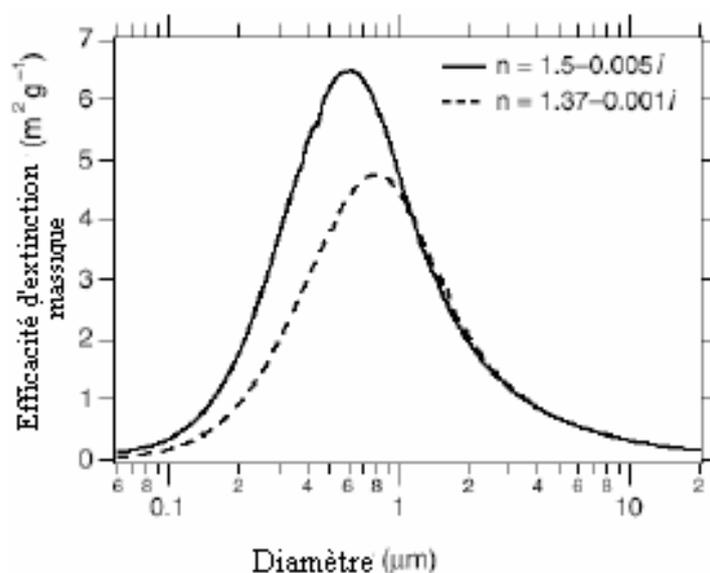


Figure I.3: Efficacité d'extinction (par unité de masse d'aérosol total). Les calculs sont intégrés sur un spectre solaire typique plutôt que sur une seule longueur d'onde. [IPCC, 2001]

IV.4 Estimation quantitative

La figure I.1 présente les estimations actuelles du forçage radiatif direct exercé par chaque type d'aérosol. Pour les sulfates, la valeur moyenne (annuelle et globale) retenue est de -0.4 Wm^{-2} avec une incertitude entre -0.2 et -0.8 Wm^{-2} . Les CN issus des combustibles fossiles exercent un forçage radiatif positif (entre $+0.1$ et $+0.4 \text{ Wm}^{-2}$); les CO un forçage radiatif négatif (-0.1 Wm^{-2}). Les incertitudes sont d'un facteur deux pour les CN et trois pour les CO. Notons que les particules de CN peuvent former des agrégats avec d'autres particules, notamment les sulfates et les particules organiques. La manière dont cette agrégation est représentée dans les modèles (mélange interne ou externe) influe sur l'estimation du forçage radiatif. Les sources de CN et CO issues des feux de biomasse exercent un forçage radiatif combiné négatif de -0.2 Wm^{-2} avec une incertitude d'un facteur trois. L'incertitude sur le forçage radiatif des poussières désertiques est telle que son signe n'est pas connu, les estimations variant entre $+0.4$ et -0.6 Wm^{-2} . Enfin, dans le cas des nitrates, Andreae [1995] a estimé que le forçage radiatif direct de la partie anthropique de ces particules correspond à 2% du forçage total. Dans le cas du forçage radiatif indirect, les estimations sont encore particulièrement difficiles à établir.

Seul le premier effet indirect de l'albédo des nuages est pour l'instant pris en compte dans la figure I.1. Les études ne permettent de fournir qu'une valeur comprise entre 0 et -2 Wm^{-2} . La modélisation du second effet indirect de la longévité du nuage nécessite la prise en compte des rétroactions sur le cycle de l'eau atmosphérique. Ces rétroactions affectent le cycle hydrologique et la dynamique de l'atmosphère et rendent difficile l'application du concept de forçage radiatif à cette perturbation.

Conclusion

Les émissions d'aérosols sont d'une grande variabilité spatiale et temporelle. Leur composition, leurs interactions avec le climat et leur durée de vie sont différentes d'un type à un autre, voire au sein d'un même type, rendant leur étude particulièrement complexe. En masse émise, ce sont les émissions d'aérosols naturelles qui dominent. Cependant, les aérosols d'origine anthropique affectent un mode particulièrement actif du point de vue des interactions avec le climat.

Les aérosols perturbent l'équilibre radiatif de la planète directement par la réflexion et l'absorption des rayonnements solaire et tellurique et indirectement à travers leurs impacts sur la microphysique et la dynamique des nuages. L'estimation quantitative de ces forçages radiatifs reste soumise à de fortes incertitudes. En particulier, le forçage radiatif dû à l'effet indirect est encore très incertain.

L'arrivée dans le milieu des années 90 des missions spatiales dédiées spécifiquement à l'observation des aérosols a permis un apport d'information global et quasi-continu. Les instruments spatiaux sont en effet particulièrement bien adaptés au suivi des sources et des panaches de ces particules. L'observation au-dessus des océans est devenue très fiable. Les efforts futurs vont porter sur la réduction des incertitudes de l'observation au-dessus des continents, la différenciation des types présents et la mesure de la distribution verticale. Le prochain défi sera de fournir une estimation du forçage radiatif dû à l'effet indirect.

Des campagnes de mesures ont été faites pour réduire les différentes incertitudes dans l'impact de l'aérosol atmosphérique sur le climat, ces campagnes sont basées sur des mesures intensives depuis le sol et aussi depuis l'espace, parmi ces campagnes LACE 1998 qui s'est déroulée à Lindenberg en Allemagne, ACE 1 et 2, SHADE, TARFOX et SAFARI. Plusieurs projets sont encore en phase de préparation, le projet SAMUM (SAharian Mineral dUst experiMent) est parmi les plus importants qui vise l'investigation des poussières minérales sahariennes. Ce projet dont participe notre laboratoire LPA avec un consortium d'instituts de recherche allemands se propose en particulier l'organisation d'une grande campagne de mesures à Ouarzazate et à Zagora.

Chapitre II

Interaction

rayonnement – aérosol atmosphérique

Interaction Rayonnement-Aérosol Atmosphérique

I Introduction

A l'exception de la faible quantité d'énergie émise à la surface de la terre due à la composition et la chaleur interne de cette dernière, toute l'énergie qui arrive à la terre sous forme de radiations est d'origine solaire. Ces rayonnements sont composés d'ultraviolet (UV), visible, Infrarouge (IR) et onde radio. On distingue deux régions spectrales: la première que nous appelons région de courtes longueurs d'onde noté SW (Short-Wave), avec des longueurs d'onde λ inférieures à $4 \mu m$ et constituée principalement des radiations d'origine solaire. La seconde, comprend les grandes longueurs d'ondes λ supérieures à $4 \mu m$ notée LW (Long-Wave) constituée du rayonnement terrestre et atmosphérique (Fig. II.1).

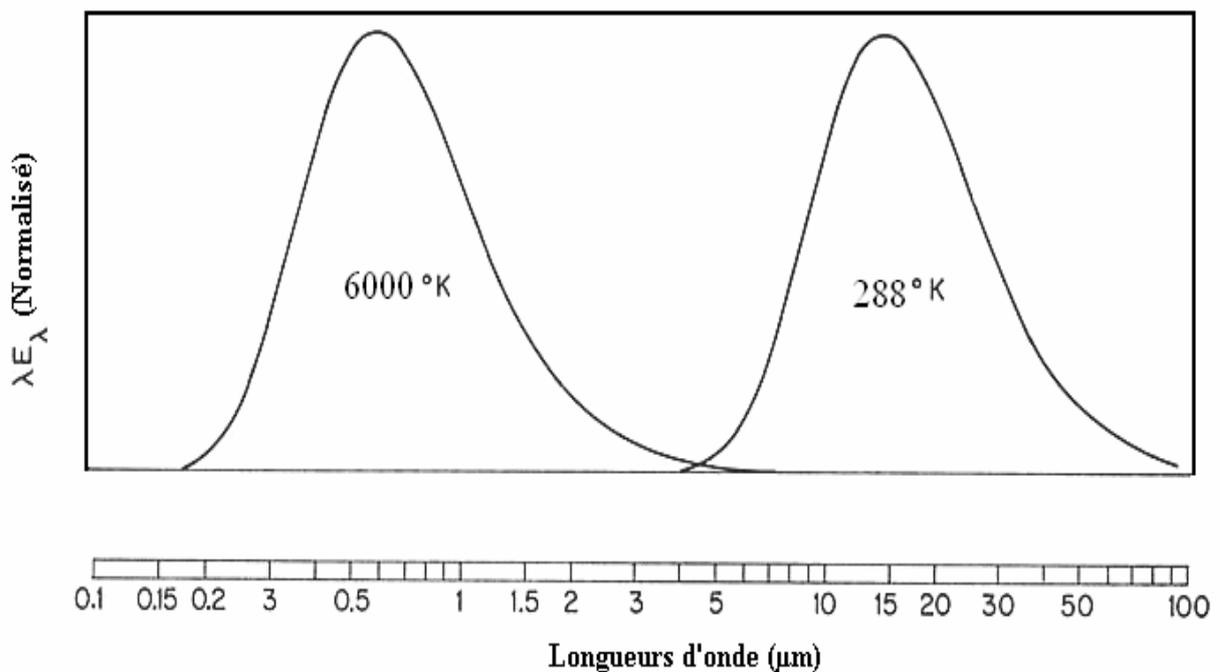


Figure II.1 Spectre d'émission d'un corps noir aux températures $T=6000^\circ K$ (Soleil) et $T=288^\circ K$ (terre), [Salby, 1996].

1.1 Rayonnement solaire

Hormis le rayonnement cosmique, le rayonnement solaire est la seule, source d'énergie externe de notre planète. C'est uniquement de manière radiative que celle-ci peut dégager de l'énergie vers l'espace. Les échanges énergétiques interviennent principalement dans deux domaines de longueurs d'onde, liés aux deux sources de rayonnement en présence : le Soleil et la terre. Le premier, de par sa température d'environ $6000\text{ }^\circ\text{K}$, rayonne principalement dans le visible et le proche infra rouge (de $0.3\text{ }\mu\text{m}$ à $1.2\text{ }\mu\text{m}$). Le flux incident varie avec:

- La valeur de la constante solaire (1370 W/m^2 à une distance d'une UA) dépendante de l'activité solaire (ces variations sont inférieures à 1%).
- La distance Terre-Soleil (de 1325 W/m^2 en Juillet à 1415 W/m^2 en Janvier).
- La variation de l'angle d'incidence, dépendant de l'heure, de la latitude et de la saison.

Le rayonnement solaire est divisé en deux principales parties:

Partie principale: Elle est constituée par une gamme à peu près continue de radiation de longueur d'onde λ dans la gamme $[0,13-24\mu\text{m}]$. Le spectre d'intensité de cette partie principale est voisin de celui du corps noir à $6000\text{ }^\circ\text{K}$ supposé émis par la surface du soleil, sauf dans l'ultraviolet (Figure II.2).

Radiation supplémentaire: Cette partie se classe en deux groupes:

- Des radiations UV extrêmes : radiation Lyman α de l'hydrogène neutre centrée à la longueur d'onde $0,1216\text{ }\mu\text{m}$.
- Des rayons X ($10\text{ \AA} < \lambda < 100\text{ \AA}$) et des ondes radio-électriques courtes ($10\text{ cm} < \lambda < 100\text{ cm}$). L'énergie de cette partie supplémentaire ne représente qu'une très faible fraction ($10^{-5}\%$) de celle de l'ensemble du rayonnement solaire, presque totalement du à la radiation Lyman α .

1.2 Rayonnement tellurique

La portion des radiations solaires qui ne sont pas absorbées durant leur passage à travers l'atmosphère, qui arrivent au sol et causent un réchauffement de l'air adjacent, l'eau, la végétation et le sol. Les radiations émises par la terre sont dans le spectre IR. De même que pour le rayonnement solaire les radiations IR sont absorbées et diffusées par l'atmosphère qui représente un bon absorbant pour ces types de radiations ($\lambda < 0,75\text{ }\mu\text{m}$).

Notre planète, de température moyenne beaucoup plus faible que le soleil, rayonne surtout dans le domaine infrarouge (de $1,5 \mu m$ à $100 \mu m$). Ces deux types de rayonnement rassemblent toute l'énergie que la terre peut échanger avec son environnement.

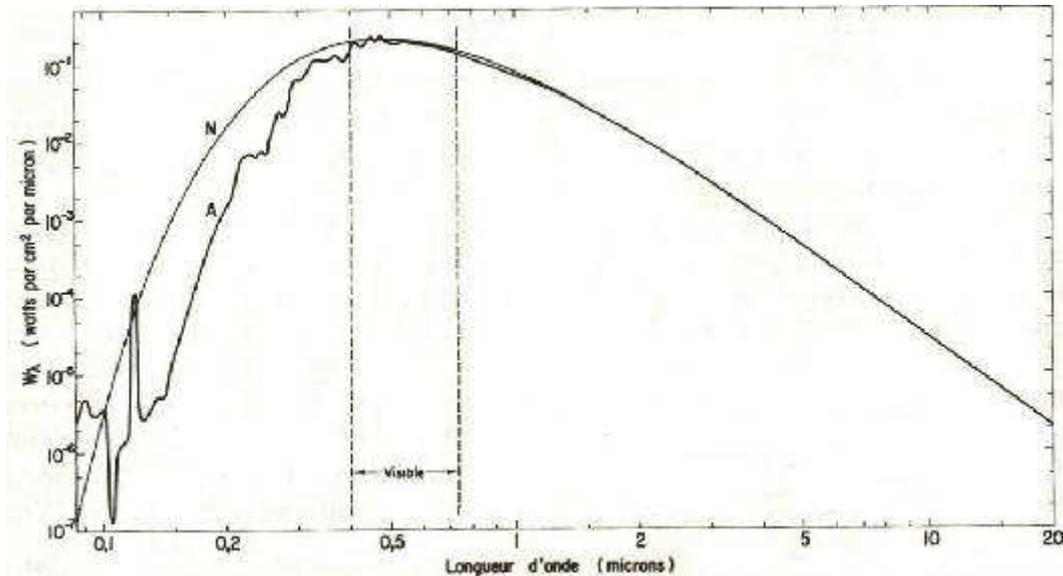


Figure II.2 Spectre d'intensité réduite du rayonnement solaire. A: spectre en coordonnées logarithmique. N: spectre d'un corps noir à $6000 \text{ }^\circ\text{K}$ [Queney, 1974].

II Processus d'interaction des aérosols avec le rayonnement

Le spectre des radiations reçues du soleil par la surface terrestre diffère de celui émis par le soleil (Figure II.3), une partie de ces radiations est atténuée par les constituants de l'atmosphère (particules, gaz) qui affectent l'intensité de ce rayonnement par deux complexes mécanismes la diffusion et l'absorption.

II.1 Diffusion par une particule

La **Diffusion** est le processus physique par lequel une particule placée sur la trajectoire d'une onde électromagnétique soustrait de l'énergie **sans changer d'état** et la rayonne dans l'espace entier. Un exemple de rayonnement diffusé est celui observé lorsque le ciel est complètement couvert par les nuages, alors le rayonnement qui arrive à la surface terrestre est complètement de type diffusé. La diffusion dépend du paramètre de taille de la particule

$a = \frac{2\pi r}{\lambda}$, où r c'est le rayon de la particule et λ longueur d'onde incidente. Il existe trois types de diffusion.

II.1.1 Diffusion de Rayleigh

La diffusion de Rayleigh qui se produit lorsque les particules sont de tailles très petites comparées à la longueur d'onde incidente $r \ll \lambda$ ($0,001 < a < 0,1$), ce type de diffusion est provoqué par les petites particules de poussière, molécules d'azote et molécules d'oxygène. Cette diffusion reste liée aux longueurs d'ondes courtes. La diffusion de Rayleigh est le mécanisme dominant dans l'atmosphère supérieure. Dans la théorie de Rayleigh les particules sont supposées parfaitement isotropes. L'intensité de l'onde diffusée dans la direction θ est :

$$I(\theta) = \frac{8\pi^4 \alpha^2}{\lambda^4 r^2} [1 + \cos^2(\theta)] I_0 \quad (\text{II.1})$$

Avec :

I_0 : Intensité de l'onde incidente.

α : Polarisabilité de la particule.

La relation de Lorentz nous donne la polarisabilité d'une particule sphérique homogène d'indice de réfraction m et de rayon r :

$$\alpha = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} r^3 \quad (\text{II.2})$$

La fonction de phase $P(\theta)$ qui représente la probabilité pour qu'un photon provenant de la direction $\vec{\Omega}'$ soit diffusé dans la direction $\vec{\Omega}$. Dans le cas de la diffusion de Rayleigh :

$$P(\theta) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2(\theta)) \quad (\text{II.3})$$

Avec $\theta = (\vec{\Omega}', \vec{\Omega})$

L'équation (II.1) nous permet de déduire que :

- L'intensité de l'onde diffusée est inversement proportionnelle à λ^4 de l'onde incidente et au carré du volume de la particule. Ce qui explique la couleur bleu du ciel pendant le jour. Lorsque le rayonnement solaire traverse l'atmosphère, les longueurs d'ondes les plus courtes du spectre du visible au voisinage du bleu ($\lambda = 0,47 \mu m$) sont diffusées plus que celles de longueur d'onde au voisinage du rouge ($\lambda = 0,64 \mu m$) avec un facteur 4.

- La quantité d'énergie diffusée vers l'avant est égale à celle diffusée vers l'arrière car elle est caractérisée par une distribution angulaire symétrique (Figure II.4.a)

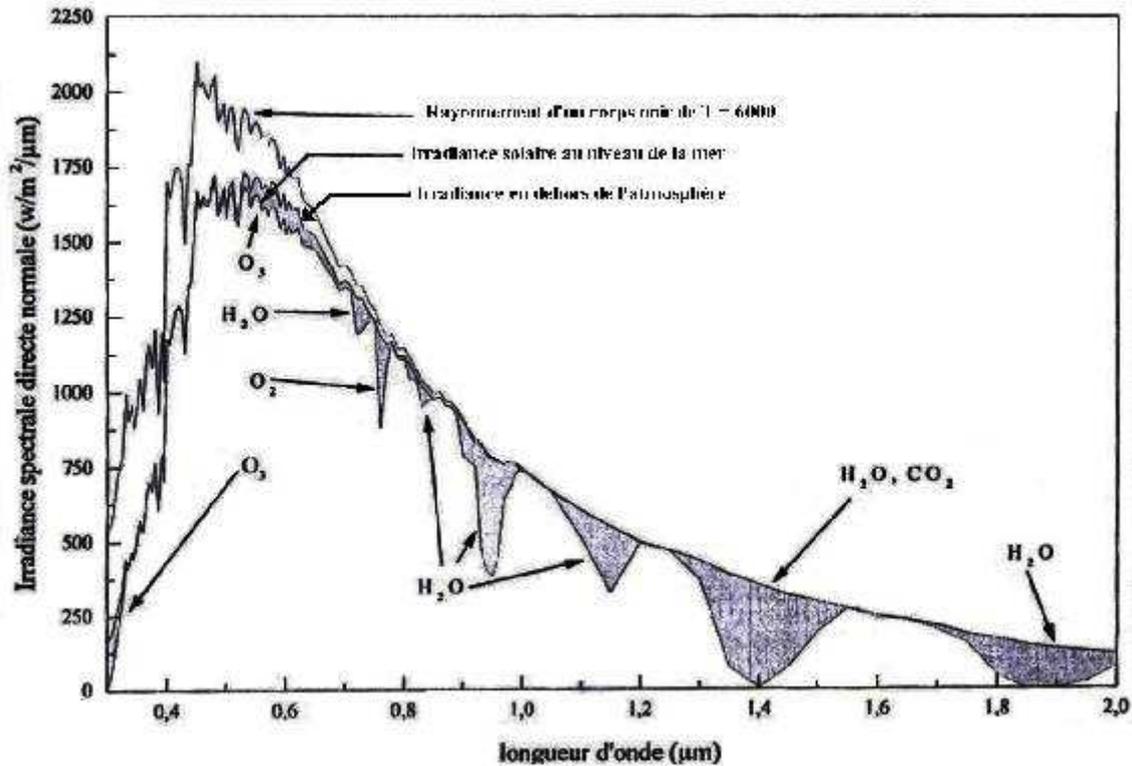


Figure II.3 Spectre de la radiation SW en haut de l'atmosphère et au niveau de la surface terrestre [Iqbal, 1983]

II.1.2 Diffusion de Mie

La diffusion de Mie se produit lorsque les particules sont de même taille que la longueur d'onde incidente $r \cong \lambda$ ($0,1 < a < 50$). La poussière, le pollen, la fumée et la vapeur d'eau sont à l'origine de la diffusion de Mie qui affecte plus les longueurs d'ondes longues (LW). La diffusion de Mie se produit la plupart du temps dans la partie inférieure de l'atmosphère où les grandes particules sont plus abondantes. La diffusion de Mie est à l'origine de la couleur blanche des nuages. La théorie de Mie [McCartney, 1976] nous permet de calculer l'intensité $I(\theta, \varphi)$ diffusée dans une direction (θ, φ) par une particule de forme sphérique illuminée par un rayonnement d'intensité I_0 :

$$I(\theta, \varphi) = \frac{\lambda^2}{4\pi} (|S_1(\theta)|^2 \sin^2(\varphi) + |S_2(\theta)|^2 \cos^2(\varphi)) I_0 \quad (\text{II.4})$$

Avec :

θ : Angle de diffusion

φ : Angle de polarisation

S_1 et S_2 : amplitudes de diffusion de Mie

Le théorème de Mie (Annexe 4) nous donne les efficacités d'extinction Q_{ext} et de diffusion Q_{sca} :

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n) \quad (\text{II.5.a})$$

$$Q_{sca} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left(|a_n|^2 + |b_n|^2 \right) \quad (\text{II.5.b})$$

Où a_n et b_n sont les coefficients complexes de Mie caractérisant l'amplitude de la diffusion.

L'efficacité d'absorption peut être calculée:

$$Q_{abs} = Q_{ext} - Q_{sca} \quad (\text{II.5.c})$$

La fonction de phase de diffusion dans le cas de la diffusion de Mie:

$$P(r, \theta) = \frac{\lambda^2}{2\pi K_s} (S_1 S_1^* + S_2 S_2^*) \quad (\text{II.6})$$

Avec $K_s = \pi r Q_{sca}$ coefficient d'extinction

II.1.3 Diffusion non sélective

La diffusion non sélective se produit quand les particules sont beaucoup plus grandes que la longueur d'onde du rayonnement $r \gg \lambda$ ($a \gg 50$). Les gouttelettes d'eau et les grandes particules de poussière peuvent causer ce type de diffusion. La diffusion non sélective est marquée par le fait que toutes les longueurs d'ondes sont diffusées.

II.1.4 Distribution angulaire de la diffusion

On définit le facteur d'asymétrie g comme la valeur moyenne du cosinus de l'angle de diffusion :

$$g = \langle \cos \theta \rangle = \frac{1}{x^2 Q_{ext}} \sum_{n=1}^{\infty} \left\{ \frac{2(n+2)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n-1}^* + b_n b_{n-1}^*) + \frac{2n+1}{n(n+1)} \operatorname{Re}(a_n b_n^*) \right\} \quad (\text{II.7})$$

Le facteur d'asymétrie est :

- $g=0$: pour une particule dont la diffusion est isotrope, ou s'il y'a une symétrie par rapport à l'angle de diffusion 90° , c.-à-d. la diffusion en arrière et la diffusion en avant (Fig.II.4.a) ont la même distribution angulaire.
- $g<0$: la diffusion se fait en grande partie vers l'arrière. (Fig. II.4.b)
- $g>0$: la diffusion se fait en grande partie vers l'avant (Fig.II.4.c)

Ce paramètre est souvent utilisé dans le calcul du transfert radiatif.

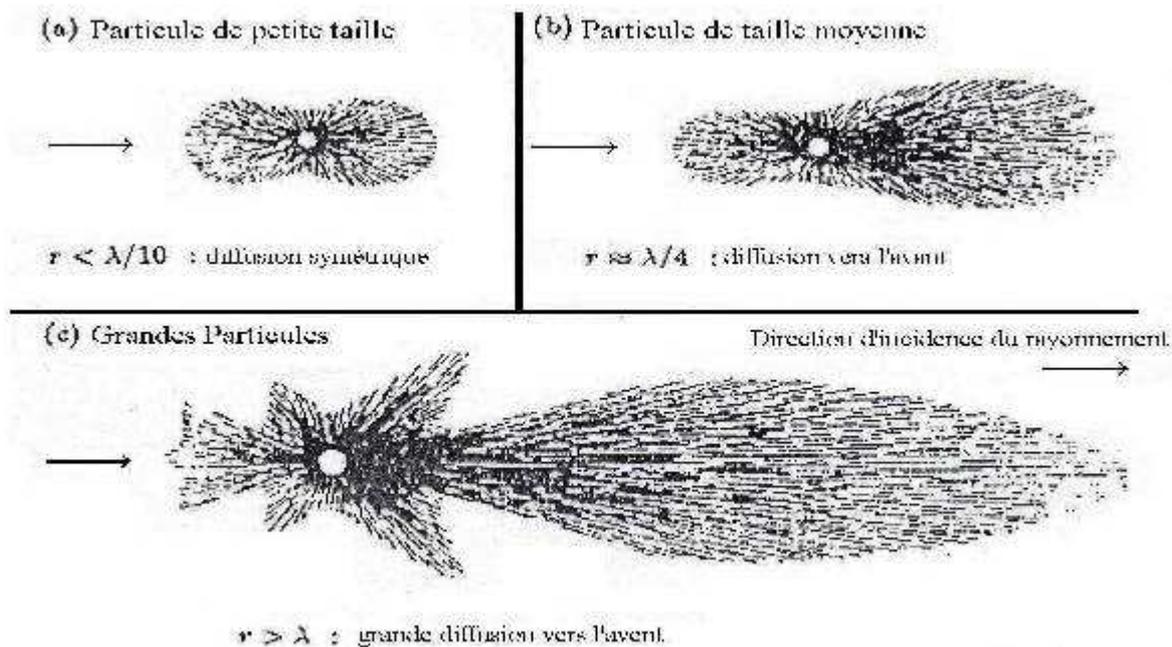


Figure II.4 Diffusion par différentes tailles de particules [McCartney, 1976]

II.2 Absorption

L'absorption est le phénomène physique par lequel une molécule soustrait de l'énergie d'une onde électromagnétique **en changeant d'état**, les particules passent d'un niveau d'énergie à un autre plus élevé. Pour comprendre le mécanisme d'absorption qui a lieu dans l'atmosphère, il est nécessaire de traiter d'abord le problème au niveau d'une seule particule, le résultat est ensuite intégré à un ensemble de particules.

II.2.1 Absorption par une seule particule

Au fur et à mesure de leur pénétration dans l'atmosphère, les radiations solaires entrent en collision avec les particules atmosphériques et elles sont progressivement atténuées. Les probabilités d'absorption et de diffusion par une particule dépendent à la fois de la nature de cette particule et de la longueur d'onde caractéristique de la radiation incidente.

La loi de Beer-Bouguer-Lambert décrit le changement dans l'intensité d'un faisceau incident d'intensité $I_0(\lambda)$ due à l'absorption des radiations :

$$dI(\lambda) = -K_a(\lambda) I_0(\lambda) dz \quad (\text{II.8})$$

$K_a(\lambda) = \sigma(\lambda) n$: Coefficient d'absorption [cm^{-3}]; $\sigma_a(\lambda)$ est la section efficace d'absorption et n la concentration des particules.

L'intégration de l'équation (II.8) nous permet de calculer l'intensité $I(\lambda)$:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp \left[- \int_z \sigma_a(\lambda) n(z) dz \right] \quad (II.9)$$

On définit l'épaisseur optique due à l'absorption sur la longueur z par :

$$\tau_a(\lambda, z) = \int_z K_a(\lambda, z) dz \quad (II.10)$$

Le facteur de transmission correspondant :

$$T(\lambda, z) = \exp[-\tau_a(\lambda, z)] \quad (II.11)$$

II.2.2 Absorption par les gaz

L'atténuation de l'énergie solaire par les gaz de l'atmosphère est fonction du nombre de molécules rencontrées sur le trajet par le rayonnement solaire, de la longueur d'onde caractéristique de ce rayonnement et de la nature chimique des particules.

Pour étudier l'interaction entre le rayonnement et l'air atmosphérique il faut se rappeler que les molécules sont caractérisées par des états d'énergies de rotation, de vibration, de translation et de configuration électronique. Ces niveaux d'énergies étant quantifiés, l'absorption des photons se manifeste par des transitions faisant passer les molécules de leur état fondamental vers un état d'énergie supérieur, seuls les photons de fréquence correspondant aux transitions entre ces états énergétiques peuvent être absorbés.

D'autre part, l'énergie de translation n'est pas quantifiée, l'absorption photonique qui est suivi de l'ionisation ou de la dissociation d'une molécule se caractérise en général par un spectre continu au-dessous d'une longueur d'onde bien précise. Celle ci correspond au seuil d'énergie nécessaire pour, dissocier, ou ioniser la molécule. L'excédent énergétique associé à une incidence éventuelle est transformé en énergie cinétique.

La profondeur de pénétration du rayonnement solaire dans l'atmosphère dépend de l'absorption propre de chaque constituant dans l'atmosphère, cette profondeur est une variable spectrale (Figure II.5).

Le spectre solaire est altéré par l'absorption des radiations au cours de leur passage à travers l'atmosphère. Il est important de noter que les molécules responsables de cette altération aussi bien du spectre terrestre que solaire ne sont pas les molécules majoritaires de

l'atmosphère telles que O_2 ou N_2 . Ainsi les molécules d'azote et de la haute atmosphère absorbent pratiquement toutes les radiations de longueur d'onde au-dessous de $0,29 \mu m$, alors que la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone absorbent plus les longueurs d'ondes (LW) d'origine terrestre.

Les plus importants gaz atmosphériques absorbants sont donc O_2 , O_3 , H_2O et CO_2 . Le spectre d'absorption est assez complexe. Il présente des parties où l'absorption est quasiment totale (exemple les longueurs d'onde inférieures à $0,29 \mu m$ absorbée par O_2 et O_3), et des parties où l'absorption n'est pas importante (exemple de l'intervalle $0,3-0,8 \mu m$). Cet intervalle correspond à une "fenêtre" au niveau du spectre d'absorption ; dans cet intervalle l'atmosphère est pratiquement transparente au rayonnement solaire. 40 % de l'énergie solaire est concentrée dans la région entre $0,4$ et $0,7 \mu m$. la vapeur d'eau absorbe dans la région de chevauchement entre le spectre solaire et terrestre. Entre $0,8$ et $2 \mu m$ les radiations sont relativement absorbées par la vapeur d'eau.

Le tableau II.1 résume l'essentiel de l'atténuation des radiations par l'atmosphère en fonction de l'altitude.

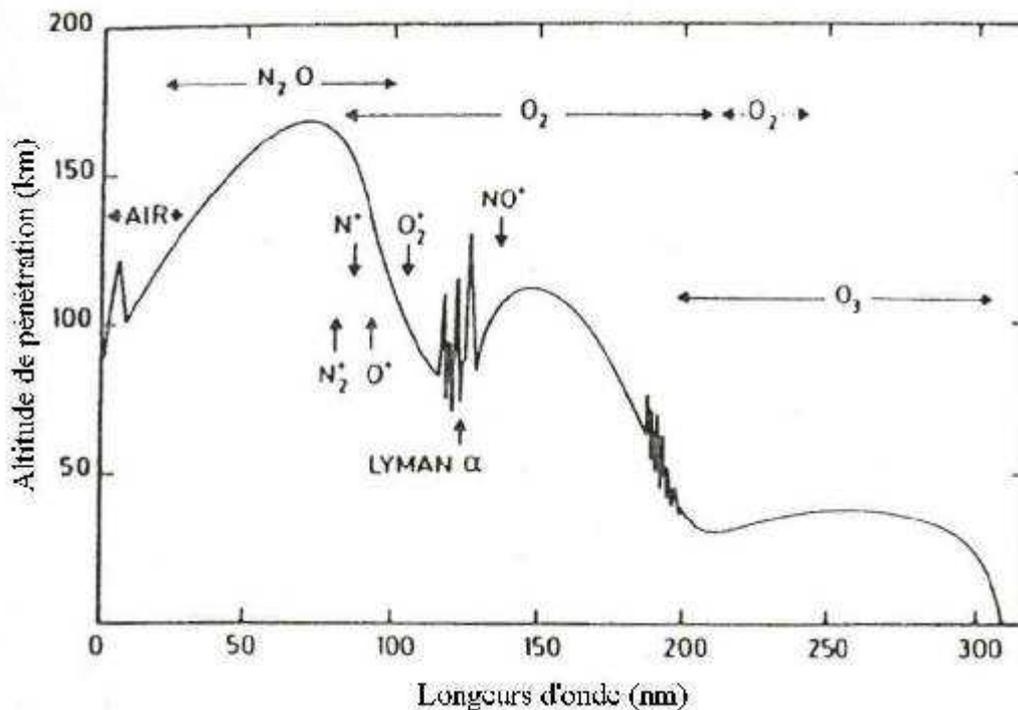


Figure II.5 Profondeur de pénétration dans l'atmosphère du rayonnement solaire en fonction de la longueur d'onde [Goody, 1995]

II.3 Atténuation par un ensemble de particules

Soit un aérosol contenu dans un élément de volume dV , si on néglige les diffusions multiples, la section efficace totale de l'aérosol contenu dans cet élément de volume est donnée par la somme des sections efficaces de toutes les particules.

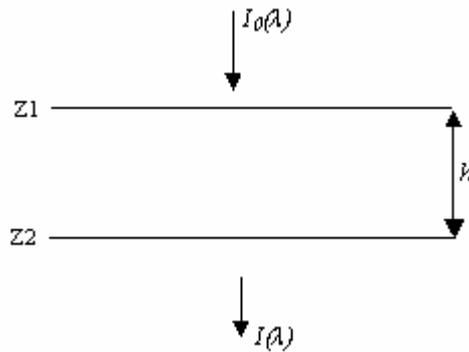
$$d\sigma_{ext} = dV \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m) n(r) dr \quad (\text{II.12})$$

Où $\pi r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m)$ est la section efficace d'une particule de rayon r et d'indice de réfraction m , et $n(r)$ la distribution des particules par unité de volume.

Le coefficient d'extinction :

$$K_{ext}(\lambda) = \frac{d\sigma_{ext}}{dV} = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m) n(r) dr \quad (\text{II.13})$$

Considérons une onde électromagnétique d'intensité $I_0(\lambda)$ traversant une couche d'épaisseur h ,



la diminution de l'énergie de cette onde après traversée de l'épaisseur dz est donnée par la loi de Beer-Bouguer-Lambert:

$$dI(\lambda) = -K_{ext}(\lambda) I_0(\lambda) dz \quad (\text{II.14.a})$$

d'où :

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) e^{-K_{ext}(\lambda)z} \quad (\text{II.14.b})$$

On définit l'épaisseur optique totale $\tau(\lambda)$ correspondant à la diffusion et à l'absorption pour une couche h par :

$$\tau(\lambda) = K_{ext}(\lambda) \cdot h \quad (\text{II.14.c})$$

où $K_e(\lambda)$ est une constante pour toutes les particules de la couche h , alors :

$$I(\lambda, h) = I_0(\lambda) e^{-\tau(\lambda)} \quad (\text{II.14.d})$$

L'extinction peut provenir de la diffusion et de l'absorption d'où :

$$K_{ext}(\lambda) = K_{sca}(\lambda) + K_{abs}(\lambda) \quad (\text{II.15})$$

Pour établir l'équilibre thermique, les particules doivent émettre les radiations absorbées sous d'autres formes, l'équation qui décrit l'émission est due à Max Planck, nous donnons en Annexe 5 un rappel des différentes lois d'émission du rayonnement.

III Actions thermiques du rayonnement

III.1 Réchauffement par absorption du rayonnement

L'absorption par l'ozone dans les bandes de Hartley et de Huggins (Figure II.6) constitue la principale source de chaleur dans la stratosphère et la mésosphère. L'effet particulier des bandes de Huggins dans le visible se manifeste essentiellement dans la stratosphère inférieure.

Au-dessus de l'altitude de 70 à 80 Km, l'absorption par l'oxygène moléculaire dans le domaine spectral de Schaumann-Runge (Figure II.7) contribue considérablement au réchauffement de l'atmosphère.

L'absorption par l'oxygène moléculaire dans le Continuum de Herzberg ne contribue guère au réchauffement de l'atmosphère moyenne et en particulier, peut être négligé vis-à-vis de l'action thermique de l'ozone dans la stratosphère.

Le réchauffement lié à l'absorption par le dioxyde de carbone dans les bandes situées à 2.7 et 4.3 μm joue un rôle secondaire. Il en est de même pour la vapeur d'eau en ce qui concerne l'absorption des ultraviolets. Par contre, l'effet des bandes de H₂O situées dans le visible et le proche infrarouge ne peut être négligé dans la troposphère où la teneur en vapeur d'eau est nettement plus élevée que dans la stratosphère ou la mésosphère. Enfin l'absorption

de la radiation solaire par le dioxyde d'azote dans le spectre 0.3 à $0.6 \mu m$ n'est pas négligeable.

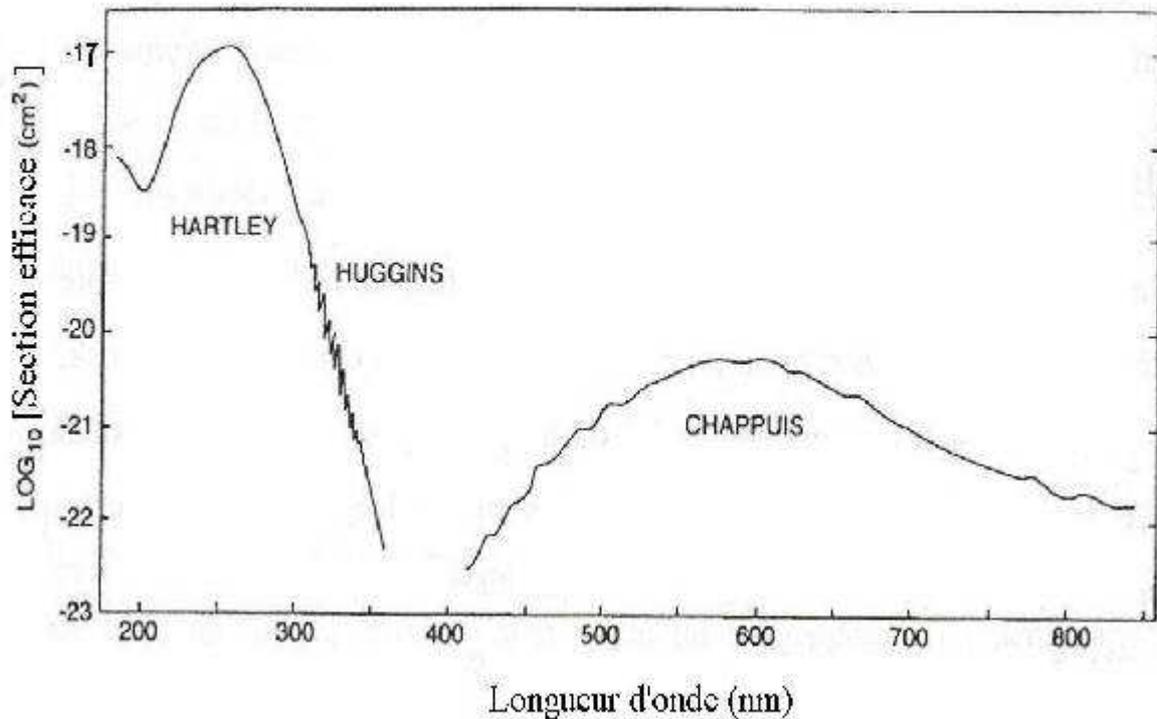


Figure II.6 Section efficace d'absorption de l'ozone en fonction de la longueur d'onde [Salby, 1996]

III.2 Refroidissement par émission radiative

Le refroidissement par émission infrarouge dans la stratosphère et la mésosphère inférieure est due principalement au transfert radiatif dans la bande du dioxyde de carbone située à $15 \mu m$. entre 30 et $70 Km$ d'altitude où les conditions d'équilibre thermodynamique local sont satisfaites, le taux de refroidissement varie avec la température ambiante

Dans la troposphère, où la température est généralement plus élevée que dans la stratosphère, c'est principalement la bande de H_2O située à $6.3 \mu m$ qui détermine le taux de refroidissement.

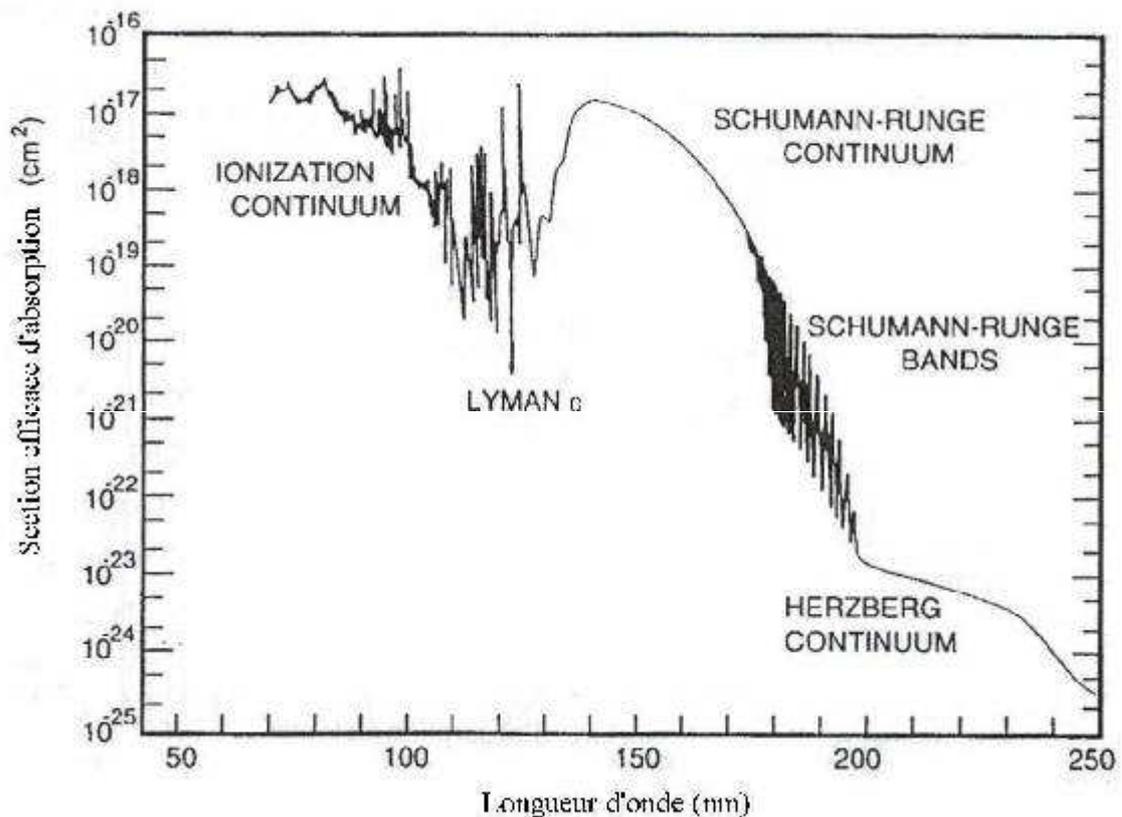


Figure II.7 Section efficace d'absorption de l'oxygène en fonction de la longueur d'onde [Goody et Yung 1989]

IV Équation de transfert radiatif

La télédétection atmosphérique utilise des instruments visant le ciel depuis le sol, l'atmosphère depuis l'espace (mesures satellitaires) ou depuis l'atmosphère elle-même (mesures aéroportées). Les bases théoriques de la télédétection atmosphérique sont régies par les processus de transfert radiatif que nous présentons ci-dessous.

La description du comportement du rayonnement dans l'atmosphère requiert la résolution de l'équation du transfert radiatif, celle-ci établit un bilan énergétique prenant en compte à la fois l'émission, l'absorption et la diffusion par les molécules d'air, les particules solides et les nuages.

L'équation du transfert radiatif exprime que la variation spatiale de la luminance résulte d'un affaiblissement par absorption et par diffusion ainsi qu'un renforcement lié à la diffusion et aux sources externes.

Si on considère le modèle atmosphérique plan-parallèle, sans tenir compte de la géométrie sphérique caractérisant le système Terre-atmosphère, ni des variations horizontales de pression, température et concentration des diverses composantes atmosphériques (nuages, aérosols, vapeur d'eau, ozone et autres gaz). On considère donc une couche atmosphérique élémentaire et homogène d'épaisseur dz , située à l'altitude z , limitée par deux plans parallèles infinis (figure II.8).

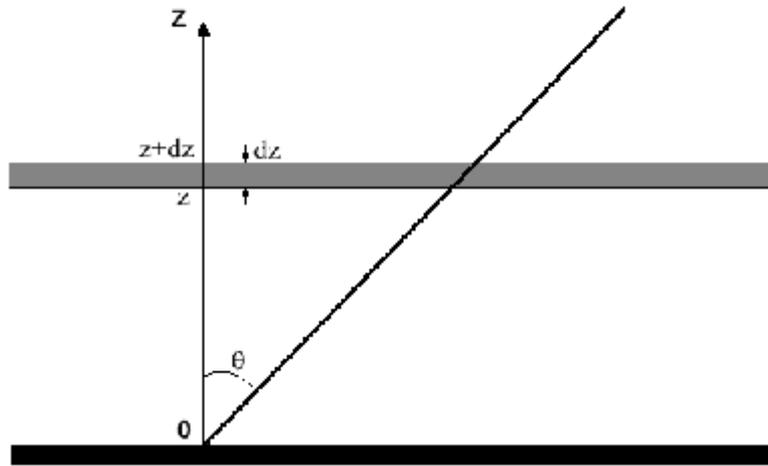


Figure II.8 Modèle d'atmosphère plan-parallèle.

Le rayonnement incident à cette couche, dans une direction s donnée par les angles zénithal θ et azimutal φ , est caractérisé par une luminance spectrale L_λ . Au cours de sa propagation il est atténué à cause des processus d'absorption et de diffusion caractérisés par le coefficient d'extinction volumique K_λ^{ext} . D'autre part, un rayonnement est généré par émission et diffusion dans la direction s s'exprime par la fonction source monochromatique J_λ . La luminance L_λ ainsi que la fonction source J_λ dépendent de la direction s . Dans ces conditions, l'équation de transfert radiatif exprime la variation dL_λ de luminance spectrale à la traversée de la couche d'épaisseur dz dans la direction $s(\theta, \varphi)$:

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \varphi)}{dz} = -K_\lambda^{ext}(z) [L_\lambda(z, \mu, \varphi) - J_\lambda(z, \mu, \varphi)] \quad (\text{II.16})$$

$$\text{Où} \quad \mu = \cos(\theta) \quad (\text{II.17})$$

J_λ est la somme des fonctions source d'émission J_λ^{em} et de diffusion J_λ^{diff} :

$$J_\lambda(z, \mu, \varphi) = J_\lambda^{em}(z, \mu, \varphi) + J_\lambda^{diff}(z, \mu, \varphi) \quad (II.18)$$

Lorsque les éléments atmosphériques sont de symétrie sphérique ou orientés de façon isotrope, le phénomène d'émission devient isotrope, ce qui implique une dépendance de la fonction source seulement avec l'altitude :

$$J_\lambda^{em}(z) = [1 - w_0(z, \lambda)] B_\lambda[T(z)] \quad (II.19)$$

$B_\lambda[T(z)]$ est la luminance donnée par la loi de Planck (Annexe 5).

La fonction source de diffusion est liée à la fonction de phase P_λ :

$$J_\lambda^{diff}(z, \mu, \varphi) = \frac{w_0(z, \lambda)}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^{+1} L_\lambda(z, \mu', \varphi') P_\lambda(z, \mu', \varphi', \mu, \varphi) d\mu' d\varphi' \quad (II.20)$$

Où $w_0(z, \lambda)$ est l'albédo correspondant à la diffusion.

L'équation de transfert radiatif (II.16) est valide selon les deux sens de propagation du rayonnement, ascendant ($\mu > 0$) et descendant ($\mu < 0$). Si on remplace la coordonnée verticale z par l'épaisseur optique τ_λ entre le niveau z et le sommet de l'atmosphère Z (Figure II.9) on obtient:

$$\tau_\lambda^*(z) = \int_z^Z K_\lambda^{ext}(z') dz' \quad (II.21)$$

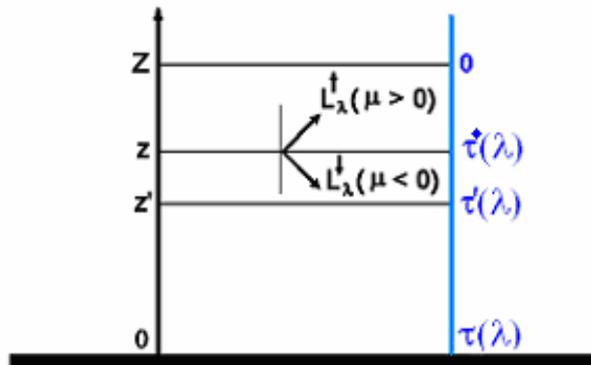


Figure II.9 Géométrie de la couche atmosphérique plan-parallèle en termes d'épaisseur optique

Ainsi on obtient pour les sens ascendant et descendant le système d'équations suivant:

$$\begin{cases} u \cdot \frac{dL_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi)}{d\delta_{\lambda}} = L_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) - J_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) \\ -u \cdot \frac{dL_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi)}{d\tau_{\lambda}^*} = L_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) - J_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) \end{cases} \quad (\text{II.22})$$

Où $u = |\mu|$. Il faut noter que les fonctions source dans les deux sens n'ont pas les mêmes valeurs à cause de la diffusion qui n'est pas isotrope. En intégrant le système (II.22) entre les limites de l'atmosphère (voir Figure II.9), on obtient les expressions [Lenoble, 1993] pour la luminance montante L_{λ}^{\uparrow} :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) = L_{\lambda}^{\uparrow}(\tau_{\lambda}, u, \varphi) \exp\left(-\frac{\tau_{\lambda} - \tau_{\lambda}^*}{u}\right) - \frac{1}{u} \cdot \int_{\tau_{\lambda}^*}^{\tau_{\lambda}} J_{\lambda}^{\uparrow}(\tau'_{\lambda}, u, \varphi) d\tau'_{\lambda} \quad (\text{II.23})$$

Et pour la luminance descendante L_{λ}^{\downarrow} :

$$L_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) = L_{\lambda}^{\downarrow}(0, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\tau_{\lambda}^*}{u}\right) + \frac{1}{u} \cdot \int_0^{\tau_{\lambda}^*} J_{\lambda}^{\downarrow}(\tau'_{\lambda}, u, \varphi) d\tau'_{\lambda} \quad (\text{II.24})$$

En pratique, on ne peut pas accéder à cette luminance monochromatique par des mesures expérimentales. Chaque instrument de mesure est caractérisé par une fonction spectrale de transmission $f(\lambda)$ non nulle pour un intervalle spectral utile $\Delta\lambda$ centré sur la longueur d'onde λ . On a donc une luminance filtrée en fonction de $f(\lambda)$:

$$L(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) = \int_{\Delta\lambda} L_{\lambda}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) f(\lambda) d\lambda \quad (\text{II.25})$$

Ou encore une luminance filtrée normalisée sur cet intervalle spectral :

$$L_{norm}(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi) = \frac{L(\tau_{\lambda}^*, u, \varphi)}{\int_{\Delta\lambda} f(\lambda) d\lambda} \quad (\text{II.26})$$

Pour la suite, le terme de luminance normalisée fait référence à une normalisation sur l'intervalle spectral telle qu'elle est décrite par l'équation (II.26).

L'équation (II.24) constitue la base théorique de la télédétection et nous allons l'utiliser pour décrire la technique expérimentale de télédétection des aérosols basée sur la mesure de l'extinction du rayonnement solaire depuis le sol (mesures photométriques).

Des mesures du rayonnement solaire direct peuvent être faites dans les principales fenêtres atmosphériques afin d'obtenir des évaluations fiables de l'atténuation provoquée par les particules d'aérosol. L'analyse de ces mesures est menée en utilisant la méthode photométrique, qui consiste à déterminer l'épaisseur optique des aérosols à partir des mesures d'extinction du rayonnement solaire direct à travers l'atmosphère.

Les mesures photométriques sont faites dans l'ultraviolet, le visible et le proche infrarouge en utilisant des radiomètres à faible ouverture de champ optique ($1 - 2^\circ$). Dans ce domaine spectral on peut considérer la fonction source d'émission atmosphérique comme négligeable.

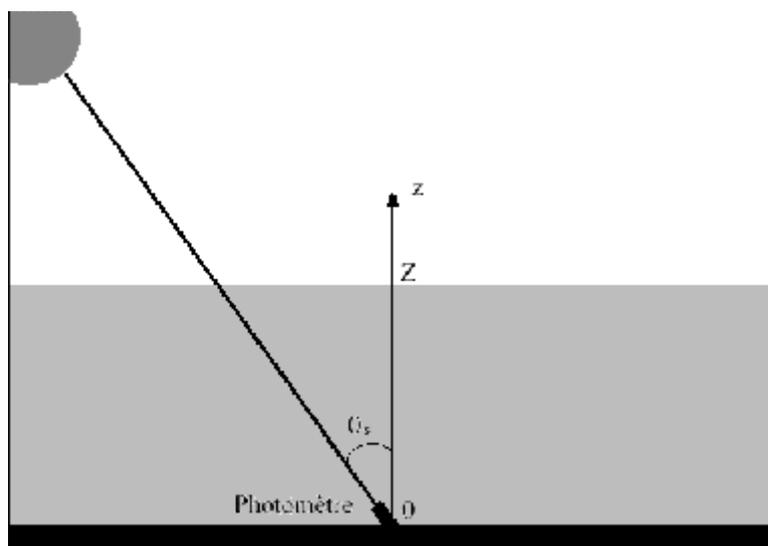


Figure II.10 Schéma simplifié de la géométrie de visée concernant les mesures photométriques depuis le sol.

La mesure faite depuis le sol par un photomètre visant directement le Soleil (Figure II.10) contient le terme prédominant du rayonnement solaire direct, auquel il faut ajouter un terme de rayonnement diffus (diffusions primaire et multiple). La luminance diffuse, très

faible par rapport à la luminance directe en atmosphère claire constitue un facteur correctif qui est négligé en pratique. Cela revient à négliger la fonction source (II.18) dans la deuxième équation du système (II.22). En conséquence, la luminance monochromatique descendante au sol décrite par l'équation (II.24) devient:

$$L_{\lambda}^{\downarrow}(\tau_{\lambda}, u, \varphi) = L_{\lambda}^{\downarrow}(0, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\tau_{\lambda}}{u}\right) \quad (\text{II.27})$$

Selon le principe de l'instrument, le signal délivré par le photomètre est proportionnel à la luminance incidente au détecteur. Conformément à l'équation (II.25), cette luminance incidente est égale à l'intégration de la luminance monochromatique (équation II.27) sur l'intervalle spectral utile de l'instrument. Si on tient compte du fait que cet intervalle est étroit et que τ_{λ} ne varie que peu sur cet intervalle, par l'intégration (II.25) nous retrouvons une quantité proportionnelle à la luminance monochromatique (II.27).

Ainsi, l'atténuation du rayonnement à travers l'atmosphère peut être exprimée par la relation:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot \exp[-m_{air} \cdot \tau(\lambda)] \quad (\text{II.28})$$

Où τ_{λ} est l'épaisseur optique totale de l'atmosphère.

La transmittance atmosphérique, égale à la fraction du rayonnement incident transmis à travers l'atmosphère, est représentée par le terme exponentiel de l'équation (II.28). Elle est donc fonction de l'épaisseur optique atmosphérique totale et de l'angle zénithal θ_s par l'intermédiaire de la masse d'air m_{air} . Celle-ci est égale à $(\cos\theta_s)^{-1}$ en première approximation, pour des angles inférieurs à 75° . Par contre, pour les grandes valeurs de θ_s on ajoute un terme correctif tenant compte de la sphéricité de la Terre [Kasten et Young, 1989] :

$$m_{air} = \frac{1}{\cos\theta_s + a \cdot (b - \theta_s)^{-c}} \quad (\text{II.29})$$

Où $a = 0,50572$, $b = 83,92005^\circ$, $c = 1,6364$.

$I_0(\lambda)$ représente le signal qui serait enregistré en l'absence de l'atmosphère. Pour l'évaluer, on doit d'abord déterminer la constante d'étalonnage $I'_0(\lambda)$ de l'instrument, par exemple par la méthode classique de Langley. Le résultat de cette procédure est ajusté avec un terme de correction C_{TS} dépendant de la distance Terre-Soleil :

$$I_0(\lambda) = \frac{I'_0(\lambda)}{C_{TS}(N_j)} \quad (\text{II.30})$$

Le terme de correction C_{TS} est fonction du moment de l'année (numéro du jour julien N_j) et du nombre de jours dans l'année N_{an} . Il est compris entre les valeurs extrêmes obtenues pour décembre (1,03) et juin (0,97). Sa formule de calcul est la suivante [Iqbal, 1983] :

$$C_{TS}(N_j) = C_0 + C_1 \cos \gamma + C_2 \sin \gamma + C_3 \cos(2\gamma) + C_4 \sin(2\gamma) \quad (\text{II.31})$$

Avec:

$$\gamma = 2\pi \frac{N_j - 1}{N_{an}} \quad (\text{II.32})$$

Et les constantes C_i reportées dans le tableau II.2.

Tableau II.2 Les coefficients pour le calcul de la correction de la distance Terre-Soleil [Iqbal, 1983]

C_0	C_1	C_2	C_3	C_4
1,00011	3,4211E-02	1,28E-03	7,19E-04	7,7E-05

Les phénomènes qui contribuent à l'atténuation du rayonnement solaire en atmosphère claire sont l'extinction due aux aérosols, la diffusion moléculaire (ou Rayleigh) et l'absorption gazeuse. Ainsi, l'épaisseur optique totale $\tau(\lambda)$ est la somme des termes caractérisant ces processus :

$$\tau(\lambda) = \tau_{aér}(\lambda) + \tau_{Ray}(\lambda) + \tau_{gaz}(\lambda) \quad (\text{II.33})$$

Les canaux du photomètre sont choisis autant que possible en dehors des bandes d'absorption gazeuse. Donc le terme $\tau_{gaz}(\lambda)$ est faible, mais pas toujours négligeable

selon le domaine spectral. Une valeur précise de l'épaisseur optique de diffusion moléculaire $\tau_{Ray}(\lambda)$ est obtenue à partir de la formule [Faizoun et al.1994] :

$$\tau_{Ray}(\lambda) = 0,00879 \cdot \lambda^{-4,09} \cdot \frac{p(M)}{p(0)} \quad (\text{II.34})$$

Dans cette formule la longueur d'onde λ est exprimée en μm , et $P(M)$ et $P(0)$ représentent respectivement la pression atmosphérique dans les conditions de la mesure et la pression atmosphérique standard au niveau de la mer.

Dans ces conditions, l'épaisseur optique déterminée à partir des mesures photométriques est :

$$\tau_{aér}(\lambda) = \frac{1}{m_{air}} \cdot \left[\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \right] - \tau_{Ray}(\lambda) - \tau_{gaz}(\lambda) \quad (\text{II.35})$$

Cette valeur de l'épaisseur optique mesurée englobe la totalité des aérosols dans la colonne atmosphérique, mais elle est généralement due en grande partie aux aérosols troposphériques concentrés dans les basses couches. C'est le cas de l'aérosol désertique, souvent localisé dans la basse troposphère. Les aérosols stratosphériques cessent d'être négligeables dans le cas des mesures faites dans des stations d'altitude, ou bien lorsque le contenu de ce type d'aérosol est important (cas des éruptions volcaniques importantes).

Chapitre III

Evolutions temporelles des
épaisseurs optiques,
et des distributions granulométriques
de l'aérosol à Oujda

Evolutions temporelles des épaisseurs optiques, et des distributions granulométriques de l'aérosol à Oujda

Introduction

L'épaisseur optique de l'aérosol (EOA ou τ_a) est un paramètre physique très important pour la caractérisation des aérosols, il représente l'atténuation optique totale induite par ces aérosols à une longueur d'onde donnée. L' EOA est un paramètre utile en modélisation climatologique ainsi que pour l'étude des polluants atmosphériques. Cependant il est essentiel pour procéder à des corrections atmosphériques sur les images de télédétection satellitaire. L'étude des EOA est particulièrement importante pour caractériser l'effet des aérosols sur le bilan radiatif de l'atmosphère [Hansen et al. 1990 ; Charlson et al. 1992].

L'observation périodique des EOA permet la détermination des propriétés optiques de l'aérosol, de son influence sur le bilan radiatif du globe, et l'amélioration des modèles de prédiction des changements climatiques.

Plusieurs techniques ont été développées pour mesurer l'évolution spatio-temporelle des EOA . Les mesures effectuées par un observateur éloigné de son objet d'étude sont groupées sous le terme générique de télédétection. L'observateur reçoit l'information en provenance de l'objet, transportée par l'intermédiaire d'ondes électromagnétiques. L'analyse appropriée de cette information pour en extraire les propriétés de l'objet relève des techniques de la télédétection. La télédétection active utilise des instruments qui émettent des ondes électromagnétiques et analysent la composante de ces ondes rétrodiffusées sur l'objet étudié. Les instruments utilisés dans ce domaine sont les RADARs (*Radio Detection and Ranging*) et les LIDARs (*Light Detection and Ranging*), qui couvrent un domaine spectral allant des micro-ondes au visible. L'onde émise est rétrodiffusée par les composantes atmosphériques : molécules, aérosols et nuages. Dans le cas des aérosols, l'analyse du signal rétrodiffusé permet d'obtenir la structure verticale des couches de particules, ainsi que leurs propriétés optiques.

Lorsque le rayonnement mesuré provient d'une source naturelle, il s'agit de la télédétection passive. La mesure de ce rayonnement est affectée, dans des proportions

variables, par les caractères absorbant, diffusant et émissif de la couche d'atmosphère traversée. Le domaine spectral est fonction des propriétés des sources naturelles de rayonnement. Ainsi, les observations basées sur l'éclairage du système Terre – atmosphère par la source solaire extérieure vont de l'ultraviolet jusqu'au proche infrarouge ($0,2-4 \mu m$). Le rayonnement émis par les divers éléments du système Terre–atmosphère (surface de la planète, nuages, aérosols, gaz atmosphériques) constitue l'objet des études de télédétection dans l'infrarouge thermique ($3-15 \mu m$). Les sunphotomètres sont les dispositifs les plus utilisés dans la télédétection passive.

Ces instruments peuvent être situés au sol ou bien implantés dans les avions ou les satellites. L'observation à partir du sol permet de faire des mesures à différents temps pour une surface. Par contre les mesures à partir de l'espace permettent de balayer de grandes surfaces terrestres dans une journée, mais avec un nombre très limité de mesures pour chaque location.

La mesure de l'intensité du rayonnement solaire pour des longueurs d'ondes précises, permet de déterminer non seulement l'*EOA* et la quantité des différents gaz mais aussi d'autres paramètres liés à ces *EOA*. Les propriétés microphysiques des particules peuvent être déduites à partir de l'analyse du spectre des épaisseurs optiques ou bien des coefficients d'Angström α et β .

L'épaisseur optique d'une atmosphère sans nuages dépend de la quantité des différents gaz optiquement actifs tels que l'ozone et la vapeur d'eau, et aussi des particules d'aérosols et de leurs propriétés microphysiques telles que la densité numérique intégrée verticalement et la distribution de taille de chaque type d'aérosol. L'étude des variations temporelles des *EOA* a une grande importance dans l'estimation des paramètres du forçage radiatif et aussi l'amélioration des modèles de circulations générales.

Dans ce chapitre, nous étudions l'évolution temporelle des *EOA* et des coefficients d'Angström α et β , ainsi que la distribution granulométrique des particules durant la période 2001-2004. Toutes ces mesures sont faites à la Faculté des Sciences d'Oujda ($34^{\circ}41'$ N, $1^{\circ}53'$ W, 580 m).

I Description du dispositif expérimentale

Le sunphotomètre est un dispositif qui permet de mesurer l'atténuation des radiations solaires causée par les particules des aérosols et les molécules gazeuses après leurs pénétrations dans l'atmosphère, cette atténuation est mesurée pour un nombre limité de longueurs d'ondes. Ces mesures permettent de calculer les épaisseurs optiques pour les aérosols et la quantité des différents gaz dans l'atmosphère, le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA) dispose d'un sunphotomètre de type SP2H (Dr. Schutz & Partner), le schéma de ce dispositif est donnée sur la figure III.1. L'utilisation du sunphotomètre pour des mesures de l'intensité du rayonnement solaire permet de calculer d'autre paramètres de l'aérosol atmosphérique tels que la distribution granulométrique par la méthode d'inversion, le coefficient d'Angström, la fonction de phase et le paramètre d'asymétrie.

I.1 Mode de fonctionnement du sunphotomètre

La version standard de ce type d'instruments possède 8 filtres dont les longueurs d'onde sont situées dans la gamme $0.35-1.1 \mu\text{m}$. Le sunphotomètre SP2H possède un autre filtre correspondant à une bande d'absorption de la vapeur d'eau proche de l'infrarouge située à la longueur d'onde $0,947 \mu\text{m}$. Les mesures effectuées dans cette bande peuvent être utilisées pour déterminer la quantité de vapeur d'eau précipitable dans l'atmosphère le long d'une colonne d'air d'un chemin optique (chapitre IV). Les caractéristiques du sunphotomètre SP2H sont résumées dans les tableaux II.1.a et b.



Figure III.1 Sunphotomètre SP2H

Tableau III.1.a Caractéristiques du SP2H

Nombre de filtres	9
Fenêtre	Quartz
Angle d'ouverture	1°
Longueur du tube	165 mm
Intervalle de température	-20°C → 40°C
Diamètre des filtres	13 mm

Tableau III.1.b Longueurs d'ondes du SP2H

Canal	Longueur d'onde μm	Largeur à mi-Hauteur μm
1	0.3685	0.0029
2	0.4124	0.0047
3	0.5017	0.0052
4	0.6090	0.0075
5	0.6720	0.0043
6	0.7757	0.0064
7	0.8598	0.0059
8	0.9474	0.0080
9	1.0234	0.0084

1.2 Mesures des Epaisseurs Optiques de l'Aérosol atmosphérique

L'épaisseur optique totale donnée par la résolution de l'équation du transfert radiatif pour une longueur d'onde est donnée par l'équation (II.35):

$$\tau_a(\lambda) = \frac{1}{m} \left[\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \right] - \tau_{Ray}(\lambda) - \tau_{gaz}(\lambda)$$

$I(\lambda)$ est l'irradiance mesurée par le sunphotomètre; $I_0(\lambda)$ intensité d'irradiation solaire extraterrestre (constante de calibration), m est la masse d'aire relative, $\tau_{Ray}(\lambda)$ épaisseur optique de Rayleigh due à la contribution des molécules donnée par l'équation (II.34). L'épaisseur optique due à l'absorption gazeuse est constituée principalement de la contribution de l'ozone, pour une concentration d'ozone de 300 unités Dobson. Les épaisseurs optiques de l'ozone sont exprimées dans le tableau III.2 :

Tableau III.2 Les contributions de Rayleigh et d'Ozone dans l'épaisseur optique totale

λ (μm)	0.368	0.412	0.501	0.609	0.672	0.775	0.859	1.023
$\tau_{Ray}(\lambda)$	0.4910	0.3098	0.1390	0.0629	0.0420	0.0233	0.0153	0.0075
$\tau_{O_3}(\lambda)$	0	0	0.0091	0.0345	0.0111	0	0	0

1.3 Bilan d'erreur sur les Epaisseurs optiques de l'aérosol

La précision avec laquelle les épaisseurs optiques de l'aérosol sont déterminées, dépend des différentes longueurs d'onde utilisées et des largeurs des bandes à mi-hauteur. Si l'épaisseur optique totale est mesurée pour des longueurs d'ondes où il y a une forte absorption sélective, l'erreur sur les mesures devient plus importante [King et al., 1980]. Considérons que les erreurs sur la transmittance gazeuse dans les différentes bandes du sunphotomètre et sur la masse d'air sont négligeables, les erreurs sur les EOA sont [Faizoun et al. 1996]:

1- Erreurs de mesure $\left[\frac{\delta I(\lambda)}{I(\lambda)} \right]$: Les erreurs dues à l'observation, et le faux alignement du sunphotomètre vers le soleil affectent les mesures photométriques. L'erreur de mesure peut être estimée par l'erreur sur l'extrapolation utilisée pour le calcul de la constante solaire. Cette méthode donne une estimation des erreurs pour chaque bande en moyenne de 3%.

2- Erreur systématique $\left[\frac{\delta I_0(\lambda)}{I_0(\lambda)} \right]$: L'erreur sur l'estimation de la constante solaire impliquera des erreurs sur les *EOA* retrouvées. Si la valeur de la constante solaire estimée est plus grande (petite) que sa valeur réelle, les valeurs des *EOA* seront aussi grandes (petites) que leurs valeurs exactes. A partir de la déviation standard σ de la constante solaire estimée, nous calculons l'estimation de l'erreur sur la constante solaire. L'erreur systématique dépend de l'élévation solaire: elle est faible pour des grandes élévations solaires et grandes pour les faibles élévations.

Remarque : *L'erreur causée par la diffusion du rayonnement solaire à l'intérieur du tube du sunphotomètre est négligeable dans le cas où l'angle d'ouverture est inférieur à 3° [King et al., 1980], alors que dans le cas de notre sunphotomètre l'angle d'ouverture est 1°.*

Le tableau III.3 donne les résultats des différentes contributions à l'erreur pour chaque longueur d'onde, sachant que l'erreur systématique est toujours supérieure à celle due à l'observation. L'erreur sur les *EOA* dépend plus de l'estimation de la constante de calibration que de l'observation, pour cette raison il est préférable de calibrer périodiquement le sunphotomètre. Alcantara-Ruiz et al. [2004] ont suggéré de calibrer le SPM chaque fois avant les mesures alors que Holben et al. [2001] propose 6 mois entre deux calibrations. Dans notre étude nous avons calibré notre sunphotomètre au début de chaque saison pour réduire l'effet du changement de la constante solaire.

Tableau III.3: Bilan d'erreur sur les *EOA*

$\lambda(\mu\text{m})$	0.368	0.412	0.501	0.609	0.672	0.775	0.859	1.023
$\frac{\delta I_0(\lambda)}{I_0(\lambda)}$	0,094	0,099	0,091	0,089	0,074	0,077	0,097	0,149
$\frac{\delta I(\lambda)}{I(\lambda)}$	0,034	0,036	0,036	0,030	0,028	0,024	0,028	0,029

1.4 Coefficients d'Angström α et β

Le coefficient de turbidité d'Angstrom β , représente l'épaisseur optique de la longueur d'onde $1 \mu m$. Pour une longueur d'onde différente de $1 \mu m$, l'*EOA* est reliée à ce coefficient par :

$$\tau_a(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (\text{III.1})$$

Le coefficient β varie dans l'intervalle 0 à 0.5, c'est un indice qui représente la quantité de l'aérosol présente dans l'atmosphère dans une direction verticale (charge atmosphérique), dans certains cas le coefficient β peut dépasser la valeur 0.5 pour une atmosphère très chargée. Le coefficient α dépend de la distribution des tailles des particules de l'aérosol. Le coefficient α varie entre 4 et 0, quand les particules de l'aérosol sont très petites, de l'ordre des molécules de l'air, α se rapproche de la valeur 4, et il se rapproche de 0 pour des grosses particules. La limite supérieure du coefficient α correspond au comportement spectral de l'épaisseur optique d'atténuation associée aux particules beaucoup plus petites que la longueur d'onde telles que les molécules gazeuses de l'atmosphère (diffusion de Rayleigh). La limite inférieure correspond au cas où la taille des particules est hautement supérieure à la longueur d'onde. Les microgouttelettes d'eau contenues dans les nuages correspondent à cette condition, dans ce cas, toutes les longueurs d'ondes visibles sont diffusées de la même façon.

Le comportement spectral de l'*EOA* peut donc être décrit à l'aide du coefficient d'Angström α par :

$$\alpha = - \frac{\text{Ln} \left[\frac{\tau_a(\lambda_i)}{\tau_a(\lambda_j)} \right]}{\text{Ln} \left(\frac{\lambda_i}{\lambda_j} \right)} \quad (\text{III.2})$$

Ici, $\tau_a(\lambda_i)$ et $\tau_a(\lambda_j)$ sont respectivement les mesures de l'épaisseur optique réalisées aux longueurs d'ondes λ_i et λ_j . Le coefficient d'Angström, comme l'épaisseur optique à deux longueurs d'ondes, peut donc être considéré comme un indicateur de la taille moyenne de la distribution de taille des aérosols.

La loi d'Angström permet à la fois de nous informer sur la distribution de taille des aérosols, fournie par la valeur de α , et sur la concentration de ceux-ci donnée par la valeur du coefficient β .

1.5 Erreurs sur le coefficient d'Angström α

L'erreur sur le coefficient α est donnée par:

$$\delta\alpha = \frac{\delta\tau_i/\tau_i + \delta\tau_j/\tau_j}{\text{Log}(\lambda_i) - \text{Log}(\lambda_j)} \quad (\text{III.3})$$

Cette équation montre que l'erreur sur le coefficient α dépend d'une part de l'épaisseur optique de l'aérosol et d'autre part de la longueur d'onde utilisée pour le calculer. Le coefficient α estimé est moins exacte pour des faibles valeurs des *EOA*, et la précision de α augmente quand la différence entre les longueurs d'onde utilisées, pour mesurer α augmente. Cela signifie que l'erreur sur l'estimation du coefficient α est grande et que seulement la moyenne de α a une signification réelle.

1.6 Détermination de la constante solaire

Il existe plusieurs méthodes de calcul de la constante de calibration. Dans cette étude nous avons utilisés deux méthodes de calibration du sunphotomètre, la première méthode est la méthode de Langley [*Cheng et al., 1999*]. Cette méthode est la plus utilisée pour la calibration des filtres de mesure des *EOA*, elle consiste à tracer le logarithme de l'intensité du rayonnement solaire mesuré $\text{Log}(I(\lambda))$ pour chaque longueur d'onde en fonction de la masse d'air relative m , puis faire une extrapolation de toutes les valeurs mesurées à $m=0$. L'extrapolation se fait à l'aide de la méthode des moindres carrés. La deuxième méthode utilisée c'est la méthode modifiée de Langley [*Schmid et al. 1995; Faizoun et al., 1994; Shiobara et al., 1996*], dans cette méthode il y a une correction introduite causée par l'absorption gazeuse. Cette méthode sera appliquée à la calibration du filtre correspondant à l'absorption par la vapeur d'eau (Chapitre IV).

La méthode de Langley utilisée pour la calibration des filtres des épaisseurs optiques de l'aérosol est présentée en détail et appliquée par plusieurs auteurs [*Tanaka, 1986; Faizoun et*

al., 1996; Shiobara et al., 1996; El Amraoui, 2001]. Les résultats de notre calibration sont présentés dans le tableau III.4.

Les fluctuations spatiales et temporelles dans l'atmosphère peuvent causer une non-linearité de la méthode de Langley et aussi la non validité de cette méthode. La qualité de calibration dépend fortement de la clarté et la propreté de l'atmosphère lorsque la méthode de Langley est utilisée [*Dani et al., 2003*]. Pour cette raison, nous avons choisi des journées bien stables et claires pour effectuer les mesures de calibration. Les campagnes d'inter-calibration montrent une large différence dans les calculs des propriétés optiques de l'aérosol atmosphérique lorsque la calibration est mal faite [*Halthor et al., 1990*].

Tableau III.4 Constantes solaires estimées pour des jours "stables", I_0 constante de calibration normalisée, σ déviation standard et N nombre d'observation.

Filtre (μm)	0.368	0.412	0.501	0.609	0.672	0.775	0.859	1.023
I_0	14,61	72,62	124,59	433,75	257,38	276,11	311,32	127,46
σ	0,411	2,582	2,799	8,464	5,694	13,677	13,067	1,680
N	43	55	62	37	55	46	55	57

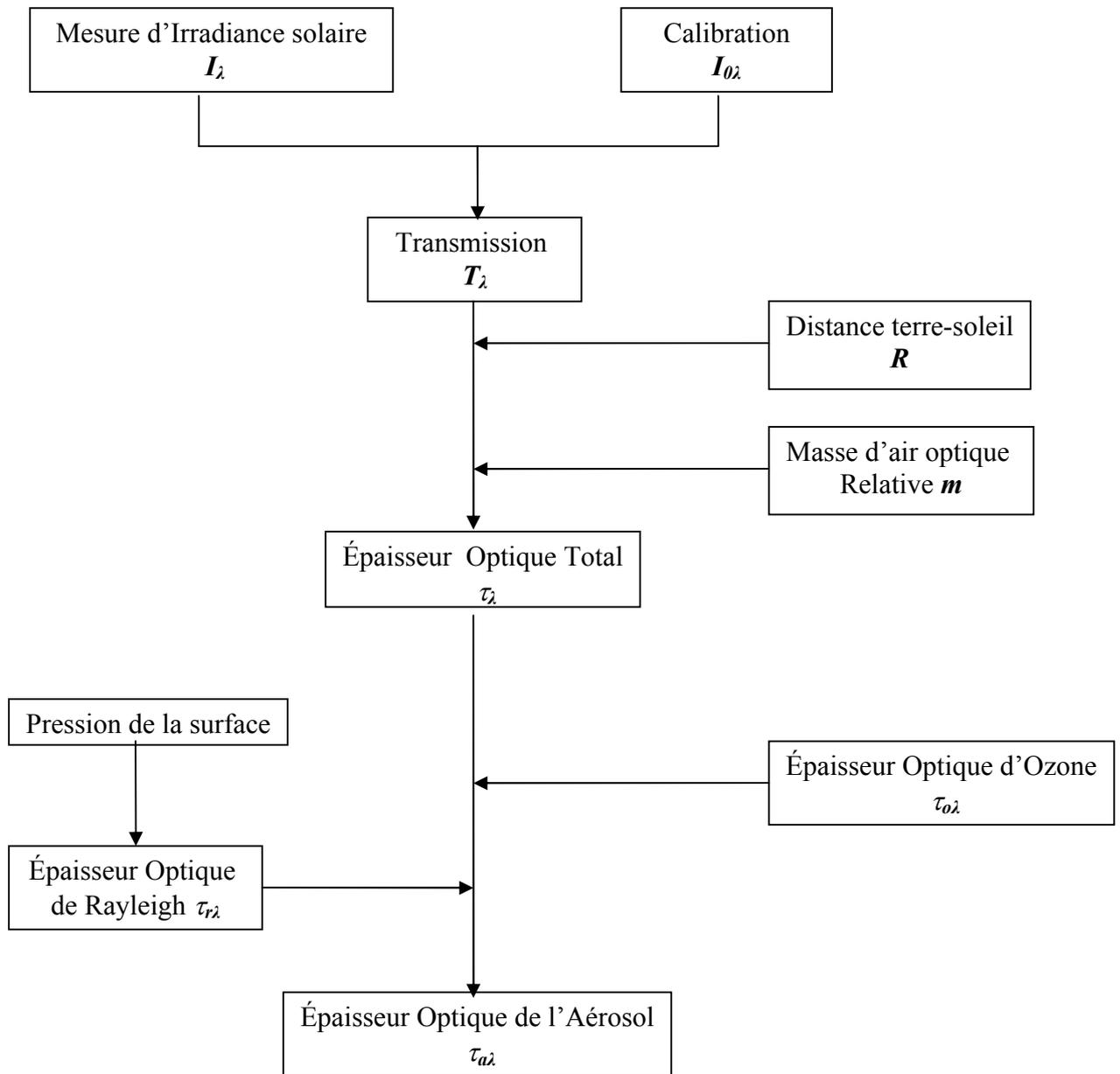


Figure III.2 Diagramme de calcul des *EOA* à partir des mesures d'irradiance solaire

II Variations des EOA et des coefficients d'Angström

II.1 Variations des EOA

II.1.1 Variations journalières

L'étude de l'évolution journalière des *EOA* nous permet d'analyser les changements dans le type de l'aérosol entre le matin et l'après midi, et aussi de sa concentration. Sur la figure III.3 nous avons présenté l'évolution journalière des *EOA* pour différents jours de l'année 2001. Les *EOA* ne montrent pas des variations significatives durant une journée, des faibles écarts sont observés entre le matin et l'après midi. Le 05.02.2001 on observe un écart maximal de l'ordre de 0.1 enregistré pour la longueur d'onde 0.368 μm , pour d'autres journées les *EOA* sont presque constants durant toute la journée. Les *EOA* mesurées sont différentes pour les différentes longueurs d'ondes. Une convergence des *EOA* de toutes les longueurs d'ondes est observée vers une valeur au coucher du soleil. Les faibles écarts observés entre le matin et l'après midi sont causés par l'évolution journalière de la couche limite atmosphérique, due à l'augmentation de la température et la diminution de l'humidité relative. Pour des régions urbaines, Devara et al. [1996] ont observés que les *EOA* enregistrent des faibles valeurs durant le matin et l'après midi, et des valeurs maximales vers midi. Ces variations sont causées par l'augmentation de la production de l'aérosol anthropique.

Les figures III.4.1 à III.4.3 montrent un échantillon des variations spectrales des *EOA* en fonction des longueurs d'ondes pour la période 2002-2004. Les *EOA* présentent une dépendance presque linéaire en fonction de la longueur d'onde. Des grandes valeurs des *EOA* sont observées pendant les jours d'été et du printemps (exemple 02.07.2002; 13.06.2003) avec des valeurs qui atteignent presque 1, cette remarque reste valable pour toutes les longueurs d'ondes. Durant ces saisons les *EOA* sont toujours supérieures à 0.1. Durant les jours d'hiver et d'automne les *EOA* enregistrent des minimums qui peuvent atteindre 0.01 (10.12.2002). Pour ce type de jour le ciel est caractérisé par une couleur bleu profond, par contre le jour du 13.06.2003 se distinguait par un ciel rouge-jaune. Les variations des *EOA* présentent une forte dépendance spectrale sauf pour des cas particuliers dans lesquels il y a une grande présence des particules d'origine désertique.

Des résultats similaires sont obtenus dans des régions où il y'a une dominance de l'aérosol désertique. Holben et al. [2001] ont obtenu par les sunphotomètres du réseau

AERONET au Bahrain (26°19'N, 50°30'W), des valeurs moyennes maximales des *EOA* durant l'été de l'ordre de 0.48 et aussi à Bermuda (32°22'N, 64°41'W) avec 0.24, et d'Almeida [1986] à Agdez et Gao (16°19'N, 0°30'W) avec des valeurs moyennes des *EOA* durant la saison humide supérieures à 0.6. Bergin et al. [2000] ont observé pour des régions continentales affectées par l'aérosol urbain ces mêmes variations avec des valeurs des *EOA* variant entre 0.05 en novembre et 0.43 pour des jours d'été.

Les journées particulières du 13.06.2003 et 02.07.2002 où les *EOA* sont très élevées ne dépendent pas des longueurs d'ondes, mais elles sont caractérisées par un vent très fort (11 m/s) d'origine du Sud (180°). Ce sont des journées qui représentent bien l'aérosol désertique (Figure III.5).

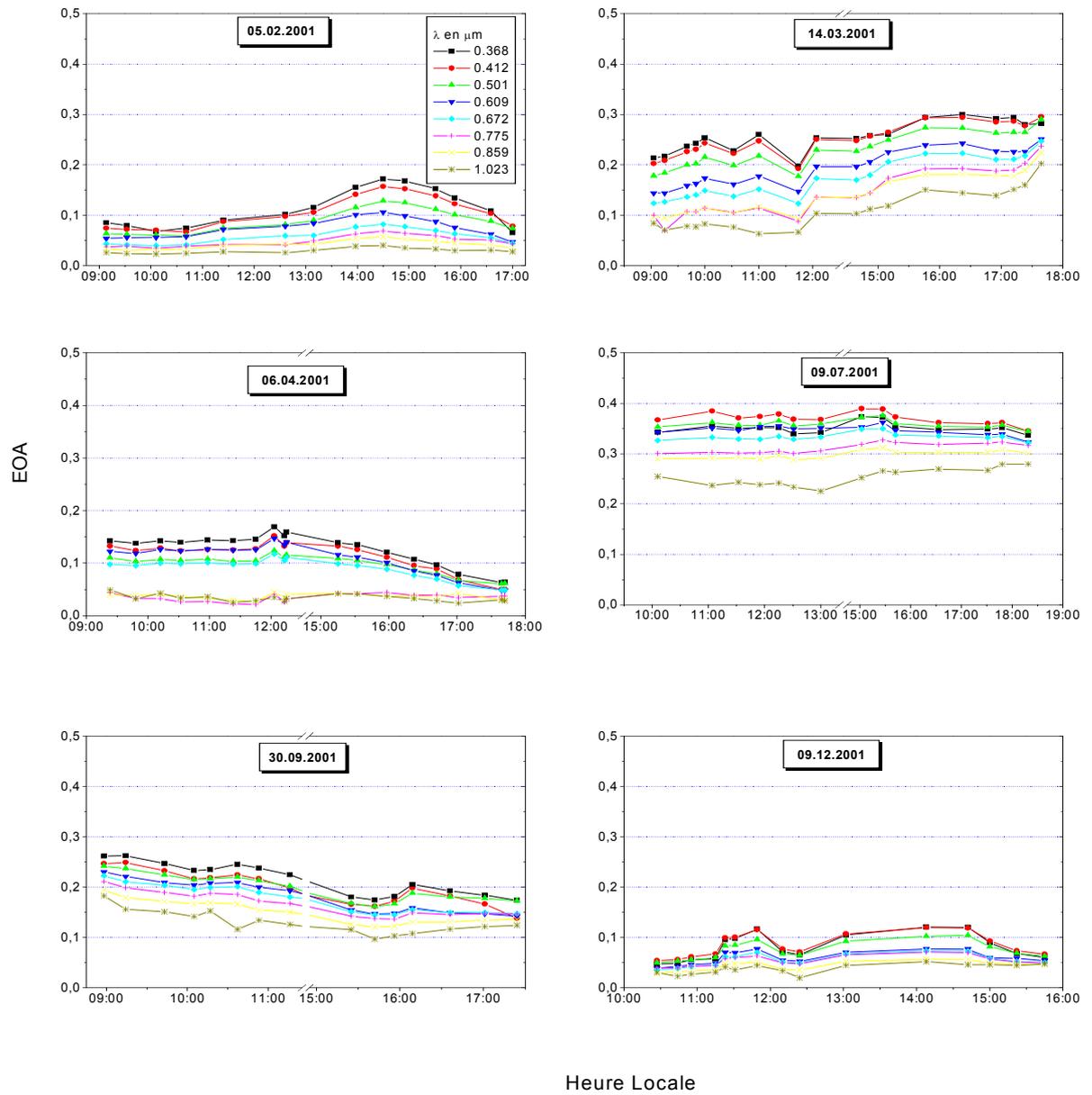


Figure III.3 Variations des EOA durant une journée de 2001

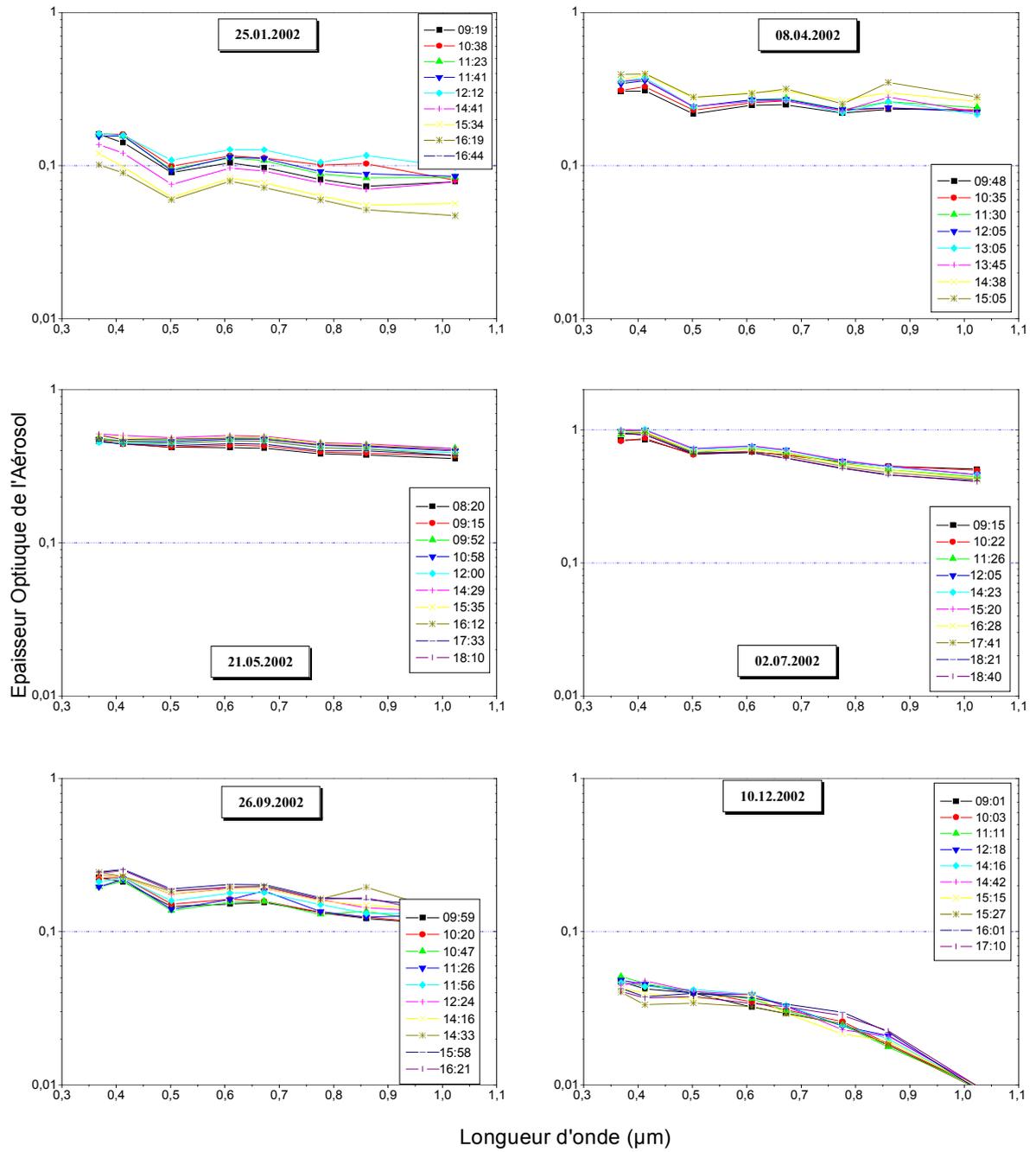


Figure III.4.1 Variations spectrales des *EOA* durant une journée 2002

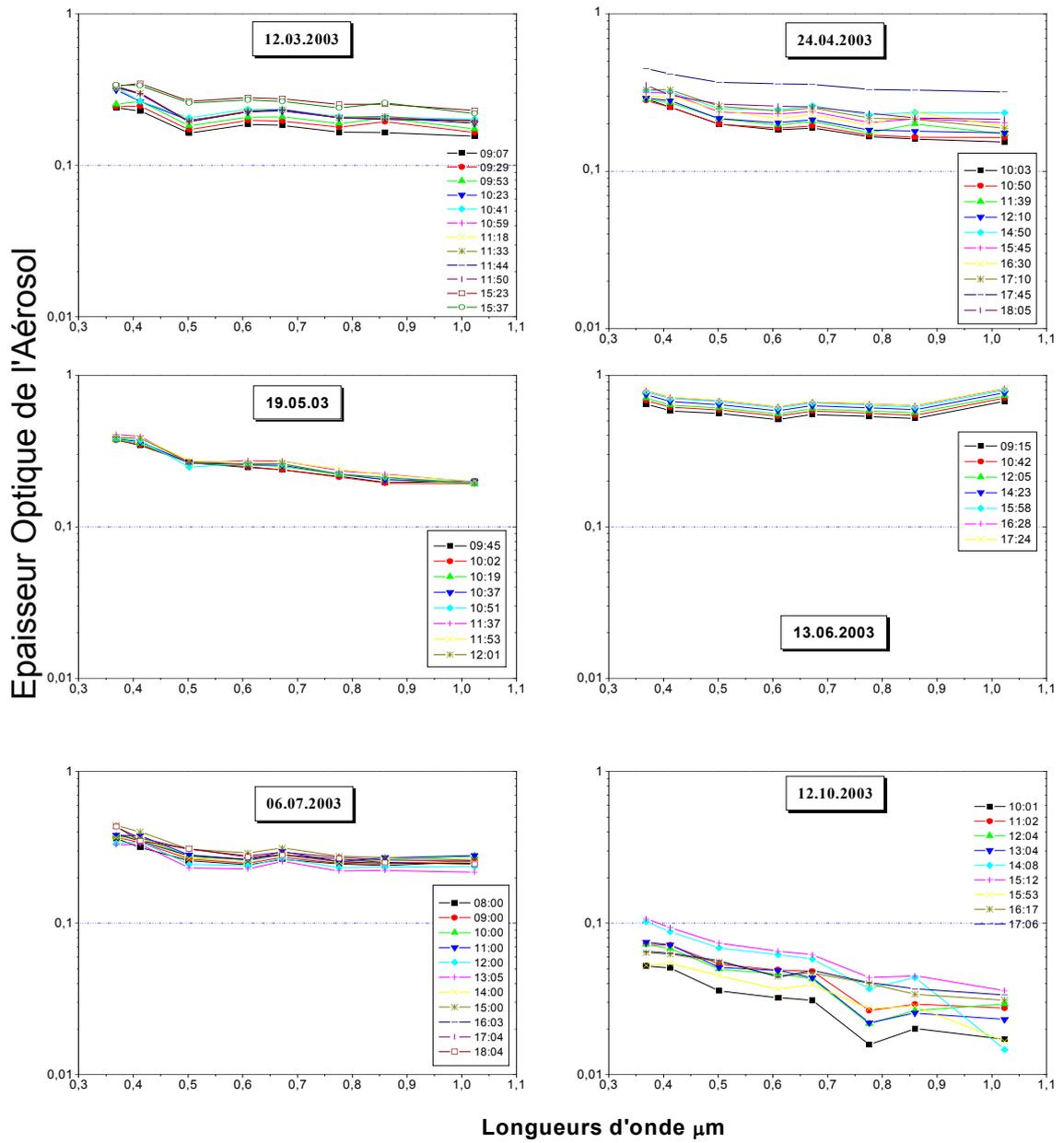


Figure III.4.2 Variations spectrales des *EOA* durant une journée 2003

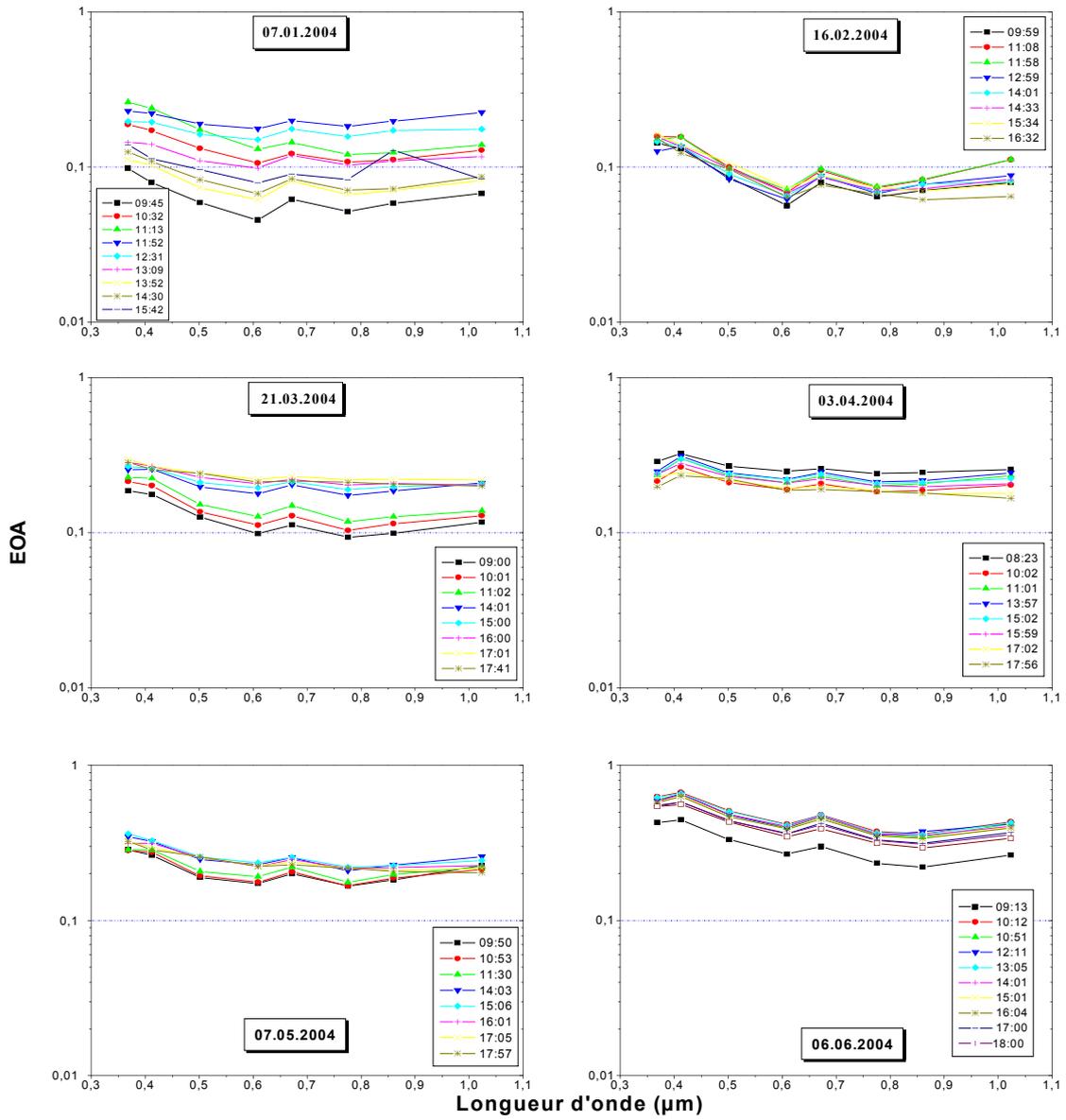


Figure III.4.3 Variations spectrales des *EOA* pour des jours de 2004

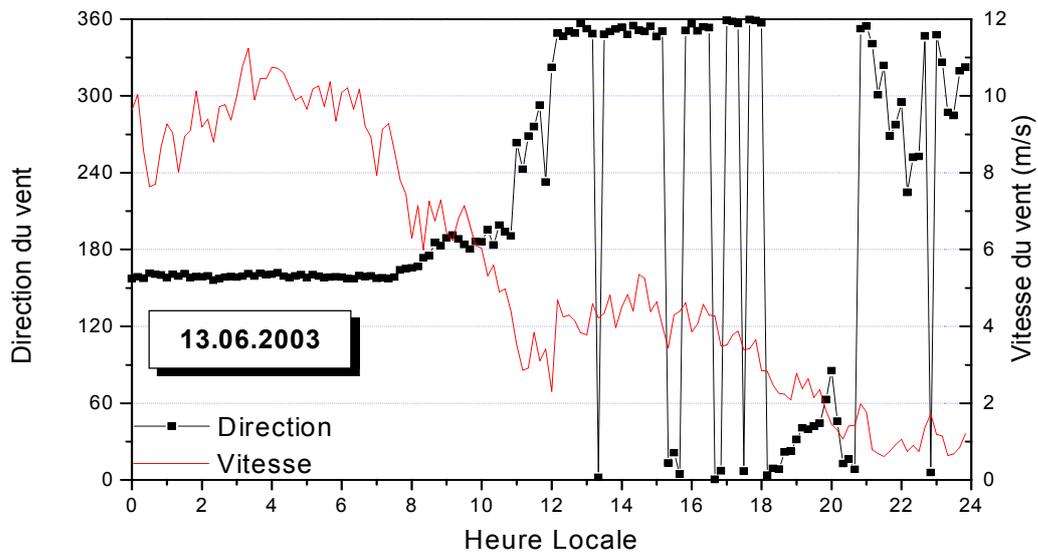


Figure III.5 Direction et vitesse du vent pour une journée caractérisée par l'aérosol désertique à Oujda.

II.1.2 Fréquences des EOA

Plus de 80% des valeurs moyennes journalières des EOA sont situées dans l'intervalle 0.05-0.35 pour les différentes longueurs d'onde (Fig. III.6). La valeur maximale que peut atteindre les EOA est 1 avec une fréquence qui dépasse rarement 1%. Les grandes valeurs sont observées après les tempêtes de sable que connaît de temps en temps la région d'Oujda. Les valeurs des EOA situées dans la gamme 0.4 - 0.8 ont des fréquences comprises entre 8 et 15 %. Pour la gamme 0.85 - 1 les fréquences varient de 5.4 % pour la longueur d'onde 0.368 μm à 0.024 % pour 0.609 μm .

II.1.3 Variations mensuelles

Sur les figures III.7.a, b et c nous avons présenté les variations des moyennes mensuelles des EOA pour 2001 et 2002-2003. Les valeurs des EOA enregistrent des grandes valeurs durant le printemps et l'été avec des grands écarts entre les différentes longueurs d'ondes. Les valeurs maximales sont de l'ordre de 0.6 en juin 2001, 0.5 en mai 2002, ces valeurs sont enregistrées pour la longueur d'onde 0.368 μm . Au cours de juillet 2003, on observe des maximums presque égaux pour toutes les longueurs d'ondes. Durant l'année 2003 de grands écarts entre différentes longueurs d'ondes sont enregistrés en mars. Lorsque l'aérosol est dominé par les grosses particules, les EOA ne dépendent pas des longueurs

d'ondes car elles sont absorbées et diffusées de la même manière. En 2003 le nombre de fois que la région d'Oujda a été affectée par les poussières d'origine saharienne dépasse 9 fois entre janvier et juillet, alors que la moyenne est de 4 à 5 fois par an [El Amraoui, 2001]. Généralement, on constate une variabilité relativement faible entre les différentes années.

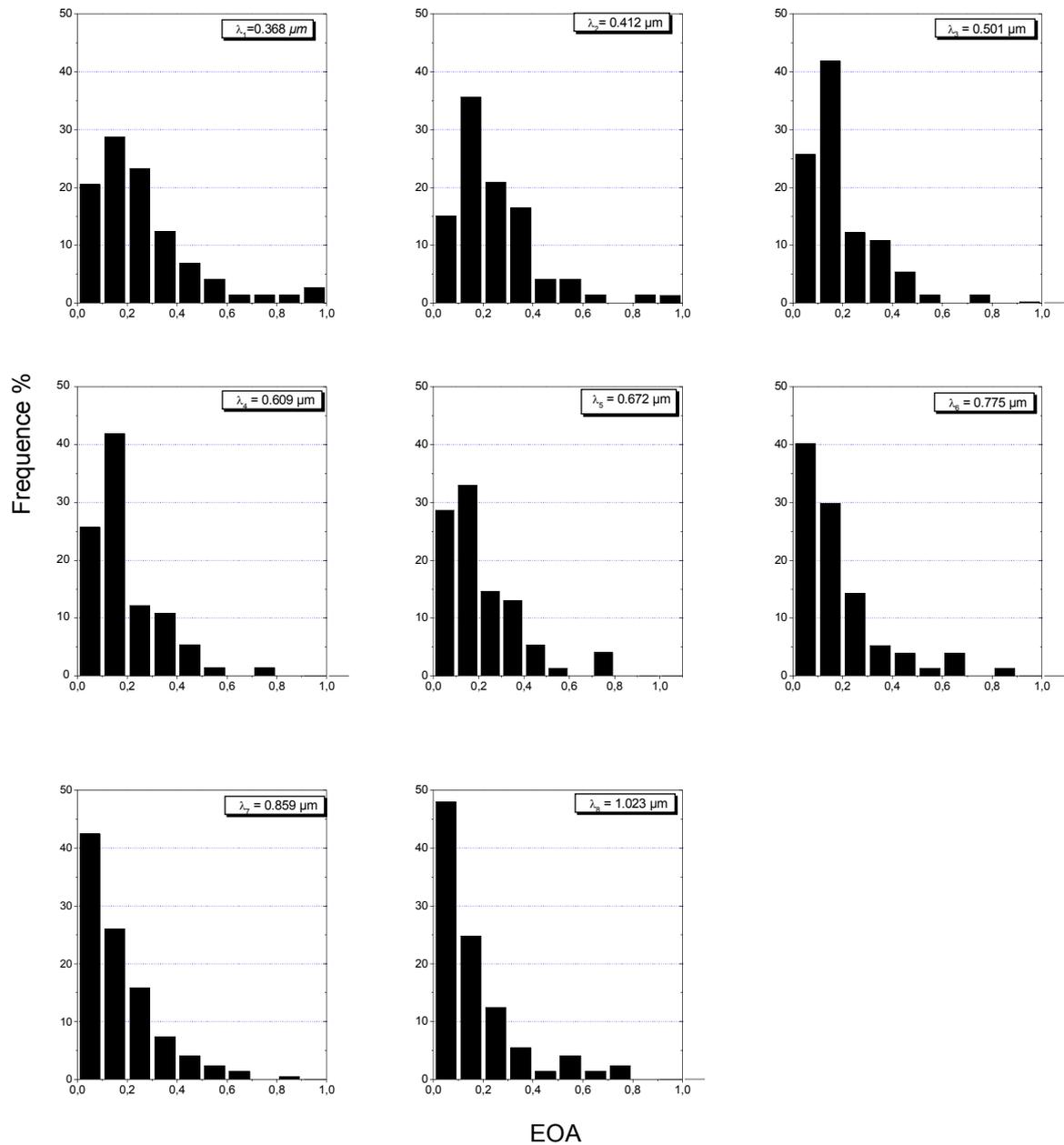


Figure III.6 Fréquence d'occurrences des EOA

Les minimums des moyennes mensuelles des *EOA* sont observés durant l'automne et l'hiver, avec 0.02 en novembre 2001 pour la longueur d'onde 0.412 μm et 0.07 pour la longueur d'onde 0.859 μm , et en décembre 2002 avec 0.05 pour toutes les longueurs d'ondes. En 2003 les minimums sont toujours supérieurs à la valeur 0.2. Les écarts sont faibles entre les différentes longueurs d'ondes durant cette période.

A Oujda on peut diviser l'année en deux périodes :

- La première s'étale de mars à septembre avec des valeurs élevées des *EOA*, et des écarts importants entre les moyennes mensuelles des *EOA* enregistrées pour les différentes longueurs d'onde.
- La deuxième période d'octobre jusqu'à février avec des faibles valeurs des *EOA* et un faible écart entre les longueurs d'ondes.

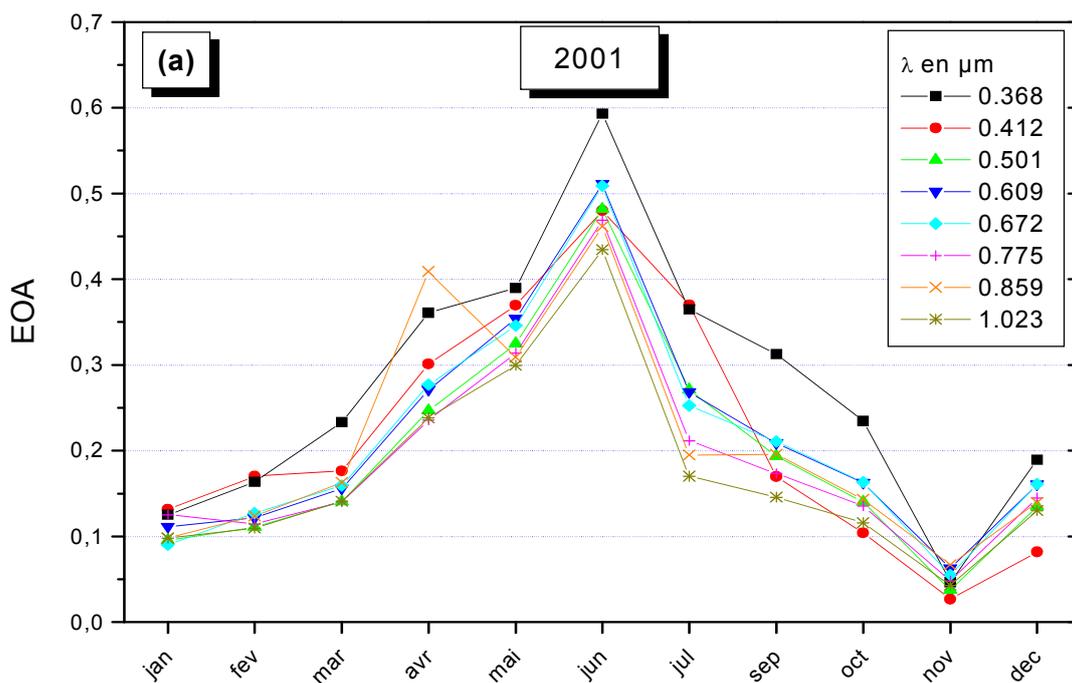


Figure III.7.a Moyennes mensuelles des *EOA* pour 2001 (a)

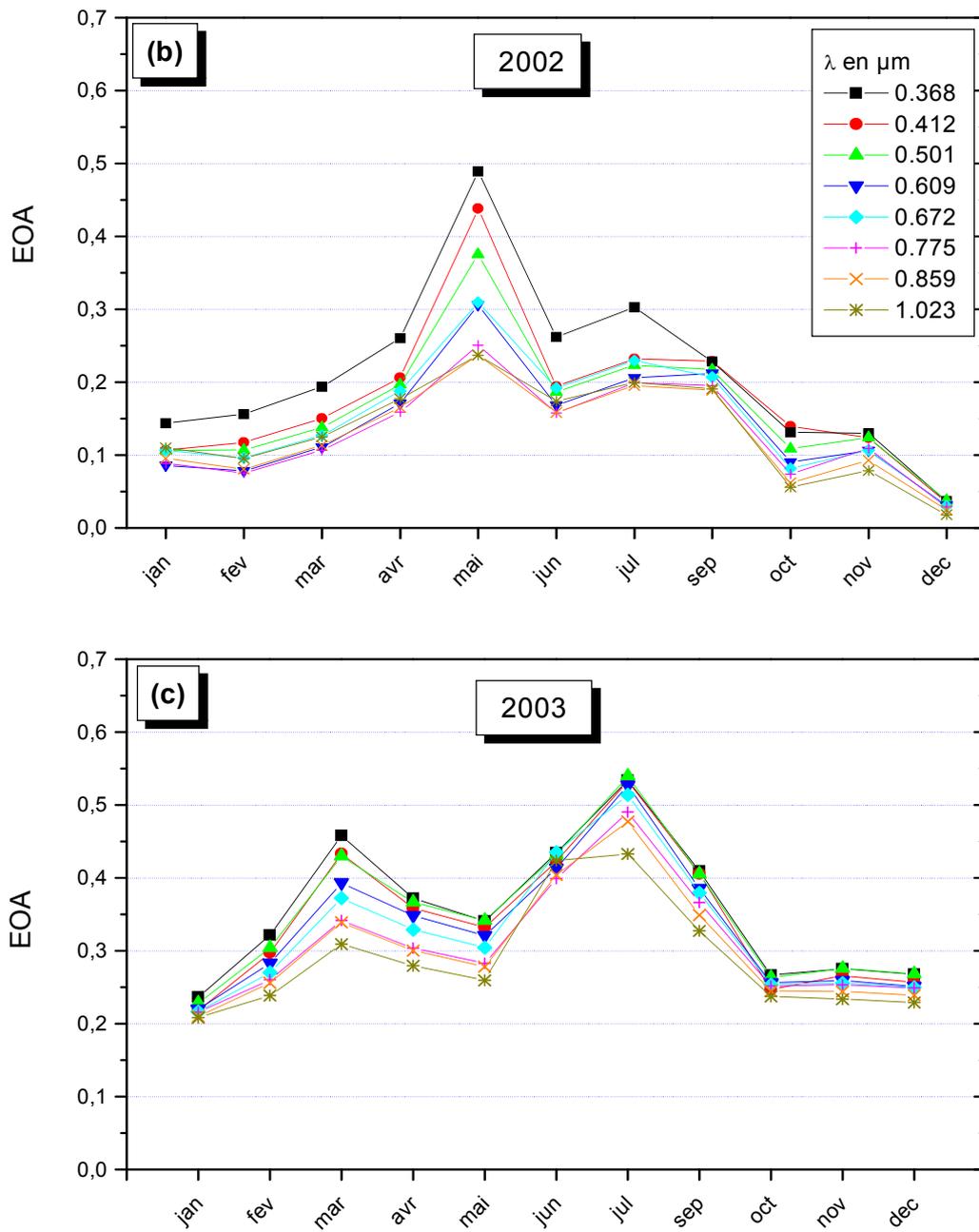


Figure III.7 Moyennes mensuelles des EOA pour 2002 (b) et 2003 (c).

II.2 Variation des coefficients d'Angström α et β

Le coefficient d'Angström α est utilisé pour obtenir des informations sur la taille des particules qui constituent l'aérosol. Les valeurs de α sont proches de 2 dans le cas d'aérosol constitué de particules submicroniques, alors que α tend vers 0 pour des aérosols dominés par des particules d'origine maritime et sahariennes.

Sur les figures de III.8.1 à III.8.4 nous avons présenté l'évolution des moyennes mensuelles des coefficients α et β sur la période 2001-2004. Les valeurs moyennes mensuelles du coefficient α sont situées dans l'intervalle 0.25 - 1.6, elles présentent des minimums durant l'été avec des valeurs entre 0.25 enregistré en juillet 2003 et 0.55 en juillet 2002, les déviations standards durant cette période sont faibles, durant cette période l'aérosol était dominé par les grosses particules d'origine sahariennes. Les maximums du coefficient α sont observés entre décembre et février (1.6 en janvier 2003 et 1.5 en décembre 2002), les déviations standards sont faibles, durant cette période l'aérosol atmosphérique était dominé par les fines particules. De grandes valeurs des déviations standards sont enregistrées en avril-mai 2002 et juin 2003, ceci implique une grande diversité dans la taille des particules de l'aérosol durant cette période.

Le coefficient de turbidité d'Angström β a une variation similaire mais opposée a celle du coefficient α , des maximums sont enregistrés durant la période avril – Septembre avec des valeurs de 0.2 en juillet 2001 et 2002, et 0.27 en juillet 2003, avec des déviations standards très variables, durant cette période l'atmosphère de la région d'Oujda est très chargée. En juillet 2001, la déviation standard est faible ce qui est expliqué par la continuité de la charge atmosphérique durant tout ce mois. A partir d'octobre et jusqu'à février on observe une diminution des valeurs de β . Durant cette période l'atmosphère à Oujda était claire. Les variations de β coïncident avec les variations des *EOA*.

Les valeurs enregistrées des coefficients d'Angstrom α et β entre 2001 et 2004 présentent presque les mêmes variations, ce qui indique que les caractéristiques de l'aérosol atmosphérique de la région d'Oujda n'ont pas changée durant cette période.

Les faibles précipitations durant la saison d'été réduisent le processus de déposition humide, ce qui cause une accumulation des particules de l'aérosol et ainsi une augmentation de la charge atmosphérique (croissance de β), et par conséquent l'augmentation des *EOA*. Sous l'influence de l'humidité et de la vapeur d'eau, les petites particules s'agglomèrent pour

donner des grosses particules. Durant cette période d'été la poussière minérale arrive de la direction sud avec des particules de grande taille. Ces deux phénomènes sont à l'origine des faibles valeurs de α durant l'été et le printemps. En Outre, les vents qui soufflent proche de la surface terrestre apportent beaucoup de matière particulaire, Phénomène observé par *Browell et al.* [1990] dans le bassin de l'amazone caractérisé par les faibles précipitations et par une influence de la poussière désertique provenant de l'ouest de l'Afrique durant l'été. *Dubovik et al.*, [2002], ont montré que le coefficient d'Angström pouvait être nul dans le cas de particules désertiques et océaniques au dessus du golfe persique entre 1998 et 2000 ou même négatif au dessus des Iles du Cap Vert entre 1993 et 2000.

Dans le tableau III.5 nous avons présenté les résultats des moyennes des *EOA* et le coefficient α pour les différentes longueurs d'ondes pour la période 2001-2004, ainsi que les déviations standards. Les *EOA* dépendent fortement des tailles des particules qui constituent l'aérosol. Les valeurs élevées de α , indiquent la présence de petites particules dans l'atmosphère. Au contraire, les faibles valeurs de α , associées à de grandes *EOA*, révèlent la présence de grosses particules d'origine désertique (Juin et juillet). Les variations du coefficient α et des *EOA* sont similaires a celles trouvées par Tanré et al. [2003] durant leur campagne de mesure SHADE au Cap Vert entre 1994 et 1999 avec des moyennes mensuelles des *EOA* variant entre 0.22 en octobre et avril, et les maximums enregistrés en juin et juillet avec 0.62. Le coefficient d'Angström α enregistre des minimums en été avec des valeurs inférieures à 0.2, et des maximums entre décembre et mars. Ces valeurs sont représentatives de l'aérosol désertique.

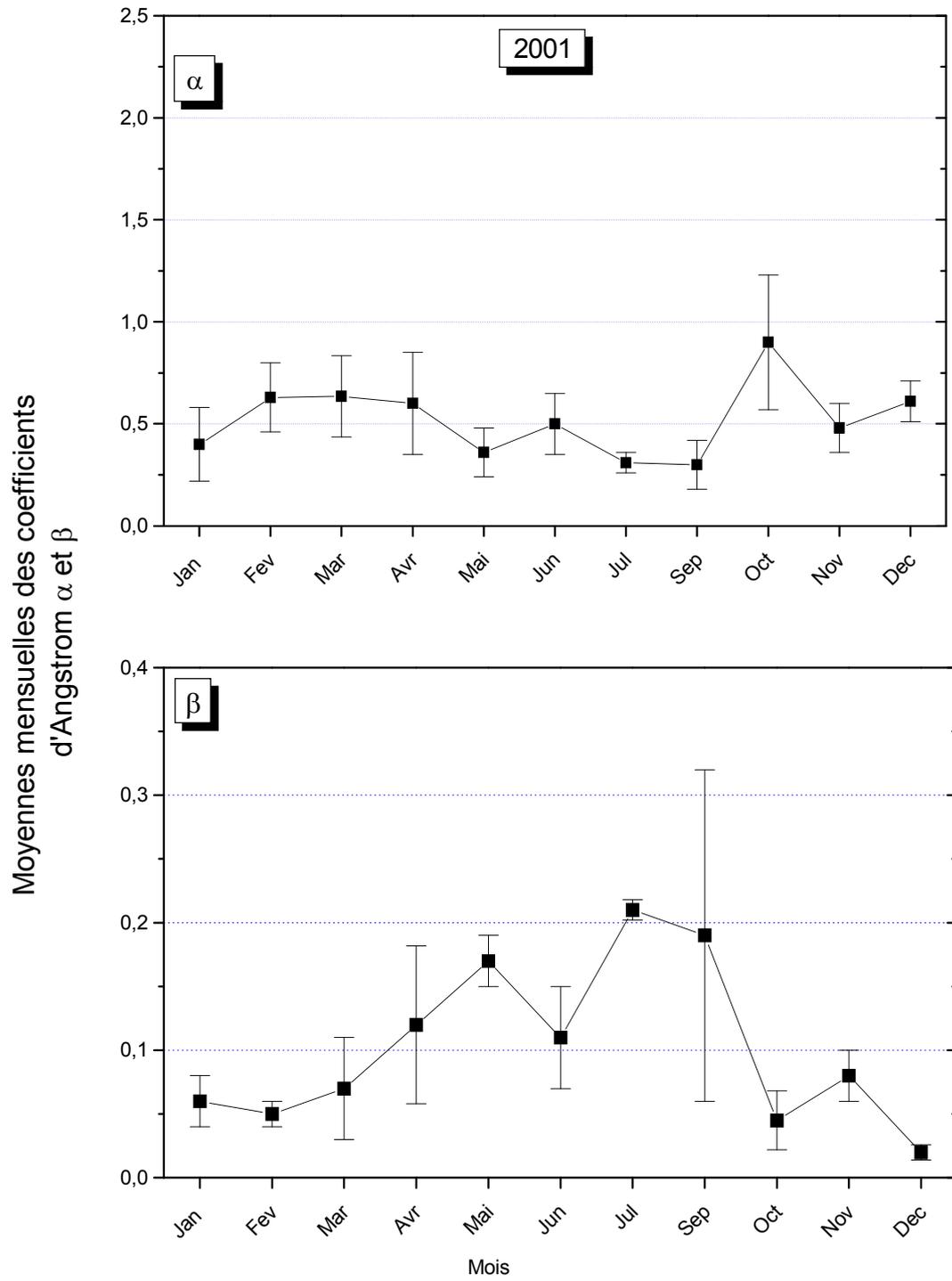


Figure III.8.1 Evolution mensuelle des coefficients d'Angström en 2001

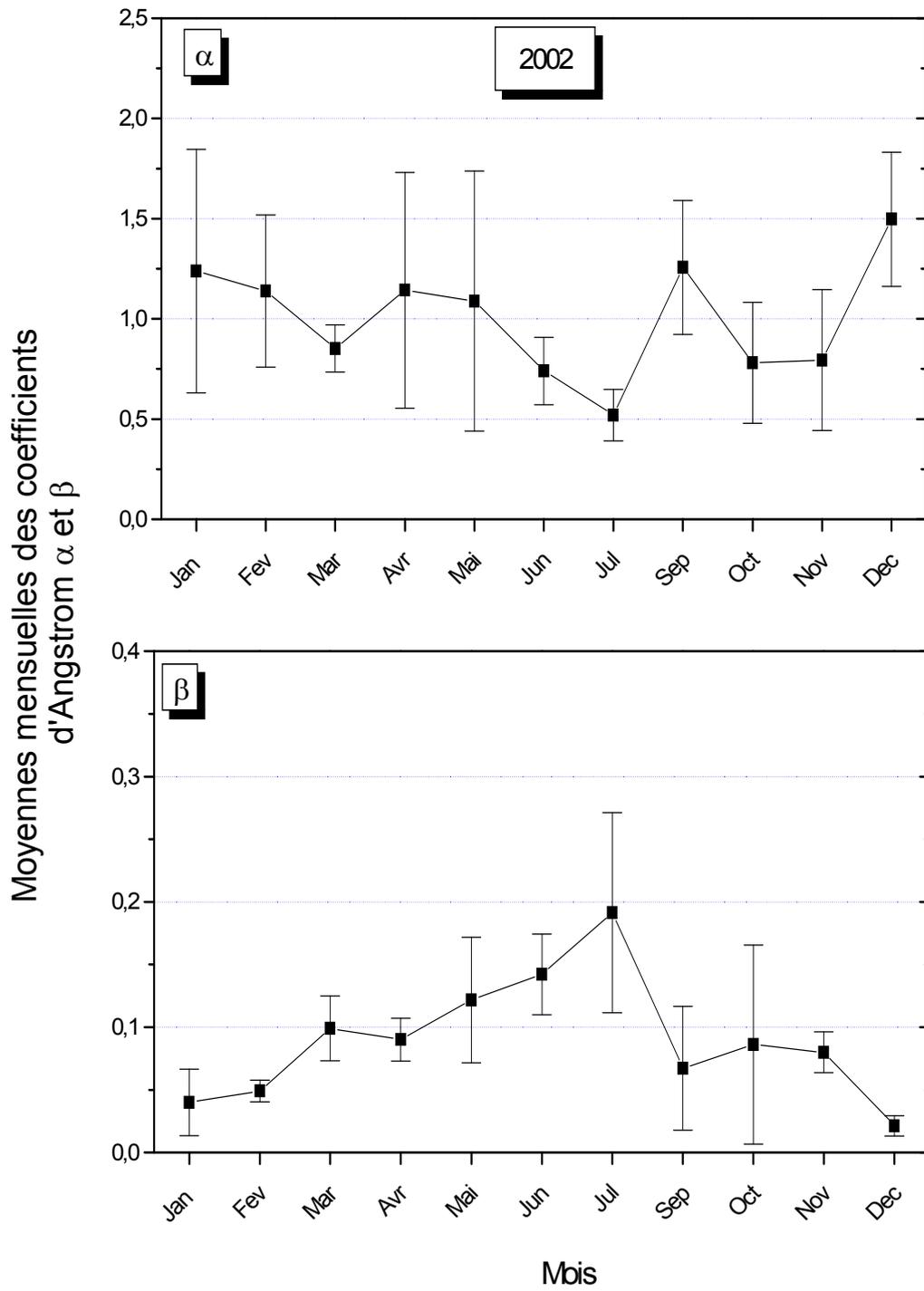


Figure III.8.2 Evolution mensuelle des coefficients d'Angström en 2002

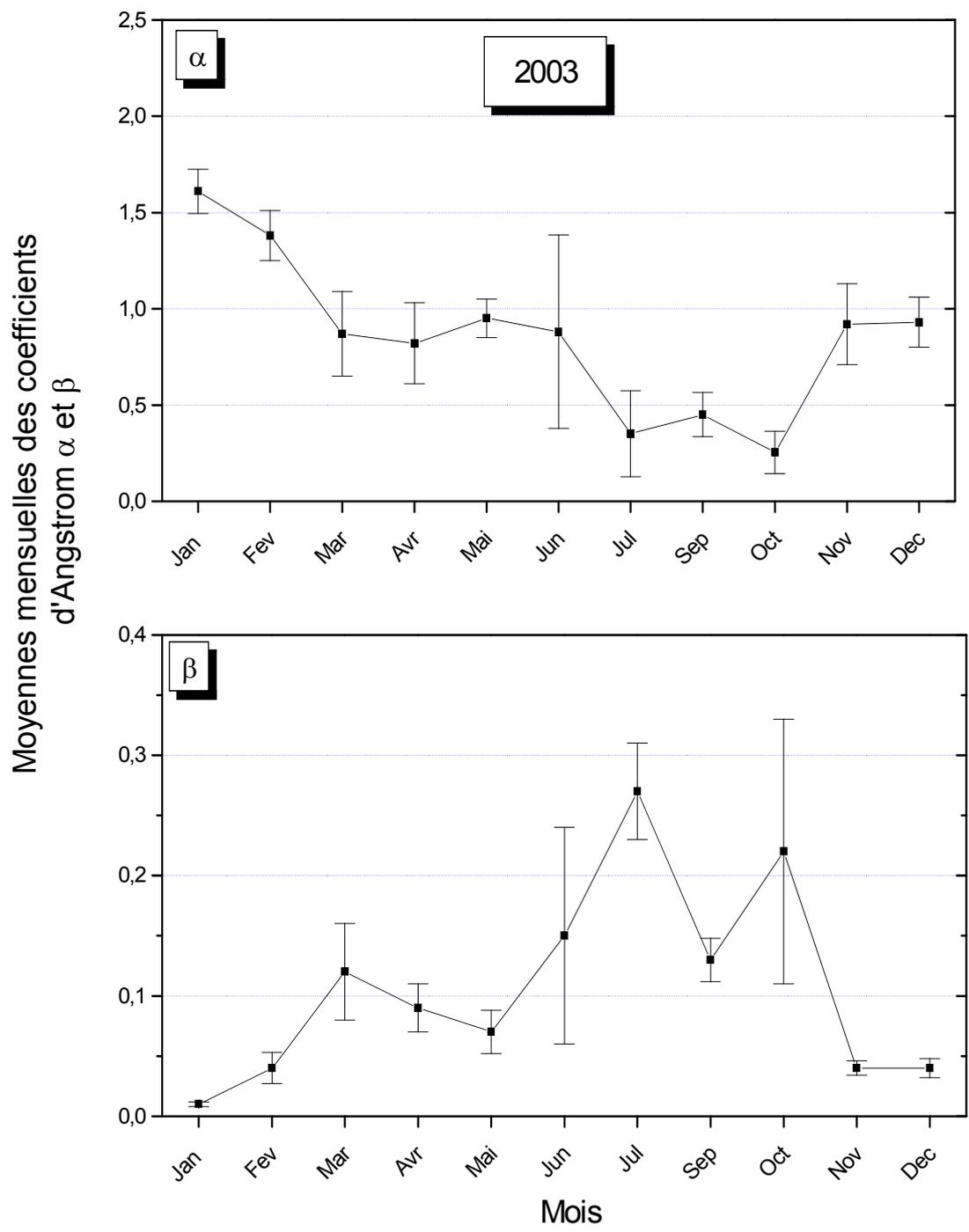


Figure III.8.3 Evolution mensuelle des coefficients d'Angström en 2003

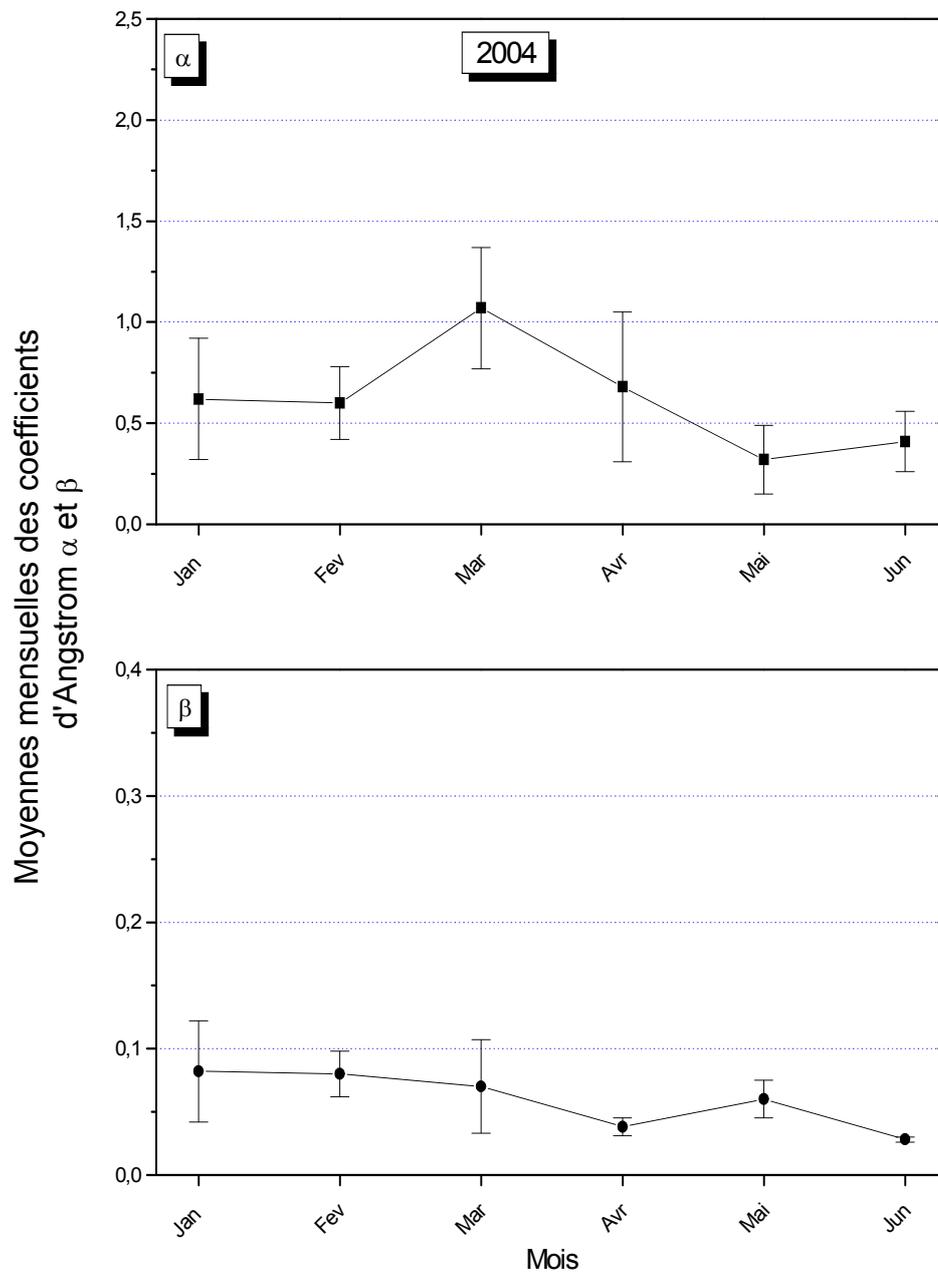


Figure III.8.4: Evolution mensuelle des coefficients d'Angström 2004

		$\lambda_1=0.368$	$\lambda_2=0.412$	$\lambda_3=0.501$	$\lambda_4=0.609$	$\lambda_5=0.672$	$\lambda_6=0.775$	$\lambda_7=0.859$	$\lambda_8=1.023$									
	Nbre des jours	$\bar{\alpha}$	σ_α	$\bar{\tau}_\alpha$	σ_{τ_α}	$\bar{\sigma}_\alpha$	σ_{σ_α}	$\bar{\tau}_\sigma$	σ_σ	$\bar{\tau}_\sigma$	σ_σ	$\bar{\tau}_\sigma$	σ_σ					
Janvier	12	1,09 ± 0,51	0,093	0,040	0,102	0,046	0,079	0,030	0,072	0,038	0,070	0,039	0,074	0,046	0,064	0,041	0,064	0,048
Février	13	1,06 ± 0,31	0,126	0,031	0,135	0,030	0,103	0,009	0,089	0,022	0,092	0,026	0,080	0,024	0,079	0,032	0,071	0,037
Mars	15	0,83 ± 0,16	0,195	0,046	0,221	0,027	0,172	0,043	0,156	0,034	0,157	0,020	0,132	0,017	0,139	0,020	0,119	0,018
Avril	21	0,99 ± 0,45	0,202	0,071	0,233	0,101	0,177	0,062	0,173	0,07	0,169	0,084	0,131	0,088	0,177	0,164	0,132	0,094
Mai	15	0,87 ± 0,55	0,315	0,127	0,332	0,143	0,268	0,103	0,250	0,103	0,236	0,112	0,186	0,115	0,181	0,111	0,171	0,116
Juin	17	0,61 ± 0,18	0,303	0,128	0,361	0,144	0,289	0,125	0,287	0,144	0,291	0,134	0,245	0,131	0,254	0,121	0,254	0,104
Juillet	19	0,40 ± 0,09	0,304	0,060	0,326	0,041	0,270	0,056	0,263	0,061	0,261	0,045	0,220	0,051	0,222	0,040	0,207	0,026
Septembre	10	0,65 ± 0,42	0,226	0,044	0,264	0,051	0,213	0,034	0,204	0,030	0,200	0,048	0,172	0,047	0,173	0,052	0,16	0,057
Octobre	15	0,70 ± 0,30	0,103	0,036	0,135	0,072	0,102	0,038	0,098	0,046	0,099	0,051	0,087	0,040	0,085	0,048	0,078	0,048
Novembre	8	0,81 ± 0,24	0,087	0,046	0,104	0,050	0,093	0,045	0,085	0,036	0,087	0,048	0,082	0,043	0,081	0,047	0,072	0,057
Décembre	7	1,05 ± 0,37	0,075	0,027	0,106	0,060	0,088	0,040	0,083	0,053	0,086	0,057	0,079	0,05	0,075	0,055	0,07	0,06

Tableau III.5: Moyennes mensuelles du coefficient de turbidité d'Argstrom, des EOA et des déviations standards entre 2001 et 2004.

II.3 Variations des EOA en fonction des paramètres météorologiques

Le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère LPA dispose depuis février 1996 grâce à un don de coopération de l'Institut de Physique de l'atmosphère IPA de l'université de Mainz (Allemagne) d'une station météorologique climatique automatisée implantée à la faculté des sciences d'Oujda. Cette station météorologique permet la mesure de la pression, la température, l'humidité relative, la direction et la vitesse du vent et les irradiances globales et diffuses effectuées toutes les cinq secondes et le stockage des valeurs moyennes toutes les dix minutes.

Dans cette partie nous déterminons les différentes influences des paramètres météorologiques (Température, Humidité Relative (HR), Direction et Vitesse du Vent) sur l'évolution des EOA pour la longueur d'onde caractéristique $0.501 \mu m$.

Sur la figure III.9.a nous avons présenté les EOA en fonction de la température moyenne journalière. L'augmentation de la température implique une faible augmentation des EOA. Le fit linéaire selon l'équation III.4 nous permet de distinguer que la température a une faible influence sur les EOA (la pente est 0.012). L'humidité relative a un effet inverse de celui de la température (pente = -0.003), l'augmentation de l'HR indique une diminution des EOA (figure III.9.b). L'HR affecte d'autres longueurs d'ondes qui concerne l'absorption par la vapeur d'eau.

La vitesse et la direction du vent a un grand effet sur les EOA (Figure III.9.c et d), l'augmentation de la vitesse du vent implique une augmentation visible (pente du fit linéaire est 0.064), les EOA dépassent la valeurs de 0.4 lorsque la vitesse du vent est supérieur à 3 m/s. Les grandes valeurs des EOA sont toujours enregistrées lorsque la direction du vent est située dans l'intervalle $150 - 250^\circ$, ce qui veut dire que la direction est du sud vers le nord. Les valeurs des EOA augmentent surtout lorsque la vitesse du vent est grande et le vent souffle du sud vers le nord. (Figure des vitesse et direction 13.06.2003)

$$\tau_{0.501} = A + B * Param\grave{e}tre \quad (III.4)$$

Tableau III.6 Caractéristiques du fit linéaire

	Température (°C)	Humidité (%)	Vitesse du vent (m/s)
A	$-0,039 \pm 0,026$	$0,358 \pm 0,038$	$0,034 \pm 0,022$
B	$0,012 \pm 0,001$	$-0,003 \pm 6,12E-4$	$0,064 \pm 0,009$

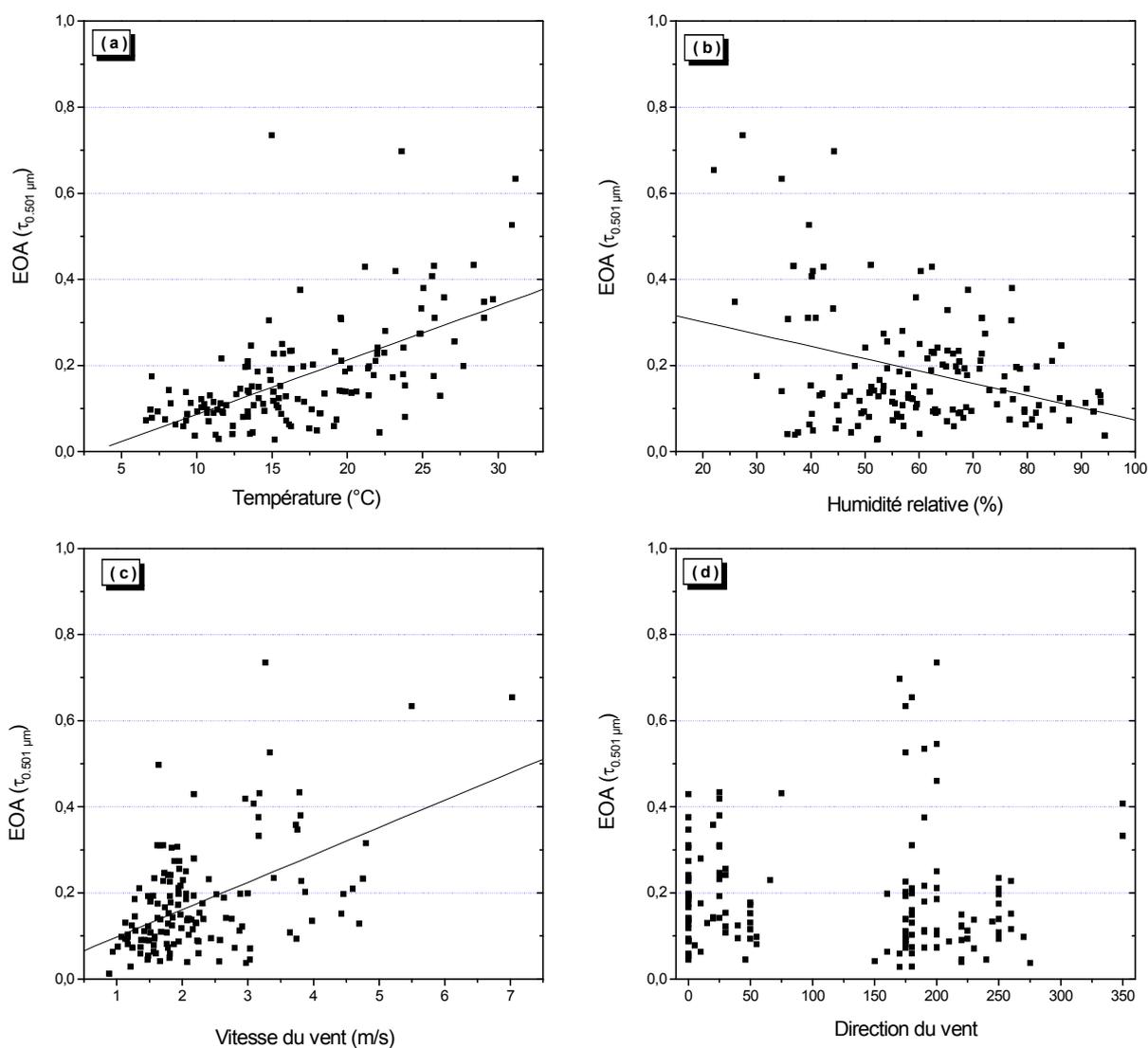


Figure III.9 Epaisseur optique à 0.5 μm en fonction de Température (a), Humidité relative (b), vitesse du vent (c) et direction du vent (d).

III Evolution des distributions de l'aérosol atmosphérique

III.1 Distribution d'une population d'aérosols

On caractérise une population de particules, par sa distribution numérique (ou massique) en taille. Celle-ci donne, le nombre (ou la masse) de particules qui ont un rayon r appartenant à dr . Cette distribution présente la plupart du temps un ou plusieurs modes. Le mode correspondant à des particules dont le rayon est inférieur à $0,05 \mu m$ est appelé mode fin. Ce sont de très petites particules, notamment par rapport aux longueurs d'onde des rayonnements solaires et thermiques. Optiquement peu actives, on néglige souvent leur impact radiatif. Entre $0,05$ et $1 \mu m$ se trouve le mode accumulation. Enfin, les particules d'un diamètre supérieur à $1 \mu m$ appartiennent au mode grosses particules. Ces dernières sont appelées aérosols primaires, de formes très variées. Une distribution en taille observable près d'une source d'aérosol est souvent monomodale. Lorsque le temps de résidence dans l'atmosphère augmente, ou que deux sources locales produisent des aérosols différents, la distribution en taille devient bimodale, parfois trimodale, avec deux modes grossiers par exemple.

Mathématiquement, la loi log-normale permet de bien représenter une population couvrant une large gamme de taille. La variation du nombre de particules n en fonction du logarithme népérien du rayon r s'écrit alors :

$$n(r) = \frac{dN}{d \ln(r)} = \frac{n_0}{\sigma_0 \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln r_0)^2}{2\sigma_0^2} \right]$$

Où $n(r)$ est le nombre de particules dont le logarithme népérien du rayon est compris entre $\ln r$ et $\ln r + d \ln r$, r_0 est le rayon modal, σ_0 l'écart type du logarithme népérien du rayon (la largeur de la distribution) et n_0 est le nombre de particules se trouvant dans le mode considéré. Une distribution multi-modale sera décrite par une somme de log-normales.

La distribution des tailles des particules de l'aérosol atmosphérique peut être obtenue à partir des mesures des *EOA* en résolvant un problème d'inversion qui se présente sous forme d'une équation de Fredholm de première espèce :

$$\tau_a(\lambda) = \int_0^{\infty} \pi \cdot r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m) n(r) dr$$

Où $Q_{ext}(\lambda, r, m)$ est l'efficacité d'extinction pour une particule de rayon r et d'indice de réfraction m , illuminée par un rayonnement caractérisé par la longueur d'onde λ . $Q_{ext}(\lambda, r, m)$ est déterminée à l'aide de la théorie de Mie. $n(r)$ représente la distribution de taille des particules qu'on cherche à calculer.

Plusieurs méthodes numériques d'inversion existent [Twomey, 1963; King et al., 1978 ; Nakajima et al., 1983, 1996]. Dans cette étude, nous avons utilisé le code de calcul CLEOPATRE écrit et développé au LPA par Diouri et Sanda [1997], ce code est basé sur une méthode de calcul itérative non linéaire.

III.2 Distribution de l'aérosol atmosphérique

Les figures III.10.1 et II.10.2 représentent un échantillon des distributions calculées à partir des *EOA* à l'aide du programme CLEOPATRE pour 2002 et 2003.

L'aérosol atmosphérique à Oujda est constitué de trois types : maritime, continentale et désertique [Diouri et al., 1998; El Amraoui, 2001]. Les distributions des tailles des particules de l'aérosol sont caractérisées par 3 modes situés au voisinage de 0.2, 1 et 2 μm respectivement. La distribution granulométrique de l'aérosol atmosphérique présente une variété de type d'aérosol (21.05.2002 et 10.10.2003), il existe des jours où la distribution est presque constante (15.03.2003). La distribution présente une constance durant toute la journée pour les particules de rayon inférieur à 0.8 μm , pour des particules qui ont des rayons supérieurs on observe des écarts entre les distributions durant la journée.

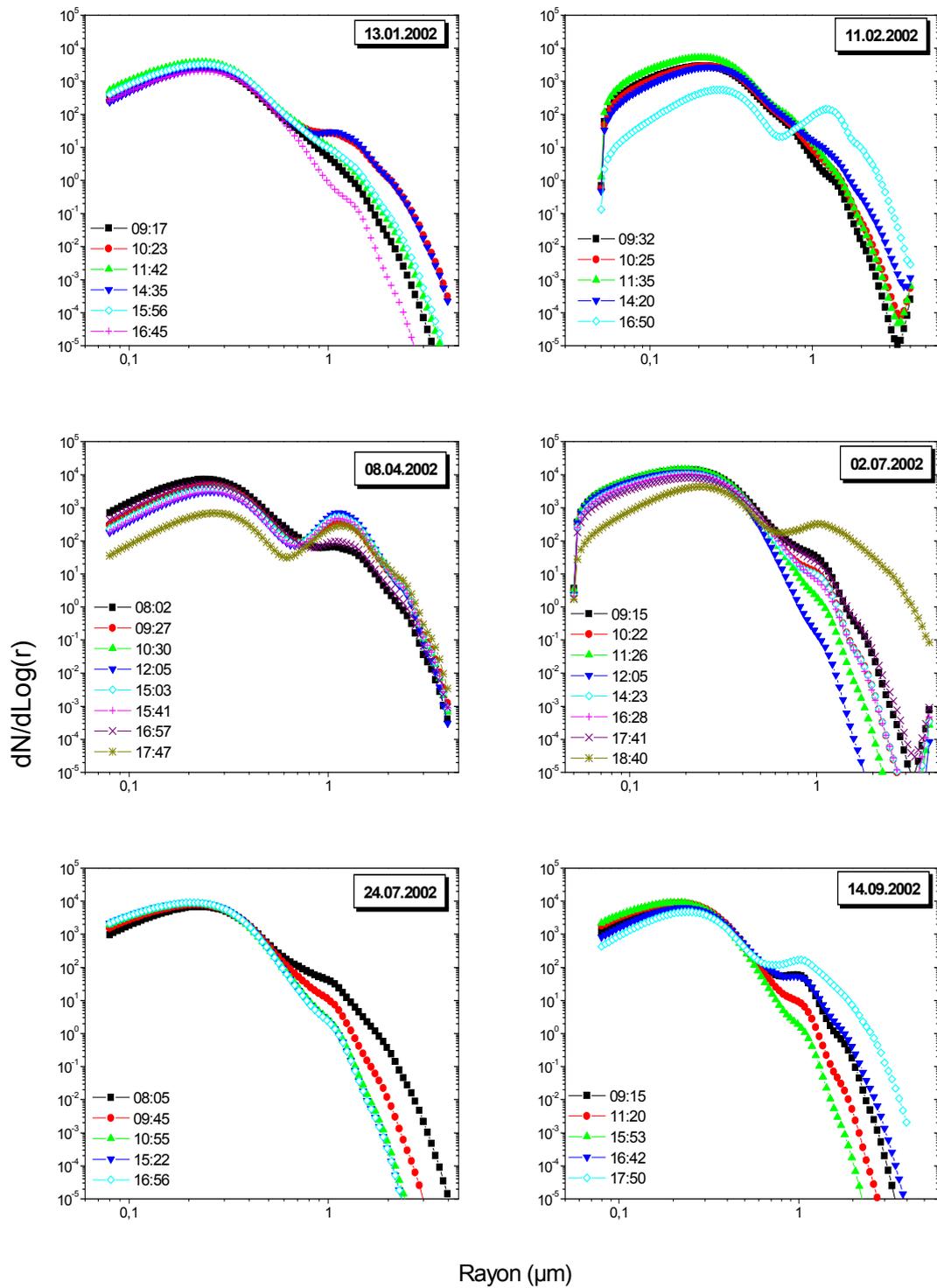


Figure III.10.1 Evolution journalière des distributions granulométriques de l'aérosol atmosphérique en 2002

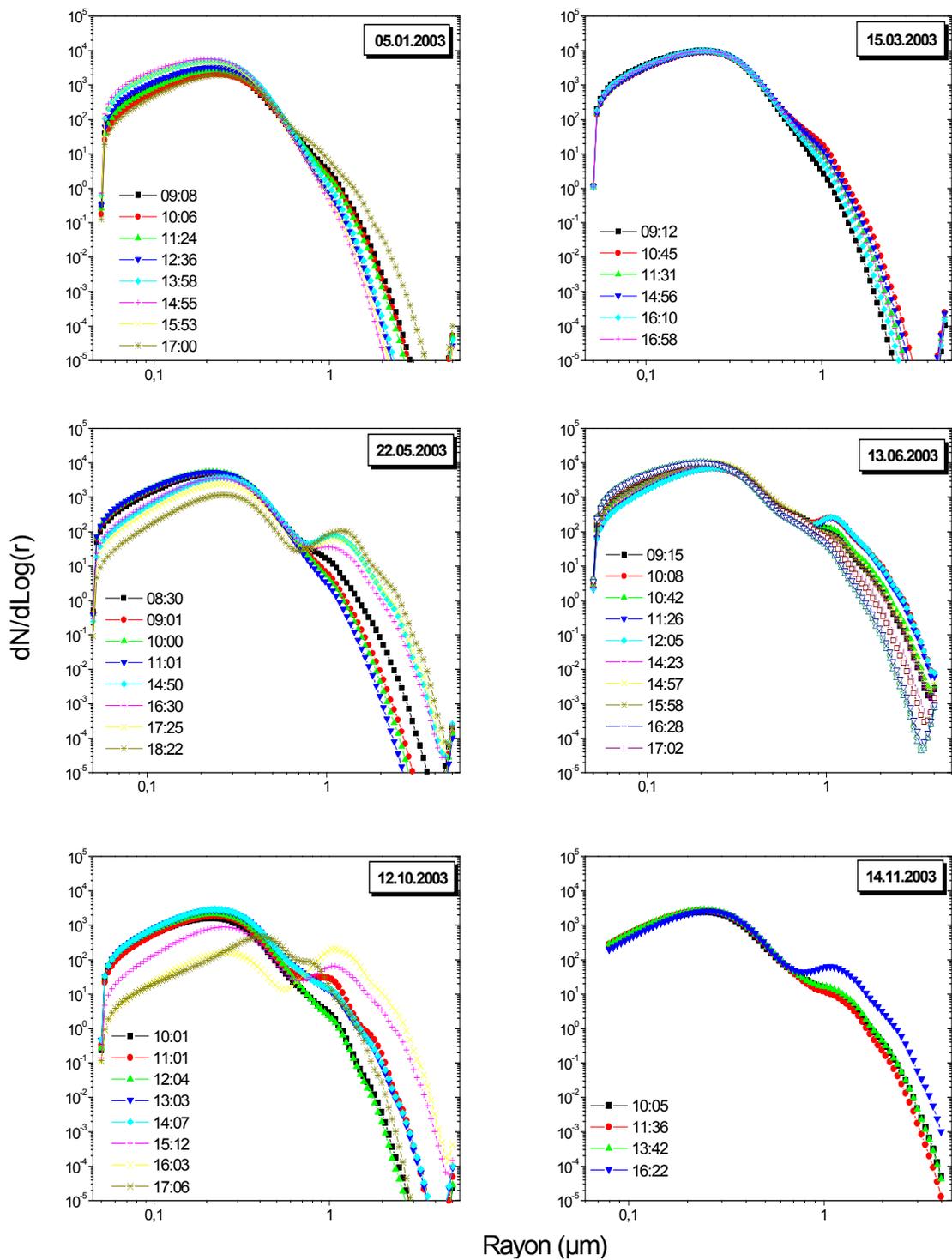


Figure III.10.2 Evolution journalière des distributions granulométriques de l'aérosol atmosphérique en 2003

III.3 Evolution mensuelle des distributions de taille des particules de l'aérosol atmosphérique

Les figures de III.11.1 à III.11.3 présentent l'évolution des moyennes mensuelles des distributions granulométriques de l'aérosol atmosphérique pour la période 2001-2003. L'évolution temporelle des distributions granulométriques de l'aérosol présente une continuité depuis 2001. Des grandes concentrations en nombre de particules dans une colonne atmosphérique sont observées durant le printemps et l'été et en particulier en juillet, mai et mars. Le nombre de particules dans une colonne atmosphérique pour les particules de rayon situé dans l'intervalle $0.05-0.5 \mu\text{m}$ peut atteindre 10^4 (Mai 2002, juillet 2003). Un autre maximum est observé pour les particules de rayon situé entre 0.75 et $1.5 \mu\text{m}$, ce deuxième maximum apparaît en particulier en été, où on observe régulièrement l'apparition du mode grosses particules au mois de juillet.

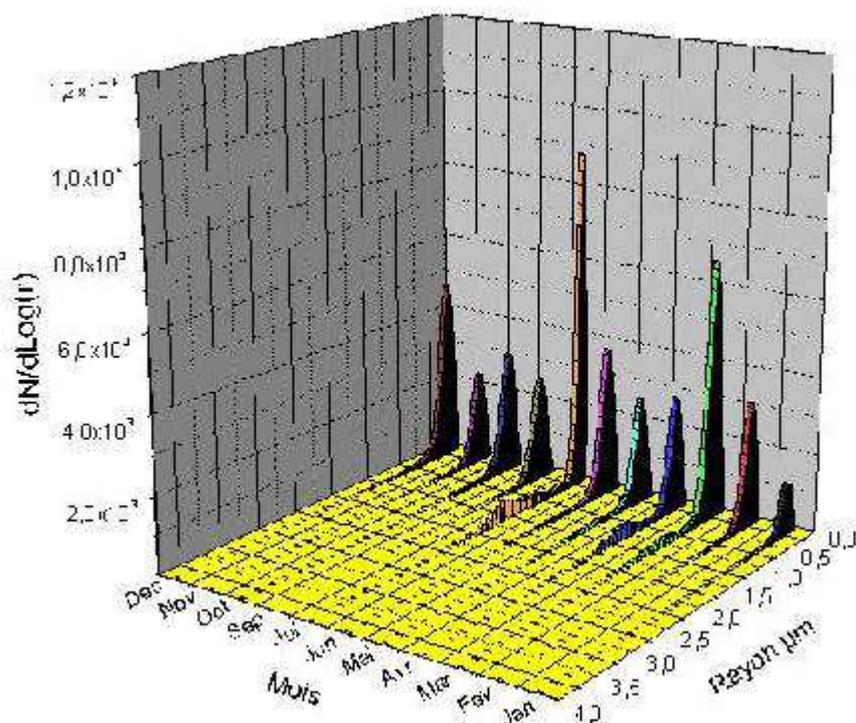


Tableau III.11.1 Evolution mensuelle des distributions 2001

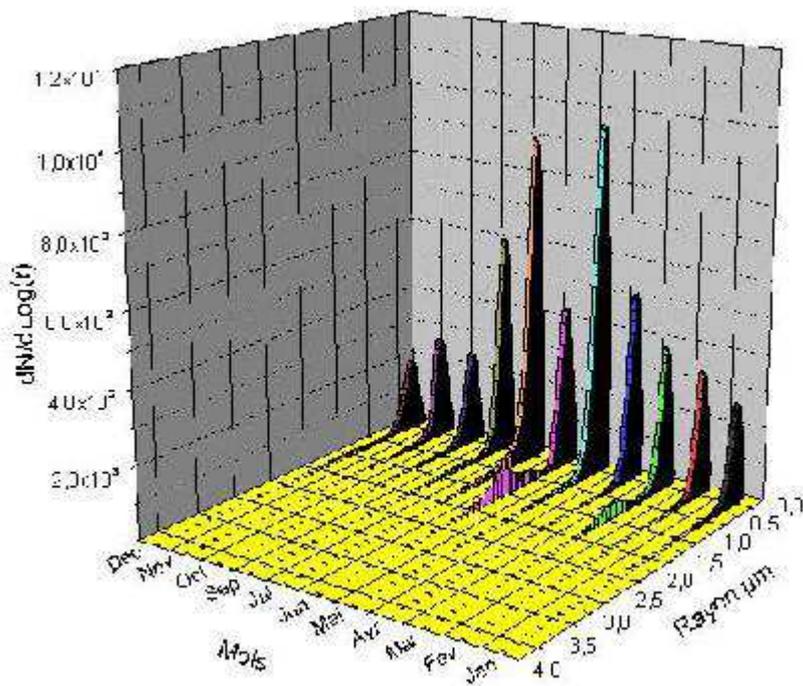


Tableau III.11.2 Evolution mensuelle des distributions 2002

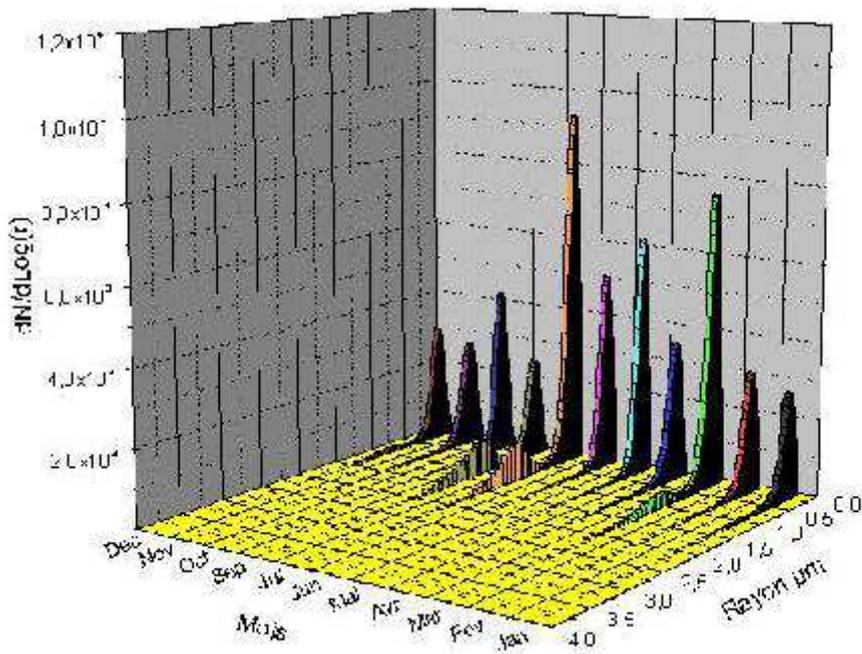


Tableau III.11.3 Evolution mensuelle des distributions 2003

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons étudié l'évolution temporelle des paramètres optiques de l'aérosol atmosphérique *EOA*, coefficients d'Angström α et β , et la distribution granulométrique de l'aérosol entre 2001 et 2004. Les résultats de l'analyse des paramètres optiques de l'aérosol obtenus à l'aide du sunphotomètre en fonction des paramètres météorologiques indiquent une dépendance spectrale des *EOA* avec des valeurs élevées pour les petites longueurs d'onde et vice-versa sauf pour les jours où l'aérosol est dominé par les grosses particules, une constance des *EOA* durant la journée est observée ce qui indique que le même aérosol règne dans l'atmosphère durant toute la journée sauf pour des cas particuliers. Les *EOA* dépendent en particulier de la vitesse et de la direction du vent.

La région d'Oujda est caractérisée par deux principales périodes, la période de Mars à Septembre avec des grandes valeurs des *EOA*, du coefficient d'Angström β , et des faibles valeurs du coefficient α , ce qui signifie que cette région connaît durant cette période une grande charge atmosphérique avec des particules de grosses tailles en provenance surtout du sud du Maroc. La distribution granulométrique de l'aérosol est caractérisée par 3 modes situés au voisinage de 0.2, 1 et 2 μm avec une grande concentration pour le premier mode, Durant cette période le troisième mode devient très important. La période entre Octobre et Février, avec des caractéristiques opposées à la première, au cours de cette période l'aérosol de la région est dominé par les fines particules et les faibles concentrations.

Chapitre IV

Estimation de la Quantité de Vapeur d'Eau Précipitable d'une Colonne Atmosphérique

Estimation de la Quantité de Vapeur d'Eau Précipitable d'une Colonne Atmosphérique

Introduction

L'eau, sous toutes ses formes, est une composante principale de notre environnement. La compréhension du cycle hydraulique global passe par la connaissance de la distribution spatiale et temporelle de l'eau dans l'atmosphère. Ainsi, sous sa forme gazeuse, l'eau agit comme un gaz à effet de serre efficace; les transitions de phases mettent en jeu de grandes quantités de chaleur. L'eau affecte le bilan énergétique global lors de la formation et de la dissipation des nuages. Les observations de climat permettent d'appréhender toute la complexité du cycle de l'eau dans l'atmosphère, amenant à mieux connaître les mécanismes en jeu, qu'ils soient radiatifs ou dynamiques. Dans cette partie nous présentons l'analyse, à partir d'observations photométriques, de l'évolution temporelle de la quantité de vapeur d'eau précipitable durant la période 2001-2003, et aussi une comparaison avec des données obtenues à partir de mesures satellitaires.

En terme de concentration, la vapeur d'eau est le gaz à effet de serre le plus important dans l'atmosphère terrestre. Elle occupe, en moyenne, environ 1% du volume des gaz atmosphériques et cette concentration est très variable spatialement et temporellement (par comparaison, la concentration du gaz carbonique (CO_2) dans l'atmosphère est d'environ 0,1% et cette quantité est plus stable). Dans la troposphère, la majeure partie du rayonnement IR émis vers l'espace (refroidissement radiatif) est due à la vapeur d'eau, et c'est ce gaz qui absorbe, en atmosphère claire, la plus grande partie du rayonnement solaire incident (dans le domaine du visible). L'effet radiatif de la vapeur d'eau est de moindre importance dans la stratosphère.

Dans le cadre du réchauffement global de la planète, la vapeur d'eau troposphérique est impliquée dans un mécanisme de rétroaction climatique dont le signe est sujet à de nombreux débats. La plupart des études scientifiques tendent à conclure à une rétroaction positive.

L'effet de serre dû à la vapeur d'eau comporte de nombreuses incertitudes. L'influence de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif de la terre nécessite en effet de connaître sa distribution spatio-temporelle dans la troposphère et son transport. D'autre part, la distribution de la vapeur d'eau est très variable du fait des changements de phase lors de la formation et la dissipation des nuages, et une compréhension approfondie des sources ou des puits de la vapeur d'eau nécessite une analyse des phénomènes nuageux souvent très complexes.

Dans ce mécanisme complexe, les régions sèches subtropicales jouent un rôle primordial dans l'équilibre énergétique du système. La sensibilité du flux sortant répond de façon non-linéaire à des modifications de la concentration en vapeur d'eau troposphérique.

Le cycle hydraulique est une composante clef du climat de notre terre et sa compréhension repose à la fois sur les observations et sur les simulations de processus. La distribution de la vapeur d'eau dans la troposphère et sa variabilité restent encore mal connues [Chahine, 1992]. Les mesures *in situ* de l'humidité et de la température de cette région de l'atmosphère, par exemple à l'aide de réseaux de radiosondages, procurent ainsi un outil d'étude de la variabilité de la vapeur d'eau et de ses tendances à long-terme. Avec l'avènement des satellites météorologiques, on commence à avoir accès à de longues séries temporelles de mesures globales de la vapeur d'eau de la troposphère, permettant de compléter les mesures issues de radiosondages, dont la couverture spatiale est limitée.

I Mesures de la vapeur d'eau atmosphérique

La variation spatio-temporelle de la répartition de la vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être mesurée par divers systèmes de mesures depuis le sol ou aéroportés : par des *observations in situ* de radiosondages utilisant des capteurs d'humidité étalonnés, par des instruments de *téledétection active* comme le lidar de type Raman [England et al., 1992], ou le système satellitaire Global Positioning System (GPS) qui permettent de quantifier respectivement les profils de vapeur d'eau et le contenu intégré en vapeur d'eau [Bevis et al., 1992], par des instruments de *téledétection passive* tels les photomètres solaires ou les spectromètres infrarouges estimant le contenu intégré en eau de l'atmosphère soit par mesure du flux solaire incident, soit par mesure de la signature spectrale de la molécule d'eau [Schmid et al., 2003]. Plusieurs études ont été faites pour déterminer la quantité de vapeur d'eau à l'échelle globale à l'aide des mesures effectuées par des instruments montés à bord

des satellites tels que POLDER, MODIS. Ces instruments mesurent l'irradiance solaire réfléchi par la surface terrestre [Vesperini et al, 1999].

1.1 Quantité de vapeur d'eau précipitable (QVEP)

La quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère peut être définie sous différentes formes, par exemple par le rapport mixte M_r ou encore par l'eau précipitable U . Le rapport mixte est le rapport de la masse de vapeur d'eau et l'air sec présents dans une unité de volume. L'eau précipitable U c'est la quantité totale de la vapeur dans la direction zénithal entre la surface de la terre et le sommet de l'atmosphère. U est définie par [Iqbal, 1984]:

$$U = \frac{1}{g} \int_0^{\infty} M_r dz \quad (\text{IV.1})$$

Avec :

M_r : rapport mixte

z : Altitude en Km

g : Accélération de gravité m/s^2

La quantité de vapeur d'eau précipitable $QVEP$ (ou U) est mesurée en g/cm^2 ou bien en cm . La $QVEP$ est souvent décrite comme l'épaisseur de l'eau liquide qui sera formée si toute la vapeur d'eau dans la direction du zénith est condensée à la surface d'une unité d'aire.

Sur le tableau IV.1 nous donnons un exemple de distribution verticale de M_r et de $QVEP$ en moyenne annuelle. A partir de ce tableau il est évident que plus de la moitié de la $QVEP$ est concentrée dans les premières $2 Km$ au dessus du niveau de la mer. À partir de $12 Km$ la $QVEP$ est pratiquement inexistante. M_r est élevé dans les 2 premiers Km et diminue rapidement vers sa valeur minimale à $16 Km$. La $QVEP$ peut être fortement variable avec le temps et la location. Une atmosphère sèche peut contenir moins de $0,1 cm$ de la $QVEP$, tandis qu'une atmosphère humide peut atteindre une épaisseur de $4 cm$ [Iqbal, 1984]. Dans notre étude, nous exprimons toutes les valeurs de $QVEP$ en g/cm^2 .

Tableau IV.1 Profil vertical de la quantité de vapeur d'eau précipitable et du rapport mixte [Iqbal, 1984]

Altitude Km	M_r (ppm)	$QVEP$ (cm)
0	6300	1.122
2	3800	0.520
4	1900	0.205
6	900	0.071
8	270	0.150
10	37	0.022
12	17	0.008
14	10	0.004
16	9	0.003

1.1.1 Détermination de la quantité de vapeur d'eau

Dans les régions où la variation spectrale de l'absorption moléculaire est forte tel que l'absorption de la vapeur d'eau dans la bande proche infrarouge $0.940 \mu m$, la loi de Beer-Bouguer-Lambert peut être exprimée [Schmid et al., 2000] :

$$I(\lambda) = \frac{I_0(\lambda)}{R^2} \exp[-m\tau(\lambda)] T_w(\lambda) \quad (\text{IV.2})$$

$I_0(\lambda)$: Constante de calibration (Intensité du rayonnement solaire en dehors de l'atmosphère)

R : distance terre-soleil (par Unité Astronomique)

$\tau(\lambda)$: Épaisseur optique total (Rayleigh + aérosol + ozone)

m : masse d'air relative

$T_w(\lambda)$ est la transmittance de la vapeur d'eau dans la bande spectral $\Delta\lambda$:

$$T_w(\lambda) = \frac{\int_{\Delta\lambda} I_0(\lambda).S(\lambda).\exp[-m\tau_w(\lambda)]d\lambda}{\int_{\Delta\lambda} I_0(\lambda).S(\lambda)d\lambda} \quad (IV.3)$$

$\tau_w(\lambda)$: Epaisseur optique de la vapeur d'eau

$S(\lambda)$: Réponse mesurée par le Sunphotomètre

La transmittance peut être modélisée par une fonction exponentielle avec argument négatif proportionnel à une certaine puissance [Faizoun et al. 1994] :

$$T_w(\lambda) = \exp[-a(mU)^b] \quad (IV.4)$$

U est La *QVEP* à déterminer. a et b sont des constantes. Pour les bandes de forte absorption de la vapeur d'eau, la constante $b = 0,5$ [Reagan et al., 1992 ; Thome et al., 1992], la constante a peut prendre deux valeurs selon la largeur à mi hauteur de la bande de longueur d'onde du sunphotomètre utilisée pour la détermination de la *QVEP* [Faizoun et al. 1994], dans notre cas nous avons $a = 0,448$.

D'après les deux équations (IV.2) et (IV.4) la quantité de vapeur d'eau est donnée par :

$$U = \frac{1}{m} \left[\frac{1}{a} \left(\ln \left(\frac{I_0(\lambda)R^{-2}}{I(\lambda)} \right) - m\tau(\lambda) \right) \right]^{1/b} \quad (IV.5)$$

1.1.2 Détermination de la constante solaire

La méthode modifiée de Langley est la plus adéquate pour estimer la constante solaire pour les longueurs d'onde de forte absorption gazeuse, cette méthode est similaire à la méthode de Langley. Pour déterminer la constante de calibration il faut introduire une correction sur la masse d'air, alors on représente le logarithme de l'intensité mesurée par le sunphotomètre en fonction de la masse d'air m^b . Les résultats de cette méthode sont donnés sur la figure (IV.1) et le tableau IV.2. La déviation standard, lorsqu'on fait la moyenne de toutes les valeurs de la constante de calibration, est $\sim 3,5\%$.

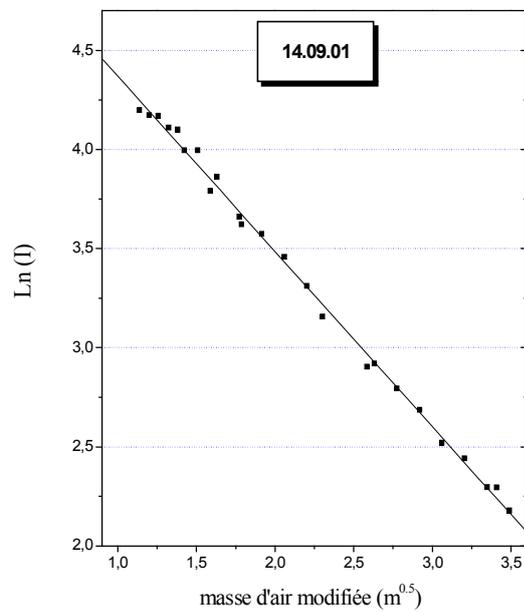
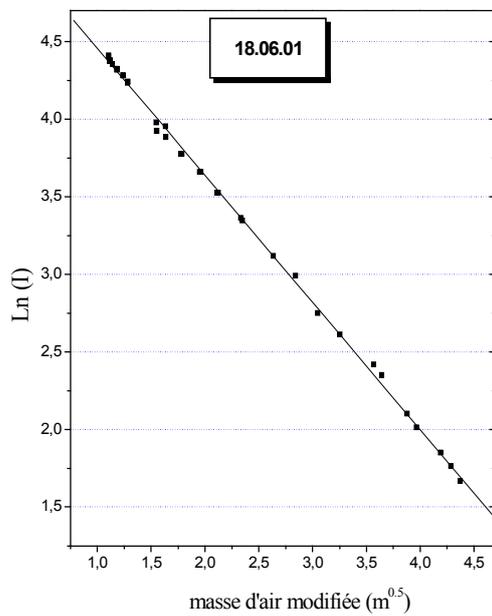
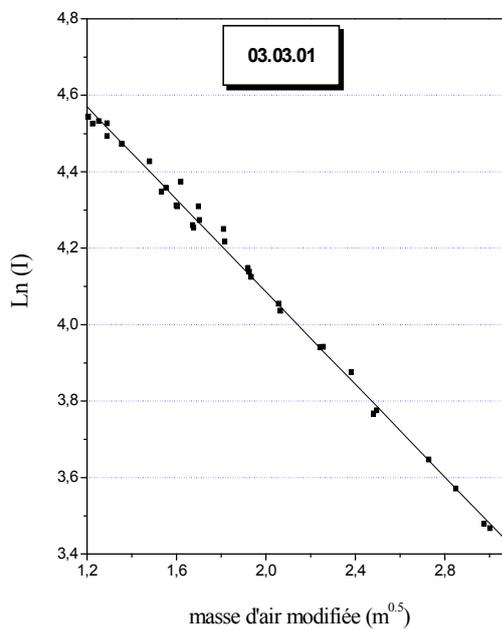
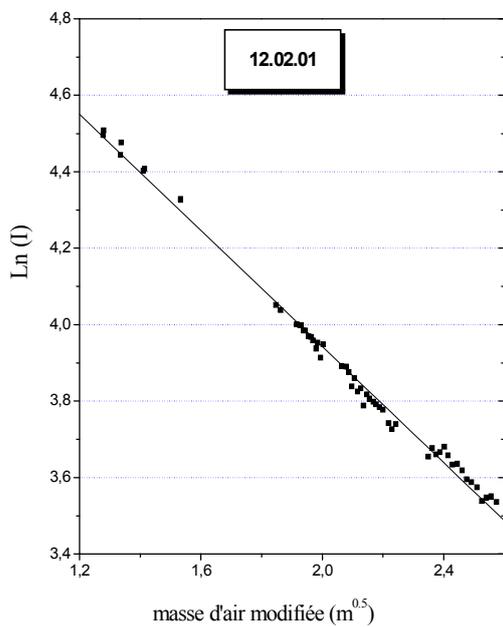


Figure IV.1 Calibration du filtre correspondant à l'absorption par la vapeur d'eau par la méthode modifiée de Langley

Tableau IV.2 Calibration du filtre relatif à l'absorption de la vapeur d'eau correspondant à la longueur d'onde $0.940 \mu m$

	12.02.2001	03.03.2001	18.06.201	12.09.2001
I_0	199.61	195.75	191.60	193.72
σ	2.50	1.18	1.39	2.02

II Evolution temporelle de la quantité de vapeur d'eau précipitable

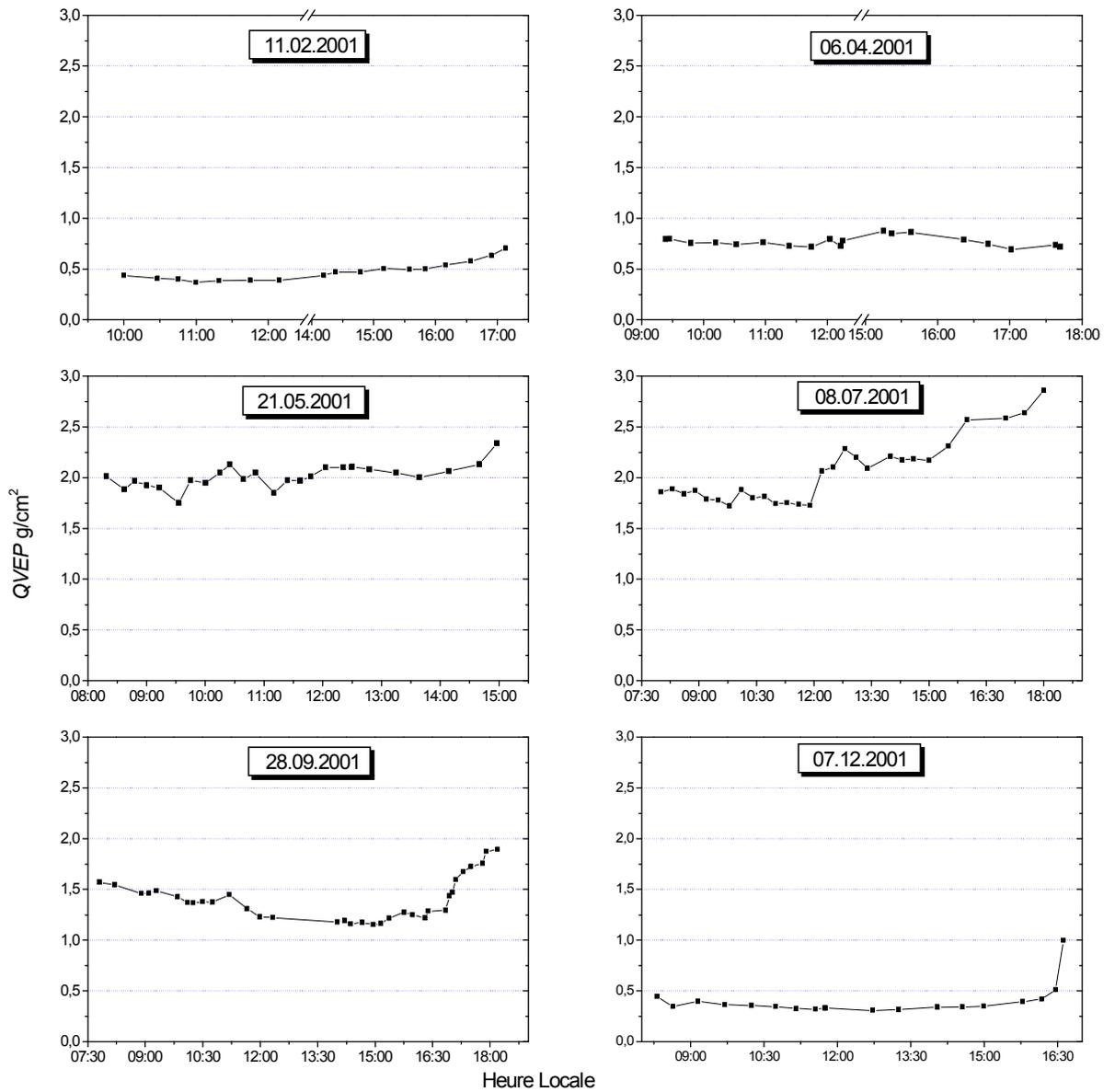
II.1 Variations journalières

Sur les figures IV.2.1 à IV.2.3 nous avons présenté quelques variations journalières de quantité de vapeur précipitable relatives aux années 2001, 2002 et 2003. La $QVEP$ reste presque constante durant toute la journée avec des faibles fluctuations. La $QVEP$ varie entre 0.25 et $3.1 g/cm^2$; une légère augmentation est observée l'après midi et en particulier au couché du soleil. Des grandes valeurs de $QVEP$ sont enregistrées pour des angles solaires[†] inférieurs à 20° (Figure IV.3) qui correspondent aux premières heures du matin et aux dernières heures de l'après-midi, ce qui signifie que la $QVEP$ est élevée au lever du soleil et aussi en particulier au couché du soleil; ces valeurs élevées sont causées par l'accroissement de la température de surface durant le jour ce qui conduit à une forte augmentation de l'évaporation. Ainsi, l'eau évaporée reste en phase vapeur durant la nuit et la concentration en vapeur d'eau augmente.

Les variations journalières de la $QVEP$ entre 2001 et 2003 sont présentées sur la figure IV.4, une tendance saisonnière est bien manifeste sur cette figure, pour cette raison, les moyennes journalières de la $QVEP$ seront utilisées pour étudier les variations mensuelles et saisonnières.

L'histogramme des fréquences d'observations (Fig. IV.5) montre que les valeurs les plus fréquentes de la $QVEP$ se trouvent dans l'intervalle $0.25 - 1 g/cm^2$ avec une fréquence de 67.5% , et que la $QVEP$ entre $1.15 - 2 g/cm^2$ totalisent une fréquence de 27.1% . Les jours dont la quantité de vapeur d'eau est supérieure à $2 g/cm^2$ ne présentent que 5.3% .

[†] C'est le complément de l'angle zénithal



FigureIV.2.1 Exemples de variations journalières de la quantité de vapeur d'eau 2001.

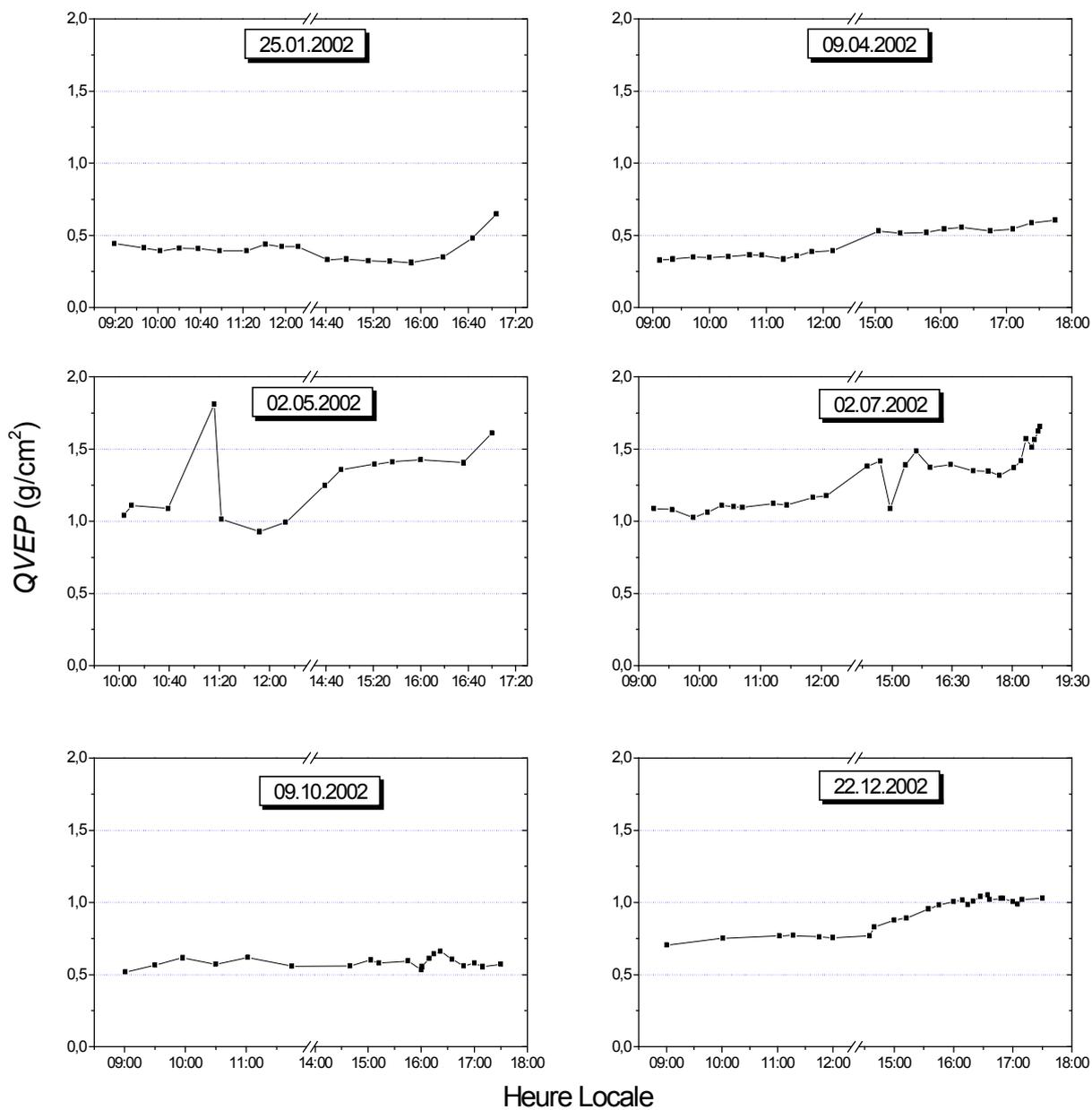


Figure IV.2.2 Exemples de variations journalières de la quantité de vapeur d'eau 2002.

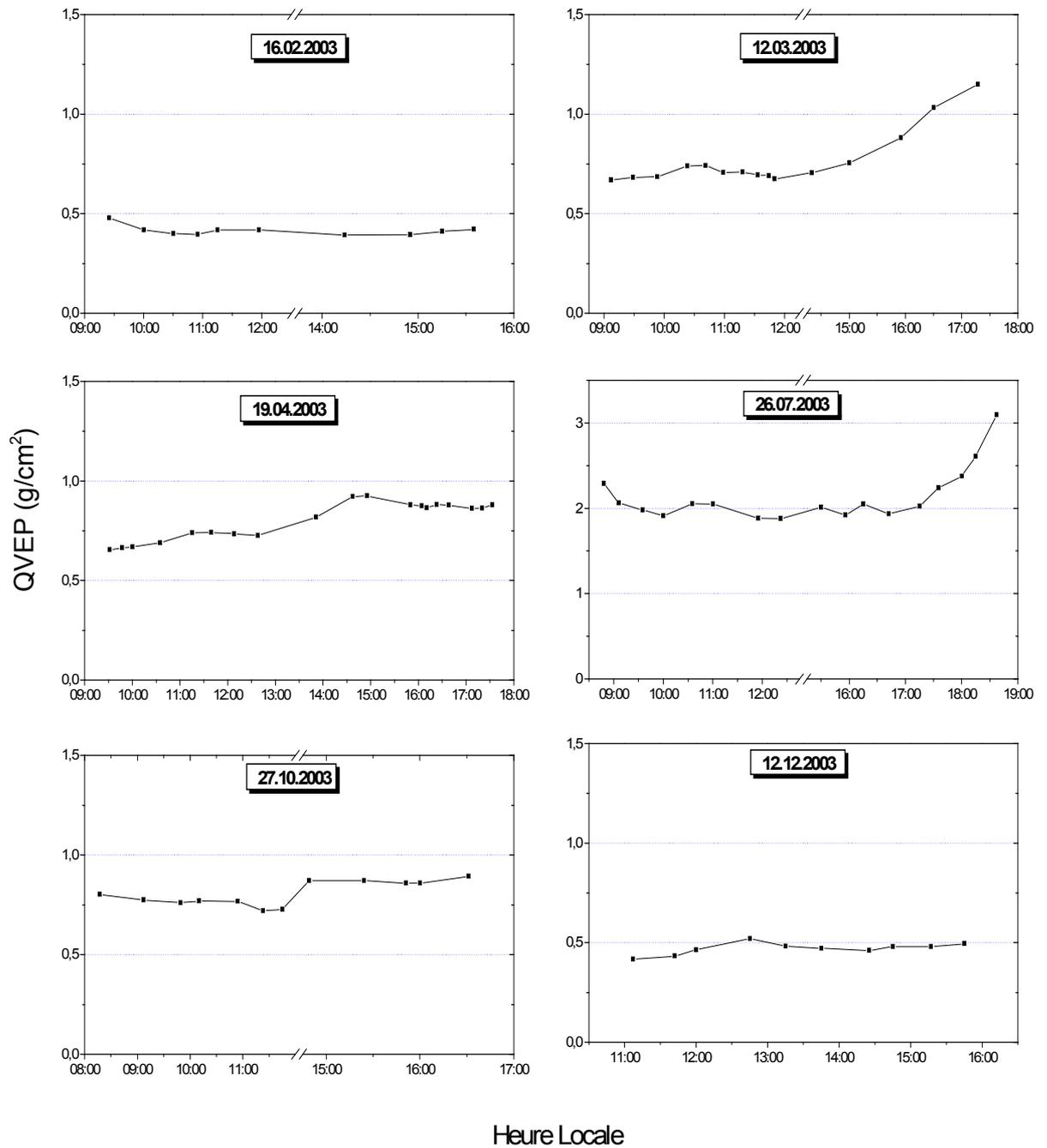


Figure IV.2.3 Exemple de variations journalières de la quantité de vapeur d'eau 2003.

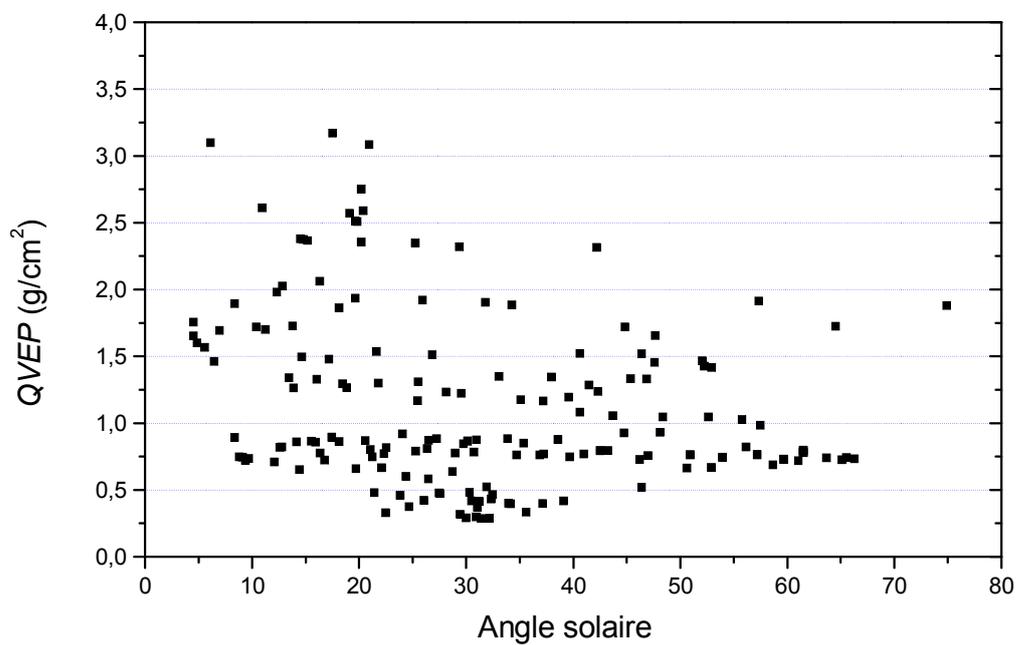


Figure IV.3 Variation de la $QVEP$ en fonction de l'angle solaire

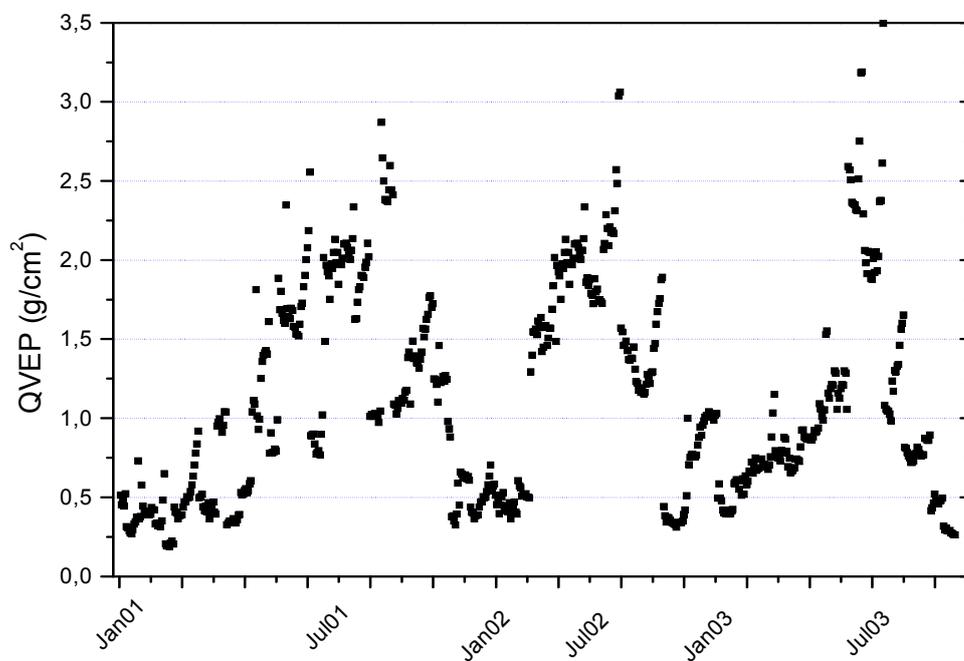


Figure IV.4 Evolution des $QVEP$ entre janvier 2001 et décembre 2003.

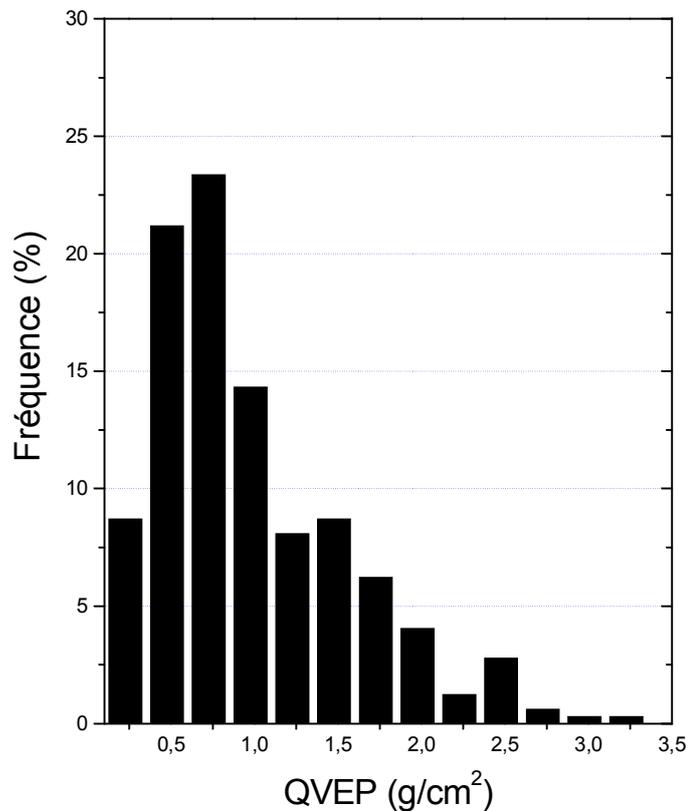


Figure IV.5 Fréquence de la quantité de vapeur d'eau précipitable

II.2 Variations saisonnières

Les variations des moyennes saisonnières de la *QVEP* relatives aux années 2001, 2002 et 2003 (Fig. IV.6) montrent un écart important entre l'automne et l'hiver d'une part et le printemps et l'été d'autre part. Durant l'automne et l'hiver la *QVEP* varie faiblement autour des valeurs 0.36 et 0.50 g/cm^2 (Tableau IV.3), durant l'automne 2003 la valeur enregistrée est de l'ordre de 1.02 g/cm^2 avec une déviation standard élevée 0.3 g/cm^2 . Les faibles valeurs enregistrées en hiver et en automne sont dues au caractère sec de l'atmosphère de la région d'Oujda durant cette période de l'année. La *QVEP* enregistre des variations notables entre 1.16 et 2.03 g/cm^2 au cours du printemps et de l'été avec une déviation standard allant jusqu'à 0.42 g/cm^2 . Les valeurs de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique enregistrées durant le printemps et l'été sont environ 4 fois plus grandes que celles enregistrées en automne.

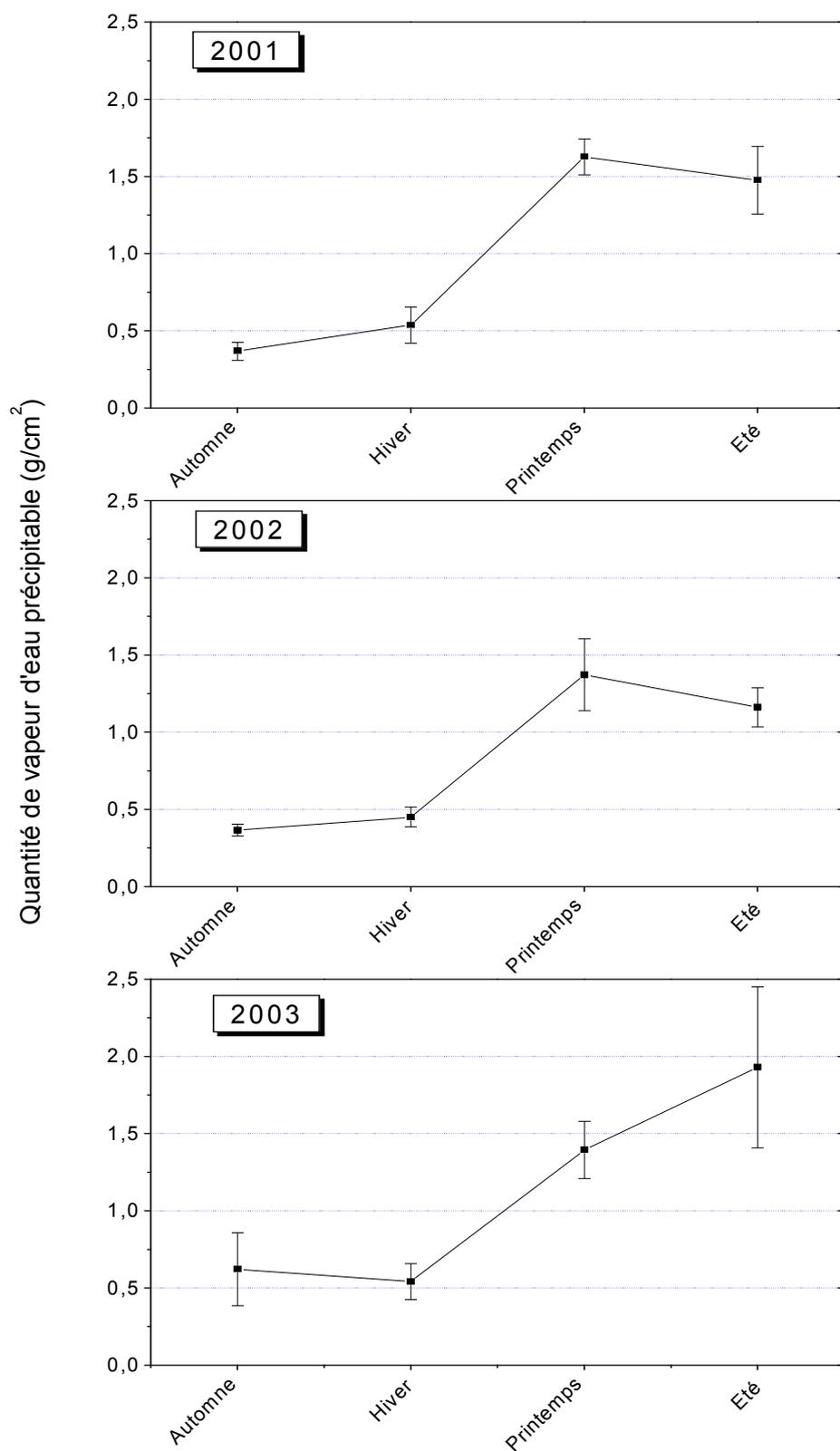


Figure IV.6 Moyennes saisonnières de la quantité de vapeur d'eau pour la période 2001-2003

Tableau IV.3 Moyennes saisonnières et déviations standards de la *QVEP*.

	Moyenne de <i>QVEP</i> (g/cm ²)		
	2001	2002	2003
Automne	0,367 ± 0,057	0,365 ± 0,037	1,022 ± 0,336
Hiver	0,537 ± 0,116	0,450 ± 0,063	0,541 ± 0,116
Printemps	1,626 ± 0,116	1,372 ± 0,233	1,094 ± 0,186
Eté	1,475 ± 0,218	1,161 ± 0,126	2,03 ± 0,422

III Variation de la quantité de vapeur d'eau précipitable (*QVEP*) à travers le monde

Les mesures satellitaires nous permettent d'étudier la variation de la *QVEP* à l'échelle globale, dans cette partie nous exploitons les données mesurées par les deux instruments MODIS, le premier est lancé le 18 Décembre 1999 à bord de la plate-forme Terra et le deuxième le 4 Mai 2002 à bord de la plate-forme Aqua, sont conçus (gamme spectrale large, résolution spatiale haute, et presque une couverture globale de la planète quotidienne) pour observer les changements du système Terre-atmosphère [King et al.2003 ; Seeman et al. 2003]. Les données sont accessibles par Internet (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/>).

L'instrument MODIS permet d'étudier à l'aide de ces 36 bandes avec des longueurs d'ondes variant entre 0.415 et 14.235 μm , avec une résolution spatiale de 250 m (2 bandes), 500 m (5 bandes) et 1000 m (29 bandes), la terre, l'océan et les propriétés de l'atmosphère. 26 bandes sont utilisées pour déterminer les propriétés de l'atmosphère telles que, la couverture des nuages, propriétés de l'aérosol, la *QVEP* et les propriétés des nuages [King et al., 2003].

Les figures IV.7.1 et IV.7.2 montrent l'évolution de la distribution globale des moyennes mensuelles de la *QVEP* en 2003 observées par l'instrument MODIS, la *QVEP*

dépend de la température et les sources de l'eau. La terre a constamment des faibles valeurs de $QVEP$ au dessus des océans. Une variation des $QVEP$ est observée au dessus des différentes régions terrestres. La $QVEP$ au dessus de l'Europe et de l'Asie est plus grande que celle au dessus de l'Amérique du nord de 40 % en Janvier, avec 1.8 pour l'Eurasie et 1.3 g/cm^2 pour l'Amérique du nord [Jin et King, 2005]. En juillet, les deux continents ont des $QVEP$ plus enlevées qu'en Janvier. La $QVEP$ dépend de la latitude, elle est maximale à l'équateur et elle diminue lorsqu'on s'éloigne jusqu'au minimum observé aux régions polaires.

Les valeurs élevées de la $QVEP$ sont observées sur les régions équatoriales et peuvent atteindre 7 g/cm^2 ; ces grandes valeurs sont causées par l'élévation de la température de surface dans ces régions et aussi la présence des sources d'eau sur la surface [Jin et King, 2005]. Des faibles quantités de vapeur d'eau sont observées sur les régions sahariennes et leurs voisinages ($\sim 1 g/cm^2$) à cause de la faible quantité d'eau présente dans ces régions et aussi les températures très élevées qui ne favorisent pas la maintenance de cette vapeur dans l'atmosphère. Les régions froides et les régions montagneuses ont un minimum de $QVEP$ (inférieur à 0.2 g/cm^2) à cause des basses températures.

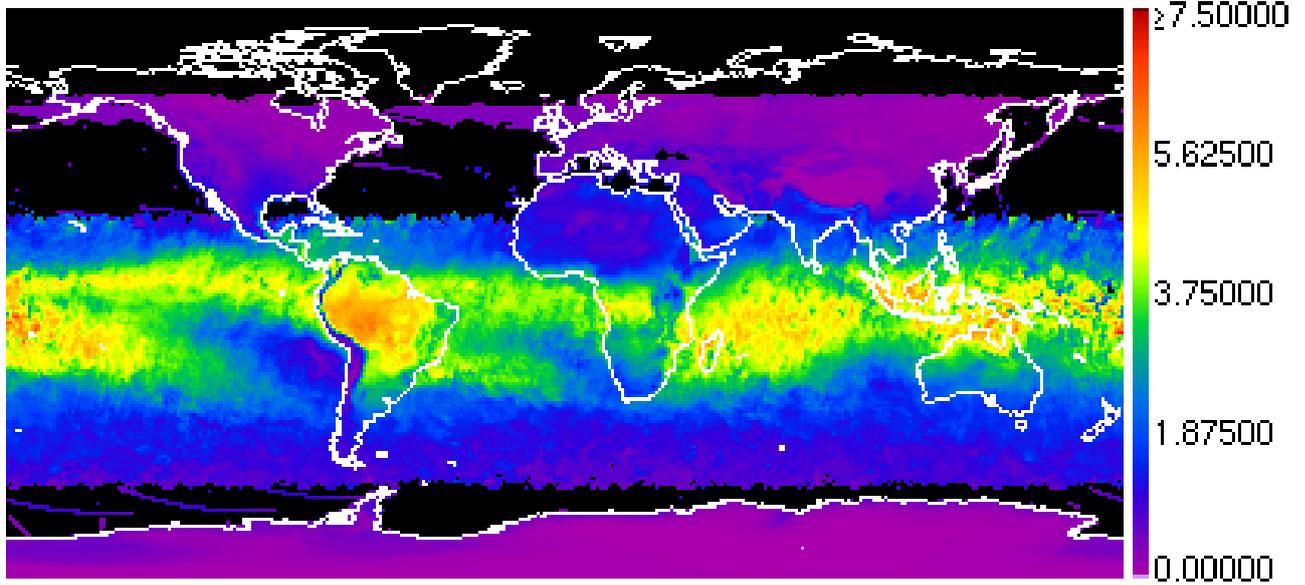
Une tendance saisonnière de la quantité de vapeur d'eau est bien observée à l'échelle globale de la planète. En Janvier les régions de l'hémisphère nord observent des faibles $QVEP$ à cause des faibles températures qui règnent dans ces régions ; durant cette période de l'année les valeurs de la $QVEP$ sont inférieures à 0.5 g/cm^2 . Les valeurs maximales sont centrées au Sud de l'hémisphère et sont reliées à la variation saisonnière de l'illumination solaire [Jin et King, 2005]. Les valeurs de la $QVEP$ au dessus des régions africaines et américaines situées au dessus de l'équateur varient entre 1.5 g/cm^2 en hiver et en automne, et 4 g/cm^2 en été pour la région de l'Amérique et 2 g/cm^2 en Afrique.

Une augmentation de la $QVEP$ au dessus du globe est observée au cours du passage de l'hiver vers l'été. L'hémisphère nord passe de moins de 0.5 à plus de 3 g/cm^2 , et la $QVEP$ atteint ses maximums au dessus de l'équateur avec des valeurs qui dépassent 6 g/cm^2 . Le passage vers l'automne est caractérisé par une diminution des $QVEP$ et les concentrations des maximums au dessus de l'équateur.

(a) Janvier

Water_Vapor_Near_Infrared_Clear_Mean_Mean

Jan2003



(b) Avril

Water_Vapor_Near_Infrared_Clear_Mean_Mean

Apr2003

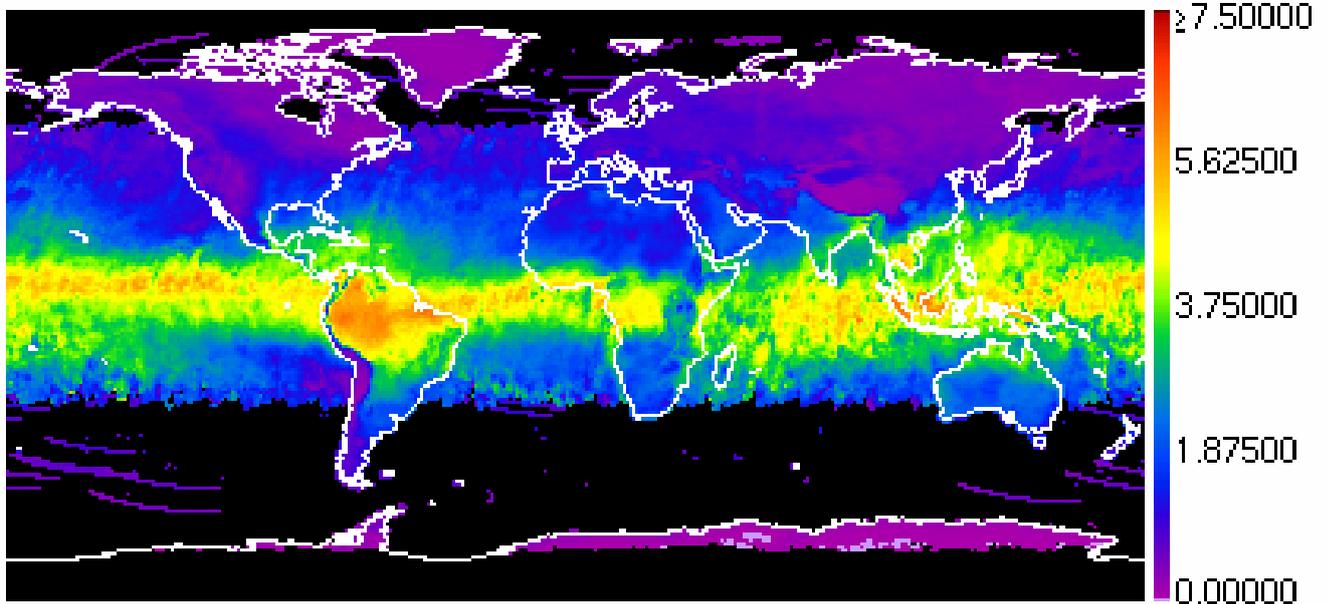
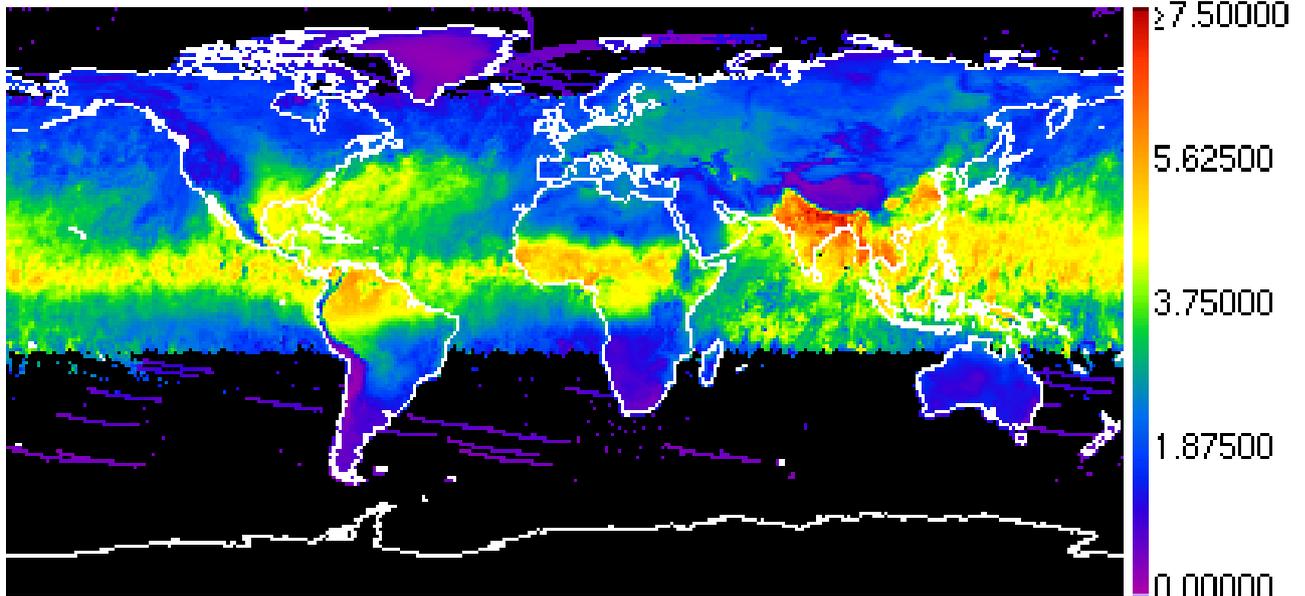


Figure IV.7.1 Moyenne mensuelles de la *QVEP* en janvier (a) et Avril (b) 2003

(c) Juillet

Water_Vapor_Near_Infrared_Clear_Mean_Mean

Jul2003



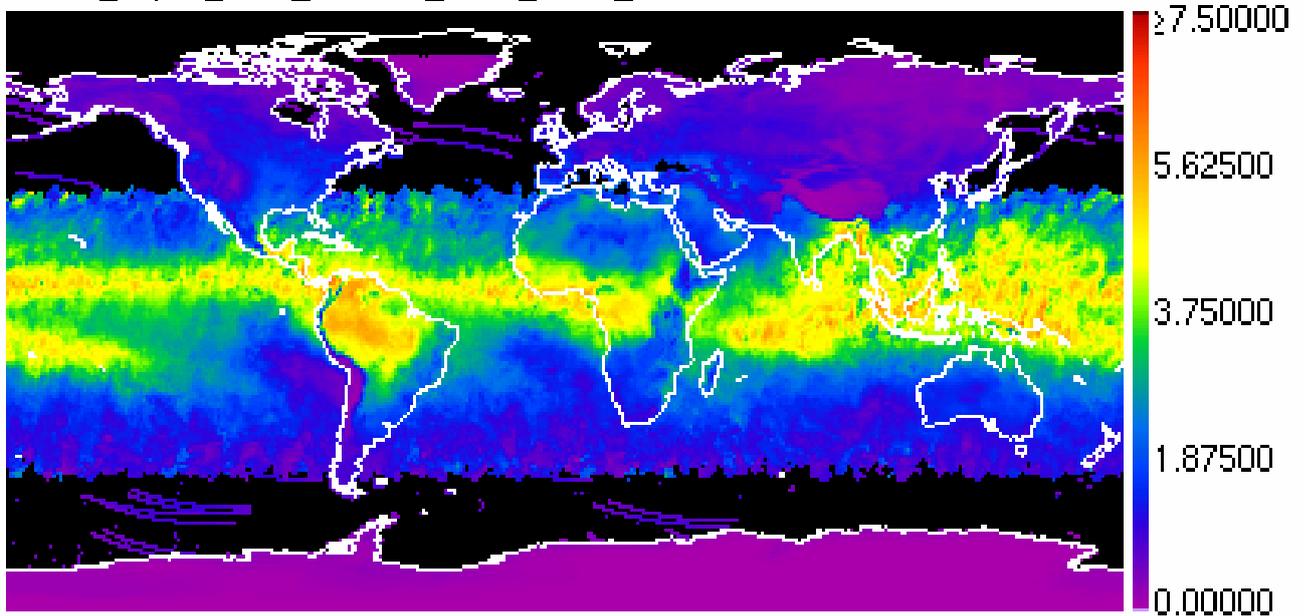
MODIS/Terra

MOD08_M3.A2003182.004.2003235083558.hdf cm

(d) Octobre

Water_Vapor_Near_Infrared_Clear_Mean_Mean

Oct2003



MODIS/Terra

MOD08_M3.A2003274.004.2003309031414.hdf cm

Figure IV.7.2 Moyenne mensuelles de la *QVEP* en Juillet (c) 2003 et Septembre (d) 2003

IV Comparaison avec d'autres résultats

IV.1 Comparaison des mesures photométriques avec des mesures obtenues par l'instrument MODIS

Les figures IV.8.a, b et c présentent l'évolution des moyennes mensuelles obtenues par les mesures depuis le sol effectuées par le sunphotomètre et celles depuis le satellite par l'instrument MODIS entre 2001 et 2003. Des variations similaires sont observées pour les résultats des deux instruments, avec des maximums de la $QVEP$ en été et des minimums en hiver, mais avec des écarts importants entre les résultats de ces deux instruments.

Les valeurs trouvées par le sunphotomètre sont toujours plus inférieures à celles obtenues par l'instrument MODIS, sauf pour les valeurs mesurées en été, où les mesures photométriques sont supérieures de celles observées par MODIS. L'écart entre les deux instruments a enregistré des maximums en octobre 2001 et 2003 avec des valeurs de 0.82 et 0.86 g/cm^2 respectivement ; ces valeurs dépassent la valeur de 0.4 g/cm^2 estimée par Seaman et al. [2003] entre les mesures depuis le sol et les mesures depuis les satellites, une coïncidence de valeurs de $QVEP$ est observée durant la période de avril-juin 2003.

Pour une atmosphère sèche, lorsque la $QVEP$ est inférieure à 1.5 g/cm^2 (Figure IV.9) MODIS surestime la $QVEP$, l'écart moyen global de $QVEP$ durant cette période (valeurs mesurées par MODIS moins celles mesurées par le sunphotomètre) est approximativement 0.4 g/cm^2 . Au contraire pour une atmosphère humide, ($QVEP$ supérieures à 1.5 g/cm^2), l'écart moyen est de $0,14 \text{ g/cm}^2$, MODIS sous-estime les valeurs de la $QVEP$.

Les mesures effectuées par l'instrument MODIS sont affectées par les nuages, en particulier par les cirrus minces ce qui cause une surestimation des valeurs de la $QVEP$, et aussi durant les épisodes de poussières d'été ; les particules de grosses tailles peuvent aussi affecter les mesures en contribuant à l'absorption et la diffusion des longueurs d'ondes infrarouge d'absorption de la vapeur d'eau, et ainsi une augmentation de l'épaisseur optique de la vapeur d'eau, cette perturbation concerne plus le sunphotomètre ($\lambda=0.940 \mu\text{m}$).

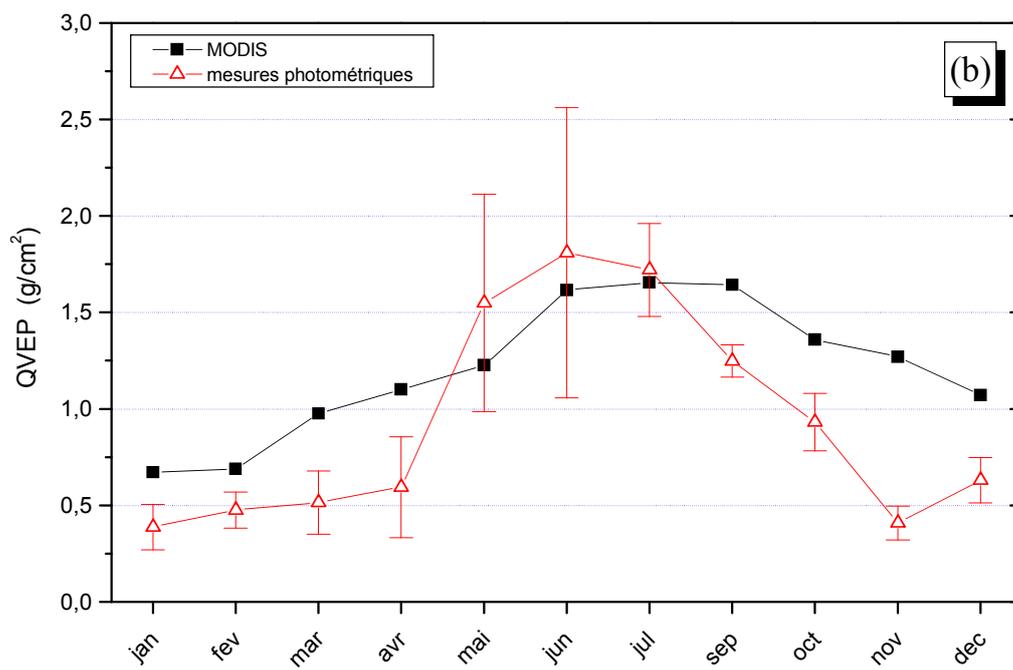
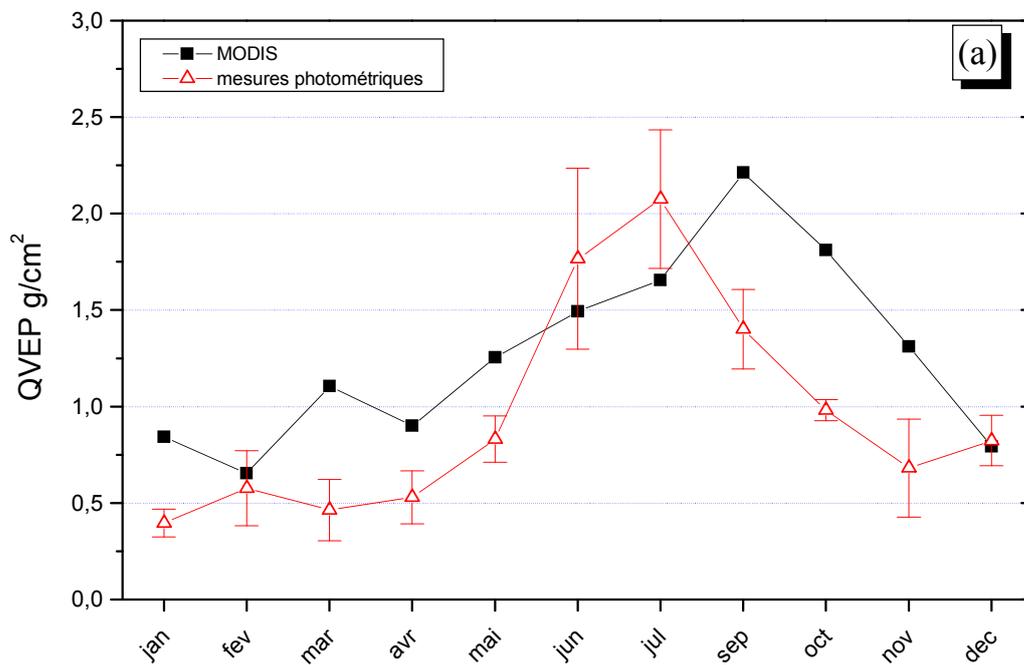


Figure IV.8 Résultats obtenus avec MODIS et avec le sunphotomètre pour 2001(a) et 2002 (b)

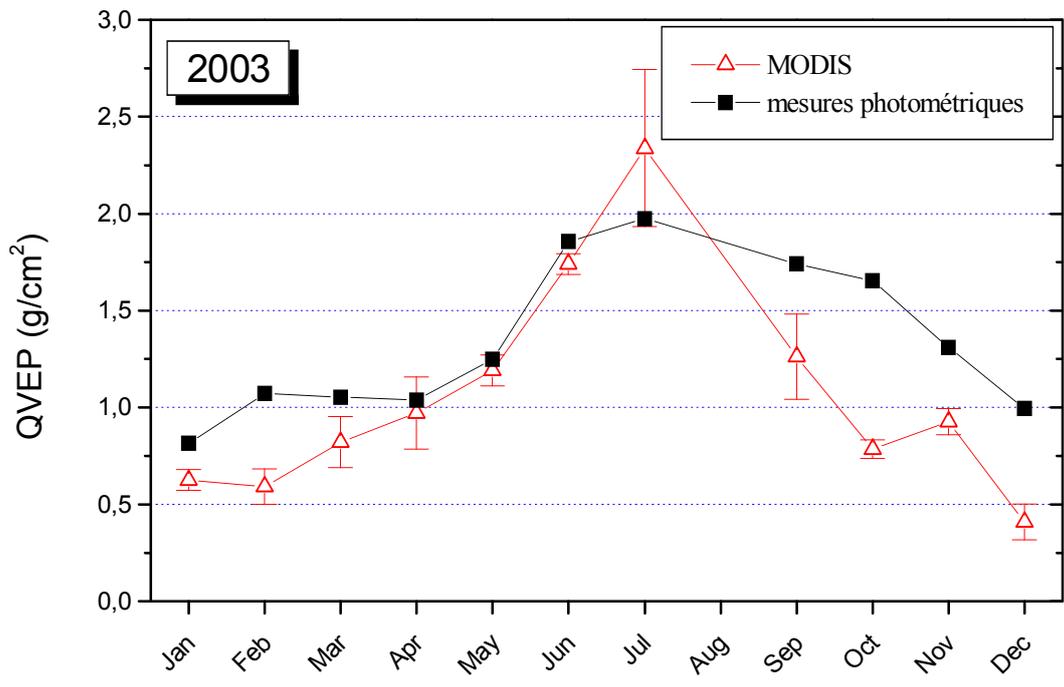


Figure IV.8.c Résultats obtenus avec MODIS et avec le sunphotomètre en 2003

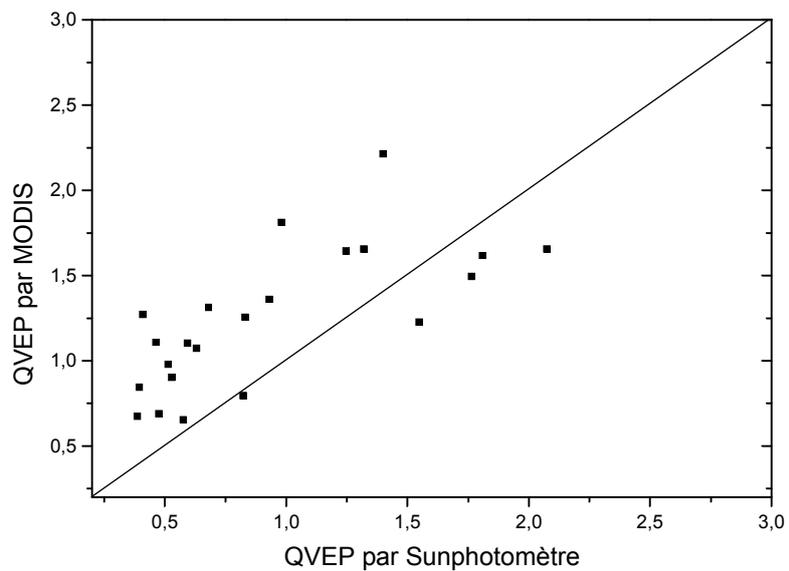


Figure IV.9 Rapport des QVEP obtenues avec MODIS et avec le sunphotomètre

IV.2 Comparaison avec d'autres sites

Le tableau IV.4 montre les valeurs de la *QVEP* estimées à partir des mesures photométriques dans différentes régions du monde. Ces valeurs présentent des moyennes sur plusieurs années [Halthor et al., 1997 ; Holben et al., 2001]. La *QVEP* dépend du type de la région et la saison ; les grandes valeurs sont obtenues dans les régions désertiques situées au voisinage de l'équateur durant la période de Juillet-Octobre.

Des variations similaires à celles observées à Oujda (34°41'N ; 1°53'W) de la *QVEP* sont trouvées dans la région désertique d'Arizona (33°27'N, 112°07'W), avec des mêmes valeurs durant la période de mars-avril et un très faible écart pour les autres périodes. D'autres variations similaires ont été observées par Ingold à Berne (Suisse) avec des valeurs minimales en hiver 0.3 g/cm^2 et maximales en été 3.95 g/cm^2 [Ingold et Mätzler, 2000] et par Güldner [2002] dans différentes régions de l'Europe centrale avec des valeurs minimales en hiver (0.3 g/cm^2) et maximales en été (2.5 g/cm^2). L'île de San Nicolas (Océan pacifique) (33°15'N ; 119°29'W) se trouve presque sur la même latitude mais les valeurs de la *QVEP* sur cette île sont plus grandes de 40 % des valeurs d'Oujda, les masses d'air maritimes contribuent d'une façon significative à cette différence.

Les valeurs trouvées dans les régions boréales du Canada (55°47'N ; 97°50'W, 218 m) sont presque égales à celles trouvées à Oujda malgré la présence des grandes sources d'eau. Les faibles températures qui règnent dans ces régions ne favorisent pas l'évaporation, ce qui explique les faibles valeurs dans ces régions.

Les résultats obtenus par Faizoun et al., [1994] à l'Ouest de l'Afrique présentent une large différence avec les valeurs que nous avons obtenues à Oujda. La *QVEP* à l'Ouest de l'Afrique varie entre 0.8 g/cm^2 en saison sèche et 3 g/cm^2 en saison de pluie. Ces mêmes variations sont obtenues aussi par Sanda avec les valeurs de 1 cm en saison sèche et 5 cm en saison humide à Banizoumbou (Niger) (13°45'N ; 02°39'E), la *QVEP* peut atteindre 5 g/cm^2 à Ilorin (Nigeria) (08°19'N ; 04°20'W) durant la période de juillet-octobre et un minimum de 2.87 g/cm^2 en décembre-février.

Tableau IV.4 Moyenne des QVEP observée à différents sites du monde.

Place	Type	Mars-May	Juillet-Octobre	Décembre-Février
Arizona_USA	Désert	0.83 ± 0.3	1.5 ± 0.75	0.63 ± 0.22
Thompson_Canada	Foret boréal	1.10 ± 0.4	1.6 ± 0.50	
Cuiaba_Brésil	Savane		2.9 ± 0.90	4.7 ± 0.60
Maryland_USA	Urbain	1.45 ± 0.6	2.8 ± 1.0	0.8 ± 0.40
Sidi Boker_Israel	Désert	1.30 ± 0.4	2.0 ± 0.50	1.1 ± 0.40
Burkina-Faso	Sahélien	3.0 ± 1.0	3.9 ± 1.30	1.2 ± 0.40
Lille - France	Urbain	1.0 ± 0.4	2.0 ± 0.70	
Potsdam_Allemagne	Urbain	0.6	2.5 ± 0.50	1.0 ± 0.30
San Nicolas Island_California	Marin	1,4 ± 0.24	1,9 ± 0.46	0,98 ± 0.26
Ilorin_Nigeria	Urbain	4,6 ± 0,36	4,9 ± 0,25	2,87 ± 0,27
Oujda	Urbain [‡]	0,83 ± 0,36	1,42 ± 0,53	0,55 ± 0,14

[‡] Le site est situé en dehors de la zone franchement urbaine

V Effet de la *QVEP* sur la distribution de l'aérosol atmosphérique

L'évolution des moyennes saisonnières de la *QVEP* sont similaires à l'évolution des *EOA*, avec des valeurs élevées durant le printemps et l'été, et des faibles valeurs durant l'automne et l'hiver (Chapitre III). Sur la figure IV.10 nous avons présenté les moyennes mensuelles de la *QVEP* en fonction du coefficient d'Angström α qui caractérise la taille des particules (Chapitre III). Les variations du coefficient α et de la *QVEP* sont opposées, lorsque la *QVEP* atteint des valeurs maximales, le coefficient α atteint ces minimums ce qui veut dire que les grosses particules sont dominantes dans la distribution de l'aérosol, et vice versa.

L'augmentation de la *QVEP* implique une diminution du coefficient α , ce qui cause une augmentation des *EOA*. La *QVEP* influent sur le mode grosse particules (rayon supérieur à $1 \mu\text{m}$) [El Aouadi et Diouri, 2004], l'augmentation de la *QVEP* implique une diminution du nombre de particules de rayon supérieur à $1 \mu\text{m}$. cela est causé par la coagulation des particules en présence de la vapeur d'eau, ce qui implique une diminution dans le nombre de particules et une augmentation dans leurs masse.

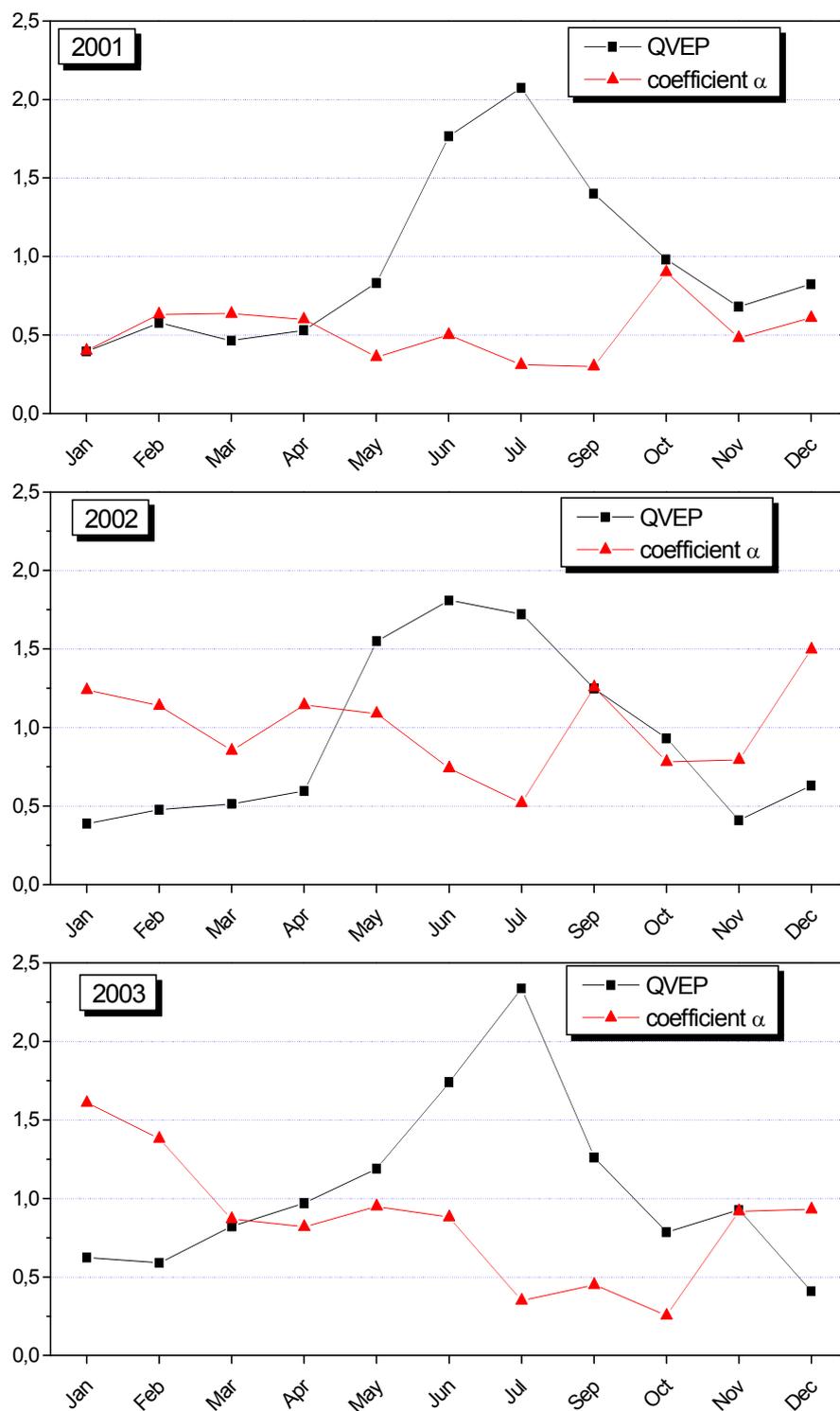


Figure IV.3 Variations de la *QVEP* et du coefficient d'Angstrom α durant la période 2001-2003

Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la détermination de la quantité de vapeur d'eau précipitable à l'aide des mesures photométriques par la bande d'absorption de la vapeur d'eau, la *QVEP* dépend de l'environnement et de la température de l'atmosphère, ainsi que de la répartition des sources d'eau de surface. La *QVEP* au Maroc orientale est caractérisée par une forte variabilité temporelle ; elle dépend des saisons. La quantité de vapeur d'eau enregistre une constance de faibles valeurs durant l'automne et l'hiver et des variations importantes des valeurs élevées durant le printemps et l'été causées essentiellement par l'influence des perturbations amenées par les vents du Sud d'origine saharienne. Les grandes valeurs enregistrées en été et au printemps peuvent être expliquées par la forte influence des masses d'air méditerranéennes et aussi par la forte évaporation durant cette période causée par les températures élevées.

La comparaison des moyennes mensuelles de la *QVEP* mesurées par le sunphotomètre et celles observées par satellite montre un écart important. Les valeurs trouvées depuis le satellite sont supérieures aux mesures photométriques au sol, sauf pour la saison d'été où il se produit l'inverse. Les mesures depuis les satellites constituent une approche nécessaire pour déterminer la distribution de la *QVEP* à l'échelle globale. Mais, vue les imprécisions causées par les nuages et les grosses particules de poussières au dessus des régions désertiques, des corrections des mesures effectuées depuis le sol sont nécessaires.

La *QVEP* affecte l'aérosol atmosphérique par l'augmentation des tailles des particules qui le constituent ; la présence d'une grande quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère, paraît favoriser le processus de coagulation des particules de taille submicroniques.

Chapitre V

Estimation du forçage radiatif de l'aérosol atmosphérique pour la période 1998–2003

Estimation du forçage radiatif de l'aérosol atmosphérique pour la période 1998-2003

Introduction

Le rayonnement solaire est pratiquement la seule source d'énergie externe de notre planète. C'est uniquement de manière radiative que celle-ci peut dégager de l'énergie vers l'espace. Le flux incident reçu par la terre dépend de la valeur de la constante solaire estimée à environ 1370 W/m^2 à une distance d'une UA . Cette constante dépend de l'activité solaire. Ses variations sont inférieures à 1%, de la distance Terre - Soleil et de la variation de l'angle d'incidence qui dépend de l'heure, de la latitude et de la saison.

Pour étudier les effets radiatifs sur le système Terre-atmosphère, il est nécessaire de déterminer la quantité d'énergie qui arrive à la surface de la terre. Plusieurs dispositifs permettent de mesurer l'irradiance du rayonnement solaire. Parmi ces dispositifs, le pyranomètre est l'instrument le plus utilisé. Il est destiné à mesurer l'irradiance du rayonnement solaire sur une surface plate reçu d'une hémisphère entière correspondant à un angle solide $2\pi \text{ Sr}$.

I Variations de l'irradiance globale et diffuse

1.1 Dispositifs de mesure de l'irradiance

La station météorologique dont dispose notre laboratoire est équipée de deux pyranomètres ; le premier mesure l'irradiance solaire totale, alors que le deuxième est équipé d'un ombrage qui permet d'éliminer la composante directe et ainsi mesurer l'irradiance diffuse. Ces dispositifs sont présentés sur la figure V.1. Ces pyranomètres sont de type CM 11/14. Ils sont fabriqués selon les normes et les spécifications conçues par l'organisation mondiale de la météorologie. Ils ont une grande précision et sont utilisés par beaucoup de réseaux météorologiques et par les établissements de recherche à travers le monde. Le capteur du pyranomètre CM11 consiste en 100 thermocouples imprimés sur une couche de céramique en utilisant des techniques de toile de film. La disposition des thermocouples est circulaire n'allouant qu'une faible erreur d'azimut. La couche d' Al_2O_3 a une forte conductivité

thermique. La différence de température à travers la couche ne dépasse pas 3°C même en présence d'un maximum de rayonnement solaire. Les phénomènes de convection sont négligeables dans le dôme intérieur. La sensibilité du pyranomètre ne change pas plus de 0.2% à 1400 W/m^2 .

Le coefficient de température du récepteur est ajusté par une thermistance; ainsi la sensibilité est de $\pm 1\%$ pour une température allant de -10°C à 40°C . Une seconde couche, non lumineuse, permet de composer les circulations de chaleur non causées par le rayonnement mais créées dans la couche réceptrice. Les réchauffements et les refroidissements de la boîte du pyranomètre n'affectent pas le zéro de l'instrument. Ainsi les effets de la température ou de l'humidité relative sur le bon fonctionnement de l'appareil restent négligeables. Les caractéristiques de ces pyranomètres sont données sur le tableau V.1. Les erreurs de cosinus et d'azimut sont moins de 3% à une élévation solaire de 10° .



(a)



(b)

Figure V.1 Pyranomètre CM 11/14 sans ombrage (a), et avec ombrage (b).

Tableau V.1 Caractéristiques des pyranomètres CM11/14

Intervalle de fonctionnement	305-2800 nm
Sensibilité	4 – 6 $\mu\text{V}/\text{W}/\text{m}^2$
Impédance	700 – 1500 ohms
Temps de réponse (99%)	24 s
Température de fonctionnement	-40 \longrightarrow + 80 °C
Sensibilité à la température	$\pm 1\%$ (-10 \longrightarrow 40 °C)
L'irradiance maximale	4000 W/m^2
Sensibilité à l'irradiance	0.2 % (1400 W/m^2)
poids	840 g

1.2 Variations de l'irradiance globale et diffuse

L'irradiance représente la quantité d'énergie électromagnétique incidente sur une surface par unité du temps [W/m^2]. On considère les trois flux principaux : le rayonnement direct qui représente le rayonnement obtenu suivant la direction définie par la position du soleil et le point de mesure à la surface terrestre, le rayonnement diffus est celui qu'on observe en absence du soleil, ce type de rayonnement arrive à la surface de la terre après une ou plusieurs diffusions avec les constituants de l'atmosphère, et le rayonnement global qui arrive à la surface de la terre (direct + diffus).

1.2.1 Variations journalières

A la surface de la terre, l'irradiance solaire est variable. Elle subit des changements journaliers et saisonniers dus aux deux rotations de la planète sur son axe polaire, et autour du soleil. Ces deux rotations définissent le cycle des radiations incidentes à la surface de la terre. La figure V.2 représente un exemple de l'irradiance solaire observée pendant 24 h pour des jours de différentes saisons. La différence maximale entre l'irradiance globale reçue un jour d'été et un jour d'hiver peut atteindre $500 \text{ W}/\text{m}^2$. En plein soleil une surface perpendiculairement orientée vers le soleil reçoit jusqu'à 1100 W par mètre carré. Ces valeurs peuvent enregistrer de grandes variations à cause des passages de nuages (courbe du 9 mai

2001, figure V.3) ou de vents de poussières minérales (courbe du 22 décembre 2001, figure V.3). L'irradiance augmente du lever du soleil jusqu'au maximum vers midi, puis on observe une diminution jusqu'au couché du soleil durant les jours clairs. Par contre lorsqu'il y a présence de nuages, une non uniformité dans l'évolution des radiations solaires est observée, et la fraction des radiations diffuses devient plus importantes. Pour un ciel fortement chargé en grosses masses nuageuses, le rayonnement direct devient nul et le rayonnement diffus est égal au rayonnement global, ses valeurs peuvent dépasser 400 W/m^2 .

I.2.2 Variations mensuelles

Sur les figures V.4 nous présentons les variations mensuelles des sommes des irradiances globales et diffuses pour la période 1998-2003. Les valeurs élevées de l'irradiance globale sont observées à partir de la fin du printemps jusqu'à la fin de l'été, et les faibles valeurs sont observées durant l'hiver et l'automne.

Les valeurs mensuelles maximales de l'irradiance peuvent atteindre 1450 KW/m^2 , tandis que les valeurs minimales de l'irradiance globale sont enregistrées au mois de décembre avec des valeurs de l'ordre de 400 KW/m^2 . L'irradiance diffuse ne représente pas une tendance claire ; ses valeurs varient dans l'intervalle de 30 à 490 KW/m^2 . Les grandes valeurs de l'irradiance diffuse sont enregistrées durant les mois où il y a une grande présence des nuages et aussi les mois des épisodes de poussière.

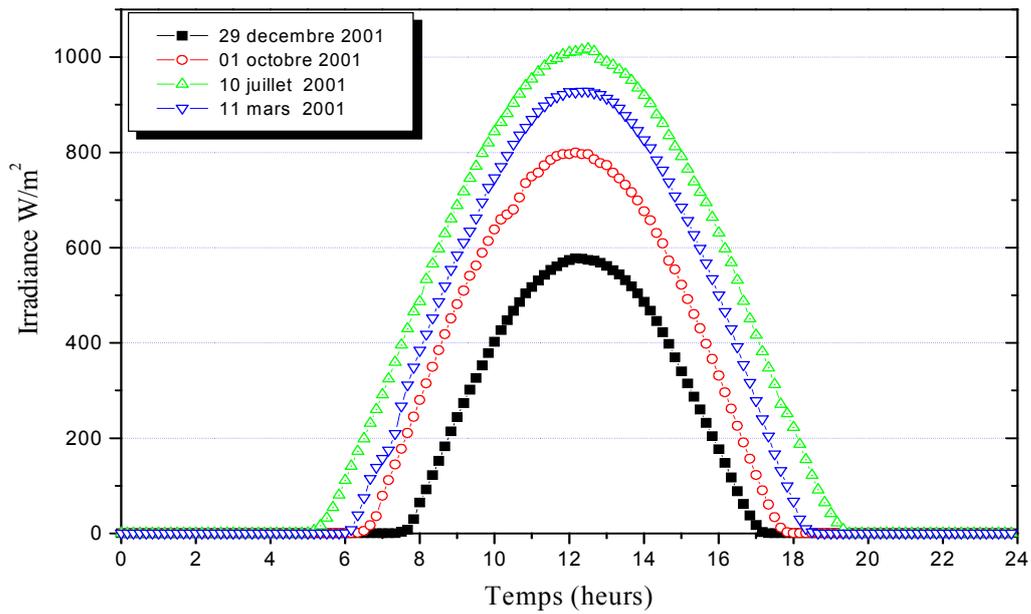


Figure V.2 Irradiation globale pour des jours clairs de différentes saisons durant 24 heures.

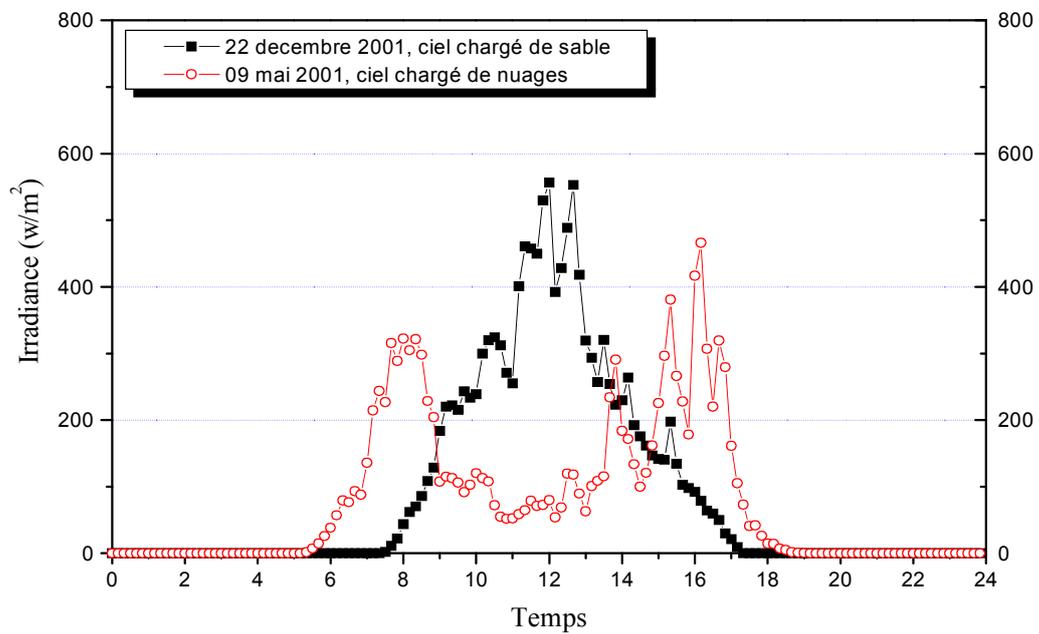


Figure V.3 Exemples de l'irradiation globale pour des jours couverts de nuage et vent de sable

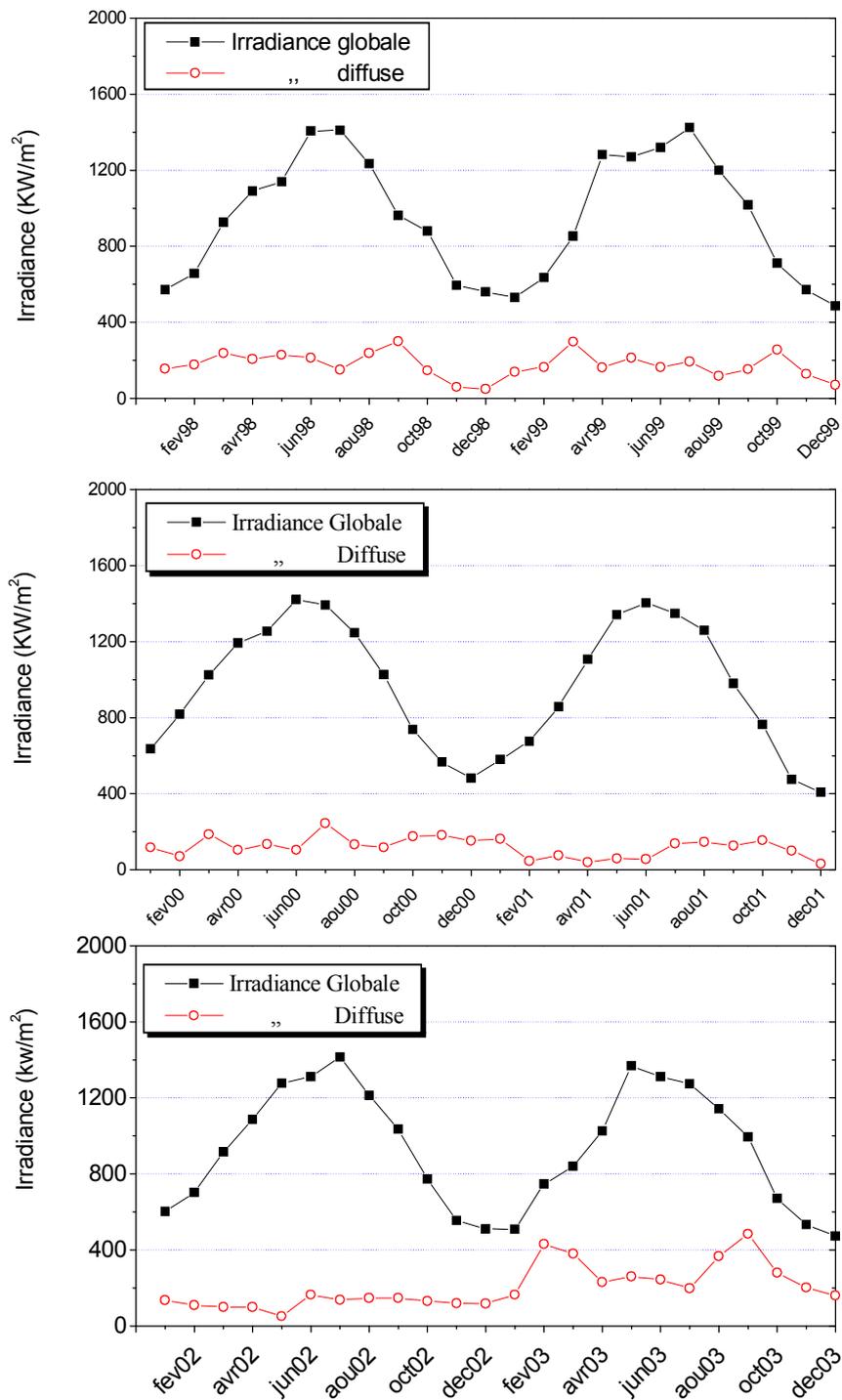


Figure V.4 Irradiations mensuelles globales et diffuses pour la période 1998 - 2003

II Forçage radiatif de l'aérosol atmosphérique

L'aérosol atmosphérique affecte le climat par absorption et diffusion du rayonnement solaire et terrestre, et par son effet sur l'albédo et la durée de vie des nuages. L'absorption de radiation solaire (SW) est équilibrée par l'émission de radiation infrarouge thermique (LW). Le forçage radiatif est le changement dans les radiations (SW) ou (LW) imposé sur l'équilibre radiatif terrestre faisant passer le système climatique à un nouvel équilibre thermique. Le forçage radiatif dû à l'aérosol dépend de la nature, de la concentration des particules et du chemin optique traversé par le rayonnement solaire. Le chemin optique est une fonction de l'angle solaire, qui dépend de l'heure, de la latitude et la date. Un forçage radiatif positif a tendance à réchauffer la surface terrestre et la basse atmosphère, tandis qu'un forçage négatif a tendance à les refroidir.

Selon le rapport de IPCC [2001], il existe encore une grande incertitude dans les effets directs et indirects de l'aérosol sur l'irradiance solaire dans la troposphère (Figure I.1). L'effet radiatif direct des aérosols estimée par IPCC est entre -0.25 et -1 W/m^2 pour une moyenne globale, avec une incertitude de facteur deux approximativement. Avec beaucoup moins de certitude, l'effet indirect d'aérosols est estimé être entre 0 et $-1,5 \text{ W/m}^2$. Les aérosols entraînent en général des effets de refroidissement directs qui peuvent masquer ceux des gaz à effet de serre bien mélangés, bien qu'ils puissent varier d'une région et d'un type d'aérosols à l'autre [Charlson et al., 1992].

Le forçage radiatif causé par l'aérosol atmosphérique représente la différence de flux nets entre une atmosphère avec et "sans aérosol". Cette définition présente un inconvénient considérable pour le calcul de ce forçage, il faut définir le cas sans aérosol, que l'on n'observe jamais en réalité, de ce fait, une variété de méthodes ont été développées pour la détermination de ce forçage. La majorité de ces méthodes sont basées sur une analyse des mesures depuis l'espace et des modèles numériques, de calcul du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère.

Parmi ces méthodes, une consiste à inverser l'épaisseur optique de l'aérosol, puis utiliser un code de transfert radiatif pour calculer le forçage radiatif de l'aérosol. Cette deuxième étape nécessite la détermination d'un modèle d'aérosol, soit par des mesures in situ, soit par une information a priori. Boucher et Tanré [2000] encadrent le forçage radiatif de l'aérosol au sommet de l'atmosphère entre -5 W.m^{-2} et -6 W.m^{-2} à l'échelle globale.

Bergstrom et Russel [1998] ont utilisé l'*EOA* obtenu par des mesures de AVHRR et les propriétés optiques de l'aérosol durant la campagne de mesure TARFOX. Leur étude a estimé le forçage à -4 Wm^{-2} .

Une autre méthode consiste à mélanger les informations de spectroradiomètre onde-courte (SW) aux mesures des instruments satellitaires qui calculent le bilan radiatif de la terre, tel CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System). Christopher et al. [2000] utilisent VIRS (Visible InfraRed Scanner) pour identifier les événements de combustion de biomasse et CERES pour estimer le forçage radiatif. Les valeurs trouvées sont de l'ordre de -68 Wm^{-2} . Ces travaux sont encore peu nombreux et très souvent restreints à des régions précises du globe.

A cause du manque de données d'observation, la plupart des évaluations du forçage radiatif dû aux aérosols troposphériques sont basées sur des études théoriques. Une formulation simple du calcul du forçage direct des constituants de l'atmosphère dans les courtes longueurs d'onde [Seinfeld et Pandis, 1998] :

$$\Delta I = I_0(1 - A_C)T_a^2 \left[\left(r + \frac{t^2 R_S}{1 - R_S r} \right) - R_S \right] \quad (\text{V.1})$$

Avec :

I_0 : Intensité du rayonnement solaire incident (W.m^{-2}).

A_C : Couverture nuageuse.

T_a : Transmittance de l'atmosphère.

R_S : Albédo de surface.

Et r la fraction du rayonnement solaire réfléchi vers le haut donnée par :

$$r = (1 - e^{-\tau})w\beta \quad (\text{V.2})$$

r dépend de l'albédo simple de diffusion de l'aérosol w , la fraction diffusée vers le haut par l'aérosol β , et l'épaisseur optique de l'aérosol τ .

Et t la fraction transmise vers le bas par la couche de l'aérosol :

$$t = e^{-\tau} + w(1 - \beta)(1 - e^{-\tau}) \quad (\text{V.3})$$

Le forçage radiatif causé par le sulfate est estimé à $-0.4 W.m^{-2}$, mais le sulfate n'est pas le seul aérosol anthropique qui contribue d'une façon significative au forçage. L'analyse chimique de l'aérosol anthropique montre que l'aérosol de base organique et le nitrate d'ammonium peuvent contribuer également avec une même grandeur que le sulfate ou bien plus [IPCC, 2001].

Par opposition à la majorité des gaz à effet de serre, la durée de vie de l'aérosol atmosphérique est courte, avec la non uniformité de la distribution des sources à travers le monde. Ceci implique une grande différence des valeurs du forçage en fonction des différentes régions. La majorité des sources de l'aérosol anthropique est située dans l'hémisphère nord d'où une grande différence du forçage radiatif entre les deux hémisphères.

Le forçage radiatif moyen est proportionnel à la charge de l'aérosol. Les autres paramètres microphysiques qui contrôlent le forçage sont l'efficacité de diffusion, l'humidité relative et la fraction du rayonnement diffusé vers l'avant. Les variables sont déterminées par la distribution de taille de l'aérosol et la composition chimique.

La région du Nord du Maroc Oriental est affectée principalement par différents types d'aérosol d'origine naturelle, maritime, continentale et désertique [El Amraoui, 2001]. Cette région présente un excellent endroit pour étudier le forçage radiatif causé par ces aérosols et en particulier par l'aérosol minéral durant les épisodes des poussières qui affectent la région (Figure V.5). Dans cette partie, nous allons calculer le forçage radiatif de l'aérosol. Nos résultats sont basés sur des mesures des radiations solaires par le pyranomètre CM11/14.

Le forçage radiatif appliqué au rayonnement solaire par l'aérosol *SWARF* (**ShortWave Aerosol Radiative Forcing**) est défini comme la différence entre l'irradiance mesurée pour une atmosphère propre sans aérosol I_0 et en présence de l'aérosol $I_{aér}$, [Christopher et Zhang, 2002 ; Wendling et al., 2002]. Cette quantité est estimée à partir des mesures de l'irradiance effectuée par le pyranomètre. Une atmosphère propre sans aérosol est caractérisée par un maximum d'irradiance globale, un minimum d'irradiance diffuse et des faibles épaisseurs optiques :

$$SWARF = I_{aér} - I_0 \quad (V.4)$$

Pour calculer le *SWARF* nous avons choisi toujours des journées avec un ciel dégagé pour éliminer l'influence des nuages. Un exemple de calcul du forçage radiatif est donné sur la figure V.6, un maximum d'irradiance (I_0) est enregistré durant le 18 mai 2003, le forçage radiatif (*SWARF*) représente la différence entre ce maximum et les irradiances enregistrées pour les autres jours ($I_{aér}$).

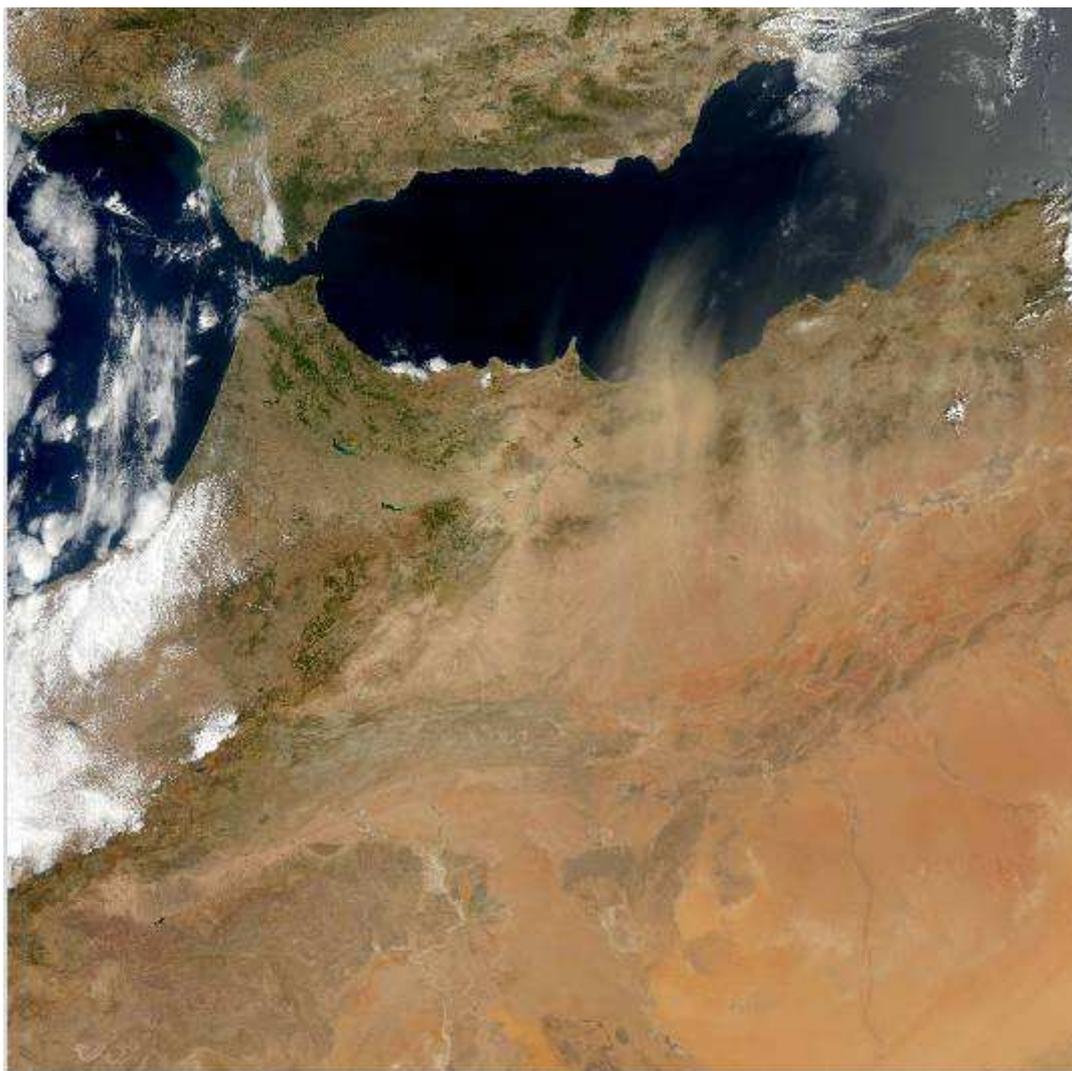
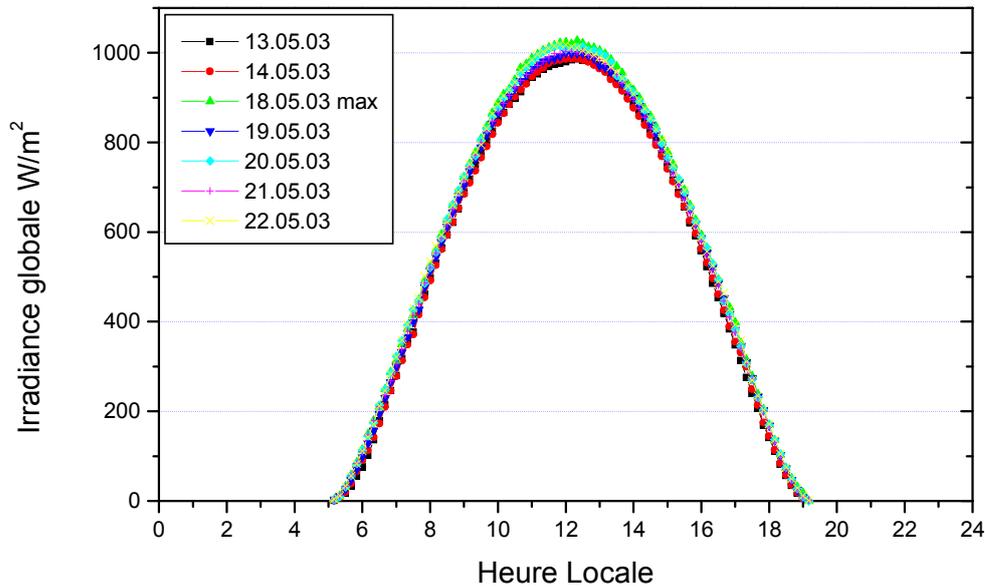


Figure V.5 Tempête de poussière désertique observée au dessus de la région du Maroc oriental par le satellite MODIS le 23 juin 2003



FigureV.6 Exemple de calcul de *SWARF* pour des journées de mai 2005.

Remarque : le choix des jours avec lesquels on calcule le forçage radiatif se fait de telle façon que les variations de l'irradiance dues au changement de la constante solaire sont négligeables.

II.1 Variations journalières du *SWARF*

Les variations journalières du forçage radiatif causé par l'aérosol atmosphérique sont présentées sur les figures de V.7.1 à V.7.3 pour la période 2001-2003. Des fortes variations sont observées durant la journée, les valeurs du *SWARF* varient entre -20 et -80 W/m^2 . Le forçage radiatif varie durant le jour en fonction de l'angle solaire.

Les moyennes journalières varient entre -1 et -32 Wm^{-2} . Les valeurs minimales sont enregistrées après les précipitations, ce qui induit une grande propreté de l'atmosphère (la visibilité est supérieure à 45 Km , la vitesse du vent est presque nulle et les épaisseurs optiques sont minimales). Les jours où le forçage radiatif est maximal, sont caractérisés par des grandes charges atmosphériques en aérosol, en particulier celles d'origine désertique, (exemple de la journée du 1 mars 2003, la moyenne journalière du *SWARF* est de l'ordre de -29 W.m^{-2} et la vitesse du vent durant cette journée dépasse 6 m/s , la direction du vent est du

Sud (180°), et la visibilité était de moins de 1 Km avec un ciel de couleur rouge). Les figures 8.a et b montrent l'importance de ce phénomène, en effet on constate qu'entre 7 h et 14 h du matin de la journée du 1.3.2003, le *SWARF* est en moyen constant de l'ordre de -45 W/m^2 , alors que la vitesse du vent était importante seulement entre 5h et 11h du matin. Le décalage temporel du matin peut être expliqué par le temps nécessaire de transport de l'aérosol et son arrivé à la région et celui de l'après-midi qui dure presque trois heures correspond au temps nécessaire à la sédimentation de l'aérosol.

Les moyennes journalières de *SWARF* présentent une grande variabilité (Figure V.9). Les faibles valeurs absolues (entre -1 et -7 W.m^{-2}) sont enregistrées à partir du mois d'octobre jusqu'à février. Les valeurs sont élevées pour la période de mars à septembre avec des valeurs variant de -10 à -32 W.m^{-2} . Notons que l'aérosol contribue à un refroidissement de la surface terrestre et aussi du système terre - atmosphère.

Les résultats trouvés par Lata et al., [2002] en Inde font apparaître une variation de *SWARF* de -24 à -42 Wm^{-2} pour les moyennes journalières durant des jours pollués par l'aérosol issu des feux de forêt, les faibles valeurs sont observées pour des faibles valeurs des *EOA* et des angle de zénith. Durant la campagne de mesure LACE 98 effectuée à Lindenberg en Allemagne, les moyennes journalières du forçage radiatif variait entre -8.0 et -15.3 Wm^{-2} avec une forte dépendance du type d'aérosol et aussi des paramètres météorologiques direction, vitesse du vent et humidité relative [Wendling et al., 2002]. Les aérosols désertiques agissent sur le bilan radiatif par diffusion du rayonnement solaire, provoquant ainsi le refroidissement de la surface. Localement, le forçage radiatif direct peut représenter jusqu'à -60 W/m^2 à la surface [Miller et Tegen, 1998].

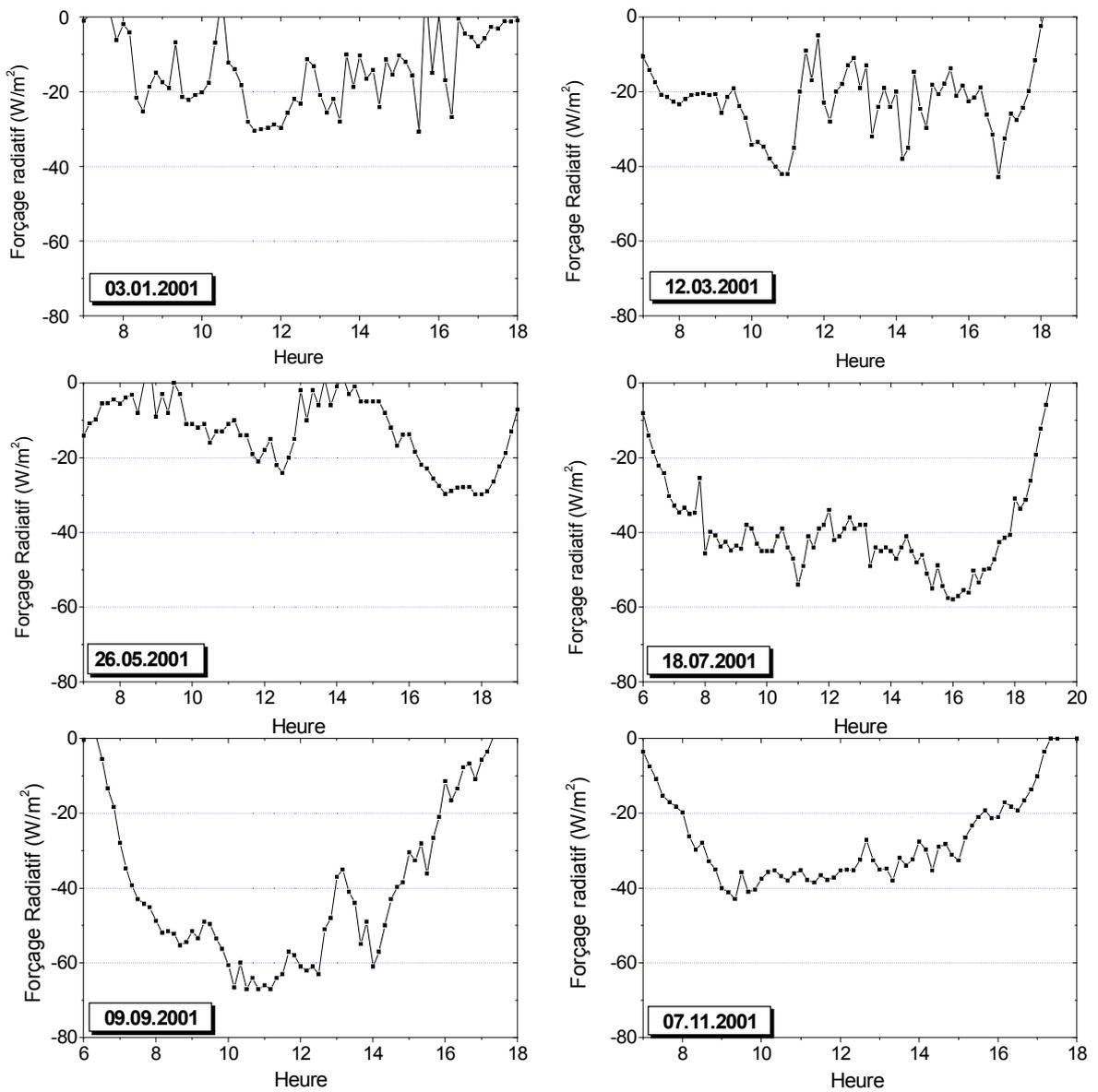


Figure V.7.1 Exemples de variations journalières de *SWARF* pour 2001

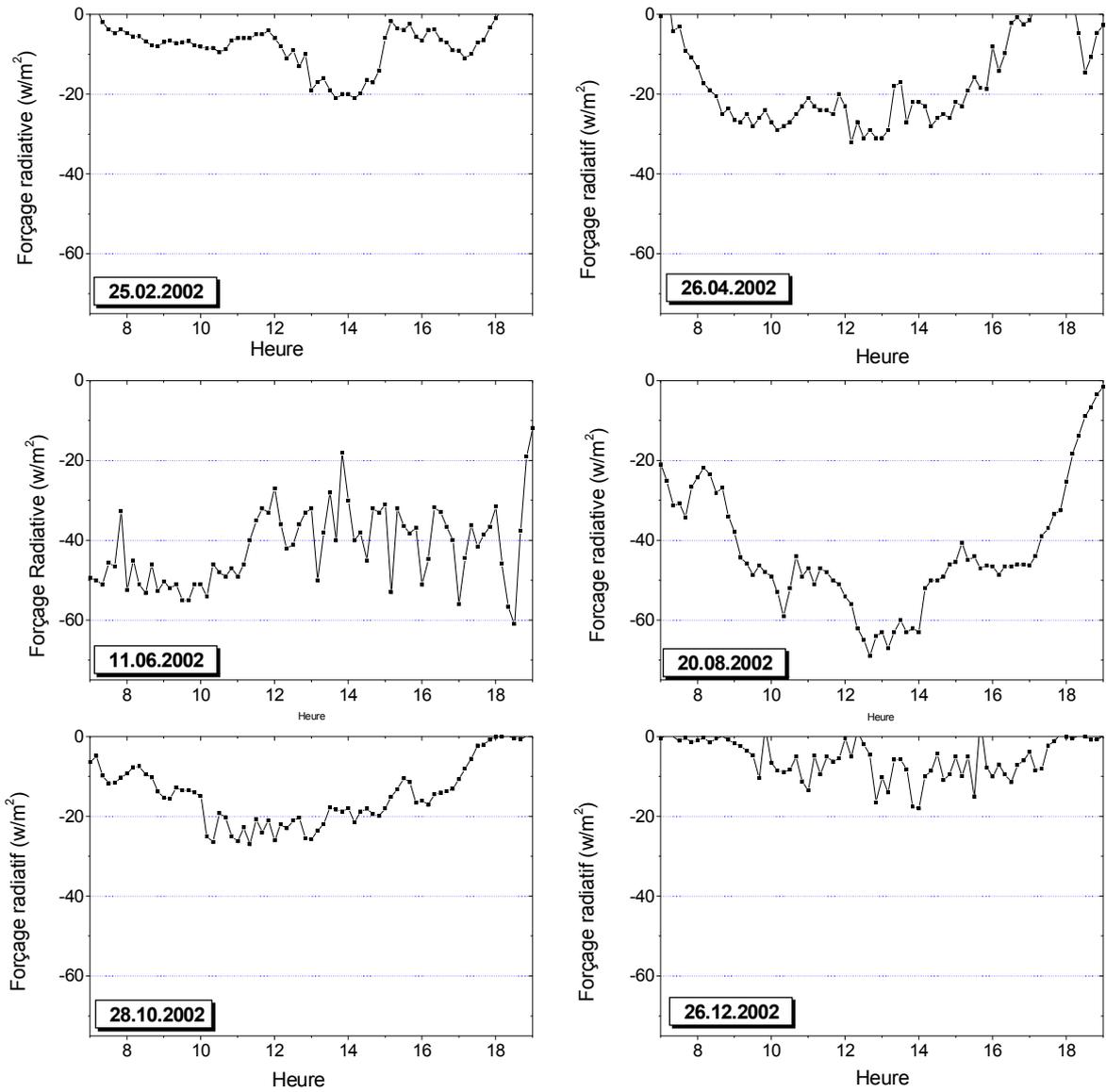


Figure V.7.2 Exemples de variations journalières de *SWARF* pour 2002

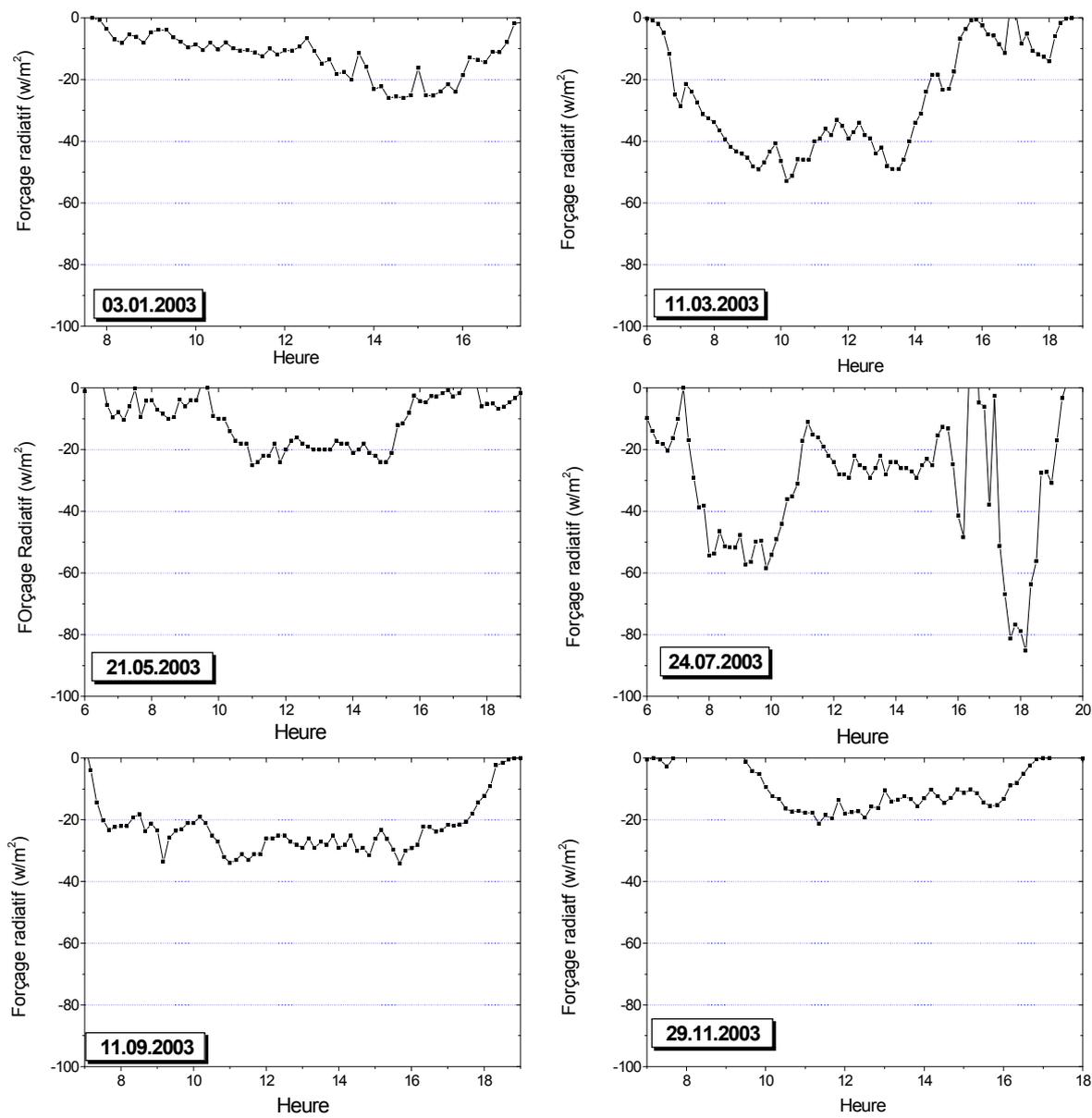
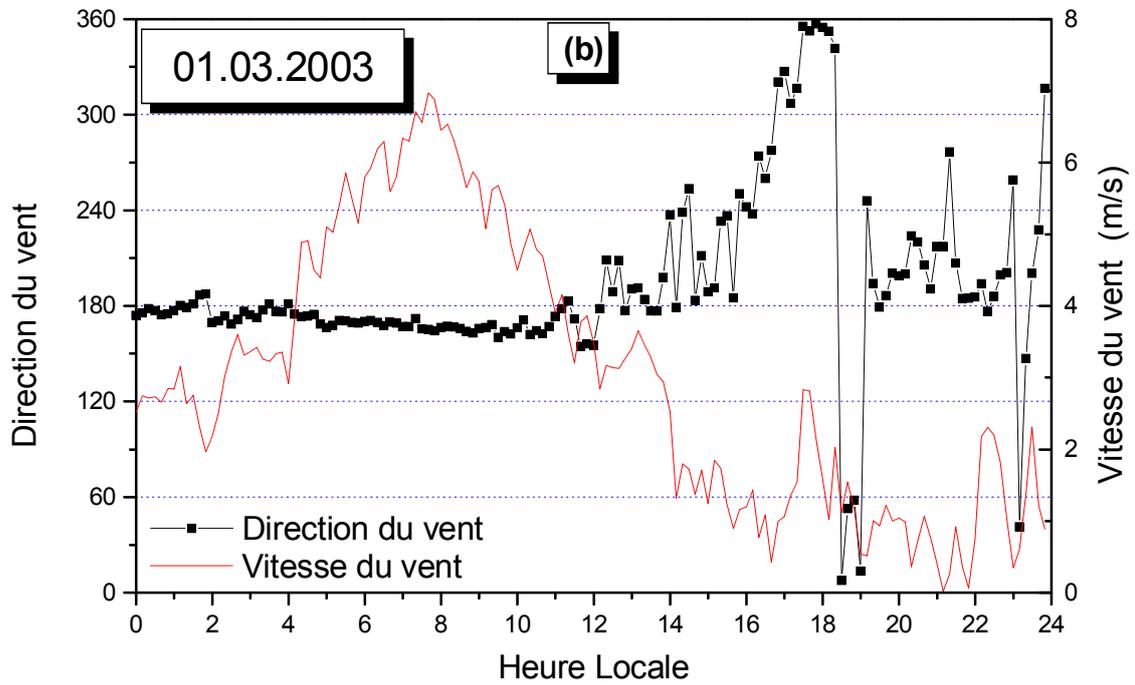
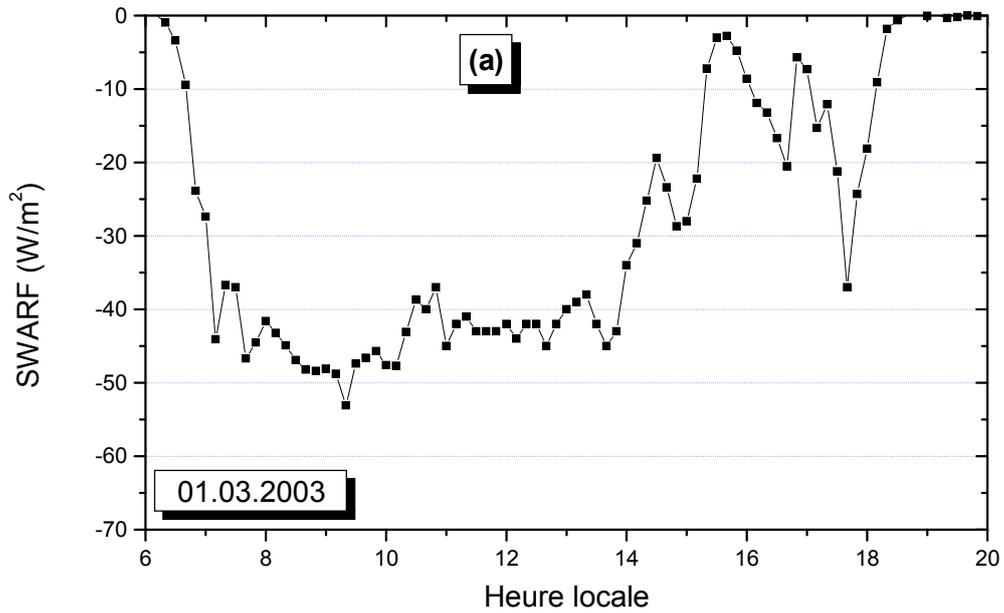


Figure V.7.3 Exemples de variations journalières de *SWARF* pour 2003



FigureV.8 Variations du *SWARF* (a) et de la direction et la vitesse du vent (b) pour le 1 mars 2003

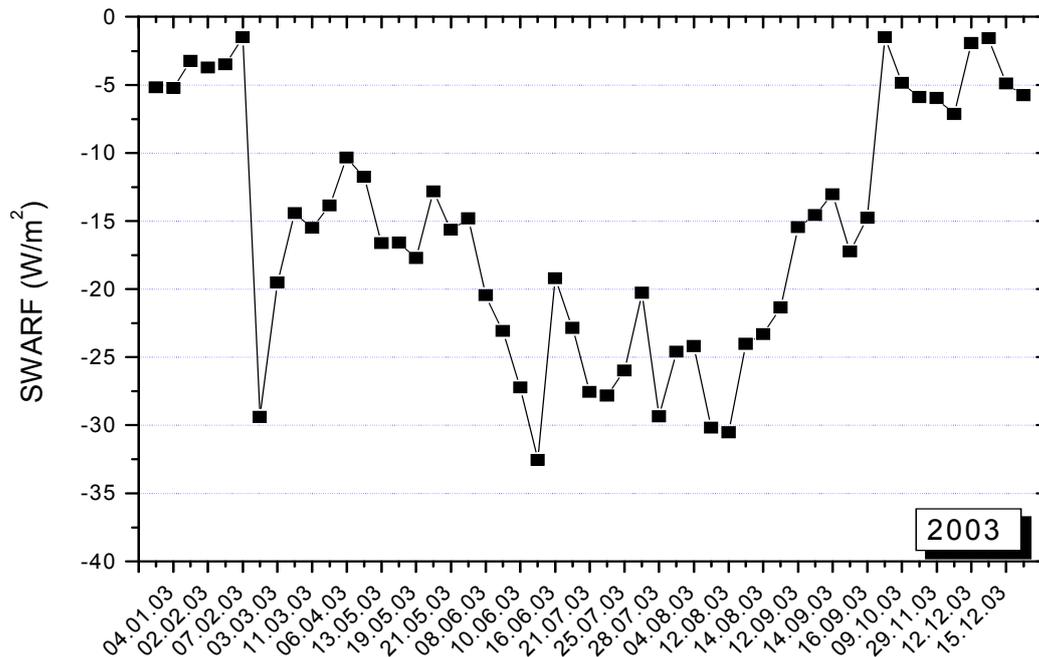


Figure V.9 Moyennes journalières de *SWARF* pour l'année 2003

II.2 Evolution des moyennes mensuelles de *SWARF*

Sur les figures V.10 nous avons présenté l'évolution mensuelle de la valeur moyenne ainsi que sa déviation standard du forçage radiatif pour la période 1998-2003, ces moyennes sont calculées à partir des moyennes journalières du forçage radiatif. L'analyse de ces figures montre que le forçage radiatif atteint des grandes valeurs absolues entre les mois de juin et septembre, avec un maximum de l'ordre de $-24 W/m^2$. La déviation standard par rapport à la valeur moyenne est grande durant cette période, ceci reflète l'influence des masses d'air d'origine saharienne qui cause une perturbation de le *SWARF*.

Durant la période de novembre jusqu'à avril, les valeurs des moyennes mensuelles sont faibles, entre -3 et $-10 W/m^2$, la déviation standard reste aussi faible. Les précipitations durant ces mois contribuent d'une façon significative à la réduction du forçage radiatif, durant cette période aussi les *EOA* ont des valeurs faibles cela explique bien les faibles valeurs de le *SWARF*. Durant ces six années d'études, les moyennes mensuelles du *SWARF* n'ont pas enregistré de grands changements, l'aérosol atmosphérique à Oujda a conservé ses mêmes caractéristiques durant ces années.

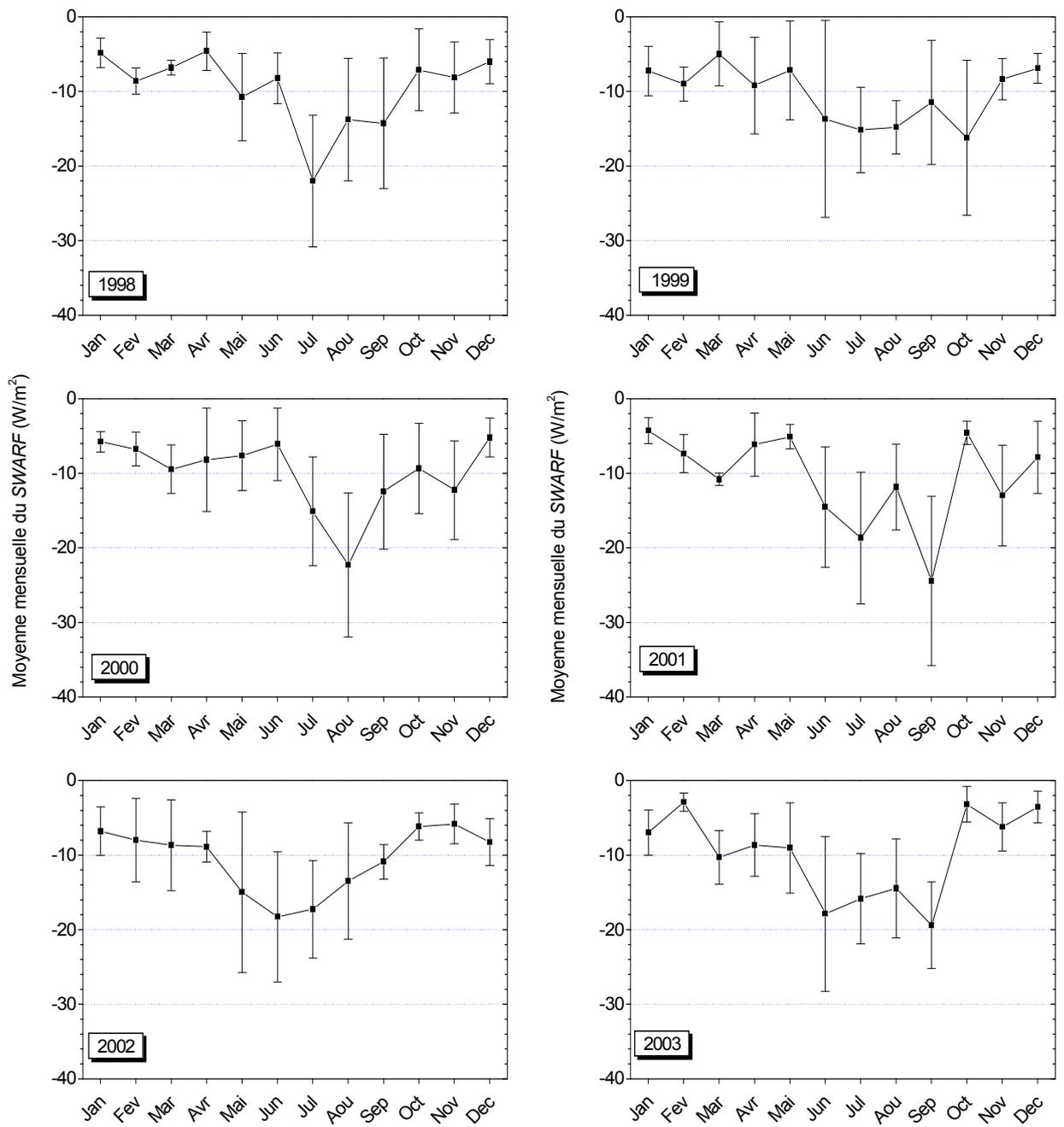


Figure V.10 Moyennes mensuelles du *SWARF* pour la période 1998-2003

II.3 Variations saisonnières

Sur la figure V.11 nous présentons les variations de la valeur moyenne saisonnière et de sa déviation standard pour la période 1998-2003. À partir de ces courbes on peut remarquer les grandes différences dans les valeurs de la *SWARF* entre les saisons, la *SWARF* est maximale de l'ordre de -18 W/m^2 en été, et minimale en hiver et en automne -7 W/m^2 . Durant le printemps les valeurs sont très variables. Les variations des déviations standards ont presque le même comportement que celui de la *SWARF*.

Les valeurs élevées de la *SWARF* et des déviations standard durant l'été sont expliquées par la grande turbidité que connaît notre région pendant cette période [Jeanicke et al., 1999 ; Diouri et al., 2000], et aussi par les grandes quantités de vapeur d'eau.

Sur le tableau V.2 nous avons présenté des moyennes saisonnières du forçage radiatif de plusieurs régions à travers le monde. Ces données sont obtenues par des mesures satellitaires. Une différence saisonnière significative de la distribution de la *SWARF* est observée en Chine et en Inde. Les grandes valeurs à l'Ouest de l'Afrique sont dues à la dominance de l'aérosol désertique [Prospero et al., 2002]. Les valeurs élevées en Chine et en Inde sont causées par l'aérosol de combustion de biomasse, et aussi la grande pollution dans ces régions [Ramanathan et al., 2001]. Durant le printemps, l'aérosol désertique prédominant à l'Ouest de l'Afrique se déplace vers le nord de l'hémisphère le long de l'océan atlantique, ce qui cause une élévation de la *SWARF* en Amérique centrale et à l'Est des Etats-Unis. En été des épisodes de combustion de biomasse sont observés au dessus des côtes de l'Amérique [Swap et al., 2003], ces couches d'aérosol contribuent à une augmentation de la *SWARF* au dessus de ces régions.

La *SWARF* dépend aussi de la latitude, des variations similaires à celles trouvées à Oujda au printemps et en hiver sont observées à la partie Est des Etats Unis (30° - 45°), mais durant l'été on observe un grand écart entre ces deux régions avec une *SWARF* de l'ordre de -16.5 Wm^{-2} à Oujda et -6.2 Wm^{-2} au Etats Unis, cette différence peut être expliquée par les événements de poussières désertiques que connaît la région durant cette période.

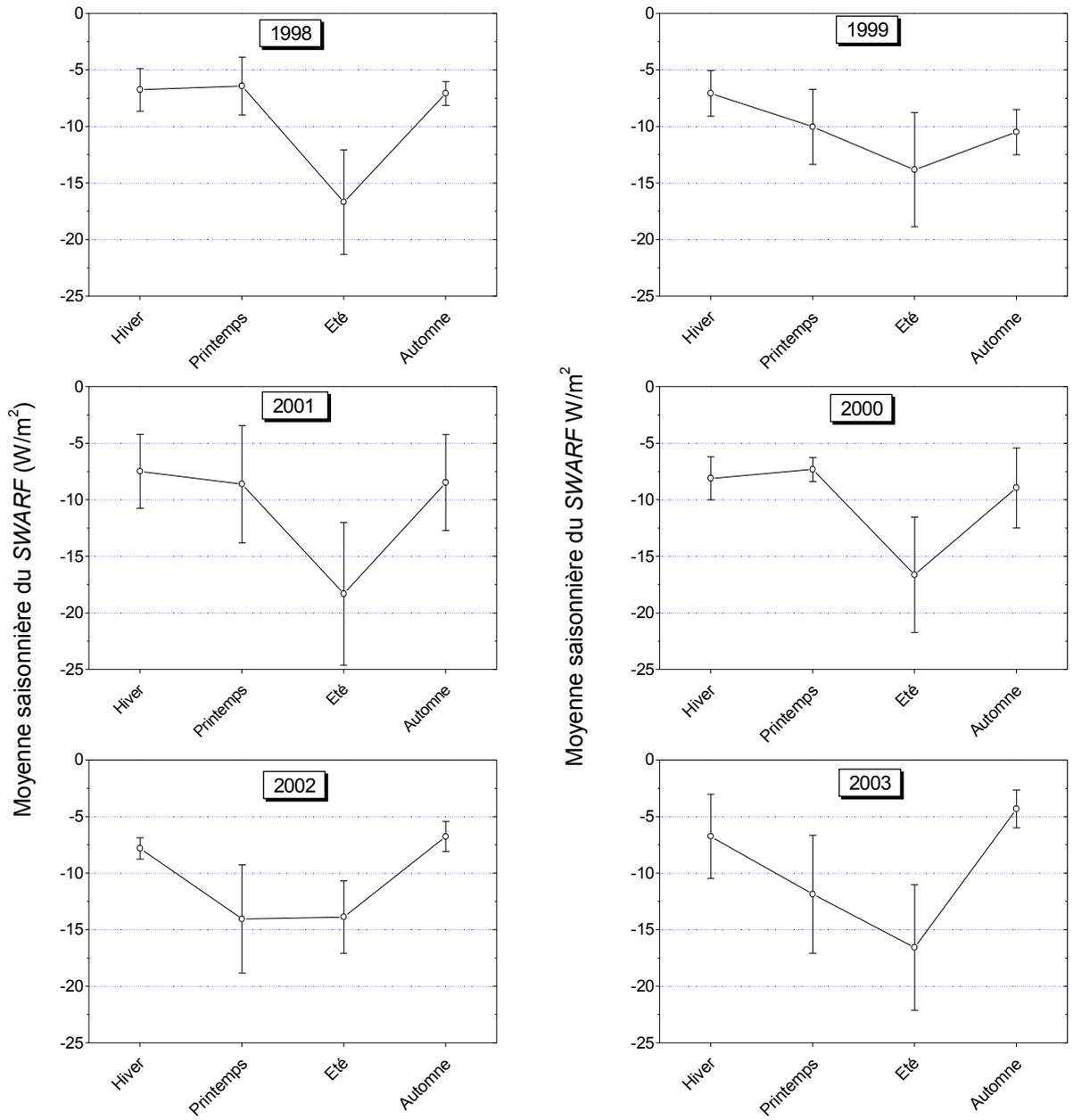


Figure V.11 Moyennes saisonnières du *SWARF* pour la période 1998 - 2003

Tableau V.2 Comparaison des moyennes saisonnières dans différentes régions du monde avec les mesures effectuées à Oujda [Zhang et al. 2005].

	Latitude °N	Longitude °E	Forçage radiatif (W/m ²)		
			Hiver - Automne	Printemps	Eté
Afrique du Nord	10 – 30	-60 – -10	-7.0	-8.5	-9.7
Sud Ouest Afrique	-20 – -5	-20 – 20	-8.2	-5.5	-9.3
Sud Est Afrique	-30 – -10	-20 – 20	-5.0	-3.9	-6.9
Amérique Central	10 – 30	-120 – -80	-6.1	-10.5	-7
Est Etats Unis	30 – 45	-80 – -50	-5.0	-10.1	-6.2
Inde	0 – 30	60 – 100	-10.6	-14.0	-12.3
China	20 – 40	110 – 150	-12.1	-16.6	-8.3
Australie	-20 – 0	100 – 150	-5.7	-5	-7.3
Oujda	34	-1	-5.5	-11.8	-16.5

II Effet de l'aérosol atmosphérique sur le SWARF

II.1 Variation du SWARF en fonction des EOA

La figure V.12 présente les moyennes journalières de *SWARF* en fonction des épaisseurs optiques de l'aérosol correspondant à la longueur d'onde $0.5 \mu\text{m}$, une augmentation des *EOA* coïncide avec l'augmentation* de *SWARF*, cependant le forçage radiatif n'est pas une fonction linéaire de l'*EOA* comme l'a suggéré Russel et al. [1997].

On définit l'efficacité du *SWARF* comme étant le forçage radiatif induit par une unité d'épaisseur optique de cet aérosol. Cette quantité correspond à la pente du fit linéaire quand il passe par 0, cette pente est obtenue en traçant le forçage radiatif en fonction de l'*EOA* selon l'équation (V.1):

$$SWARF = B.\tau_{0,5} + A \quad (V.1)$$

Avec $B = -44.09 \pm 4.83 \text{ W/m}^2$ et $A = -3.87 \pm 0.96$

L'efficacité du *SWARF* est donc de l'ordre de -48 W/m^2 . L'efficacité journalière moyenne du *SWARF* observée par Li et al. [2004], dans l'océan atlantique (15° - 25°N ; 45° - 15°W) causée par l'aérosol désertique est de l'ordre de $-81 \pm 3 \text{ W/m}^2$ pour des jours avec des fortes charges en poussières, et de $-35 \pm 3 \text{ W/m}^2$ pour des jours normaux. Ces valeurs montrent la grande importance de la contribution des particules de poussières minérales dans le forçage radiatif, et ainsi dans le refroidissement de la surface terrestre.

L'efficacité du *SWARF* est moins de 35 % de celle trouvée dans des régions fortement polluées -75 W/m^2 [Satheesh et Ramanatha, 2000], et de 43 % pour les régions affectées par les feux de forêts (-85.1 W/m^2) [Krzysztof et al., 2002]. Ces valeurs peuvent être très élevées durant les épisodes du feu de forêt que connaissent les régions de l'Afrique centrale (-210 W/m^2) [Hansell et al., 2003]. L'humidité relative a un effet confirmé sur le forçage radiatif, les valeurs du forçage radiatif spécifique trouvées durant LACE 98 ont une forte dépendance de l'humidité relative [Wendling et al., 2002].

* Augmentation en valeur absolue qui correspond en fait à une augmentation du refroidissement.

II.2 Variation du *SWARF* en fonction des coefficients d'Angstrom α et β

Sur la figure V.13 nous avons présenté le forçage radiatif en fonction du coefficient d'Angstrom α . Le *SWARF* a une faible dépendance du coefficient α qui caractérise la taille des particules de l'aérosol (Pente du fit linéaire est 6.9), l'augmentation de la taille des particules (diminution du paramètre α) a une faible influence sur le forçage radiatif, ce qui veut dire que les grosses particules ne contribuent pas d'une façon significative au forçage radiatif, cela peut être expliqué par la faible fréquence des événements de charge d'origine désertique et aussi par la fraction de diffusion vers le haut peu élevée pour ces grosses particules qui dépend de l'altitude de cet aérosol et de l'orientation. Pour les faibles altitudes, la contribution de l'aérosol reste faible au forçage radiatif au niveau régional, par contre lorsque l'aérosol est situé dans des grandes altitudes, le forçage radiatif devient important au niveau régionale parcequ'une partie du rayonnement diffusé vers le bas n'est pas détectée. Au niveau global le forçage radiatif est le même quel que soit l'altitude de l'aérosol. Pour les fines particules, le rayonnement est diffusé d'une façon symétrique, la partie diffusée vers le haut est presque égale à celle diffusée vers le bas.

Le *SWARF* dépend fortement du coefficient β (Figure V.14), et par conséquent de la concentration de l'aérosol dans l'atmosphère. La pente du fit linéaire est de l'ordre de -59 W/m^2 , ceci implique la forte dépendance du *SWARF* de la charge atmosphérique en aérosol ce qui explique les grandes valeurs du *SWARF* durant l'été. L'augmentation dans la charge atmosphérique implique une augmentation dans la section efficace d'extinction de l'ensemble des particules de l'aérosol, ce qui cause de sa part une forte extinction du rayonnement solaire.

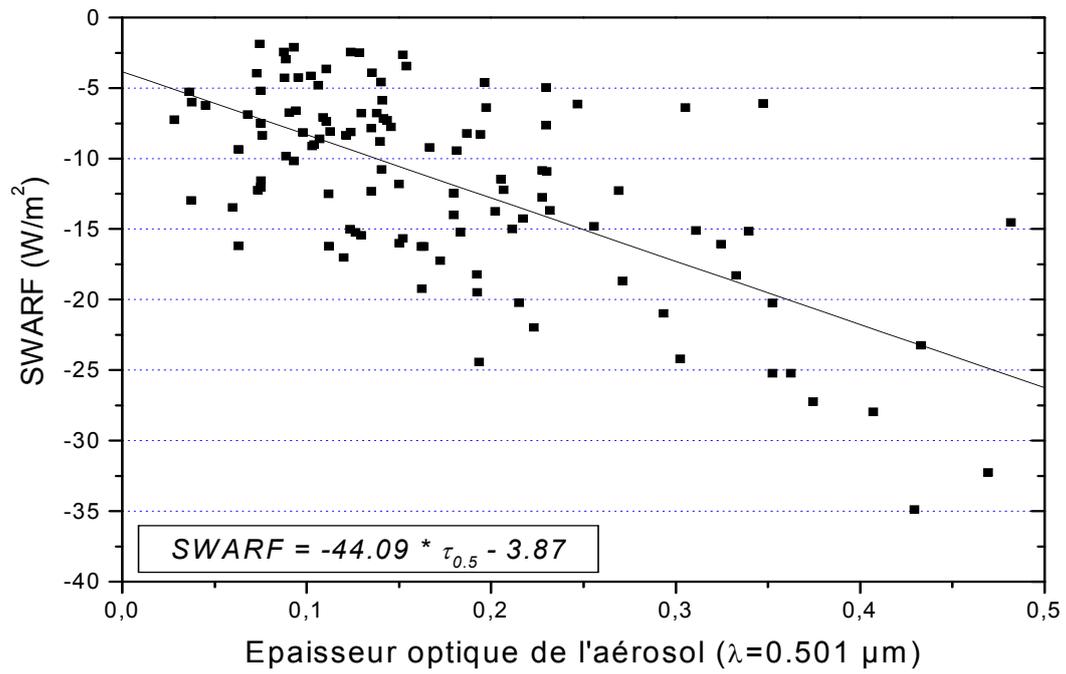


Figure V.12 *SWARF* en fonction de l'épaisseur optique pour la longueur d'onde 0.5 μm.

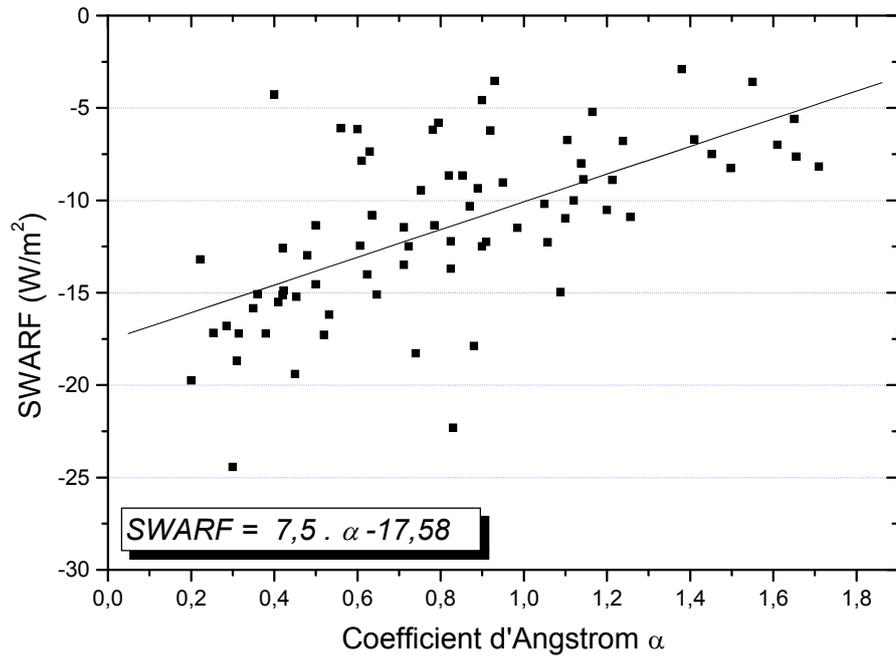


Figure V.13 *SWARF* en fonction des coefficients d'Angstrom α

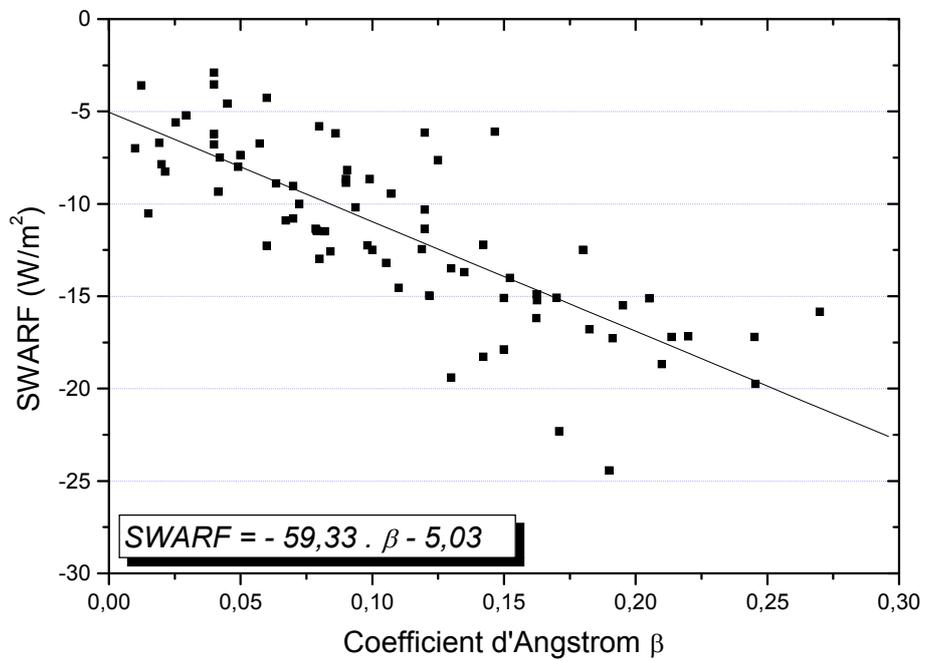


Figure V.14 *SWARF* en fonction des coefficients d'Angstrom β

II.3 Distribution de l'aérosol et le SWARF

Dans cette partie nous déterminons la distribution de taille des particules de l'aérosol atmosphérique responsable du forçage radiatif, à cette fin, dans un premier temps nous déterminons la distribution de l'aérosol à partir des épaisseurs optiques, pour les mêmes jours pour lesquels nous avons calculé le forçage radiatif. Et puis nous calculons la différence entre la distribution qui représente le jour avec maximum d'irradiance et les autres jours considérés. Les résultats sont présentés sur les figures V.15.1 à V.15.3 correspondants aux années 1998, 2000 et 2003.

Sur ces figures on remarque que durant les jours où le *SWARF* enregistre des valeurs élevées, la distribution de taille des particules correspondante enregistre aussi un excès dans le nombre de particules.

Les particules de taille inférieure à $0.5 \mu m$ sont les principales responsables du forçage radiatif, les jours avec des grandes valeurs du forçage radiatif (Exemple du 01 septembre 1998) ont des excès des particules de rayon inférieur à $0.5 \mu m$, Les particules d'aérosol submicroniques ont le rendement le plus élevé (par unité de masse) pour les interactions avec le rayonnement solaire à cause de leur dimension comparable à la longueur d'onde du rayonnement. Les valeurs élevées du *SWARF* durant les épisodes de poussière à Oujda, sont dues à la présence considérable des fines particules dans cet aérosol et avec des grandes concentrations, qui augmentent d'une façon significative durant ces épisodes par rapport au cas normaux [*El Amraoui 2001*].

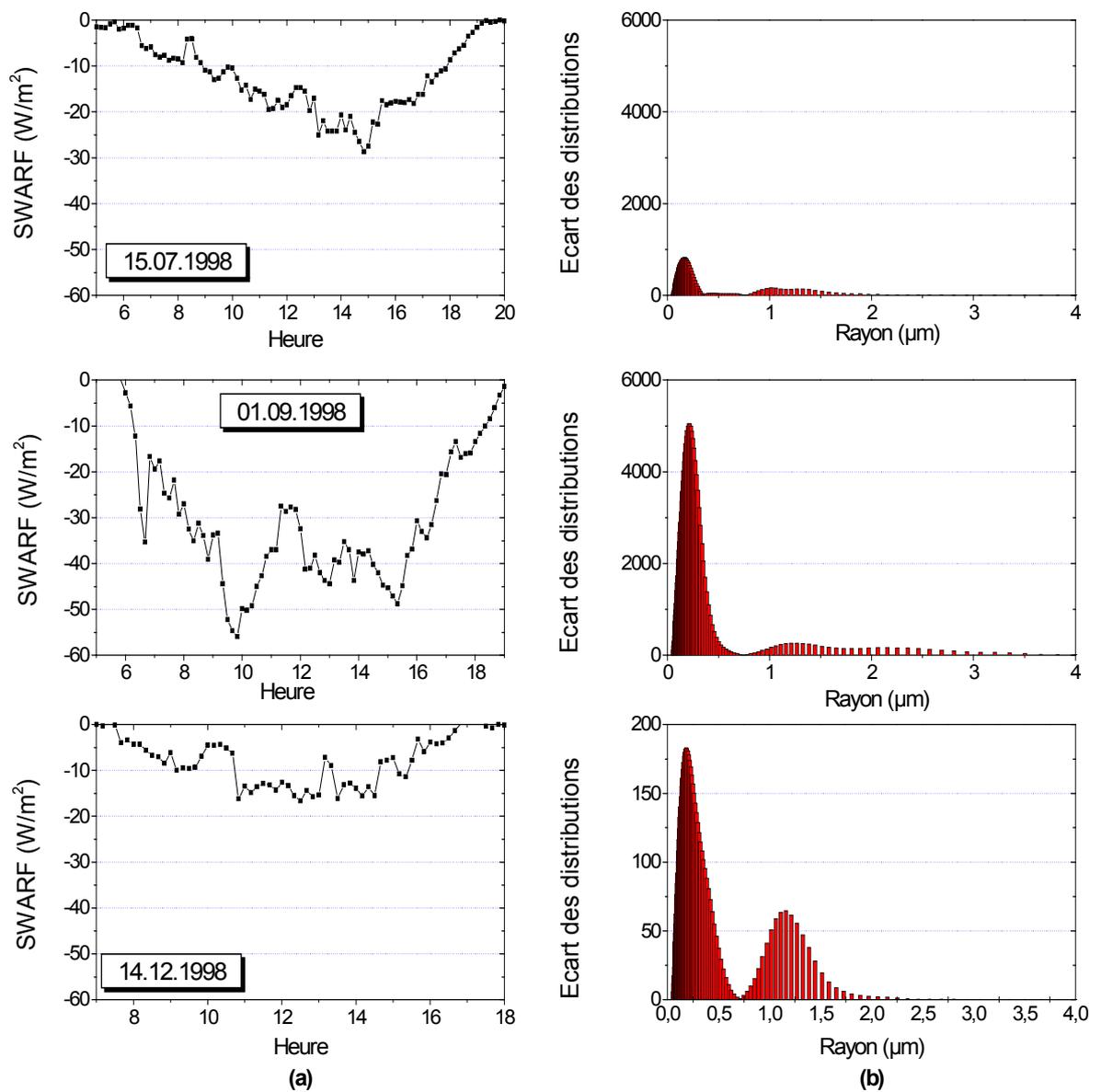


Figure V.15.1 Exemple de distributions de particule de l'aérosol (b) responsable du *SWARF* (a) pour l'année 1998

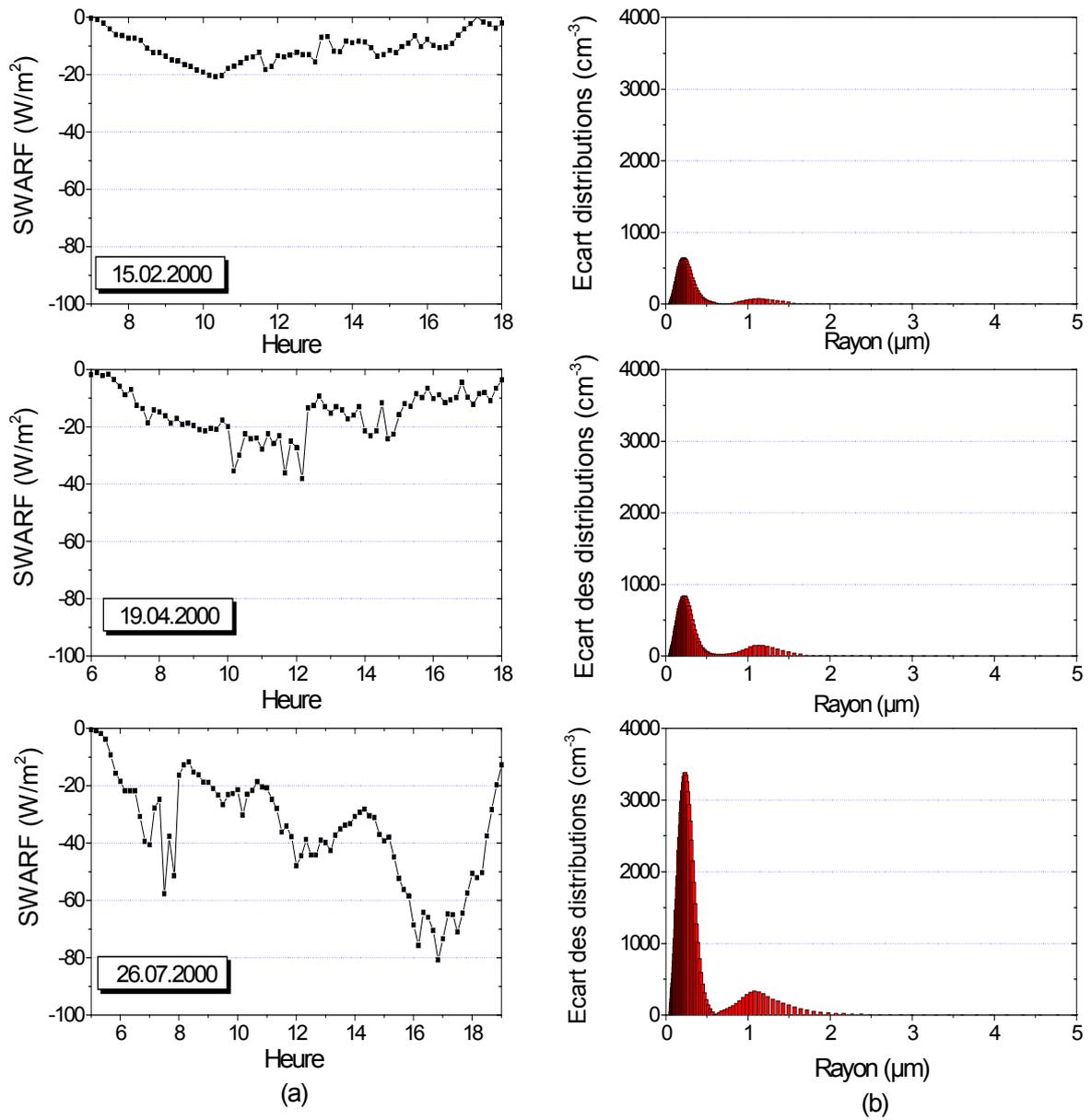


Figure V.15.2 Exemple de distributions de particule de l'aérosol (b) responsable du *SWARF* (a) pour l'année 2000

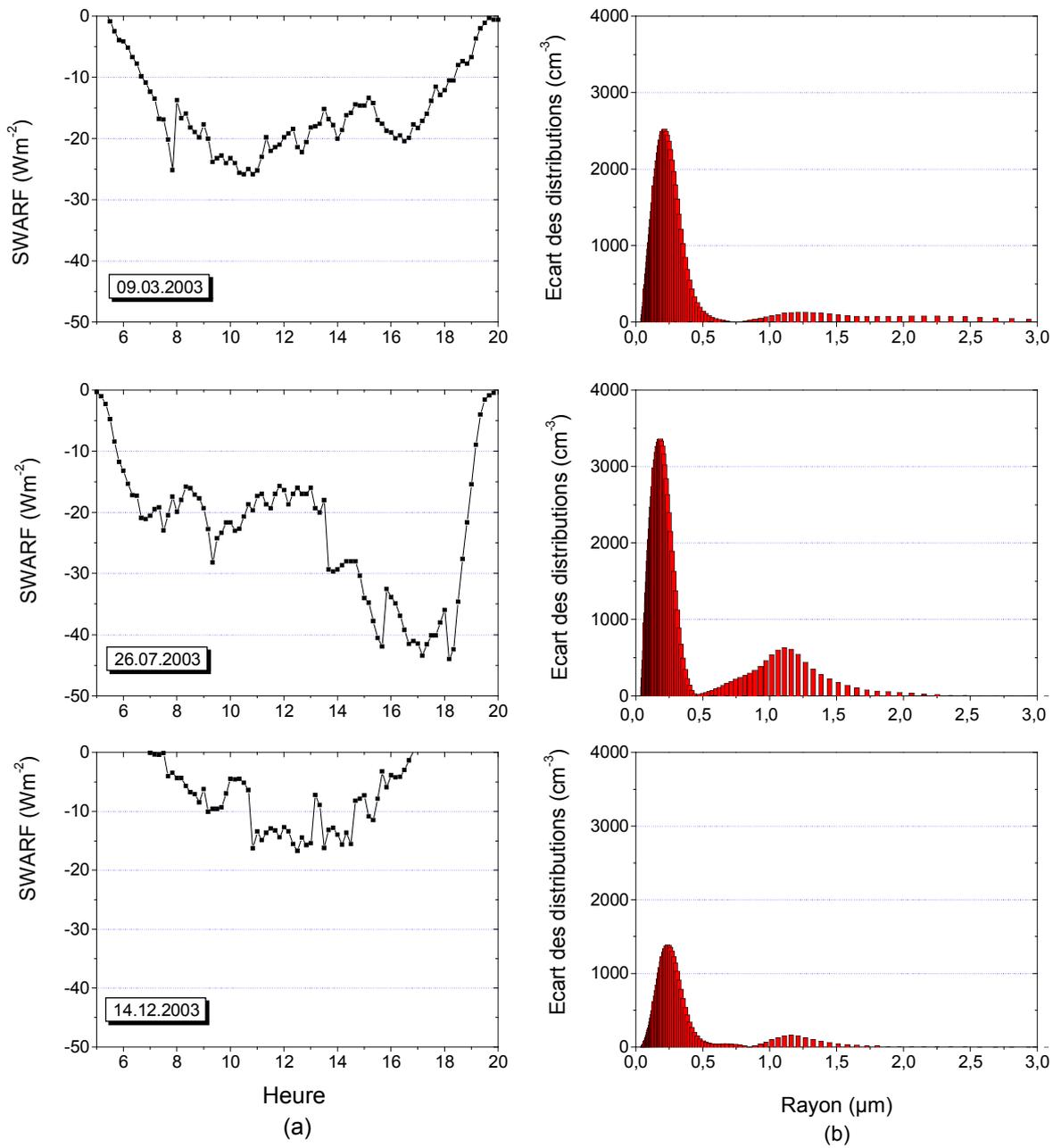


Figure V.15.3 Exemple de distributions de particule de l'aérosol (b) responsable du *SWARF* (a) pour l'année 2003

III Résumé des résultats

Dans le tableau V.3 nous avons présenté les moyennes annuelles des différents paramètres qui interviennent dans l'estimation du forçage radiatif, les *EOA*, *QVEP* et les coefficients d'Angstrom. Le forçage radiatif direct annuel présente une constance durant les six ans d'études, avec des valeurs autour de -10 W.m^{-2} , ces valeurs sont enregistrées pour des épaisseurs optiques moyennes de l'aérosol de l'ordre de 0.16. L'aérosol local de la région d'Oujda est de type continental ou maritime dans les cas normaux [El Amraoui, 2001], avec la présence de temps à autre du transport des grandes masses sahariennes provenant du sud. Malgré la faible efficacité des grosses particules d'origine désertique, les tempêtes de sables que connaît notre région sont différentes, et la distribution de l'aérosol désertique présente 3 modes situés au voisinage des rayons médians respectifs : 0.24, 0.47 et 2.04. Ceci rend difficile la quantification du forçage radiatif dû à chaque type d'aérosol.

Tableau V.3 Moyennes annuelles de *SWARF*, *EOA*, *QVEP* et des coefficients d'Angstrom α et β

	<i>SWARF</i> (Wm^{-2})	<i>EOA</i> (0.5)	<i>QVEP</i> (g/cm^2)	α	β
1998	-09,58	0,168	---	--	--
1999	-10,34	0,159	---	--	--
2000	-10,04	0,164	---	0,988	0,100
2001	-10,71	0,167	0,956	0,920	0,102
2002	-10,62	0,178	0,933	1,005	0,091
2003	-09,87	0.161	1,059	0,856	0,107

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté l'évolution de l'intensité du rayonnement solaire reçu par la surface terrestre à partir des mesures effectuées par le pyranomètre, cette intensité dépend des saisons avec des valeurs élevées durant l'été et des faibles valeurs en hiver et en automne.

Les mesures de l'irradiance solaire nous ont permis de déterminer le forçage radiatif causé par l'aérosol atmosphérique, ce forçage dépend fortement du type d'aérosol et de sa concentration dans l'atmosphère. Des valeurs élevées de ce forçage sont observées pour une atmosphère fortement turbide, qui coïncide avec des valeurs élevées des épaisseurs optiques de l'aérosol, les faibles valeurs sont enregistrées après les précipitations.

Une dépendance saisonnière des variations du forçage radiatif est observée, la saison de l'été est la saison dans laquelle le forçage radiatif enregistre des maximums. Les faibles valeurs sont observées durant l'automne et l'hiver. Les masses d'air d'origine saharienne ont une grande influence sur le forçage radiatif, malgré les températures élevées durant ces périodes, les particules de cet aérosol contribuent à une diminution du rayonnement solaire qui atteint la surface, et ainsi causent un refroidissement de celle-ci.

Les variations du *SWARF* sont cohérentes avec les variations des différents types d'aérosol, et conduisent à des refroidissements élevés durant les périodes où les épaisseurs optiques sont élevées au cours du mois. Notre estimation de la perturbation radiative à la surface de la terre, en ciel clair, en moyenne globale obtenue en analysant les données de six années (1998-2003) est de l'ordre de -10 Wm^{-2} .

La distribution en nombre des tailles des particules de l'aérosol influe sur le forçage radiatif, les particules submicroniques sont les principales responsables du forçage radiatif. Le forçage radiatif négatif provoqué par l'aérosol troposphérique pourrait être encore augmenté par l'effet indirect. Les aérosols de taille autour de $0,1 \mu\text{m}$ sont très efficaces comme noyaux de condensation. Les évaluations des effets radiatifs indirects des aérosols varient énormément, avec la mise en évidence notamment du rôle important des aérosols du mode d'accumulation.

Nous avons considérés dans notre étude les particules comme sphériques, en réalité certaines aérosols ne sont pas sphériques (aérosol désertique), et ceci contribue manifestement à l'erreur sur le calcul de la distribution de l'aérosol atmosphérique et aussi sur l'estimation de *SWARF* [von Hoyningen-Huene et Posse, 1997 ; Bellouin et al., 2004].

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude de l'évolution temporelle des épaisseurs optiques de l'aérosol atmosphérique et des coefficients d'Angstrom dans la région d'Oujda, nous a permis d'observer que cette région est caractérisée par deux périodes :

➤ La première période du mois de mars jusqu'à septembre avec des valeurs élevées des épaisseurs optiques, du coefficient β et des faibles valeurs de α . Ces valeurs montrent que durant cette période l'aérosol atmosphérique est dominée par des particules de grandes tailles, et aussi de temps à autre une grande turbidité atmosphérique observée, lors de l'influence des masses d'air d'origine désertique qui arrivent sur notre région durant cette période de l'année.

➤ La deuxième période est située entre le mois de octobre et février, caractérisée par des valeurs faibles des épaisseurs optiques et du coefficients β , et des valeurs élevées du coefficients α . Les valeurs de ces coefficients indiquent une propreté caractérisée par de faibles charges atmosphériques et en plus l'aérosol est dominé par les fines particules, cette situation est due aux précipitations qui contribuent de manière principale au processus de déposition humide et aussi à la dominance de notre atmosphère par des masses d'air de type continentale.

L'étude des épaisseurs optiques de l'aérosol permet de distinguer les différents types d'aérosol qui dominent notre atmosphère durant les différentes périodes de l'année, et la contribution de chaque type d'aérosol dans le forçage radiatif.

La quantité de vapeur d'eau précipitable, est une caractéristique très importante dans la modélisation climatique, elle joue un rôle principal dans la formation des nuages et des précipitations. Cette quantité dépend de plusieurs facteurs, tels que la température et les sources d'eau de surface. Les mesures que nous avons effectuées montrent que la $QVEP$ peut atteindre des valeurs de 3.2 g/cm^2 en été. Les précipitations qu'on observe durant l'été à Oujda sont causées principalement par cette quantité élevée de vapeur d'eau, et aussi par les grandes charges des particules d'aérosol qui agissent comme noyaux de condensation et favorisent ainsi la formation de nuages durant cette période. Durant l'automne et l'hiver les

valeurs de la $QVEP$ restent faibles de l'ordre de 0.65 g/cm^2 . L'atmosphère dans la région du Maroc oriental est sèche durant l'automne et l'hiver et humide durant l'été et le printemps malgré les grandes températures enregistrées durant ces périodes, l'observation au niveau de la couche limite est manifestement inversée à cause du gradient de température troposphérique.

La distribution de la $QVEP$ à l'échelle planétaire est caractérisée par une forte dépendance de la latitude et de la saison. Des valeurs élevées sont observées au dessus de l'équateur, ces valeurs diminuent lorsqu'on s'éloigne de l'équateur, avec des valeurs minimales au dessus des déserts et des régions froides.

La comparaison de nos mesures avec les observations depuis le satellite montre une surestimation des mesures satellitaires sauf pour les mois caractérisés par un ciel dégagé (juin et juillet). Les observations depuis les satellites permettent un suivi de la $QVEP$ au dessus de tout le globe, mais ces observations nécessitent encore des corrections et des validations à cause des perturbations induites par les cirrus minces et les grosses particules, ces corrections sont faites à partir des mesures depuis le sol.

L'impact radiatif de certains types d'aérosol atmosphérique, en particulier celui de l'aérosol désertique est encore mal connu en terme quantitatif. Les incertitudes sur la distribution sont encore trop importantes pour connaître avec précision leurs impacts climatiques. La quantification du forçage radiatif direct de l'aérosol atmosphérique a beaucoup progressé grâce à des campagnes de mesures et aux travaux de télédétection et de modélisation, mais elle reste encore incertaine. La quantification du forçage indirect l'est encore d'avantage. Ce travail a visé de réduire les incertitudes concernant l'estimation du forçage radiatif direct causé par l'aérosol atmosphérique sous différents types de masses d'air.

Dans ce travail, le forçage radiatif causé par l'aérosol atmosphérique est déterminé à l'aide des mesures d'irradiance solaire par le pyranomètre, les valeurs de ce forçage sont très variables, en général l'aérosol atmosphérique a tendance de refroidir la surface terrestre. Les valeurs de ce forçage peuvent atteindre -80 W.m^2 pour des jours caractérisés par une forte charge en aérosol.

Notre estimation du forçage radiatif en moyenne annuelle et sur les six années de mesure, est de l'ordre de -10 Wm^{-2} . Comme les aérosols, ce forçage est très inégalement

réparti sur la planète. Les zones où le forçage radiatif est important, sont proches des sources d'aérosol. Dans les régions désertiques l'efficacité du forçage radiatif est de -81 W.m^{-2} et pour les régions maritimes -35 W.m^{-2} , nos résultats à Oujda (-49 W.m^{-2}) s'expliquent par la composition de notre atmosphère d'aérosol continentale, maritime et désertique.

Le forçage radiatif est causé principalement par l'aérosol du mode accumulation, avec une faible contribution du mode grosses particules. Un aérosol du mode grosse particules aura une efficacité faible à cause de sa fraction de diffusion vers le haut peu élevée. Par contre, un aérosol du mode accumulation aura une efficacité importante. Ainsi, à épaisseur optique fixée, les petites particules donnent un forçage plus élevé que les grosses.

La plupart des aérosols du mode accumulation sont d'origine anthropique. Les poussières désertiques et l'aérosol marin par exemple, présentent un mode accumulation non négligeable. Ce travail a permis de connaître l'amplitude du forçage radiatif causé par l'aérosol, mais le tri entre les effets radiatifs des aérosols d'origine naturelle et anthropique reste encore difficile à déterminer.

La quantification des effets indirects de l'aérosol reste encore très mal connue, et aussi celle des effets directs de l'aérosol désertique. La nécessité de grandes campagnes de mesures près des sources naturelles (exemple près du désert et du Sahara) nous permettront de mieux connaître les grandeurs optiques caractéristiques de cet aérosol, de réduire les incertitudes associées à ces grandeurs.

Liste des Acronymes

ACE	Aerosol Characterization Experiment
AERONET	Aerosol RObotic NETwork
AFSSE	Agence Française de Sécurité Sanitaire et Environnementale
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CN	Carbone Noir
COV	Composées Organiques Volatiles
CO	Carbone Organique
DMS	Sulfure de Diméthyle
EOA	Epaisseur Optique de l'Aérosol
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
GPS	Global Positioning System
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
LACE	Lindenberg Aerosol Characterization Experiment
LPA	Laboratoire de Physique de l'Atmosphère
LW	Long Wave
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances
POM	Particulate Organic Matter
<i>QVEP</i>	Quantité de Vapeur d'Eau Précipitable
SAFARI	Southern African Regional Science Initiative
SAMUM	SAharan Mineral dUst experiMent
SCIAMACHY	SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmosphric CHartographY
SHADE	SaHarAn Dust Experiment
SW	Short Wave
<i>SWARF</i>	Short Wave Aerosol Radiatve Forcing
TARFOX	Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational eXperiment
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
VIRS	Visible InfraRed Scanner

Bibliographie

A

Ackerman, S.A. et H. Chung, Radiative effects of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 223-233, 1992.

Ackerman, A.S., O.B. Toon, D.E. Stevens, A.J. Heymsfield, V. Ramanathan, et E.J. Welton, Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, **288**, 1042-1047, 2000.

Alcantara-Ruiz F.J. and L. Alados-Arboledas, Langely calibration of sunphotometer at Sierra Nevada, Granada. Spain. *Optica pura y aplicada*. **37**, N°3, 2004.

Almeida, G.: A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 903-916, 1986.

Andreae, M.O., Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. In: World Survey of Climatology, **16**: Future Climates of the World, A. Henderson-Sellers (ed). Elsevier, Amsterdam, 341-392, 1995.

Agence Française de Sécurité Sanitaire et Environnementale, Impact sanitaire de la pollution atmosphérique, 90 pages, 2004.

B

Bellouin M. N., Estimation de l'effet direct des aérosols à partir de la modélisation et de la télédétection passive. Thèse de doctorat. Université des Sciences et Technologies de Lille, 2003.

Bellouin N., O. Boucher, M. Vesperini et D. Tanré, Estimating the direct aerosol radiative perturbation : Impact of ocean surface representation and aerosol non-sphericity. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 2217-2232, 2004

Bergin M.H., S.E. Schwartz, R.N. Halthore, J.A. Ogren et D.L. Hlavka, Comparison of aerosol optical depth inferred from surface measurements with that determined by Sun photometry for cloud-free conditions at a continental U.S. site, *J. Geophys. Res.*, **105**, 6807-6816, 2000.

Bevis M., S. Businger, T.A. Herring, C. Rocken, R.A. Anthes, et R.H. Ware: GPS meteorology, Remote sensing of atmospheric water vapour using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.*, **97**, 15787-15801, 1992.

Browell et al.: Ozone and aerosol distribution over the Amazon basin during the wet season. *J. Geophys. Res.*, **95**, 16887-16901, 1990.

Bergstrom, R. W. et P. B. Russell, Estimation of aerosol direct radiative effects over the mid-latitude North Atlantic from satellite and in situ measurements. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 1731- 1734, 1999.

Boucher, O. et D. Tanré: Estimation of the aerosol perturbation to the Earth's radiative budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1103-1106, 2000.

C

Chadwick, O. A., Derry, L. A., Vitousek, P. M., Huebert, B. J. et L. O. Hedin: Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. *Nature*, **397**, 491-497, 1999.

Chahine M. T.: The hydrological cycle and its influence on climate. *Nature*, **359**, 373-380, 1992.

Ichoku, C., R. Levy, Y. J. Kaufman, L. A. Remer, R-R. Li, V. J. Martins, B. N. Holben, N. Abuhassan, I. Slutsker, T. F. Eck, et C. Pietras: Analysis of the performance characteristics of the five-channel Microtops II Sun photometer for measuring aerosol optical thickness and precipitable water vapour. *J. Geophys. Res.*, **107**, No. D13, 10.1029, 2002.

Charlson R. J., S.E. Schwartz, J.M. Hales, R.D. Cess, J.A. Coakley, J.E. Hansen and D.J. Hofmann: Climate forcing by anthropogenic aerosol. *Sciences*, **255**, 423-430, 1992.

Charlson, R.J., et J. Heintzenberg: Aerosol forcing of climate, 416 pp., John Wiley, New York, 1995.

Cheng M.D., T.M. Nash and S.E. Kopetz: Retrieval of aerosol optical thickness by means of the least-mediansquares robust algorithm. *J. Aerosol Sci.*, **30**, 805-817, 1999.

Chen, Y., S. M. Kreidenweis, L. M. McInnes, D. C. Rogers, and P. J. DeMott, Single particle analyses of ice nucleating aerosols in the upper troposphere and lower stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1391-1394, 1998.

Chiapello, I., Goloub, P., Tanré, D., Marchand, A., Herman, J. et O. Torres, Aerosol detection by TOMS and POLDER over oceanic regions. *J. Geophys. Res.*, **105**, 7133-7142, 2000.

Christopher, S. A., J. Chou, J. Zhang, X. Li, T. A. Berendes, et R. M Welch, Shortwave direct radiative forcing of biomass burning aerosols estimated using VIRS and CERES data. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2197-2200, 2000.

Christopher, S.A., et J. Zhang, Short wave aerosol radiative forcing from MODIS and CERES observations over the oceans, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1850, 10.1029, 2002.

Cooke, W.F., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter, Construction of a 1°x1° degree fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model, *J. Geophys. Res.*, **104**, 22137-22162, 1999

D

D'Almeida, G. A., A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 903-916, 1986.

Davies C.N., Particles in the atmosphere: a review. *J. Aerosol Sci.* **18**, N°5, 469-477, 1987.

Dani K.K., R.S. Maheskvmar and P.C.S. Devara., Study of totale column atmospheric aerosol optical depth, ozone and precipitable water content over Bay of Bengal during BOBMEX-99. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth planet. Sci.)*, **112**, N° 2, 205-221. 2003.

Deepak, A., et G. Gali, The international global aerosol program (IGAP) Plan, Deepak Publishing, Hampton, VA.

Deschamps, P.-Y., F.-M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C. Buriez, and G. Sèze, The POLDER mission: instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, **32**, 598-615, 1994.

Devara P.C.S. et al.: Investegations of aerosol opticale depth variations using spectroradiometer a turban station, Pune, India. *J. Aerosol Sci.*, **27**, 621-632. 1996.

Diouri M. And I. S. Sanda: Deduction of particle size distribution from aerosol optical depth. CLEOPATRE-I code. *J. Aerosol Sci.*, **28**, S459, 1997.

Diouri, M., L. El Amraoui, R. Jaenicke et L. Shutz, Atmospheric turbidity over the Angad area of Morocco. *J. Aerosol Sc.*, **30**, S663, 2000.

Dubovik O., B.N. Holben, T.F. Eck, A. Smirnov, Y.J. Kaufman, , M.D. King, D. Tanre and I. Slutsker: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atm.Sci.*, **59**, 590-608, 2002.

Duce, R. :Distributions and fluxes of mineral aerosol. In *Aerosol Forcing of Climate*. 43-72., John Wiley, Chichester, UK, 1995.

E

El Amraoui L.: Caractérisation optique de l'aérosol atmosphérique du Nord du Maroc Oriental. Thèse de Doctorat, Université Mohamed 1^{er}. Oujda, Maroc, 2001.

El Aouadi I et M. Diouri : Size distributions of aerosol and total atmospheric water vapour content over NE Morocco. *J. Aerosol Sci.*, S507, 2004.

England, M. N., R. A. Ferrare, S. H. Melfi, D. N. Whiteman and T. A. Clarke: Atmospheric water vapor measurements: compararison of microwave radiometry and lidar, *J. Geophys. Res.*, **97**, 899-916, 1992

F

Faizoun C. A., A. Podiare and G. Dedieu: Monitoring of sahelian aerosol and atmospheric water vapour content characteristics from sun photometer measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 1291-1303, 1994.

Frouin R., P. Y. Deschamps and P. Lecomte. Determination from space of atmospheric total water vapor amounts by differential absorption near 940 nm: Theory and airborne verification, *J. App. Meteor.*, **29**, 448-460, 1990.

G

Goody R. M. and Y. L. Yung. Atmospheric Radiation. Theoretical Basis, 2nd Edt. Oxford University Press, Ine, 1989.

Goody R.: Principales of atmospheric physics and chemistry. Oxford University Press, Ine, 1995.

Guldner J. and D. Spankuck. results of years-round remotely sensed integrated water vapour by ground-based microwave radiometry. *J. App. Meteor.*, 38, 981-988, 1999.

H

Halthor R.N., C.J. Bruegge, B. Harkhan, Aerosol optical thickness measurements during FIFE'89". In symposium On FIFE (*Amer. Meteor. Soc.*, Anaheim. California).121-125, 1990.

Halthore R.N., T.F. Eck, B.N. Holben et B.L. Markhan. Sun photometric measurements of atmospheric water vapour column abundance in the 940-nm band. *J. Geophys. Res.*, **102** (D4). 4343-4352, 1997.

Hansell, R.A., S.-C. Tsay, Q. Ji, K.N. Liou et S.-C. Ou. Surface aerosol radiative forcing derived from collocated ground-based radiometric observations during PRIDE, SAFARI, and ACE-Asia. *Applied Optics*, **42**, N°. 27, 2003.

Hansen, E. J., and A.A. Lacis. Sun and dust versus greenhouse gases: An Assessment of their radiative roles in climate change. *Nature*. 364, 713-719, 1990.

Hansen, J. E., Sato, M. et R. Ruedy. Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.*, 102, 6831-6864, 1997.

Herman, J.R., P.K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier. Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, 102, 16911-16922, 1997.

Holben B.N., D.Tanré, A.Smirnov, T.F.Eck, I.Slutsker, N. Abuhassan, W.W. Newcomb, J.S. Schafer, B Chatenet, F. Lavenu, Y.J.Kaufman, J. V. Castle, A.Setzer, B.Markham, D. Clark, R. Frouin, R. Halthore, A. Karneli, N. T. O'Neill, C. Pietras, R.T. Pinker, K. Voss, G. Zibordi. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, **106**, 12,067-12,097, 2001.

Husar, R.B., J.M. Prospero, and L.L. Stowe. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, **102**, 16889-16909, 1997.

I

Ingold T. and C. Matzler. Four years of columnar water vapour measurements above the swiss central plain using radiosondes and microwave radiometer, Universitas Bernensi, Institute of applied physics. Research report n° 00.2, 2000.

Iqbal Muhammad. An Introduction to solar radiation. Academic Press, 1983.

IPCC. Climate change 2001, The scientific basis, contribution of working group I to the third assessment. Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge university press, New York, USA, 2001.

J

Jankowiak, I. et D. Tanré. Climatology of saharan dust events observed from Meteosat imagery over Atlantic Ocean. Method and preliminary results. *J. Clim.*, **5**, 646-656, 1992.

Jaenicke, R., K.Kandler, S. Kulzer, L. Shutz, M. Diouri, L. EL Amraoui, N. Meziani, A. Azzaoui et M. El Hitmy. Sahara-Staubtransport uber Marokko nach Mitteleuropa. "Saharan dust transport over into central Europe" Final report, DFG/GTZ project JA 344/9-1/PN93.2157.1-06.100.

Jensen, E.J. et O.B. Toon: The potential impact of soot from aircraft exhaust on cirrus clouds, *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 249-252, 1997.

Jin M. et M. King. Observed land impacts on clouds, water vapour, and rainfall at continental scales. Submitted to *Quarterly J. Royal Meteor. Scales*. 2005.

K

Kasten F. and A. T. Young: Revised optical air mass and approximation formula. *Appl. Opt.*, **28**, 4735-4738, 1989.

Kettle, A.J., et M.O. Andreae. Flux of dimethylsulfide from the oceans: A comparison of updated data sets and flux models. *J. Geophys. Res.*, **105**, 26793-26808, 2000.

King, M. D., D. M. Byrne, B. M. Herman and J. A. Reagan: Aerosol size istributions obtained by inversion of spectral optical depth measurements. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2153-2167, 1978.

King, M. D., D.M. Byrne, J. A. Reagan and B. M. Herman: Spectral variation of optical depth at Tucson, Arizona between August 1975 and December 1977. *J. Apl. Meteor.*, **29**, 723-732, 1980.

King, M.D., Y.J. Kaufman, D. Tanré, and T. Nakajima, Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present and future, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2222-2259, 1999.

King M.D., W.P. Menzel, Y.J. Kaufman, D. Tanre, B.C. Gae, S. Plantnick, S.A. Remer, R. Pincus and P.A. Hubanks: Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and humidity from MODIS. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **41**, 442-458. 2003.

Kinne S. et al.: Monthly averages of aerosol properties: A global comparison among modeles, satellite data, and ground AERONET ground data. *J. Geophys. Res.*, **108**, N°D20, 2003.

L

Latha K.M., K.V.S. Badarinath, P.K. Gupta, S.A. Christopher and J. Zhang: Shortwave direct radiative forcing of biomass burning aerosol over tropical deciduous forest in India.

Lavoué, D., C. Liousse, H. Cachier, B.J. Stocks, and J.G. Goldammer, Modeling of carbonaceous particles emitted by boreal and temperate wildfires at northern latitudes, *J. Geophys. Res.*, **105**, 26871- 26890, 2000.

Lenoble, J. Atmospheric radiative transfer, A. Deepak Publishing, Hampton, 1993.

Li, F., A.M. Vogelmann et V. Ramanathan. Saharan dust aerosol radiative forcing measured from space. *J. Climate*, **17**, N°13. 2558-2571, 2004.

Liousse, C., J.E. Penner, C. Chuang, J.J. Walton, H. Eddleman, and H. Cachier, A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, *J. Geophys. Res.*, **101**, 19411-19432, 1996.

M

McCartney E. J.: Optics of the atmosphere, scattering by molecules and particles. Wiley Publishing, 1976.

Miller, R.L. et I. Tegen: Climate Response to Soil Dust Aerosols, *J. of Climate*, **11**, 3247-3267, 1998.

Mitchell R.M., B.W. Forgan: Aerosol measurement in the Australian outback: Intercomparison of sunphotometers. *J. Atmosph. Ocean Tech.*, **20**, 4500-4512. 1995.

N

Nakajima T., M. Tanaka and T. Yamauchi, Retrieval of the optical properties of aerosols from aureole and extinction data, *Appl. Opt.*, **22**, 2951-2959, 1983.

Nakajima T., G. Tonna, R. Rao, P. Boi, Y. Kaufman, and B. Holben: Use of sky brightness measurements from from ground for remote sensing of particulate polydispersions. *Appl. Opt.*, **35**, 2672-2686, 1983

Nakajima, T. et A. Higurashi: AVHRR remote sensing of aerosol optical properties in the Persian Gulf region, summer 1991. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16,935-16,946, 1997.

P

Penner, J.E., R.J. Charlson, J.M. Hales, N.S. Laulainen, R. Leifer, T. Novakov, J. Ogren, L.F. Radke, S.E. Schwartz, et L. Travis, Quantifying and minimizing uncertainty of climate forcing by anthropogenic aerosols, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **75**, 375-400, 1994.

Pincus, R. et M. Baker: Precipitation, solar absorption, and albedo susceptibility in marine boundary layer clouds, *Nature*, **372**, 250-252, 1994.

Prospero, J.M., P. Ginoux, O. Torres, S. Nicholson, and T. Gill., Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the NIMBUS 7

Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, **10**,1029, 2002.

Q

Queney P., *Eléments de météorologie*, Masson et C^{ie} Editeur, Paris, 1974.

R

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl et D. Rosenfeld, Aerosols, Climate and The Hydrological Cycle, *Science*, 294, 2119-2124, 2001.

Ramanathan, V., et al., The Indian Ocean Experiment, An Integrated Assessment of the Climate Forcing and Effects of the Great Indo-Asian Haze. *J. Geophys. Res.*, **106**, D 22, 28,371- 28,399, 2001.

Reagan J., K. Thome and B. Herman: A simple instrument and technique for measuring columnar water vapor via near IR differential solar transmission measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote sens.*, **30**, 825-831, 1992.

S

Salby M. L.,: *Fundamentals of atmospheric physics*. Academic press.

Sanda I.S., Inter seasonal variability of the aerosol concentration at banizoumbou. (Communication personnelle).

Schmid, B., and C.Wehrli,: Comparison of the sunphotometer calibration by use of the Langley technique and the standard lamp. *Appl. Opt.*, **34**, 4500-4512, 1995.

Schmid, B., J.M.Livingston, P.B. Russel, P.A. Jonson, D.R. Collins, R.C. Flagan, J.H. Seinfeld, S. Gasso, D.A. Hegg, E. Ostrom, K.J. Noone, E.J. Welton, K.J. Voss, H.R. Gordon, P. Formenti, and M.O. Andrea, Clear sky closure studies of lower tropospheric aerosol and water vapour during ACE-2 Using airborne sun photometer, airborne in situ, space borne, and ground-based measurements, *Tellus*, **52** ser. B, 568-593, 2000.

Schmid B., J. Redemann, P. B. Russell, P. V. Hobbs, D. L. Hlavka, M. J. McGill, B. N. Holben, E. J. Welton, J. R. Campbell, O. Torres, R. A. Kahn, D. J. Diner, M. C. Helmlinger, D. A. Chu, C. Robles Gonzalez, and G. de Leeuw, Coordinated airborne, spaceborne, and ground-based measurements of massive, thick aerosol layers during the dry season in Southern Africa, *J. Geophys. Res*, **108**(D13), 8496,10.1029/2002JD002297, 2003

Schwartz, S. E., The Whitehouse effect – shortwave radiative forcing of climate by anthropogenic aerosols: An overview. *J. Aerosol Sci.*, **27**, 359-382, 1996.

Seemann S.W., J. Li, W.P. Menzel and L.E. Gumley, Operational retrieval of atmospheric temperature, moisture, and ozone from MODIS infrared radiances. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1072-1091, 2003.

Shiobara M., J. D. Spinhirne, A. Uchiyama and S. Asano: Optical depth measurements of aerosol, cloud, and water vapor using sun photometers during FIRE cirrus IFO II., *J. App. Meteor.*, **35**, 36-46, 1995.

Seinfeld, J. H. et S. N. Pandis: Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. John Wiley and Sons, New York, 1326 pp, 1998.

Swap R., M. Garstang et S. Greco: Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus*, **44** ser.B, 133-149, 1992.

Swap, Robert J.; Annegarn, Harold J.; Suttles, J. Timothy; King, Michael D.; Platnick, Steven; Privette, Jeffrey L.; Scholes, Robert J., Africa burning: A thematic analysis of the Southern African Regional Science Initiative (SAFARI 2000), *J. Geophys. Res.* **108**, No. D13, 8465, 10.1029. 2003.

T

Tanaka M., T. Nakajima et M. Shiobara : calibration of a sunphotometer by simultaneous measurements of direct-solar and circumsolar radiations. *Appl. Opt.* **25**, 1170-1176. 1986.

Tanré, D., Bréon, F.-M., Deuzé, J.-L., Herman, M., Goloub, P., Nadal, F. et A. Marchand, Global observation of anthropogenic aerosols from satellite. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 4555-4558, 2001.

Tanre D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Le'on, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myhre: Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). *J. Geophys. Res.*, **108**, NO. D18, 8574, 2003.

Thome K. J., B. M. Herman and J. A. Reagan: Determination of precipitable water from solar transmission. *J. App. Meteor.*, **31**, 157-165, 1992.

Twomey S.,: on the numerical solution of fredholm integral equations of the first kind by the inversion of the linear system procedure by quadrature. *J. Assoc. Comput. Mach.*, **10**, 97-101, 1963.

Twomey, S.: Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Env.*, **8**, 1251-1256, 1974.

V

Van de Hulst H. C., Light Scattering by Small Particles. John Wiley, New York. 1957.

Vesperini, M., F. M. Bréon, and D. Tanré, Atmospheric water vapour content from spaceborne POLDER measurements, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sen.*, **37**, 1613-1619, 1999.

Vitale V., K. Tomasi, A. Lupi, A. Cacciari, S. Marani,, Retrieval of columnar aerosol size distributions and radiative-forcing evaluations from sun-photometric measurements taken during the CLEARCOLUMN (ACE 2) experiment. *Atmos. Env.* **34**, 5095-5095, 2000.

Von Hoyningen-Huene W. and M. Wendisch, *Variability of aerosol optical parameters by advective processes. Atmos. Env.*, **28**, 923-933, 1994.

Von Hoyningen-Huene W., et P. Psse, Nonsphericity of aerosol particles and their contribution to radiative forcing. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **57**, 651-668, 1997.

Voss K. J., E. J. Welton, P. K. Quinn, J. Johnson, A. M. Thompson, and H. R. Gordon: Lidar measurements during Aerosols 99. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18.821–18.831, 2001.

W

Wendling P., A. Stifter, B. Mayer, M. Fiebig, C. Kiemle, H. Flentje, M. Wendisch, W. Armbruster, U. Leiterer, W.v. Hoyningen-Huene, and A. Petzold, Aerosol-radiation interaction in the cloudless atmosphere during LACE 98, 2. Aerosol-induced solar irradiance changes determined from airborne pyranometers measurements and calculations. *J. Geophys. Res.*, **107**, N° D12, 8131, 2002.

Whitby, K.: Physical characterization of aerosol, in methods and standards for Environmental measurement, *National Bureau of Standards*, Special publication No 464, Proceedings of 8th IMR Symposium, 165 - 163, 1976.

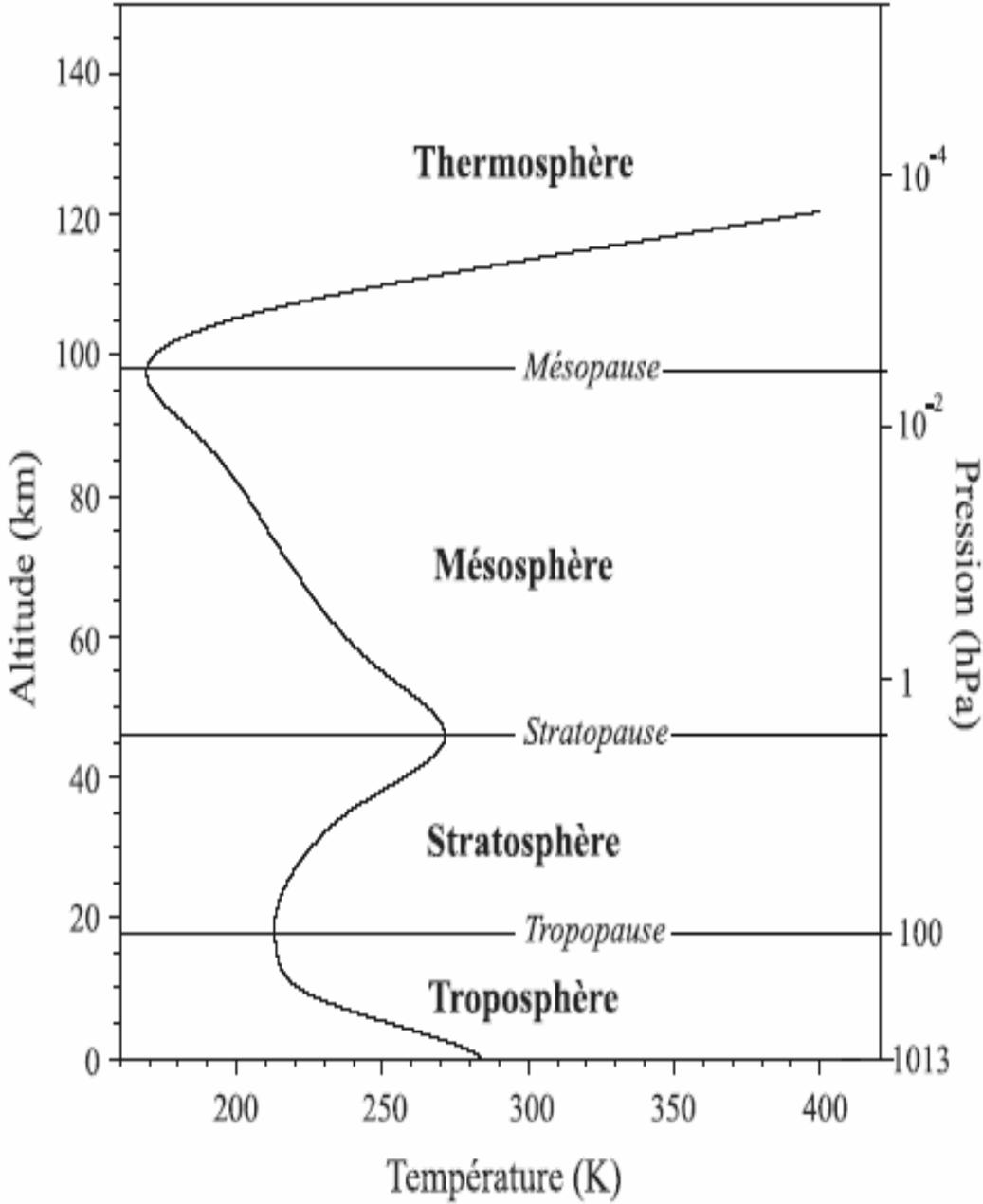
Whitby, K.: The physical characteristics of sulfur aerosols, *Atmos. Env.*, **12**, 135-159, 1978.

Wolf, M.E. et G..M. Hidy: Aerosols and climate: Anthropogenic emissions and trends for 50 years. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **102**, 11113-11121, 1997.

Z

Zhang, J., S. A. Christopher, L. A. Remer, and Y. J. Kaufman: Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 2. Seasonal and global distributions, *J. Geophys. Res.*, **110**, D 10 S24, 10.1029, 2005

Annexe 1 : Profil vertical de la température et de la pression atmosphérique



Annexe 2 : Types d'aérosol atmosphérique

Dans l'atmosphère il existe différents types d'aérosols, caractérisés par leur origine, forme, distribution ou bien leur composition. Les principaux types d'aérosols peuvent être classés selon leur composition [IPCC, 2001] :

Les sulfates

Les sulfates sont des aérosols produits dans l'atmosphère par réactions chimiques à partir de précurseurs gazeux, ils ont principalement des tailles submicroniques, les plus importants étant le dioxyde de soufre (SO_2) et le sulfure de diméthyle (DMS). Le SO_2 provient essentiellement de la combustion de combustibles fossiles liés aux activités humaines et des volcans. Le DMS est émis naturellement par des sources biogéniques, en particulier par le plancton. Les sulfates créés à partir de précurseurs d'origine anthropique sont estimés à 120 Mt/an à plus ou moins un facteur 2 près. Les fractions biogéniques et volcaniques (la composante naturelle de l'aérosol) sont estimées respectivement à 57 et 21 Mt/an , là aussi avec une incertitude de plus ou moins un facteur 2. Ces estimations proviennent des bilans de masse des modèles présentés au rapport [IPCC, 2001].

Aérosol carboné

Les aérosols carbonés proviennent principalement de la combustion de la biomasse et des combustibles fossiles. Ils sont essentiellement de taille submicronique et se composent de suies (*Black Carbone, BC*) et de particules organiques (*Particulate Organic Matter, POM*). Les émissions annuelles par les feux de biomasse sont estimées à 45 Mt de POM et 6 Mt de BC [Lioussse et al., 1996], ceux par les combustibles fossiles entre 10 et 30 Mt de POM [Cooke et al., 1999] et entre 6 et 8 Mt de BC par an. Ces émissions sont soumises à une forte variabilité inter-annuelle. Les principales régions d'émission les zones tropicales et subtropicales d'Afrique et d'Amérique du sud et les origines sont principalement anthropiques (feux liés aux pratiques agricoles, à la déforestation). 9% des émissions globales de BC et 20% de celles de POM sont attribuées aux feux dans les régions boréales et tempérées [Lavoué, 2000] avec des origines essentiellement naturelles. Les estimations annuelles varient entre 8 Mt et 40 Mt [IPCC, 2001] pour les POM issues des sources secondaires. Les composées organiques volatiles (COV) anthropiques, dû aux combustibles fossiles et aux feux de biomasse, peuvent également être oxydés en POM. La source est estimée entre 0.3 et 1.8 Mt [IPCC, 2001].

Les nitrates

La présence de nitrate est étroitement liée à la présence relative d'ammonium et de sulfates dans l'atmosphère. En effet, si l'ammonium est présent en excès par rapport à la quantité nécessaire à la neutralisation de l'acide sulfurique, alors de petites particules de nitrate peuvent se former. L'acide nitrique se déposera préférentiellement sur des particules de taille supérieure comme les sels ou les particules minérales. Les estimations de la quantité globale de ce type d'aérosols (NH_4NO_3) sont fixées à 0.24 Mt pour les sources naturelles et 0.4 Mt pour les sources anthropiques [IPCC, 2001].

Les poussières minérales

La couverture végétale et l'humidité des sols s'opposent à la mobilisation des poussières minérales. Ainsi, ces aérosols sont issus pour l'essentiel des régions arides et semi-arides du globe, d'où l'appellation alternative d'aérosol désertique. En terme d'émission, ils représentent une fraction importante des aérosols provenant des sources naturelles (50 % selon Andreae [1995] et 37 % selon Ramanathan et al. [2001]). La production annuelle est estimée entre 1000 et 3000 Mt [Duce, 1995 ; IPCC, 2001] avec une très forte variabilité spatiale et temporelle (Tableau A.1). Sous l'action du vent, les particules désertiques peuvent être soulevées et forment des nuages de poussière qui couvrent des surfaces de plusieurs millions de kilomètres carrés. Du fait de leur durée de vie assez courte et de la localisation géographique des sources, l'aérosol désertique est distribué de façon très hétérogène selon les régions. Les effets seront eux aussi variables selon les régions, impliquant des effets direct et indirect sur le bilan radiatif (mais aussi des processus biogéochimiques). On estime que 30 à 50% du contenu actuel de l'atmosphère en poussière minérale provient de l'érosion des surfaces modifiées par l'activité humaine [Tegen and Fung, 1995].

Aérosol maritime

Ces particules sont libérées dans l'atmosphère par l'éclatement de bulles d'air mises en suspension par l'action du vent sur les surfaces océaniques. Leur présence dans l'atmosphère est donc essentiellement conditionnée par les vents de surface. Les sels marins constituent une fraction entièrement naturelle des aérosols. Avec les poussières minérales, ils représentent la majeure partie de la masse d'aérosol émise globalement. Les estimations annuelles d'émission varient entre 1000 et 2300 Mt [Houghton et al., 2001]. Le diamètre de

ces particules est supérieur à $1 \mu m$, et par conséquent leur durée de vie dans l'atmosphère très variable.

Aérosol continental

L'aérosol dans les régions rurales est constitué principalement par des particules d'origine naturelle avec une faible influence des sources anthropiques. La poussière, le pollen, sel maritime et les particules produites de l'oxydation sont les principales composantes de cet aérosol. La concentration en nombre varie entre 2000 et 10.000 par cm^{-3} , et sa distribution est caractérisée par deux modes [*Deepk et Gali, 1991*].

Aérosol Urbain

L'aérosol urbain est une mixture des émissions primaires de l'industrie, transport, de sources naturelles, et de matière secondaire formée par le mécanisme de conversion gaz-particules. La distribution de cet aérosol est dominée par des fines particules de diamètres inférieures à $0.1 \mu m$.

Tableau A.1 Estimations des émissions globales des aérosols dans l'atmosphère durant les années 1980 [Seinfeld et Pandis, 1998]

Sources	Flux Estimés (Mt/an)			Catégorie de taille des particules
	Bas	Eleveés	Meilleurs	
NATURELLES				
Primaires				
Aérosol minéral	1000	3000	1500	Grosse
Maritime	1000	10000	1300	Grosse
Débris biologiques	26	80	50	Grosse
Secondaires				
Sulfate issue des gaz biogéniques	80	150	130	Fine
Sulfate issue de SO ₂ volcanique	5	60	20	Fine
Matière organique	40	200	60	Fine
Nitrate issue de NO _x	15	50	30	Fine et grosse
Totale naturelle	2200	23500	3100	
ANTHROPIQUES				
Primaire				
Poussières industrielles	40	130	100	Fine et grosse
Suie	5	20	10	Fine
Secondaires				
Sulfate	170	250	190	Fine
Brûlage de biomasse	60	150	90	Fine
Nitrate	25	65	50	Grosse
Organique	5	25	40	Fine
Totale Anthropiques	300	650	450	
Total	2500	24000	3600	

Annexe 3 : Trajectoires de l'aérosol

La figure A.2 résume et présente une image très schématique des aérosols présents dans notre atmosphère. L'aérosol de combustion de biomasse est très saisonnier. En hiver, l'activité des feux se trouve à l'Ouest de l'Afrique et au Nord de l'Equateur. Puis, à partir de mai, on observe un décalage des feux vers l'Est et vers le Sud [Tanré et al. 2001]. En Amérique Centrale, l'aérosol de combustion de biomasse est émis en avril et mai. L'Amérique du Sud est touchée à la fin de l'été au niveau de l'hémisphère Nord.

En Inde et au Sud-Est d'Asie, la situation est plus compliquée, à l'aérosol de combustion de biomasse (issu notamment des usages domestiques) s'ajoute l'aérosol de pollution urbaine. Le tout forme un aérosol contenant une quantité significative de carbone-suie. L'aérosol industriel est prédominant pendant l'été sur l'Europe, la côte Est de l'Amérique du Nord et la Chine.

Les aérosols super-microniques, se composent essentiellement de poussières minérales et de particules d'origine marine, tous deux produits par l'action du vent. L'aérosol marin n'a pas de saisonnalité particulière et le facteur dominant de son émission est la vitesse du vent. Il est présent sur l'ensemble des océans. Les poussières minérales sont majoritairement d'origine naturelle, mais certaines industries et la désertification des sols imputable aux activités humaines sont des sources anthropiques. La pointe de l'Afrique de l'Ouest et le nord tropical de l'Atlantique sont les lieux où se produisent les événements de poussière désertique les plus intenses et les plus prolongés [Chiapello et al. 2000]. Les maximas sont atteints en mai-juin, avec un transport à haute altitude jusqu'aux Caraïbes, et en janvier-février, où les événements sont situés plus au sud à cause du déplacement de la zone de convergence inter-tropicale. La Méditerranée est également le lieu de panaches de poussières en été, mais bien moins importants.

60% des poussières sahariennes sont transportées vers le golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe [D'Almeida, 1986]. Les particules minérales peuvent être directement capturées par les précipitations ou par les gouttelettes à l'intérieur du nuage, ou peuvent encore devenir noyaux de condensation. On peut néanmoins définir des régions de dépôt préférentiel, telles que le voisinage des sources pour le dépôt des grosses particules, ou les zones de mousson pour le dépôt humide au sud du Front Intertropical. Quelques études ont également indiqué le dépôt comme une source extérieure de fertilité pour les écosystèmes

terrestres dans des régions de substrat superficiel fortement soumis à l'action des différents facteurs [Chadwick et al., 1999]. Par exemple, la poussière émise en Afrique du Nord est potentiellement une source significative pour le bassin de l'Amazonie [Swap et al., 1992].

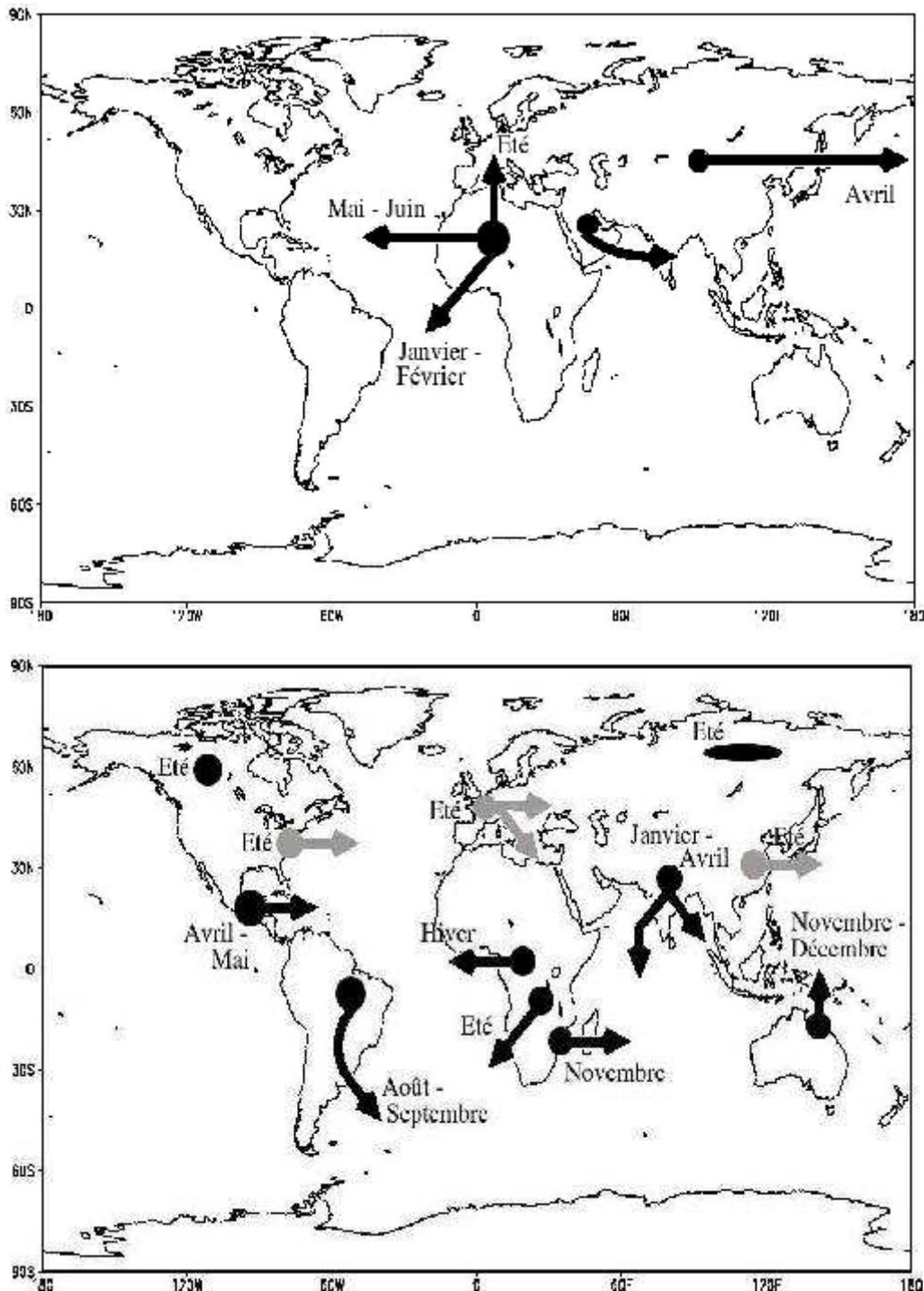


Figure A.2 Schéma des sources des principaux types d'aérosols et de leur transport. En haut, les poussières désertiques. En bas, l'aérosol de combustion de biomasse (noir) et la pollution industrielle et urbaine (gris). [Bellouin, 2003]

Annexe 4 : Calcul explicite de la théorie de Mie

La théorie de Mie traite le problème de l'interaction entre le rayonnement électromagnétique et des particules sphériques, homogènes et isotropes. Elle décrit l'absorption, la diffusion et la polarisation du rayonnement en fonction de l'indice de réfraction de la particule (qui dépend de sa nature) et du paramètre $k = 2\pi \frac{r}{\lambda}$ de Mie, caractérisant le rapport du rayon r de la particule par la longueur d'onde λ du rayonnement incident.

Dans le cas d'une sphère, le calcul explicite des amplitudes de diffusion de Mie S_1 et S_2 sont donnée par:

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta)] + b_n \tau_n(\cos \theta)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta)] + a_n \tau_n(\cos \theta)$$

Où a_n et b_n sont les coefficients complexes de Mie caractérisant l'amplitude de la diffusion, ces coefficients dépendent de l'indice de réfraction m et du paramètre de taille et de a :

$$a_n = \frac{m \psi_n(mx) \psi'_n(x) - \psi_n(x) \psi'_n(mx)}{m \psi_n(mx) \xi'_n(x) - \xi_n(x) \psi'_n(mx)}$$

$$b_n = \frac{\psi_n(mx) \psi'_n(x) - mx \psi_n(x) \psi'_n(mx)}{\psi_n(mx) \xi'_n(x) - m \xi_n(x) \psi'_n(mx)}$$

Les fonctions ψ_j , ψ'_j , ξ_j et ξ'_j sont les fonctions de RICCATI-BESSEL.

$$\psi_j(z) = z \frac{i^{-n}}{2} \int_0^1 e^{i.z.\cos\theta} .P_n(\theta) \sin(\theta) d\theta$$

$$\xi_j(z) = (-i)^{n+1} e^{i.z} \quad \text{des que } z \gg n^2$$

Et π_n et τ_n sont les fonctions angulaire de Mie données par:

$$\pi_n(\cos\theta) = \frac{dP_n(\cos\theta)}{d\cos\theta}$$
$$\tau_n(\cos\theta) = \cos\theta\pi_n(\cos\theta) - \sin^2\theta \frac{d\pi_n(\cos\theta)}{d\cos\theta}$$

Les coefficients Mie d'extinction Q_{ext} et de diffusion Q_{sca} .

$$Q_{ext} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n)$$

$$Q_{sca} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \left(|a_n|^2 + |b_n|^2 \right)$$

Annexe 5 : Emission du rayonnement

Loi de Planck

Planck postule que l'énergie d'une molécule est quantifiée et ne peut avoir que des valeurs discrètes tel que :

$$\Delta E = \Delta n \cdot h \cdot \nu$$

ΔE : L'énergie entre deux niveaux de la molécule.

n : Entier positif.

h : Constante de Planck $6,626 \cdot 10^{-26}$ J.s.

ν : Fréquence de l'onde absorbée ou émise.

Le spectre d'intensité B_λ émise par un ensemble de particule à la température T est :

$$B_\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left[\exp\left(\frac{hc}{k\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad (\text{Wm}^{-2} \text{Sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1})$$

Le soleil et la terre sont assimilée à un corps noir de température 5780 et 288 K respectivement, leur spectre normalisés est donnée sur la figure 1.a. 99 % des radiations solaires sont émises à des longueurs d'onde inférieures à $4 \mu\text{m}$, au contraire, les radiations émises par la terre sont entre 5 et $50 \mu\text{m}$ avec un maximum d'énergie rayonnée à une longueur d'onde d'environ 10 à $15 \mu\text{m}$.

Le maximum (pic) de la fonction de Planck se déplace à des courtes longueurs d'onde avec l'augmentation de la température (Loi de Wein) :

$$\lambda_{\max} = \frac{2897}{T}$$

λ_{\max} en μm et la température T en K

- Pour le soleil $T = 5780$ K, $\lambda_{\max} = 0,5 \mu\text{m}$
- Pour la terre $T = 255$ K, $\lambda_{\max} = 11,36 \mu\text{m}$

Loi de Stefan-Boltzmann

Le flux total émis par un corps noir est donné par :

$$F = \pi \int_0^{\infty} B_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma.T^4 \quad (\text{Wm}^{-2} \text{ Sr}^{-1})$$

Où σ est la constante de Stefan-Boltzmann, $\sigma = 5,6697. 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

Loi de Kirchhoff

Les lois de Planck et Stefan-Boltzmann donnent essentiellement l'intensité du rayonnement émis par un corps noir, en général, le milieu n'est pas seulement absorbant mais il réfléchit aussi une partie du rayonnement incident et transmet le reste. En terme de rapport des radiations absorbées, réfléchies et transmises pour un rayonnement incident d'intensité I_{λ} :

$$a_{\lambda} + r_{\lambda} + \tau_{\lambda} = 1$$

$$a_{\lambda} = \frac{I_{\lambda a}}{I_{\lambda}} \text{ Absorptivité}$$

$$r_{\lambda} = \frac{I_{\lambda r}}{I_{\lambda}} \text{ Réflectivité (albédo pour une longueur d'onde)}$$

$$\tau_{\lambda} = \frac{I_{\lambda \tau}}{I_{\lambda}} \text{ Transmittivité}$$

La loi de Kirchhoff montre que pour l'équilibre thermodynamique et pour une longueur d'onde donnée, le rapport de l'intensité émise I_{λ} sur l'absorptivité a_{λ} de n'importe quel substance ne dépend pas de la nature de la substance mais de la température et de la longueur d'onde

$$\frac{I_{\lambda}}{a_{\lambda}} = f(\lambda, T)$$

Pour un corps noir a_{λ} est la même pour toutes les longueurs d'ondes.