



HAL
open science

Téledétection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au-dessus de l'Afrique à partir de MSG/SEVIRI

Gaëlle Vergé-Dépré

► **To cite this version:**

Gaëlle Vergé-Dépré. Téledétection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au-dessus de l'Afrique à partir de MSG/SEVIRI. Physique [physics]. Université des Antilles-Guyane, 2007. Français. NNT: . tel-00185300

HAL Id: tel-00185300

<https://theses.hal.science/tel-00185300>

Submitted on 5 Nov 2007

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DES ANTILLES ET DE LA GUYANE

Faculté des Sciences Exactes et Naturelles

THESE DE DOCTORAT

Spécialité : Physique

**TELEDETECTION MULTISPECTRALE
DES POUSSIÈRES DESERTIQUES
DANS L'INFRAROUGE THERMIQUE
AU-DESSUS DE L'AFRIQUE A PARTIR DE MSG/SEVIRI**

Gaëlle VERGÉ-DÉPRÉ

Thèse préparée au Laboratoire d'Optique Atmosphérique

(Université des Sciences et Technologies de Lille)

Soutenue le 4 avril 2007

Devant le jury composé de :

Jacques PELON : Rapporteur

Michel DESBOIS : Rapporteur

Jack MOLINIÉ : Examinateur

Michel LEGRAND : Directeur de thèse

Cyril MOULIN : Codirecteur de thèse

Rose-Helen PETIT : Codirectrice de thèse

REMERCIEMENTS

C'est avec beaucoup de plaisir que j'ai passé trois années au Laboratoire d'Optique Atmosphérique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille. Merci à Didier Tanré, directeur du laboratoire, de m'y avoir accueillie pour réaliser cette thèse.

Je remercie Michel Legrand d'avoir accepté la (lourde ?) tâche de diriger mon travail de thèse. Merci à Cyril Moulin, mon co-directeur, de m'avoir encadrée et d'avoir cru en moi, même dans les moments de doute. Merci à Rose-Helen Petit ma co-directrice, qui même de loin a suivi ce travail avec attention et surtout grâce à qui mon arrivée au LOA a été possible.

Merci à Jacques Pelon et Michel Desbois d'avoir accepté la tâche de rapporter sur mon travail de thèse. Merci également à Jack Molinié pour l'intérêt qu'il a montré en acceptant le rôle de membre du jury.

Je dois beaucoup à Ovidiu Pancrati pour son aide précieuse quant à l'utilisation du MODTRAN, code de transfert radiatif essentiel à mon travail. Merci également pour son accueil et sa disponibilité lors de mon séjour au CARTEL (Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection) à l'occasion de l'Ecole d'été à l'Université de Sherbrooke.

Un grand merci à Antoinette Alias pour avoir mis à ma disposition le code source relatif au calcul de l'IDDI, une composante importante de mon travail de thèse. Merci également au Pôle ICARE (Interactions Clouds Aerosols Radiations Etc) de m'avoir fourni les données Météosat.

Merci à François Thieuleux pour sa disponibilité et son aide informatique : il a toujours répondu efficacement à mes questions.

Mes remerciements vont également à Olivier Boucher, Sophie Szopa et Fanny Minvielle pour m'avoir fourni les données issues du ECMWF, à Jean-Marc Nicolas pour les données MSG, à Jérôme Riedi pour le masque nuage et Françoise Nerry pour les émissivités de surface.

Je remercie Romain de Filippi pour son aide concernant tous les soucis informatiques, Christine Deroo et Louis Gonzales pour les logiciels qu'ils développent pour nous permettre de réaliser nos travaux dans les meilleures conditions.

Merci à Andrée Giard pour sa patience à gérer tous les problèmes administratifs que j'ai pu rencontrer.

Je n'oublie pas mon collègue de bureau, Bertrand Ovigneur et les autres thésards (Nicolas, Méloë, Sophie, Fabien, Benoît, Mamadou et Sony) pour leur sympathie. C'est avec beaucoup de plaisir que je me souviendrai de ceux et celles avec qui j'ai discuté dans la salle à café du LOA, je salue particulièrement Isabelle C., Laurent, Bertrand C., Isabelle J., et Anne pour leurs conseils. De façon générale, je remercie tous les membres du LOA pour avoir contribué à la bonne ambiance au laboratoire.

Heureusement, ma vie ne se résume pas aux aérosols, donc je dis un grand merci à tous mes amis de Paris et de Lille ainsi qu'à ma famille (même loin d'ici) qui ont su me redonner la confiance et la force nécessaires à l'aboutissement de cette thèse.

Pour finir, je réserve mes derniers remerciements à Guy pour m'avoir toujours soutenue.

RESUME

Notre compréhension de l'interaction entre poussières désertiques et climat est encore limitée, en partie parce que la concentration et les propriétés de cet aérosol présentent une grande variabilité spatiale et temporelle. La télédétection spatiale qui présente l'avantage d'une observation globale est donc un outil indispensable. L'infrarouge thermique (IRT) est un domaine spectral où la détection de l'aérosol désertique est particulièrement efficace. Ainsi, l'utilisation du canal IRT de Météosat au-dessus des terres, a permis le développement d'un indice qualitatif de poussière, appelé IDDI (Infrared Difference Dust Index).

L'objectif de cette étude est de corriger les défauts de l'IDDI et d'utiliser les nouveaux canaux dans l'IRT de MSG/SEVIRI pour développer un indice multispectral.

Ce travail s'appuie sur l'analyse des effets de la poussière, du vent de surface, de l'élévation solaire et de la vapeur d'eau sur la luminance au sommet de l'atmosphère, à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN. L'influence de l'émissivité de surface sur la luminance en présence de poussière est aussi analysée. Une méthode de correction de l'IDDI est proposée pour tenir compte des perturbations liées au vent de surface et à l'élévation solaire. L'étude est ensuite étendue aux trois canaux MSG/SEVIRI compte tenu des variations spectrales des propriétés de l'aérosol et de l'émissivité. Les résultats montrent une sensibilité accrue dans les canaux 8.7 et 10.8 μm , et un IDDI multispectral est proposé pour améliorer la corrélation entre IDDI et épaisseur optique mesurée par le réseau AERONET sur cinq sites sahéliens. Ce nouvel IDDI permettra d'améliorer le suivi des soulèvements de poussière sur l'Afrique.

Mots clé : aérosols désertiques, infrarouge thermique, effet radiatif, télédétection multispectrale, Sahel.

ABSTRACT

The limited level of understanding of the interaction between desert dust and the climate arises to a large extent from the high spatio-temporal variations of this aerosol concentration and properties. Remote sensing from space is an essential tool to improve the knowledge of this aerosol, as it can provide a long-term and global observation. The thermal infrared (TIR) is a spectral domain where the desert dust remote sensing is particularly efficient. Thus a dust index called IDDI (Infrared Difference Dust Index), has been developed through the use of the TIR channel of Meteosat over land.

This study focusses on correcting the failings of the current IDDI and using the new MSG/SEVIRI TIR channels to develop a new multispectral IDDI.

Our approach is based on the analysis of the effects of dust, surface wind, Sun elevation and water vapour, on the top-of-atmosphere radiance, using the radiative transfer code MODTRAN. The influence of surface emissivity on TOA radiance is also analysed. A method of IDDI correction is then derived, with respect to the impacts of surface wind and Sun elevation. This study is extended to the MSG/SEVIRI TIR channels taking into account the spectral variations of aerosol properties and of surface emissivity. The results show an increased sensitivity for the 8.7 and 10.8 μm channels, and a multispectral IDDI is proposed in order to improve the correlation between IDDI and aerosol optical depth measured by the AERONET network at five Sahelian sites. This new IDDI is tentatively designed to improve the observation of the desert aerosol outbreaks over Africa.

Key words: desert aerosols, thermal infrared, radiative effect, multispectral remote sensing, Sahel.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	17
CHAPITRE I : Aérosols et rayonnement	21
I.1 Un climat sous influences	23
I.2 Les perturbations.....	24
I.3 Qu'est ce qu'un aérosol troposphérique ?.....	25
I.3.1 Ordres de grandeur	25
I.3.2 Principales espèces d'aérosols	25
I.3.3 Effets radiatifs des aérosols.....	29
I.3.4 L'observation des aérosols	34
I.4 Paramètres optiques et propriétés microphysiques des aérosols	38
I.4.1 Paramètres optiques.....	38
I.4.2 Propriétés microphysiques	42
I.5 Transfert radiatif dans l'infrarouge thermique	44
I.5.1 L'équation de transfert radiatif.....	44
I.5.2 Cas de l'infrarouge thermique.....	47
CHAPITRE II : Impact de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique	53
II.1 Cycle atmosphérique de l'aérosol désertique	55
II.1.1 L'émission.....	56
II.1.2 Le transport dans l'atmosphère	58
II.1.3 Le dépôt	59

II.2 Détection de l'aérosol désertique	59
II.2.1 Télédétection depuis l'espace : le satellite Météosat	59
II.2.2 Effet de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique.....	63
II.2.3 Traitement des images satellite dans l'IRT : IDDI Météosat	64
II.3 Analyse de l'IDDI Météosat sur le site de Banizoumbou	70
II.3.1 Localisation du site d'étude et élimination des données nuageuses	70
II.3.2 Comparaison de l'épaisseur optique d'aérosol in situ avec l'IDDI Météosat	74
II.3.3 Impact radiatif de la poussière sur les mesures Météosat	76
II.3.4 Variabilité de la température de surface	78
II.4 Conclusions	84
CHAPITRE III : Amélioration de la télédétection de l'aérosol désertique dans l'IRT avec Météosat	87
III.1 Application aux luminances au sommet de l'atmosphère	89
III.1.1 Correction des luminances	89
III.1.2 Impact sur l'IDDI Météosat.....	90
III.2 Contributions radiatives de la poussière dans l'atmosphère et à la surface	92
III.3 Analyse des sensibilités au modèle d'aérosol et aux profils verticaux	94
III.3.1 Sensibilités au modèle d'aérosol	95
III.3.2 Sensibilités aux profils atmosphériques verticaux	101
III.4 Effet de la poussière sur l'image référence	105
III.5 Extension géographique à la zone sahélienne	108
III.5.1 Comparaison de l'IDDI avec l'épaisseur optique d'aérosol	108
III.5.2 Corrections de vent directement au sommet de l'atmosphère	111
III.5.3 Application à d'autres sites sahéliens	113
III.6 Conclusions	121

CHAPITRE IV : Apport d'une approche multispectrale dans l'IRT avec MSG	125
IV.1 Analyse de la sensibilité des canaux IRT de MSG/SEVIRI	127
IV.1.1 Sensibilité à la poussière	128
IV.1.2 Sensibilité au vent de surface	129
IV.1.3 Sensibilité à la vapeur d'eau atmosphérique	130
IV.1.4 Sensibilité à la l'émissivité de surface	131
IV.1.5 Bilan sur les sensibilités de la luminance	133
IV.2 Luminances au sommet de l'atmosphère en fonction de l'émissivité	133
IV.2.1 Emissivité d'une surface grise	133
IV.2.2 Emissivité variable selon le canal	135
IV.3 IDDI spectraux : utilisation des canaux IRT de MSG/SEVIRI	139
IV.4 Approche multispectrale : simulations	143
IV.5 Conclusions	144
CHAPITRE V : Validation de l'IDDI multispectral sur les sites AERONET	147
V.1 Mesures satellitaires et mesures photométriques	149
V.1.1 Les données du satellite MSG	149
V.1.2 Les mesures photométriques	153
V.1.3 Comparaison des mesures photométriques avec les mesures satellitaires	154
V.2 Données complémentaires	159
V.2.1 Le vent de surface	159
V.2.2 La vapeur d'eau	161
V.3 L'IDDI à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI	162
V.3.1 Comparaison de l'IDDI avec l'épaisseur optique d'aérosol	162
V.3.2 Comparaison de l'IDDI avec le vent de surface	170
V.3.3 Comparaison de l'IDDI avec la vapeur d'eau	171

V.4 Approche multispectrale	173
V.5 Conclusions	179
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	183
ANNEXES	187
Annexe I-1 : Cartes journalières d'IDDI du 13 février au 31 mars 1998	189
Annexe I-2 : Cartes journalières d'IDDI du 1 ^{er} février au 31 mars 2000	192
Annexe II : Coefficients d'étalonnage moyennés de février à mars pour Météosat	197
Annexe III : Altitudes journalières du sommet de la couche d'aérosol	199
Annexe IV : Images du satellite MSG de février à mars 2006	201
Annexe V : Comparaison du vent de surface mesuré et modélisé	205
Annexe VI : Nombre de mesures photométriques entre 11h et 13h en 2006	207
Annexe VII : Article publié	209
ACRONYMES	213
LISTE DES FIGURES	219
LISTE DES TABLEAUX	231
BIBLIOGRAPHIE	239

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

La recherche scientifique a depuis toujours tenté de répondre aux questions d'ordre sociétal. Le réchauffement de notre planète ($0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ depuis le début du 20^{ième} siècle, [GIEC, 2001]) est aujourd'hui un sujet qui préoccupe les gouvernements et qui intéresse de nombreux scientifiques à travers le monde. Ce changement climatique est considéré comme résultant principalement de l'augmentation de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre. Toutefois l'augmentation de la teneur atmosphérique en particules microscopiques, liée une fois encore aux activités humaines, participe aussi significativement à ce changement climatique. Le Groupe International d'Experts sur le Climat (GIEC) confirme dans son récent rapport de 2007 l'effet d'atténuation du réchauffement climatique joué par ces particules et reconnaît le niveau très imparfait de notre compréhension de l'interaction entre ces particules et les autres composantes du climat.

Ces particules appelées aussi aérosols, d'origine naturelle (poussières désertiques, aérosols volcaniques, feux de forêt, embruns, etc ...) ou anthropique (sulfates, suie, feux agricoles, etc ...), constituent une des principales sources d'erreur dans les modèles de prévision climatique. La variabilité spatiale et temporelle de leur concentration et de leur composition introduit une incertitude dans l'évaluation du forçage radiatif qu'ils exercent à l'échelle globale. On appelle forçage radiatif (exprimé en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), toute modification du flux radiatif net (généralement au sommet de l'atmosphère) propre au système climatique. Un forçage radiatif positif tend à réchauffer la surface terrestre, alors qu'un forçage négatif tend à la refroidir. L'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre due à l'activité humaine entraîne un forçage positif. Mais ce n'est pas la seule conséquence de l'activité humaine sur le climat. L'activité industrielle s'accompagne également de l'émission de gaz précurseurs d'aérosols et de l'émission directe d'aérosols en quantité importante dans l'atmosphère.

L'effet radiatif direct des aérosols se manifeste par la diffusion et l'absorption des rayonnements solaire et tellurique. Les aérosols ont aussi un effet radiatif indirect sur le climat en agissant comme noyaux de condensation de la vapeur d'eau atmosphérique et comme noyaux glaçogènes. Ainsi, pour simuler un système Terre – atmosphère réaliste, les

modèles de prévision climatique ont besoin de nombreuses observations quantitatives, réalisées soit in situ, soit par télédétection au sol ou depuis l'espace. Pour une observation globale, les mesures depuis l'espace à l'aide d'instruments embarqués sur des satellites ont l'avantage d'apporter une plus grande quantité d'informations (échelle globale, long terme temporel, répétition des mesures, ...). Les instruments spatiaux les plus récents et les plus performants, en particulier les capteurs français POLDER et américain MODIS, permettent une surveillance quasi-quotidienne de l'évolution des concentrations en aérosols et de leur propriétés physico-chimiques sur l'ensemble des océans et des terres, à l'exception des surfaces désertiques dont les propriétés optiques font échouer les algorithmes opérationnels, qu'ils soient basés sur des mesures de la polarisation avec POLDER ou sur des mesures dans l'infrarouge solaire avec MODIS.

Cette limitation est critique pour l'évaluation de la production et pour l'étude du transport atmosphérique des poussières originaires des régions arides et semi-arides, car elle interdit en particulier l'étude des régions source et de leur voisinage. On voit bien alors que dans cette situation, il est extrêmement périlleux de chercher à comprendre l'impact de la désertification sur l'intensité des émissions de poussières, ou bien l'impact du changement climatique sur l'intensité du transport de ces poussières.

Plusieurs techniques de télédétection satellitaire dédiées à l'observation des poussières minérales au – dessus des surfaces désertiques ont été développées à partir de données couvrant un large domaine de longueurs d'onde allant de l'ultraviolet (UV) à l'infrarouge thermique (IRT). Les principaux produits générés à partir des données TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) pour l'UV et Météosat pour l'IRT sont deux indices semi – quantitatifs, respectivement l'AI (Aerosol Index : [Herman *et al.*, 1997]) et l'IDDI (Infrared Difference Dust Index ; [Legrand *et al.*, 2001]). Ces deux indices ont été développés pour l'étude des aérosols désertiques au-dessus des continents. Les mesures dans l'UV effectuées par TOMS ont permis d'étudier les effets radiatifs des aérosols désertiques [Hsu *et al.*, 2000] et de caractériser les principales sources d'émission [Prospero *et al.*, 2002]. La longue période (1979-2000) couverte par les données TOMS a aussi permis de montrer le contrôle exercé par la sécheresse au Sahel sur l'intensité des exports de poussières d'Afrique [Moulin *and Chiapello*, 2004] et de mettre en évidence une intensification des émissions de poussières dans quelques régions du Sahel soumises à une intense désertification anthropique [Moulin *and Chiapello*, 2006].

L'utilisation du canal infrarouge de Météosat quant à lui a permis la détection de l'aérosol désertique au-dessus des terres et diverses applications incluant : la climatologie des

poussières [Brooks and Legrand, 2000], l'activité des sources [Léon and Legrand, 2003 ; Deepshikha et al., 2006a,b], le transport [Petit et al., 2005] et la composition [Caquineau et al., 2002]. Mais notre description quantitative du transfert radiatif atmosphérique dans l'IRT reste insuffisante : nous nous contentons jusqu'à présent de mesurer dans un canal unique la baisse apparente de la température de scènes continentales (incluant l'atmosphère) lorsqu'un panache de poussière est transporté dans l'atmosphère [Legrand et al., 2001]. L'épaisseur optique d'aérosol étant la mesure la plus populaire de la quantité de poussière, nous comparons l'indice IDDI à celle-ci. L'IDDI ainsi calculé montre une corrélation très variable (de bonne à mauvaise) avec l'épaisseur optique d'aérosol, ce qui limite son utilisation.

Le lancement en 2002 de la nouvelle génération de satellites, Meteosat Second Generation (MSG appelé aussi Météosat-8), a permis d'acquérir de nouvelles données grâce notamment aux trois canaux de son radiomètre SEVIRI situés dans l'IRT : IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0. Ces canaux couvrent la fenêtre spectrale [8-13 μm] utilisée pour la détection de l'aérosol désertique.

L'objectif de ce travail de thèse est d'améliorer notre compréhension du transfert radiatif atmosphérique dans l'IRT afin de pouvoir utiliser les nouvelles bandes spectrales du satellite MSG, en développant un nouvel indice multispectral de poussière.

Organisation du manuscrit

Le chapitre I présente les différents types d'aérosols, décrit leurs effets sur le climat et recense les principales techniques d'observation d'aérosols utilisées à l'heure actuelle. Il approfondit la notion d'interaction entre les aérosols et le rayonnement, en particulier dans l'IRT. Les paramètres optiques et les propriétés microphysiques sont détaillés. Les équations qui régissent cette physique sont présentées afin d'identifier les paramètres clé qui devront être considérés pour la télédétection des aérosols.

Le chapitre II est consacré à l'impact de l'aérosol désertique dans l'IRT. Dans un premier temps sont présentés le cycle de l'aérosol, sa détection depuis l'espace et son effet dans l'IRT. Puis, le traitement des images Météosat par le biais de l'IDDI est abordé. Enfin, grâce à une base de données expérimentales relativement complète, une étude de la variabilité de la température de surface est menée sur le site sahélien de Banizoumbou en 1998, en particulier en fonction de la quantité d'aérosol présent dans l'atmosphère et une paramétrisation de cette température est proposée.

Le chapitre III s'attache spécialement à l'amélioration de la télédétection de l'aérosol désertique dans l'IRT avec le canal IR de Météosat. Une étude de sensibilité à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 concernant les effets qui contrôlent le signal mesuré a tout d'abord été menée. Puis, une correction de l'IDDI a été réalisée sur le site de Banizoumbou en 1998. Finalement une extension géographique à la zone sahélienne est proposée.

Dans le chapitre IV sont analysées les sensibilités des canaux IRT de MSG/SEVIRI à la poussière, au vent de surface et à la vapeur d'eau atmosphérique. Des simulations de luminances sont réalisées à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 afin d'étudier l'effet de l'émissivité de surface sur ces luminances au sommet de l'atmosphère en présence de poussière. Un résultat important est le rôle majeur que joue cette émissivité et sa variabilité spectrale dans la détermination des luminances relatives aux canaux de SEVIRI. Les IDDI spectraux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0 sont réalisés à partir des simulations précédentes et en utilisant des déterminations expérimentales de l'émissivité ; et sont comparés aux mesures photométriques. Enfin, nous étudions l'apport d'une approche multispectrale dans l'IRT avec MSG. Nous simulons pour cela un indice multispectral réalisé sous la forme d'une combinaison linéaire des trois indices IDDI spectraux.

Le chapitre V est dédié à la validation de l'IDDI multispectral sur les sites du réseau AERONET. Nous utilisons deux mois de mesures du satellite MSG pour calculer les trois IDDI spectraux pour plusieurs sites sahéliens où sont implantées des stations de mesures photométriques. Puis nous élaborons plusieurs versions de ce nouvel indice de poussière utilisant trois canaux IRT de SEVIRI. Nous observons une amélioration notable de ces indices multispectraux pour la détection quantitative de la poussière, par rapport aux résultats obtenus à partir des indices spectraux.

CHAPITRE I :

Aérosols et rayonnement

CHAPITRE I

Aérosols et rayonnement

I.1 Un climat sous influences

Le climat est le résultat de l'équilibre de chacune des composantes du système terrestre (atmosphère, biosphère, océan, lithosphère) entre lesquelles s'opèrent des échanges permanents. Depuis le 20^{ème} siècle, notre société ne cesse de se développer : elle est de plus en plus industrialisée et tournée vers la consommation. L'équilibre climatique a été fragilisé par tous ces changements. « Des preuves plus récentes et plus concluantes permettent de dire que la majeure partie du réchauffement observé au cours des cinquante dernières années est imputable aux activités humaines » [GIEC, 2001].

« De toute évidence, le climat de la terre a évolué à l'échelle régionale et mondiale depuis l'époque préindustrielle, et certains aspects de cette évolution sont imputables aux activités humaines » [GIEC, 2001]. De telles modifications semblent être la cause d'un réchauffement global, même si les conséquences régionales sont encore mal connues. Scientifiquement parlant, l'étude du changement climatique n'est pas chose facile : le recul statistique n'est pas forcément suffisant, certains processus font encore l'objet de recherches et certains constituants de l'atmosphère sont encore mal connus (durée de vie et actions sur le climat). Parmi ces derniers, les aérosols sont apparus comme un acteur important dès la fin des années 1980 [Charlson *et al.*, 1990]. Les aérosols sont, par définition, toutes les particules en suspension dans l'atmosphère, à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace qui forment les nuages. Constituants mineurs de l'atmosphère comparés aux molécules gazeuses, les aérosols interagissent de multiples façons avec les nuages, le rayonnement et l'atmosphère, et peuvent modifier la chimie atmosphérique. Il est également particulièrement intéressant de les caractériser car l'activité humaine tend à augmenter leurs concentrations dans l'atmosphère.

I.2 Les perturbations

▪ Les gaz à effet de serre

Le principal gaz à effet de serre dans l'atmosphère est la vapeur d'eau. La composition de l'atmosphère en vapeur d'eau est cependant relativement constante, contrairement à celle en gaz à effet de serre issus de la combustion des carburants fossiles tels que le pétrole, le charbon ou le gaz naturel, qui a été modifiée par les activités humaines. Le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄) et le protoxyde d'azote (N₂O) sont les gaz à effet de serre anthropiques les plus connus à ce titre. On observe chaque année une accumulation d'environ 3 milliards de tonnes de dioxyde de carbone dans l'atmosphère. Celui-ci a vu sa concentration passer d'une moyenne de 280 ppm (partie par million) et à plus de 360 ppm de nos jours [Prentice et al., 2001]. Les deux phénomènes les plus inquiétants sont surtout la rapidité avec laquelle ces gaz sont rejetés dans l'atmosphère, comparée aux milliers d'années des variations naturelles, et l'amplitude de ces variations comparées aux concentrations initiales. En conséquence, de telles modifications sont vraisemblablement la cause d'une augmentation de la température moyenne à la surface du globe de $0,6 \pm 0,2^\circ\text{C}$ depuis la fin du 19^{ème} siècle [GIEC, 2001].

▪ Les nuages

Le couvert nuageux global est une contribution importante qu'il faut prendre en compte dans le changement climatique. En effet, le rôle radiatif des nuages est fortement lié à celui de la vapeur d'eau qui est un gaz à effet de serre et qui par conséquent participe à l'équilibre énergétique global. La formation des nuages est régie par le cycle de l'eau. Les perturbations énergétiques engendrées dans l'atmosphère se répercutent alors sur le bilan de l'eau et donc sur la présence ou non de nuages. Ces derniers jouent un rôle radiatif différent selon leur composition (glace, eau ou mixte) et leur altitude de formation.

▪ Les aérosols

En plus des gaz à effet de serre, les activités humaines rejettent dans l'atmosphère des aérosols. On estime à environ 3 milliards de tonnes la quantité produite chaque année. Une incertitude réside encore aujourd'hui quant à l'estimation de leur forçage (voir §I.3.3). Ce dernier est difficile à estimer à cause de leur variabilité spatio-temporelle, la diversité des sources d'émissions et la variété des types d'aérosols.

I.3 Qu'est ce qu'un aérosol troposphérique ?

L'appellation « aérosol atmosphérique » désigne un ensemble de particules résidant dans l'atmosphère pendant plusieurs heures au moins, dont la taille varie de $0,01\mu\text{m}$ à $100\mu\text{m}$ et dont la composition dépend de l'origine, qu'elle soit naturelle ou anthropique. Les aérosols atmosphériques forment un ensemble complexe de particules pouvant interagir avec le rayonnement solaire et tellurique et ainsi influencer sur le climat.

I.3.1 Ordres de grandeur

On distingue trois classes de particules (supposées sphériques) selon l'ordre de grandeur de leur rayon [Junge, 1958 ; Whitby, 1976] :

- les particules d'Aitken dont le rayon varie de $0,01$ à $0,1 \mu\text{m}$. Elles constituent des noyaux de condensation efficaces dans le processus de formation des nuages et des brouillards.
- les particules fines dont le rayon varie de $0,1$ à $1 \mu\text{m}$. Les aérosols atmosphériques font majoritairement partie de cette classe, qui est aussi celle des particules interagissant le plus efficacement avec le rayonnement solaire dans l'atmosphère.
- les particules grossières dont le rayon varie de 1 à $100 \mu\text{m}$. Elles sont beaucoup moins nombreuses que les précédentes car elles ne restent en suspension dans l'atmosphère pour une durée limitée, à proximité de leurs sources d'émission.

Les concentrations en aérosols atmosphériques varient d'une cinquantaine de particules par cm^3 en milieu très propre comme par exemple l'Antarctique, à plus de $100\,000$ par cm^3 en milieu urbain.

Le temps de résidence dans la troposphère des aérosols varie de quelques heures pour les plus gros à plusieurs jours pour les plus petits. Les particules, sous l'effet de leur poids (dépôt sec) ou lors de précipitations (lessivage ou dépôt humide), sont entraînées au sol.

I.3.2 Principales espèces d'aérosols

Il n'existe pas de classification unique des aérosols puisque ceux-ci peuvent être regroupés par mélange interne (différents minéraux ou espèces chimiques dans une même particule) ou par mélange externe (différents types de particules dans le même nuage) ou

encore en fonction de leur origine, de leur temps de résidence dans l'atmosphère ou de leur processus de formation. Nous avons choisi de présenter les différentes espèces d'aérosols en les regroupant en deux catégories :

- **Les aérosols naturels**

Ils représentent la majorité de la masse totale d'aérosols émis. Ils proviennent principalement de l'action exercée par le vent sur les surfaces continentales ou marines et sont directement émis sous forme particulaire (aérosols primaires). Leur composition chimique est très proche du matériau d'origine et leur taille est supérieure à 1 μ m. Les aérosols minéraux sont essentiellement constitués d'argile, de quartz, de feldspath et de calcite et présentent donc des concentrations élevées en silicium, aluminium, calcium et fer. Les aérosols marins, issus de l'évaporation des gouttelettes d'eau de mer, ont une composition proche de celles-ci (sodium, chlore, soufre).

Il existe également des aérosols submicroniques issus de réactions biochimiques naturelles. Ces aérosols sont dits secondaires. Un exemple est la formation de particules de sulfate résultant de l'oxydation du sulfure de diméthyle produit par certaines espèces de phytoplancton [Charlson *et al.*, 1987 ; Kettle and Andreae, 2000].

- **Les aérosols anthropiques**

Ils sont souvent concentrés autour des régions industrielles. Ils proviennent en majorité de la conversion gaz – particule (aérosols secondaires) faisant intervenir des produits gazeux de combustion liés aux activités humaines. Ce processus de combustion produit des particules de taille submicronique [Whitby, 1978]. Les activités humaines telles que l'agriculture, l'extraction de minerai ou encore les feux de brousse produisent aussi, ailleurs que dans les zones urbaines, des particules de taille plus importante, similaires aux aérosols d'origine naturelle. Des résultats récents montrent aussi que la désertification liée à l'activité humaine au Sahel engendre aussi une surproduction d'aérosols minéraux dans cette région [Moulin and Chiapello, 2006].

Le tableau I.1 est une compilation des diverses espèces d'aérosols et de leurs caractéristiques. La figure I.1 présente la distribution en taille et les processus de formation des différents types d'aérosols, et la figure I.2 schématise les sources des principaux types d'aérosols et de leur transport.

Tableau I.1 – Intensité des sources, temps de résidence, contenu intégré, coefficient d'extinction massique et épaisseur optique à 550 nm des diverses espèces d'aérosols d'après Andreae [1995].

Source	Flux (Mt/an)	Durée de vie (jours)	Densité surfacique (mg/m ²)	Coefficient d'extinction massique (m ² /g)	Épaisseur optique à 550 nm	Catégorie de particules
Aérosols naturels						
<i>Aérosols primaires</i>						
Poussière minérale	1500	4	32,2	0,7	0,023	Grossière
Aérosol marin	1300	1	7,0	0,4	0,003	Grossière
Poussière volcanique	33	4	0,7	2,0	0,001	Grossière
Débris biologiques	50	4	1,1	2,0	0,002	Grossière
<i>Aérosols secondaires</i>						
Sulfates biogéniques	90	5	2,4	7,1	0,017	Fine
Sulfates issus du SO ₂ volcanique	12	5	0,3	7,1	0,002	Fine
Nitrates issus des NO _x	55	7	2,1	8,0	0,017	Fine
Matière organique biogénique HCNM	22	4	0,5	2,0	0,001	Fine
TOTAL	3060		46		0,066	
Aérosols anthropiques						
<i>Aérosols primaires</i>						
Poussière industrielle	100	4	2,1	2,0	0,004	Grossière et fine
Carbone suie	20	6	0,6	10,0	0,006	Fine
<i>Aérosols secondaires</i>						
Sulfates de SO ₂	140	5	3,8	7,1	0,027	Fine
Produits dérivés de feux de biomasse	80	8	3,4	8,0	0,027	Fine
Nitrates issus des NO _x	36	4	0,8	2,0	0,002	Fine
Matière organique biogénique HCNM	10	7	0,4	8,0	0,003	Fine
TOTAL	390		11,1		0,069	

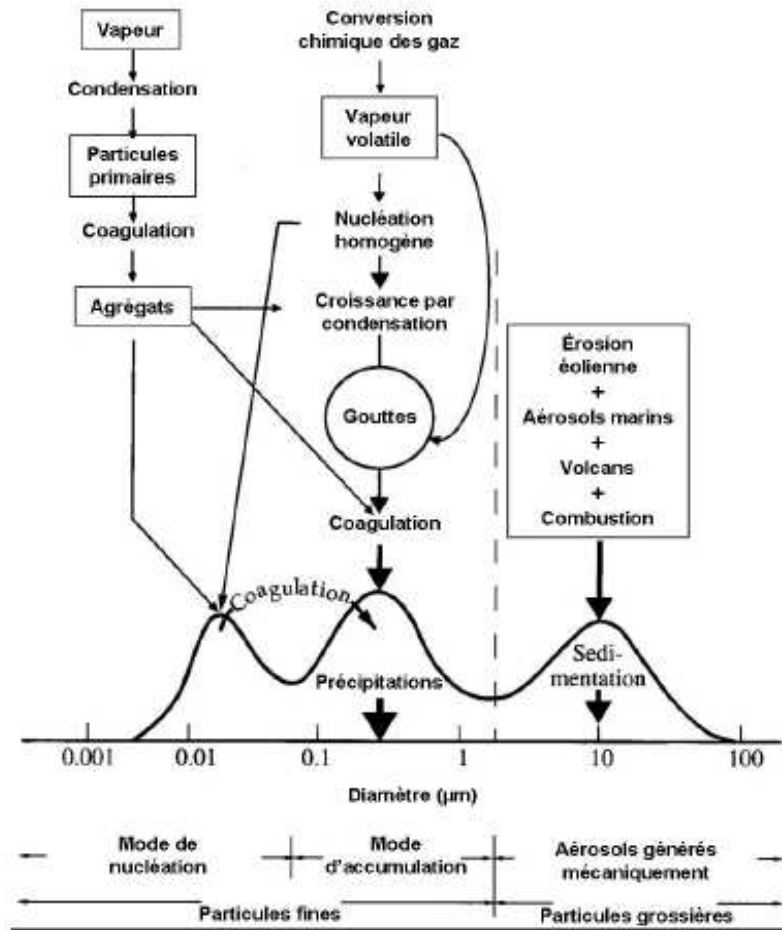


Figure I.1 – Distribution en taille et processus de formation des différents types d'aérosol [Whitby and Cantrell, 1976].

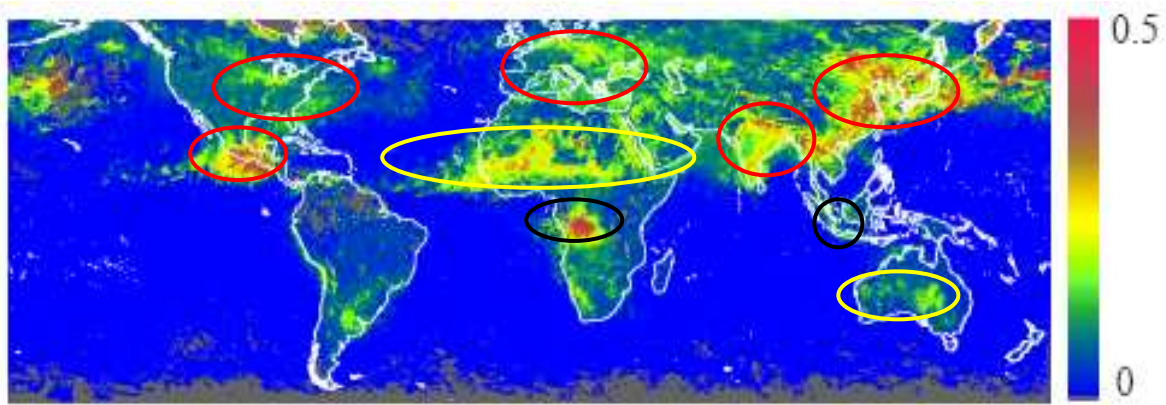


Figure I.2 – Indice aérosol restitué par le radiomètre POLDER I en mai 1997 [Waquet, 2005]. Les contours en rouge indiquent les sources urbaines (très fortes concentrations au-dessus de la Chine, l'Inde et le Mexique), les contours en jaune précisent les panaches de poussières minérales, et enfin les contours en noir montrent les zones de panaches de feux de brousse.

I.3.3 Effets radiatifs des aérosols

Le climat est généralement défini comme l'état moyen de l'atmosphère et est décrit en terme de paramètres statistiques mesurant la variabilité du temps sur un intervalle de temps suffisamment long. Les changements climatiques entraînent des interactions entre l'atmosphère et les autres éléments du système climatique (océans, surface, cryosphère), associées à des perturbations naturelles et anthropogéniques. L'atmosphère joue un rôle clé dans l'équilibre énergétique de la planète (figure I.3). Le rayonnement solaire incident, absorbé par le système Terre – atmosphère doit être contrebalancé par l'énergie infrarouge thermique émise vers l'espace afin d'obtenir un équilibre.

Les aérosols, qui ne représentent qu'une très faible proportion de la masse totale de l'atmosphère (un milliardième), ont une influence significative sur le bilan radiatif terrestre par leurs effets direct et indirect. Les gaz à effet de serre, transparents au rayonnement solaire forment un écran qui freine l'émission du rayonnement infrarouge tellurique vers l'espace, ce qui a pour effet un réchauffement des basses couches atmosphériques. Les aérosols ont une influence opposée à celle de ces gaz car les particules sont plus efficaces pour atténuer le flux d'énergie solaire descendant que par leur effet de serre, ce qui aboutit à un refroidissement global des basses couches.

Le climat de la planète est affecté par les aérosols atmosphériques de manière directe et indirecte. Ces effets modifient significativement le bilan radiatif terrestre. Le rapport du Groupe International d'Experts sur le Climat (GIEC ou IPCC en anglais) publié en 2001 souligne l'importance d'une meilleure prise en compte des aérosols et de leur influence sur le rayonnement solaire mais aussi tellurique.

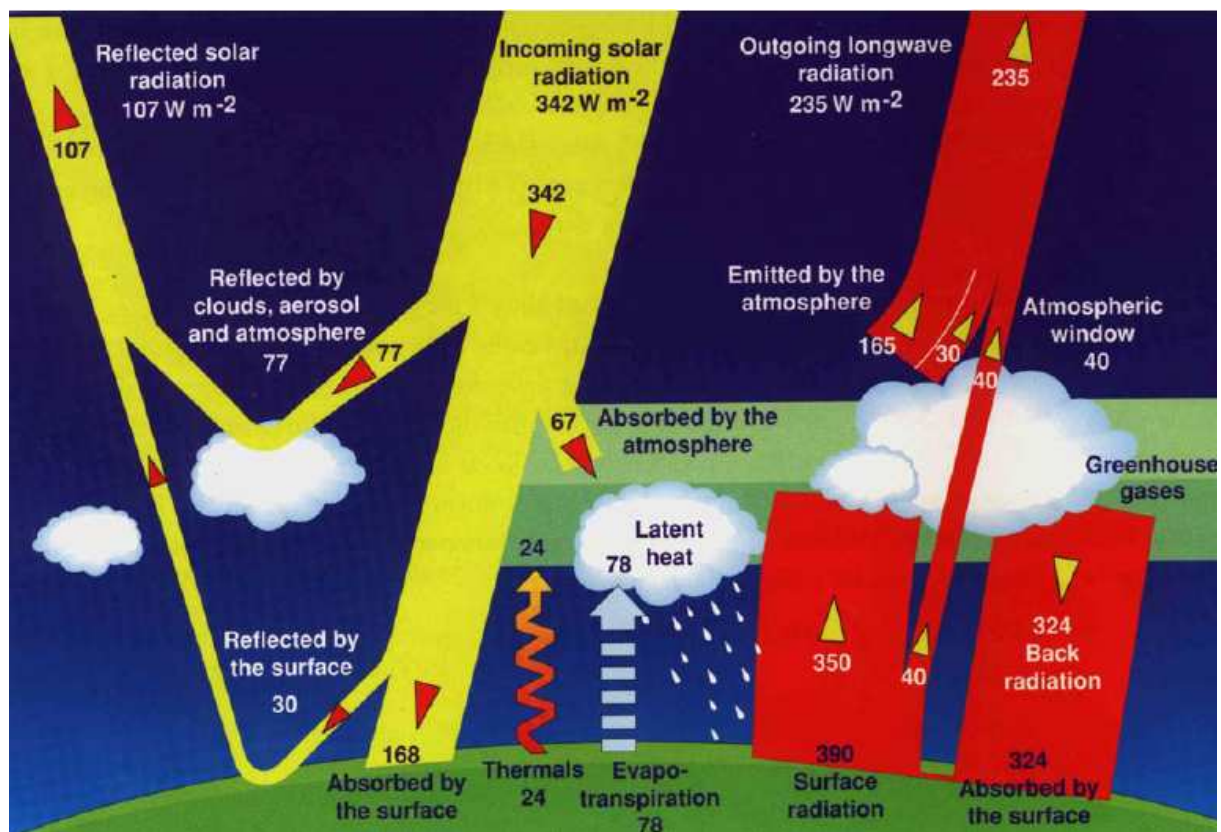


Figure I.3 – Schéma de l'équilibre énergétique de la Terre [Markowicz, 2003].

La figure I.4 présente le forçage radiatif des gaz à effet de serre et des aérosols et permet une comparaison générale de l'influence des facteurs externes sur le climat. La notion de **forçage radiatif** d'un gaz, d'un aérosol, de nuages ou de tout autre élément, est définie comme le changement du flux radiatif au sommet de l'atmosphère entraîné par l'introduction de cet élément dans le système Terre – atmosphère, toute chose restant inchangée par ailleurs. Le forçage est positif si ce changement tend à réchauffer le système Terre – atmosphère et négatif s'il tend à le refroidir. Cette perturbation du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère est due à l'**effet direct** des aérosols, c'est-à-dire leur effet sur le rayonnement, mais aussi à des **effets indirects**, en particulier via une modification de la microphysique des nuages.

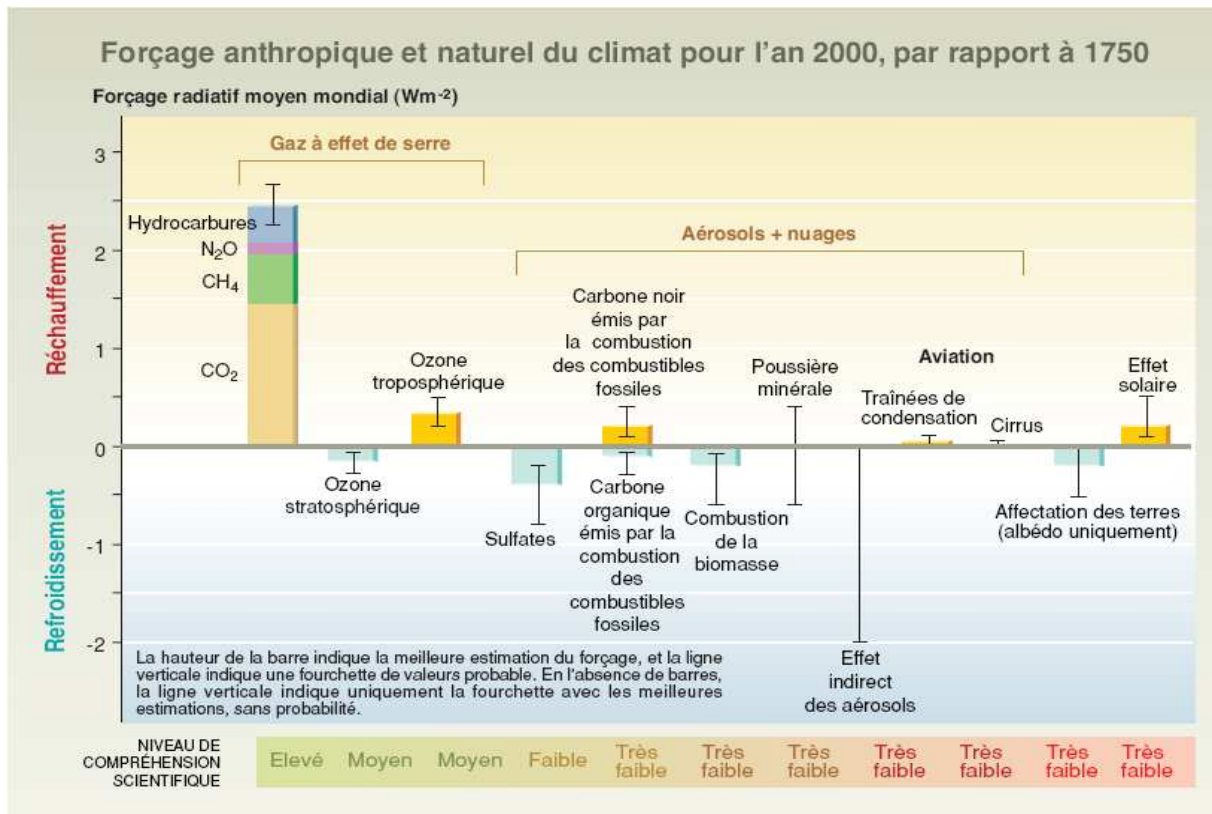


Figure I.4 – Forçage radiatif moyen mondial du climat pour l'an 2000 (en $W.m^{-2}$) [GIEC, 2001]. La situation de référence est prise en 1750. Les barres rectangulaires représentent les estimations des contributions des forçages, dont certains entraînent un réchauffement, et d'autres un refroidissement. Le forçage dû aux phénomènes volcaniques épisodiques, qui entraîne un forçage négatif de quelques années seulement, n'est pas indiqué. La figure représente l'effet indirect des aérosols sur la grosseur et le nombre des gouttelettes des nuages. Un deuxième effet indirect des aérosols sur les nuages, à savoir l'effet sur leur durée de vie, qui entraîne également un forçage négatif, n'est pas indiqué. Les effets de l'aviation sur les gaz à effet de serre sont inclus dans les barres individuelles. La ligne verticale sur les barres rectangulaires représente une fourchette d'estimations, basées sur des fourchettes de valeurs publiées et sur la compréhension des phénomènes physiques. Le degré de certitude est beaucoup plus grand pour certains forçages que pour d'autres. Une ligne verticale sans barre rectangulaire indique un forçage pour lequel on ne peut pas donner de meilleure estimation en raison du niveau élevé d'incertitudes. Comme indiqué, le niveau général de compréhension scientifique pour chaque forçage varie considérablement. Certains agents de forçage radiatif, tels que le CO₂, sont bien mélangés au-dessus de notre planète et perturbent le bilan thermique mondial. Pour d'autres, tels que les aérosols, en raison de leur distribution spatiale, les perturbations qu'ils entraînent ont un caractère régional plus marqué.

- **Effet direct**

L'effet radiatif direct des aérosols se manifeste par diffusion et absorption des rayonnements solaire et tellurique. L'interaction aérosol - rayonnement solaire se produit dans le domaine des courtes longueurs d'onde (essentiellement entre 0,3 et 4 μm , couvrant l'ultraviolet, le visible et le proche - infrarouge) et l'interaction aérosols - rayonnement tellurique dans le domaine de l'infrarouge thermique (entre 8 et 15 μm).

Les aérosols réfléchissent une partie du rayonnement solaire vers l'espace (« effet parasol »), ce qui induit un refroidissement de la surface, et ils peuvent absorber une partie du rayonnement solaire, ce qui réchauffe la couche de l'atmosphère où ils se trouvent. Enfin, ils absorbent et réémettent le rayonnement infrarouge émis par la surface et l'atmosphère. Une partie du rayonnement est donc piégée (« effet de serre »), ce qui induit un réchauffement de l'atmosphère. Dans l'infrarouge thermique, cet effet est généralement négligeable, sauf s'il s'agit d'aérosol absorbant, comme les poussières désertiques. La figure I.5 décrit de façon très schématique ces interactions.

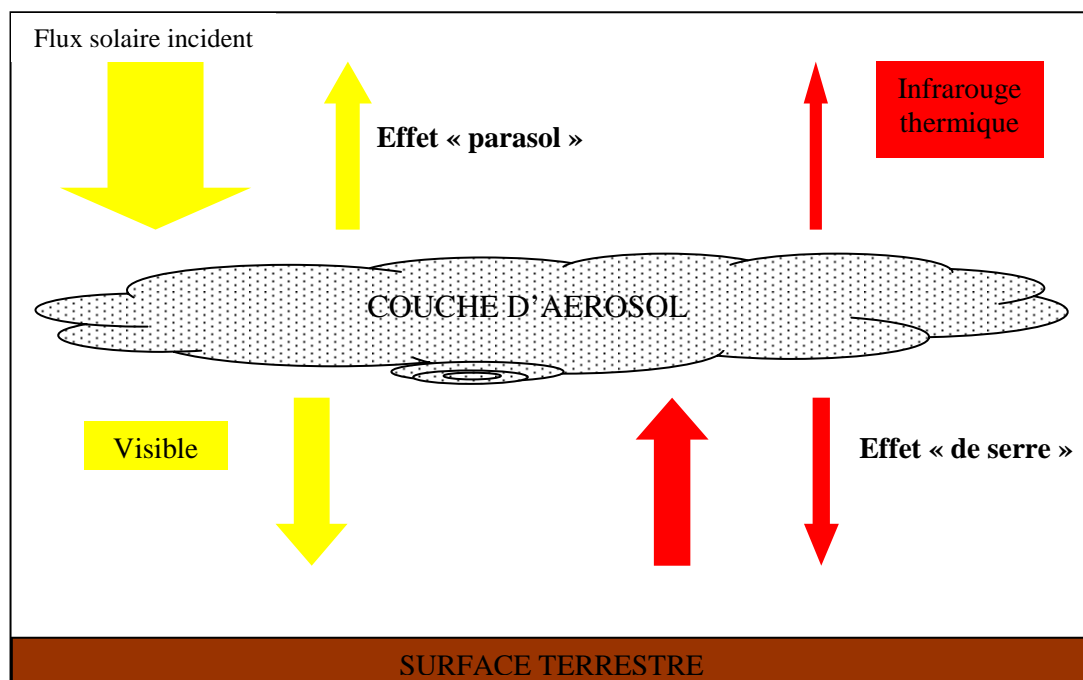


Figure I.5 – Schéma de l'impact d'une couche d'aérosol sur les rayonnements solaire et terrestre.

▪ Effet indirect

Les aérosols ont un effet indirect sur le climat (figure I.6) car ils agissent en tant que noyaux de condensation de la vapeur d'eau atmosphérique (Cloud Condensation Nuclei ou CCN) et noyaux glaçogènes. Une augmentation de la concentration en aérosols dans l'atmosphère induit une augmentation de la concentration en CCN et du nombre de gouttelettes dans les nuages, avec une diminution de la taille des gouttelettes et donc une augmentation de l'albédo des nuages [Twomey, 1974]. Ainsi, le rayonnement réfléchi vers l'espace va augmenter et le système climatique se refroidir. La diminution de taille des gouttelettes d'eau retarde ou supprime leur précipitation et augmente ainsi leur durée de vie [Albrecht, 1989] et l'épaisseur du nuage [Pincus and Baker, 1994]. La composition chimique des aérosols peut aussi affecter le pH des gouttelettes (pluies acides) et contrôler la vitesse des réactions chimiques qui ont lieu à l'intérieur. Une discussion plus approfondie des effets direct et indirect des aérosols est menée dans [Boucher, 2003].

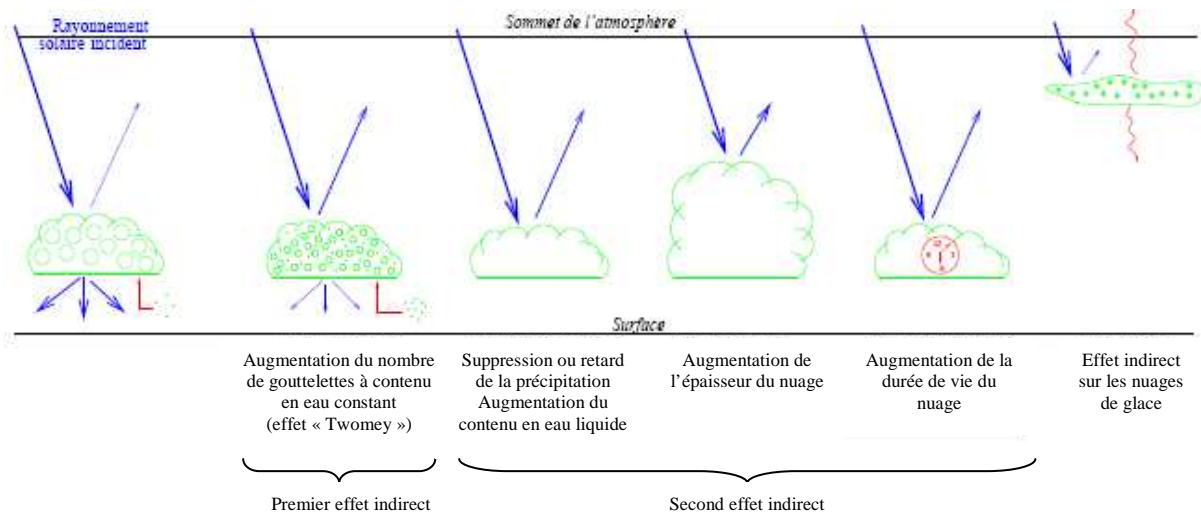


Figure I.6 – Schéma des effets indirects des aérosols [Boucher, 2003].

En conséquence, le bilan radiatif de la planète est modifié par les réchauffements ou refroidissements provoqués par les aérosols en fonction de leur répartition verticale et géographique et de leurs propriétés optiques (efficacités d'extinction, d'absorption, de diffusion, fonction de phase et paramètre d'asymétrie) et microphysiques (taille, forme, composition minéralogique ou chimique).

I.3.4 L'observation des aérosols

Afin de mieux comprendre l'influence des aérosols sur les rayonnements solaire et tellurique, et de prendre en compte leur présence dans les modèles climatiques, il faut avant tout mesurer ces grandeurs. Plusieurs techniques d'observations sont utilisées : les prélèvements in situ, la télédétection au sol et la télédétection spatiale.

La télédétection est un ensemble de techniques de détection d'un objet à distance, donc sans contact physique avec cet objet. Ces techniques utilisent le rayonnement électromagnétique pour obtenir des informations concernant la Terre et l'atmosphère. La **télédétection active** utilise des instruments comme le RADAR (Radio Detection and Ranging) et le LIDAR (Light Detection and Ranging) pour émettre des ondes électromagnétiques et analyser la composante rétrodiffusée de ces ondes sur l'objet étudié. Le domaine spectral va des micro-ondes au visible. On parle de **télédétection passive** lorsque le rayonnement mesuré provient d'une source naturelle. Selon les propriétés absorbante, diffusante ou émissive de la couche d'atmosphère, le rayonnement mesuré sera plus ou moins affecté. La télédétection de l'atmosphère utilise des instruments visant le ciel depuis le sol, l'atmosphère depuis l'espace (mesures satellitaires) ou encore depuis l'atmosphère elle-même (mesures aéroportées). Le domaine spectral va de l'ultraviolet au proche infrarouge pour les observations utilisant l'éclairage du système Terre – atmosphère par la source solaire extérieure. Le rayonnement tellurique utile est essentiellement l'infrarouge thermique (fenêtre 8 – 13 μm). La télédétection dans cette fenêtre spectrale concerne les divers éléments de ce système Terre – atmosphère comme la surface de la planète, les nuages, les aérosols et les gaz atmosphériques, utilisant comme source l'émission propre de ces divers éléments.

- **Les prélèvements in situ**

Les prélèvements au sein du nuage même d'aérosols se font lors de mesures aéroportées ou de mesures ballon. Les prélèvements les plus simples se font au sol soit par aspiration de l'air soit par dépôt gravitationnel sur des filtres. Ces mesures sont les seules qui permettent de travailler directement sur les particules pour faire des mesures physico-chimiques complètes. Cependant ces mesures sont encore assez rares et limitées dans l'espace et dans le temps (quelques jours à quelques semaines).

- **La télédétection au sol**

Les aérosols peuvent être détectés depuis le sol par des mesures de visibilité (intégration horizontale) et par des mesures photométriques (intégration verticale). Ces techniques d'observation font appel à la télédétection passive (mesures réalisées par des photomètres solaires, réseau AERONET (figure I.7) [Holben *et al.*, 1998]) ou active (mesures LIDAR (Light Detection and Ranging), réseau EARLINET (<http://www.earlinet.org/>)). Ces mesures se sont rapidement développées depuis le milieu des années 90 et constituent maintenant une base de données inégalée pour la caractérisation des aérosols en milieu continental [Holben *et al.*, 2001]. L'amélioration des instruments, aussi bien passifs qu'actifs, permet en effet des mesures très complètes de la concentration et de la distribution en taille des particules, ainsi que de leur distribution verticale.

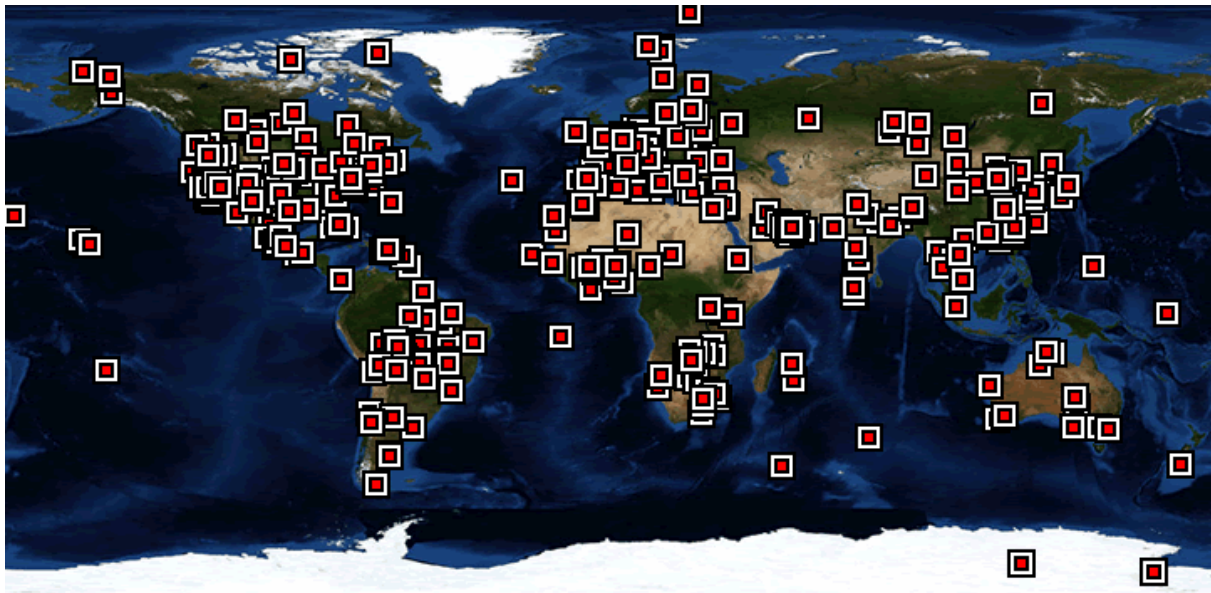


Figure I.7 – Carte globale des stations du réseau AERONET (source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

- **La télédétection spatiale**

Les deux premières techniques d'observation ont le désavantage d'être plus restreintes dans le temps et l'espace que les mesures spatiales. Or les aérosols présentent une forte variabilité spatio-temporelle. Une observation globale depuis l'espace à l'aide d'instruments embarqués sur des satellites apporte donc une plus grande quantité d'informations, même si elles restent plus parcellaires et moins précises que celles fournies par les deux autres techniques.

Parmi les satellites de première génération utilisés pour des études sur les aérosols, on peut citer Météosat/MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) [Moulin *et al.*, 1997a], NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)/AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer ; [Husar *et al.*, 1997]) et ADEOS (Advanced Earth Observing Satellite)/TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer ; [Herman *et al.*, 1997]) qui volent depuis plus de vingt ans et dont les mesures ont été réanalysées en terme d'aérosols. Les informations fournies par ces instruments sont peu élaborées, par comparaison avec les instruments de seconde génération, mais en raison de la période couverte, ils présentent un grand intérêt pour les études climatologiques couvrant les dernières décennies.

Parmi les satellites de seconde génération dédiés à l'étude des aérosols, on peut citer ADEOS-2/POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance) lancé en 1996, Terra/MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) ou Terra/MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer) tous deux sur la même plate-forme depuis 2000 et MSG (Meteosat Second Generation)/SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imagery) lancé en 2002. Les produits obtenus avec ces instruments (Deuzé *et al.*, [2000] et Deuzé *et al.*, [2001] pour POLDER ; Tanré *et al.*, [2003] pour MODIS ; Thieuleux *et al.*, [2005] pour SEVIRI) sont plus élaborés et diversifiés que ceux provenant des satellites de première génération, mais ils couvrent des périodes de quelques années seulement. La figure I.8 montre un exemple de carte globale obtenue avec MODIS.

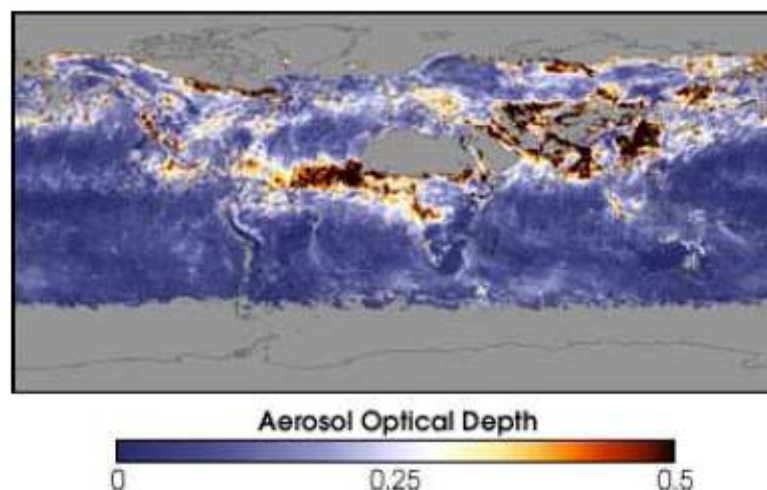


Figure I.8 – Epaisseur optique globale des aérosols enregistrée par le capteur MODIS en mai 2002 [Minvielle-Moncla, 2003]. (Source : base de données mise à disposition par l'équipe « MODIS Atmosphere » du centre de la NASA Goddard Space Flight Center).

Le point commun de tous ces instruments est d'utiliser le soleil comme source de rayonnement. Le rayonnement solaire (UV – visible – proche IR : de 200 nm à 4 μm environ) est réfléchi par la surface et diffusé (éventuellement absorbé) par les constituants atmosphériques (nuages et aérosols principalement) et collecté au niveau du satellite. Ce sont alors les caractéristiques spectrales, directionnelles ou polarimétriques de ce rayonnement qui permettent de séparer les signatures des aérosols des autres éléments du système (surface, atmosphère, nuage, ...).

Mais il est également possible d'utiliser la Terre comme source de rayonnement. Le domaine des longueurs d'onde émises par la surface et l'atmosphère terrestre est celui de l'infrarouge thermique (IRT), de 7 μm à environ 15-20 μm . Le processus physique permettant de détecter l'aérosol est alors différent. Les particules absorbent (et éventuellement diffusent un peu) le rayonnement infrarouge provenant de la surface ou des niveaux de l'atmosphère situés en dessous, puis le réémettent dans toutes les directions. Une partie est donc réémise vers la surface, ce qui entraîne une diminution du rayonnement montant parvenant au satellite. Renforcée par la décroissance de la température de surface liée à l'effet « parasol », cette diminution de la luminance par absorption est le principe utilisé par *Legrand et al.* [2001] pour obtenir des cartes de poussières au-dessus du Sahara à partir des observations du canal IR de Météosat. Parmi les autres travaux utilisant l'IRT, on peut citer ceux de *Ackerman* [1989] et *Wald et al.* [1998] pour les poussières désertiques, mais qui n'ont pas donné lieu à des climatologies étendues. Pour la détection des aérosols volcaniques, *Baran and Foot* [1994] et *Grainger et al.* [1993], entre autres, ont utilisé des observations dans l'infrarouge.

Comme pour les instruments exploitant le rayonnement solaire, il existe deux générations d'instruments collectant le rayonnement infrarouge : le radiomètre MVIRI de première génération embarqué sur le satellite Météosat depuis 1977, et le radiomètre SEVIRI de deuxième génération embarqué sur le satellite MSG lancé en 2002. La présentation de ces instruments est faite au chapitre II et l'exploitation de ces observations à des fins de télédétection des aérosols est l'objet de cette thèse.

I.4 Paramètres optiques et propriétés microphysiques des aérosols

I.4.1 Paramètres optiques

Après avoir vu quels sont les principaux types d'aérosols existant dans la nature et leurs effets sur le climat, nous allons introduire les notions physiques permettant de décrire leurs propriétés radiatives à l'aide de paramètres optiques. L'étude radiative des aérosols par télédétection et leur modélisation numérique nécessitent en effet l'utilisation de ces paramètres.

- **Coefficients d'extinction, d'absorption et de diffusion**

Soit un flux radiatif ϕ transmis à travers un milieu matériel non parfaitement transparent, car contenant des particules, d'épaisseur dx . Lorsque celui-ci traverse une couche d'aérosol, le faisceau incident est atténué par diffusion et/ou par absorption. Le **coefficient d'extinction** β_{ext} est défini comme la diminution relative d'énergie à la traversée du milieu :

$$d\phi = -\beta_{ext} \cdot \phi \cdot dx \quad (I.1)$$

Il est la somme des **coefficients d'absorption** β_{abs} et de **diffusion** β_{diff} et dépend en général de la longueur d'onde λ du rayonnement :

$$\beta_{ext} = \beta_{abs} + \beta_{diff} \quad (I.2)$$

La description de l'aérosol est complétée par l'**indice complexe de réfraction** \tilde{n} , lié à la structure de la matière et dépendant de la longueur d'onde du rayonnement :

$$\tilde{n}(\lambda) = n_{re}(\lambda) - i \cdot n_{im}(\lambda) \quad (I.3)$$

La théorie de Mie [Mie, 1908] permet de calculer les **coefficients d'efficacité d'extinction** Q_{ext} , **d'absorption** Q_{abs} et de **diffusion** Q_{diff} en fonction de l'indice complexe de réfraction $\tilde{n}(\lambda)$ d'une particule et du paramètre de Mie α , dans le cas où cette particule est supposée sphérique et homogène.

$$\begin{aligned}
\beta_{ext}(\lambda) &= \int_0^{\infty} \pi r^2 \cdot Q_{ext}(\tilde{n}, \alpha) \cdot n(r) dr \\
\beta_{abs}(\lambda) &= \int_0^{\infty} \pi r^2 \cdot Q_{abs}(\tilde{n}, \alpha) \cdot n(r) dr \\
\beta_{diff}(\lambda) &= \int_0^{\infty} \pi r^2 \cdot Q_{diff}(\tilde{n}, \alpha) \cdot n(r) dr
\end{aligned} \tag{I.4}$$

Le **paramètre de Mie** α est défini à partir du rapport du rayon r de la particule sur la longueur d'onde λ du rayonnement incident :

$$\alpha = 2\pi \frac{r}{\lambda} \tag{I.5}$$

- **Albédo de diffusion simple**

L'**albédo de diffusion simple** ω_0 est défini comme le rapport entre le coefficient de diffusion et le coefficient d'extinction :

$$\omega_0 = \frac{\beta_{diff}(\lambda)}{\beta_{ext}(\lambda)} \tag{I.6}$$

Il représente la probabilité pour qu'un photon soit diffusé. Il vaut 0 si la particule est parfaitement absorbante et 1 si la particule est parfaitement diffusante.

- **Fonction de phase**

La **fonction de phase** p décrit la probabilité pour les photons d'être diffusés dans une direction d'angle solide Ω' lorsque la direction d'incidence de ces photons est caractérisée par une direction Ω . La condition de normalisation (la probabilité de diffusion dans l'ensemble des directions de l'espace est 1) s'écrit :

$$\iint_{4\pi} p(\lambda, \Omega', \Omega) d\Omega = 1 \tag{I.7}$$

En général, p dépend de $\Omega(\varphi, \theta)$ et de $\Omega'(\varphi', \theta')$ où les angles sont respectivement l'azimut et la distance zénithale et les ' correspondent à la direction de diffusion.

S'il n'y a pas de direction incidente privilégiée pour le rayonnement incident et si le milieu constituant la couche d'aérosol est isotrope (particules sphériques ou particules non sphériques orientées de façon isotrope), la fonction de phase ne dépend que de l'angle relatif Θ entre la direction du rayonnement incident et la direction du rayonnement diffusé (appelé aussi angle de diffusion) :

$$\frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \cdot \sin \Theta \cdot d\Theta = 1 \quad (\text{I.8})$$

- **Paramètre d'asymétrie**

Le **paramètre d'asymétrie** g décrit de manière plus sommaire que la fonction de phase, la distribution angulaire du rayonnement diffusé :

$$g = \langle \cos \Theta \rangle = \frac{1}{2} \int_0^\pi p(\Theta) \cdot \cos \Theta \cdot \sin \Theta \cdot d\Theta \quad (\text{I.9})$$

Pour une rétrodiffusion totale à 180° , g vaut -1, pour une diffusion isotrope, g vaut 0, pour une diffusion totale dans la direction du rayonnement incident, g vaut 1. On peut encore écrire :

$$g = \langle \cos \Theta \rangle = \frac{\int_0^\pi p(\Theta) \cdot \cos \Theta \cdot d\Theta}{\int_0^\pi p(\Theta) \cdot d\Theta} \quad (\text{I.10})$$

Dans le cas des aérosols atmosphériques, g est toujours positif, ce qui signifie que la plus grande partie du rayonnement diffusé l'est vers l'avant. Plus la taille des particules est grande, plus la diffusion se fait vers l'avant (faible angle de diffusion) et plus le facteur d'asymétrie est proche de 1.

▪ **Épaisseur optique et coefficient d'Angström**

L'**épaisseur optique d'aérosol** δ_a , nombre sans dimension, est une grandeur très importante pour l'étude des aérosols atmosphériques et de leur effet sur le climat. En effet, elle contient l'information sur le pouvoir d'extinction d'une quantité donnée d'aérosol à une longueur d'onde donnée et l'information sur la charge en aérosols le long du trajet suivi par le rayonnement :

$$\delta_a^\lambda = \int_0^z \beta_{ext}^\lambda(z) \cdot dz \quad (\text{I.11})$$

A partir des valeurs d'épaisseurs optiques $\delta_a(\lambda_1)$ et $\delta_a(\lambda_2)$ aux longueurs d'onde respectives λ_1 et λ_2 , on définit le **coefficient d'Angström** α_{1-2} :

$$\alpha_{1-2} = - \frac{\ln\left(\frac{\delta_a(\lambda_1)}{\delta_a(\lambda_2)}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (\text{I.12})$$

La dépendance spectrale de l'extinction est intéressante car elle renseigne sur la taille de la particule diffusante. Elle est mesurée par le coefficient d'Angström qui peut également s'écrire :

$$\frac{\delta_a(\lambda_2)}{\delta_a(\lambda_1)} = \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)^{-\alpha_{1-2}} \quad (\text{I.13})$$

Les longueurs d'onde λ_1 et λ_2 sont choisies en général suffisamment éloignées l'une de l'autre. Plus la dépendance spectrale est grande, plus le coefficient d'Angström est grand et plus la particule est petite. Les aérosols ont des coefficients d'Angström compris entre 0 et 2,5 typiquement. Une population de grosses particules dont le nombre est distribué sur un seul mode peut avoir un coefficient d'Angström légèrement négatif.

I.4.2 Propriétés microphysiques

▪ Forme des particules

Plusieurs algorithmes d'inversion des mesures au sol (comme par exemple [Nakajima et al., 1996] ; [Dubovik and King, 2000]) ou spatiales ([Tanré et al., 2003] ; [Thieuleux et al., 2005]) utilisent la théorie de Mie en faisant donc l'hypothèse de particules sphériques et homogènes. Cependant, cette hypothèse peut-être éloignée de la réalité, en particulier dans le cas des poussières désertiques. On peut donc être amené à prendre en compte la non sphéricité des particules dans les modélisations des propriétés optiques des aérosols désertiques. Un compromis entre l'approximation sphérique et la réalité consiste à utiliser des ellipsoïdes de révolution, soit allongés, soit aplatis. Récemment, la non sphéricité des particules a été prise en compte grâce aux mesures directionnelles et polarisées du capteur POLDER [Gérard et al., 2005].

▪ Taille des particules

L'aérosol atmosphérique est présent dans trois modes : le mode de nucléation (de l'ordre de 10^{-1} à 10^{-2} microns), le mode d'accumulation (de l'ordre de quelques dixièmes de microns) et le mode grossier (de l'ordre de quelques microns) (voir figure I.1). Cependant, des études ont montré que le modèle le plus approprié pour une distribution en taille de la particule d'aérosol est une **fonction lognormale bimodale** $n_c(r)$ [Dubovik et al., 2002a], (l'effet optique du mode de nucléation étant négligeable) :

$$n_c(r) = \sum_{i=1}^2 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} \exp \left[-\frac{(\ln r - \ln R_i)^2}{2(\ln \sigma_i)^2} \right] \quad (\text{I.14})$$

avec : N_i le nombre de particules du mode i dans la colonne atmosphérique verticale de section droite unité, σ_i l'écart type, r le rayon de la particule et R_i le rayon médian.

La **distribution en nombre** $n(r)$ est le rapport entre la distribution volumique $v(r)$ de l'aérosol et le volume d'une particule de rayon r :

$$n(r) = \frac{v(r)}{\frac{4\pi}{3} r^3} \quad (\text{I.15})$$

Le nombre de particules N_i du mode i s'écrit :

$$N_i = \int_{r_i^{\min}}^{r_i^{\max}} n(r) \cdot d \ln r \quad (\text{I.16})$$

L'écart type σ_i s'écrit :

$$\ln \sigma_i = \sqrt{\frac{\int_{r_i^{\min}}^{r_i^{\max}} (\ln r - \ln R_i)^2 \cdot n(r) \cdot d \ln r}{\int_{r_i^{\min}}^{r_i^{\max}} n(r) \cdot d \ln r}} \quad (\text{I.17})$$

Le rayon médian R_i s'écrit :

$$\ln R_i = \frac{\int_{r_i^{\min}}^{r_i^{\max}} \ln r \cdot n(r) \cdot d \ln r}{\int_{r_i^{\min}}^{r_i^{\max}} n(r) \cdot d \ln r} \quad (\text{I.18})$$

Notons quand même que pour le cas particulier des poussières désertiques, une distribution lognormale à trois modes est souvent observée [Shettle, 1984].

▪ Composition minéralogique

La composition de l'aérosol atmosphérique est très variable et peut être associée à des mélanges externe et interne des composants minéralogiques. L'indice complexe de réfraction \tilde{n} est le paramètre directement lié à cette composition minéralogique. Une description de la composition caractéristique de l'aérosol minéral sahélien sous la forme d'un mélange de trois minéraux (kaolinite, illite et quartz) est donnée par exemple dans Caquineau *et al.* [1997].

Maintenant que nous avons défini les paramètres optiques et les propriétés microphysiques des aérosols, nous pouvons décrire l'interaction entre l'atmosphère et le rayonnement à l'aide de l'équation de transfert radiatif.

I.5 Transfert radiatif dans l'infrarouge thermique

I.5.1 L'équation de transfert radiatif

L'équation de transfert radiatif décrit l'interaction entre le rayonnement et l'atmosphère. Afin de calculer le rayonnement reçu par les capteurs d'un satellite, des hypothèses doivent être formulées : l'atmosphère a une configuration plan – parallèle et il n'y a pas de réfraction.

On stratifie l'atmosphère en n couches et on considère une couche atmosphérique élémentaire et homogène d'épaisseur dz , située à l'altitude z et limitée par deux plans parallèles infinis (figure I.9).

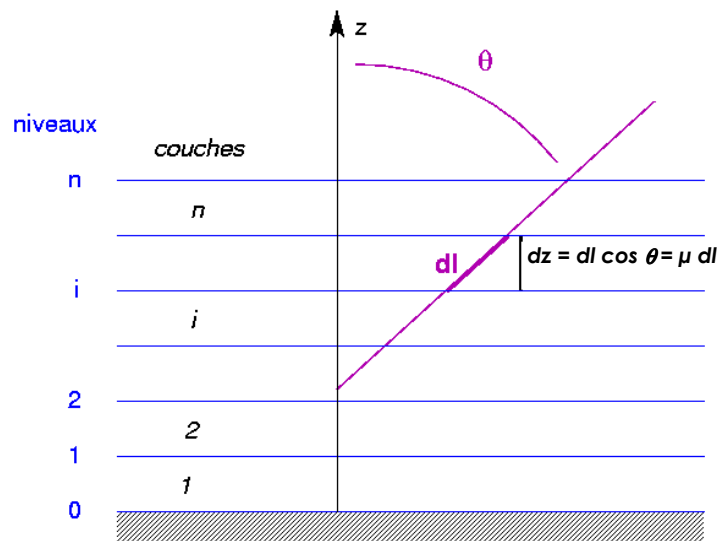


Figure I.9 – Schéma d'une atmosphère plan – parallèle stratifiée en n couches.

Le rayonnement incident à cette couche, dans une direction s donnée par l'angle zénithal θ et l'angle azimutal φ (figure I.9), est caractérisé par une luminance spectrale L_λ . Au cours de sa propagation, ce rayonnement est atténué par des processus d'absorption et de diffusion caractérisés par le coefficient d'extinction β_{ext} (voir § I.4.1). La fonction source J_λ exprime le rayonnement généré par émission et par diffusion en présence de rayonnement solaire dans la direction s . Ainsi l'équation de transfert radiatif exprime la variation dL_λ de

la luminance spectrale à la traversée de la couche atmosphérique d'épaisseur dz dans la direction $s(\theta, \varphi)$:

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \varphi)}{dz} = -\beta_{ext}(z) [L_\lambda(z, \mu, \varphi) - J_\lambda(z, \mu, \varphi)] \quad (\text{I.19})$$

avec : $\mu = \cos \theta$, le cosinus de l'angle zénithal.

La figure I.10 montre la représentation spatiale de l'angle zénithal θ et de l'angle azimutal φ utilisés dans l'équation de transfert radiatif ci-dessus.

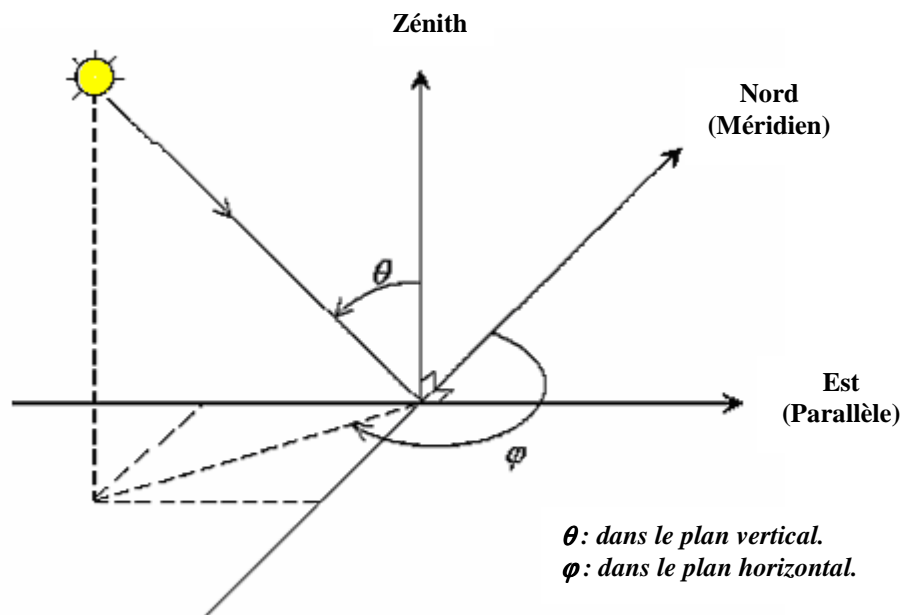


Figure I.10 – Schéma de la représentation spatiale de l'angle zénithal θ et de l'angle azimutal φ .

La coordonnée verticale z est souvent remplacée par l'épaisseur optique δ_λ entre le niveau z et le sommet de l'atmosphère Z :

$$\delta_\lambda(z) = \int_z^Z \beta_{ext}(z') \cdot dz' \quad (\text{I.20})$$

Ainsi pour les sens ascendant ($\mu > 0$) et descendant ($\mu < 0$) du rayonnement, l'équation de transfert radiatif s'écrit :

$$\begin{cases} u \frac{dL_{\lambda}^{\uparrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi)}{d\delta_{\lambda}} = L_{\lambda}^{\uparrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi) - J_{\lambda}^{\uparrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi) \\ -u \frac{dL_{\lambda}^{\downarrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi)}{d\delta_{\lambda}} = L_{\lambda}^{\downarrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi) - J_{\lambda}^{\downarrow}(\delta_{\lambda}, u, \varphi) \end{cases} \quad (\text{I.21})$$

avec : $u = |\mu|$, L_{λ}^{\uparrow} , J_{λ}^{\uparrow} , L_{λ}^{\downarrow} et J_{λ}^{\downarrow} les luminances et fonctions source ascendantes et descendantes respectivement.

La fonction source J_{λ} s'écrit comme la somme des fonctions source d'émission J_{λ}^{em} et de diffusion J_{λ}^{diff} :

$$J_{\lambda}(z, \mu, \varphi) = J_{\lambda}^{em}(z, \mu, \varphi) + J_{\lambda}^{diff}(z, \mu, \varphi) \quad (\text{I.22})$$

Quand les particules atmosphériques sont de symétrie sphérique ou orientées de façon isotrope, le phénomène d'émission devient isotrope et la fonction source associée ne dépend plus que l'altitude z :

$$J_{\lambda}^{em}(z) = [1 - \omega_0(z, \lambda)] \cdot B_{\lambda}[T(z)] \quad (\text{I.23})$$

avec :

$$B_{\lambda}(\lambda, T) = \frac{C_1}{\lambda^5 \cdot \left[\exp\left(\frac{C_2}{\lambda T}\right) - 1 \right]} \quad (\text{I.24})$$

$B_{\lambda}(\lambda, T)$ étant la luminance émise par un corps noir dans l'hypothèse d'équilibre thermodynamique local, $C_1 = 1,191 \times 10^8 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^4$, $C_2 = 1,439 \times 10^4 \mu\text{m.K}$ et la longueur d'onde λ est exprimée en μm .

Et la fonction source de diffusion est liée à la fonction de phase p_λ :

$$J_\lambda^{diff}(z, \mu, \varphi) = \frac{\omega_0(z, \lambda)}{4\pi} \int_0^1 \int_{-1}^{2\pi+1} L_\lambda(z, \mu', \varphi') \cdot p_\lambda(z, \mu', \varphi', \mu, \varphi) \cdot d\mu' \cdot d\varphi' \quad (\text{I.25})$$

I.5.2 Cas de l'infrarouge thermique

Dans l'infrarouge thermique, la source de rayonnement est la surface terrestre et l'atmosphère elle-même. Quand les particules atmosphériques sont de symétrie sphérique ou orientées de façon isotrope, le phénomène d'émission devient isotrope et la fonction source associée ne dépend plus que l'altitude z , θ étant l'angle zénithal du rayonnement incident ($\mu = \cos \theta$) :

$$\mu \frac{dL_\lambda(z, \mu, \varphi)}{dz} = -\beta_{abs}(z) [L_\lambda(z, \mu, \varphi) - B_\lambda[T(z)]] \quad (\text{I.26})$$

Dans notre cas, nous ne tenons compte que de la luminance ascendante, puisque la mesure est réalisée depuis l'espace. Ainsi, en intégrant le système d'équation (I.21) et en utilisant l'équation (I.26), nous obtenons l'équation suivante [Lenoble, 1993] :

$$L_\lambda^\uparrow(\delta_\lambda, u, \varphi) = L_\lambda^\uparrow(\delta_\lambda^*, u, \varphi) \cdot \exp\left(-\frac{\delta_\lambda^* - \delta_{\lambda a}}{u}\right) + \frac{1}{u} \cdot \int_{\delta_\lambda}^{\delta_\lambda^*} B_\lambda[\lambda, T(\delta_\lambda')] \cdot \exp\left(-\frac{\delta_\lambda' - \delta_\lambda}{u}\right) \cdot d\delta_\lambda' \quad (\text{I.27})$$

$$\text{avec :} \quad \delta_\lambda^* = \delta_a + \delta_R + \delta_{gaz} \quad (\text{I.28})$$

δ_a étant l'épaisseur optique d'aérosol, δ_R l'épaisseur optique de diffusion moléculaire (ou Rayleigh), δ_{gaz} l'épaisseur optique d'absorption gazeuse et δ_λ^* l'épaisseur optique totale. Il faut noter que dans l'infrarouge thermique, l'épaisseur optique Rayleigh est négligeable.

En utilisant la transmittance τ_λ à travers une couche atmosphérique entre les niveaux z_1 et z_2 , pour une direction de propagation $s(\theta, \varphi)$, l'équation (I.27) devient :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(z, u, \varphi) = L_{\lambda}^{\uparrow}(0, u, \varphi) \cdot \tau_{\lambda}(0, z, u, \varphi) + \int_0^z B_{\lambda}[\lambda, T(z')] \cdot \frac{d\tau_{\lambda}(z', z, u, \varphi)}{dz'} \cdot dz' \quad (\text{I.29})$$

$$\text{avec :} \quad \tau_{\lambda}(z_1, z_2, u, \varphi) = \exp\left(-\frac{\delta_{\lambda}(z_1) - \delta_{\lambda}(z_2)}{u}\right) \quad (\text{I.30})$$

En considérant la surface du sol comme un corps noir de température T_s et en prenant une atmosphère claire dont l'effet d'absorption des gaz atmosphériques n'est pas pris en compte, la luminance ascendante incidente au détecteur du satellite, pour une visée au nadir, peut s'écrire :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(Z) = B_{\lambda}(\lambda, T_s) \cdot \tau_{\lambda}(0, Z) + \int_{\tau_{\lambda}(0, Z)}^1 B_{\lambda}[\lambda, T(z')] \cdot d\tau_{\lambda}(z', Z) \quad (\text{I.31})$$

avec $\tau_{\lambda}(0, Z)$ la transmittance totale de l'atmosphère entre la surface et le sommet de l'atmosphère Z .

Pour une couche d'aérosol isotherme à la température T_a , l'équation (I.31) devient :

$$L_{\lambda}^{\uparrow}(Z) = B_{\lambda}(\lambda, T_s) + [B_{\lambda}(\lambda, T_a) - B_{\lambda}(\lambda, T_s)] \cdot [1 - \tau_{\lambda}(0, Z)] \quad (\text{I.32})$$

$$\text{avec} \quad B_{\lambda}(\lambda, T_a) = \frac{\int_{\tau_{\lambda}(0, Z)}^1 B_{\lambda}[\lambda, T(z')] \cdot d\tau_{\lambda}(z', Z)}{1 - \tau_{\lambda}(0, Z)} \quad (\text{I.33})$$

On peut ainsi exprimer l'influence d'une couche d'aérosol sur la mesure satellitaire en estimant la variation de la luminance émise vers l'espace dans la direction considérée :

$$\Delta L_{\lambda}^{\uparrow}(Z) = [B_{\lambda}(\lambda, T_a) - B_{\lambda}(\lambda, T_s)] \cdot [1 - \tau_{\lambda}(0, Z)] \quad (\text{I.34})$$

Cette équation montre donc que la variation de luminance augmente quand la transmittance due à l'aérosol diminue. Il est important de noter que ce schéma ne tient pas

compte de l'impact de l'aérosol sur les températures. Comme expliqué au §I.3.3, le rayonnement solaire est réfléchi par la couche d'aérosol, ce qui modifie les températures de la surface (T_s) et de la couche (T_a).

Reprenons l'étude du transfert de luminance vers l'espace dans la fenêtre à 10 μm pour une surface supposée lambertienne d'émissivité ε_s . En l'absence d'aérosol, la luminance spectrale émise vers le satellite devient :

$$\varepsilon_s \cdot B_\lambda(\lambda, T_s) = B_\lambda(\lambda, T_s^*) \quad (\text{I.35})$$

où T_s^* est la température apparente (dite de rayonnement) de la surface, inférieure à la température de contact :

$$T_s^* < T_s \quad (\text{I.36})$$

Soit F_λ^\downarrow le flux spectral descendant au sol dû à l'émission de la couche d'aérosol. Si l'on note L_λ^{eq} la luminance équivalente telle que :

$$L_\lambda^{eq} = \frac{F_\lambda^\downarrow}{\pi} \quad (\text{I.37})$$

la fraction $(1 - \varepsilon_s)L_s^{eq}$ sera renvoyée par la surface, de sorte que la luminance émise vers l'espace devient :

$$L_\lambda^\uparrow(Z) = (1 - \varepsilon_s)L_\lambda^{eq}(Z) + \varepsilon_s \cdot \tau_\lambda(0, Z) \cdot B_\lambda(\lambda, T_s) + [1 - \tau_\lambda(0, Z)] \cdot B_\lambda(\lambda, T_a) \quad (\text{I.38})$$

De manière générale, on doit s'attendre à ce que : $L_\lambda^{eq} \leq B_\lambda(\lambda, T_s)$, la différence entre ces deux quantités étant fonction de l'épaisseur optique de la couche et de l'écart de température entre couche et surface. Considérons maintenant deux cas extrêmes :

i) Cas où $L_\lambda^{eq} \cong B_\lambda(\lambda, T_s)$

C'est le cas d'une couche très épaisse et de température équivalente voisine de celle de la surface (par exemple une couche sahélienne nocturne dense). En introduisant cette condition dans l'équation (I.38) et compte tenu du fait que $T_a \approx T_s$, on obtient :

$$L_\lambda^\uparrow(Z) \cong B_\lambda(\lambda, T_s) \quad (\text{I.39})$$

d'où :

$$\Delta L_\lambda^\uparrow(Z) \cong B_\lambda(\lambda, T_s) - B_\lambda(\lambda, T_s^*) \quad (\text{I.40})$$

Compte tenu de la relation (I.36), l'équation (I.40) indique que la présence de la couche entraîne une augmentation du signal satellite, comme si elle était plus chaude que le sol.

ii) Cas où $L_\lambda^{eq} \ll B_\lambda(\lambda, T_s)$

C'est le cas d'une couche très froide (couche en altitude) ou encore de faible épaisseur optique. En négligeant dans l'équation (I.38) le premier terme du membre de droite, puis en réarrangeant, on obtient :

$$L_\lambda^\uparrow(Z) = B_\lambda(\lambda, T_s^*) + [B_\lambda(\lambda, T_a) - B_\lambda(\lambda, T_s^*)] \cdot [1 - \tau_\lambda(0, Z)] \quad (\text{I.41})$$

Cette relation est l'équation (I.32) dans laquelle on a remplacé $B_\lambda(\lambda, T_s)$ par $B_\lambda(\lambda, T_s^*)$. L'impact de la couche sur le signal satellitaire est alors :

$$\Delta L_\lambda^\uparrow(Z) \cong [B_\lambda(\lambda, T_a) - B_\lambda(\lambda, T_s^*)] \cdot [1 - \tau_\lambda(0, Z)] \quad (\text{I.42})$$

La température de couche correspondant à un impact nul est $T_a = T_s^*$. Elle est inférieure (toutes valeurs restant inchangées par ailleurs) à la valeur d'impact nul dans le cas d'un sol noir, $T_a = T_s$.

Les résultats obtenus dans les cas extrêmes (i) et (ii) traduisent le fait que la réduction d'émissivité de surface équivaut simplement à une diminution de température de cette surface (considérée comme noire). On peut donc envisager une forte sensibilité de la réponse satellitaire à l'émissivité de surface.

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 $f(\lambda)$ (appelée fonction filtre) non nulle pour un intervalle spectral $\Delta\lambda$ centré sur la longueur d'onde λ . On peut ainsi acquérir une luminance filtrée en fonction de cette transmission instrumentale :

$$L(\delta_\lambda, u, \varphi) = \int_{\Delta\lambda} L_\lambda(\delta_\lambda, u, \varphi) \cdot f(\lambda) \cdot d\lambda \quad (\text{I.43})$$

On peut aussi la normaliser sur cet intervalle spectral :

$$L_{norm}(\delta_\lambda, u, \varphi) = \frac{L(\lambda, \delta_\lambda, u, \varphi)}{\int_{\Delta\lambda} f(\lambda) \cdot d\lambda} \quad (\text{I.44})$$

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 (I.44).

L'équation (I.32) constitue la base théorique de la télédétection des aérosols considérée dans notre travail de thèse et nous allons l'utiliser pour décrire la technique de télédétection basée sur la mesure des rayonnements atmosphérique et tellurique depuis l'espace (observations satellitaires).

CHAPITRE II :

*Impact de l'aérosol désertique
dans l'infrarouge thermique*

CHAPITRE II

Impact de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique

L'aérosol désertique, encore appelé poussière minérale, fait partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire et appelées communément aérosols. Il est qualifié de primaire au même titre que les embruns marins car émis directement sous forme de particules dans l'atmosphère sous l'action du vent. Son diamètre est compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de micromètres [*d'Almeida and Schütz, 1983*], mais l'aérosol désertique est composé majoritairement de particules grossières.

Dans ce chapitre, nous commencerons par expliquer le cycle de l'aérosol désertique. Nous parlerons de sa détection et de son effet dans l'infrarouge thermique. Ensuite, nous présenterons l'indice de poussière IDDI créé à partir des mesures du satellite Météosat. Nous comparerons cet indice à l'épaisseur optique d'aérosol sur le site de Banizoumbou. Puis, nous analyserons l'impact de la poussière sur les mesures satellitaires, ainsi que la variabilité de la température de surface. Enfin, nous proposerons une paramétrisation de cette température de surface. Cette section reprend en partie les résultats publiés dans *Vergé-Dépré et al. [2006]*.

II.1 Cycle atmosphérique de l'aérosol désertique

L'intérêt porté à l'étude du cycle des aérosols désertiques résulte des impacts qu'ils ont sur leur environnement. En effet, les aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère rétrodiffusent une partie du rayonnement solaire, ce qui entraîne un refroidissement à la surface et ils absorbent une partie du rayonnement tellurique, ce qui réchauffe l'atmosphère.

La première région productrice d'aérosol désertique est le Nord de l'Afrique (le Sahara et le Sahel). Cette zone est la plus étendue et la plus étudiée et sa production annuelle est estimée entre 400 et 700 Mt selon les sources [*Bach, 1976 ; Schutz et al., 1981 ; d'Almeida, 1987 ; Swap et al., 1992*]. L'aérosol désertique obéit à un cycle comportant trois phases : l'émission, le transport et le dépôt (figure II.1).

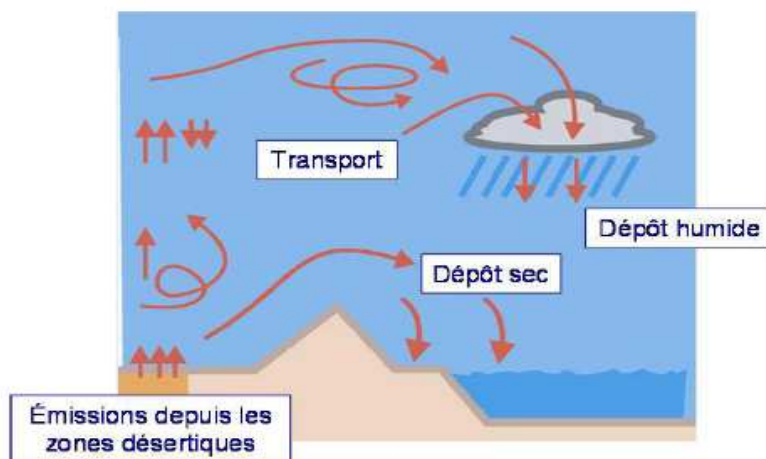


Figure II.1 – Schéma du cycle des aérosols désertiques [Laurent, 2005].

II.1.1 L'émission

Les processus d'émission contrôlent non seulement les quantités d'aérosols transportables, mais aussi les caractéristiques intrinsèques de ces particules. Selon les estimations réalisées à l'échelle globale, la quantité d'aérosols désertiques émis dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt.an⁻¹ [d'Almeida, 1986 ; Tegen and Fung, 1994 ; Duce, 1995 ; Mahowald et al., 1999 ; Tegen et al., 2004]. Ces particules représenteraient donc à l'heure actuelle la première contribution en masse d'aérosols émis, soit environ 40% de la masse annuelle totale des aérosols émis dans l'atmosphère [GIEC, 2001]. Leur composition minéralogique est très proche du matériau d'origine et est principalement composée d'argiles, de feldspaths et de quartz. L'émission ou soulèvement des particules, depuis les zones source, nécessite trois conditions. D'abord, les particules susceptibles d'être mobilisées par le vent doivent être disponibles en quantité importante dans le sol. Ensuite, il ne faut pas trop d'obstacle en surface (exemple : un couvert végétal) car ils contribuent à limiter la mobilisation des particules. Enfin, l'apport d'énergie d'origine éolienne à la surface doit être suffisant pour vaincre les forces de cohésion interparticulaires. Si ces conditions sont remplies, différents types de mouvement des particules peuvent se produire :

- **Le « creeping »**

C'est un mouvement en surface qui concerne les particules de rayon supérieur à 2 mm. Celles-ci roulent ou glissent sur la surface (exemple des mouvements dunaires) et leur

distribution en taille est proche de celle du sol parent sec. Il contribue à l'érosion du sol en créant des particules mobilisables par fragmentation d'agrégats.

- **La saltation**

Ce mouvement concerne les particules de rayon compris entre une cinquantaine et quelques centaines de microns. Celles-ci sont soulevées par les vents de surface, puis elles retombent sous l'effet de leur poids, d'où le terme de saltation. Ce type de mouvement se caractérise par son flux horizontal. Les impacts de ces particules avec la surface donnent lieu au processus de « sandblasting ». Lors de ce bombardement de la surface, les particules se fragmentent en éléments fins mobilisables et peuvent aussi briser d'autres agrégats situés aux points d'impact.

- **La suspension**

Les particules dont le rayon est inférieur à 50 μm sont essentiellement émises par sandblasting puis elles sont injectées verticalement dans l'atmosphère grâce aux turbulences de l'écoulement et peuvent être transportées sur de grandes distances. La saltation constitue l'étape préalable, tandis que le sandblasting qui en résulte produit de fines particules mises en suspension (figure II.2).

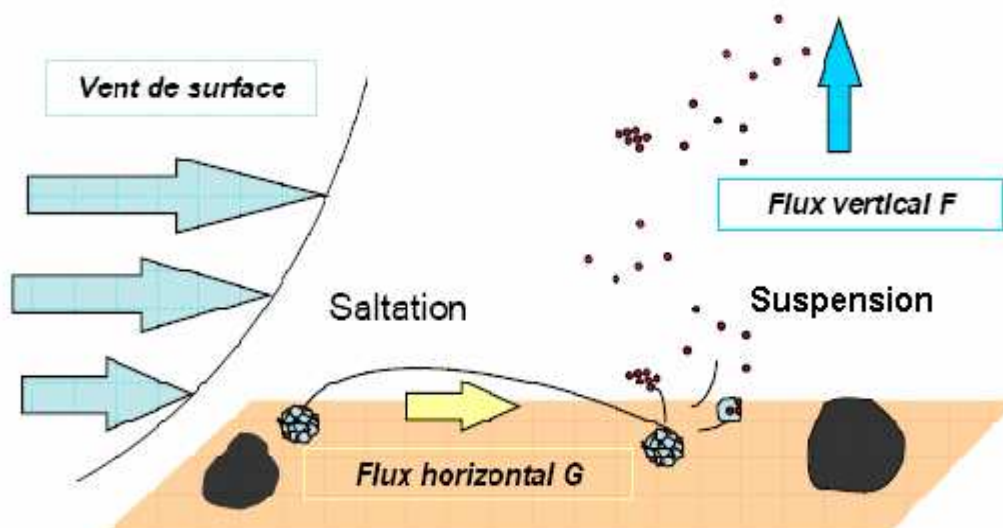


Figure II.2 – Schéma des processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques [Laurent, 2005].

II.1.2 Le transport dans l'atmosphère

Les aérosols se déposent en partie dans la région de génération et en partie en dehors, durant leur transport qui peut les emporter à plusieurs milliers de kilomètres de leurs sources. C'est la situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes qui va permettre de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles : direction, vitesse, trajectoire, altitude, distance parcourue, et durée du transport. Selon *d'Almeida* [1986], 60 % des poussières sahariennes sont transportées vers le Golfe de Guinée, 28 % vers l'Atlantique et 12 % vers l'Europe. La figure II.3 présente les principales trajectoires des aérosols désertiques.

Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend de la circulation atmosphérique liée à la position des hautes pressions tropicales et de la zone intertropicale de convergence (ZIC). Les panaches d'aérosol émis depuis le nord de l'Afrique sont majoritairement transportés vers l'ouest, au-dessus de l'océan Atlantique (figure II.3). Ils peuvent même atteindre les Antilles en été [*Petit et al.*, 2004] et l'Amazonie en hiver.



Figure II.3 – Principales trajectoires du transport des poussières désertiques, d'après Meigs [1953] et Coudé-Gaussen [1984].

II.1.3 Le dépôt

Le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt des particules au niveau des surfaces océaniques ou continentales. Celui-ci intervient sous forme de deux mécanismes distincts : (i) le dépôt sec par gravitation ou par l'impaction sur les reliefs et (ii) le dépôt humide par capture ou lessivage. Les particules minérales peuvent devenir des noyaux de condensation [Twomey, 1977], ou encore sont capturées par les précipitations ou par les gouttelettes d'eau à l'intérieur du nuage.

Dans les régions de retombées limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en oligo-éléments déficitaires, comme le fer ou le phosphore. C'est le cas de la forêt amazonienne [Swap *et al.*, 1992], des eaux de surface méditerranéennes en été [Bergametti *et al.*, 1992], mais aussi d'écosystèmes marins éloignés où les apports de fer biodisponible via les aérosols désertiques favoriseraient le développement du phytoplancton, permettant ainsi la séquestration de quantités importantes de dioxyde de carbone [Duce, 1986].

Sur un plan plus pratique, les soulèvements de poussières désertiques peuvent gêner voire paralyser la circulation aérienne et autoroutière. Ainsi, une connaissance précise du cycle des aérosols désertiques pourrait améliorer la prévision des arrivées massives de poussière sur les aéroports par exemple (en particulier au Sahel) et plus généralement, est nécessaire pour mieux comprendre l'évolution du climat à grande échelle.

II.2 Détection de l'aérosol désertique

II.2.1 Télédétection depuis l'espace : le satellite Météosat

Une caractéristique importante des poussières transportées est la grande variabilité spatiale et temporelle de leur concentration atmosphérique. La télédétection spatiale permet des observations à grande échelle avec une grande résolution spatiale. Elle permet aussi de grandes durées d'observation (plusieurs années pour un satellite donné) à une fréquence de mesures élevée. Les mesures satellitaires depuis l'espace sont particulièrement intéressantes pour les régions d'accès difficile telles que les déserts. Les mesures par télédétection peuvent aussi être faites depuis le sol (par exemple les mesures photométriques) et peuvent être

utilisées en complément des mesures satellitaires, ainsi que pour la validation et l'analyse de ces mesures.

Ainsi, le satellite Météosat de première génération observe la Terre depuis l'altitude 35850 km au-dessus du Golfe de Guinée, au point de coordonnées géographiques (0°,0°). Il permet une couverture d'environ un quart de la surface du globe, soit une surface comprise entre $\pm 60^\circ$ en latitude et en longitude. Ce satellite fournit des données toutes les 30 minutes à partir des trois canaux spectraux du radiomètre MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) situés dans le visible, l'infrarouge et la bande d'absorption de la vapeur d'eau. Le premier satellite de la génération, Météosat-1, a été lancé en 1977 et le dernier, Météosat-7, a été lancé en 1997, soit 20 ans après.

En 2002, Météosat s'est vu supplanté par la nouvelle génération de satellites, Meteosat Second Generation (MSG). C'est une famille de quatre satellites météorologiques géostationnaires dont le premier, Météosat-8 (ou MSG-1), fut lancé en 2002, et le deuxième, MSG-2, suivit en décembre 2005. Son radiomètre SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) possède douze canaux qui couvrent une large région spectrale en grande partie dans l'infrarouge. Il génère des images multispectrales de la surface de la Terre toutes les 15 minutes. Sa résolution spatiale au nadir est de un kilomètre pour le canal High-Resolution Visible (HRV) et trois kilomètres pour les autres canaux. La figure II.4 présente les bandes passantes de ces canaux dans l'infrarouge thermique (sept canaux) et l'infrarouge médian (un canal) et le tableau II.1 compare quelques caractéristiques des images fournies par MSG et par Météosat (source : <http://www.eumetsat.int>). La figure II.5 compare les bandes IRT des deux instruments (Météosat et MSG).

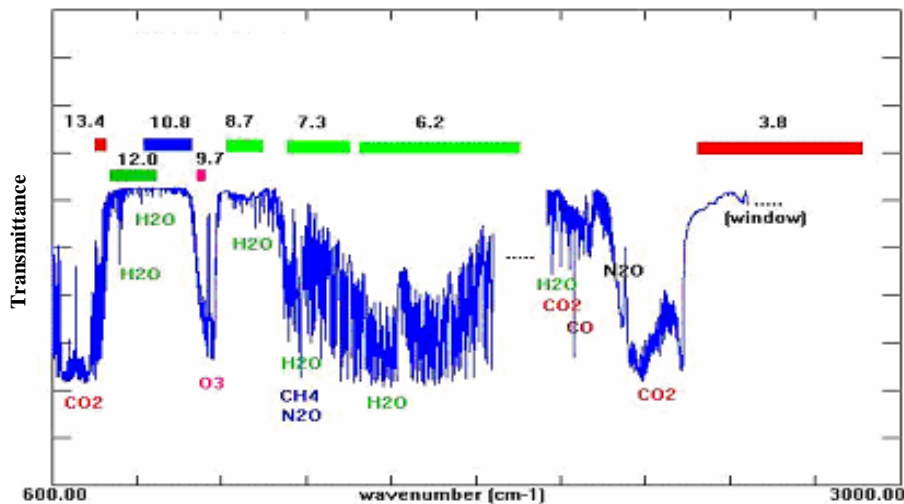




Figure II.4 – Bandes passantes des canaux de MSG/SEVIRI entre 3 et 15 µm [EUMETSAT].

Tableau II.1 – Caractéristiques des images fournies par les satellites Météosat et MSG. [EUMETSAT].

	Météosat	MSG
Format d'image		
Cycle de l'image	30 min	15 min
Canaux spectraux	VIS (0,5-0,9 µm) IR (10,5-12,5 µm) WV (5,7-7,1 µm)	VIS 0.6 (0,56-0,71 µm) VIS 0.8 (0,74-0,88 µm) NIR 1.6 (1,50-1,78 µm) IR 3.9 (3,48-4,36 µm) WV 6.2 (5,35-7,15 µm) WV 7.3 (6,85-7,85 µm) IR 8.7 (8,3-9,1 µm) IR 9.7 (9,38-9,94 µm) IR 10.8 (9,8-11,8 µm) IR 12.0 (11-13 µm) IR 13.4 (12,4-14,4 µm) HRV (0,6-0,9 µm)
Résolution spatiale au nadir	5 × 5 km (IR et WV) 2,5 × 5 km (VIS)	3 km 1 km (HRV)
Taille pixel au nadir	5 km (IR et WV) 2,25 km (VIS)	4,8 km 1,4 km (HRV)
Nombre de pixels image	2500 × 2500 (IR)	3712 × 3712 (IR)

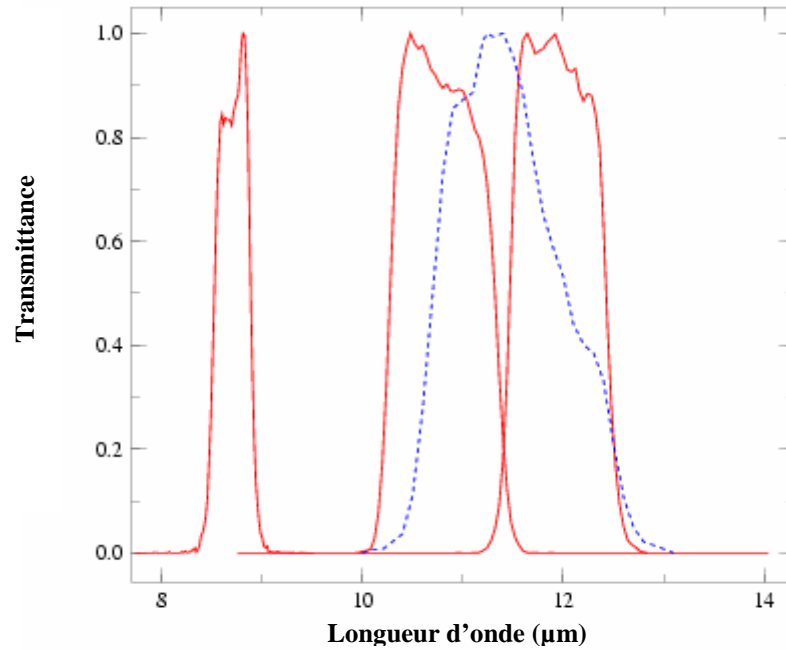


Figure II.5 – Comparaison de la bande IR de Météosat (en pointillés bleus) avec les trois bandes IRT (IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0) de MSG (en rouge).

L'aérosol désertique peut être détecté depuis l'espace dans l'infrarouge thermique (IRT) [3 – 15 μm] pendant son soulèvement depuis les zones source, mais aussi durant son transport au dessus des régions continentales arides. Des mesures ont été réalisées au-dessus de l'Arabie et de l'Afrique du Nord, notamment par *Legrand et al.* [1989] avec le canal infrarouge (IR) du satellite Météosat. Son capteur IR dans la fenêtre [10,5 – 12,5 μm] mesure la luminance émise vers l'espace (L). Cette mesure est numérisée par le satellite, selon la relation linéaire suivante :

$$L = \alpha(C - C_0) \quad (\text{II.1})$$

avec α , coefficient d'étalonnage obtenu grâce à un corps noir embarqué, C , compte numérique et C_0 compte numérique obtenu par visée de l'espace (égal à 5).

Les valeurs des coefficients d'étalonnage sont données par EUMETSAT (source : [http://www.eumetsat.int/Home/Main/Access to Data/Meteosat Meteorological Products/Calibration/index.htm](http://www.eumetsat.int/Home/Main/Access%20to%20Data/Meteosat%20Meteorological%20Products/Calibration/index.htm)).

La luminance émise vers l'espace par la Terre et son atmosphère est modifiée par la présence d'une couche de poussière. Au-dessus d'un continent, de jour, on observe une diminution de rayonnement émis par le système Terre – atmosphère au sommet de l'atmosphère. La technique de détection satellitaire dans le canal IR de Météosat est basée sur la mesure de cette diminution de rayonnement tellurique émis vers l'espace.

II.2.2 Effet de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique

Une différence majeure entre le transfert radiatif aux longueurs d'onde du visible et du proche IR ($\lambda < 1 \mu\text{m}$) et de l'IR ($\lambda > 1 \mu\text{m}$) est que l'absorption de l'atmosphère est quasiment nulle dans le premier cas et très variable dans le second. Le rayonnement émis dans l'IR (pour $\lambda > 3 \mu\text{m}$) par la surface et les différentes couches de l'atmosphère dépend de la température. L'absorption gazeuse est très variable avec la longueur d'onde considérée. Ainsi deux fenêtres atmosphériques sont utilisées pour la télédétection des aérosols : la fenêtre [8 – 13 μm] et en dessous de 4 μm . Dans ces régions spectrales, l'influence de l'aérosol atmosphérique peut être notable et, lorsqu'il est en quantité suffisante et comporte des particules de taille micronique, elle peut même devenir prédominante.

L'efficacité de la détection de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique est due à plusieurs raisons. D'une part, l'aérosol désertique est constitué majoritairement de grosses particules (de taille supérieure à 1 μm) capables d'interagir efficacement avec le rayonnement infrarouge thermique. D'autre part, cet aérosol est principalement composé d'argiles et de quartz [Caquineau, 1997], qui sont des espèces minéralogiques caractérisées par des pics d'absorption particulièrement autour de 10 μm [Sokolik and Toon, 1999] (figure II.6). Une dernière raison est la concentration élevée de cet aérosol (particulièrement au voisinage des sources) devant les autres espèces. A l'inverse, la possibilité de détection d'autres espèces d'aérosol atmosphérique dans la fenêtre [8 – 13 μm] est faible voire négligeable.

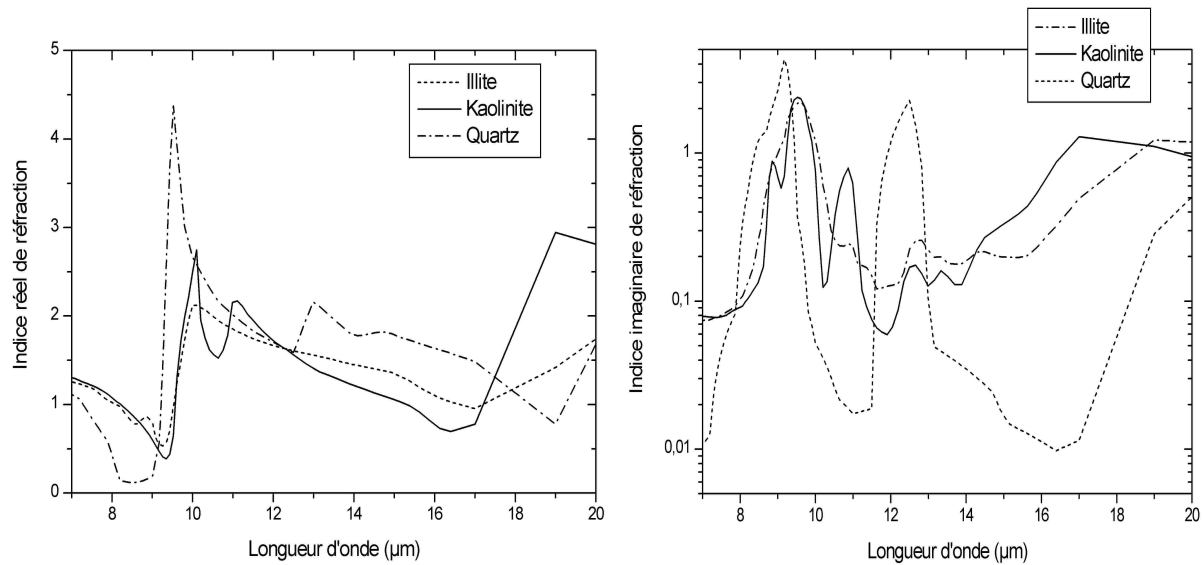


Figure II.6 – Indices réels et imaginaires de réfraction pour les principales composantes minérales de l'aérosol désertique (illite, kaolinite et quartz) [Sokolik and Toon, 1999].

II.2.3 Traitement des images satellite dans l'IRT : IDDI Météosat

Le canal IR de Météosat a permis le développement d'un indice de poussière grâce aux mesures de luminances au sommet de l'atmosphère. Cet indice appelé IDDI (Infrared Difference Dust Index) permet la détection de l'aérosol désertique au-dessus des terres [Legrand *et al.*, 2001]. Il représente l'impact radiatif de la poussière au sommet de l'atmosphère dans la fenêtre [10,5 – 12,5 μm] du canal IR de Météosat. Il est obtenu par différence, pour des pixels « clairs » (sans nuages), entre la luminance satellite d'une image IR Météosat à 12:00 TU et la luminance maximale observée sur une période de référence de quinze jours. Idéalement, l'image référence est composée uniquement de pixels « clairs et propres » (sans nuages ni poussière). Les nuages et la poussière sont supposés être les seuls facteurs impactant la luminance au sommet de l'atmosphère. Un algorithme permettant de détecter et de masquer les nuages est intégré dans l'algorithme IDDI. La figure II.7 présente l'algorithme de réalisation d'une image IDDI à partir des mesures Météosat. Quelques exemples de ces images IDDI sont présentés figure II.8.

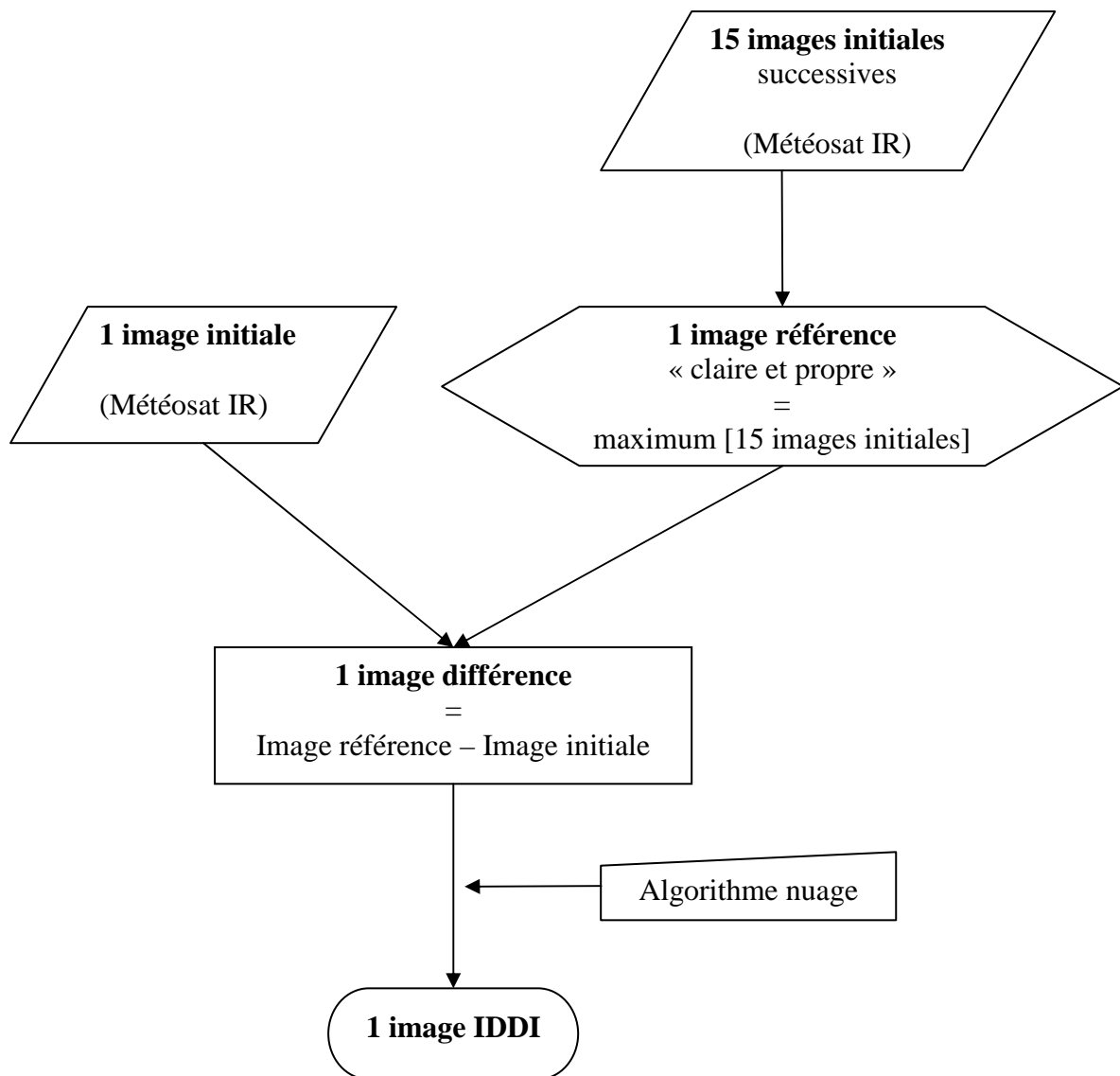


Figure II.7 – Schéma de construction d'une image IDDI.

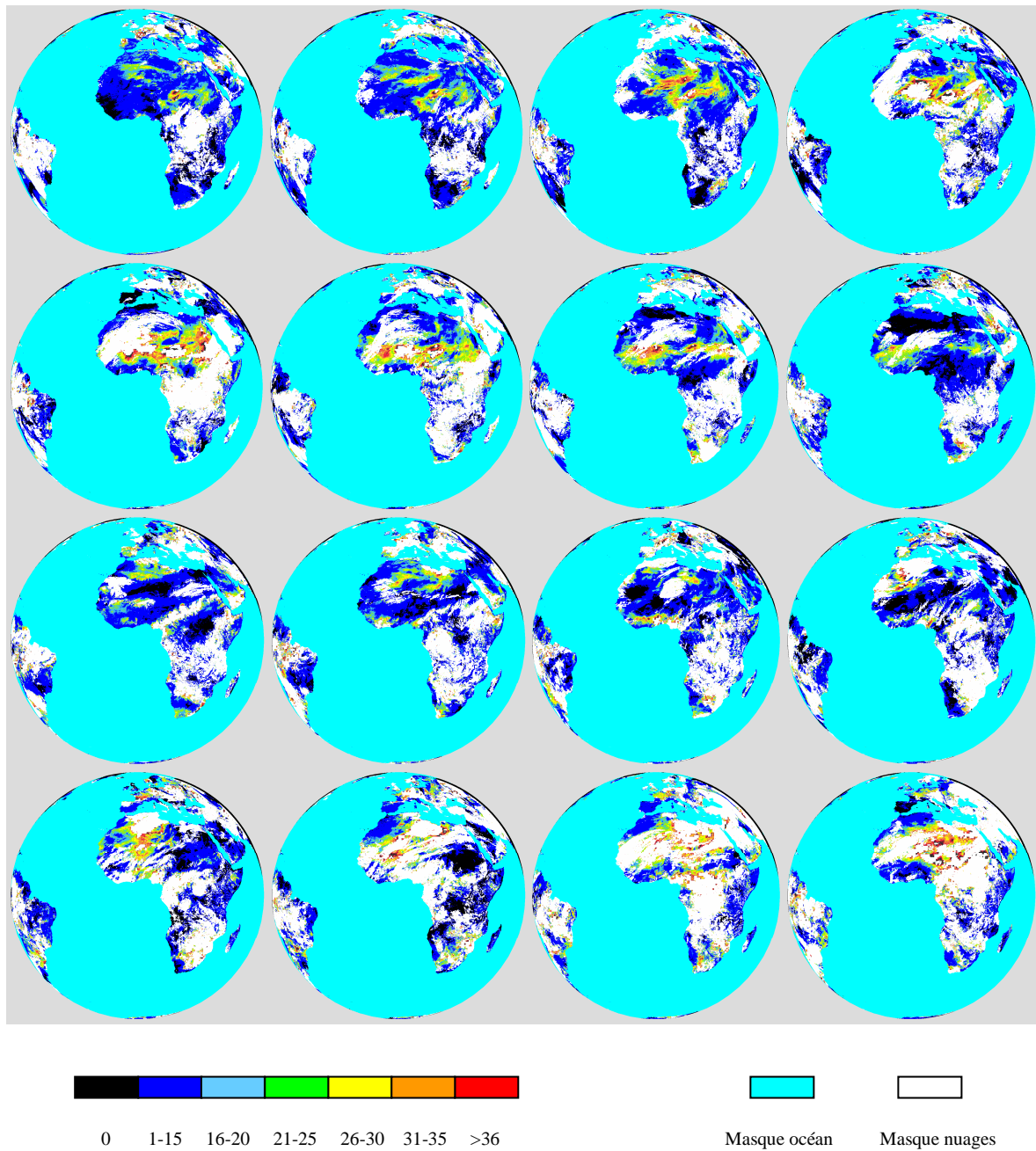


Figure II.8 – Cartes journalières de l'IDD à 12UTC du 2 au 17 mars 1998 obtenues à partir d'images Météosat-6. Le code couleur va du noir au rouge par valeurs croissantes de l'IDD (exprimé en comptes). Les nuages sont masqués en blanc et l'océan en cyan.

L'IDDI a été utilisé dans l'étude de diverses applications telles que la climatologie de la poussière [Brooks and Legrand, 2000] (figure II.9), les sources [Léon and Legrand, 2003], le transport [Petit et al., 2005] (figure II.10), la composition [Caquineau et al., 2002] ; pour la validation de modèles d'émission de poussière [Marticorena et al., 1997] et la cartographie de surfaces désertiques [Marticorena et al., 2004]. Des exemples de forte corrélation entre l'IDDI et l'épaisseur optique d'aérosol peuvent être observés [Legrand et al., 2001], mais ce n'est pas systématique. Des cas de désaccord et de faible corrélation peuvent être également obtenus. Un tel exemple est étudié dans Tanré et Legrand [1991] pour des mesures près de Dakar, le long de la côte atlantique de l'Afrique. Dans cet exemple, l'impact de la vapeur d'eau doit être considéré afin qu'un IDDI corrigé, bien corrélé à l'épaisseur optique photométrique, puisse être obtenu. D'autres sources d'erreurs relatives à l'algorithme lui-même ont été décrites et estimées par Legrand et al. [2001]. L'algorithme de construction de l'IDDI crée une image référence, idéalement sans poussière, mais en réalité celle-ci est biaisée par des quantités résiduelles de poussière. Une autre source d'erreur est introduite dans l'image référence par la saison (principalement la variation de l'éclairement solaire).

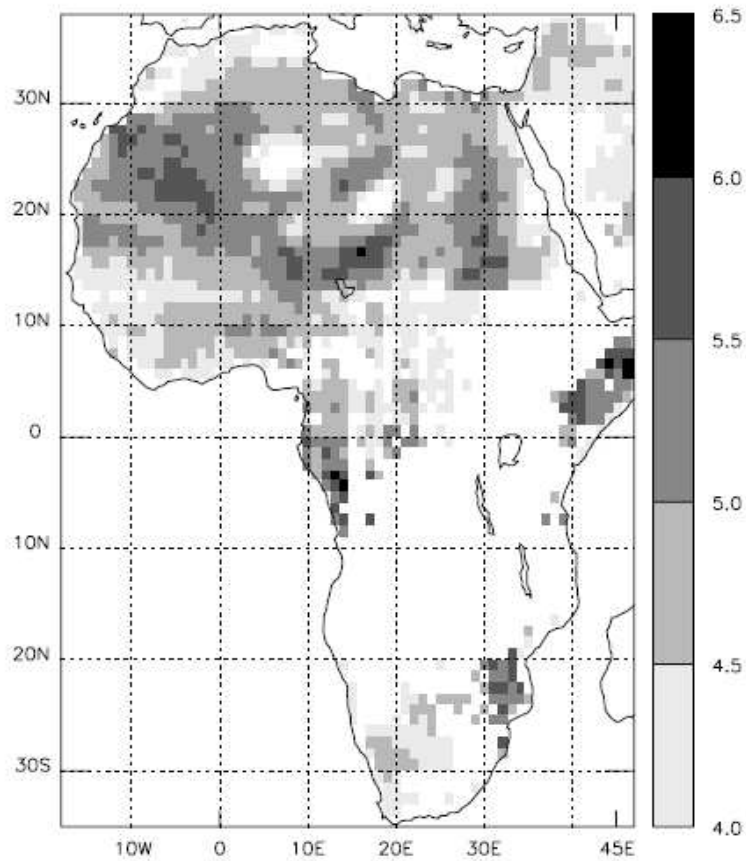


Figure II.9 – Moyenne annuelle de la production de poussière au-dessus de l'Afrique comme indiqué par les valeurs des moyennes temporelles de l'IDD de 1984 à 1993. Les valeurs élevées de l'IDD indiquent d'importantes quantités de poussière atmosphérique. Les régions en blanc sont celles où les nuages étaient trop fréquents pour produire des valeurs moyennes de l'IDD. L'échelle est en Kelvin [Brooks and Legrand, 2000].

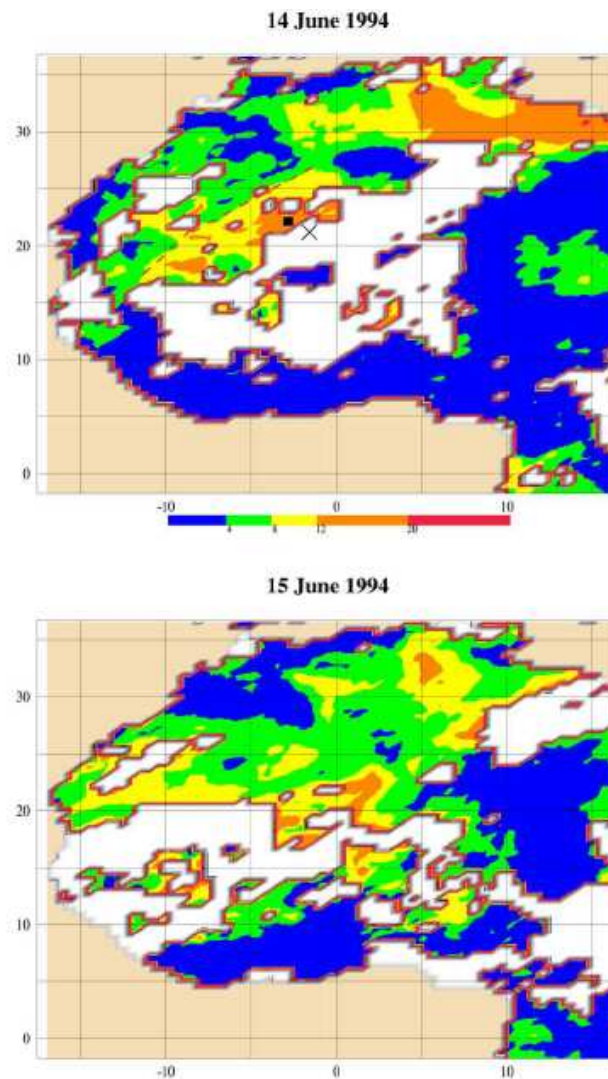


Figure II.10 – Répartition de la poussière au-dessus de l'Afrique de l'Ouest ($0^{\circ} - 35^{\circ}\text{N}$, $16^{\circ}\text{W} - 15^{\circ}\text{E}$) les 14 et 15 juin 1994 à 12:00 TU en utilisant des moyennes de l'IDDI obtenu à partir de Météosat-5. L'IDDI est exprimé en terme de diminution de la température de brillance pour des pixels de résolution $\frac{1}{2}^{\circ} \times \frac{1}{2}^{\circ}$. L'échelle des couleurs va du bleu au rouge par valeurs croissantes de l'IDDI (exprimé en K). Les nuages sont remplacés par un masque blanc. La croix située entre $20,5^{\circ}\text{N}$ et $2,5^{\circ}\text{W}$ le 14 juin montre les masses d'air proches de la surface qui étaient au-dessus de la Guadeloupe à 3200 m le 20 juin 1994 à 12:00 TU (obtenu à partir de la rétrotrajectoire BT3200) [Petit et al., 2005].

II.3 Analyse de l'IDDI Météosat sur le site de Banizoumbou

II.3.1 Localisation du site d'étude et élimination des données nuageuses

Avant d'utiliser le produit IDDI sur le site d'étude de Banizoumbou (13°32'N, 2°39'E) à 50 kilomètres de Niamey, nous avons vérifié la bonne localisation de celui-ci dans l'image satellite (certains doutes avaient été émis sur la précision de la navigation relative à ces images). Pour cela, les mesures satellitaires dans le canal IR [10,5 – 12,5 μm] de Météosat-6, relatives au site de Banizoumbou, seront utilisées. Nous éliminerons ensuite les données nuageuses en utilisant le masque nuage du produit IDDI.

▪ Vérification de la localisation du site d'étude dans l'image satellite

Le but de cette étude est de vérifier la bonne localisation du site de mesures de Banizoumbou dans l'image satellite. Pour cela, nous partons des images référence obtenues à partir des images initiales Météosat de 12:00 TU pour localiser le fleuve Niger. Il faut rappeler que les images référence créées lors de la réalisation de l'IDDI sont débarrassées de la contribution des éléments atmosphériques variables (nuages, aérosol). Sur une telle image, le fleuve Niger apparaît distinctement comme une ligne de pixels plus froids que leurs voisins. Il est ainsi possible de l'identifier très clairement.

La procédure de localisation consiste, dans un premier temps, à choisir plusieurs localités situées le long du fleuve. Leurs coordonnées géographiques sont données par l'*Atlas [Times Atlas of the World, 1977]*. Le programme de navigation relatif aux images Météosat calcule les coordonnées satellitaires de chaque localité que nous plaçons ensuite sur l'image référence. Nous repérons les pixels où les comptes numériques sont les plus faibles de façon à localiser le fleuve Niger. En découpant les zones entourant chaque localité, nous pouvons alors comparer l'emplacement de chaque localité par rapport au fleuve. Si localisation relative est différente de celle donnée par l'Atlas, nous concluons que l'identification de l'image par le satellite est erronée et nous procéderons à un recalage. Dans le cas inverse, la localisation du site de mesure sera considérée correcte. La figure II.11 résume les étapes précédentes.

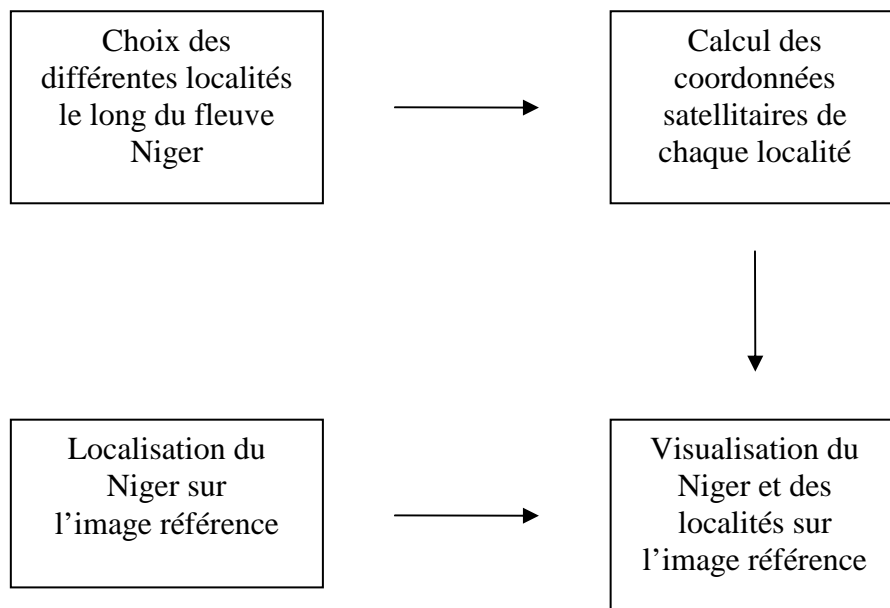


Figure II.11 – Procédure de contrôle du programme de navigation Météosat grâce aux images référence et aux coordonnées satellitaires des différentes localités le long du fleuve Niger.

Cette étude a été réalisée pour trois dates : le 21 mars 1998, le 28 janvier 2002 et le 20 février 2002. La figure II.12 présente le résultat obtenu pour le 21 mars 1998, les résultats aux autres dates étant très semblables. On constate un bon accord de position entre nos résultats et la réalité concernant les distances entre les localités choisies et le fleuve Niger. On peut donc conclure à une bonne localisation des pixels Météosat par le code de navigation relatif au satellite Météosat. L'erreur ne doit pas dépasser un pixel dans les directions nord-sud et est-ouest.

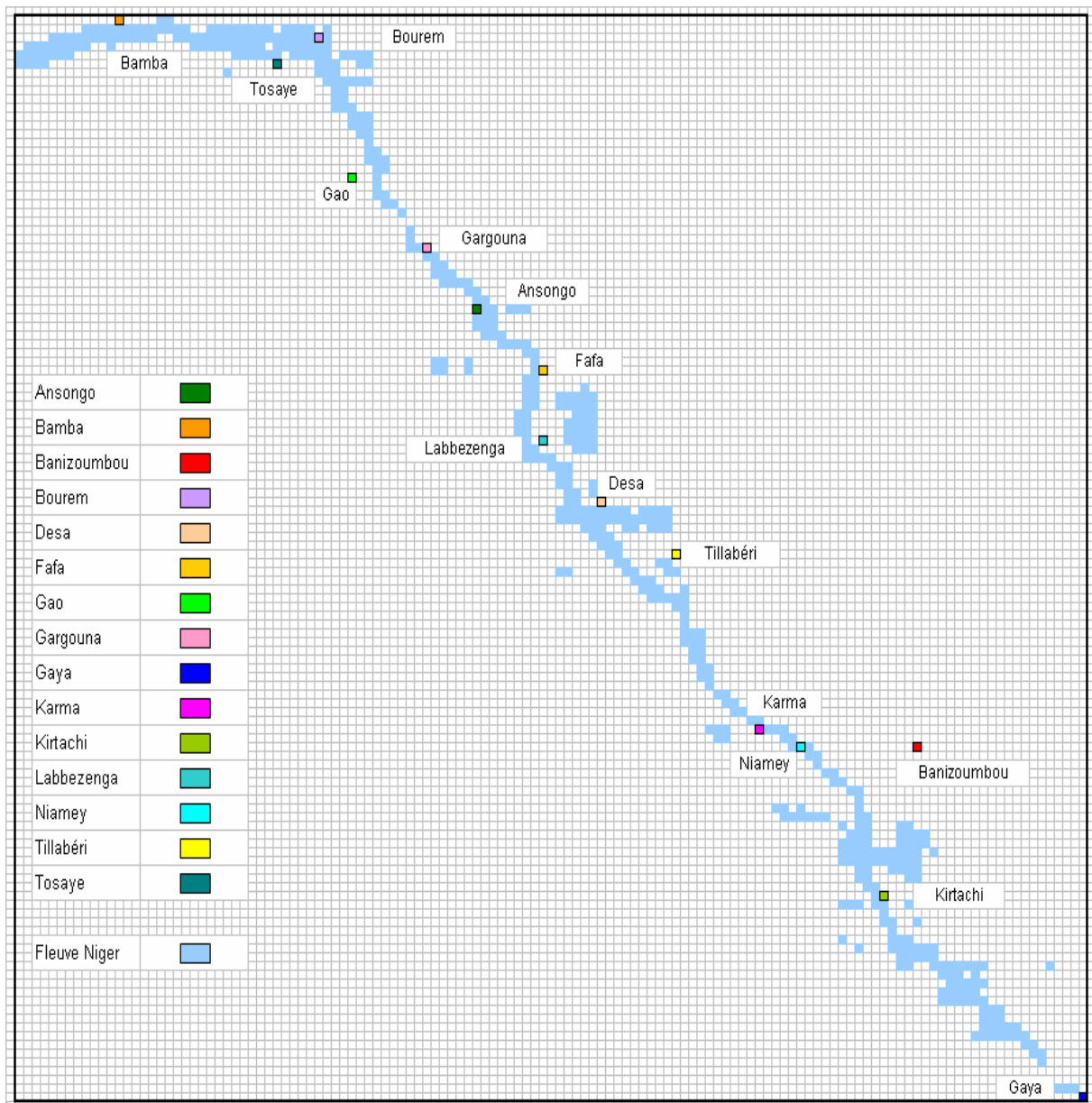


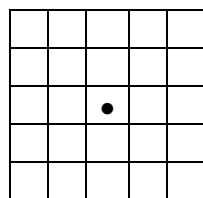
Figure II.12 – Localisation du site de mesure Banizoumbou (situé à environ 50 km du fleuve) grâce aux images référence et aux coordonnées satellitaires de localités le long du fleuve Niger, le 21 mars 1998.

▪ **Procédure d'élimination des données IDDI nuageuses**

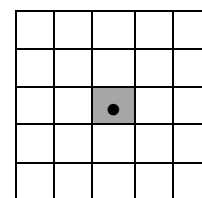
Considérons le pavé IDDI de 5×5 pixels ayant pour pixel central le site de Banizoumbou. Un premier critère de sélection est l'ennuagelement du pixel central ; si celui-ci est nuageux (compte numérique égal à 255), l'image considérée est éliminée. Un deuxième critère est l'ennuagelement du pavé de 3×3 pixels, toujours centré sur le site d'étude. Si le nombre de pixels nuageux de ce pavé est supérieur ou égal à 5, on élimine cette image. Enfin, un dernier critère est similaire au précédent, sauf que l'on se place sur le pavé de 5×5 pixels avec un seuil de 10 pixels nuageux. Un seul de ces trois critères suffit pour rejeter l'image. La figure II.13 résume les étapes précédentes.

➤ Premier critère de sélection :

Cas non nuageux
(Pixel central clair)

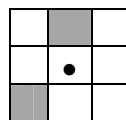


Cas nuageux
(Pixel central nuageux)

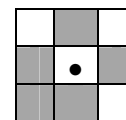


➤ Deuxième critère de sélection :

Cas non nuageux
(2 pixels nuageux)

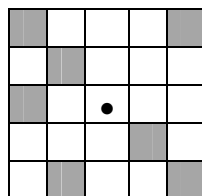


Cas nuageux
(5 pixels nuageux)



➤ Troisième critère de sélection :

Cas non nuageux
(7 pixels nuageux)



Cas nuageux
(10 pixels nuageux)

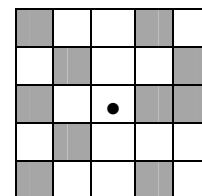


Figure II.13 – Exemples de situations nuageuses et non nuageuses pour des pavés 3x3 et 5x5 pixels. Le pixel central correspond au site de mesure, les pixels gris sont nuageux et les pixels blancs non nuageux.

II.3.2 Comparaison de l'épaisseur optique d'aérosol in situ avec l'IDDI Météosat

L'épaisseur optique d'aérosol (AOT) a été acquise à 1020, 870, 670 et 440 nm durant la campagne NIGER-98 avec le photomètre solaire portable CIMEL. Cette campagne de mesure a été réalisée de février à mai 1998 sur le site sahélien de Banizoumbou (13°32'N, 2°39'E) au Niger, au nord-est de Niamey (figure II.14). Durant la période comprise entre le 13 février et le 31 mars 1998, les valeurs d'épaisseur optique à 670 nm varient entre 0,05 et 1,94 (figure II.15).

Le satellite Météosat-6, lancé depuis 1993, mesure à intervalle d'une demi-heure les luminances au sommet de l'atmosphère dans le canal infrarouge (IR) [10,5 – 12,5 μm]. Ces valeurs à 12:00 TU ont été utilisées pour calculer l'indice de poussière IDDI [Legrand *et al.*, 2001]. Parce que l'épaisseur optique d'aérosol est la mesure la plus populaire de la quantité d'aérosol, l'IDDI est comparé à cette grandeur. Des exemples de forte corrélation entre l'IDDI et l'AOT ont déjà été trouvés [Legrand *et al.*, 2001], mais ce n'est pas systématique et des cas présentant des différences et une faible corrélation peuvent être également observés.

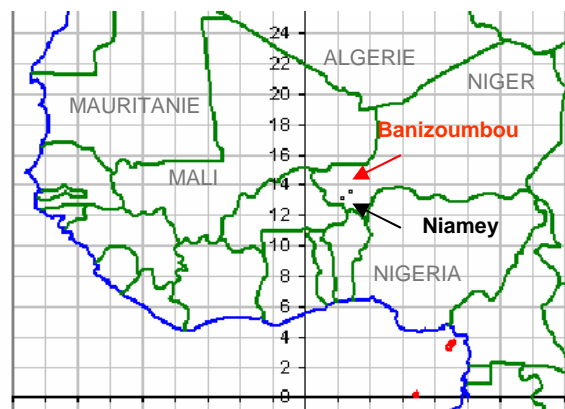


Figure II.14 – Site sahélien de Banizoumbou au Niger.

Représentativité spatio-temporelle des mesures photométriques à partir du sol

Les panaches de poussière, contrairement aux pluies, sont caractérisés par leur homogénéité spatiale (et donc temporelle si le vent à la surface n'est pas trop fort). C'est d'ailleurs ce qui permet de différencier un panache de poussière d'un nuage (la variance locale est plus forte que celle du nuage), ce dernier étant plus homogène que les champs de précipitations. L'écart entre l'homogénéité d'un panache de poussière et l'hétérogénéité des pluies est donc grand. La mesure photométrique à partir du sol peut donc être utilisée pour valider les produits aérosols satellitaires si on se restreint à une fenêtre de quelques heures

autour du passage du satellite et si l'on n'est pas à côté des sources. Il y a tout de même un peu de bruit car une mesure ponctuelle est forcément un peu différente d'une mesure satellitaire, mais ce bruit n'est pas important et surtout il n'y a pas de biais identifié.

L'IDDI, défini par *Legrand et al.* [2001], est calculé comme la différence, pour des pixels sans nuages, entre la luminance satellite d'une image IR [10,5 – 12,5 μm] de Météosat à 12:00 TU et la luminance maximale mesurée sur une période de référence mobile de 15 jours. L'idéal serait que cette image référence soit composée uniquement de pixels sans nuages et sans poussière. Les nuages et la poussière sont considérés comme les seuls facteurs impactant sur la luminance au sommet de l'atmosphère. Les valeurs d'IDDI obtenues varient de 0 à 3,32 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$ sur la période d'étude du 13 février au 31 mars 1998 comme indiqué sur la figure II.15.

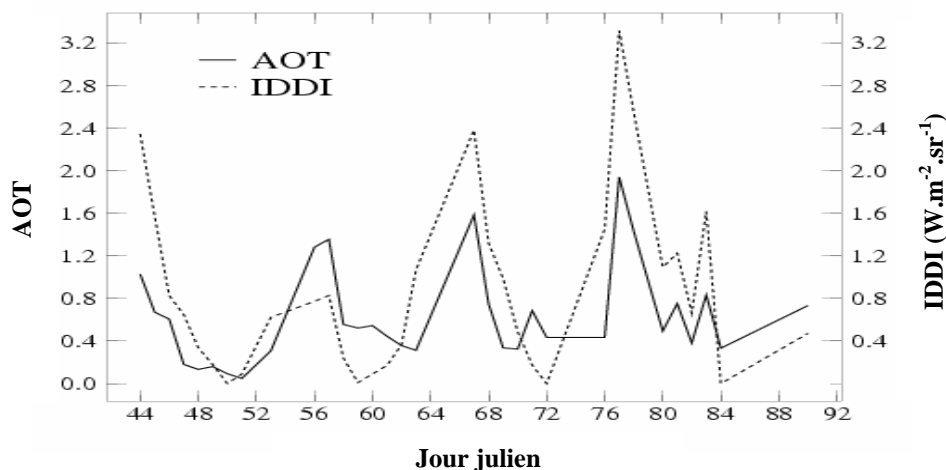


Figure II.15 – Séries temporelles de l'IDDI et de l'AOT, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

L'IDDI est un indicateur de l'impact radiatif de la poussière au sommet de l'atmosphère dans la fenêtre [10,5 – 12,5 μm]. Une forte corrélation entre l'IDDI et l'AOT est ainsi attendue. La comparaison des séries temporelles de l'IDDI et de l'AOT pour le site de Banizoumbou (figure II.15) montre la coïncidence des pics des deux paramètres particulièrement pour les jours juliens 44, 67 et 77 (respectivement 13 février, 8 et 18 mars), jours correspondant à des événements de poussière dont l'épaisseur optique est supérieure à 1. Cependant, la période s'étendant des jours juliens 53 à 62 (22 février au 3 mars) laisse apparaître un désaccord. La figure II.16 compare les valeurs d'IDDI à celles de l'AOT

mesurée à 670 nm à 12:00 TU. Avec un coefficient de corrélation de 0,77, cette figure montre une dispersion notable des points autour de la droite de régression, avec un écart type de $0,85 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$.

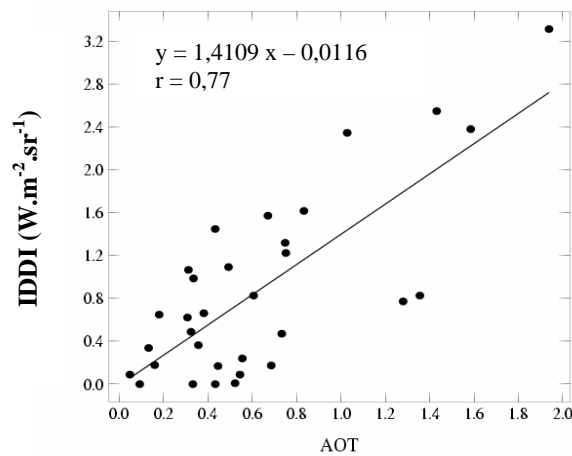


Figure II.16 – Comparaison de l'IDDI et de l'AOT du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Afin d'expliquer ces différences dans la perspective d'améliorer l'IDDI, nous analyserons dans la suite la physique liée au transfert radiatif en présence de poussière et particulièrement le rôle de la température de surface, en utilisant les données disponibles.

II.3.3 Impact radiatif de la poussière sur les mesures Météosat

Le MODTRAN-4.1 est un code de transfert radiatif [Anderson *et al.*, 1995] dédié au calcul des transmittances et des luminances dans l'atmosphère. Nous l'avons utilisé pour calculer la luminance au sommet de l'atmosphère, en particulier en présence d'aérosols, en utilisant la fonction filtre du canal infrarouge de Météosat-6. Les mesures photométriques de la campagne NIGER-98, les profils atmosphériques verticaux issus des sondages ballon de l'aéroport de Niamey, l'émissivité de surface ainsi que la température de surface ont également été utilisés pour modéliser la luminance au sommet de l'atmosphère. L'aérosol désertique utilisé pour les calculs a été modélisé en utilisant les mesures réalisées dans la région de Niamey (Sahel) [Pancrati, 2003]. Les sondages ballons réalisés quotidiennement à l'aéroport de Niamey à 12:00 TU mesurant les profils de pression atmosphérique, de température et d'humidité, ont été fournis par la Direction de la Météorologie Nationale de la République du Niger. Certains sondages incomplets (niveaux atmosphériques manquants) ou inexistant dans cette base de données, ont pu être complétés avec les archives de l'Université

du Wyoming (source : <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). L'émissivité de surface pour le site de Banizoumbou a été fixée à 0,982 pour la fenêtre spectrale [10,5 – 12,5 μm] de Météosat IR d'après les données de la NASA (source : <http://snowdog.larc.nasa.gov/surf/pages/emiss.html>).

Dans cette étude, la température de surface n'a été ni mesurée ni imposée. Elle est en réalité inconnue mais ajustée (voir figure II.18) afin de retrouver le signal Météosat pour le site de Banizoumbou à l'aide du code MODTRAN-4.1 utilisant les données précédentes.

La présence d'une couche de poussière au-dessus des terres a un impact radiatif à la surface, ce qui entraîne une modification de la température de surface [Legrand *et al.*, 2001]. Durant le jour, le flux solaire incident à la couche de poussière est en partie rétrodiffusé vers l'espace et en partie transmis à travers la couche. Cette réduction du flux solaire incident entraîne un refroidissement de la surface. Ainsi, celle-ci émet un rayonnement infrarouge thermique (IRT) réduit. Ce rayonnement est ensuite atténué à la traversée de la couche de poussière avant d'atteindre l'espace. Par conséquent, la luminance mesurée par le satellite sera réduite en présence de poussière à cause de ces deux effets additifs : (1) la réduction du flux solaire entraînant une diminution de la température de surface ainsi qu'une diminution de l'émission radiative de la surface, (2) une atténuation du rayonnement IRT montant pendant son transfert à travers la couche de poussière (figure II.17).

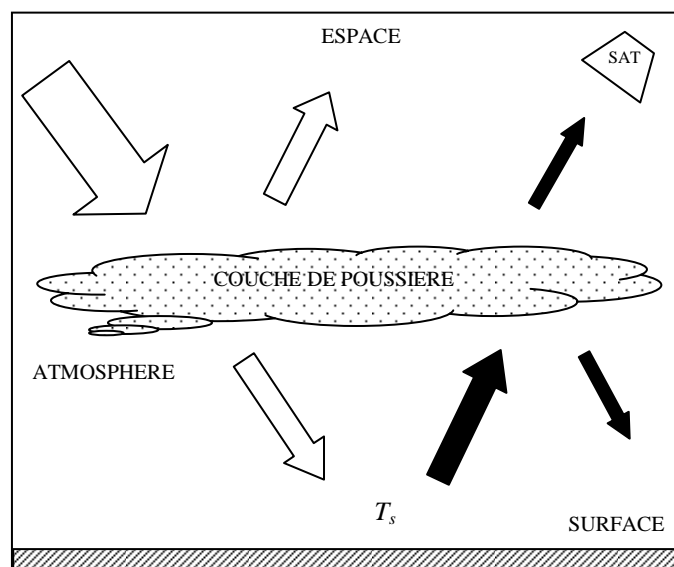


Figure II.17 – Impact radiatif d'une couche de poussière sur la température de surface et sur la luminance IRT repartant vers l'espace. Les flèches noires sont les luminances IRT et les blanches sont les flux solaires.

Ainsi, une couche de poussière aura un effet radiatif à la fois sur la température de surface et sur la luminance IRT repartant vers l'espace. Tenir compte de ces deux mécanismes dans nos simulations est donc nécessaire. Alors que le code MODTRAN-4.1 calcule de façon explicite l'atténuation du rayonnement IRT par la couche de poussière, ni la température de surface ni sa variation due à la présence de poussière ne sont calculées directement par le code. Cette température de surface est en fait un paramètre d'entrée du code, et il nous faut l'estimer.

L'importance de la température de surface pour le transfert radiatif dans l'IRT soulève le problème de sa variabilité en présence d'éléments autres que la poussière, comme par exemple la vitesse du vent de surface qui modifie le flux de chaleur latente ou encore la hauteur solaire (et son évolution saisonnière) qui contrôle directement le flux solaire incident. La section suivante est dédiée à l'estimation des impacts respectifs de ces divers processus sur la luminance IRT au sommet de l'atmosphère.

II.3.4 Variabilité de la température de surface

Afin de calculer la température radiative de surface (T_s), nous avons mis en place une méthode de calcul itérative qui utilise le code de transfert radiatif MODTRAN-4.1, les données Météosat-6, les profils atmosphériques, l'épaisseur optique d'aérosol (AOT), les propriétés radiatives de cet aérosol dans l'IRT [Pancrati, 2003] et l'émissivité de surface (ϵ_s). Nous faisons varier cette température en entrée du code ($T_{s\text{ calc}}$) jusqu'à ce que la luminance calculée au sommet de l'atmosphère (L_{calc}) soit égale à celle mesurée (L_{sat}) avec une précision de $10^{-4} \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ (figure II.18).

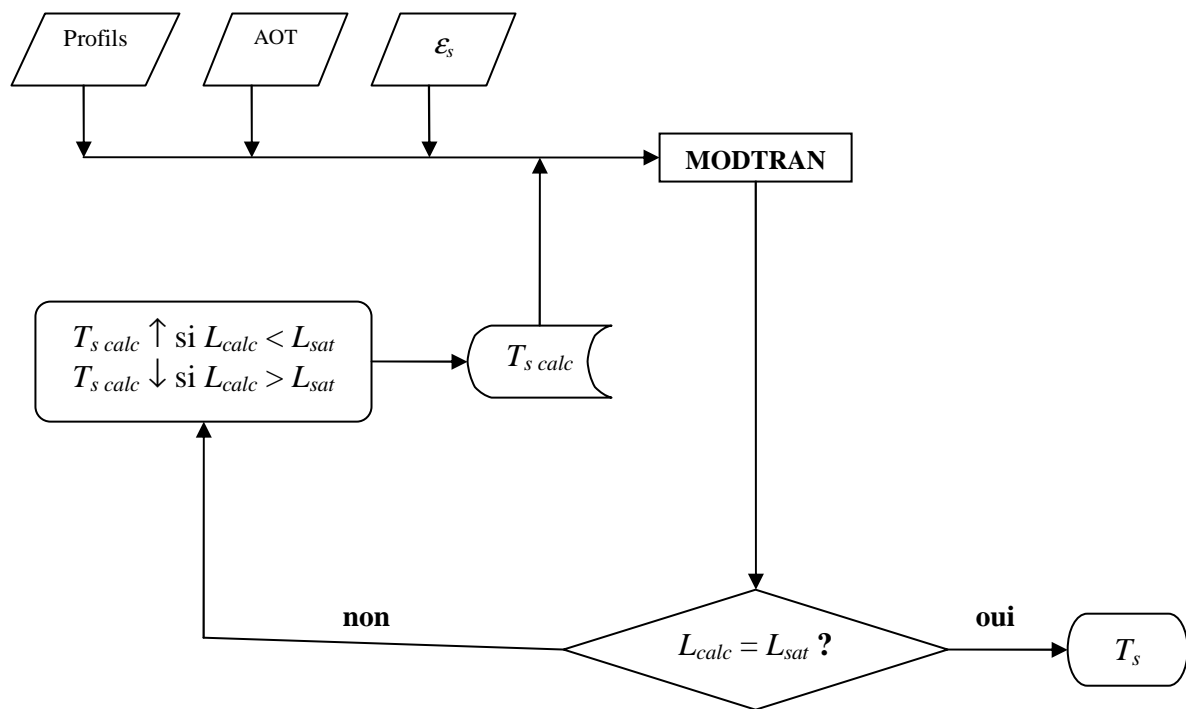


Figure II.18 – Schéma itératif du calcul de la température de surface.

▪ Effet de la poussière

Afin d'estimer l'impact radiatif de la poussière sur la température radiative de surface, nous avons tracé celle-ci en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol (figure II.19). Nous constatons que la pente de la droite de régression est négative, ce qui est en accord avec la description physique précédente. Nous remarquons que la température de surface diminue d'environ 1,7 K par unité d'épaisseur optique. De plus, nous avons comparé les séries temporelles des deux paramètres (figure II.20) et nous observons que les pics d'épaisseur optique (pics de poussière) correspondent presque toujours à des minima de température de surface. Cependant, la période allant des jours juliens 53 à 62 (22 février au 3 mars) montre un désaccord entre les deux paramètres. La figure II.15 nous avait déjà montré un désaccord pour cette même période, entre l'IDDI et l'épaisseur optique d'aérosol. Nous pensons donc que des effets autres que ceux liés à la poussière agissent sur la variabilité de la température de surface, contaminant ainsi le signal IDDI. La faible valeur du coefficient de corrélation obtenu entre T_s et l'épaisseur optique d'aérosol (-0,22) traduit l'importance de ces effets étrangers à la poussière.

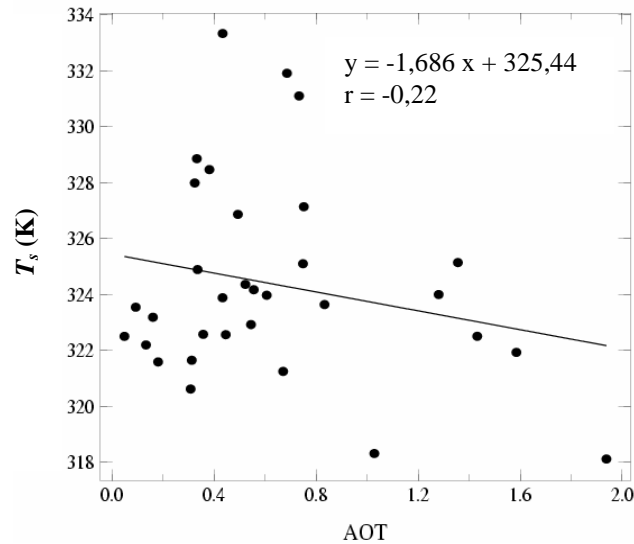


Figure II.19 – Température de surface (T_s) en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

On observe sur la figure II.19 que l'impact de l'aérosol de Banizoumbou sur la température de surface apparaît nettement inférieur aux effets étrangers à la poussière, caractérisés par la dispersion des points du graphique. Mais cet effet de la poussière sur la température de surface est bien réel et physiquement explicable : il a été mis en évidence, expérimentalement dans *Legrand et al.* [1988] et par des simulations dans *Legrand et al.* [1992].

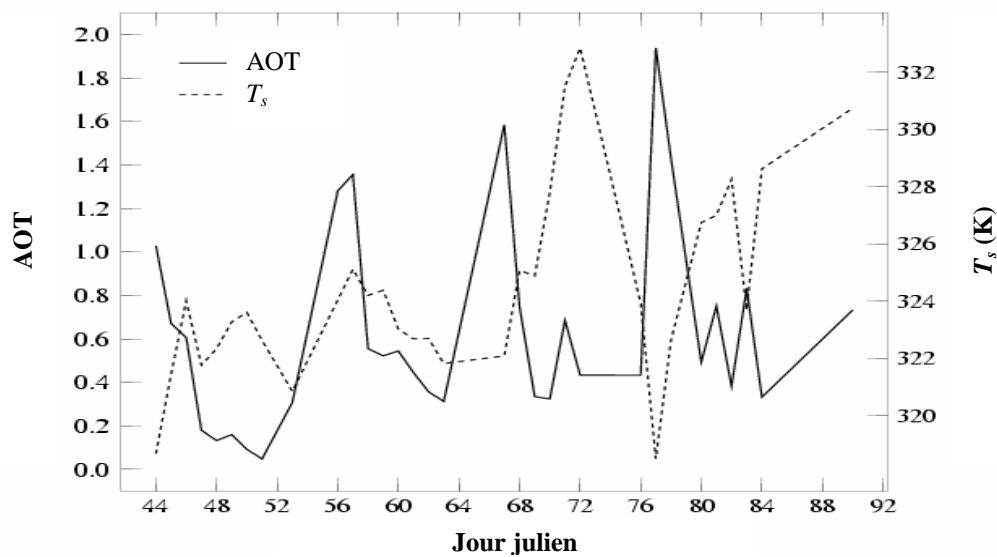


Figure II.20 – Séries temporelles de la température de surface et de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

▪ Effets non dus à la poussière

Hauteur solaire

Les mois de février et mars, à Banizoumbou, correspondent à la saison sèche. Durant cette période, le soleil s'élève dans le ciel et l'éclairement solaire incident à la surface de la Terre augmente avec le cosinus de l'angle solaire zénithal θ_s . Ce phénomène entraîne une augmentation saisonnière de la température de surface. Afin d'estimer cet effet, nous avons tracé T_s en fonction du cosinus μ de l'angle solaire zénithal (θ_s). La figure II.21 montre un coefficient de corrélation de 0,55.

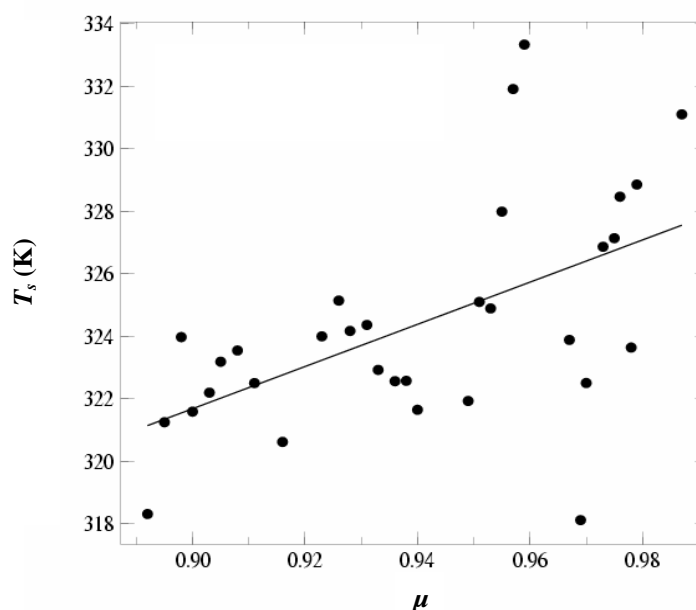


Figure II.21 – Température de surface T_s en fonction de μ (cosinus de l'angle solaire zénithal θ_s) à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Vitesse du vent de surface

Durant la saison sèche dans la région sahélienne, le vent en surface augmente le transfert de chaleur sensible de la surface vers l'atmosphère. Le jour, quand la surface est surchauffée, ce transfert convectif d'énergie entraîne un refroidissement de la surface. Ainsi, le vent de surface peut être une source potentielle d'erreur pour le signal IDDI [Legrand *et al.*, 1992]. Dans la figure II.22, nous avons tracé T_s en fonction de la vitesse du vent de surface à 10 m (V_s). Les mesures de vent de surface à 10 m réalisées à l'aéroport de Niamey ont été fournies par l'archive du ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). Nous les avons moyennées sur la journée afin de s'affranchir des problèmes liés à la trop

grande variabilité temporelle de cette grandeur. Les valeurs varient entre $1,67$ et 9 m.s^{-1} durant la période d'étude (13 février au 31 mars 1998). Le coefficient de corrélation obtenu entre ces deux paramètres est de $-0,61$. Il apparaît donc important de tenir compte de ce nouvel élément perturbateur dans les simulations.

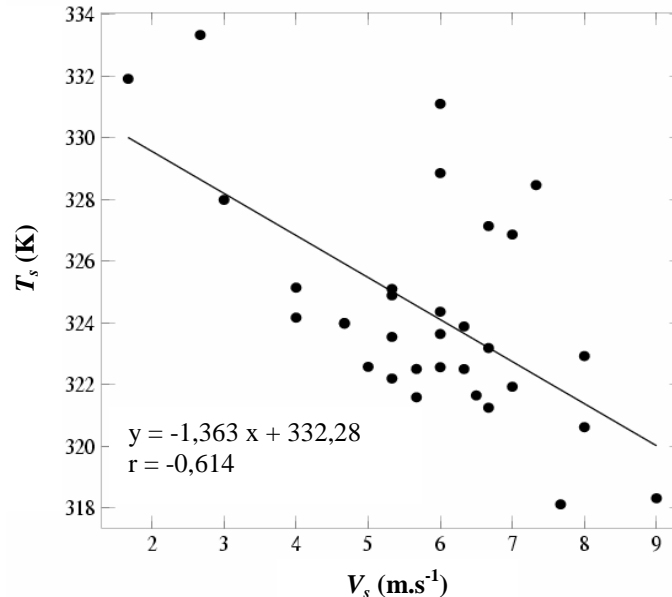


Figure II.22 – Température de surface T_s en fonction du vent de surface V_s à 10 m à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Vapeur d'eau atmosphérique

A priori, la vapeur d'eau atmosphérique doit être prise en compte pour l'estimation de la luminance IRT émise vers l'espace [Tanré and Legrand, 1991]. Tout comme la poussière, la vapeur d'eau atmosphérique (1) modifie les flux radiatifs, ce qui change la température de surface et l'émission radiative, (2) modifie le transfert radiatif vers l'espace en absorbant le rayonnement émis par la surface et en émettant sa propre composante radiative [Legrand et al., 2001]. Ainsi, un changement du contenu en vapeur d'eau atmosphérique devrait entraîner des modifications à la fois de la luminance au sommet de l'atmosphère et de la température de surface. Cependant, pour des sites sahéliens éloignés de la côte comme Niamey et Gao, durant la saison sèche, cet effet s'est révélé négligeable dans Legrand et al. [2001]. En accord avec ces observations, le coefficient de corrélation que nous avons obtenu pour le site de Banizoumbou entre la température de surface et le contenu en vapeur d'eau ($-0,07$) n'est pas significatif (figure II.23). La vapeur d'eau ne sera donc pas prise en compte dans la suite.

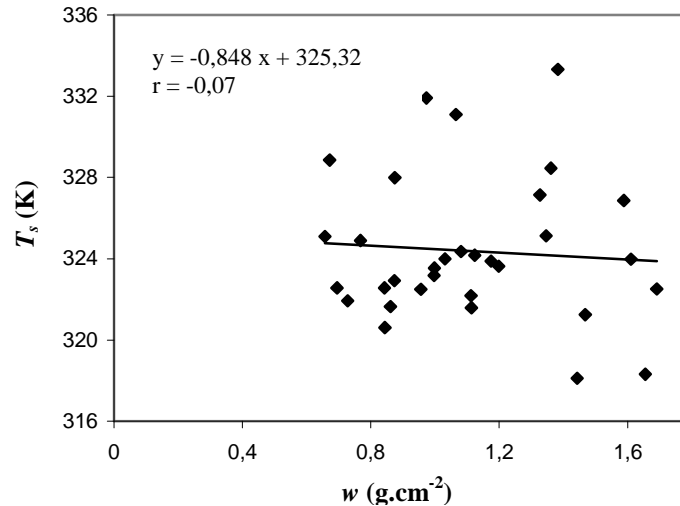


Figure II.23 – Température de surface T_s en fonction du contenu en vapeur d'eau atmosphérique (w) du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

▪ Paramétrisation de la température de surface

En conclusion, nous avons identifié trois facteurs physiques affectant significativement la température de surface : la quantité de poussière, la hauteur solaire et la vitesse du vent de surface. Afin d'estimer l'effet de chacun de ces paramètres sur la température de surface, nous avons calculé une régression linéaire multiple en fonction du cosinus de l'angle solaire zénithal (μ), de la vitesse du vent (V_s) à 10 m et de l'épaisseur optique d'aérosol (δ_a) en utilisant la paramétrisation suivante :

$$T_s = a.(\mu - \bar{\mu}) + b.(V_s - \bar{V}_s) + c.\delta_a + T_s^0 \quad (\text{II.2})$$

où a , b et c sont les sensibilités respectives de T_s à la hauteur solaire, au vent de surface et à la poussière, $\bar{\mu}$ et \bar{V}_s sont respectivement les valeurs moyennes de μ et V_s sur la période étudiée; $T_s^0 = 325,86$ K est la température de surface pour : $\mu = \bar{\mu}$, $V_s = \bar{V}_s$ et $\delta_a = 0$. Le coefficient de corrélation multiple est 0,84. Le tableau II.2 résume les valeurs des coefficients a , b , c et la corrélation partielle calculée entre la température de surface T_s et chaque élément perturbateur (μ , V_s , δ_a).

Tableau II.2 – Récapitulatif des valeurs de a , b et c dans l'équation II.2 et des coefficients de corrélation partielle (r) entre la température de surface et chaque élément perturbateur.

Paramètres	μ	V_s	δ_a
r	0,72	- 0,69	- 0,48
T_s	$a = 71,88 \text{ K}$	$b = - 1,17 \text{ K.m}^{-1}.s$	$c = - 2,37 \text{ K}$

II.4 Conclusions

L'IDDI (Infrared Difference Dust Index) est la luminance au sommet de l'atmosphère issue des images Météosat IR à 12:00 TU par ciel clair dans la fenêtre [10,5 – 12,5 μm] pour estimer la quantité de poussière au-dessus des surfaces continentales. Cependant, la comparaison entre l'IDDI et l'épaisseur optique d'aérosol à 670 nm mesurée à la surface sur un site sahélien dans la région de Niamey et pendant la saison sèche de 1998, révèle quelques différences. Des mesures réalisées dans cette région durant la même période sont utilisées pour analyser physiquement la relation entre l'IDDI et l'épaisseur optique photométrique. Comme décrit au §II.3.3, la diminution de la luminance au sommet de l'atmosphère par ciel clair est due à (1) une diminution de la température de surface et (2) une diminution de la luminance montante infrarouge thermique due au transfert radiatif à travers la couche de poussière. La restitution de la température de surface grâce au code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 permet d'évaluer l'importance des processus (1) et (2) précédents. Ainsi, nous focalisons l'étude sur les impacts non poussière qu'il existe sur la température de surface T_s . Une régression linéaire des moindres carrés de T_s en fonction de δ_a montre une diminution de T_s de 1,7 K par unité d'épaisseur optique d'aérosol. Les pics de poussière correspondent généralement à des minima de T_s , cependant le coefficient de corrélation n'est que de -0,22. Ce résultat montre que l'épaisseur optique d'aérosol n'explique pas toutes les variations de T_s . D'autres investigations ont montrées que (i) l'augmentation saisonnière de l'éclairement solaire à cette période de l'année (13 février au 31 mars) dans la région de Niamey et (ii) le vent de surface et son impact sur le transfert de chaleur sensible de la couche superficielle du sol à l'atmosphère, pourraient expliquer en grande partie les variations de la température de

surface non dues à la poussière. D'autre part, l'effet attendu de la vapeur d'eau atmosphérique sur la température de surface s'est révélé négligeable dans cette région et à cette période. En conclusion, nous avons obtenu une paramétrisation de T_s en fonction de l'angle zénithal solaire, de la vitesse du vent de surface et de l'épaisseur optique d'aérosol. Celle-ci pourra être utilisée dans la suite pour simuler, avec le code de transfert radiatif MODTRAN-4.1, des luminances au sommet de l'atmosphère.

CHAPITRE III :

*Amélioration de la télédétection
de l'aérosol désertique dans l'IRT
avec Météosat*

CHAPITRE III

Amélioration de la télédétection de l'aérosol désertique dans l'IRT avec Météosat

Dans le chapitre précédent, nous avons identifié trois paramètres (poussière, hauteur solaire et vent de surface) ayant un impact sur la température de surface, et par conséquent sur la luminance au sommet de l'atmosphère. Ce nouveau chapitre est dédié à la correction de cette luminance ainsi que de l'IDDI Météosat, des effets du vent de surface et de la hauteur solaire. Auparavant, nous analyserons les contributions radiatives de la poussière à la surface et dans l'atmosphère. Puis, dans la perspective d'une extension géographique de cette étude, nous testerons les sensibilités respectives de la température de surface, de la luminance au sommet de l'atmosphère et de l'IDDI, au modèle d'aérosol et aux profils atmosphériques verticaux. Nous analyserons également l'impact de la poussière sur l'image référence. Enfin, nous tenterons d'étendre à la zone sahélienne, notre méthode de correction de l'IDDI de l'effet du vent de surface.

III.1 Application aux luminances au sommet de l'atmosphère

III.1.1 Correction des luminances

Afin d'estimer l'impact de la poussière au sommet de l'atmosphère, les luminances émises vers l'espace ont été simulées à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1, en utilisant la base de données de Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998. Pour cela, les températures de surface ont été corrigées des effets de la hauteur solaire et du vent de surface, en utilisant l'équation (II.2) du chapitre II, afin d'obtenir $T_s(\delta_a)$. Les luminances corrigées ont été calculées au sommet de l'atmosphère en introduisant ces températures de surface corrigées dans le code, ainsi que les autres paramètres (épaisseur optique d'aérosol, émissivité de surface et profils atmosphériques verticaux) qui sont restés inchangés. Des différences significatives, allant de $-1,10$ à $+1,11 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$, ont été observées entre les luminances simulées et mesurées (figure III.1). De plus, le coefficient de corrélation de $0,63$ obtenu entre les luminances mesurées (L_{mes}) et l'épaisseur optique passe à $0,86$ en utilisant les luminances

corrigées ($L_{cor}(\mu, V_s)$). Ces résultats sont très encourageants dans la perspective de corrections de la luminance au sommet de l'atmosphère des effets non dus à la poussière.

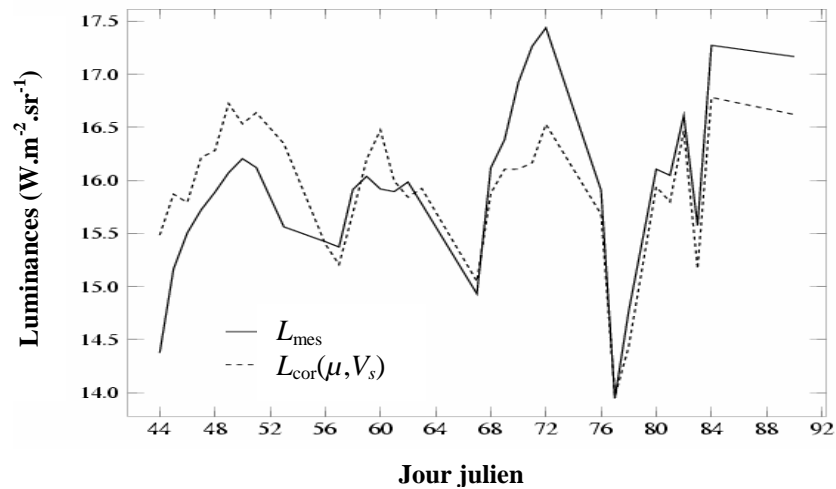


Figure III.1 – Séries temporelles des luminances mesurées (L_{mes}) et des luminances corrigées de la hauteur solaire et du vent de surface ($L_{cor}(\mu, V_s)$), du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

III.1.2 Impact sur l'IDDI Météosat

Avant d'envisager le développement d'une méthode de correction, il est nécessaire de voir si la paramétrisation de T_s peut être utilisée pour améliorer la précision de l'IDDI en corrigeant simplement les luminances mesurées des effets du vent de surface et de la hauteur solaire sur T_s .

Nous utilisons les luminances corrigées au sommet de l'atmosphère obtenues précédemment pour calculer un IDDI corrigé du vent de surface et de la hauteur solaire que nous notons : $IDDI_{cor}(\mu, V_s)$. Les résultats indiquent des corrections variant entre -0,9 et +0,7 $W.m^{-2}.sr^{-1}$. Il est important de noter que le site de Banizoumbou n'est pas une zone de soulèvement des poussières. Nous vérifions que le coefficient de corrélation entre le vent de surface et l'épaisseur optique d'aérosol reste faible (0,11) sur la période d'étude choisie.

La figure III.2 compare les séries temporelles de l'IDDI corrigé, de l'IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT). La figure III.3 montre la droite de régression linéaire et le coefficient de corrélation obtenus. La coïncidence entre l'épaisseur optique d'aérosol et l'IDDI corrigé est partiellement améliorée, particulièrement sur la période comprise entre les jours juliens 53 et 58, et 77 à 81 (respectivement entre les 22 et 27 février et entre les 18 et 22 mars). La comparaison avec la figure II.16 montre que la dispersion des points autour de la

droite de régression diminue, l'écart type résiduel passe de 0,85 à 0,75 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$ et le coefficient de corrélation passe de 0,77 à 0,81. Par conséquent, la prise en compte des mécanismes physiques à la surface en corrigeant la température de surface des effets du vent de surface et de la hauteur solaire, diminue la dispersion et améliore la corrélation entre l'épaisseur optique d'aérosol et l'IDDI (issu des luminances au sommet de l'atmosphère). Mais cette amélioration reste limitée.

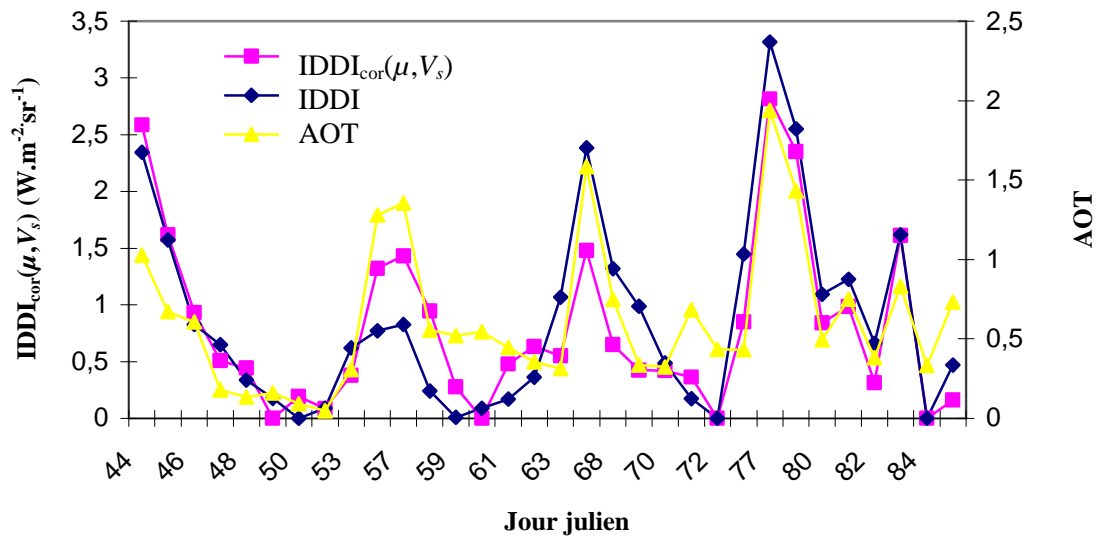


Figure III.2 – Séries temporelles de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)$, de l'IDDI et de l'AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

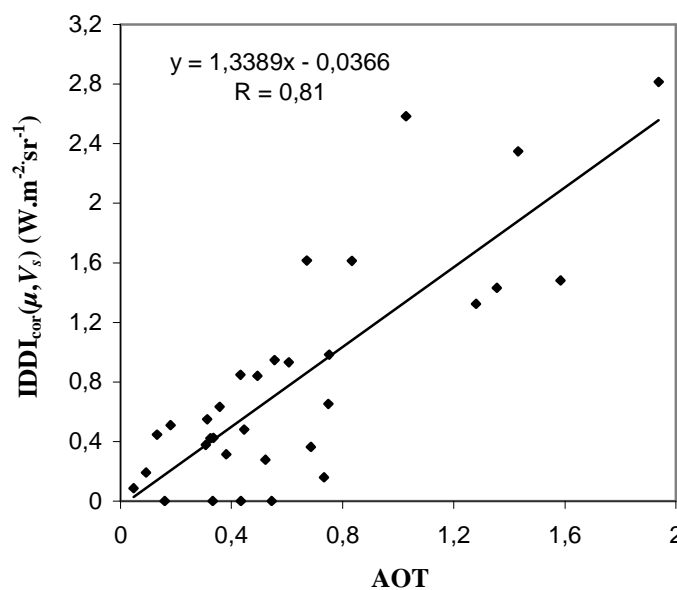


Figure III.3 – $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)$ en fonction de l'AOT à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

III.2 Contributions radiatives de la poussière dans l'atmosphère et à la surface

Afin d'analyser l'effet de la poussière, nous avons calculé les contributions respectives, au sommet de l'atmosphère, de l'effet de la poussière sur le transfert radiatif dans l'atmosphère d'une part, et sur la température de surface d'autre part.

La poussière est le principal facteur physique affectant la luminance au sommet de l'atmosphère. Elle amène ce résultat par deux effets, l'un sur la surface dont elle modifie la température par son impact sur le rayonnement solaire principalement, l'autre dans l'atmosphère poussiéreuse par transfert radiatif à travers la couche de poussière du rayonnement infrarouge thermique montant qui sera détecté par le satellite [Legrand *et al.*, 2001]. Nous allons évaluer de façon quantitative ce double effet sur la luminance mesurée par le satellite, symbolisée par la notation $L(\delta_a, T_s(\delta_a))$, δ_a étant l'épaisseur optique d'aérosol.

A l'aide du code de transfert radiatif, nous calculons la luminance au sommet de l'atmosphère en l'absence de poussière et avec une température de surface corrigée de l'effet de la poussière ($T_s(0)$). Nous la notons $L(0, T_s(0))$. On peut alors évaluer la diminution totale de la luminance due à la poussière en calculant la différence :

$$\Delta L_{tot} = L(0, T_s(0)) - L(\delta_a, T_s(\delta_a)) \quad (\text{III.1})$$

Afin de séparer, dans la luminance au sommet de l'atmosphère, l'effet de la poussière sur la surface de celui dans l'atmosphère, nous calculons une luminance intermédiaire, notée $L(\delta_a, T_s(0))$, qui est la luminance au sommet de l'atmosphère, en présence de poussière mais sans effet de la poussière sur la température de surface, c'est-à-dire avec une température de surface corrigée de l'effet de la poussière, $T_s(0)$. Pour obtenir la contribution du transfert radiatif dans l'atmosphère poussiéreuse sur la diminution de luminance au sommet de l'atmosphère, nous réalisons le calcul suivant :

$$\Delta L_{atm} = L(0, T_s(0)) - L(\delta_a, T_s(0)) \quad (\text{III.2})$$

Et la contribution au sommet de l'atmosphère, de la diminution de la luminance due à la poussière, sur la température de surface est obtenue par la différence :

$$\Delta L_{surf} = L(\delta_a, T_s(0)) - L(\delta_a, T_s(\delta_a)) \quad (\text{III.3})$$

La figure III.4 illustre ces deux contributions de la poussière et l'effet total pour l'aérosol de Banizoumbou.

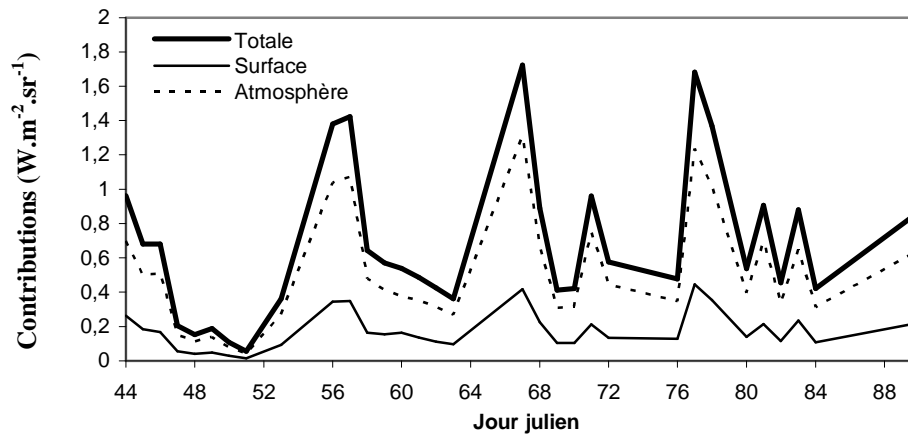


Figure III.4 – Bilan des contributions de la poussière sur la luminance au sommet de l'atmosphère du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

La figure III.5 reprend le résultat de la figure précédente en calculant les pourcentages de chaque contribution.

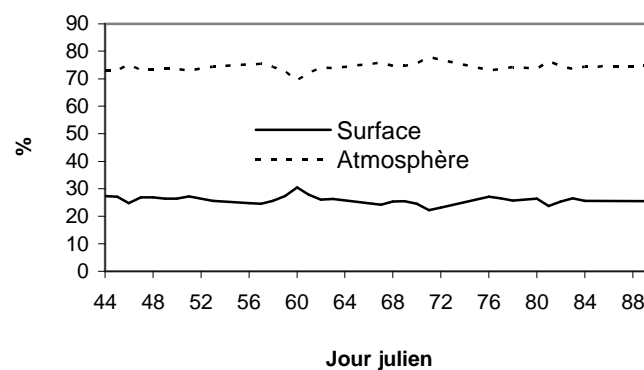


Figure III.5 – Bilan des contributions de la poussière en terme de pourcentage du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous constatons qu'avec cette méthode de calcul (M1), l'effet de la poussière dans l'atmosphère est en moyenne de 74% et celui sur la surface de 26%. Les contributions varient très peu autour de la moyenne. C'est donc l'effet dans l'atmosphère qui est prédominant et ce

quelque soit l'épaisseur optique. La séparation des deux effets de la poussière sur la luminance satellite peut encore être réalisée grâce à une variante du calcul précédent (M2). Nous calculons la luminance au sommet de l'atmosphère, sans poussière dans l'atmosphère, mais compte tenu de l'impact de la poussière sur la température de surface, c'est-à-dire en utilisant une température de surface $T_s(\delta_a)$ non corrigée de l'effet de la poussière. Cette luminance est notée $L(0, T_s(\delta_a))$. Pour obtenir la contribution au sommet de l'atmosphère, de la diminution de la luminance due à la poussière, sur le transfert radiatif dans l'atmosphère, nous réalisons le calcul suivant :

$$\Delta L'_{atm} = L(0, T_s(\delta_a)) - L(\delta_a, T_s(\delta_a)) \quad (\text{III.4})$$

Et la diminution de la luminance due à la poussière, sur T_s est obtenue par la différence :

$$\Delta L'_{surf} = L(0, T_s(\delta_a)) - L(0, T_s(0)) \quad (\text{III.5})$$

Le tableau III.1 résume les résultats obtenus par les deux méthodes (M1 et M2). On vérifie que l'effet de la poussière sur le transfert radiatif dans l'atmosphère est prédominant et ce quelque soit la méthode d'évaluation. La légère différence observée entre les deux résultats réside dans la définition des luminances intermédiaires calculées, les définitions de l'atmosphère et de la surface étant différentes selon les méthodes.

Tableau III.1 – Comparaison des deux variantes de calcul (M1 et M2) des effets de la poussière dans l'atmosphère et sur la surface, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Méthode	Effet sur le transfert radiatif	Effet sur la surface	écart type
M1	74 %	26 %	1,5
M2	72 %	28 %	2,2

III.3 Analyse des sensibilités au modèle d'aérosol et aux profils verticaux

Nous voulons vérifier si la correction de l'IDDI est applicable ailleurs qu'à Banizoumbou. Nous devons alors, dans un premier temps, nous affranchir des problèmes liés aux données elles-mêmes. Nous ne disposerons pas de toutes les données (profils

atmosphériques et propriétés optiques de l'aérosol) pour la saison sèche (février et mars principalement) sur l'ensemble de la zone sahélienne. Ces données sont indispensables à l'exécution du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1, c'est pourquoi nous voulons estimer les sensibilités de la température de surface, de la luminance au sommet de l'atmosphère et de l'IDDI, au modèle d'aérosol et aux profils atmosphériques verticaux.

III.3.1 Sensibilités au modèle d'aérosol

Nous voulons estimer l'impact radiatif de la poussière sur la température de surface et sur la luminance au sommet de l'atmosphère. Un modèle d'aérosol est déjà intégré dans le code de transfert radiatif. L'utilisation de ce modèle dans nos calculs a simplifié notre travail, puisqu'il n'y a pas eu de paramètre optique à calculer au préalable, mais uniquement un paramètre éolien à fixer, qui a lui seul contrôle la quantité de l'aérosol ainsi que ses propriétés microphysiques. Nous avons donc comparé les résultats obtenus avec deux modèles d'aérosol assez différents : celui de *Longtin et al.* [1998] (intégré dans le code de transfert radiatif) et l'aérosol de Banizoumbou obtenu à l'aide des mesures réalisées dans la région de Niamey au Sahel [*Pancrati*, 2003]. Nous avons ensuite traduit cet impact en terme de contribution de la poussière à la surface et dans l'atmosphère.

- **Le modèle d'aérosol de Longtin**

Le modèle d'aérosol de Longtin définit les propriétés optiques de l'aérosol et la distribution verticale, nécessaires aux calculs de transfert radiatif. Cet aérosol désertique est présenté sous la forme d'un mélange externe de composantes carbonée, hydrosoluble et minérale, chacune ayant sa propre granulométrie, sa fraction volumique et son indice complexe de réfraction. La composante minérale est elle-même un mélange mixte. Celui-ci comprend un mélange externe de particules de quartz pur et de quartz dopé et un mélange interne présent dans ces particules de quartz dopé, imaginées sous la forme de particules de quartz recouvertes d'hématite selon diverses fractions volumiques. Le paramètre éolien, nécessaire pour définir la concentration et la granulométrie de cet aérosol désertique, est fixé à 5 m.s^{-1} afin d'obtenir une description réaliste de l'aérosol [*Pancrati*, 2003].

- **L'aérosol de Banizoumbou**

L'aérosol désertique de Banizoumbou a été modélisé à l'aide des mesures réalisées dans la région de Niamey au Sahel [*Pancrati*, 2003]. La distribution verticale de cet aérosol

est issue des sondages atmosphériques verticaux effectués à l'aéroport de Niamey. Le sommet de la couche de poussière a été déterminé à partir des profils de température potentielle et des profils de densité de vapeur d'eau [Ben Mohamed and Frangi, 1986]. La couche de poussière est toujours au contact de la surface et son épaisseur varie entre 0,8 et 5 km durant notre période d'étude (13 février au 31 mars 1998). La distribution en taille de particules est issue des inversions AERONET (Aerosol Robotic Network) [Dubovik, 2002a] faites à l'aide des mesures photométriques de la station de Banizoumbou (PI D. Tanré). Elle est dominée par de particules grossières dont le rayon modal est de 2 μm . Les particules de poussière sont supposées être des sphéroïdes et la partie réelle de l'indice de réfraction est estimée à 1,4 [Dubovik, 2002b]. Cet aérosol sahélien est un mélange de particules d'argile et de quartz. Les pourcentages relatifs en masse de kaolinite, d'illite et de quartz utilisés pour le site de Banizoumbou sont indiqués dans le tableau III.2. Le rapport entre l'abondance relative d'illite et de kaolinite est de 0,1, ce qui est typique des régions sahéliennes [Caquineau et al., 2002]. Le tableau III.3 présente la granulométrie de cet aérosol.

Tableau III.2 – Composition minéralogique de l'aérosol sahélien de Banizoumbou [Caquineau, 1997].

Composés	Kaolinite (K)	Illite (I)	Quartz (Q)
Proportions en masse p (%)	71,6	9,1	19,3

Tableau III.3 – Valeurs limites des rayons de particule pour la granulométrie de l'aérosol sahélien de Banizoumbou [Pancrati, 2003].

Mode	r_i^{min} (μm)	r_i^{max} (μm)
Fin ($i = 1$)	0,05	0,6
Grossier ($i = 2$)	0,6	10,0

- **Sensibilité de la température de surface**

Afin d'estimer la sensibilité de la température de surface au modèle d'aérosol, nous avons simulé (comme expliqué au §II.3.4 du chapitre II), pour chaque jour de la période d'étude, les températures de surface en utilisant dans le code de transfert radiatif le modèle d'aérosol de Longtin. Les autres paramètres (luminance satellite, épaisseur optique, émissivité

de surface et profils atmosphériques verticaux) restent inchangés. La figure III.6 compare ces températures et nous montre une différence variant entre -4,12 et -0,16 K.

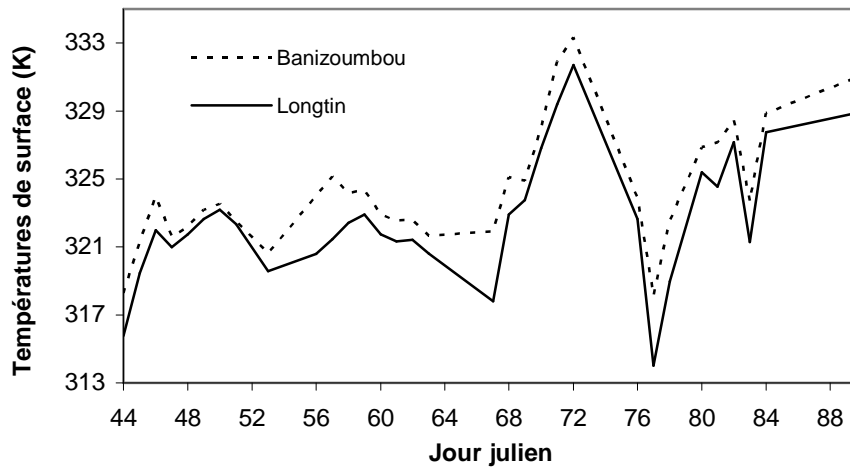


Figure III.6 – Comparaison des températures de surface simulées avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Le tableau III.4 reprend les valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 de l'équation II.2 de la température de surface, pour l'aérosol de Banizoumbou ainsi que pour le modèle d'aérosol de Longtin. On constate que T_s^0 est à peu près égale dans les deux cas et les coefficients a et b , relatifs à μ et V_s restent pratiquement inchangés. Cependant, le coefficient c , relatif à δ_a , a doublé. L'impact de μ et V_s sur T_s n'est donc pratiquement pas modifié lorsqu'on utilise des modèles d'aérosol différents. Cela veut dire que μ et V_s ne sont pas dépendants de la paramétrisation de T_s , ceci quelque soit le type d'aérosol. Donc la correction de T_s de μ et V_s appliquée à Banizoumbou (§III.3.1) pourra être transposable à d'autres sites, même si le modèle d'aérosol est différent.

Tableau III.4 – Valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 dans l'équation de la température de surface, respectivement pour l'aérosol de Banizoumbou et pour le modèle d'aérosol de Longtin.

Paramètres	μ	V_s	δ_a	
T_s (Banizoumbou)	$a = 71,88 \text{ K}$	$b = - 1,17 \text{ K.m}^{-1}.\text{s}$	$c = - 2,37 \text{ K}$	$T_s^0 = 325,86 \text{ K}$
T_s (Longtin)	$a = 69,91 \text{ K}$	$b = - 1,09 \text{ K.m}^{-1}.\text{s}$	$c = -4,66 \text{ K}$	$T_s^0 = 325,52 \text{ K}$

▪ Sensibilité de la luminance au sommet de l'atmosphère

La démarche est maintenant différente. L'objectif est d'utiliser la paramétrisation de T_s réalisée avec l'aérosol de Banizoumbou dans le cas d'un aérosol de propriétés différentes. Nous fixons alors la paramétrisation de T_s en choisissant celle obtenue avec l'aérosol de Banizoumbou. Puis en l'insérant dans le code de transfert radiatif, nous calculons, pour chaque jour, les luminances au sommet de l'atmosphère en utilisant le modèle d'aérosol de Longtin, les autres paramètres (épaisseur optique, émissivité de surface et profils atmosphériques verticaux) restant inchangés. Enfin nous comparons ces luminances à celles obtenues avec l'aérosol de Banizoumbou (c'est-à-dire les luminances mesurées par le satellite). La figure III.7 nous montre une différence entre ces deux luminances variant entre 0,03 et 0,72 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ (soit 4 à 5 K de variation maximale de température de brillance au sommet de l'atmosphère).

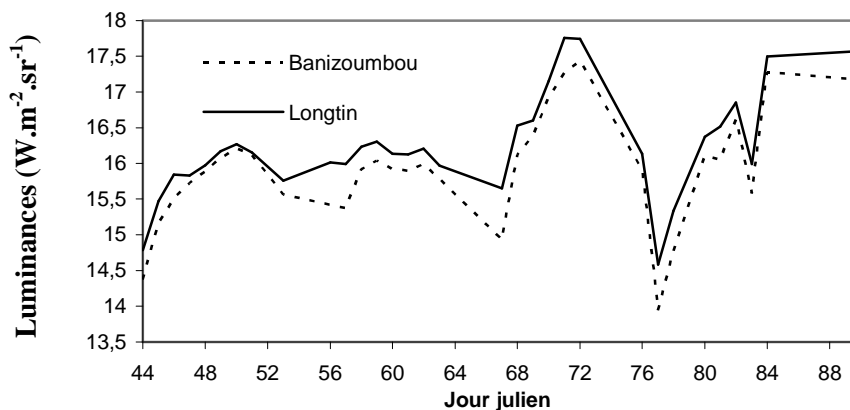


Figure III.7 – Comparaison des luminances au sommet de l'atmosphère simulées avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Le tableau III.5 présente les résultats des statistiques descriptives. Nous constatons une diminution moyenne de la température de surface d'environ $-1,78$ K et une augmentation moyenne de la luminance au sommet de l'atmosphère d'environ $+0,32$ $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$, lors de l'utilisation du modèle d'aérosol de Longtin. Nous avons également calculé l'écart relatif de l'épaisseur optique d'aérosol ($\Delta\delta_a$) en utilisant la régression linéaire entre la luminance mesurée par le satellite (sans correction) et l'épaisseur optique d'aérosol mesurée à Banizoumbou. Nous en avons déduit une estimation de l'épaisseur optique d'aérosol avec le

modèle d'aérosol de Longtin que nous avons comparée à l'épaisseur optique d'aérosol mesurée à Banizoumbou (figure III.8).

Tableau III.5 – Etendue des variations, écart type et moyenne de ΔT_s , ΔL et $\Delta \delta_a$, avec l'utilisation du modèle d'aérosol de Longtin.

Éléments	Etendue des variations	Ecart type	Moyenne
ΔT_s (K)	[-4,12 ; -0,16]	1,08	-1,78
ΔL ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$)	[+0,03 ; +0,72]	0,18	+0,32
$\Delta \delta_a$	[-0,66 ; -0,03]	0,16	-0,29

ΔT_s , ΔL et $\Delta \delta_a$ étant les écarts absolus respectifs de la température de surface, de la luminance au sommet de l'atmosphère et de l'épaisseur optique d'aérosol.

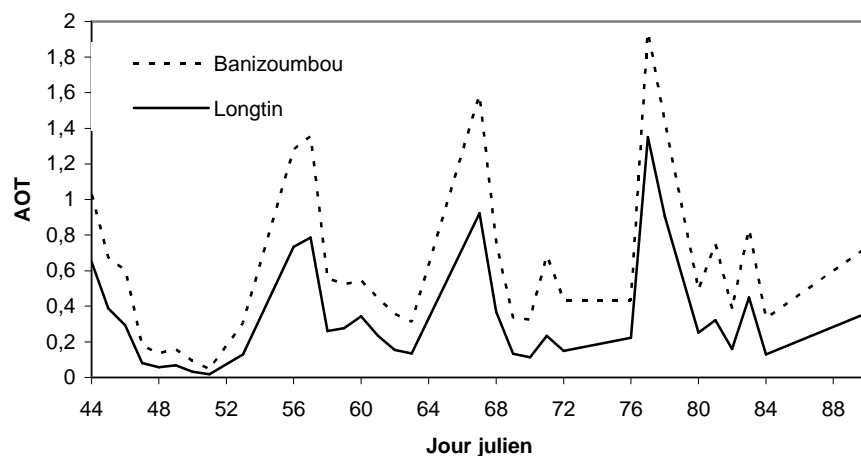


Figure III.8 – Comparaison des épaisseurs optiques d'aérosol avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous constatons un écart entre les deux épaisseurs optiques d'aérosol variant de -0,03 à -0,66. Cela veut dire que lorsqu'on change de modèle d'aérosol, on commet une erreur non négligeable sur la restitution de l'épaisseur optique d'aérosol à partir des luminances au sommet de l'atmosphère.

La paramétrisation de T_s obtenue avec l'aérosol de Banizoumbou ne fonctionne donc pas si on l'utilise avec l'aérosol de Longtin dans l'atmosphère (transfert radiatif). Donc si le modèle d'aérosol désertique sur le Sahel évolue en fonction du site, on ne peut pas conserver

la paramétrisation de T_s de Banizoumbou. Ceci est illustré par les résultats des trois figures III.6, 7 et 8 et du tableau III.5.

▪ Sensibilité de l'IDDI

Nous allons maintenant corriger l'IDDI des effets de μ et de V_s (voir §III.3.1). Nous corrigeons la température de surface (avec la paramétrisation de Banizoumbou) de ces deux effets. Puis, en l'insérant dans le code de transfert radiatif et en utilisant le modèle de Longtin, nous simulons les luminances au sommet de l'atmosphère. Nous pouvons alors obtenir la luminance de référence pour chaque jour, en prenant le signal maximal observé sur une période de référence de quinze jours centrée sur le jour considéré. Ainsi, nous calculons l'IDDI corrigé en soustrayant la luminance corrigée de chaque luminance de référence associée. La figure III.9 compare les IDDI corrigés obtenus avec l'aérosol de Banizoumbou et avec le modèle de Longtin. On constate que la différence entre les deux IDDI est très faible. Cela provient du fait que les coefficients a et b des formules de régression linéaire exprimant T_s en fonction de μ et V_s sont très voisins (tableau III.4). On peut donc envisager de corriger l'IDDI de μ et de V_s sur d'autres sites sahéliens en utilisant un modèle d'aérosol désertique unique, tel que celui de Banizoumbou.

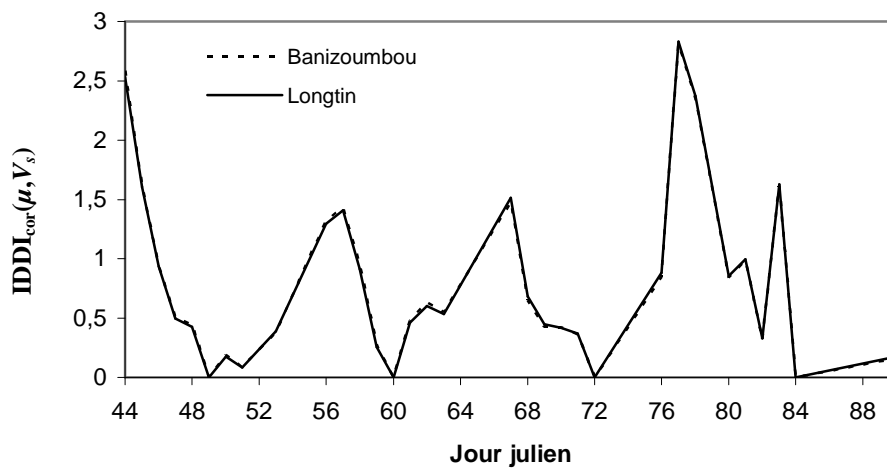


Figure III.9 – Comparaison des IDDI corrigés de μ et de V_s (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$), avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous pouvons donc utiliser la paramétrisation de T_s obtenue à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998, sur d'autres sites sahéliens pour corriger l'IDDI de μ et V_s .

III.3.2 Sensibilités aux profils atmosphériques verticaux

Nous avons calculé le profil moyen de la densité de vapeur d'eau pour la période allant du 13 février au 31 mars 1998, en utilisant les sondages atmosphériques de l'aéroport de Niamey à 12:00 TU. Nous avons fait le même calcul pour la température et la pression. Nous constatons que la variabilité de ces deux derniers paramètres est très faible par rapport à celle de l'humidité. La figure III.10 présente les profils d'humidité journaliers ainsi que le profil d'humidité moyen. Dans la suite l'appellation « profils atmosphériques moyens » fera référence au profil atmosphérique obtenu en faisant la moyenne sur la période d'étude, de chacun des paramètres du sondage (pression, température et humidité), à chaque niveau atmosphérique.

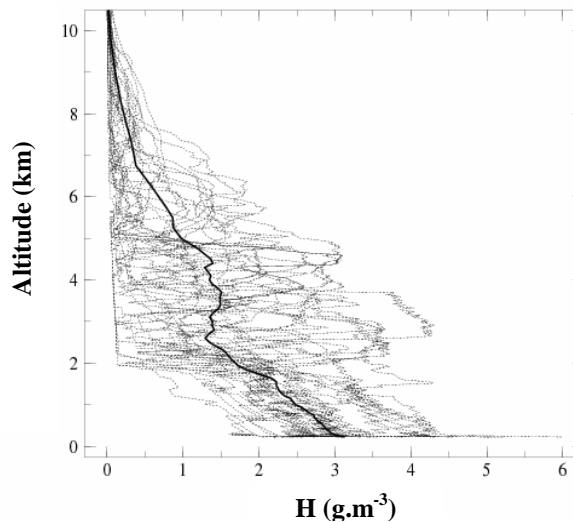


Figure III.10 – Profils d'humidité journaliers (en pointillés) à 12:00 TU à l'aéroport de Niamey et profil d'humidité moyen du 13 février au 31 mars 1998 (en gras).

Nous allons maintenant tester les sensibilités respectives de la température de surface et de la luminance au sommet de l'atmosphère aux profils atmosphériques verticaux.

- **Sensibilité de la température de surface**

Nous avons calculé pour chaque jour de la période d'étude, une température de surface (comme décrit au §II.3.4) avec l'aérosol de Banizoumbou, en utilisant les profils atmosphériques moyens au lieu des profils journaliers et les autres paramètres (épaisseur optique et émissivité de surface) qui restent inchangés. Nous la notons T_s^m . La figure III.11 nous montre que la différence entre T_s et T_s^m varie entre -0,53 et +4,0 K.

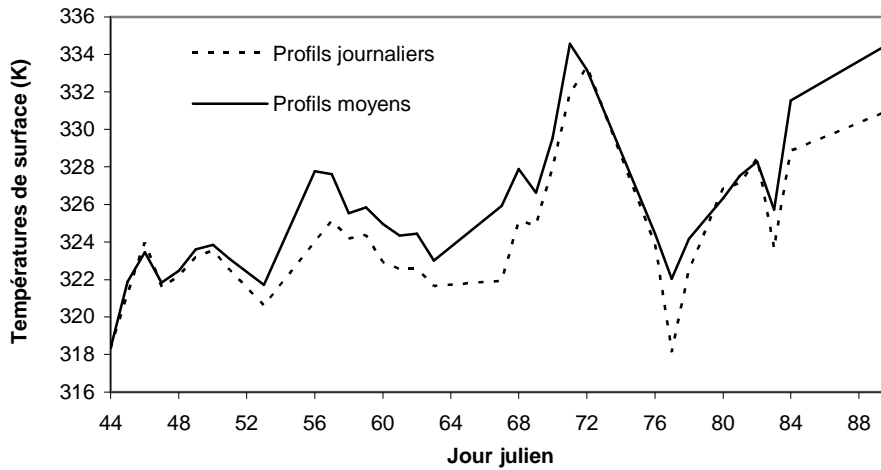


Figure III.11 – Comparaison des T_s simulées avec l'aérosol de Banizoumbou, avec les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et avec les profils atmosphériques moyens (en continu), du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Le tableau III.6 compare les valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 de l'équation II.2 de T_s obtenue pour l'aérosol de Banizoumbou, avec les profils atmosphériques journaliers et avec les profils atmosphériques moyens. On constate que dans les deux cas, T_s^0 est à peu près égale et les coefficients a et b relatifs à μ et V_s restent également assez proches, bien que l'écart soit plus important que dans le tableau III.4. Cependant, le coefficient c relatif à δ_a , a été pratiquement divisé par trois. Cela veut dire que μ et V_s dépendent assez peu de la paramétrisation de T_s , ceci quels qu'en soient les profils atmosphériques utilisés. Donc l'utilisation d'un profil moyen devrait avoir peu d'incidence sur la correction de T_s de μ et de V_s .

Tableau III.6 – Valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 dans l'équation de la température de surface, respectivement pour les profils atmosphériques journaliers et pour les profils moyens.

Paramètres	μ	V_s	δ_a	
T_s (profils journaliers)	$a = 71,88 \text{ K}$	$b = -1,17 \text{ K.m}^{-1}.s$	$c = -2,37 \text{ K}$	$T_s^0 = 325,86 \text{ K}$
T_s (profils moyens)	$a = 81,11 \text{ K}$	$b = -1,29 \text{ K.m}^{-1}.s$	$c = -0,73 \text{ K}$	$T_s^0 = 326,28 \text{ K}$

▪ Sensibilité de la luminance au sommet de l'atmosphère

On ne dispose pas de profils atmosphériques de bonne qualité sur toute l'Afrique, d'où l'importance d'étudier la sensibilité de la luminance au sommet de l'atmosphère aux profils atmosphériques verticaux. Si cette étude s'avère positive (pas de sensibilité aux profils), il sera alors possible d'utiliser des profils atmosphériques moyens (faux mais réalistes) lors des simulations.

Nous déterminons T_s en utilisant la paramétrisation obtenue avec l'aérosol de Banizoumbou. Puis à l'aide du code de transfert radiatif, nous calculons pour chaque jour les luminances au sommet de l'atmosphère, en utilisant les profils atmosphériques moyens au lieu des profils journaliers, avec l'aérosol de Banizoumbou. Les autres paramètres (épaisseur optique et émissivité de surface) restent inchangés. La figure III.12 compare ces luminances et nous montre une différence variant entre $-0,30$ et $+0,34 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ (soit $\pm 2 \text{ K}$ en variation de température de brillance).

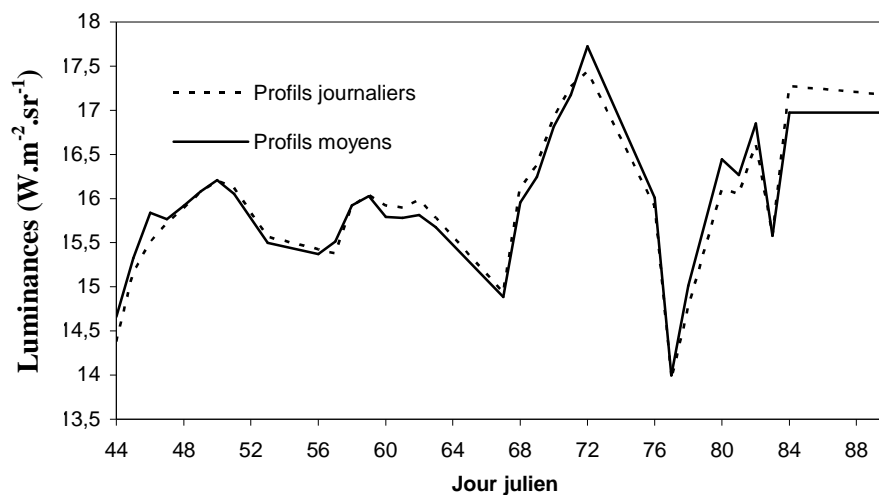


Figure III.12 – Comparaison des luminances au sommet de l'atmosphère simulées avec l'aérosol de Banizoumbou, en utilisant les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et les profils atmosphériques moyens (en continu), du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Le tableau III.7 présente les résultats des statistiques descriptives pour ΔT_s , ΔL et $\Delta \delta_i$. Et la figure III.13 compare les épaisseurs optiques d'aérosol restituées avec les profils atmosphériques journaliers et avec les profils atmosphériques moyens.

Tableau III.7 – Etendue des variations, écart type et moyenne de ΔT_s , ΔL et $\Delta \delta_a$, avec l'utilisation des profils atmosphériques moyens.

Eléments	Etendue des variations	Ecart type	Moyenne
ΔT_s (K)	[-0,53 ; +4,0]	1,31	+1,44
ΔL (W.m ⁻² .sr ⁻¹)	[-0,30 ; +0,34]	0,17	+0,02
$\Delta \delta_a$	[-0,31 ; +0,28]	0,15	-0,02

ΔT_s , ΔL et $\Delta \delta_a$ étant les écarts absolus respectifs de la température de surface, de la luminance et de l'épaisseur optique d'aérosol.

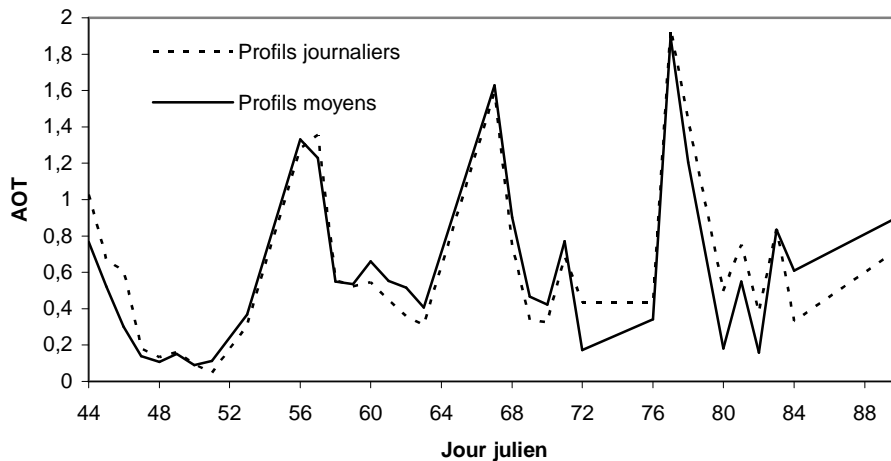


Figure III.13 – Comparaison des épaisseurs optiques d'aérosol restituées avec les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et avec les profils atmosphériques moyens (en continu), du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

▪ Sensibilité de l'IDDI

Nous allons maintenant corriger l'IDDI des effets de μ et V_s , mais en utilisant les profils atmosphériques moyens. Nous corrigeons T_s obtenue avec les profils moyens de μ et V_s . Nous calculons la luminance au sommet de l'atmosphère en insérant cette T_s corrigée dans le code et en utilisant les profils atmosphériques moyens. Nous calculons ensuite la luminance de référence pour chaque jour et nous en déduisons l'IDDI corrigé de μ et V_s . La figure III.14 compare les IDDI corrigés obtenus avec les profils atmosphériques journaliers et avec les profils atmosphériques moyens. On constate une très faible différence entre les deux IDDI corrigés.

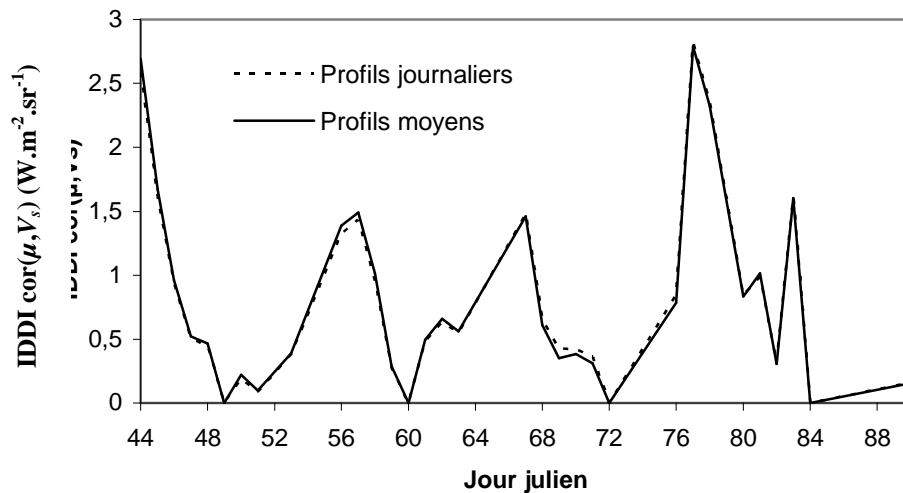


Figure III.14 – Comparaison des IDDI corrigés de μ et de V_s , avec les profils atmosphériques journaliers et avec les profils atmosphériques moyens, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

En conclusion, l'utilisation de profils atmosphériques moyens au lieu de profils journaliers, ainsi que l'utilisation d'un modèle d'aérosol de propriétés différentes de celles de l'aérosol présent sur le site, n'affectent pas la correction de l'IDDI de μ et de V_s de manière significative. On peut donc envisager d'étendre cette correction à d'autres sites de la région sahéenne, bien que n'ayant que des profils atmosphériques moyens et un modèle d'aérosol approximatif pour ces autres sites.

III.4 Effet de la poussière sur l'image référence

Sur la figure II.15, nous pouvons observer que l'IDDI atteignait des valeurs nulles pour trois jours juliens (59, 72 et 84) alors que l'épaisseur optique d'aérosol, sur la période de référence de 15 jours (7 jours avant et 7 jours après le jour considéré) n'était jamais inférieure à 0,3. Cela signifie que l'image référence n'est pas parfaitement sans poussière (ni nuage) [Legrand et al., 2001]. La figure III.2 montre à nouveau ces différences alors que l'IDDI a été corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire. Ces défauts persistants résultent du principe différentiel de construction de l'image référence de l'IDDI. Les corrections que nous avons apportées à l'IDDI ne sont donc pas capables de modifier ce résultat.

Pour cette raison, nous avons simulé une référence théorique, calculée avec le code de transfert radiatif MODTRAN-4.1. Par définition, la référence parfaite est supposée sans

poussière. Nous avons donc calculé les luminances au sommet de l'atmosphère, pour une atmosphère sans poussière, en prenant T_s ($\delta_a = 0$) dans l'équation (II.2). Par soustraction de ces luminances simulées théoriques sans poussière (L_{th}) avec les luminances mesurées (L_{mes}), nous obtenons un IDDI « théorique » (noté $IDDI_{th}$). La figure III.15 nous montre une amélioration du coefficient de corrélation entre l'IDDI et l'épaisseur optique d'aérosol, on passe de 0,77 (pour l'IDDI expérimental de départ) à 0,82 (pour l'IDDI « théorique » obtenu avec des références sans poussière). Et la figure III.16 montre, en comparaison avec la figure III.2, une meilleure coïncidence des pics d'épaisseur optique avec les pics d'IDDI (théorique).

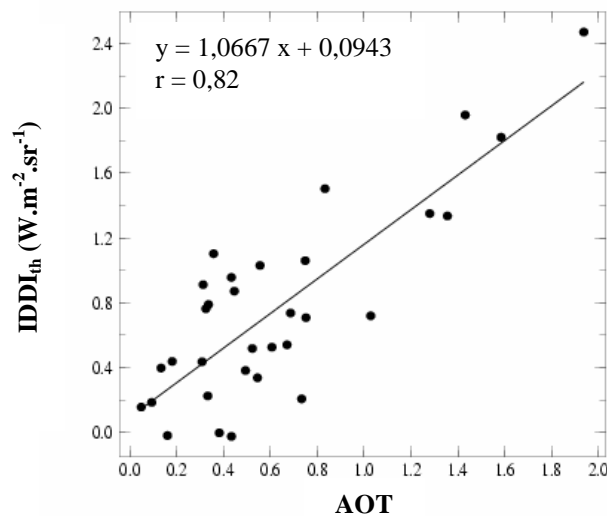


Figure III.15 – IDDI « théorique » en fonction de l'AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

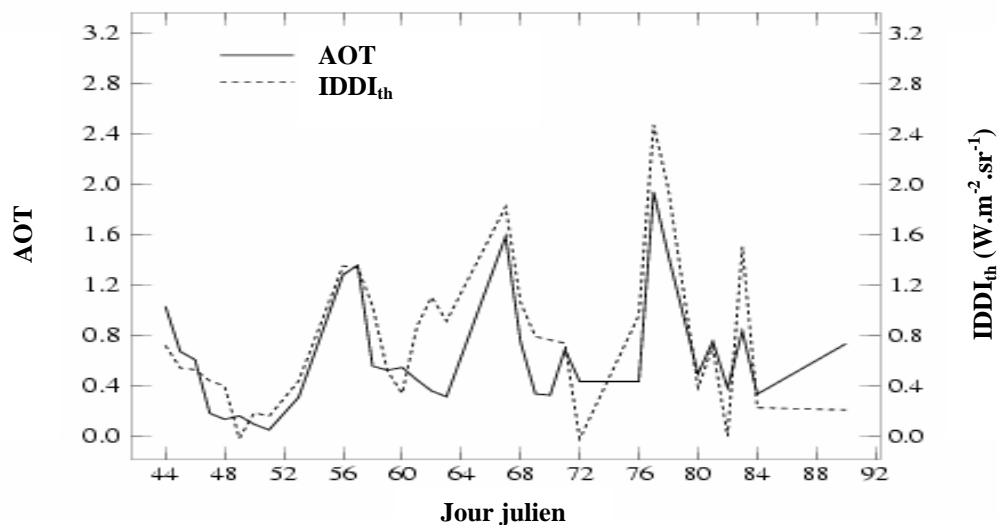


Figure III.16 – Séries temporelles de l'IDDI « théorique » et de l'AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous avons appliqué à cet IDDI « théorique » la même correction des effets du vent de surface et de la hauteur solaire qu'au §III.1.2. Pour cela, nous soustrayons les luminances corrigées obtenues au §III.1.1 ($L_{cor}(\mu, V_s)$) aux luminances (L_{th}) obtenues précédemment en prenant T_s ($\delta_a = 0$). La figure III.17 montre un coefficient de corrélation de 0,83 et la figure III.18 présente les séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol et de l'IDDI théorique corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire.

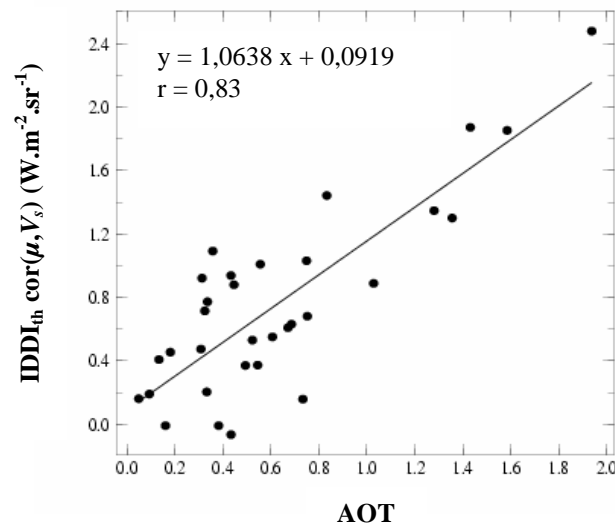


Figure III.17 – IDDI théorique corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire en fonction de l'AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

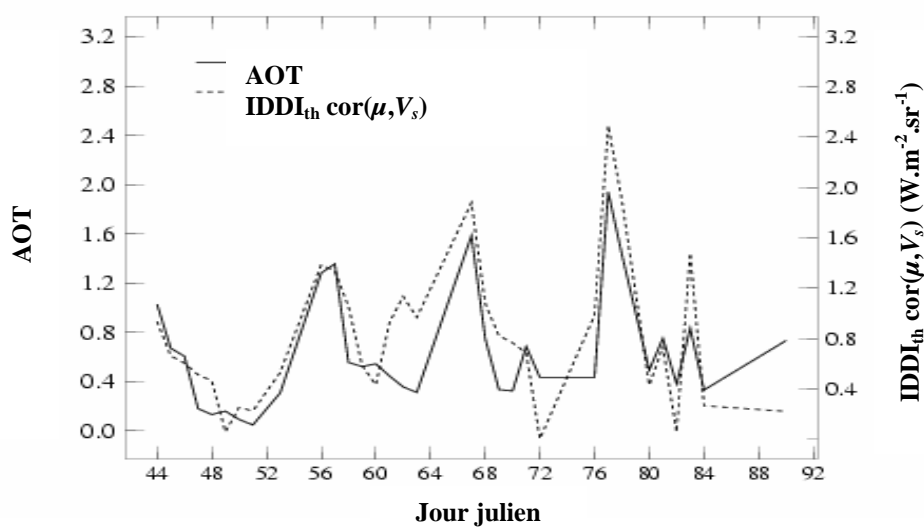


Figure III.18 – Séries temporelles de l'AOT à 12:00 TU et de l'IDDI théorique corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

III.5 Extension géographique à la zone sahélienne

III.5.1 Comparaison de l'IDDI avec l'épaisseur optique d'aérosol

Nous avons voulu étendre notre étude à d'autres sites que Banizoumbou. Dans un premier temps, nous avons comparé l'IDDI à l'épaisseur optique d'aérosol pour d'autres stations de la région sahélienne. Pour cela, nous avons réuni l'ensemble des données photométriques disponibles dans cette région. Celles-ci proviennent du réseau AERONET (source : http://aeronet.gsfc.nasa.gov/data_menu.html). Nous ne retenons que les données après filtrage automatique de la contamination par les nuages (niveau 1.5 AERONET), pour les mois de février et mars, mois correspondants à la saison sèche dans cette région. Ensuite, nous sélectionnons les mesures obtenues entre 11:00 et 13:00 TU et nous ne gardons que celles dont le coefficient d'Angström est inférieur ou égal à 0,5 [Moulin et al., 1997b] de manière à s'assurer qu'il s'agit bien de poussières minérales. Enfin nous calculons, pour chacun des jours sélectionnés, la moyenne de l'épaisseur optique d'aérosol entre 11:00 et 13:00 TU.

Le tableau III.8 présente les stations AERONET de la zone sahélienne retenues pour l'étude et la figure III.19 les localise en Afrique.

Tableau III.8 – Stations sahéliennes du réseau AERONET retenues pour l'étude.

Station	PI	Latitude	Longitude	Pays
Agoufou	P. Goloub	15,345°N	1,479°W	Mali
Banizoumbou	D. Tanré	13,541°N	2,665°E	Niger
Bidi-Bahn	D. Tanré	14,060°N	2,450°W	Niger
Bondoukoui	D. Tanré	11,850°N	3,750°W	Burkina Faso
Homburi	B. Holben	15,329°N	1,547°W	Mali
IER-Cinzana	B. Chatenet	13,278°N	5,934°W	Mali
Ouagadougou	D. Tanré	12,200°N	1,400°W	Burkina Faso

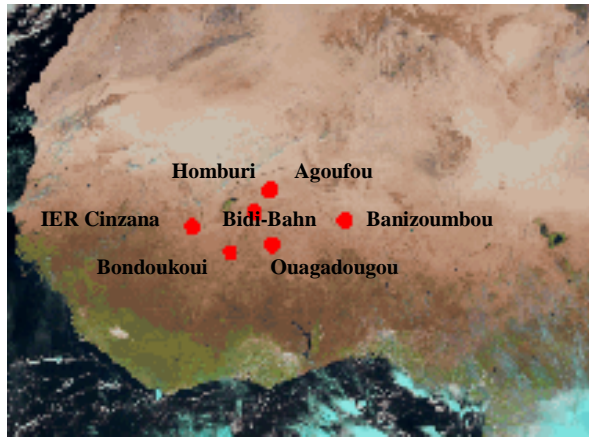


Figure III.19 – Localisation des stations sahéliennes retenues pour l'étude (source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). Les stations Agoufou et Homburi étant très proches l'une de l'autre, sont représentées par le même point.

Nous avons ensuite sélectionné les données IDDI pour ces stations. Nous considérons un pavé de 3×3 pixels ayant pour pixel central la station choisie. Nous ne gardons que les jours pour lesquels aucun pixel nuageux (identifié par un compte numérique égal à 255 dans l'imagerie IDDI utilisée) n'est présent dans ce pavé. Ensuite, nous calculons la moyenne de l'IDDI sur ces neuf pixels, pour chacun des jours sélectionnés. Enfin, nous convertissons l'IDDI en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. Nous avons la relation :

$$\text{IDDI} = L - L_{\text{ref}} \quad (\text{III.6})$$

Or

$$L = \alpha(C - C_0) \quad (\text{III.7})$$

et

$$L_{\text{ref}} = \alpha(C_{\text{ref}} - C_0) \quad (\text{III.8})$$

Donc

$$\text{IDDI} = \alpha(C - C_{\text{ref}}) \quad (\text{III.9})$$

avec L la luminance en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$, L_{ref} la luminance référence en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$, C la luminance en compte numérique (CN), C_{ref} la luminance référence en compte numérique, C_0 le compte numérique obtenu par visée de l'espace (égal à 5 CN) et α le coefficient d'étalonnage en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\text{CN}^{-1}$.

Nous avons tracé l'IDDI en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) pour chacune des stations (figure III.20) et toutes stations confondues (en gras figure III.20). Puis nous avons calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire entre l'IDDI et l'AOT. Le tableau III.9 présente les résultats obtenus pour la période février – mars.

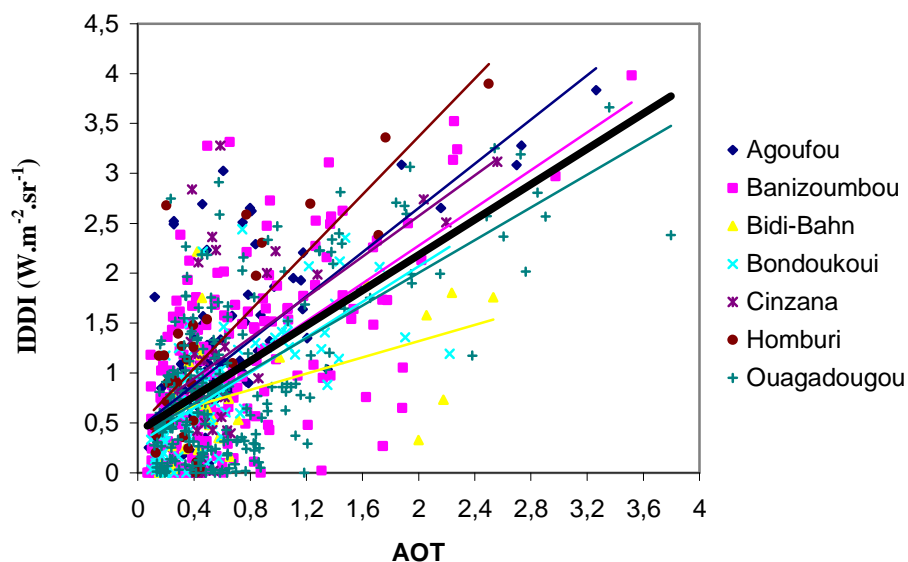


Figure III.20 – L'IDDI en fonction de l'AOT pour les sept stations choisies et toutes stations confondues (en gras).

Tableau III.9 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire entre l'IDDI et l'AOT pour les sept stations sahéniennes retenues pour l'étude pour la période février – mars.

Stations	Années disponibles	Nombre de jours	Corrélation IDDI / AOT	Coefficient de régression IDDI / AOT
Agoufou	2003 à 2005	98	0,68	1,107
Banizoumbou	1996 à 1998 2000 à 2005	195	0,63	0,945
Bidi-Bahn	1996 à 1997	28	0,46	0,525
Bondoukou	1996 à 1998	77	0,68	0,889
Cinzana	2005	36	0,57	1,018
Homburi	2002	33	0,79	1,451
Ouagadougou	1995 à 1996 2000 à 2005	220	0,63	0,819
Toutes stations confondues		687	0,61	0,886

Le tableau III.9 nous montre que les coefficients de corrélation obtenus entre l'IDDI et l'AOT varient entre 0,46 et 0,79 et les coefficients de régression linéaire entre 0,525 et 1,451. Ces résultats montrent clairement que l'IDDI et l'AOT sont corrélés. Cependant, le vent de surface est un élément perturbant le signal IDDI. Nous allons donc corriger l'IDDI du vent de surface.

III.5.2 Corrections de vent directement au sommet de l'atmosphère

Dans le paragraphe III.1, nous avons calculé, à l'aide du code de transfert radiatif, la luminance au sommet de l'atmosphère en utilisant une T_s préalablement corrigée de μ et de V_s . Ainsi nous en avons déduit un IDDI corrigé de μ et de V_s (noté $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$) à Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998. La figure III.21 schématise les étapes de calcul de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$.

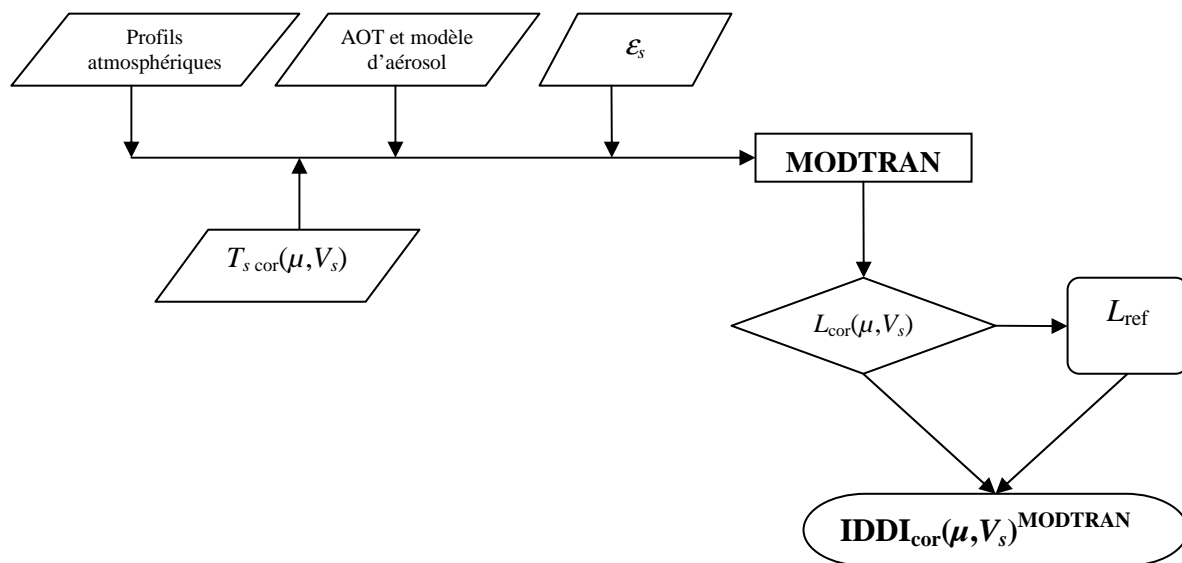


Figure III.21 – Schéma de calcul de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$, à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998.

D'un point de vue pratique, nous avons vérifié qu'il est possible d'obtenir les corrections de μ et de V_s directement au moyen de régressions linéaires de la luminance au sommet de l'atmosphère en fonction de ces paramètres. Cette méthode simplifiée permet de s'affranchir de l'utilisation du code de transfert radiatif, de T_s , de la connaissance de l'AOT, des profils atmosphériques et du modèle d'aérosol. Nous avons également constaté que l'utilisation de la régression linéaire de la luminance au sommet de l'atmosphère uniquement

en fonction de V_s permet de calculer un IDDI corrigé de V_s ($\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$) qui est très proche de l'IDDI corrigé de μ et de V_s ($\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{REG_L}/(\mu, V_s)}$). Cette nouvelle simplification permet ainsi de s'affranchir de la correction de μ . La figure III.22 schématise les étapes de calcul de ces deux IDDI corrigés. La figure III.23 présente les séries temporelles de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$, l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{REG_L}/(\mu, V_s)}$ et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$, à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998.

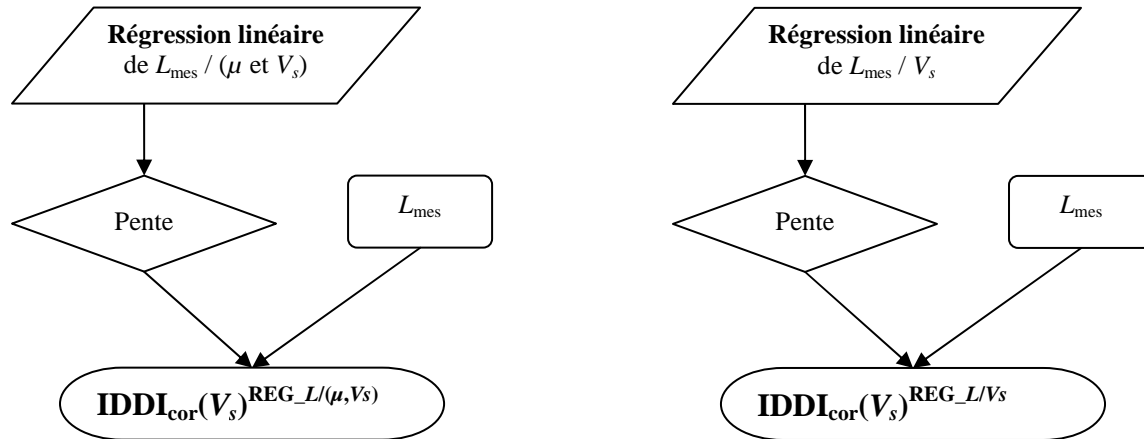


Figure III.22 – Schémas de calcul de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{REG_L}/(\mu, V_s)}$ et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$.

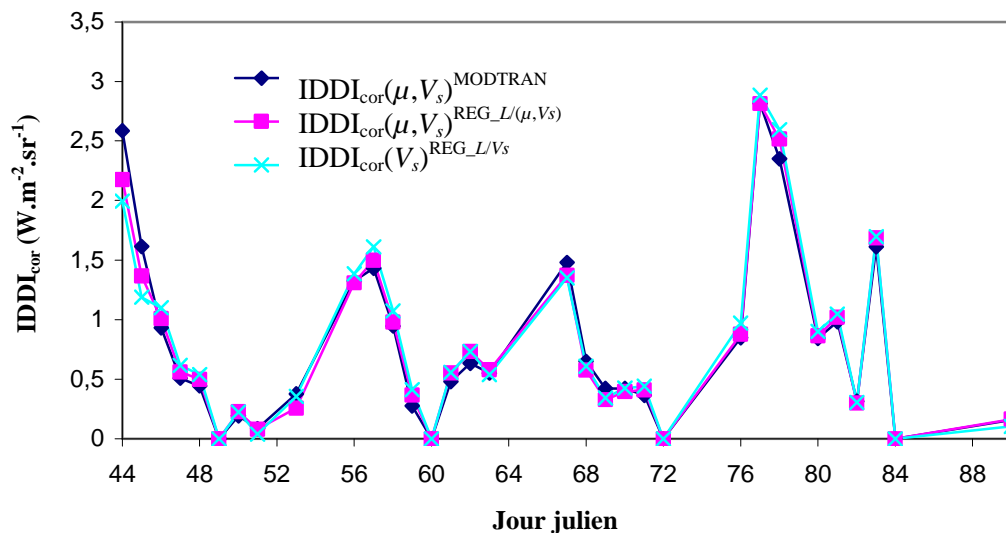


Figure III.23 – Série temporelles de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$, l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{REG_L}/(\mu, V_s)}$ et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous constatons que pour la station de Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998, les trois méthodes de correction donnent des IDDI très proches. Le tableau III.10 confirme ce

résultat lorsque nous comparons les coefficients de corrélation obtenus entre l'AOT et les IDDI corrigés.

Tableau III.10 – Coefficients de corrélation entre les IDDI corrigés et l'AOT.

Corrélation	$\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{MODTRAN}}$	$\text{IDDI}_{\text{cor}}(\mu, V_s)^{\text{REG_L}(\mu, V_s)}$	$\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$
AOT	0.81	0.82	0.83

III.5.3 Application à d'autres sites sahéliens

Nous voulons maintenant étendre à d'autres sites sahéliens la correction de V_s appliquée à l'IDDI. Les méthodes de correction présentées précédemment imposaient de recalculer les luminances au sommet de l'atmosphère avant de pouvoir calculer un IDDI corrigé. D'un point de vue opérationnel et dans la perspective d'une correction systématique de l'IDDI, cette méthode alourdit les étapes de calcul. A partir des résultats présentés au §III.5.2 pour le site de Banizoumbou, nous avons alors testé la méthode consistant à corriger l'IDDI directement par régression linéaire en fonction de V_s (figure III.24). Ce nouvel IDDI corrigé, noté $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$, présente l'avantage de pouvoir être calculé plus facilement et plus rapidement sur de longues périodes temporelles, pour une station donnée. Pour la station de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998, nous avons cependant observé que le coefficient de corrélation obtenu entre l'AOT et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ (0,79) est inférieur à celui obtenu entre l'AOT et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_L}/V_s}$ (0,83), mais celui-ci reste tout de même significatif.

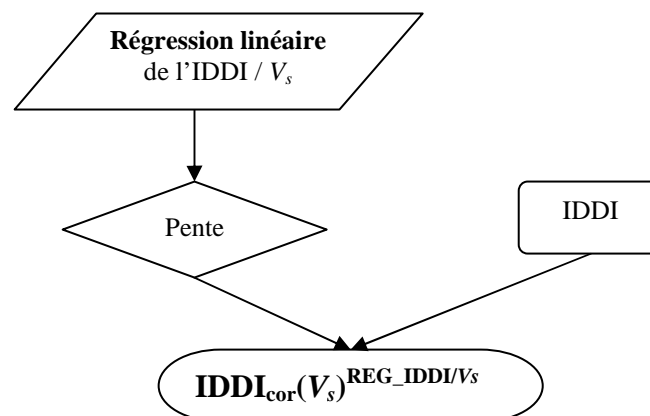


Figure III.24 – Schéma de calcul de l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$.

Nous avons donc calculé l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ de février à mars, pour les sept sites sahéliens choisis pour l'étude, en utilisant l'équation de correction obtenue à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998. Pour ce travail, nous avons besoin de l'existence simultanée sur la période février – mars :

- de l'IDDI, calculé à partir des images satellitaires à 12:00 TU de Météosat IR et fournies par le Pôle ICARE (Interactions Clouds Aerosols Radiations Etc) (source : <http://www-icare.univ-lille1.fr/>) ;
- de la vitesse du vent de surface à 10 m issues des analyses du ECMWF (données fournies gracieusement par Sophie Szopa).

Comme nous l'avons déjà fait pour l'étude sur le site de Banizoumbou en 1998 (§II.3.4 du chapitre II), nous avons choisi d'utiliser des données de vent de surface moyennées sur la journée plutôt que celles de 12:00 TU afin de s'affranchir des problèmes liés à la trop grande variabilité temporelle de cette grandeur.

Le tableau III.11 présente les coefficients de corrélation et de régression linéaire obtenus entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT. La figure III.25 présente l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ en fonction de l'AOT pour chacune des sept stations sahéliennes et toutes stations confondues (en gras).

Tableau III.11 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT, pour sept stations sahéliennes.

Stations	Coefficients de corrélation		Coefficients de régression linéaire	
	IDDI/AOT	$\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}/\text{AOT}$	IDDI/AOT	$\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}/\text{AOT}$
Agoufou	0,68	0,70	1,107	1,071
Banizoumbou	0,63	0,64	0,945	0,956
Bidi-Bahn	0,46	0,44	0,525	0,398
Bondoukoui	0,68	0,67	0,889	0,876
Cinzana	0,57	0,53	1,018	0,951
Homburi	0,79	0,82	1,451	1,481
Ouagadougou	0,63	0,61	0,819	0,801
Toutes stations confondues	0,61	0,62	0,886	0,875

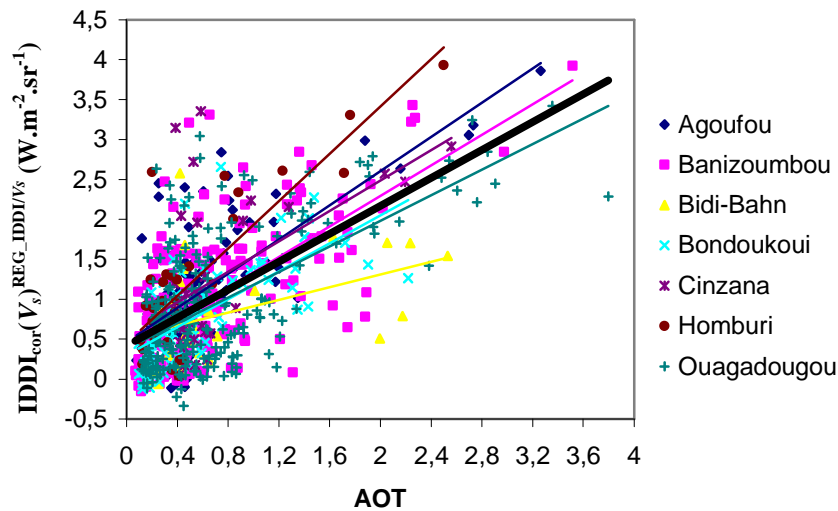


Figure III.25 – Comparaison de l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ avec l'AOT pour les sept stations sahéliennes et toutes stations confondues (en gras).

Le tableau III.11 montre une amélioration du coefficient de corrélation pour les stations Agoufou, Banizoumbou et Homburi. Les stations Bidi-Bahn, Bondoukou, Cinzana et Ouagadougou présentent une diminution de leur coefficient de corrélation. Nous constatons également une grande variabilité géographique des coefficients de régression linéaire entre l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ et l'AOT. Ceux-ci vont de 0,398 pour la station Bidi-Bahn à 1,481 pour la station Homburi, variabilité en accord avec les résultats de *Legrand et al.* [2001].

Nous avons calculé les coefficients de corrélation entre l'AOT et V_s d'une part et l'IDDI et V_s d'autre part. Le tableau III.12 présente les résultats ainsi que les coefficients de régression linéaire entre l'IDDI et V_s .

Tableau III.12 – Coefficients de corrélation entre l'IDDI, V_s et l'AOT et coefficients de régression linéaire entre l'IDDI et V_s .

Stations	Corrélation IDDI/ V_s	Régression IDDI/ V_s	Corrélation AOT/ V_s
Agoufou	0,42	0,469	0,11
Banizoumbou	0,18	0,237	-0,04
Bidi-Bahn	-0,07	-0,075	0,05
Bondoukou	0,11	0,123	0,05
Cinzana	0,11	0,156	0,23
Homburi	0,20	0,317	-0,12
Ouagadougou	0,13	0,132	0,06
Banizoumbou 1998	0,42	0,224	0,11

Seule la station de Cinzana a son coefficient de corrélation entre l'AOT et V_s supérieur à 0,2, ce qui signifie que V_s n'est pas parfaitement indépendant de l'AOT et que la régression linéaire et la correction pourraient être biaisées (il faut être prudent avec les données de cette station).

Exceptée la station de Banizoumbou 1998 traitée précédemment, seules les stations d'Agoufou et de Homburi ont un coefficient de corrélation entre l'IDDI et V_s supérieur ou égal à 0,2. Pour les quatre autres stations, l'effet du vent sur l'IDDI est donc négligeable.

En accord avec l'étude antérieure à Banizoumbou, nous constatons que V_s semble avoir un effet assez faible en général sur l'IDDI sauf pour certaines stations comme Agoufou. Nous constatons également une grande variabilité géographique des coefficients de régression linéaire entre l'IDDI et V_s . Ceux-ci vont de -0,075 pour la station Bidi-Bahn à 0,469 pour la station Agoufou, ce qui veut dire que l'effet de V_s sur l'IDDI n'est pas le même pour toutes les stations.

Nous avons alors recherché la meilleure correction possible pour chaque site en générant une équation de correction entre l'IDDI et V_s spécifique à chaque site. Nous obtenons ainsi une sensibilité IDDI/V_s différente pour chaque site. Pour corriger l'IDDI, nous n'utilisons donc plus la sensibilité obtenue à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998 (0,224), mais celle donnant le meilleur coefficient de corrélation entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT. La figure III.26 présente les coefficients de corrélation obtenus entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT en fonction de la sensibilité IDDI/V_s pour chaque site.

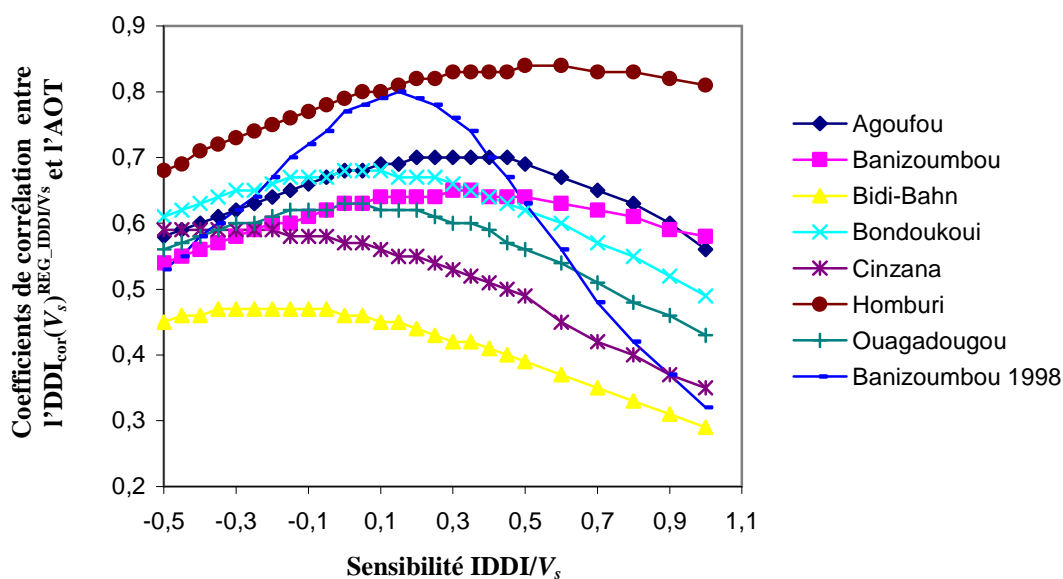


Figure III.26 – Coefficients de corrélation entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT en fonction de la sensibilité IDDI/V_s .

Le tableau III.13 présente pour chaque station, la valeur (notée s) de la sensibilité $IDDIV_s$ donnant le coefficient de corrélation maximum entre l' $IDDICor(V_s)^{REG_IDDIV_s}$ et l'AOT. Nous obtenons ainsi la meilleure correction de V_s possible pour l'IDDI. Nous notons cet IDDI corrigé $IDDICor(V_s)^{(*)}$. Les coefficients de corrélation obtenus entre l' $IDDICor(V_s)^{REG_IDDIV_s}$ et l'AOT sont également rappelés dans ce même tableau.

Tableau III.13 – Coefficients de corrélation entre l'AOT et l'IDDI, l' $IDDICor(V_s)^{REG_IDDIV_s}$ et l' $IDDICor(V_s)^{(*)}$, coefficients de régression linéaire entre l' $IDDICor(V_s)^{(*)}$ et l'AOT et sensibilité $IDDIV_s$ (notée s).

Stations	Coefficients de corrélation			Coefficient de régression linéaire	s
	IDDI/AOT	$IDDICor(V_s)^{REG_IDDIV_s}/AOT$	$IDDICor(V_s)^{(*)}/AOT$	$IDDICor(V_s)^{(*)}/AOT$	
Agoufou	0,68	0,70	0,70	1,051	0,35
Banizoumbou	0,63	0,64	0,65	0,961	0,32
Bidi-Bahn	0,46	0,44	0,47	0,416	-0,2
Bondoukoui	0,68	0,67	0,68	0,886	0,05
Cinzana	0,57	0,53	0,59	1,153	-0,45
Homburi	0,79	0,82	0,84	1,524	0,55
Ouagadougou	0,63	0,61	0,63	0,815	0,05
Banizoumbou 1998	0,77	0,79	0,80	1,352	0,15
Toutes stations confondues	0,61	0,62	0,63	0,891	-

La figure III.27 présente l' $IDDICor(V_s)^{(*)}$ en fonction de l'AOT, c'est-à-dire l'IDDI corrigé de V_s en utilisant la meilleure équation de correction possible pour le site et non plus l'équation de correction obtenue à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998. Nous avons également tracé sur ce même graphe l' $IDDICor(V_s)^{(*)}$ en fonction de l'AOT toutes stations confondues (en gras). Le coefficient de corrélation obtenu est égal à 0,63 et le coefficient de régression linéaire vaut 0,891.

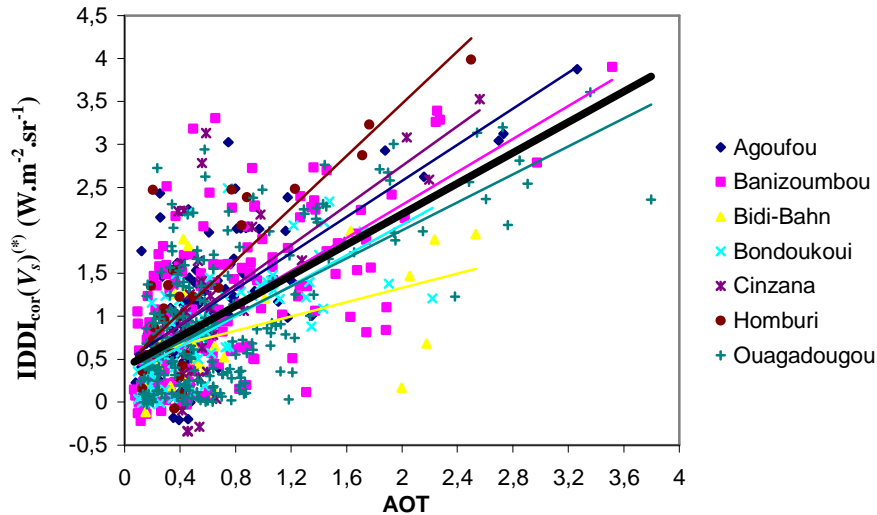


Figure III.27 – L' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ en fonction de l'AOT pour les sept stations et toutes stations confondues (en gras).

La variabilité géographique de la sensibilité $IDDI/V_s$ constatée dans le tableau III.13 rend difficile l'utilisation d'une même équation de correction pour tous les sites sahéliens. L'extension de la correction du vent de surface à toute la zone sahélienne implique alors d'utiliser une équation spécifique à chaque site.

Afin d'approfondir l'étude, nous avons analysé pour chaque année de chaque station disponible, les coefficients de corrélation entre l'AOT et V_s et l'IDDI et V_s (tableau III.14). Trois critères nous ont permis de ne sélectionner que les stations/années pour lesquelles la correction de l'IDDI de l'effet de V_s est (i) significative et (ii) justifiée relativement aux critères statistiques. Nous éliminons les stations/années pour lesquelles un des critères suivant est vérifié :

- le nombre de jours est inférieur ou égal à 10 ;
- le coefficient de corrélation AOT/ V_s est supérieur ou égal à 0,3 ;
- le coefficient de corrélation IDDI/ V_s est inférieur à 0,3.

Huit stations/années ont ainsi été sélectionnées sur les vingt-six de départ et pourront être utilisées pour corriger l'IDDI de V_s . Nous avons donc calculé l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ pour ces huit cas. Puis comme précédemment, nous avons calculé l' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$. Le tableau III.15 présente les coefficients de corrélation entre l'IDDI et l'AOT, l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ et l'AOT et enfin l' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ et l'AOT.

Tableau III.14 – Coefficients de corrélation entre l'AOT et V_s , l'IDDI et V_s et nombre de jours utilisés pour les 26 stations/années disponibles.

Stations	Nombre de jours	AOT/ V_s	IDDI/ V_s
Agoufou 2003	34	0,11	0,47
Agoufou 2004	36	0,01	0,53
Agoufou 2005	28	0,14	-0,01
Banizoumbou 1996	22	0,03	0,39
Banizoumbou 1997	14	-0,41	-0,08
Banizoumbou 2000	13	0,30	0,48
Banizoumbou 2001	7	0,32	0,70
Banizoumbou 2002	31	-0,25	0,07
Banizoumbou 2003	32	0,05	0,15
Banizoumbou 2004	35	0,10	0,45
Banizoumbou 2005	34	-0,08	0,27
Bidi-Bahn 1996	7	-0,31	0,31
Bidi-Bahn 1997	21	0,10	-0,15
Bondoukoui 1996	17	0,30	0,11
Bondoukoui 1997	26	-0,31	-0,24
Bondoukoui 1998	34	0,07	0,40
Cinzana 2005	36	0,23	0,11
Homburi 2002	33	-0,12	0,20
Ouagadougou 1995	28	-0,29	0,11
Ouagadougou 1996	6	0,31	0,23
Ouagadougou 2000	36	0,06	0,28
Ouagadougou 2001	29	-0,24	0,18
Ouagadougou 2002	35	-0,08	0,01
Ouagadougou 2003	27	-0,09	-0,16
Ouagadougou 2004	33	0,15	0,40
Ouagadougou 2005	26	0,42	0,52

Tableau III.15 – Coefficients de corrélation entre l'AOT et l'IDDI, l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ et l' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$, pour les huit stations/années sélectionnées.

Stations	IDDI/AOT	$IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}/AOT$	$IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}/AOT$
Agoufou 2003	0,57	0,60	0,60
Agoufou 2004	0,73	0,80	0,86
Banizoumbou 1996	0,53	0,56	0,56
Banizoumbou 2004	0,83	0,85	0,88
Banizoumbou 2005	0,59	0,62	0,63
Bondoukoui 1998	0,78	0,81	0,83
Ouagadougou 2000	0,77	0,79	0,79
Ouagadougou 2004	0,81	0,82	0,83

La figure III.28 présente l' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ en fonction de l'AOT, pour chacune des huit stations/années et toutes stations/années confondues (en gras). Le coefficient de corrélation obtenu est égal à 0,78 et le coefficient de régression linéaire vaut 0,987.

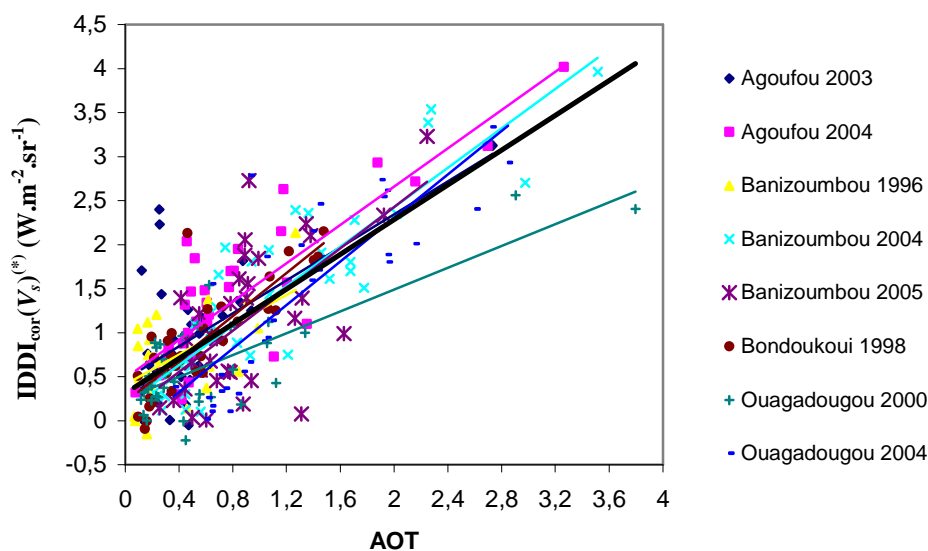


Figure III.28 – L' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ en fonction de l'AOT pour chacune des huit stations/années sélectionnées et pour les huit stations/années confondues (en gras).

Nous constatons une amélioration notable des coefficients de corrélation entre l'IDDI_{cor}(V_s)^(*) et l'AOT si l'on ne considère que les échantillons pour lesquels la correction de V_s est applicable à l'IDDI, c'est-à-dire les stations/années sélectionnées grâce à des critères statistiques.

III.6 Conclusions

Nous avons vu (§II.3.3 du chapitre II), que la diminution de la luminance au sommet de l'atmosphère par ciel clair est due à (1) une diminution de la température de surface et (2) une diminution de la luminance montante infrarouge thermique due au transfert radiatif à travers la couche de poussière. La restitution de la température de surface grâce au code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 permet d'évaluer l'importance des processus (1) et (2) précédents. Dans ce chapitre, nous avons analysé les contributions radiatives de la poussière à la surface et dans l'atmosphère. La luminance au sommet de l'atmosphère sans l'impact de la poussière est calculée à l'aide du code en prenant une température de surface corrigée de l'effet de la poussière et une atmosphère sans poussière. Une luminance avec un impact partiel de la poussière sur la température de surface (processus (1)) est calculée à l'aide du code en prenant une atmosphère avec poussière et une température de surface corrigée de l'effet de la poussière. Ainsi, nous avons trouvé les fractions de 26 % et 74 % pour respectivement l'effet sur la température de surface (processus (1)) et l'effet sur le transfert radiatif (processus (2)). Donc l'impact de la poussière sur la température de surface est significatif au sommet de l'atmosphère. Ce résultat laisse présager que plus généralement, les variations de température de surface, quelque soient leur origine physique, vont influencer significativement sur la luminance au sommet de l'atmosphère, ce qui explique en partie les différences observées entre l'IDDI et l'épaisseur optique d'aérosol.

Cette paramétrisation de la température de surface à Banizoumbou nous a également permis de calculer, à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1, des luminances corrigées au sommet de l'atmosphère et ainsi d'estimer les valeurs de l'IDDI corrigé. Une amélioration significative du coefficient de corrélation entre la luminance et l'épaisseur optique d'aérosol de 0,63 à 0,86 est obtenue en comparant respectivement les luminances mesurées et celles corrigées à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998. De plus, des différences allant de -1,10 à +1,11 $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}$ sont observées entre ces deux luminances. Ces résultats montrent que trois éléments physiques identifiés auparavant (poussière, vent de

surface, hauteur solaire) ont un impact significatif sur les luminances au sommet de l'atmosphère.

Dans ce cas, la comparaison entre l'IDDI corrigé et l'IDDI initial montre une augmentation du coefficient de corrélation de 0,77 à 0,81 avec l'AOT et une diminution de l'écart type résiduel de 0,85 à 0,75 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. Le facteur de conversion IDDI – épaisseur optique est faiblement affecté : de 1,41 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$, il passe à 1,34 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ (par unité d'épaisseur optique). Ainsi, les corrections appliquées ont un effet limité sur les statistiques IDDI, même s'il est évident, à partir de la comparaison des figures III.15 et II.2, que les évolutions jour par jour de l'IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol sont en meilleur accord (particulièrement durant la période allant du 22 février au 3 mars 1998).

De plus, nous avons analysé les sensibilités respectives de la température de surface, de la luminance au sommet de l'atmosphère et de l'IDDI, au modèle d'aérosol et aux profils atmosphériques verticaux introduits dans le MODTRAN. La température de surface présente une forte sensibilité aux propriétés optiques de l'aérosol et aux profils atmosphériques verticaux. La luminance au sommet de l'atmosphère montre une sensibilité plus grande aux propriétés optiques de l'aérosol qu'aux profils atmosphériques verticaux, mais celle-ci reste néanmoins modérée. Enfin, l'IDDI corrigé de μ et de V_s ne montre pratiquement aucune sensibilité à l'une ou l'autre des variations.

Nous avons également porté notre intérêt au problème de l'image référence elle-même. Rappelons que celle-ci n'est jamais parfaitement sans poussière. Nous avons alors construit un IDDI théorique en simulant une image référence « propre » (c'est-à-dire sans poussière). La comparaison de cet IDDI théorique avec l'épaisseur optique d'aérosol nous montre une amélioration du coefficient de corrélation de 0,77 (pour l'IDDI expérimental) à 0,82 (pour l'IDDI théorique). De plus, nous avons constaté une meilleure coïncidence des pics d'épaisseur optique avec les pics d'IDDI théorique. Nous avons ensuite corrigé ce même IDDI théorique de μ et de V_s et nous observons un coefficient de corrélation de 0,83. Ces résultats montrent qu'une image référence « propre » permet de restituer un IDDI de meilleure qualité.

Enfin, nous avons étendu à d'autres stations de la région sahélienne la correction de l'IDDI appliquée à Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998. Dans un premier temps, nous avons comparé l'IDDI à l'épaisseur optique d'aérosol pour les sept stations pour lesquelles des données AERONET étaient disponibles. Les coefficients de corrélation obtenus varient entre 0,46 et 0,79. Et toutes stations confondues nous obtenons un coefficient de corrélation de 0,61. Ces résultats confirment donc que le produit IDDI est bien un indice de la

quantité de poussière sur ces différents sites sahéliens, mais qu'il reste encore imprécis. Pour l'améliorer, nous l'avons alors corrigé de l'effet du vent de surface, en utilisant pour chacune des stations, l'équation de correction obtenue à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998. En comparant ce nouveau produit ($\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$) à l'épaisseur optique d'aérosol, nous constatons une légère amélioration des coefficients de corrélation pour seulement trois stations. Nous observons également une grande variabilité géographique des coefficients de régression linéaire entre l'IDDI et V_s . Afin de trouver la meilleure correction possible, nous avons alors généré une équation de correction spécifique à chaque site. Nous obtenons ainsi, pour chacune des stations, le meilleur IDDI corrigé de V_s possible ($\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{(*)}$). La comparaison de $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{(*)}$ avec l'épaisseur optique d'aérosol montre une amélioration des coefficients de corrélation pour toutes les stations : ceux-ci varient entre 0,47 et 0,84. Toutes stations confondues, nous obtenons un coefficient de corrélation pour l'ensemble des stations de 0,63.

Nous avons enfin sélectionné sur l'ensemble des mesures disponibles, les échantillons annuels par station répondant à des critères précis. Nous avons ainsi éliminé les échantillons annuels par station qui montrent un effet négligeable du vent ou qui ne permettent pas une correction statistique de l'effet de V_s . Nous avons alors calculé $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{(*)}$ pour huit échantillons. Nous observons une très nette augmentation (de +0,01 à +0,07) des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol. Pour les huit stations/années confondues, nous obtenons un coefficient de corrélation de 0,78 et un coefficient de régression linéaire de $0,987 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$.

Dans la perspective d'une correction systématique de l'imagerie Météosat, cette technique de correction permettrait d'améliorer le produit IDDI. Mais elle reste cependant contraignante puisqu'elle nécessite la recherche de la meilleure équation de correction pour chaque site sahélien.

CHAPITRE IV :

*Apport d'une approche multispectrale
dans l'IRT avec MSG*

CHAPITRE IV

Apport d'une approche multispectrale dans l'IRT avec MSG

SEVIRI, radiomètre du satellite MSG, génère des images multispectrales de la surface de la Terre toutes les 15 minutes, mais nous n'utiliserons que celles à 12:00 TU. Il possède douze canaux dont trois nous intéressent plus particulièrement : IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0. Pour ces canaux, la résolution spatiale au nadir des images est de 3 kilomètres, la taille du pixel au nadir est de 4,8 kilomètres et le nombre de pixels par image de 3712×3712 .

Dans ce chapitre, nous analyserons à travers chacun des canaux IRT de SEVIRI, les sensibilités des luminances à quatre paramètres : la poussière, la vapeur d'eau atmosphérique, le vent de surface et l'émissivité de surface. Puis, nous simulerons avec le code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 et la base de données de Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998, les luminances au sommet de l'atmosphère à travers ces mêmes canaux IRT. Nous étudierons l'effet de l'émissivité de surface sur ces luminances en présence de poussière. Ensuite, nous corrigerons les luminances simulées des effets des éléments perturbateurs. Enfin nous calculerons les trois IDDI monocanaux.

IV.1 Analyse de la sensibilité des canaux IRT de MSG/SEVIRI

Nous utilisons l'équation de la température de surface (T_s) obtenue au chapitre II à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998 :

$$T_s = a.(\mu - \bar{\mu}) + b.(V_s - \bar{V}_s) + c.\delta_a + T_s^0 \quad (\text{IV.1})$$

où $\mu = \cos\theta_s$, θ_s étant l'angle zénithal solaire, V_s est le vent de surface, δ_a est l'épaisseur optique d'aérosol, a , b et c sont les sensibilités respectives de T_s à la hauteur solaire, au vent de surface et à la poussière, $\bar{\mu}$ et \bar{V}_s sont respectivement les valeurs moyennes de μ et de V_s

sur la période étudiée (13 février au 31 mars 1998) ; $T_s^0 = 325,86$ K est la température de surface pour : $\mu = \bar{\mu}$, $V_s = \bar{V}_s$ et $\delta_a = 0$.

Jusqu'à présent, nous ne nous sommes pas intéressés à la vapeur d'eau atmosphérique (w) car celle-ci ne présentait pas d'effet sur la température de surface (T_s) (voir §II.3.4 du chapitre II). De plus, nous avons utilisé pour l'émissivité de surface (ε_s) du canal IR de Météosat, la valeur 0,982, proche de 1 et considérée constante au cours du temps, d'après les données de la NASA (<http://snowdog.larc.nasa.gov/surf/pages/emiss.html>).

Nous nous plaçons maintenant au sommet de l'atmosphère. Dans ce contexte, nous introduisons deux nouveaux paramètres : w et ε_s . Nous considérons alors une journée de référence, c'est-à-dire pour laquelle : $\mu = \bar{\mu}$ (0,940), $V_s = \bar{V}_s$ (5,797), $\delta_a = 0$, $w = \bar{w}$ (1,110) et $\varepsilon_s = 0,982$. Afin d'estimer les sensibilités des luminances à la poussière, au vent de surface, à la vapeur d'eau atmosphérique et à l'émissivité de surface, nous faisons varier successivement chacun des paramètres en gardant les autres constants. La température de surface, différente dans chaque cas, est insérée dans le code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 pour simuler les luminances au sommet de l'atmosphère à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI. Nous utilisons les profils atmosphériques moyens (voir chapitre II) ainsi que l'aérosol de Banizoumbou pour ces simulations.

Pour faciliter les intercomparaisons graphiques de ces luminances, nous calculons des luminances normalisées (exprimées en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$), obtenues en divisant les luminances (exprimées en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) par l'intégrale sur la longueur d'onde de la fonction filtre du canal concerné. Nous en déduisons par la suite des indices IDDI, différences de luminances normalisées

IV.1.1 Sensibilité à la poussière

Pour établir la sensibilité de la luminance au sommet de l'atmosphère à la poussière, nous faisons varier δ_a entre 0 et 2, en accord avec les valeurs expérimentales extrêmes mesurées. Les autres paramètres (μ , V_s , w et ε_s) sont gardés constants à leur valeur de référence. La figure IV.1 présente les luminances normalisées de chacun des canaux IRT de MSG/SEVIRI en fonction de δ_a . Et le tableau IV.1 donne les coefficients de sensibilité de ces luminances en fonction de δ_a , ainsi que les valeurs extrêmes simulées et les variations correspondantes des luminances normalisées.

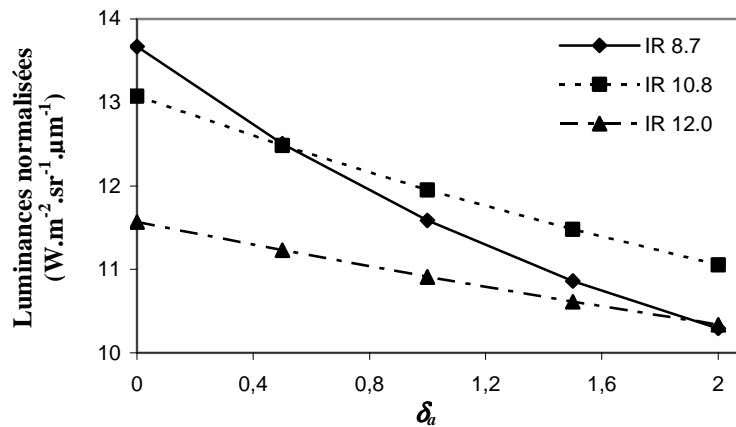


Figure IV.1 – Luminances normalisées en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol pour les canaux IRT de SEVIRI.

Le canal IR 8.7 présente la sensibilité la plus grande à la poussière avec une valeur moyenne de -1,678 et une variation maximale de luminance normalisée de -3,357 (tableau IV.1). Le canal IR 12.0 présente au contraire la sensibilité la plus faible avec une valeur moyenne de -0,614 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$.

Tableau IV.1 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Canaux	Coefficients de sensibilité	Valeurs extrêmes	ΔL_{sim}^{norm}
IR 8.7	-1,678	10,294 – 13,668	-3,357
IR 10.8	-1,009	11,053 – 13,072	-2,018
IR 12.0	-0,614	10,336 – 11,565	-1,228

IV.1.2 Sensibilité au vent de surface

Pour étudier la sensibilité des luminances au sommet de l'atmosphère au vent de surface, nous faisons varier V_s entre 0 et 9 m.s^{-1} , en accord avec les valeurs expérimentales extrêmes, les autres paramètres étant maintenus à leur valeur de référence. La figure IV.2 présente les luminances normalisées de chacun des canaux IRT de MSG/SEVIRI en fonction de V_s . Le tableau IV.2 donne les coefficients de sensibilité à V_s , ainsi que les valeurs extrêmes simulées et les variations correspondantes des luminances normalisées.

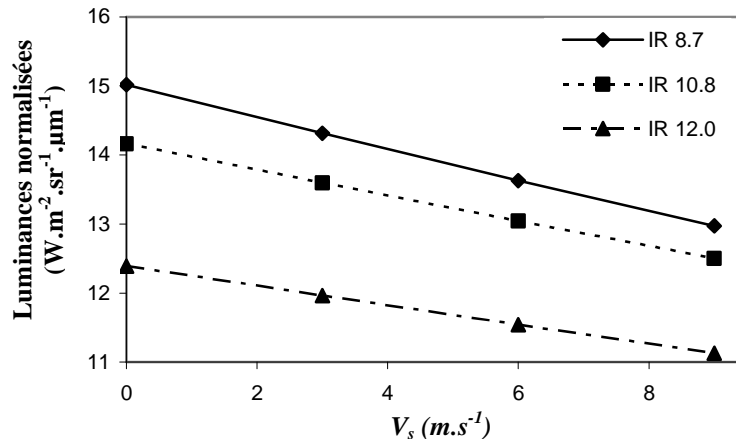


Figure IV.2 – Luminances normalisées en fonction du vent de surface pour les canaux IRT de SEVIRI.

Contrairement à l'effet de la poussière, la sensibilité des luminances au vent de surface varie de façon plutôt modérée et régulière entre les canaux. Le canal IR 12.0 est le moins sensible au vent de surface avec un coefficient de sensibilité de $-0,140 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}/(m.s^{-1})$ et une variation de luminance de $-1,260 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ (tableau IV.2).

Tableau IV.2 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction du vent de surface ($m.s^{-1}$), valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Canaux	Coefficients de sensibilité	Valeurs extrêmes	ΔL_{sim}^{norm}
IR 8.7	-0,228	12,969 – 15,018	-2,048
IR 10.8	-0,184	12,503 – 14,158	-1,655
IR 12.0	-0,140	11,129 – 12,389	-1,260

IV.1.3 Sensibilité à la vapeur d'eau atmosphérique

Pour déterminer la sensibilité des luminances au sommet de l'atmosphère à la vapeur d'eau atmosphérique, nous faisons varier w entre 0,6 et 1,6 $g.cm^{-2}$, en accord avec les valeurs expérimentales extrêmes. Les autres paramètres étant maintenus à leur valeur de référence. La température de surface T_s n'étant pas sensible aux variations de w est donc une constante. La figure IV.3 présente les luminances normalisées obtenues en fonction de w . Le tableau IV.3

présente les coefficients de sensibilité à w , ainsi que les valeurs extrêmes simulées et les variations correspondantes de luminance normalisée.

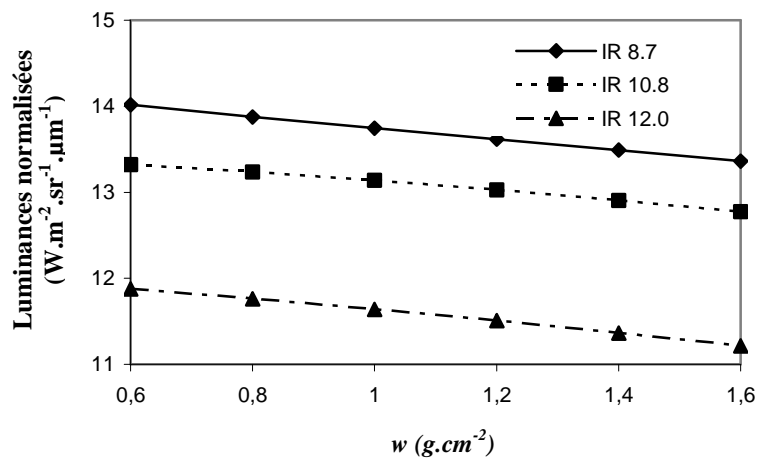


Figure IV.3 – Luminances normalisées en fonction de la vapeur d'eau atmosphérique pour les canaux IRT de SEVIRI.

L'effet de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique est maximal dans le canal IR 12.0 et minimal dans le canal IR 10.8 avec des coefficients de sensibilité respectifs de $-0,662$ et de $-0,546 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}/(g.cm^{-2})$ (tableau IV.3). Cet effet est inférieur à celui du vent de surface et assez peu différent entre les canaux avec des variations de luminance comprises entre $-0,55$ et $-0,66 W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$.

Tableau IV.3 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique ($g.cm^{-2}$), valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Canaux	Coefficients de sensibilité	Valeurs extrêmes	ΔL_{sim}^{norm}
IR 8.7	-0,649	13,364 – 14,016	-0,649
IR 10.8	-0,546	12,775 – 13,321	-0,546
IR 12.0	-0,662	11,216 – 11,878	-0,662

IV.1.4 Sensibilité à l'émissivité de surface

Pour étudier la sensibilité des luminances au sommet de l'atmosphère à l'émissivité de surface, nous faisons varier ε_s entre les valeurs 1 et 0,8, en accord avec la plupart des valeurs

fournies par la littérature pour les surfaces naturelles [Salisbury et D'Aria, 1992]. Les autres paramètres sont maintenus à leur valeur de référence. Nous n'avons pas pris en compte l'effet de ε_s sur T_s . La figure IV.4 présente les luminances normalisées obtenues en fonction de ε_s et le tableau IV.4 donne les coefficients de sensibilité, ainsi que les valeurs extrêmes simulées et les variations correspondantes de luminance normalisée.

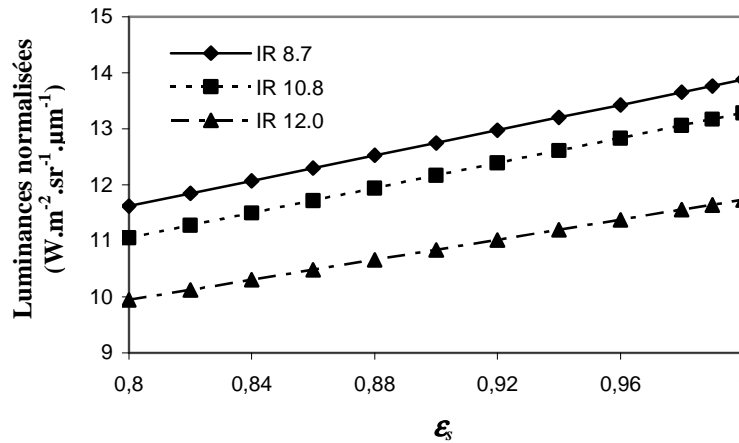


Figure IV.4 – Luminances normalisées en fonction de l'émissivité de surface (ε_s) pour les canaux IRT de SEVIRI.

La figure IV.4 montre que la luminance diminue avec l'émissivité de surface. Les canaux IR 8.7 et IR 10.8 sont les plus sensibles à l'émissivité de surface avec des coefficients de sensibilité de 11,292 et 11,151 $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ respectivement et des variations de luminance d'environ 2,3 $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ (tableau IV.4).

Tableau IV.4 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'émissivité de surface, valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Canaux	Coefficients de sensibilité	Valeurs extrêmes	ΔL_{sim}^{norm}
IR 8.7	11,292	11,620 – 13,878	-2,258
IR 10.8	11,151	11,049 – 13,279	-2,230
IR 12.0	8,932	9,943 – 11,730	-1,786

IV.1.5 Bilan sur les sensibilités de la luminance

Les résultats des simulations montrent que le canal IR 8.7 est le plus sensible à la poussière et à l'émissivité de surface. Le canal IR 10.8 est le moins sensible à la vapeur d'eau atmosphérique. Et le canal IR 12.0 est le moins sensible au vent de surface.

La figure IV.5 illustre les variations des luminances au sommet de l'atmosphère (ΔL) pour l'intervalle entre les valeurs extrêmes des paramètres (δ_a , V_s , w , ε_s) et pour chacun des canaux IRT utilisés de SEVIRI. Nous constatons que le seul le paramètre engendrant une perturbation à caractère spectral important est la poussière.

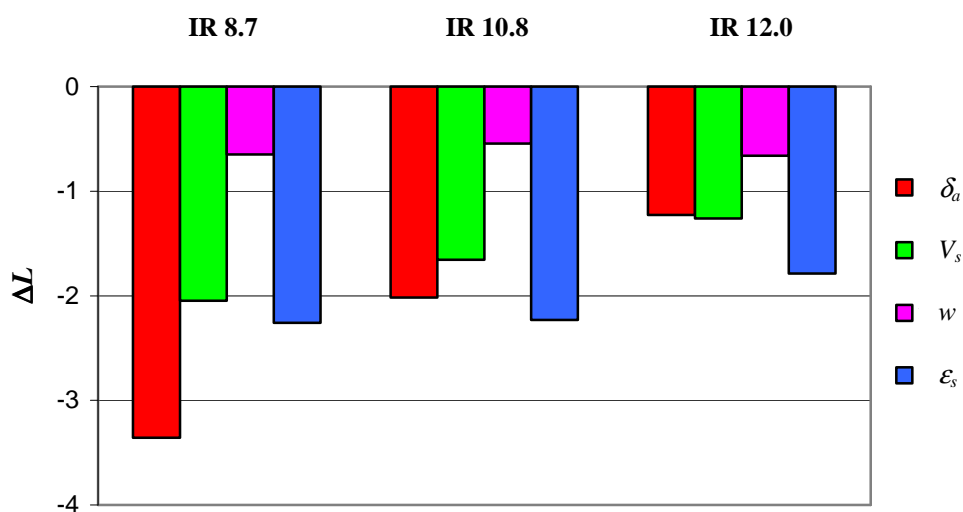


Figure IV.5 – Variations des luminances normalisées simulées au sommet de l'atmosphère correspondant aux valeurs extrêmes des paramètres (δ_a , V_s , w , ε_s) à travers les canaux IRT de SEVIRI d'après les tableaux (IV.1 à IV.4).

IV.2 Luminances au sommet de l'atmosphère en fonction de l'émissivité

IV.2.1 Emissivité d'une surface grise

Nous voulons estimer les luminances qui auraient été mesurées au sommet de l'atmosphère en remplaçant Météosat et son canal IR par MSG/SEVIRI et ses canaux IRT. Nous avons alors simulé les luminances au sommet de l'atmosphère avec le code MODTRAN-4.1, pour chacun des canaux IRT de MSG/SEVIRI (IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0). Nous avons utilisé les températures de surface obtenues à Banizoumbou du 13 février au 31

mars 1998 (voir §II.3.4 du chapitre II), ainsi que les épaisseurs optiques photométriques de l'aérosol et les sondages atmosphériques de l'aéroport de Niamey à 12:00 TU, pour la période allant du 13 février au 31 mars 1998. C'est l'aérosol de Banizoumbou qui a été utilisé. L'émissivité de surface est indépendante de la longueur d'onde (surface grise) et est égale à 0,982 (voir §II.3.3 du chapitre II). La figure IV.6 compare les séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol et des luminances simulées normalisées à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI. Nous observons des variations plus grandes dans le canal IR 8.7 que dans les autres canaux. En présence de poussière, les luminances normalisées montrent une diminution plus élevée dans ce canal, en accord avec la figure IV.1. Les tableaux IV.5 et IV.6 donnent les coefficients de corrélation et de régression linéaire entre les luminances et les trois paramètres suivants : l'épaisseur optique d'aérosol (δ_a), la vitesse du vent de surface (V_s) et la quantité de vapeur d'eau atmosphérique (w).

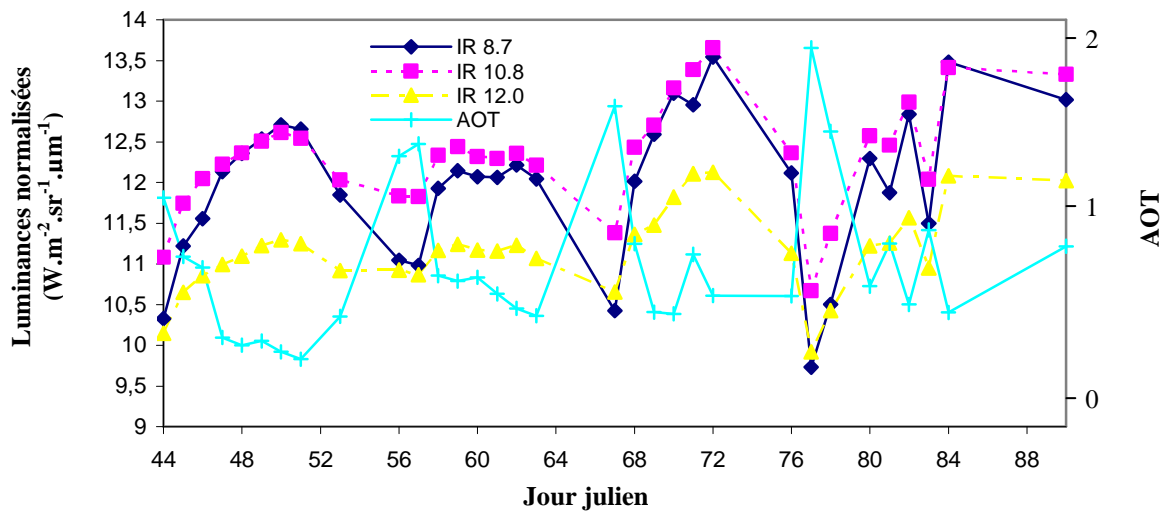


Figure IV.6 – Série temporelle de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) et des luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Tableau IV.5 – Coefficients de corrélation des luminances simulées normalisées $L_{sim}^{IR 8.7}$, $L_{sim}^{IR 10.8}$ et $L_{sim}^{IR 12.0}$ avec les paramètres δ_a , V_s et w .

Paramètres	δ_a	V_s	w
$L_{sim}^{IR 8.7}$	-0,81	-0,41	-0,41
$L_{sim}^{IR 10.8}$	-0,66	-0,51	-0,36
$L_{sim}^{IR 12.0}$	-0,57	-0,55	-0,44

Tableau IV.6 – Coefficients de régression linéaire des luminances simulées normalisées $L_{sim}^{IR 8.7}$, $L_{sim}^{IR 10.8}$ et $L_{sim}^{IR 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) avec les paramètres δ_a , V_s ($m.s^{-1}$) et w ($g.cm^{-2}$).

Paramètres	δ_a	V_s	w
$L_{sim}^{IR 8.7}$	-1,611	-0,239	-1,247
$L_{sim}^{IR 10.8}$	-0,962	-0,216	-0,787
$L_{sim}^{IR 12.0}$	-0,640	-0,179	-0,743

Nous constatons que le canal IR 8.7 est de loin le plus sensible à la poussière. Les coefficients de corrélation et de régression linéaire obtenus avec l'épaisseur optique d'aérosol sont les plus élevés et valent respectivement -0,81 et -1,611 $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$. Le canal IR 10.8 est le moins corrélé à la vapeur d'eau atmosphérique avec un coefficient égal à -0,36. Concernant le vent de surface, la meilleure corrélation est obtenue avec le canal IR 12.0 avec un coefficient de -0,55.

IV.2.2 Emissivité variable selon le canal

Nous avons vu au §IV.1.4 que l'émissivité de surface avait un effet non négligeable sur la luminance au sommet de l'atmosphère. Nous avons alors recalculé les luminances à travers les canaux IRT de SEVIRI, en utilisant la base de données de Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998, mais en utilisant des valeurs d'émissivité de surface extraites pour chacun des canaux IRT de SEVIRI (tableau IV.7) par Geng-Ming Jiang, Zhao-Liang Li et Françoise Nerry de l'équipe TRIO/LSIIT de l'Université de Strasbourg (communication personnelle). Cette technique de restitution des émissivités est basée sur l'utilisation du signal provenant d'un canal situé dans la fenêtre de l'infrarouge médian (entre 3 et 5 μm) qui résulte (de jour, et non de nuit) de l'addition d'une composante solaire réfléchie et d'une composante terrestre émise. Il est ainsi possible d'établir des cartes d'émissivité des surfaces terrestres, pour les différents canaux spectraux instrumentaux utilisés dans l'IRT. Cette méthode a été appliquée dans un premier temps au Canal 3 du satellite héliosynchrone NOAA/AVHRR [Nerry et al., 1998 ; Petitcolin et al., 2002], puis plus récemment au Canal 4 de MSG/SEVIRI [Jiang et al., 2006]. Le tableau IV.7 présente les émissivités de surface moyennées sur un pavé de 2x2 pixels centré sur Banizoumbou, pour les 20 et 26 février et le 5 mars 2006.

L'épaisseur optique d'aérosol pour ces trois jours clairs était respectivement de 0,42, 0,17 et 0,40.

Tableau IV.7 – Valeurs des émissivités de surface à Banizoumbou pour les 20 et 26 février et le 5 mars 2006, restituées par G.-M. Jiang, Z.-L. Li et F. Nerry [2006].

Canaux	IR 8.7	IR 10.8	IR 12.0
20 février	0,853	0,945	0,937
26 février	0,837	0,949	0,952
5 mars	0,836	0,943	0,947
Moyennes	$\epsilon_s^{8.7} = 0,842$	$\epsilon_s^{10.8} = 0,946$	$\epsilon_s^{12.0} = 0,945$

On observe, comme cela est prévisible, que l'émissivité de surface reste sensiblement constante au cours du temps dans un même canal, ce qui démontre la stabilité de la méthode (les déterminations sont indépendantes pour chaque journée). L'émissivité est beaucoup plus faible dans le canal IR 8.7 que dans les canaux IR 10.8 et IR 12.0. On sait d'après la littérature que pour des surfaces arides et riches en silice et en argiles, l'émissivité de surface diminue dans la région du canal IR 8.7 [Salisbury and D'Aria, 1992].

La figure IV.7 présente les séries temporelles de l'AOT et des luminances simulées avec $\epsilon_s^{8.7}$, $\epsilon_s^{10.8}$ et $\epsilon_s^{12.0}$ (tableau IV.7) à travers les canaux IRT de SEVIRI.

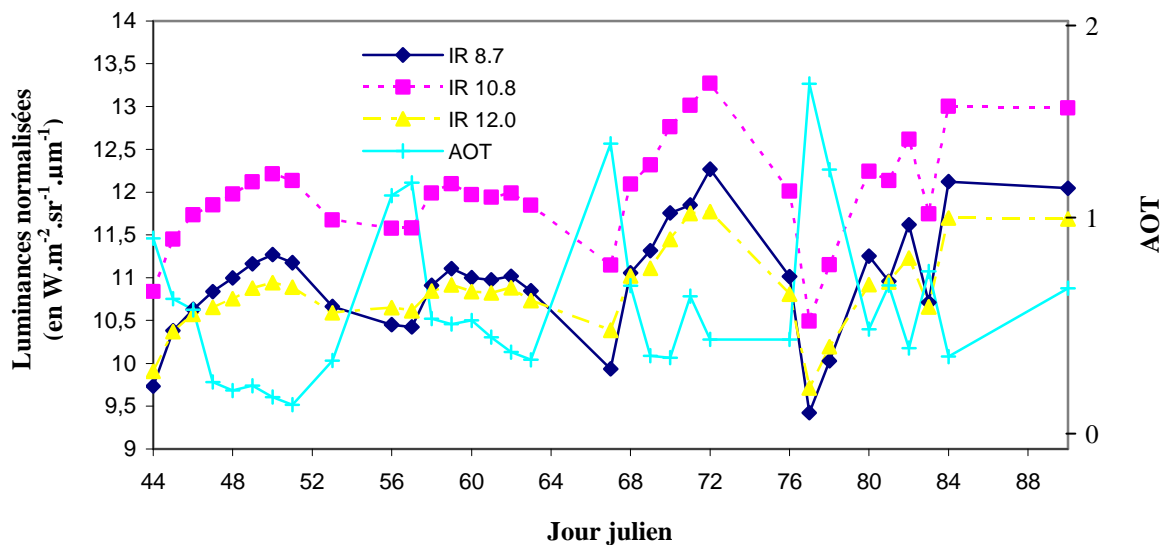


Figure IV.7 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances simulées avec ($\epsilon_s^{8.7}$, $\epsilon_s^{10.8}$, $\epsilon_s^{12.0}$) et normalisées à travers les canaux IRT de SEVIRI, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous constatons que la forte sensibilité du canal IR 8.7 observée dans la figure IV.6 a été ramenée sur la figure IV.7 à une valeur proche de celle du canal IR 10.8, le seul paramètre modifié étant l'émissivité de surface. La connaissance de l'émissivité de surface joue donc un rôle important et est indispensable pour une description correcte du transfert radiatif dans l'IRT.

Nous avons ensuite calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire entre ces luminances simulées avec le triplet $(\epsilon_s^{8.7}, \epsilon_s^{10.8}, \epsilon_s^{12.0})$ et les paramètres δ_a , V_s et w . Les tableaux IV.8 et IV.9 présentent les résultats.

Tableau IV.8 – Coefficients de corrélation entre les luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en utilisant le triplet $(\epsilon_s^{8.7}, \epsilon_s^{10.8}, \epsilon_s^{12.0})$ et les paramètres δ_a , V_s et w .

Paramètres	δ_a	V_s	w
$L_{sim}^{IR 8.7} (\epsilon_s^{8.7})$	-0,67	-0,47	-0,36
$L_{sim}^{IR 10.8} (\epsilon_s^{10.8})$	-0,62	-0,53	-0,33
$L_{sim}^{IR 12.0} (\epsilon_s^{12.0})$	-0,54	-0,56	-0,41

Tableau IV.9 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances simulées normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en utilisant le triplet $(\epsilon_s^{8.7}, \epsilon_s^{10.8}, \epsilon_s^{12.0})$ et les paramètres δ_a , V_s ($m.s^{-1}$) et w ($g.cm^{-2}$).

Paramètres	δ_a	V_s	w
$L_{sim}^{IR 8.7} (\epsilon_s^{8.7})$	-0,960	-0,198	-0,780
$L_{sim}^{IR 10.8} (\epsilon_s^{10.8})$	-0,838	-0,206	-0,685
$L_{sim}^{IR 12.0} (\epsilon_s^{12.0})$	-0,559	-0,170	-0,649

Nous constatons, pour les trois canaux IRT, une diminution des coefficients de corrélation ainsi que des coefficients de régression linéaire lors de l'utilisation du triplet $(\epsilon_s^{8.7}, \epsilon_s^{10.8}, \epsilon_s^{12.0})$. Celle-ci est particulièrement élevée dans le canal IR 8.7. En effet, le coefficient de corrélation de la luminance avec l'épaisseur optique passe de -0,81 à -0,67 et le coefficient de régression linéaire passe de -1,611 à -0,960.

Afin d'analyser l'effet de l'émissivité de surface sur la luminance au sommet de l'atmosphère, en présence ou non de poussière, nous avons comparé les séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol et des luminances simulées au sommet de l'atmosphère soit en utilisant l'émissivité de surface mesurée dans chaque canal ($\epsilon_s^{8.7}$, $\epsilon_s^{10.8}$ ou $\epsilon_s^{12.0}$), soit en utilisant l'émissivité de surface égale à 0,982 (valeur donnée par la NASA). Les figures IV.8, IV.9 et IV.10 présentent ces résultats.

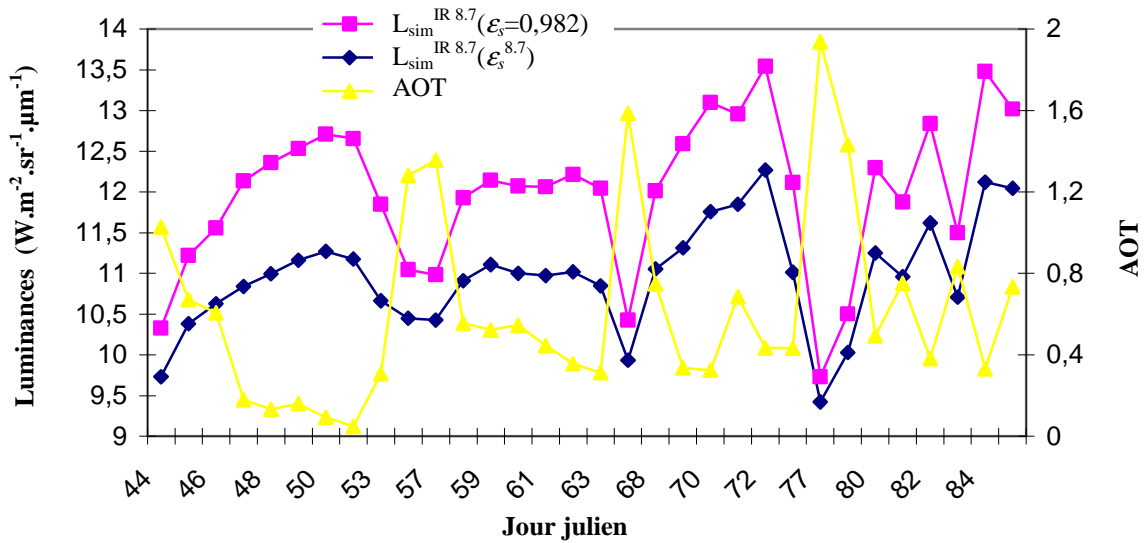


Figure IV.8 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\epsilon_s^{8.7}$ et avec $\epsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 8.7, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

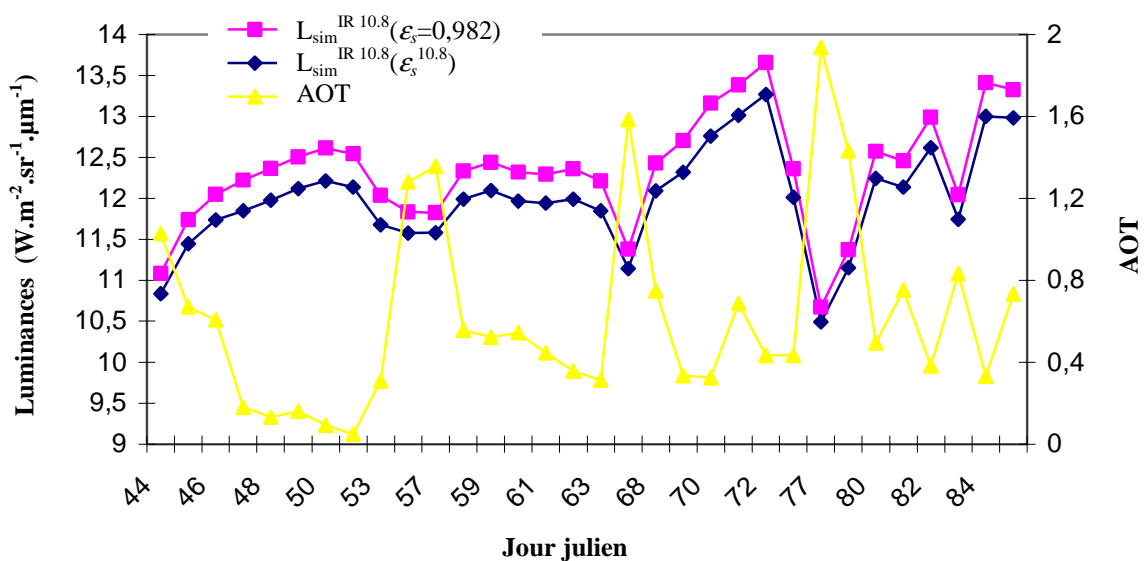


Figure IV.9 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\epsilon_s^{10.8}$ et avec $\epsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 10.8, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

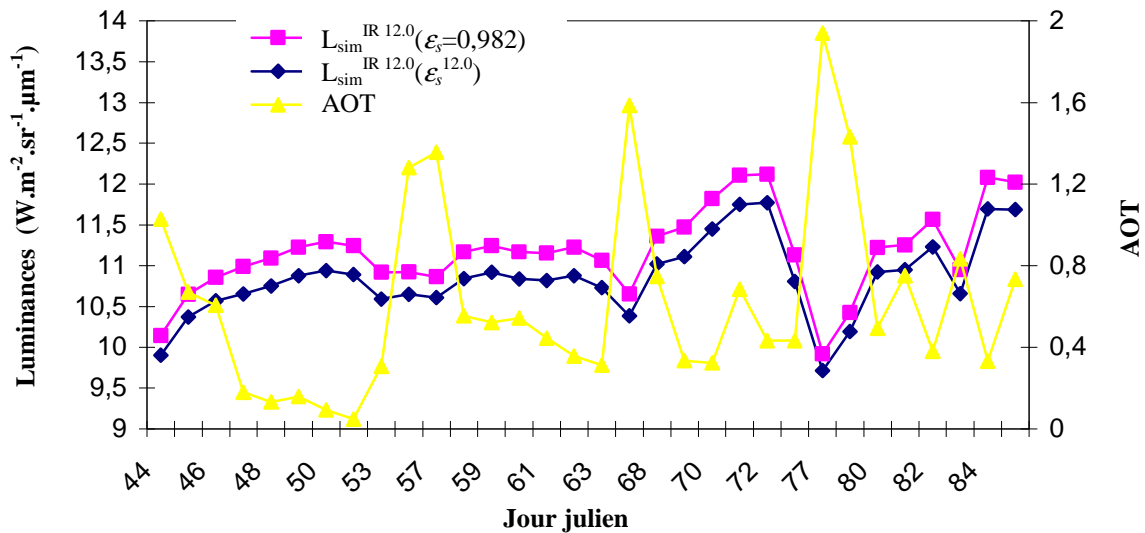


Figure IV.10 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\varepsilon_s^{12.0}$ et avec $\varepsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 12.0, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Lorsque l'on passe des courbes roses (luminance simulée avec l'émissivité de surface égale à 0,982) aux courbes bleues (luminance simulée avec l'émissivité de surface associée au canal) dans les figures IV.8, IV.9 et IV.10, nous constatons dans les trois cas que la luminance est réduite. Cela résulte du fait que l'émission de surface est également réduite. Cet effet est accentué dans le canal IR 8.7 car l'émissivité de surface y est nettement plus faible (0,84) que dans les autres canaux (0,95). On observe que cette réduction de luminance dans le canal IR 8.7 est d'autant plus élevée que l'épaisseur optique d'aérosol est faible. En effet, en l'absence de poussière, l'atmosphère étant plus transparente, la contribution de la surface au rayonnement émis vers l'espace devient plus grande. A l'inverse, pour une atmosphère poussiéreuse, la contribution de la surface diminue et l'effet du changement d'émissivité de surface aussi.

Cette étude montre donc l'importance de l'émissivité de surface dans les simulations de la luminance au sommet de l'atmosphère, particulièrement dans le canal IR 8.7 de SEVIRI qui est le plus sensible à la poussière.

IV.3 IDDI spectraux : utilisation des canaux IRT de MSG/SEVIRI

En utilisant le triplet $(\varepsilon_s^{8.7}, \varepsilon_s^{10.8}, \varepsilon_s^{12.0})$ défini précédemment pour simuler les luminances au sommet de l'atmosphère, nous avons calculé un indice IDDI simulé à travers

chacun des canaux IRT de MSG/SEVIRI que nous notons : $IDDI_{sim}^{IR\ 8.7}$, $IDDI_{sim}^{IR\ 10.8}$ et $IDDI_{sim}^{IR\ 12.0}$ respectivement. Les figures IV.11, IV.12 et IV.13 présentent les séries temporelles de chacun de ces indices simulés et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

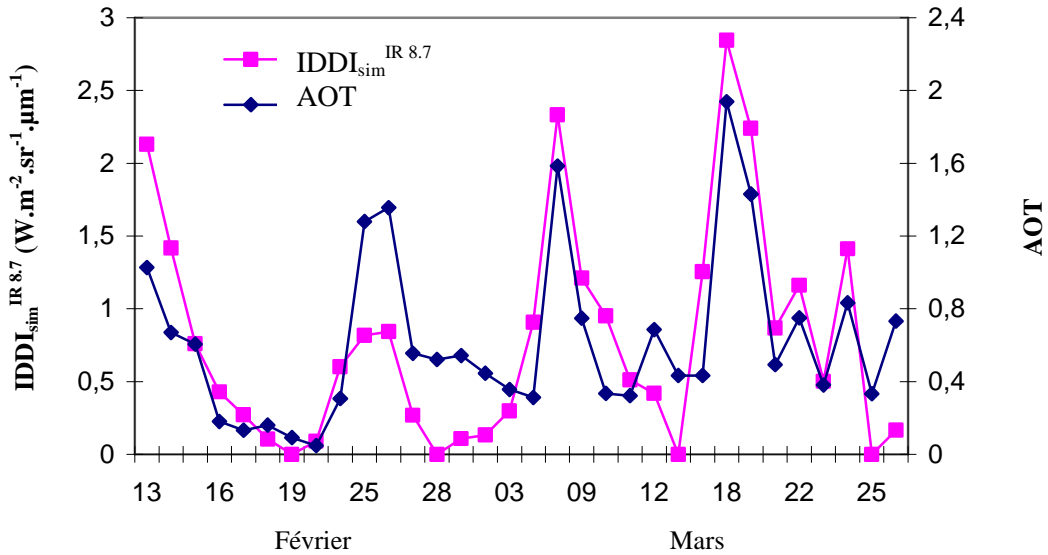


Figure IV.11 – Séries temporelles de l' $IDDI_{sim}^{IR\ 8.7}$ et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

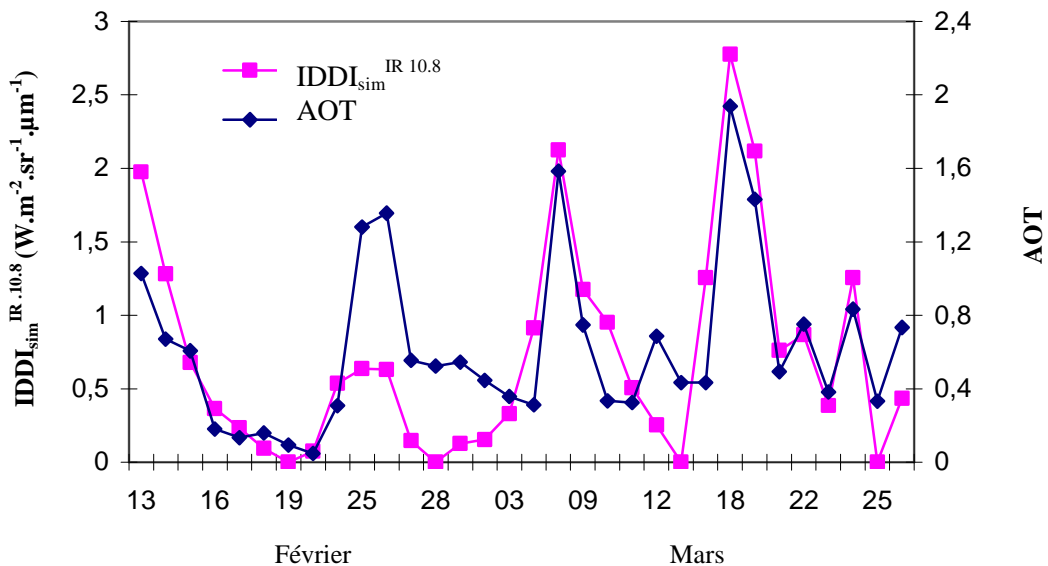


Figure IV.12 – Séries temporelles de l' $IDDI_{sim}^{IR\ 10.8}$ et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

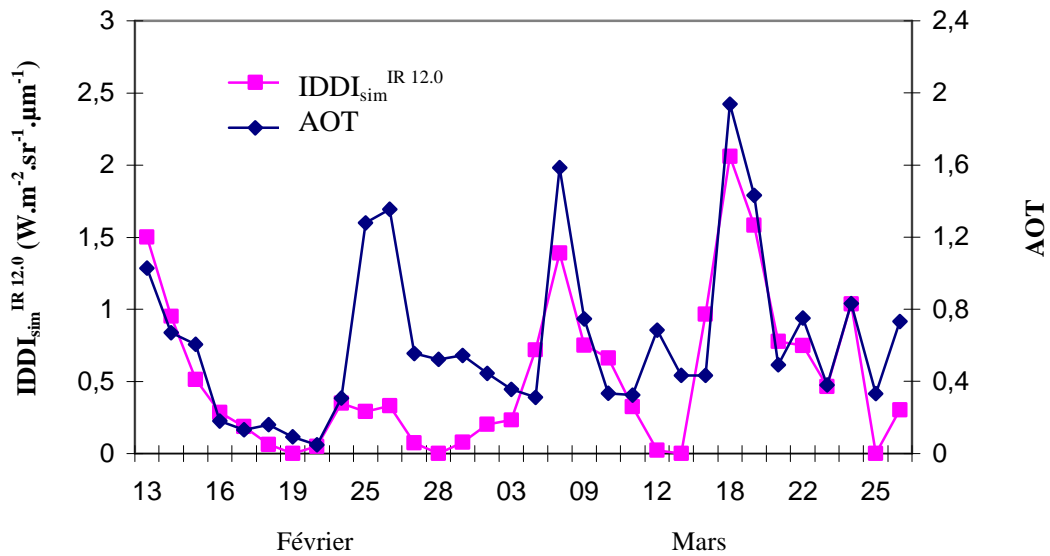


Figure IV.13 – Séries temporelles de l’IDDI_{sim}^{IR 12.0} et de l’épaisseur optique d’aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous avons ensuite calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire de chaque indice en fonction des paramètres δ_a , V_s et w et ces trois IDDI. Les tableaux IV.10 et IV.11 présentent les résultats.

Tableau IV.10 – Coefficients de corrélation entre les IDDI simulés ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) et les paramètres δ_a , V_s et w .

Paramètres	δ_a	V_s	w
IDDI _{sim} ^{IR 8.7}	0,79	0,37	0,41
IDDI _{sim} ^{IR 10.8}	0,77	0,39	0,38
IDDI _{sim} ^{IR 12.0}	0,71	0,46	0,45

Le coefficient de corrélation le plus élevé obtenu avec l’épaisseur optique d’aérosol (0,79) est pour l’IDDI_{sim}^{IR 8.7}. Mais il reste très proche de celui obtenu avec l’IDDI^{Météosat} (0,77). En ce qui concerne le vent de surface et la vapeur d’eau, les coefficients de corrélation avec l’IDDI_{sim}^{IR 8.7} et l’IDDI_{sim}^{IR 10.8} sont inférieurs à ceux obtenus avec l’IDDI^{Météosat} (respectivement égaux à 0.42 et 0.44).

La figure IV.14 montre les droites de régression linéaire des IDD_{sim} (en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) dans les trois canaux IRT de MSG/SEVIRI en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol.

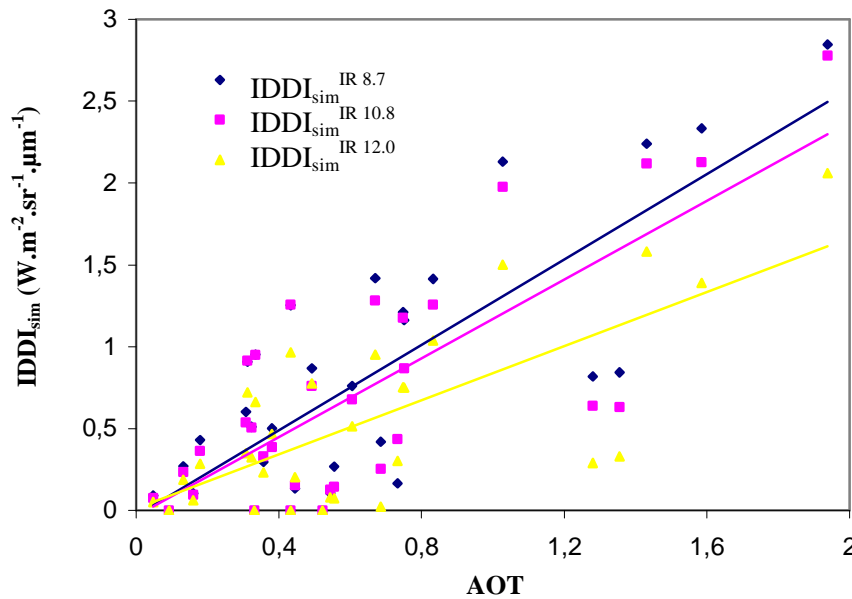


Figure IV.14 – L' $IDD_{sim}^{IR\ 8.7}$, l' $IDD_{sim}^{IR\ 10.8}$ et l' $IDD_{sim}^{IR\ 12.0}$ en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Tableau IV.11 – Coefficients de régression linéaire entre les IDD_{sim} (en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) et les paramètres δ_a , V_s ($m.s^{-1}$) et w ($g.cm^{-2}$).

Paramètres	δ_a	V_s	w
$IDD_{sim}^{IR\ 8.7}$	1,305	0,177	1,024
$IDD_{sim}^{IR\ 10.8}$	1,202	0,177	0,896
$IDD_{sim}^{IR\ 12.0}$	0,826	0,155	0,792

Les coefficients de régression linéaire de l' $IDD_{sim}^{IR\ 8.7}$ et l' $IDD_{sim}^{IR\ 10.8}$ avec l'épaisseur optique d'aérosol sont les plus élevés et sont très proches. Les écarts type résiduels pour les indices $IDD_{sim}^{IR\ 8.7}$, $IDD_{sim}^{IR\ 10.8}$ et $IDD_{sim}^{IR\ 12.0}$ sont respectivement égaux à 0,76, 0,72 et 0,53.

IV.4 Approche multispectrale : simulations

Dans le paragraphe précédent, nous avons constaté les limites du coefficient de corrélation de l'IDDI monocanal avec l'épaisseur optique d'aérosol. Nous allons maintenant étudier la possibilité de définir un nouvel indice IDDI multicanal (noté $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG}}$) sous la forme d'une combinaison linéaire des indices monocanaux $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 12.0}$ issus des simulations précédentes. Nous avons testé trois combinaisons linéaires empiriques et nous avons regardé celle donnant le meilleur coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique :

$$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(1)}} = \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 8.7} + \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 10.8} - \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{IV.2})$$

$$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(2)}} = 2 \times \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 8.7} + \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 10.8} - 2 \times \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{IV.3})$$

$$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(3)}} = 2 \times \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 8.7} + 2 \times \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 10.8} - 3 \times \text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{IV.4})$$

Le tableau V.12 présente les coefficients de corrélation obtenus entre les différentes combinaisons linéaires de l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG}}$ et δ_a , V_s et w .

Tableau V.12 – Coefficients de corrélation entre l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(1)}}$, l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(2)}}$ et l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(3)}}$ et les paramètres δ_a , V_s et w .

Paramètres	δ_a	V_s	w
$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(1)}}$	0,81	0,33	0,36
$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(2)}}$	0,82	0,31	0,35
$\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG(3)}}$	0,83	0,27	0,32

La figure IV.15 montre les droites de régression linéaire des trois versions de l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{MSG}}$ (en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol.

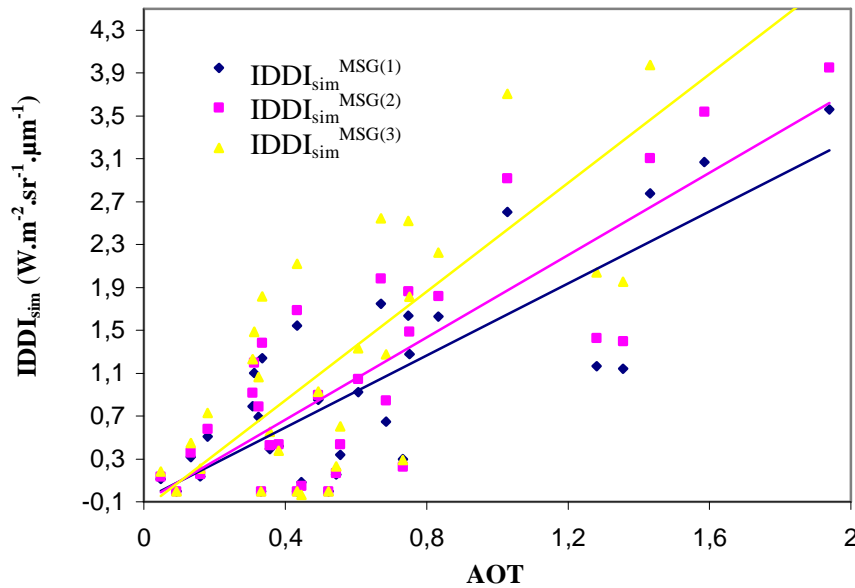


Figure IV.15 – L' $IDDIsim^{MSG(1)}$, l' $IDDIsim^{MSG(2)}$ et l' $IDDIsim^{MSG(3)}$ en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Nous constatons une augmentation des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol pour les trois combinaisons linéaires de l' $IDDIsim^{MSG}$. On passe de 0,79 pour l' $IDDIsim^{IR\ 8.7}$ à 0,83 pour l' $IDDIsim^{MSG(3)}$. Concernant le vent de surface et la vapeur d'eau, les coefficients de corrélation obtenus avec les trois $IDDIsim^{MSG}$ ont diminué par rapport à ceux obtenus avec les $IDDIsim$ monocanaux.

Ces améliorations obtenues en passant de l'indice monocanal à l'indice multicanal montrent l'intérêt qu'il y aura à utiliser un indice $IDDIsim$ multicanal optimisé à partir des mesures issues des canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0 de MSG/SEVIRI.

IV.5 Conclusions

Dans ce chapitre, nous avons analysé pour les canaux IRT de MSG/SEVIRI, les sensibilités de la luminance normalisée au sommet de l'atmosphère : à la poussière, au vent de surface, à la vapeur d'eau atmosphérique et à l'émissivité de surface. Le seul paramètre entraînant une modification spectrale importante est la poussière et le canal le plus affecté par ce paramètre est le canal IR 8.7.

Nous avons également observé l'effet de l'émissivité de surface sur la luminance au sommet de l'atmosphère en présence de poussière, en remplaçant la valeur 0,982 par des valeurs mesurées de l'émissivité de surface dans les canaux de SEVIRI réalisées par G.-M.

Jiang, Z.-L. Li et F. Nerry (LSIIT/TRIO, Université de Strasbourg). Pour une atmosphère sans poussière, l'effet du changement d'émissivité de surface est élevé. Plus l'émissivité de surface est faible, plus la luminance est réduite, particulièrement dans le canal IR 8.7, qui est le plus sensible à la poussière. A l'inverse, en présence de poussière, l'atmosphère étant moins transparente, la contribution de la surface diminue et l'effet du changement d'émissivité de surface aussi. La sensibilité du canal IR 8.7 qui pour une surface grise d'émissivité 0,982 était très supérieure à celle des autres canaux, à été ramenée à une valeur proche des autres avec les émissivités "de Strasbourg" – c'est à dire "réelles".

Enfin, nous avons simulé trois IDDI monocanaux en utilisant les luminances simulées avec le triplet $(\epsilon_s^{8.7}, \epsilon_s^{10.8}, \epsilon_s^{12.0})$. L'IDDI_{sim}^{IR 8.7} est légèrement mieux corrélé à l'épaisseur optique d'aérosol. Nous avons alors adopté une approche multispectrale qui consiste à calculer un IDDI multicanal en utilisant les trois IDDI monocanaux simulés. Trois combinaisons linéaires différentes ont été testées. Les résultats montrent, dans les trois cas, une amélioration des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol.

CHAPITRE V :

*Validation de l'IDDI multispectral
sur les sites AERONET*

CHAPITRE V

Validation de l'IDDI multispectral sur les sites AERONET

Ce dernier chapitre représente une ouverture vers l'élaboration d'un IDDI multispectral à partir des données acquises par le satellite MSG. Dans un premier temps, nous comparerons des mesures MSG/SEVIRI aux mesures photométriques, ainsi qu'aux mesures de vent de surface et de vapeur d'eau atmosphérique. Ensuite, nous calculerons les indices IDDI, respectivement à travers les canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0 de SEVIRI et nous les analyserons en les comparant aux mesures précédemment citées. Enfin, nous adopterons une approche multispectrale pour tenter d'élaborer un indice IDDI multicanal défini à partir des indices des canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0. Nous verrons qu'il est ainsi possible d'obtenir une nette amélioration de la corrélation avec l'épaisseur optique photométrique d'aérosol.

V.1 Mesures satellitaires et mesures photométriques

V.1.1 Les données du satellite MSG

- **Choix des sites d'étude**

Nous avons choisi d'étudier la période février – mars de l'année 2006. Nous avons alors sélectionné l'ensemble des stations du réseau AERONET fonctionnant durant cette période dans la région sahélienne. Nous avons obtenu ainsi les cinq stations suivantes : Agoufou, Banizoumbou, DMN Maine Soroa, IER Cinzana et Ouagadougou. La station saharienne de Tamanrasset TMP a été ajoutée à cette liste. La figure V.1 localise ces stations sur une carte de l'Afrique et le tableau V.1 en donne les coordonnées géographiques ainsi que les coordonnées dans l'image satellite (3712×3712 pixels).

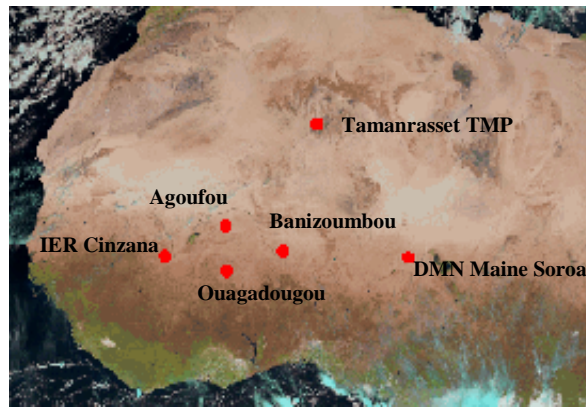


Figure V.1 – Localisation en Afrique des six stations AERONET fonctionnant en février – mars 2006.

Tableau V.1 – Coordonnées géographiques et dans l'image MSG des stations AERONET fonctionnant en février – mars 2006.

Station	Pays	Latitude	Longitude	Ligne	Colonne
Agoufou	Mali	15,345°N	1,479°W	1301	1803
Banizoumbou	Niger	13,541°N	2,665°E	1364	1952
DMN Maine Soroa	Niger	13,217°N	12,023°E	1378	2283
IER Cinzana	Mali	13,278°N	5,934°W	1374	1643
Ouagadougou	Burkina Faso	12,200°N	1,400°W	1412	1805
Tamanrasset TMP	Algérie	22,790°N	5,530°E	1051	2042

Les PIs de la station DMN Maine Soroa sont D. Tanré et J.-L. Rajot et celui de la station Tamanrasset TMP est J. Cuesta. Les PIs des autres stations sont indiqués dans le tableau III.8 du chapitre III.

▪ Tri et analyse des données

Les données satellitaires sont issues des images à 12:00 TU du satellite MSG. Nous ne sélectionnons que les jours où il n'y a pas de nuages sur la station considérée. Pour détecter ces derniers, nous avons utilisé un masque nuage (élaboré par Jérôme Riedi du LOA et mis à notre disposition à titre gracieux). Ce masque réalisé en utilisant les divers canaux de MSG/SEVIRI, diagnostique les cinq situations suivantes : 0 pour les pixels clairs (en magenta), 1 pour les pixels probablement clairs (jaune), 2 pour les pixels probablement nuageux (vert), 3 pour les pixels nuageux (rouge) et 4 pour les bords de nuage (blanc).

La figure V.2 montre un exemple de l'image satellite MSG de résolution 12 km obtenue en fausses couleurs (rouge, vert et bleu) le 6 février 2006 à 12:00 TU et du masque nuage pour ce même jour à la même heure. On vérifie par exemple que l'on retrouve bien sur les deux images la formation nuageuse en Y située à l'ouest de la côte africaine et les filaments nuageux traversant le Sahara d'ouest en est. Le tableau V.2 résume le nombre de jours clairs retenus pour chaque station sur la période février – mars 2006, après avoir appliqué ce masque nuage.

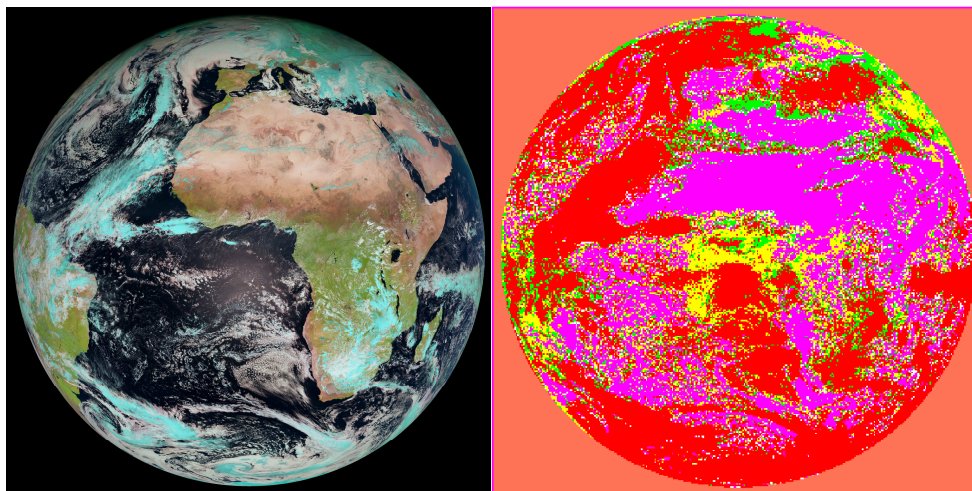


Figure V.2 – Image satellite obtenue avec MSG le 6 février 2006 à 12:00 TU et masque nuage associé.

Tableau V.2 – Nombre de jours réputés clairs (critère 0) retenus sur la période février – mars 2006 après application du masque nuage aux images obtenues avec MSG.

Station	Nombre de jours clairs
Agoufou	38
Banizoumbou	41
DMN Maine Soroa	45
IER Cinzana	38
Ouagadougou	34
Tamanrasset TMP	36

Les figures V.3, V.4 et V.5 présentent les luminances normalisées (en $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$) mesurées à travers les trois canaux IRT utilisés de SEVIRI, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU pour les six stations, après application du masque nuage. Ces luminances

normalisées varient de 8,95 à 13,84 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ pour le canal IR 8.7, de 9,88 à 14,14 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ pour le canal IR 10.8 et de 8,60 à 12,65 $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$ pour le canal IR 12.0, toutes stations confondues.

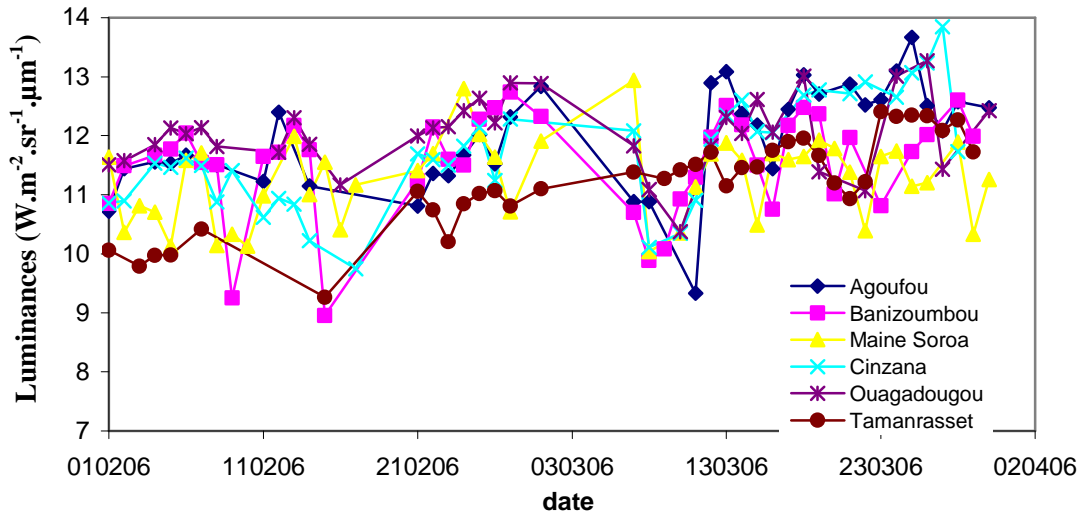


Figure V.3 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 8.7, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

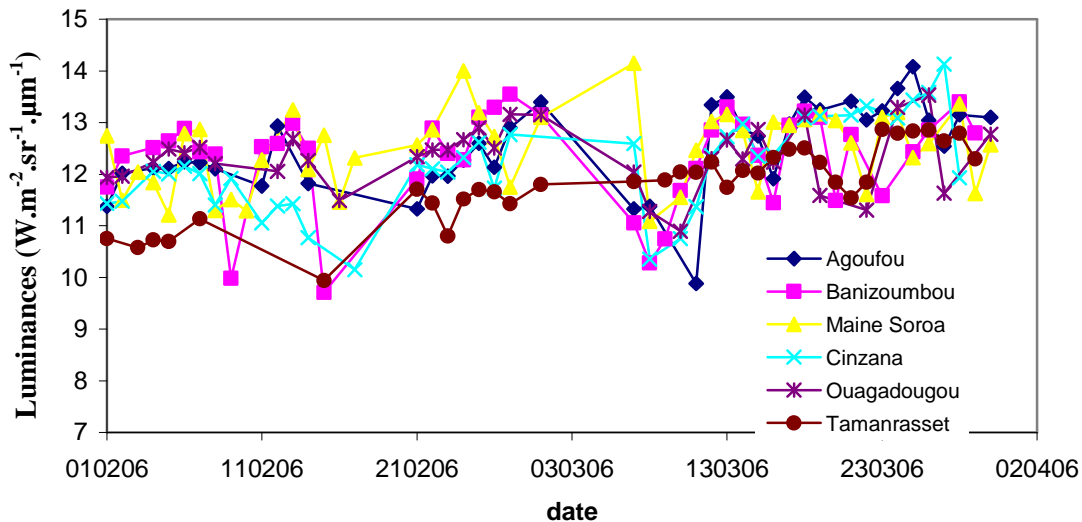


Figure V.4 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 10.8, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

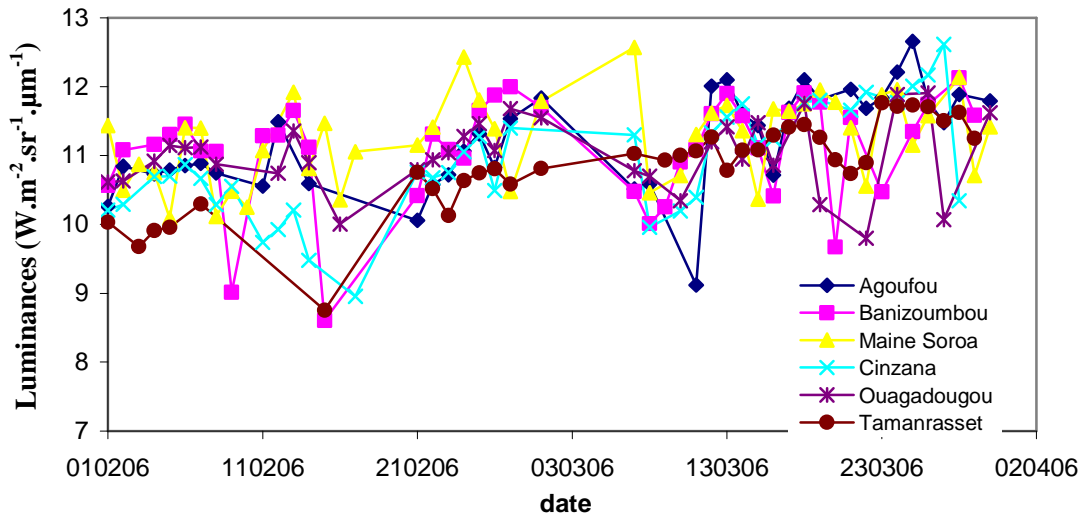


Figure V.5 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 12.0, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

Nous constatons une grande variabilité temporelle des mesures de ciel clair pour chacune des stations, ainsi qu'une tendance à l'augmentation au cours du temps traduisant le réchauffement saisonnier de la région à cette époque. Nous pouvons distinguer des diminutions assez marquées, communes aux six stations, les 15 et 16 février ainsi que les 8, 9, 10 et 11 mars.

V.1.2 Les mesures photométriques

Les mesures photométriques à 675 nm sont issues du réseau AERONET (source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Elles sont du niveau 1.5 obtenu après filtrage et rejet des mesures contaminées par la présence de nuages, sur la période février – mars 2006. Pour sélectionner ces données, nous avons appliqué plusieurs critères. D'abord, nous avons choisi de garder celles entre 11:00 et 13:00 TU. Ensuite, nous avons éliminé toutes les mesures dont le coefficient d'Angström était supérieur à 0,5 (les valeurs de ce coefficient sont également issues du réseau AERONET). Puis nous avons éliminé les jours pour lesquels l'écart type des mesures d'épaisseur optique était supérieur à 0,2 sur la période entre 11:00 et 13:00 TU. Enfin, nous avons calculé pour chaque jour la moyenne des mesures d'épaisseur optique restantes. Le tableau V.3 donne le nombre de jours restants après ces opérations et la figure V.6 présente ces résultats.

Finalement, la station saharienne AERONET de Tamanrasset TMP n'a pas pu être utilisée car il n'existait aucune mesure photométrique entre 11:00 et 13:00 TU.

Tableau V.3 – Nombre de jours restants après le tri des données photométriques sur la période février – mars 2006.

Station	Nombre de jours
Agoufou	27
Banizoumbou	27
DMN Maine Soroa	40
IER Cinzana	29
Ouagadougou	5

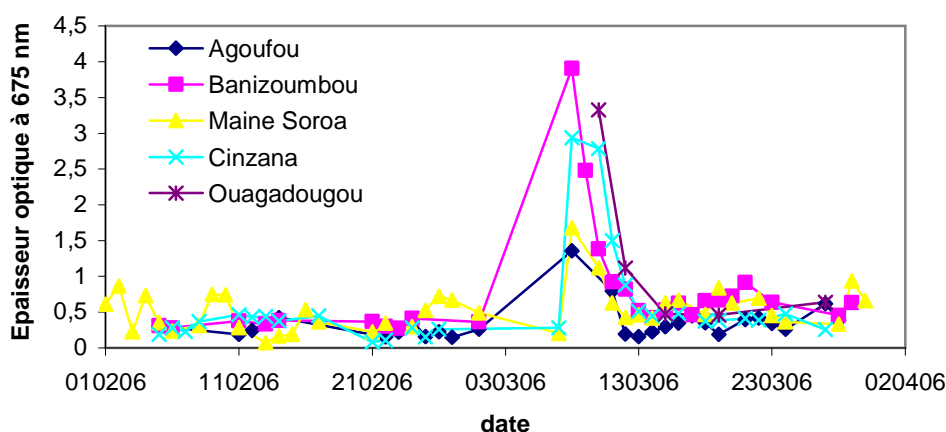


Figure V.6 – Epaisseur optique d'aérosol à 675 nm moyennée entre 11:00 et 13:00 TU, du 1^{er} février au 31 mars 2006 sur cinq stations sahéliennes AERONET.

Nous remarquons qu'un évènement de poussière apparaît très nettement sur les cinq stations entre les 8 et 10 mars. Sur cette période, la valeur maximale de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) est atteinte pour la station de Banizoumbou et vaut 3,9.

V.1.3 Comparaison des mesures photométriques avec les mesures satellitaires

Nous avons tracé les séries temporelles des luminances normalisées mesurées à travers les canaux IRT de SEVIRI ($L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$ et $L^{IR 12.0}$) et de l'AOT (figures V.7 à V.11).

▪ Station Agoufou

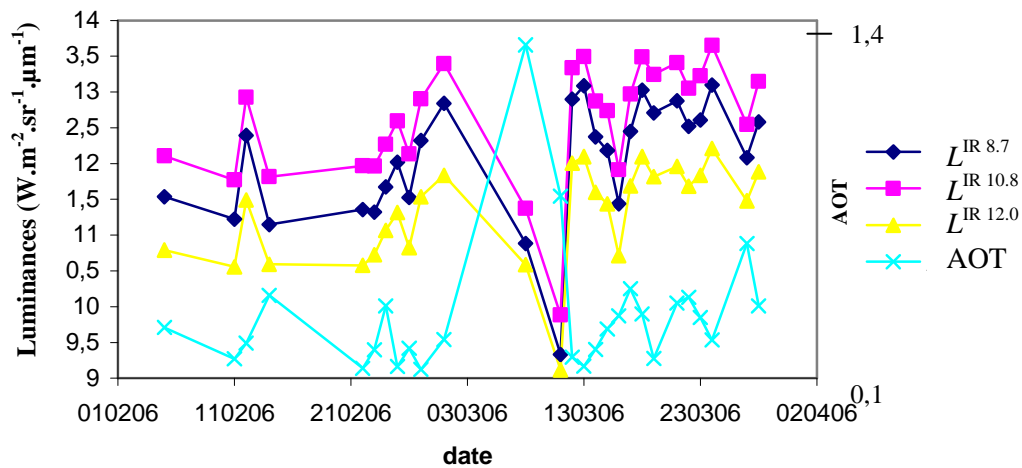


Figure V.7 – Séries temporelles de $L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$, $L^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

La figure V.7 nous montre pour Agoufou un pic de poussière le 8 mars (l'AOT atteint la valeur 1,36) et une diminution des luminances mesurées entre le 8 et le 11 mars.

▪ Station Banizoumbou

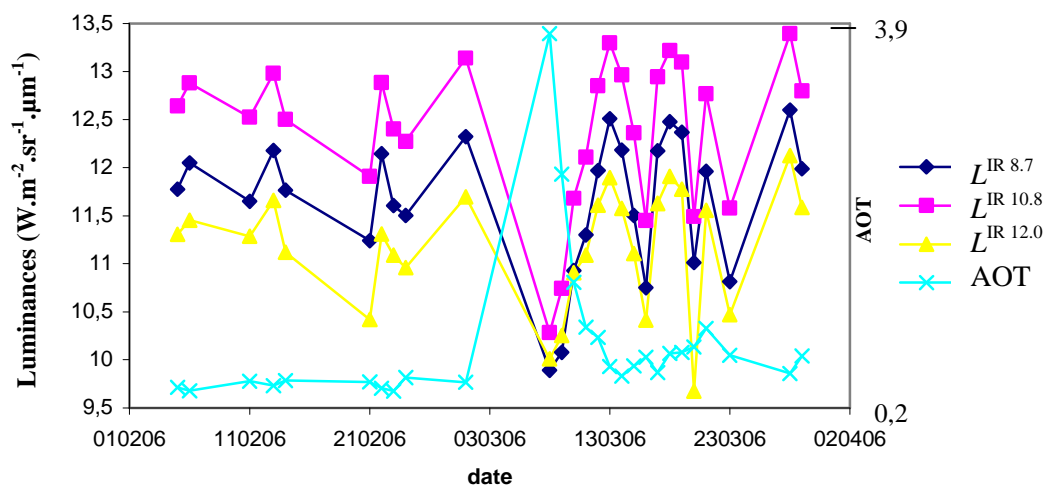


Figure V.8 – Séries temporelles de $L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$, $L^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

Sur la figure V.8, nous observons à Banizoumbou la coïncidence le 8 mars d'un pic de poussière (AOT maximale de 3,9) et d'une diminution des luminances mesurées.

■ Station DMN Maine Soroa

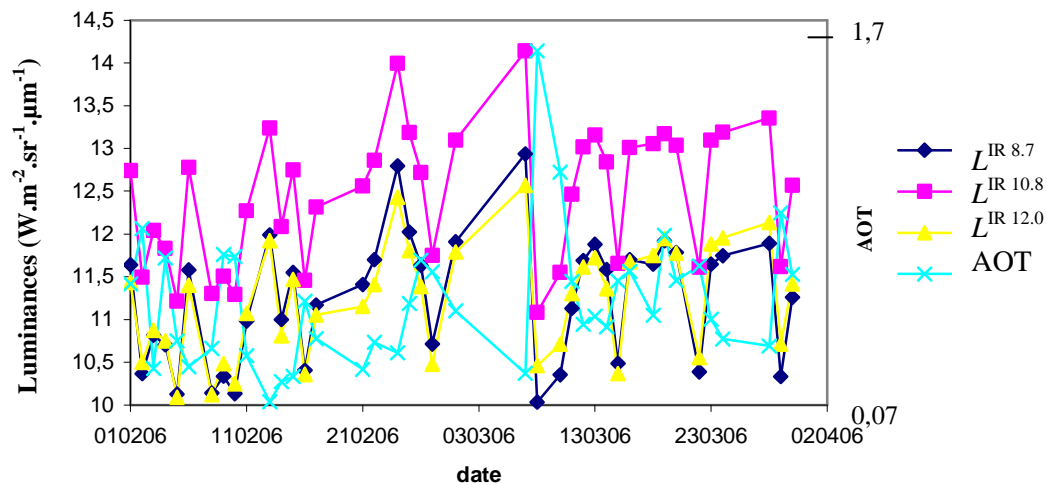


Figure V.9 – Séries temporelles de $L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$, $L^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station DMN Maine Soroa.

La figure V.9 nous montre pour la station DMN Maine Soroa, la coïncidence d'un pic de poussière (AOT maximale de 1,7 le 8 mars) et d'une diminution des luminances mesurées entre le 8 et le 10 mars.

■ Station IER Cinzana

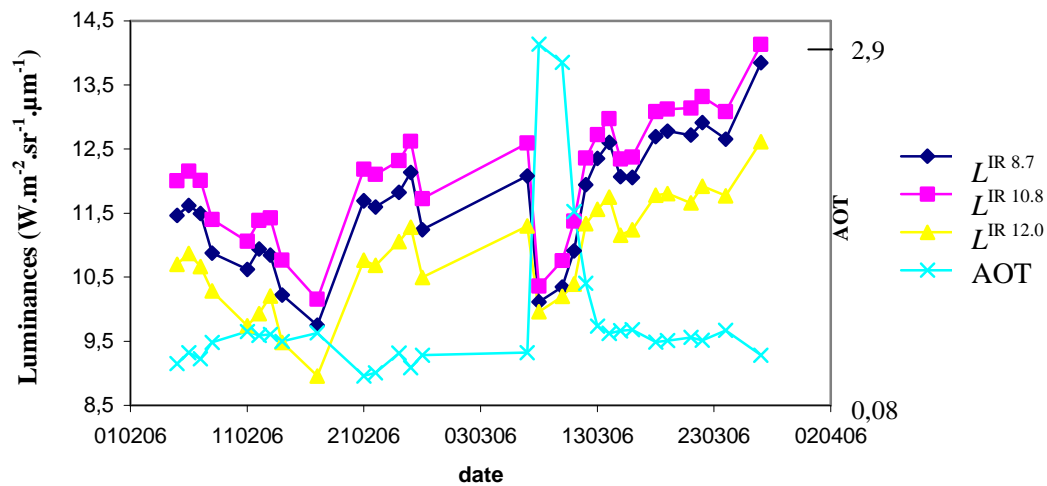


Figure V.10 – Séries temporelles de $L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$, $L^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Nous observons (figure V.10) pour la station IER Cinzana la coïncidence d'un pic de poussière (AOT maximale de 2,9 le 8 mars) et d'une diminution des luminances mesurées entre le 8 et le 10 mars.

▪ Station Ouagadougou

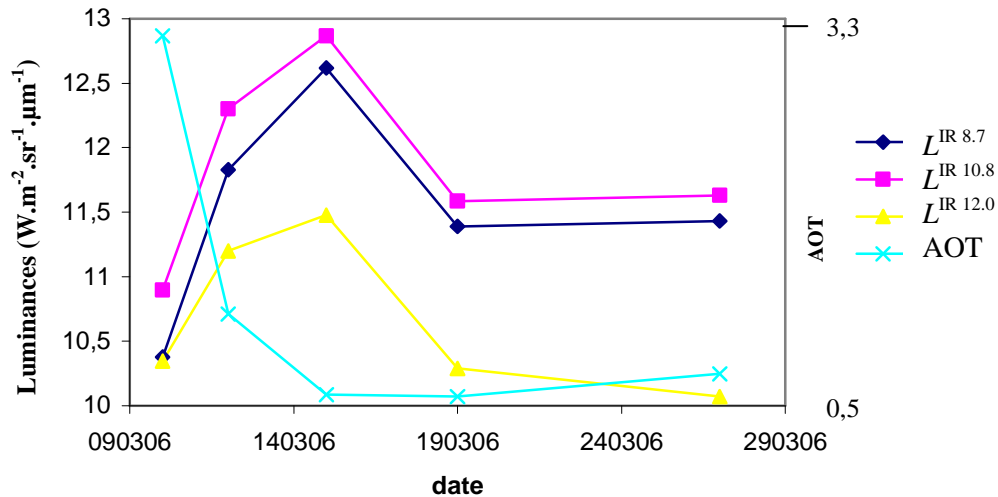


Figure V.11 – Séries temporelles de $L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$, $L^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

La figure V.11 nous montre pour Ouagadougou la coïncidence d'un pic de poussière (AOT maximale de 3,3 le 10 mars) et de luminances minimales mesurées le 10 mars (date du début de la série des mesures disponibles pour cette station).

Nous avons ensuite calculé les coefficients de régression linéaire et de corrélation entre l'épaisseur optique d'aérosol et les luminances normalisées ($L^{IR 8.7}$, $L^{IR 10.8}$ et $L^{IR 12.0}$). Le tableau V.4 présente les coefficients de corrélation et précise le nombre de jours utilisés pour chacune des stations. Il faut noter le petit nombre de points (5) pour la station d'Ouagadougou dû à l'absence de données photométriques AERONET entre 11:00 et 13:00 TU en février pour cette station.

Tableau V.4 – Coefficients de corrélation entre les luminances et l'épaisseur optique d'aérosol, pour les cinq stations, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{IR\ 8.7}$	$L^{IR\ 10.8}$	$L^{IR\ 12.0}$
Agoufou	27	-0,47	-0,49	-0,39
Banizoumbou	27	-0,71	-0,74	-0,50
DMN Maine Soroa	40	-0,49	-0,49	-0,38
IER Cinzana	29	-0,43	-0,48	-0,28
Ouagadougou	5	-0,79	-0,68	-0,23

Les coefficients de corrélation sont tous de signe négatif, ce qui est en accord avec la physique. Plus il y a de poussière et l'épaisseur optique d'aérosol augmente, plus la luminance mesurée par le satellite doit être faible.

Le tableau V.4 nous montre que la luminance mesurée dans le canal IR 10.8 est la mieux corrélée à l'épaisseur optique d'aérosol, pour toutes les stations (sauf celle d'Ouagadougou où il s'agit de la luminance mesurée dans le canal IR 8.7). Cependant, les valeurs du coefficient de corrélation du canal IR 8.7 sont proches de celles du canal IR 10.8, tandis que celles du canal IR 12.0 sont nettement inférieures. Le tableau V.5 présente les coefficients de régression linéaire.

Tableau V.5 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances normalisées ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) et l'épaisseur optique d'aérosol, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{IR\ 8.7}$	$L^{IR\ 10.8}$	$L^{IR\ 12.0}$
Agoufou	27	-1,611	-1,654	-1,087
Banizoumbou	27	-0,655	-0,750	-0,404
DMN Maine Soroa	40	-1,213	-1,294	-0,823
IER Cinzana	29	-0,617	-0,667	-0,340
Ouagadougou	5	-0,525	-0,419	-0,119

Le tableau V.5 nous montre que le coefficient de régression linéaire entre la luminance et l'AOT est le plus élevé dans le canal IR 10.8 pour toutes les stations, sauf pour Ouagadougou où il l'est dans le canal IR 8.7.

V.2 Données complémentaires

V.2.1 Le vent de surface

Les mesures de la vitesse du vent de surface à 12:00 TU proviennent du ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecast). Celles-ci ont été extraites pour les stations de Maine Soroa et d'Ouagadougou. Les mesures n'existant pas pour les autres stations, nous avons pris les données provenant des stations les plus proches (voir tableau V.6). La figure V.12 présente les résultats et montre une grande variabilité des données sur la période étudiée.

Tableau V.6 – Stations AERONET et stations WMO les plus proches.

Stations AERONET	Stations WMO	Distance (en km)
Agoufou	Homburi	30
Banizoumbou	Niamey	60
DMN Maine Soroa	Maine Soroa	-
IER Cinzana	Ségou	35
Ouagadougou	Ouagadougou	-

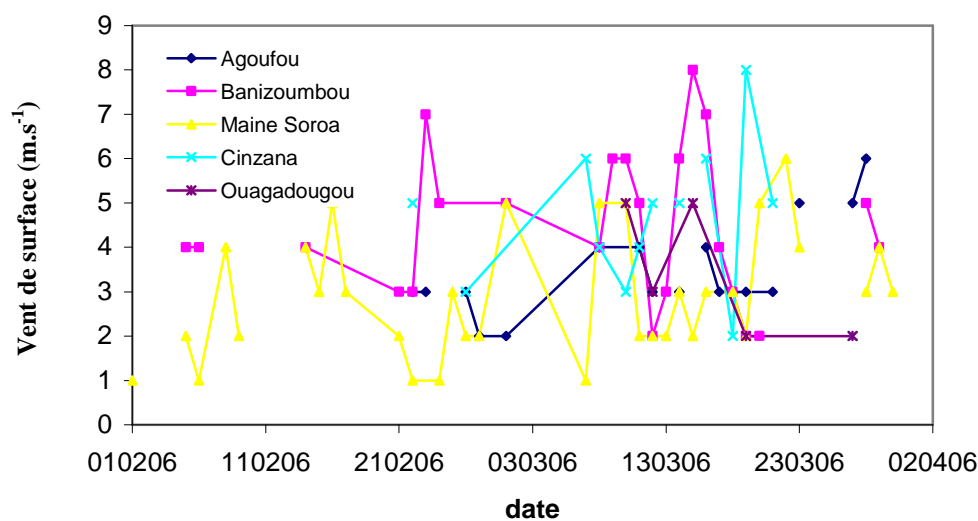


Figure V.12 – Vitesse du vent de surface mesurée du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU. Les interruptions observées dans les séries temporelles traduisent l'absence de mesures.

Nous avons calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire entre les luminances normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et le vent de surface (m.s^{-1}), à travers les canaux IRT de SEVIRI. Les tableaux V.7 et V.8 présentent les résultats pour chacune des stations.

Tableau V.7 – Coefficients de corrélation entre les luminances et le vent de surface, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{\text{IR } 8.7}$	$L^{\text{IR } 10.8}$	$L^{\text{IR } 12.0}$
Agoufou	17	-0,16	-0,17	-0,09
Banizoumbou	23	-0,31	-0,25	-0,13
DMN Maine Soroa	33	-0,46	-0,43	-0,33
IER Cinzana	13	0,10	0,10	0,08
Ouagadougou	5	0,02	0,13	0,51

Les stations de Banizoumbou et DMN Maine Soroa sont utilisables et montrent l'effet du vent. Les effectifs sont suffisants et les coefficients de corrélation significatifs, au moins dans certains canaux (et le signe est conforme à la physique). Pour les stations d'Agoufou et IER Cinzana on peut s'attendre à un effet du vent négligeable. L'effectif pour IER Cinzana est faible et le signe des coefficients de corrélation est en désaccord avec la physique. Pour Ouagadougou, l'effectif est trop faible.

Tableau V.8 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et le vent de surface (m.s^{-1}), du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{\text{IR } 8.7}$	$L^{\text{IR } 10.8}$	$L^{\text{IR } 12.0}$
Agoufou	17	-0,147	-0,151	-0,063
Banizoumbou	23	-0,137	-0,122	-0,050
DMN Maine Soroa	33	-0,247	-0,245	-0,157
IER Cinzana	13	0,059	0,062	0,035
Ouagadougou	5	0,012	0,065	0,210

Le tableau V.8 indique qu'on peut considérer les coefficients de régression linéaire des stations de Banizoumbou et DMN Maine Soroa. Les autres stations présentent soit un effectif trop faible, soit un coefficient de régression linéaire dont le signe est en désaccord avec la

physique. Ces deux tableaux permettent quand même de préciser que le canal IR 8.7 apparaît comme le mieux corrélé, mais les coefficients de régression sont pratiquement les mêmes dans les canaux IR 8.7 et IR 10.8.

V.2.2 La vapeur d'eau

Les mesures de vapeur d'eau proviennent des mesures photométriques du réseau AERONET. Elles ont été extraites entre 11:00 et 13:00 TU sur la période février – mars 2006, pour un coefficient d'Angström inférieur ou égal à 0,5. Elles ont été ensuite moyennées sur cette plage horaire. La figure V.13 présente les résultats. Nous avons ensuite calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire entre les luminances normalisées et la quantité de vapeur d'eau (tableaux V.9 et V.10).

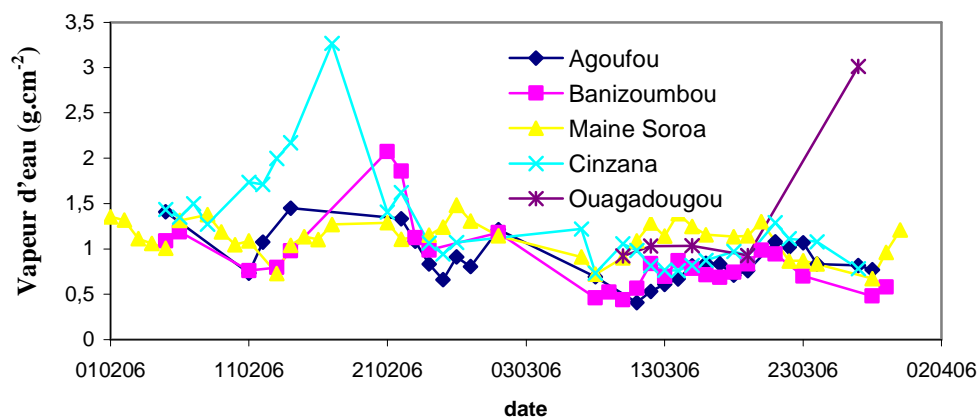


Figure V.13 – Mesures de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique (en g.cm^{-2}) de février à mars 2006 moyennées entre 11:00 et 13:00 TU.

Tableau V.9 – Coefficients de corrélation entre les luminances normalisées et la quantité de vapeur d'eau, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{\text{IR } 8.7}$	$L^{\text{IR } 10.8}$	$L^{\text{IR } 12.0}$
Agoufou	27	0,00	0,05	-0,05
Banizoumbou	27	0,19	0,18	-0,06
DMN Maine Soroa	40	0,04	-0,01	-0,12
IER Cinzana	29	-0,60	-0,57	-0,71
Ouagadougou	5	-0,02	-0,11	-0,49

Tableau V.10 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances et la quantité de vapeur d'eau (g.cm^{-2}), du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Station	Nombre de jours	$L^{\text{IR } 8.7}$	$L^{\text{IR } 10.8}$	$L^{\text{IR } 12.0}$
Agoufou	27	0,014	0,156	-0,124
Banizoumbou	27	0,366	0,376	-0,105
DMN Maine Soroa	40	0,150	-0,044	-0,422
IER Cinzana	29	-1,082	-1,008	-1,108
Ouagadougou	5	-0,014	-0,094	-0,337

Les tableaux V.9 et V.10 montrent que seule la station IER Cinzana est utilisable. Le canal IR 10.8 est le moins corrélé à la vapeur d'eau (mais peu différent du canal IR 8.7) et le canal IR 12.0 est le mieux corrélé. Les sensibilités décrites par les coefficients de régression linéaire ont des valeurs très proches dans les trois canaux.

V.3 L'IDDI à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI

V.3.1 Comparaison de l'IDDI avec l'épaisseur optique d'aérosol

Nous avons calculé à partir des données de MSG/SEVIRI, les indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ (en $\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$), respectivement pour les canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0. Le procédé de calcul est celui utilisé au chapitre II (voir §II.2.3), c'est-à-dire en passant par le calcul d'une référence, basée sur une période de quinze jours.

Nous avons ensuite comparé les séries temporelles de ces indices IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol de février à mars 2006 pour chacune des stations (figures V.14 à V.18). Les tableaux V.11 à V.15 présentent les résultats statistiques correspondants. Les figures V.19 à V.21 présentent les droites de régression linéaire de chaque indice en fonction de l'AOT pour l'ensemble des stations. Enfin, les tableaux V.16 et V.17 présentent un récapitulatif des coefficients de corrélation et des coefficients de régression linéaire pour chacun de ces indices.

▪ **Station Agoufou**

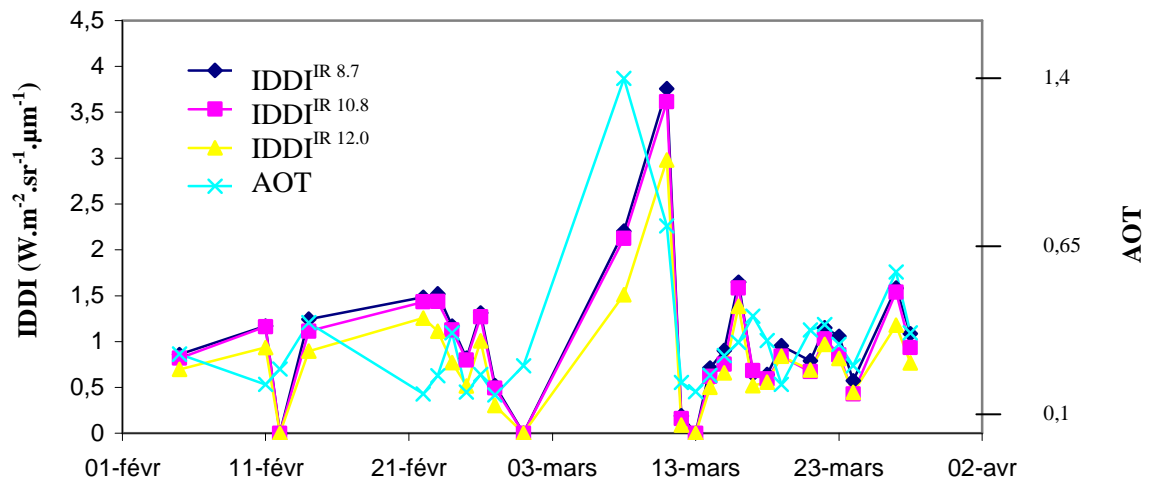


Figure V.14 – Séries temporelles des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

La figure V.14 nous montre que les séries temporelles de l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ correspondent à des signaux très proches. Celle de l' $IDDI^{IR\ 12.0}$ donne un signal légèrement inférieur aux deux précédents. Nous observons un pic de l'AOT le 8 mars en avance de trois jours par rapport au pic des trois indices (le 11 mars).

Tableau V.11 – Résultats statistiques des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour la station d'Agoufou, de février à mars 2006.

27 jours	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Ecart type	0,76	0,74	0,60
Moyenne	1,04	0,97	0,79
Minimum	0,00	0,00	0,00
Maximum	3,75	3,61	2,98

Nous vérifions que les résultats statistiques de l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ sont très proches, le premier étant légèrement supérieur au second.

▪ **Station Banizoumbou**

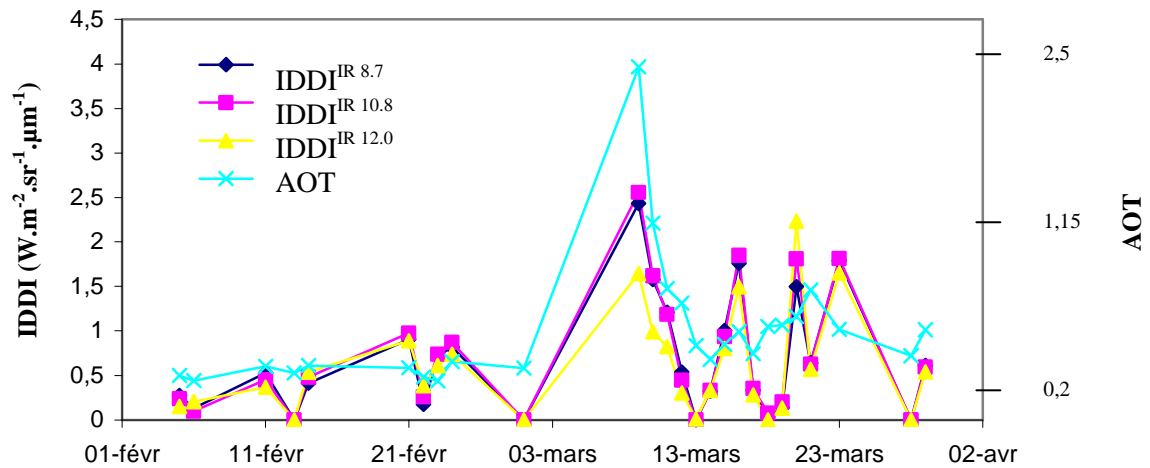


Figure V.15 – Séries temporelles des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$, $IDDI^{IR\ 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

La figure V.15 montre que les signaux $IDDI^{IR\ 8.7}$ et $IDDI^{IR\ 10.8}$ sont très proches tandis que le signal $IDDI^{IR\ 12.0}$ n'est pas dans un rapport constant avec les précédents. On observe un pic le 9 mars pour les trois indices IDDI (légèrement inférieur pour l' $IDDI^{IR\ 12.0}$). L'épaisseur optique d'aérosol présente également un pic ce même jour.

Tableau V.12 – Résultats statistiques des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour la station de Banizoumbou, de février à mars 2006.

26 jours	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Ecart type	0,66	0,70	0,59
Moyenne	0,69	0,71	0,60
Minimum	0,00	0,00	0,00
Maximum	2,43	2,55	2,24

Nous vérifions que les résultats statistiques de l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ sont très proches, le second indice étant légèrement supérieur au premier (au contraire du cas d'Agoufou).

▪ **Station DMN Maine Soroa**

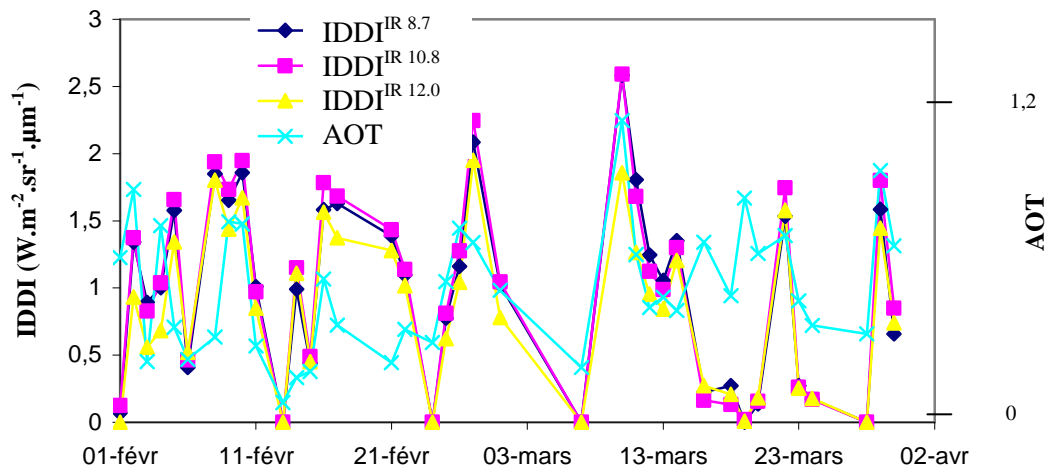


Figure V.16 – Séries temporelles des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$, $IDDI^{IR\ 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station DMN Maine Soroa.

La figure V.16 montre un pic de l'épaisseur optique d'aérosol le 10 mars. Les trois indices IDDI présentent également un pic ce jour-là. Nous observons une grande variabilité temporelle des indices et de l'épaisseur optique d'aérosol pour cette station.

Tableau V.13 – Résultats statistiques des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour la station de DMN Maine Soroa, de février à mars 2006.

38 jours	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Ecart type	0,70	0,73	0,60
Moyenne	0,97	1,00	0,84
Minimum	0,00	0,00	0,00
Maximum	2,58	2,59	1,95

Nous constatons toujours que les résultats statistiques de l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ sont proches, le second indice étant légèrement supérieur au premier.

▪ Station IER Cinzana

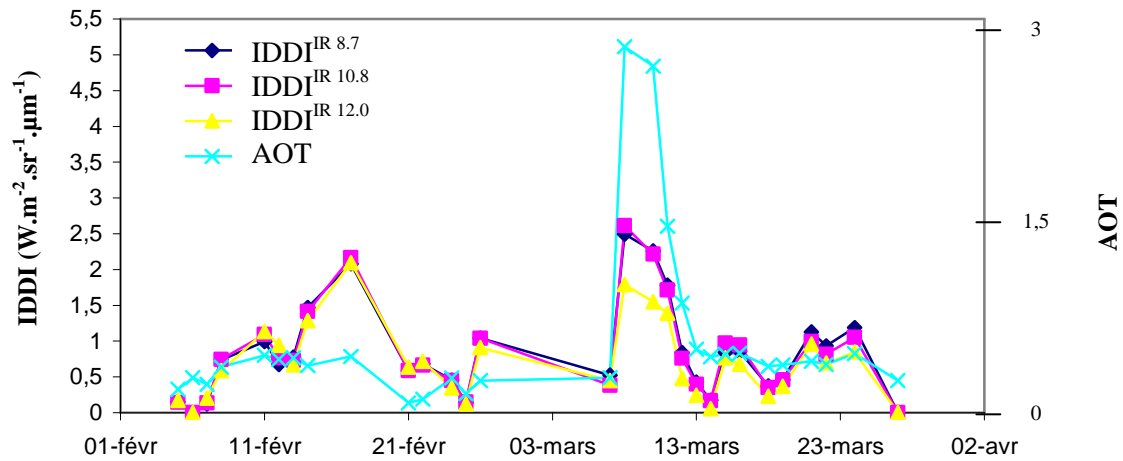


Figure V.17 – Séries temporelles des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$, $IDDI^{IR\ 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

La figure V.17 montre pour les trois indices IDDI un pic le 8 mars (légèrement inférieur pour l' $IDDI^{IR\ 12.0}$). L'épaisseur optique d'aérosol est également maximale ce jour-là.

Tableau V.14 – Résultats statistiques des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour la station IER Cinzana, de février à mars 2006.

29 jours	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Ecart type	0,66	0,67	0,54
Moyenne	0,83	0,82	0,70
Minimum	0,00	0,00	0,00
Maximum	2,49	2,61	2,10

Nous vérifions encore que les résultats statistiques de l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ sont très proches.

▪ **Station Ouagadougou**

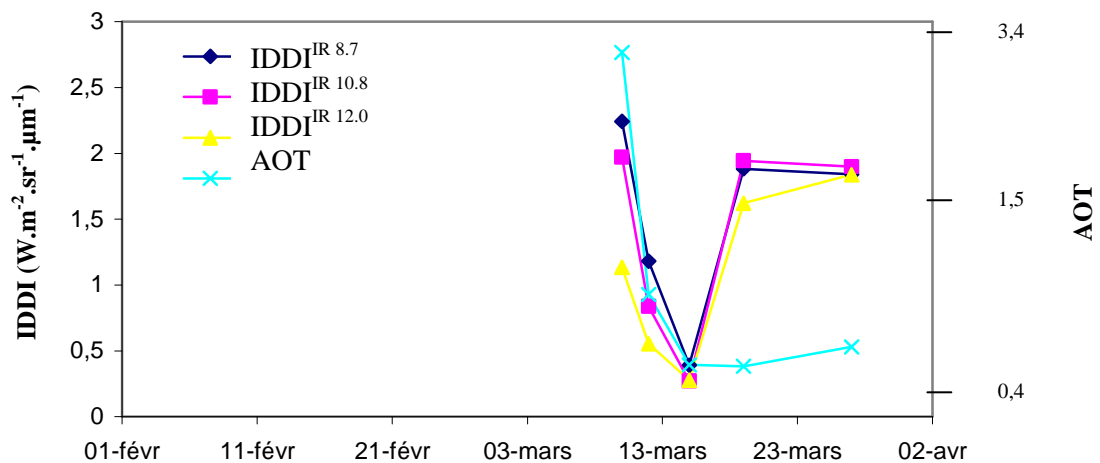


Figure V.18 – Séries temporelles des indices $IDDI^{IR 8.7}$, $IDDI^{IR 10.8}$, $IDDI^{IR 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

Tableau V.15 – Résultats statistiques des indices $IDDI^{IR 8.7}$, $IDDI^{IR 10.8}$ et $IDDI^{IR 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) pour la station d'Ouagadougou, de février à mars 2006.

5 jours	$IDDI^{IR 8.7}$	$IDDI^{IR 10.8}$	$IDDI^{IR 12.0}$
Ecart type	0,73	0,78	0,67
Moyenne	1,51	1,38	1,08
Minimum	0,39	0,27	0,28
Maximum	2,24	1,97	1,84

On vérifie toujours les valeurs voisines des indices $IDDI^{IR 8.7}$ et $IDDI^{IR 10.8}$ et une valeur inférieure pour l'indice $IDDI^{IR 12.0}$.

▪ **Récapitulatif**

Les figures V.19, V.20 et V.21 présentent respectivement les indices $IDDI^{IR 8.7}$, $IDDI^{IR 10.8}$ et $IDDI^{IR 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, de février à mars 2006, pour les cinq stations. Les tableaux V.16 et V.17 rassemblent les valeurs des coefficients de corrélation et de régression linéaire entre les trois indices et l'épaisseur optique d'aérosol pour ces stations.

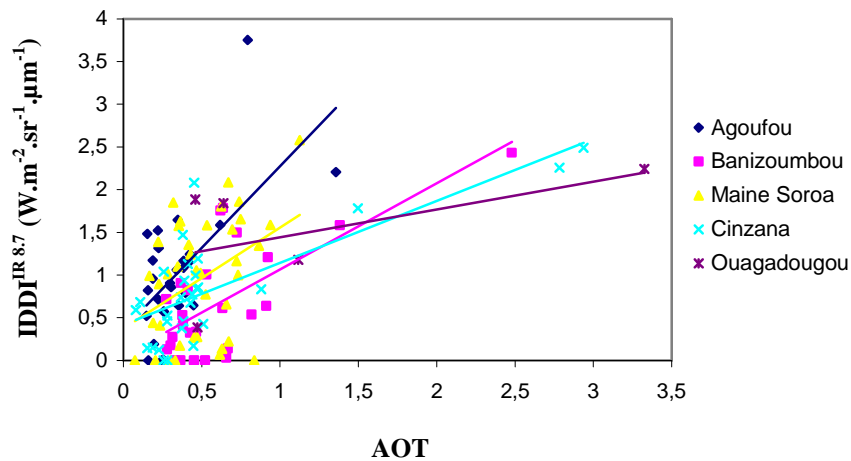


Figure V.19 – $IDDI^{IR\ 8.7}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

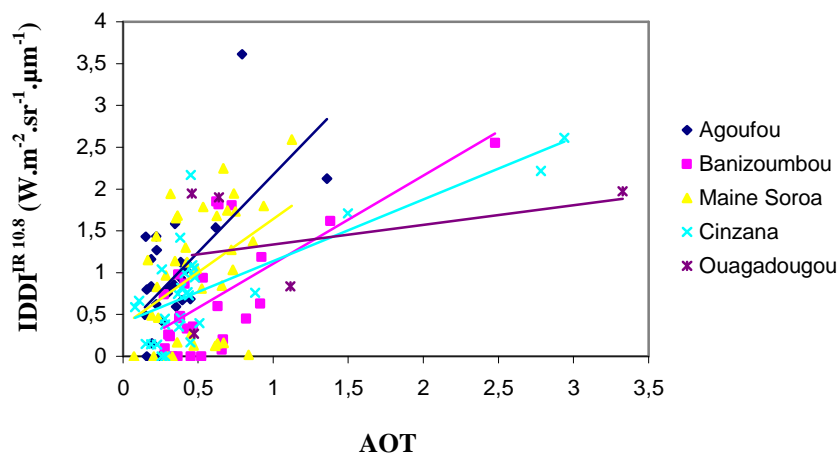


Figure V.20 – $IDDI^{IR\ 10.8}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

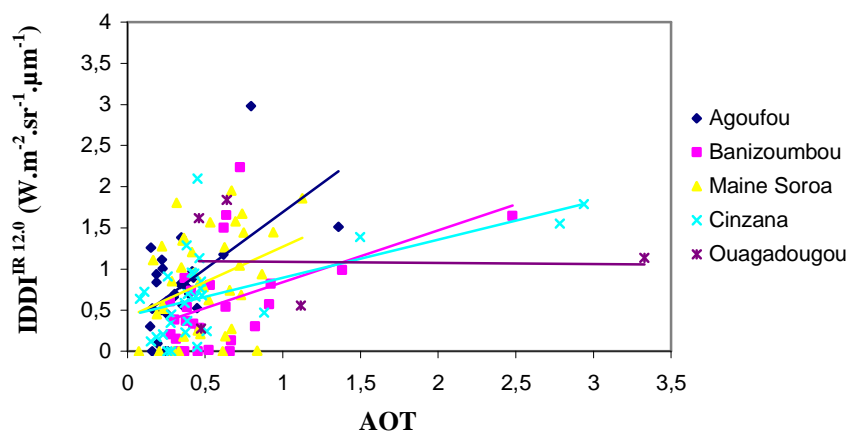


Figure V.21 – $IDDI^{IR\ 12.0}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

Tableau V.16 – Coefficients de corrélation entre les indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$, $IDDI^{IR\ 12.0}$ et l'AOT, de février à mars 2006.

Station	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$	Nombre de jours
Agoufou	0,63	0,63	0,58	27
Banizoumbou	0,69	0,68	0,48	26
DMN Maine Soroa	0,41	0,42	0,34	38
IER Cinzana	0,76	0,76	0,59	29
Ouagadougou	0,54	0,37	-0,03	5

Tableau V.17 – Coefficients de régression linéaire des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006.

Station	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Agoufou	1,907	1,856	1,383
Banizoumbou	1,010	1,054	0,629
DMN Maine Soroa	1,184	1,271	0,859
IER Cinzana	0,724	0,737	0,462
Ouagadougou	0,327	0,236	-0,014

Avec des coefficients de corrélation souvent très proches (sauf pour la station d'Ouagadougou), les IDDI calculés à travers les canaux IR 8.7 et IR 10.8 sont les mieux corrélés à l'épaisseur optique d'aérosol. Le canal IR 12.0 présente toujours un coefficient de corrélation inférieur à celui des deux précédents canaux.

Nous avons également tracé l' $IDDI^{IR\ 8.7}$, l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ et l' $IDDI^{IR\ 12.0}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues (figure V.22). Puis nous avons calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire (tableau V.18). Les conclusions sont les mêmes que précédemment. L' $IDDI^{IR\ 8.7}$ et l' $IDDI^{IR\ 10.8}$ ont des coefficients de corrélation et de régression linéaire très proches et sont les mieux corrélés à l'épaisseur optique d'aérosol.

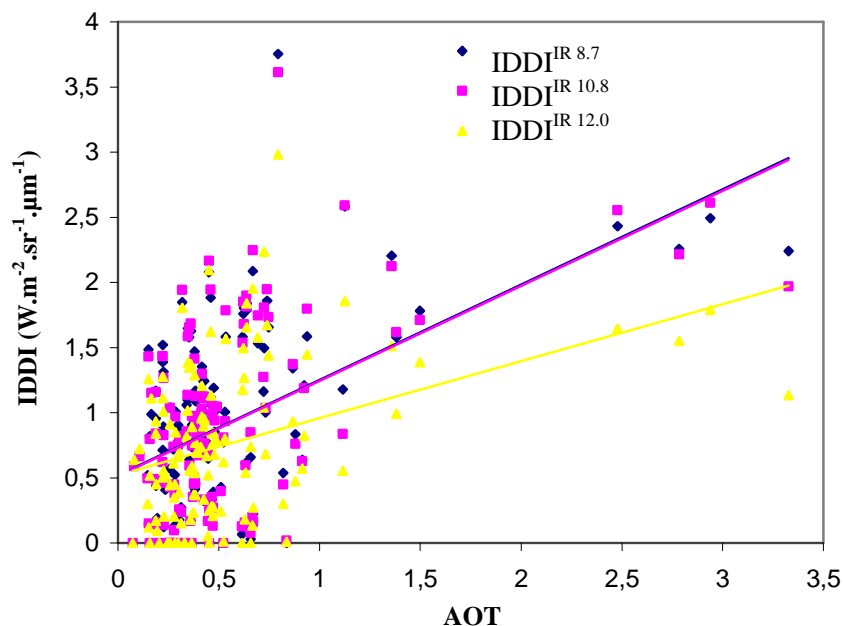


Figure V.22 – Indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

Tableau V.18 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire des indices $IDDI^{IR\ 8.7}$, $IDDI^{IR\ 10.8}$ et $IDDI^{IR\ 12.0}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

Coefficient	Corrélation	Régression
$IDDI^{IR\ 8.7}$	0,52	0,731
$IDDI^{IR\ 10.8}$	0,51	0,729
$IDDI^{IR\ 12.0}$	0,37	0,436

On observe une chute des coefficients de corrélation par rapport aux stations individuelles car les coefficients de régression sont assez différents d'une station à l'autre (tableau V.17).

V.3.2 Comparaison de l'IDDI avec le vent de surface

Afin de quantifier l'effet du vent de surface sur les trois indices calculés précédemment, nous avons calculé les coefficients de corrélation entre ces indices et le vent de surface (tableau V.19).

Tableau V.19 – Coefficients de corrélation entre le vent de surface et les indices $IDDI^{IR 8.7}$, $IDDI^{IR 10.8}$ et $IDDI^{IR 12.0}$, de février à mars 2006.

Station	$IDDI^{IR 8.7}$	$IDDI^{IR 10.8}$	$IDDI^{IR 12.0}$	Nombre de jours
Agoufou	0,41	0,38	0,39	17
Banizoumbou	0,41	0,36	0,21	22
DMN Maine Soroa	0,35	0,38	0,36	33
IER Cinzana	-0,15	-0,16	-0,12	13
Ouagadougou	-0,33	-0,45	-0,69	5

Nous constatons d'une façon générale que l'effet du vent de surface est comparable dans tous les canaux. Cependant, la station IER Cinzana présente des coefficients de corrélation non significatifs car négatifs et inférieurs à 0,3 (valeur prise comme critère de sélection au §III.5.3 du chapitre III). La station d'Ouagadougou possède un effectif trop faible. Les coefficients de corrélation obtenus pour les stations d'Agoufou, de Banizoumbou et de DMN Maine Soroa sont physiquement corrects et significatifs puisqu'ils sont positifs et supérieurs à 0,3. Il est donc judicieux de ne considérer que ces trois stations pour estimer l'effet du vent de surface.

V.3.3 Comparaison de l'IDDI avec la vapeur d'eau

Afin de quantifier l'effet de la vapeur d'eau (w) sur l'IDDI, nous avons calculé les coefficients de corrélation entre les trois indices et w . Le tableau V.20 présente les résultats pour la période de février à mars 2006, pour chacune des stations.

Tableau V.20 – Coefficients de corrélation entre la vapeur d'eau et les indices $IDDI^{IR 8.7}$, $IDDI^{IR 10.8}$ et $IDDI^{IR 12.0}$ de février à mars 2006.

Station	$IDDI^{IR 8.7}$	$IDDI^{IR 10.8}$	$IDDI^{IR 12.0}$	Nombre de jours
Agoufou	-0,19	0,20	-0,17	27
Banizoumbou	-0,24	-0,21	-0,08	26
DMN Maine Soroa	0,05	0,04	0,11	38
IER Cinzana	0,25	0,27	0,47	29
Ouagadougou	0,20	0,31	0,59	5

Nous constatons que les coefficients de corrélation obtenus sont faibles pour les stations d'Agoufou, Banizoumbou et DMN Maine Soroa. La station IER Cinzana présente des coefficients de corrélation plus élevés entre les indices IDDI et la quantité de vapeur d'eau, avec en particulier une valeur de 0,47 avec l'IDDI^{IR 12.0}. Si nous analysons les séries temporelles de ces deux variables (figure V.23), nous observons la coïncidence d'un pic de vapeur d'eau et d'un pic de l'IDDI^{IR 12.0} le 17 février. En ne tenant pas compte de ce pic dans le calcul de la corrélation, celle-ci tombe à 0,13, ce qui montre bien que ce pic est donc responsable d'un coefficient de corrélation plus élevé.

La station d'Ouagadougou présente aussi un coefficient de corrélation élevé entre w et l'IDDI^{IR 12.0} (0,59), qu'on peut rapprocher d'un second pic d'humidité observable à Ouagadougou le 27 mars (voir figure V.13) ; mais cette station ne possède que cinq jours de données, ce qui rend difficile l'interprétation des résultats.

La station d'IER Cinzana et peut-être celle d'Ouagadougou nous suggèrent que l'IDDI^{IR 12.0} est le plus sensible à l'effet de la vapeur d'eau.

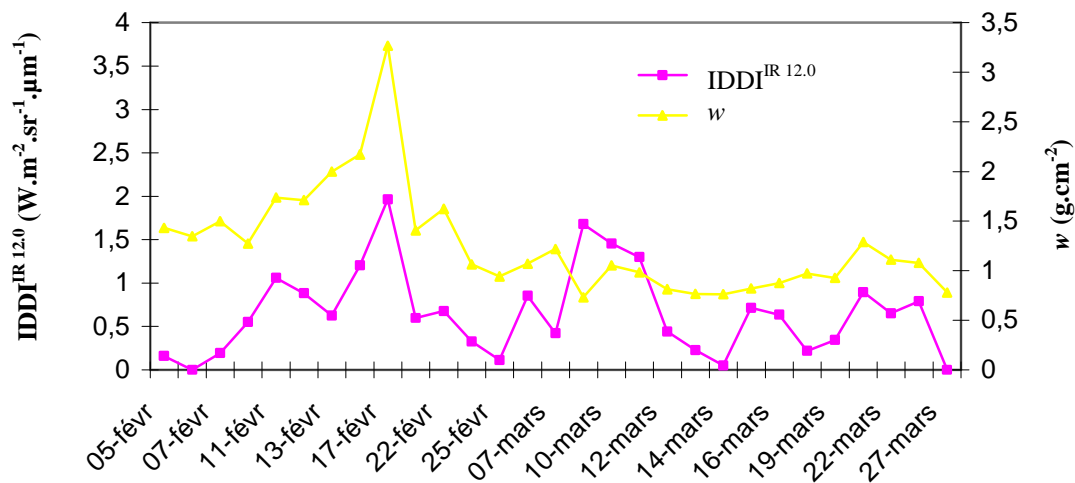


Figure V.23 – Séries temporelles de la vapeur d'eau (w) et de l'IDDI^{IR 12.0}, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Nous constatons la difficulté de déterminer le canal pour lequel l'IDDI est le mieux corrélé à l'épaisseur optique d'aérosol, les résultats des canaux IR 8.7 et IR 10.8 étant souvent très proches. De même, pour les paramètres secondaires que sont le vent de surface et la vapeur d'eau, les coefficients de corrélation ne permettent pas de dire de manière précise et fiable quel est le canal le plus sensible.

Néanmoins, la tendance générale qui semble se dégager des résultats précédents est que les effets de la poussière et du vent de surface se font ressentir d'avantage dans les canaux IR 8.7 et IR 10.8 et l'effet de la vapeur d'eau d'avantage dans le canal IR 12.0.

Tous ces résultats mettent en évidence les limites de l'approche monocanale de l'IDDI. Nous allons maintenant tester une approche multispectrale pour tenter d'apporter des améliorations à la détection des poussières.

V.4 Approche multispectrale

Dans le chapitre précédent, nous avons simulé des indices multispectraux en réalisant des combinaisons linéaires des IDDI simulés à travers les canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0 de MSG/SEVIRI. Dans cette partie, nous cherchons à valider les résultats obtenus précédemment par simulation sur les sites AERONET. Nous reprenons alors la même approche, mais cette fois nous utilisons les mesures issues de MSG/SEVIRI. Les trois combinaisons linéaires proposées au chapitre précédent sont celles utilisées pour cette validation :

$$\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)} = \text{IDDI}^{\text{IR } 8.7} + \text{IDDI}^{\text{IR } 10.8} - \text{IDDI}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{V.1})$$

$$\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)} = 2 \times \text{IDDI}^{\text{IR } 8.7} + \text{IDDI}^{\text{IR } 10.8} - 2 \times \text{IDDI}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{V.2})$$

$$\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)} = 2 \times \text{IDDI}^{\text{IR } 8.7} + 2 \times \text{IDDI}^{\text{IR } 10.8} - 3 \times \text{IDDI}^{\text{IR } 12.0} \quad (\text{V.3})$$

Le tableau V.21 présente les coefficients de corrélation obtenus entre chacun de ces indices IDDI^{MSG} et l'épaisseur optique d'aérosol, le vent de surface et la vapeur d'eau. A titre de comparaison, nous avons ajouté les coefficients de corrélation obtenus avec chaque indice IDDI monocanal $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$.

Tableau V.21 – Coefficients de corrélation entre les différents indices $IDDI^{MSG}$ et l'épaisseur optique d'aérosol, le vent de surface et la vapeur d'eau.

	$IDDI^{MSG(1)}$	$IDDI^{MSG(2)}$	$IDDI^{MSG(3)}$	$IDDI^{IR\ 8.7}$	$IDDI^{IR\ 10.8}$	$IDDI^{IR\ 12.0}$
Agoufou						
AOT	0,65	0,67	0,68	0,63	0,63	0,58
V_s	0,40	0,41	0,40	0,41	0,38	0,39
w	-0,22	-0,22	-0,24	-0,19	-0,20	-0,17
Banizoumbou						
AOT	0,78	0,80	0,81	0,69	0,68	0,48
V_s	0,47	0,52	0,52	0,41	0,36	0,21
w	-0,31	-0,37	-0,38	-0,24	-0,21	-0,08
Maine Soroa						
AOT	0,46	0,47	0,49	0,41	0,42	0,34
V_s	0,29	0,26	0,25	0,29	0,32	0,33
w	0,18	0,16	0,15	0,20	0,19	0,22
Cinzana						
AOT	0,84	0,87	0,89	0,76	0,76	0,59
V_s	-0,17	-0,18	-0,19	-0,15	-0,16	-0,12
w	0,11	0,01	-0,06	0,25	0,27	0,47
Ouagadougou						
AOT	0,71	0,84	0,87	0,54	0,37	-0,03
V_s	-0,13	0,07	0,12	-0,33	-0,45	-0,69
w	0,00	-0,18	-0,24	0,20	0,31	0,59

Nous constatons d'abord et surtout une amélioration systématique des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol des indices multicanaux par rapport aux indices monocanaux. Si l'on ne prend pas en considération les valeurs pour Ouagadougou, pour les quatre stations restantes on passe d'une valeur moyenne du coefficient de corrélation de 0,62 pour l' $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$ et l' $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et de 0,50 pour l' $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ à des valeurs moyennes de 0,68, 0,70 et 0,72 pour les indices multicanaux $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$ et $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ respectivement.

Nous constatons que le meilleur coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol est obtenu avec l' $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$. L'effet du passage des indices monocanaux aux indices multicanaux sur les coefficients de corrélation relatifs au vent de surface et à la vapeur d'eau n'est pas régulier, mais dans tous les cas ces coefficients restent inférieurs à ceux obtenus avec l'épaisseur optique d'aérosol.

Les figures V.24 à V.28 comparent les séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol et des trois versions de l' IDDI^{MSG} , pour les cinq stations sahéniennes de l'étude.

▪ Station Agoufou

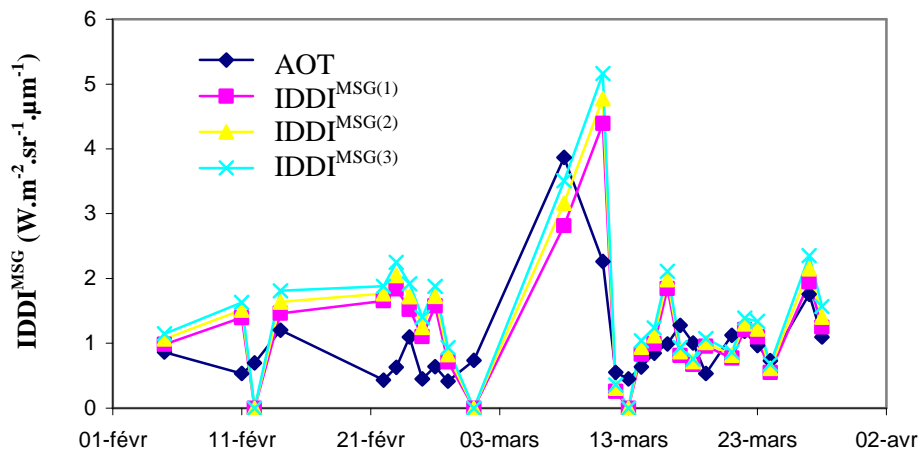


Figure V.24 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

▪ Station Banizoumbou

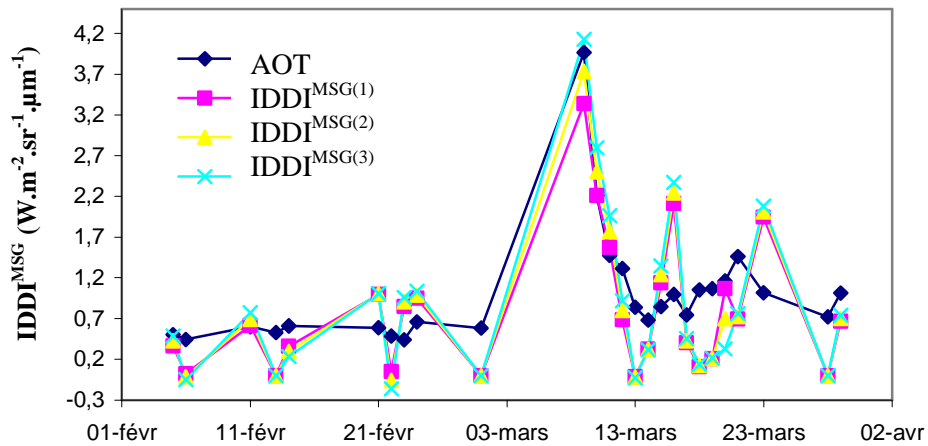


Figure V.25 – Série temporelle des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$, $IDDI^{MSG(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

▪ Station DMN Maine Soroa

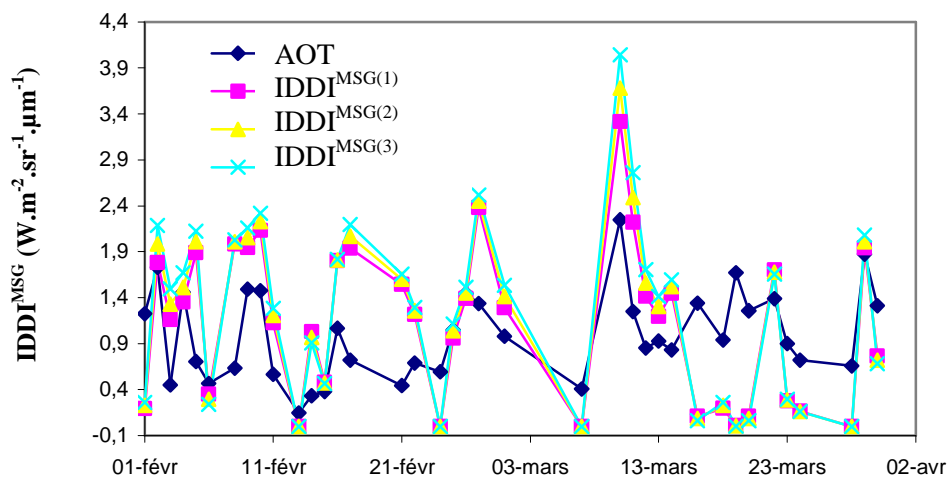


Figure V.26 – Série temporelle des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$, $IDDI^{MSG(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de DMN Maine Soroa.

▪ Station IER Cinzana

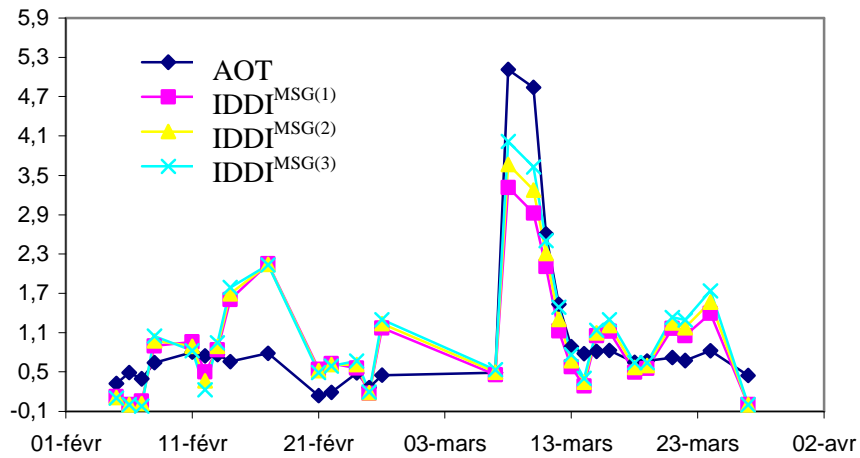


Figure V.27 – Séries temporelles des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$, $IDDI^{MSG(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

▪ Station Ouagadougou

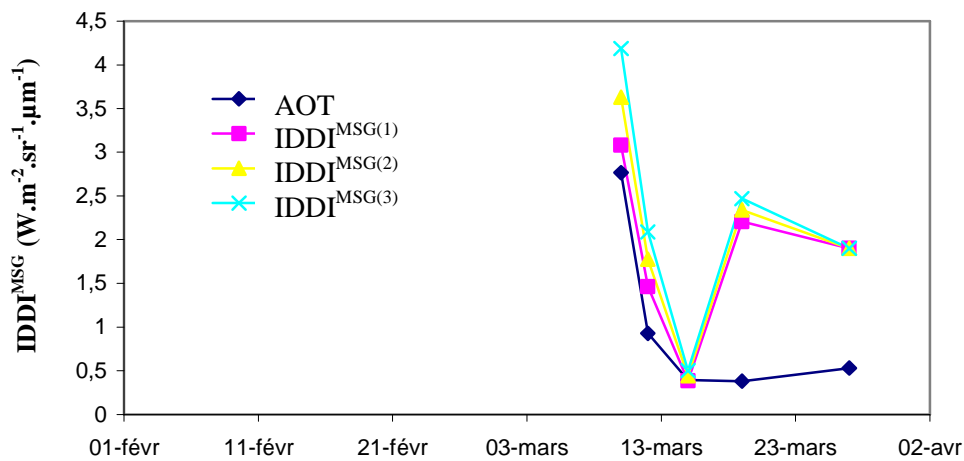


Figure V.28 – Séries temporelles des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$, $IDDI^{MSG(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

Nous constatons d'une façon générale que les indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ que nous avons définis sont assez proches. L' $IDDI^{MSG(3)}$ est cependant toujours légèrement supérieur aux deux autres.

Nous avons ensuite calculé les coefficients de régression linéaire des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol pour toutes les stations (tableau V.27).

Tableau V.22 – Coefficients de régression linéaire des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006.

Station	$IDDI^{MSG(1)}$	$IDDI^{MSG(2)}$	$IDDI^{MSG(3)}$
Agoufou	2,380	2,904	3,377
Banizoumbou	1,435	1,816	2,241
DMN Maine Soroa	1,596	1,921	2,334
IER Cinzana	1,000	1,262	1,537
Ouagadougou	0,577	0,918	1,168

Nous constatons que pour les cinq stations, l'indice $IDDI^{MSG(3)}$ présente le coefficient de régression linéaire le plus élevé. Nous pouvons noter aussi des différences assez importantes pour les valeurs de ce coefficient selon les stations.

Nous avons également tracé toutes stations confondues, les indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, (figure V.29). Puis nous avons calculé les coefficients de corrélation et de régression linéaire (tableau V.23).

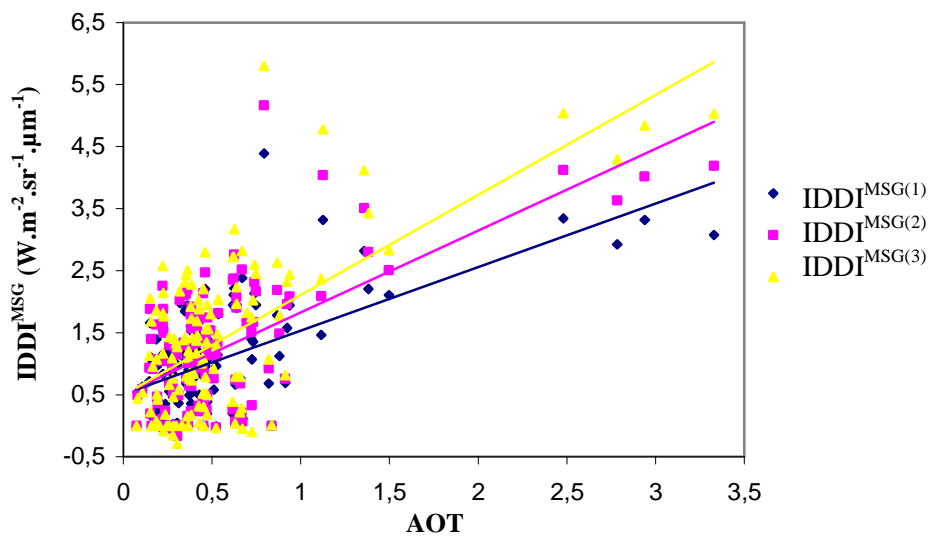


Figure V.29 – Indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toute stations confondues.

Tableau V.23 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire des indices $IDDI^{MSG(1)}$, $IDDI^{MSG(2)}$ et $IDDI^{MSG(3)}$ ($W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

Coefficient	Corrélation	Régression
$IDDI^{MSG(1)}$	0,59	0,342
$IDDI^{MSG(2)}$	0,63	0,301
$IDDI^{MSG(3)}$	0,65	0,265

Avec un coefficient de corrélation de 0,65, l' $IDDI^{MSG(3)}$ est le mieux corrélé à l'épaisseur optique d'aérosol. L' $IDDI^{MSG(1)}$ et l' $IDDI^{MSG(2)}$ présentent des coefficients de corrélation légèrement inférieurs (respectivement 0,59 et 0,63).

V.5 Conclusions

Ce dernier chapitre est consacré à l'analyse des mesures du satellite MSG au cours de la période février – mars 2006. La comparaison des luminances mesurées à travers les trois canaux IRT de SEVIRI avec les mesures d'épaisseur optique d'aérosol, pour plusieurs stations sahéliennes, nous a montré que les meilleures corrélations sont obtenues dans le canal IR 10.8. Nous avons alors calculé les IDDI associés à chacun des canaux et nous les avons comparés à l'épaisseur optique d'aérosol. Les canaux IR 8.7 et IR 10.8 s'avèrent être les plus sensibles à la poussière et au vent de surface. Le canal IR 12.0 apparaît comme le plus sensible à la vapeur d'eau.

Nous avons ensuite construit un nouvel indice IDDI multispectral sous la forme d'une combinaison linéaire des trois indices monocanaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0. Parmi les combinaisons linéaires calculées, la troisième donne des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol plus élevés. Par comparaison avec les indices monocanal, nous constatons une amélioration des coefficients de corrélation lorsqu'on passe au multicanal. Toutes stations confondues, le coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol passe de 0,52 pour l' $IDDI^{IR\ 8.7}$ (indice monocanal le mieux corrélé) à 0,63 pour l' $IDDI^{MSG(3)}$ (indice multicanal le mieux corrélé). Pour la station IER Cinzana où l'on observe le

coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol le plus élevé, celui-ci passe de 0,76 pour l'IDDI^{IR 8.7} à 0,89 pour l'IDDI^{MSG(3)}, soit une augmentation de 0,13.

Cette approche multispectrale ouvre donc une perspective d'utilisation de l'imagerie MSG permettant d'améliorer la télédétection des poussières désertiques au-dessus des terres (selon le critère d'une corrélation élevée avec l'épaisseur optique d'aérosol).

CONCLUSIONS
ET
PERSPECTIVES

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette thèse était l'amélioration de notre compréhension du transfert radiatif atmosphérique dans l'infrarouge thermique au-dessus des surfaces désertiques dans la perspective d'améliorer la représentativité de l'indice de poussières atmosphériques IDDI estimé sur l'Afrique avec les capteurs METEOSAT et d'étudier l'apport des nouvelles bandes spectrales du satellite MSG pour l'étude de ces aérosols.

Le premier volet de ce travail (chapitre II) a donc été une étude de sensibilité à l'aide du code de transfert radiatif MODTRAN-4.1 appliquée au site sahélien de Banizoumbou (1998). Nous avons évalué quantitativement les deux effets qui contrôlent le signal mesuré : (1) l'effet (attendu) d'atténuation du rayonnement infrarouge lors de la traversée de l'atmosphère, et (2) le refroidissement de la surface qui reçoit moins de rayonnement solaire puisque celui-ci est atténué aussi lors de la traversée de la couche de poussière [Vergé-Dépré *et al.*, 2006]. Ce second terme dépend, outre la quantité d'aérosol présent dans l'atmosphère, de paramètres indépendants tels que la vitesse du vent de surface qui favorise les échanges thermodynamiques avec l'atmosphère, l'éclairement solaire qui contrôle l'échauffement du sol et la couverture végétale qui contrôle l'albédo et l'émissivité du sol. Il faut donc s'attendre à ce que sa restitution par une méthode d'inversion ne soit pas chose facile. Nous vérifions bien sur le site de Banizoumbou (1998), qu'il est possible d'exprimer la température de surface en fonction du vent de surface et de l'éclairement solaire. Mais la généralisation d'une inversion semble difficile car la température de surface présente une forte sensibilité aux variations des propriétés optiques de l'aérosol et aux profils atmosphériques verticaux.

Cependant nous avons montré que le fait d'utiliser dans l'inversion un modèle d'aérosol désertique arbitraire ou encore des profils atmosphériques simplement réalistes, s'il s'accompagne de biais importants de la température de surface et de la luminance au sommet de l'atmosphère, n'a pratiquement aucune incidence sur les corrections des effets de vent de surface et d'éclairement solaire observés sur l'IDDI. Nous en concluons qu'il est possible de réaliser ces corrections indépendamment des descriptions de l'atmosphère et de la surface, c'est – à – dire directement sur la luminance au sommet de l'atmosphère, ce qui représente une

simplification conséquente de la procédure de correction et permet aussi d'envisager de généraliser ces corrections.

Une analyse des luminances mesurées au sommet de l'atmosphère pour le site de Banizoumbou (1998) nous a montré que celles-ci étaient corrélées à l'épaisseur optique d'aérosol avec un coefficient de 0,63. La correction des effets du vent de surface et de la variation saisonnière d'éclairement solaire permet d'augmenter ce coefficient de corrélation à 0,86. L'IDDI calculé à partir des luminances corrigées au sommet de l'atmosphère montre une augmentation de son coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol de la valeur de 0,77 (pour l'IDDI non corrigé) à 0,81.

L'extension de la correction de l'IDDI appliquée à Banizoumbou à d'autres sites sahéliens donne des résultats limités. Nous avons alors cherché à générer une équation de correction spécifique à chaque site sahélien. Mais l'amélioration des coefficients de corrélation entre l'IDDI corrigé et l'épaisseur optique d'aérosol reste faible. Dans bon nombre de cas, on vérifie que la corrélation entre l'IDDI et V_s n'est pas significative, ce qui semble indiquer un effet somme toute ponctuel de ce paramètre vent. Il est également possible que les analyses de vent de surface du ECMWF ne soient pas les données adéquates, et qu'il faudrait plutôt utiliser les mesures de ce vent de surface comme on l'a fait pour Banizoumbou en 1998 (et cela paraît être attesté par la figure III.26).

A ce stade, le bilan que nous pouvons dresser est que nous avons sensiblement amélioré notre compréhension du transfert radiatif dans l'IRT, certains phénomènes probablement importants n'ont peut-être pas été pris en compte, ce qui empêche encore une extension de la méthode de correction. Il reste donc un travail notable avant de disposer d'une archive améliorée de l'IDDI couvrant les deux dernières décennies, ce qui constitue un objectif important pour l'étude des relations entre changement climatique et soulèvement des poussières en région aride et semi-aride.

Après ce travail avec les données de Météosat, nous avons simulé à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI les luminances au sommet de l'atmosphère. Une étude de sensibilité de ces luminances à la poussière, au vent de surface, à la vapeur d'eau atmosphérique et à l'émissivité de surface a été menée (ce dernier paramètre devient important pour l'exploitation de mesures multispectrales). En présence d'une surface grise, le seul paramètre entraînant une perturbation spectrale marquée est la quantité de poussière, le canal IR 8.7 étant le plus affecté. Pour une atmosphère sans poussière, l'effet du changement d'émissivité de surface est maximum. A l'inverse, en présence de poussière, l'atmosphère étant moins transparente, la contribution de la surface diminue et l'effet du changement d'émissivité sur la luminance

aussi. Ces résultats montrent que la prise en compte de l'émissivité de surface dans les simulations est importante. Mais les surfaces naturelles ne sont pas grises, et nous avons calculé la luminance et l'IDDI pour des valeurs d'émissivité déterminées à partir de MSG/SEVIRI pour le site de Banizoumbou (février – mars 2006). Plus l'émissivité de surface est faible, plus la luminance au sommet de l'atmosphère est réduite, ce qui est particulièrement le cas du canal IR 8.7 ($\epsilon_s = 0,842$) et plus elle tend à compenser le fait que ce même canal est aussi le plus sensible à la poussière. Le calcul d'IDDI simulés à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI, en utilisant ces émissivités mesurées pour Banizoumbou dans chaque canal, indique des sensibilités à la poussière plus élevées dans les canaux IR 8.7 et IR 10.8, avec des valeurs assez voisines.

Nous avons ensuite calculé des indices IDDI multispectraux réalisés sous la forme de combinaisons linéaires des trois IDDI spectraux simulés précédemment. Une amélioration du coefficient de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol est observée, par rapport aux indices spectraux. On passe de 0,79 pour l'indice spectral $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$ à 0,83 pour l'indice multispectral IDDI^{MSG} .

Enfin, nous avons validé cette méthode multispectrale en utilisant deux mois de mesures (février – mars 2006) à partir des canaux IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0 de MSG/SEVIRI et nous l'avons étendue à d'autres sites sahéliens du réseau AERONET. On vérifie pour le site de Banizoumbou que les sensibilités à la présence de poussière (coefficients de régression entre IDDI spectraux et épaisseur optique d'aérosol) sont plus élevées dans les canaux IR 8.7 et IR 10.8, avec des valeurs voisines, tout comme pour les simulations. L'élaboration de l'indice de poussière multispectral montre, pour chacun des sites, une très nette amélioration des coefficients de corrélation avec l'épaisseur optique d'aérosol AERONET, par rapport aux valeurs obtenues avec les indices spectraux. Pour la station de Cinzana par exemple, celui-ci passe de 0,76 pour l'indice spectral $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$ à 0,89 pour l'indice multispectral IDDI^{MSG} .

Ce produit multispectral ouvre donc une voie très intéressante pour améliorer la télédétection des poussières désertiques au – dessus des terres par l'utilisation de l'imagerie MSG. Le couplage de ces données avec celles du lidar spatial CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) de CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) devrait permettre des avancées majeures grâce à la combinaison de la dimension horizontale de SEVIRI et de la dimension verticale de CALIOP. Pour la première fois, un lidar observe de façon systématique la distribution verticale des aérosols depuis l'espace. L'utilisation des observations faites depuis le sol dans le cadre du programme AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) en particulier des mesures

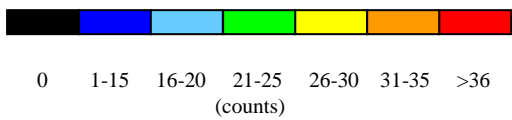
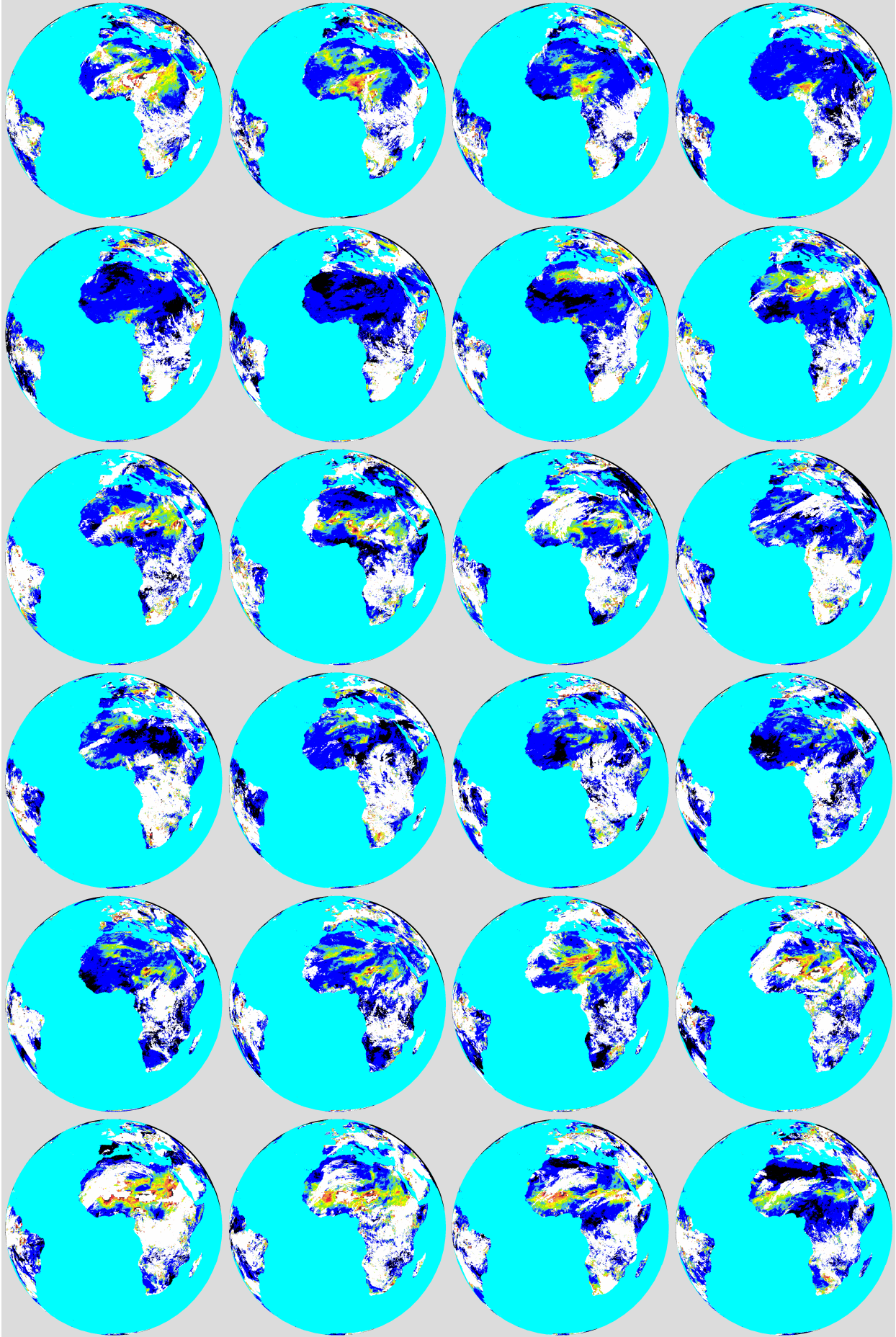
radiométriques CLIMAT (Conveyable Low noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and Target surfaces) dans les canaux IRT coïncidant avec les canaux de SEVIRI vient également en complément, puisque la compréhension des processus de production des particules d'aérosol et de leur impact radiatif sur le climat font l'objet des études actuellement conduites dans le cadre de ce programme.

ANNEXES

ANNEXE I-1 :

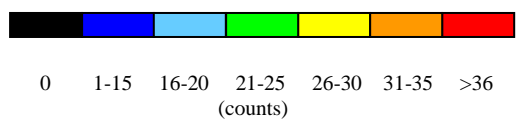
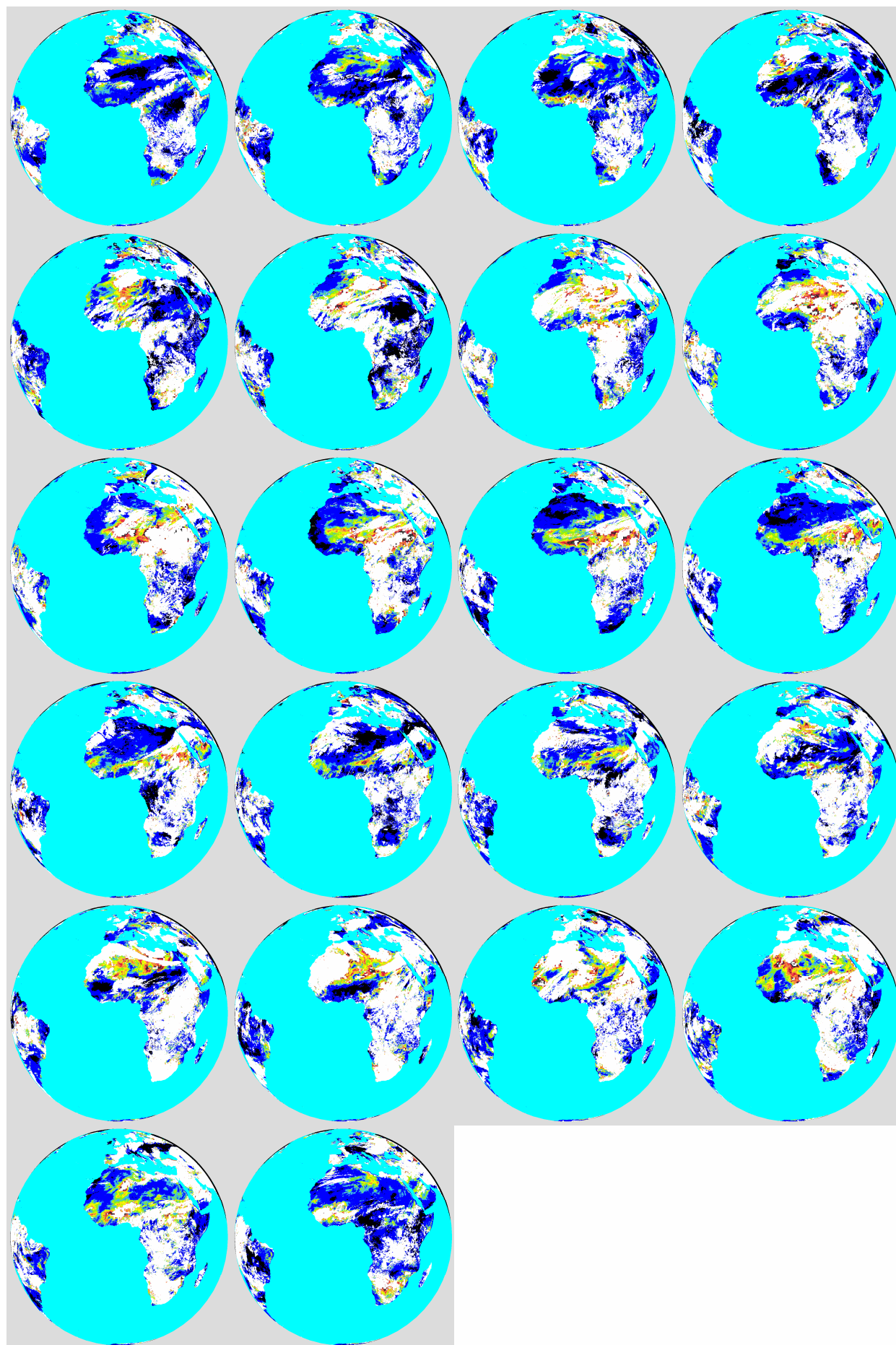
Cartes journalières d'IDDI du 13 février au 31 mars 1998.


(Le 23 février est manquant)




Océan

Nuages



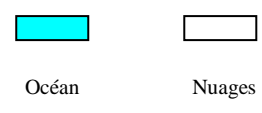
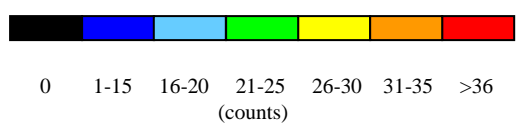
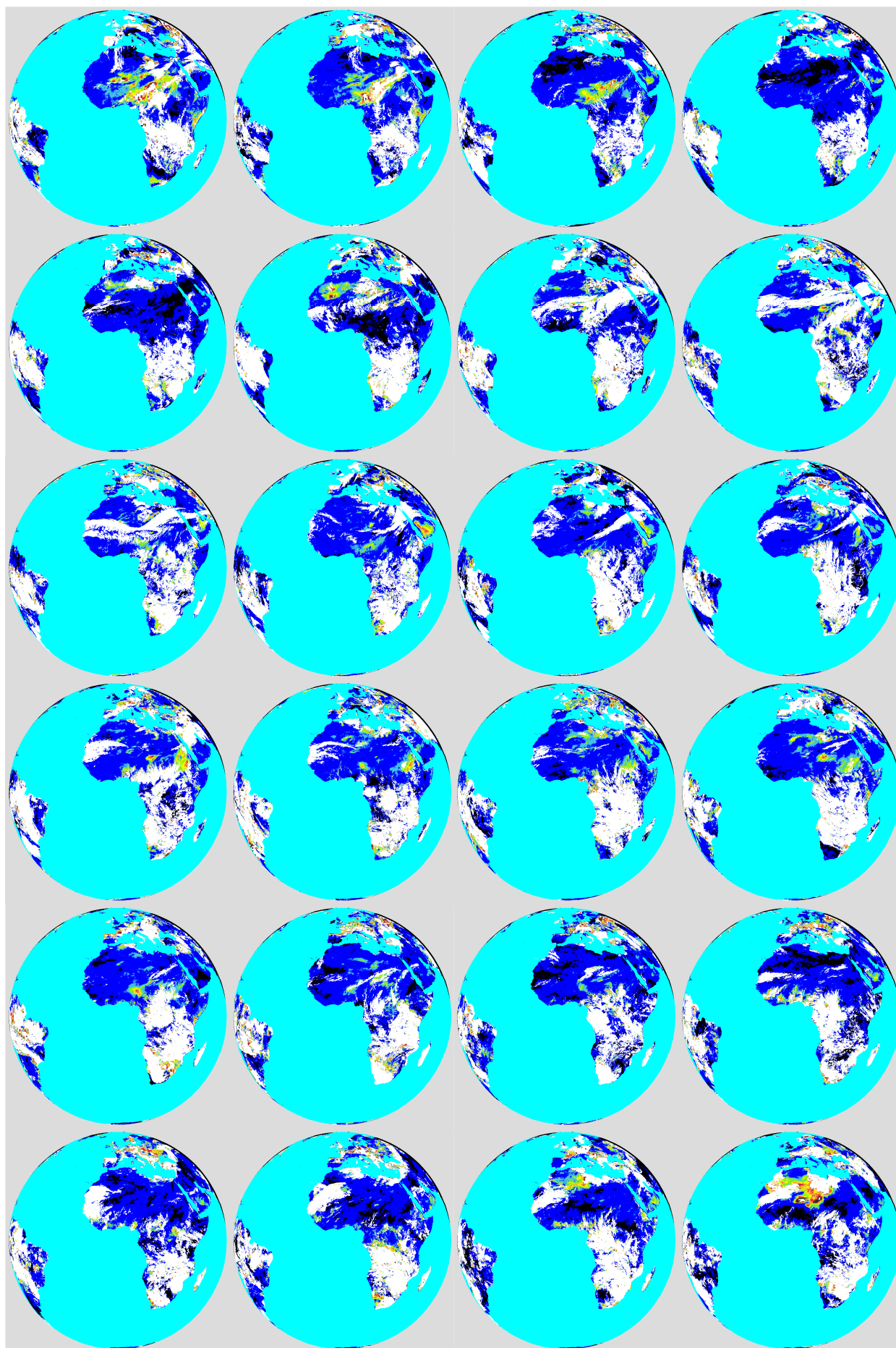
 Océan

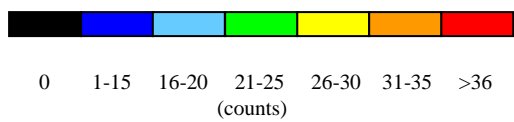
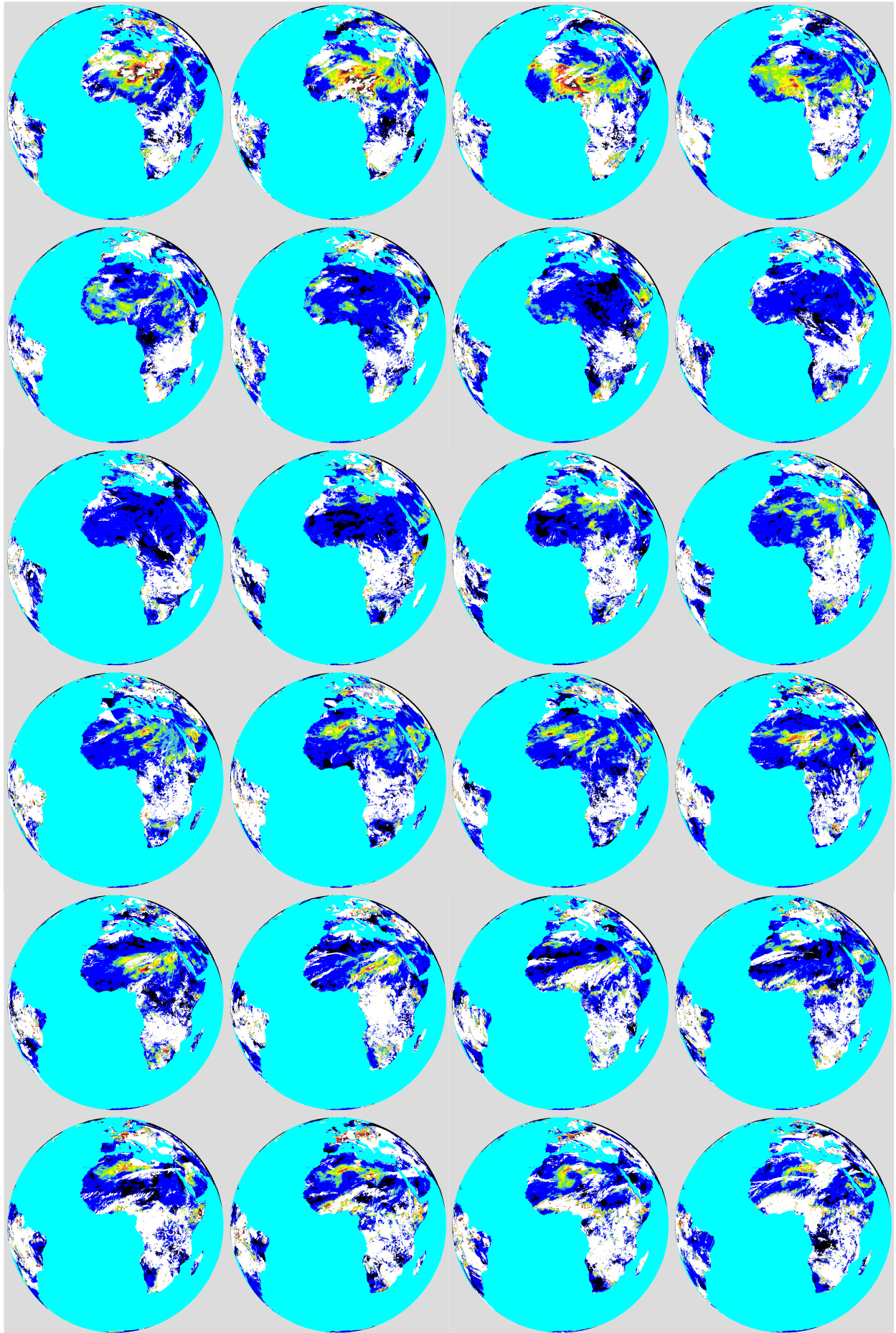
 Nuages

ANNEXE I-2 :

Cartes journalières d'IDDI du 1^{er} février au 31 mars 2000.

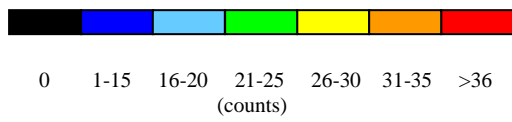
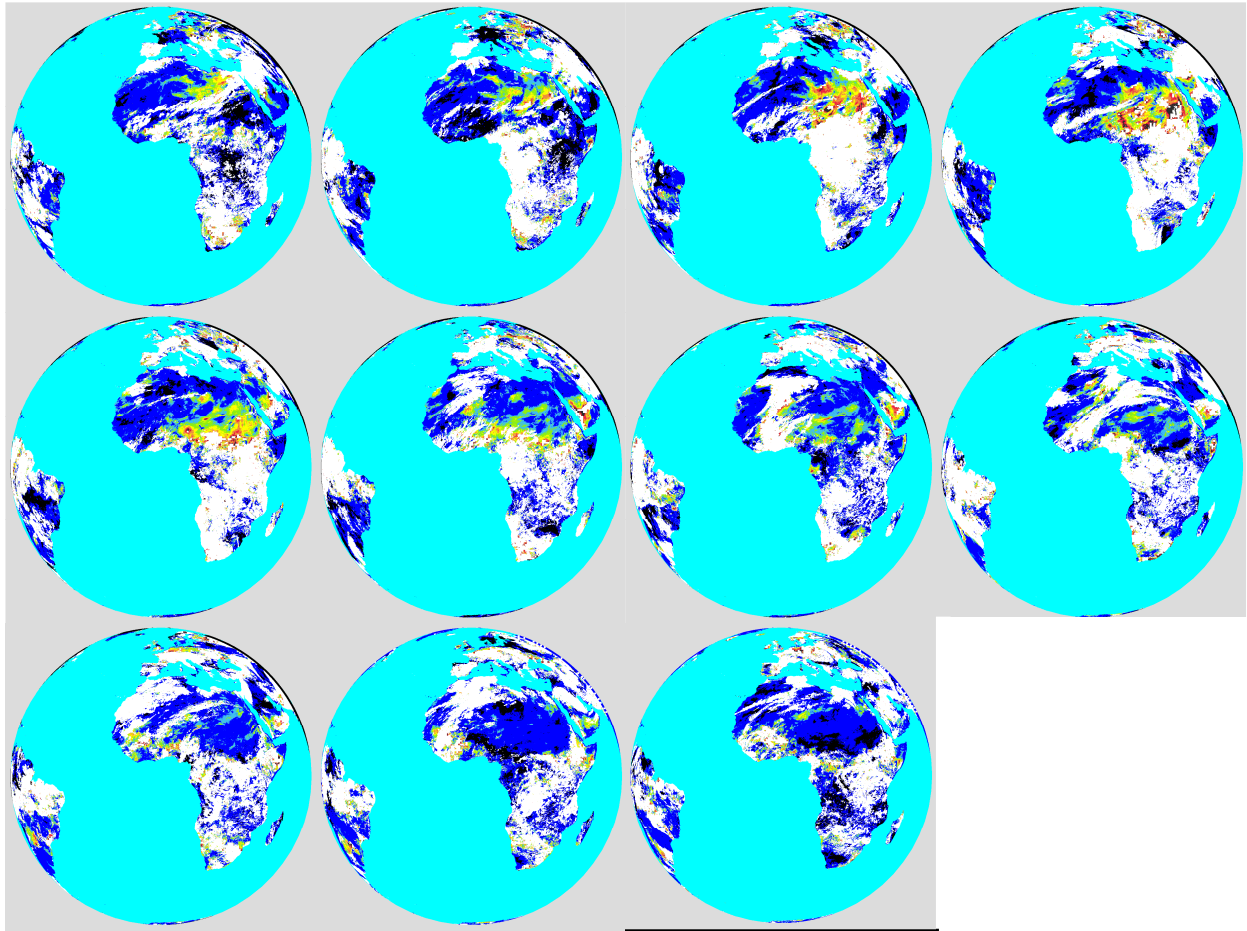
(Le 18 février est manquant)





Océan

Nuages



 Océan

 Nuages

ANNEXE II :

Coefficients d'étalonnage moyennés de février à mars
pour Météosat

Année	Coefficient d'étalonnage moyenné sur février – mars	Ecart type
1995	0,0760	0,0005
1996	0,0760	0,0065
1997	0,0754	0,0022
1998	0,0748	0,0002
2000	0,0886	0,0030
2001	0,1024	0,0008
2002	0,1005	0,0007
2003	0,0955	0,0006
2004	0,0974	0,0093
2005	0,0996	0,0006

ANNEXE III :

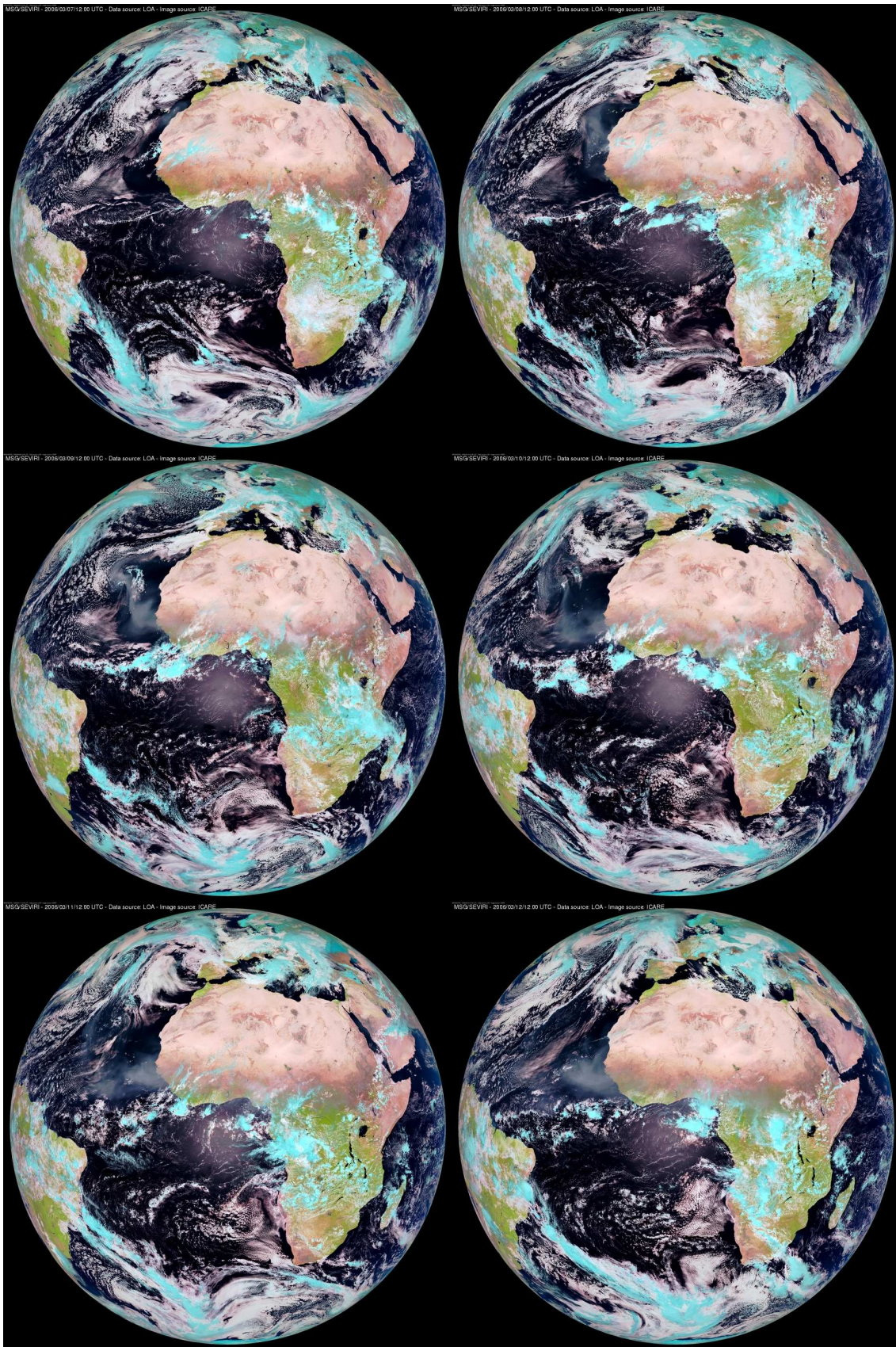
Altitudes journalières du sommet de la couche d'aérosol
du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou

Date	Epaisseur optique	Altitude (km)
13-févr	1,0282	1,1
14-févr	0,6706	1,2
15-févr	0,6059	2,3
16-févr	0,1802	2
17-févr	0,1325	2
18-févr	0,1599	2
19-févr	0,0925	2
20-févr	0,0481	2
22-févr	0,3076	2
25-févr	1,2805	0,9
26-févr	1,3557	1,3
27-févr	0,5553	2,2
28-févr	0,5223	0,8
01-mars	0,5445	0,8
02-mars	0,4454	0,8
03-mars	0,3570	2
04-mars	0,3122	2
08-mars	1,5852	1
09-mars	0,7482	1,2
10-mars	0,3350	2
11-mars	0,3239	2,603
12-mars	0,6854	3,158
13-mars	0,4333	2,692
17-mars	0,4328	1
18-mars	1,9384	0,9
19-mars	1,4317	1,1
21-mars	0,4930	1,8
22-mars	0,7514	2,849
23-mars	0,3814	2
24-mars	0,8328	2,2
25-mars	0,3321	2
31-mars	0,7329	1,4

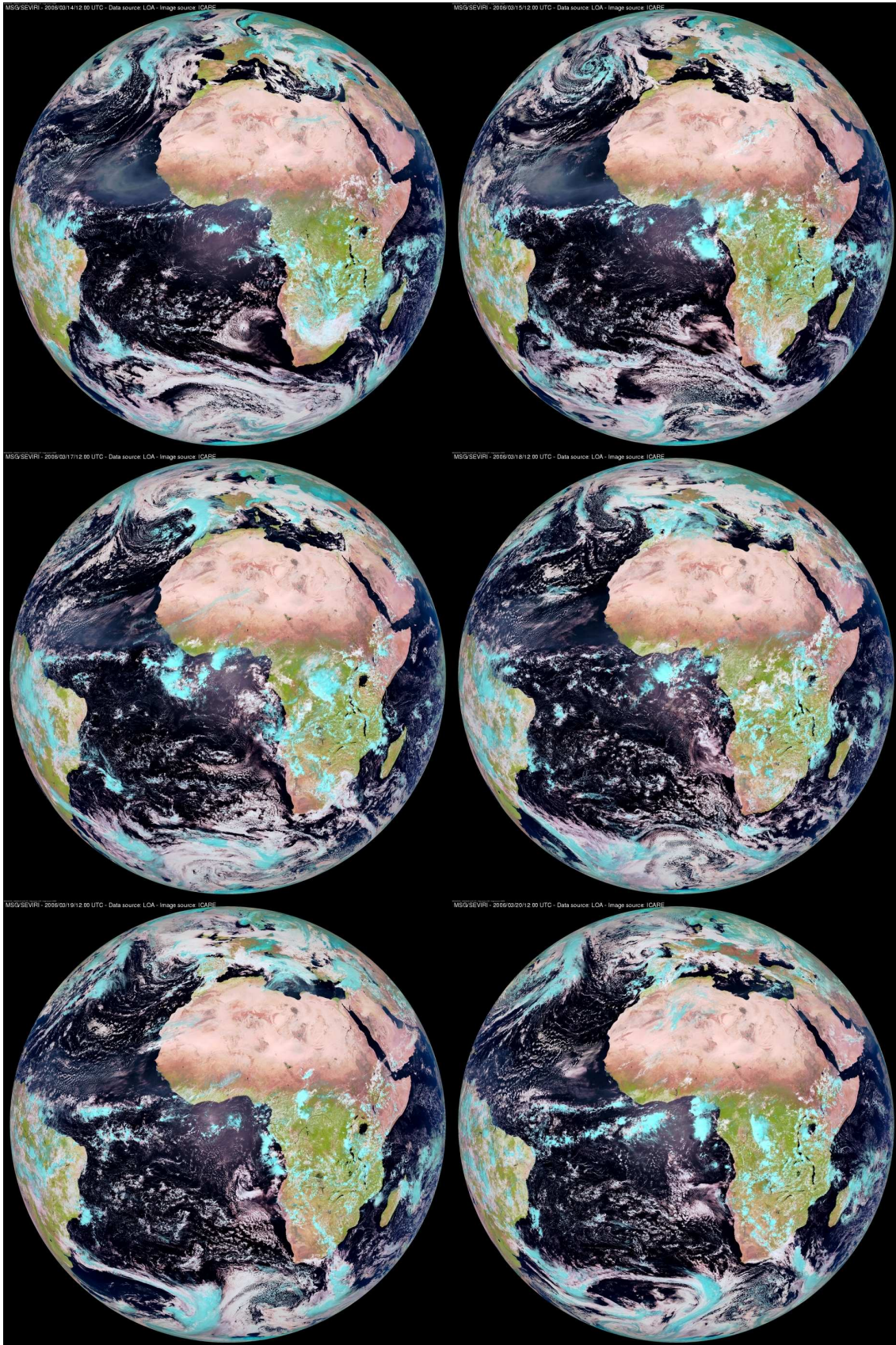
ANNEXE IV :

Images du satellite MSG/SEVIRI
à 12:00 TU (résolution 12 km)

(source : <http://www-icare.univ-lille1.fr/msg/browse/>)



7 au 12 mars 2006

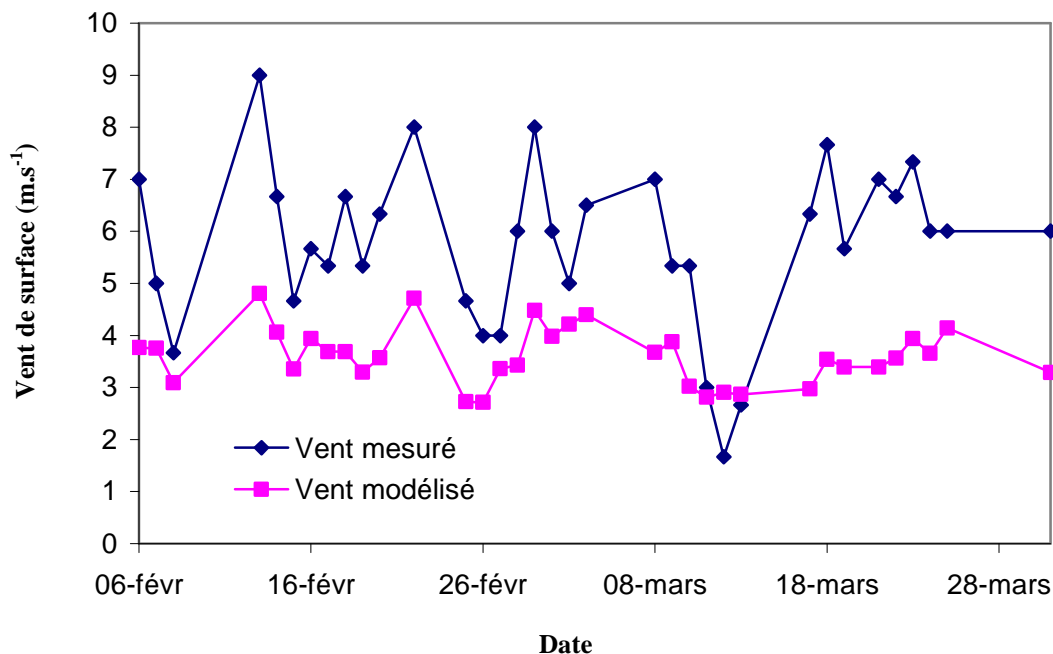


14 et 15 mars, 17 au 20 mars 2006

ANNEXE V :

Comparaison du vent de surface mesuré et modélisé

Nous avons comparé les données fournies par le ECMWF, de la vitesse du vent de surface à 10 m issue des analyses et de la vitesse du vent de surface mesurée, à Banizoumbou en 1998. Ces données ont été moyennées sur la journée afin de s'affranchir des problèmes liés à la trop grande variabilité temporelle de cette grandeur.



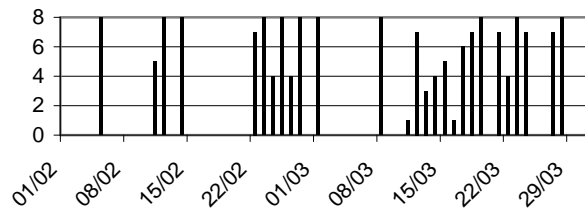
Nous constatons que le vent de surface modélisé ($3,60 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne) est très inférieur à celui mesuré ($5,75 \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne). De plus, le modèle ne reproduit pas fidèlement les pics de vent observé. La valeur maximale (le 13 février) pour le vent mesuré est de 9 m.s^{-1} , alors que celle pour le vent modélisé ne dépasse pas $4,81 \text{ m.s}^{-1}$. Cette grande différence observée entre les valeurs mesurées et les valeurs modélisées, à Banizoumbou sur la période février – mars 1998, pourrait être la source d'un biais lors des corrections de l'IDDI du vent de surface, si l'on utilise l'un ou l'autre des jeux de données.

ANNEXE VI :

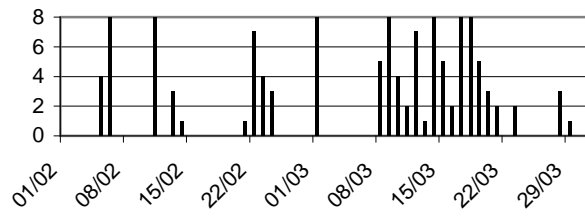
Nombre de mesures photométriques réalisées entre 11h et 13h de février à mars 2006 pour cinq stations AERONET

Les figures suivantes présentent le nombre de mesures photométriques réalisées chaque jour entre 11h et 13h, sur la période février – mars 2006, pour les stations AERONET d'Agoufou, Banizoumbou, Maine Soroa, Cinzana et Ouagadougou. Le nombre maximum observé est de 8 mesures.

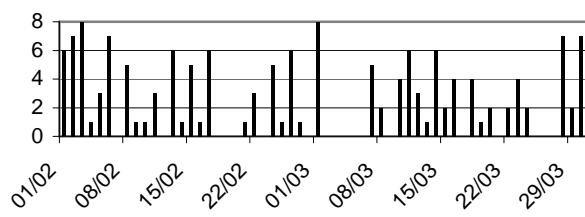
Agoufou



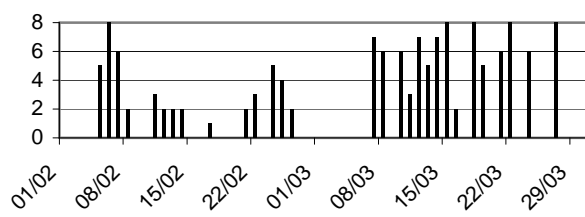
Banizoumbou



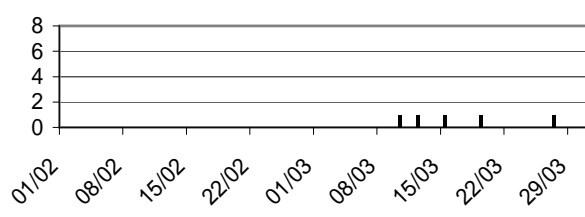
Maine Soroa



Cinzana



Ouagadougou



ANNEXE VII :

Article publié

Improvement of the detection of desert dust over the Sahel using METEOSAT IR imagery

Gaëlle Vergé-Dépré, Michel Legrand, Cyril Moulin, Antoinette Alias, Philippe François

Publié dans *Annales Geophysicae*, Vol. 24, pp 2065-2073, le 13 septembre 2006.

Abstract.

Desert dust over the arid regions of Africa is detected using the Infrared Difference Dust Index (IDDI) derived from the thermal infrared (TIR) channel of METEOSAT. However, the comparison with photometric aerosol optical thickness (AOT) of this dust index reveals some discrepancies. Using an instrumented site in Sahel where aerosol properties and meteorological conditions were monitored daily during the dry season, we performed radiative transfer computations with the MODTRAN 4.1 code to develop a method to improve the IDDI usefulness. We found that discrepancies between AOT and IDDI variations mostly come from changes in the surface temperature (T_s), which is an important parameter for radiative transfer computations in the TIR. We show that this temperature varies from day to day with the surface wind speed and during the course of the season with the solar elevation, and that it is possible, for the site considered, to correct T_s from these combined effect using a simple parameterization. We also observe that the dust layer itself has an impact on T_s by reducing the amount of solar radiation at the surface, and that this phenomenon can also be accounted for by adding an AOT-dependence to the above parameterization of T_s . We show that this parameterization allows improving the agreement between the IDDI and the photometric AOT.

Le contenu de cet article est repris dans le chapitre III.

ACRONYMES

ACRONYMES

ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
AERONET	Aerosol Robotic Network
AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AOT	Aerosol Optical Thickness
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
CALIOP	Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CEPMET	Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF en anglais)
CLIMAT	Conveyable Low noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and Target surfaces
EARLINET	Aerosol Lidar Network
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecast (CEPMET en Français)
EUMETSAT	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
GIEC	Groupe International d'Experts sur le Climat (IPCC en anglais)

HRV	High-Resolution Visible
ICARE	Cloud Aerosol Water Radiation Interactions
IDDI	Infrared Difference Dust Index
IPCC	International Panel on Climate Change (GIEC en français)
IR	Infrared
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
ITF	Inter Tropical Front
LIDAR	Light Detection And Ranging
LISA	Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques
LMD	Laboratoire de Météorologie Dynamique
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LPAT	Laboratoire de Physique de l'Atmosphère Tropicale
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
LSIIT	Laboratoire des Sciences de l'Image, de l'Informatique et de la Télédétection
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	Moderate Resolution Transmittance code

MSG	Meteosat Second Generation
MVIRI	Meteosat Visible and InfraRed Imager
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PI	Principal Investigator
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance
RADAR	Radio Detection And Ranging
SA	Service d'Aéronomie
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imagery
TIR	Thermal Infra Red
TOA	Top Of Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
TRIO	Téledétection Radiométrie et Imagerie Optique
ZIC	Zone Intertropicale de Convergence

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I : Aérosols et rayonnement

Figure I.1 – Distribution en taille et processus de formation des différents types d’aérosols [Whitby and Cantrell, 1976].

Figure I.2 – Indice aérosol restitué par le radiomètre POLDER I en mai 1997 [Waquet, 2005].

Figure I.3 – Schéma de l’équilibre énergétique de la Terre [Markowicz, 2003].

Figure I.4 – Forçage radiatif moyen mondial du climat pour l’an 2000 (en $W.m^{-2}$) [GIEC, 2001].

Figure I.5 – Schéma de l’impact d’une couche d’aérosol sur les rayonnements solaire et terrestre.

Figure I.6 – Schéma des effets indirects des aérosols [Boucher, 2003].

Figure I.7 – Carte globale des stations du réseau AERONET.

Figure I.8 – Epaisseur optique globale des aérosols enregistrée par le capteur MODIS en mai 2002 [Minvielle-Moncla, 2003].

Figure I.9 – Schéma d’une atmosphère plan – parallèle stratifiée en n couches.

Figure I.10 – Schéma de la représentation spatiale de l’angle solaire zénithal θ et de l’angle azimutal φ .

CHAPITRE II : Impact de l'aérosol désertique dans l'infrarouge thermique

Figure II.1 – Schéma du cycle des aérosols désertiques [*Laurent, 2005*].

Figure II.2 – Schéma des processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques [*Laurent, 2005*].

Figure II.3 – Principales trajectoires du transport des poussières désertiques, d'après *Meigs* [1953] et *Coudé-Gaussen* [1984].

Figure II.4 – Bandes passantes des canaux de MSG/SEVIRI entre 3 et 15 μm [*EUMETSAT*].

Figure II.5 – Comparaison de la bande IR de Météosat avec les trois bandes IRT (IR 8.7, IR 10.8 et IR 12.0) de MSG.

Figure II.6 – Indices réels et imaginaires de réfraction pour les principales composantes minérales de l'aérosol désertique (illite, kaolinite et quartz) [*Sokolik and Toon, 1999*].

Figure II.7 – Schéma de construction d'une image IDDI.

Figure II.8 – Cartes journalières de l'IDDI à 12:00 TU du 2 au 17 mars 1998 obtenues à partir d'images Météosat-6.

Figure II.9 – Moyenne annuelle de la production de poussière au-dessus de l'Afrique comme indiqué par les valeurs des moyennes temporelles de l'IDDI de 1984 à 1993 [*Brooks and Legrand, 2000*].

Figure II.10 – Répartition de la poussière au-dessus de l'Afrique de l'Ouest ($0^\circ - 35^\circ\text{N}$, $16^\circ\text{W} - 15^\circ\text{E}$) les 14 et 15 juin 1994 à 12:00 TU en utilisant des moyennes de l'IDDI obtenu à partir de Météosat-5 [*Petit et al., 2005*].

Figure II.11 – Procédure de localisation du site de mesure grâce aux images référence et aux coordonnées satellites des différentes localités le long du fleuve Niger.

Figure II.12 – Localisation du site de mesure (Banizoumbou) grâce aux images référence et aux coordonnées satellites des différentes localités le long du fleuve Niger.

Figure II.13 – Exemples de situations nuageuses et non nuageuses pour des pavés 3x3 et 5x5 pixels.

Figure II.14 – Site sahélien de Banizoumbou au Niger.

Figure II.15 – Séries temporelles de l'IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure II.16 – Comparaison de l'IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure II.17 – Impact radiatif d'une couche de poussière sur la température de surface et sur la luminance IRT repartant vers l'espace.

Figure II.18 – Schéma itératif du calcul de la température de surface.

Figure II.19 – Température de surface en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure II.20 – Séries temporelles de la température de surface et de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure II.21 – Température de surface T_s en fonction de μ (cosinus de l'angle solaire zénithal θ_s) à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure II.22 – Température de surface T_s en fonction du vent de surface V_s à 10 m à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure II.23 – Température de surface T_s en fonction du contenu en vapeur d'eau atmosphérique (w) du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

CHAPITRE III : Amélioration de la télédétection de l'aérosol désertique dans l'IRT avec Météosat

Figure III.1 – Séries temporelles des luminances mesurées (L_{mes}) et des luminances corrigées ($L_{cor}(\mu, V_s)$) du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure III.2 – Séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) à 12:00 TU et de l'IDDI corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire ($IDDI_{cor}(\mu, V_s)$) du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure III.3 – $IDDI_{cor}(\mu, V_s)$ en fonction de l'AOT à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998, à Banizoumbou.

Figure III.4 – Bilan des contributions de la poussière sur la luminance au sommet de l'atmosphère du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.5 – Bilan des contributions de la poussière en terme de pourcentage du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.6 – Comparaison des températures de surface simulées avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.7 – Comparaison des luminances au sommet de l'atmosphère simulées avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.8 – Comparaison des AOT avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.9 – Comparaison des IDDI corrigés de μ et V_s (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$), avec le modèle d'aérosol de Longtin et l'aérosol de Banizoumbou, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.10 – Profil d’humidité moyenné du 13 février au 31 mars 1998 (en gras) et profils journaliers (en pointillés) à 12:00 TU à l’aéroport de Niamey.

Figure III.11 – Comparaison des températures de surface simulées avec l’aérosol de Banizoumbou, avec les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et avec le profil atmosphérique moyenné (en gras) du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.12 – Comparaison des luminances au sommet de l’atmosphère simulées avec l’aérosol de Banizoumbou, en utilisant les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et le profil atmosphérique moyenné (en gras), du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.13 – Comparaison des AOT avec les profils atmosphériques journaliers (en pointillés) et avec le profil atmosphérique moyenné (en gras) du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.14 – Comparaison des IDDI corrigés de μ et V_s (en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}$), avec les profils atmosphériques journaliers et avec le profil atmosphérique moyenné du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.15 – IDDI théorique en fonction de l’AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.16 – Séries temporelles de l’IDDI théorique et de l’AOT à 12:00 TU, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.17 – IDDI théorique corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire en fonction de l’AOT à 12:00 TU du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.18 – Séries temporelles de l’AOT à 12:00 TU et de l’IDDI théorique corrigé des effets du vent de surface et de la hauteur solaire, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.19 – Localisation des stations de la région sahélienne retenues pour l’étude (source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>).

Figure III.20 – L'IDDI (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$) en fonction de l'AOT pour les sept stations choisies.

Figure III.21 – Schéma de calcul de l' $IDDI_{cor}(\mu, V_s)^{MODTRAN}$, à Banizoumbou du 13 février au 31 mars 1998.

Figure III.22 – Schémas de calcul de l' $IDDI_{cor}(\mu, V_s)^{REG_L/(\mu, V_s)}$ et l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_L/V_s}$.

Figure III.23 – Séries temporelles de l' $IDDI_{cor}(\mu, V_s)^{MODTRAN}$, l' $IDDI_{cor}(\mu, V_s)^{REG_L/(\mu, V_s)}$ et l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_L/V_s}$ (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$), du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure III.24 – Schéma de calcul de l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$.

Figure III.25 – Comparaison de l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$) avec l'AOT pour les sept stations sahéliennes et toutes stations confondues (en gras).

Figure III.26 – Coefficients de corrélation entre l' $IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/V_s}$ et l'AOT en fonction de la sensibilité $IDDI/V_s$.

Figure III.27 – L' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$) en fonction de l'AOT pour les sept stations et toutes stations confondues (en gras).

Figure III.28 – L' $IDDI_{cor}(V_s)^{(*)}$ (en $W.m^{-2}.sr^{-1}$) en fonction de l'AOT pour chacune des huit stations/années sélectionnées et pour les huit stations/années confondues (en gras).

CHAPITRE IV : Apport d'une approche multispectrale dans l'IRT avec MSG

Figure IV.1 – Luminances normalisées en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol pour les canaux IRT de SEVIRI.

Figure IV.2 – Luminances normalisées en fonction du vent de surface pour les canaux IRT de SEVIRI.

Figure IV.3 – Luminances normalisées en fonction de la vapeur d'eau atmosphérique pour les canaux IRT de SEVIRI.

Figure IV.4 – Luminances normalisées en fonction de l'émissivité de surface(ϵ_s) pour les canaux IRT de SEVIRI.

Figure IV.5 – Variations des luminances normalisées simulées au sommet de l'atmosphère correspondant aux valeurs extrêmes des paramètres (δ_t , V_s , w , ϵ_s) à travers les canaux IRT de SEVIRI d'après les tableaux (IV.1 à IV.4).

Figure IV.6 – Séries temporelles de l'épaisseur optique d'aérosol (AOT) et des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) à travers les canaux IRT de MSG/SEVIRI, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.7 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances simulées avec ($\epsilon_s^{8.7}$, $\epsilon_s^{10.8}$, $\epsilon_s^{12.0}$) et normalisées à travers les canaux IRT de SEVIRI, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.8 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\epsilon_s^{8.7}$ et avec $\epsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 8.7, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.9 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\epsilon_s^{10.8}$ et avec $\epsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 10.8, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.10 – Séries temporelles de l'AOT et des luminances normalisées simulées avec $\epsilon_s^{12.0}$ et avec $\epsilon_s=0,982$, à travers le canal IR 12.0, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.11 – Séries temporelles de l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 8.7}$ et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.12 – Séries temporelles de l' $\text{IDDI}_{\text{sim}}^{\text{IR } 10.8}$ et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.13 – Séries temporelles de l'IDDI_{sim}^{IR 12.0} et de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.14 – L'IDDI_{sim}^{IR 8.7}, l'IDDI_{sim}^{IR 10.8} et l'IDDI_{sim}^{IR 12.0} en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Figure IV.15 – L'IDDI_{sim}^{MSG(1)}, l'IDDI_{sim}^{MSG(2)} et l'IDDI_{sim}^{MSG(3)} en fonction de l'épaisseur optique d'aérosol, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

CHAPITRE V : Validation de l'IDDI multispectral sur les sites AERONET

Figure V.1 – Localisation en Afrique des six stations AERONET fonctionnant en février – mars 2006.

Figure V.2 – Image satellite obtenue avec MSG le 6 février 2006 à 12:00 TU et masque nuage associé.

Figure V.3 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 8.7, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

Figure V.4 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 10.8, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

Figure V.5 – Luminances normalisées des journées claires mesurées à travers le canal IR 12.0, du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU, pour les six stations AERONET.

Figure V.6 – Epaisseur optique d'aérosol à 675 nm moyennée entre 11:00 et 13:00 TU, du 1^{er} février au 31 mars 2006 sur cinq stations sahéliennes AERONET.

Figure V.7 – Séries temporelles de $L^{\text{IR } 8.7}$, $L^{\text{IR } 10.8}$, $L^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

Figure V.8 – Séries temporelles de $L^{\text{IR } 8.7}$, $L^{\text{IR } 10.8}$, $L^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

Figure V.9 – Séries temporelles de $L^{\text{IR } 8.7}$, $L^{\text{IR } 10.8}$, $L^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station DMN Maine Soroa.

Figure V.10 – Séries temporelles de $L^{\text{IR } 8.7}$, $L^{\text{IR } 10.8}$, $L^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Figure V.11 – Séries temporelles de $L^{\text{IR } 8.7}$, $L^{\text{IR } 10.8}$, $L^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

Figure V.12 – Vitesse du vent de surface mesurée du 1^{er} février au 31 mars 2006 à 12:00 TU. Les interruptions observées dans les séries temporelles traduisent l'absence de mesures.

Figure V.13 – Mesures de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique (en $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}$) de février à mars 2006 moyennées entre 11:00 et 13:00 TU.

Figure V.14 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

Figure V.15 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

Figure V.16 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station DMN Maine Soroa.

Figure V.17 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Figure V.18 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

Figure V.19 – $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

Figure V.20 – $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

Figure V.21 – $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006 pour toutes les stations.

Figure V.22 – Indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

Figure V.23 – Séries temporelles de la vapeur d'eau (w) et de $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Figure V.24 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Agoufou.

Figure V.25 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de Banizoumbou.

Figure V.26 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station de DMN Maine Soroa.

Figure V.27 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station IER Cinzana.

Figure V.28 – Séries temporelles des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ et de l'AOT, de février à mars 2006 pour la station d'Ouagadougou.

Figure V.29 – Indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$ et $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I : Aérosols et rayonnement

Tableau I.1 – Intensité des sources, temps de résidence, contenu intégré, coefficient d’extinction massique et épaisseur optique à 550 nm des diverses espèces d’aérosols d’après *Andreae* [1995].

CHAPITRE II : Impact de l’aérosol désertique dans l’infrarouge thermique

Tableau II.1 – Caractéristiques des images fournies par les satellites Météosat et MSG. [EUMETSAT].

Tableau II.2 – Récapitulatif des valeurs de a , b et c dans l’équation II.2 et des coefficients de corrélation partielle (r) entre la température de surface et chaque élément perturbateur.

CHAPITRE III : Amélioration de la télédétection de l’aérosol désertique dans l’IRT avec Météosat

Tableau III.1 – Comparaison des deux variantes de calcul (M1 et M2) des effets de la poussière dans l’atmosphère et sur la surface, du 13 février au 31 mars 1998 à Banizoumbou.

Tableau III.2 – Composition minéralogique de l’aérosol sahélien [*Caquineau*, 1997].

Tableau III.3 – Valeurs limites des rayons de particule pour la granulométrie de l’aérosol sahélien.

Tableau III.4 – Valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 dans l'équation de la température de surface, respectivement pour l'aérosol de Banizoumbou et pour le modèle d'aérosol de Longtin.

Tableau III.5 – Résultats des statistiques descriptives (minimum, maximum, écart type et moyenne arithmétique) quant à l'utilisation du modèle d'aérosol de Longtin.

Tableau III.6 – Valeurs des coefficients a , b , c et de T_s^0 dans l'équation de la température de surface, respectivement pour les profils atmosphériques journaliers et pour le profil moyen.

Tableau III.7 – Résultats des statistiques descriptives quant à l'utilisation du profil atmosphérique moyen.

Tableau III.8 – Stations sahéniennes du réseau AERONET retenues pour l'étude.

Tableau III.9 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire entre l'IDDI et l'AOT pour les sept stations sahéniennes retenues pour l'étude.

Tableau III.10 – Coefficients de corrélation entre les IDDI corrigés et l'AOT.

Tableau III.11 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l'AOT, pour sept stations sahéniennes.

Tableau III.12 – Coefficients de corrélation entre l'IDDI, V_s et l'AOT et coefficients de régression linéaire entre l'IDDI et V_s .

Tableau III.13 – Coefficients de corrélation entre l'AOT et l'IDDI, l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{\text{REG_IDDI}/V_s}$ et l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{(*)}$, coefficients de régression linéaire entre l' $\text{IDDI}_{\text{cor}}(V_s)^{(*)}$ et l'AOT et sensibilité IDDI/V_s (notée p).

Tableau III.14 – Coefficients de corrélation entre l'AOT et V_s , l'IDDI et V_s et nombre de jours utilisés pour les 26 stations/années disponibles.

Tableau III.15 – Coefficients de corrélation entre l’AOT et l’IDDI, l’IDDI_{cor}(V_s)^{REG_IDDI/ V_s} et l’IDDI_{cor}(V_s)^(*), pour les huit stations/années sélectionnées.

CHAPITRE IV : Apport d’une approche multispectrale dans l’IRT avec MSG

Tableau IV.1 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l’épaisseur optique d’aérosol, valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Tableau IV.2 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction du vent de surface (m.s^{-1}), valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Tableau IV.3 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de la quantité de vapeur d’eau atmosphérique (g.cm^{-2}), valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Tableau IV.4 – Coefficients de sensibilité des luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l’émissivité de surface, valeurs extrêmes simulées et variations correspondantes de luminance normalisée (ΔL_{sim}^{norm}).

Tableau IV.5 – Coefficients de corrélation des luminances simulées normalisées $L_{sim}^{IR\ 8.7}$, $L_{sim}^{IR\ 10.8}$ et $L_{sim}^{IR\ 12.0}$ avec les paramètres δ_a , V_s et w .

Tableau IV.6 – Coefficients de régression linéaire des luminances simulées normalisées $L_{sim}^{IR\ 8.7}$, $L_{sim}^{IR\ 10.8}$ et $L_{sim}^{IR\ 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) avec les paramètres δ_a , V_s (m.s^{-1}) et w (g.cm^{-2}).

Tableau IV.7 – Valeurs des émissivités de surface à Banizoumbou pour les 20 et 26 février et le 5 mars 2006, restituées par G.-M. Jiang, Z.-L. Li et F. Nerry [2006].

Tableau IV.8 – Coefficients de corrélation entre les luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en utilisant le triplet ($\varepsilon_s^{8.7}$, $\varepsilon_s^{10.8}$, $\varepsilon_s^{12.0}$) et les paramètres δ_a , V_s et w .

Tableau IV.9 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances simulées normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en utilisant le triplet ($\varepsilon_s^{8.7}$, $\varepsilon_s^{10.8}$, $\varepsilon_s^{12.0}$) et les paramètres δ_a , V_s (m.s^{-1}) et w (g.cm^{-2}).

Tableau IV.10 – Coefficients de corrélation entre les IDDI simulés ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et les paramètres δ_a , V_s et w .

Tableau IV.11 – Coefficients de régression linéaire entre les IDDI simulés ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et les paramètres δ_a , V_s (m.s^{-1}) et w (g.cm^{-2}).

Tableau V.12 – Coefficients de corrélation entre l'IDDI_{sim}^{MSG(1)}, l'IDDI_{sim}^{MSG(2)} et l'IDDI_{sim}^{MSG(3)} et les paramètres δ_a , V_s et w .

CHAPITRE V : Validation de l'IDDI multispectral sur les sites AERONET

Tableau V.1 – Coordonnées géographiques et dans l'image MSG des stations AERONET fonctionnant en février – mars 2006.

Tableau V.2 – Nombre de jours réputés clairs (critère 0) retenus sur la période février – mars 2006 après application du masque nuage aux images obtenues avec MSG.

Tableau V.3 – Nombre de jours restants après le tri des données photométriques sur la période février – mars 2006.

Tableau V.4 – Coefficients de corrélation entre les luminances et l'épaisseur optique d'aérosol, pour les cinq stations, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.5 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et l'épaisseur optique d'aérosol, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.6 – Stations AERONET et stations WMO les plus proches.

Tableau V.7 – Coefficients de corrélation entre les luminances et le vent de surface, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.8 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances normalisées ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) et le vent de surface (m.s^{-1}), du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.9 – Coefficients de corrélation entre les luminances normalisées et la quantité de vapeur d'eau, du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.10 – Coefficients de régression linéaire entre les luminances et la quantité de vapeur d'eau (g.cm^{-2}), du 1^{er} février au 31 mars 2006.

Tableau V.11 – Résultats statistiques des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) pour la station d'Agoufou, de février à mars 2006.

Tableau V.12 – Résultats statistiques des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) pour la station de Banizoumbou, de février à mars 2006.

Tableau V.13 – Résultats statistiques des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) pour la station de DMN Maine Soroa, de février à mars 2006.

Tableau V.14 – Résultats statistiques des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) pour la station IER Cinzana, de février à mars 2006.

Tableau V.15 – Résultats statistiques des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) pour la station d'Ouagadougou, de février à mars 2006.

Tableau V.16 – Coefficients de corrélation entre les indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ et l'AOT, de février à mars 2006.

Tableau V.17 – Coefficients de régression linéaire des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006.

Tableau V.18 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire des indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

Tableau V.19 – Coefficients de corrélation entre le vent de surface et les indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$, de février à mars 2006.

Tableau V.20 – Coefficients de corrélation entre la vapeur d'eau et les indices $\text{IDDI}^{\text{IR } 8.7}$, $\text{IDDI}^{\text{IR } 10.8}$ et $\text{IDDI}^{\text{IR } 12.0}$ de février à mars 2006.

Tableau V.21 – Coefficients de corrélation entre les différents indices IDDI^{MSG} et l'épaisseur optique d'aérosol, le vent de surface et la vapeur d'eau.

Tableau V.22 – Coefficients de régression linéaire des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$ et $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006.

Tableau V.23 – Coefficients de corrélation et de régression linéaire des indices $\text{IDDI}^{\text{MSG}(1)}$, $\text{IDDI}^{\text{MSG}(2)}$ et $\text{IDDI}^{\text{MSG}(3)}$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$) en fonction de l'AOT, de février à mars 2006, toutes stations confondues.

BIBLIOGRAPHIE

A

- [Ackerman, 1989] Ackerman, S.A.: Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11 μm to track dust outbreaks, *Remote Sens. Environ.*, 27, 129-133, 1989.
- [Albrecht, 1989] Albrecht, B.A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230, 1989.
- [Anderson et al., 1995] Anderson, G. P., F. X. Kneizys, J. H. Chetwynd, J. Wang, M. L. Hoke, L. S. Rothman, L. M. Kimball, R. A. McClatchey, E. P. Shettle, S. A. Clough, W. O. Gallery, L. W. Abreu, et J. E. A. Selby: FASCODE/MODTRAN/LOWTRAN: Past/Present/Future, paper presented at 18th Annual review conference on atmospheric transmission models, 6-8 June, 1995.
- [Andreae, 1995] Andreae, M.O.: Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. In: World Survey of Climatology. Vol. 16: Future Climates of the World, A. Henderson-Sellers (Ed). Elsevier, Amsterdam, pp. 341-392, 1995.
- [Atlas, 1977] The Times Atlas of the World, Comprehensive Edition, Times Book, 1977.

B

- [Bach, 1976] Bach W., Global air pollution and climatic change, *Rev. Geophys.*, 4, 429-474, 1976.
- [Baran and Foot, 1994] Baran, A.J. and J.S. Foot: new application of the operational sounder HIRS in determining a climatology of sulphuric acid aerosol from the Pinatubo eruption, *J. Geophys. Res.*, 99, 25673-25679, 1994.

- [Bellouin, 2003] Bellouin, N.: Estimation de l'effet direct des aérosols à partir de la modélisation et de la télédétection passive, *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, France*, 2003.
- [Ben Mohamed and Frangi, 1986] Ben Mohamed, A. and J.-P. Frangi: Results from Ground-based Monitoring of Spectral Aerosol Optical Thickness and Horizontal Extinction: Some specific Characteristics of Dusty Sahelian Atmospheres, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1807-1815, 1986.
- [Bergametti et al., 1992] Bergametti, G., E. Remoudaki, R. Losno, E. Steiner, B. Chatenet, P. Buat-Ménard: Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513, 1992.
- [Boucher, 2003] Boucher O. : Effets radiatifs direct et indirect des aérosols, *Habilitation à diriger des recherches*, Université des Sciences et Technologies de Lille, 2003.
- [Brooks and Legrand, 2000] Brooks, N. and M. Legrand: Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in *Linking climate change to landsurface change*, S.J. McLaren and D. Kniveton, (Eds), Chapter 1, 1-25, Kluwer Academic Publishers, 2000.

C

- [Caquineau, 1997] Caquineau, S. : Les sources des aérosols sahariens transportés au dessus de l'atlantique tropical nord : localisation et caractéristiques minéralogiques, *Thèse de Doctorat de l'Université Paris 7*, 181pp, 1997.

- [Caquineau *et al.*, 2002] Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes and M. Legrand: Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation with sources regions, *J. Geophys. Res.*, 107 (D15), doi: 10.1029/2000JD000247, 2002.
- [Charlson *et al.*, 1987] Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreae and S.G. Warren: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulfur, cloud albedo and climate, *Nature*, 326, 655-661, 1987.
- [Charlson *et al.*, 1990] Charlson, R.J., J. Langner, and H. Rodhe: Sulphate aerosol and climate, *Nature*, 348, 22, 1990.
- [Coudé-Gaussen, 1984] Coudé-Gaussen, G.: Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, *Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine*, 8, 167-182, 1984.

D

- [D'Almeida, 1983] D'Almeida, G. and L. Schütz: Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 233-243, 1983.
- [D'Almeida, 1986] D'Almeida, G. A.: A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 903-916, 1986.
- [D'Almeida, 1987] D'Almeida, G. A.: On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, 3017 – 3026, 1987.
- [Deepshikha *et al.*, 2006a] Deepshikha, S., K. Satheeh and J. Srinivasan: Dust aerosols over India and adjacent continents retrieved using METEOSAT infrared radiance. Part I: sources and regional distribution, *Annales Geophysicae*, 24, 37-61, 2006.

- [Deepshikha et al., 2006b] Deepshikha, S., K. Satheeh and J. Srinivasan: Dust aerosols over India and adjacent continents retrieved using METEOSAT infrared radiance. Part II: quantification of wind dependence and estimation of radiative forcing, *Annales Geophysicae*, 24, 63-79, 2006.
- [Deuzé et al., 2000] Deuzé, J.-L., P. Goloub, M. Herman, A. Marchand, G. Perry, D. Tanré and S. Susana: Estimate of the aerosols properties over the ocean with POLDER, *J. Geophys. Res.*, 105, 15329-15346, 2000.
- [Deuzé et al., 2001] Deuzé, J.-L., F.-M. Bréon, C. Devaux, P. Goloub, M. Herman, B. Lafrance, F. Maignan, A. Marchand, L. Nadaf, G. Perry and D. Tanré: Remote sensing of aerosols over land surfaces from POLDER-ADEOS 1 Polarized measurements, *J. Geophys. Res.*, 106 (D5), 4913-4926, 2001.
- [Dubovik and King, 2000] Dubovik, O. and M. D. King: A flexible inversion algorithm for retrieval aerosol properties from sun and sky radiance measurements, *J. Geophys. Res. - Atmospheres*, 105, 20673-20696, 2000.
- [Dubovik et al., 2002a] Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. Kaufman, M. D; King, D. Tanré and I. Slutsker: Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590-608, 2002a.
- [Dubovik et al., 2002b] Dubovik, O., B. N. Holben, T. Lapyonok, A. Sinyuk, M. I. Mishchenko, P. Yang and I. Slutsker: Non-spherical aerosol retrieval method employing light scattering by spheroids, *Geophys. Res. Lett.*, 29, No. 10, 10.1029/2001GL014506, 2002b.

- [Duce, 1986] Duce, R.A.: The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity, in P. Buat-Menard (Ed), *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, 497-529, 1986.
- [Duce, 1995] Duce, R. A.: Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson, J. Heintzenberg (Eds.), Wiley, New-York, 43-42, 1995.

E

- [EARLINET] <http://www.earlinet.org/>
- [EUMETSAT] <http://www.eumetsat.int>

G

- [Gérard et al., 2005] Gérard, B., J.-L. Deuzé, M. Herman, Y.J. Kaufman, P. Lallart, C. Oudard, L. A. Remer, B. Roger, B. Six and D. Tanré: Comparisons between POLDER 2 and MODIS/Terra aerosol retrievals over ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D24211, doi:10.29/2005JD006218, 2005.
- [GIEC, 2001] GIEC, Troisième rapport d'évaluation du Groupe International d'Experts sur le Climat : Changements climatiques 2001, Royaume-Uni, 2001.
- [Grainger et al., 1993] Grainger, R.G., A. Lambert, F.W. Taylor, J.J. Remedios, C.D. Rodgers and M. Corney: Infrared absorption by volcanic stratospheric aerosols observed by ISAMS, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1283-1286, 1993.

H

- [Herman *et al.*, 1997] Herman, M., J.L. Deuzé, C. Devaux, P. Goloub, F.M. Bréon and D. Tanré: Remote sensing of aerosols over land surfaces, including polarisation measurements. Application to Polder Measurements, *J. Geophys. Res.*, 102, 17039-17049, 1997.
- [Holben *et al.*, 1998] Holben, B.N., T.F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J.P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J.A. Reagan, Y. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu and I. Jankowiak: AERONET-A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Rem. Sens. Environ.*, 66, 1-16, 1998.
- [Holben *et al.*, 2001] Holben, B.N., D. Tanré, A. Smirnov, T.F. Eck, I. Slutsker, B. Chatenet, F. Lavenu, Y.J. Kaufman, J. Van de Castle, A. Setzer, B. Markham, D. Clark, R. Frouin, N.A. Karneli, N. O'Neill, C. Pietras, Pinker, K. Voss and G. Zibordi: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12067-12097, 2001.
- [Hsu *et al.*, 2000] Hsu, N. C., J. R. Herman and C. Weaver: Determination of radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE, *J. Geophys. Res.*, 105, 20649-20661, 2000.
- [Husar *et al.*, 1997] 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.

J

- [Jiang *et al.*, 2006] Jiang, G.-M., Z.-L. Li and F. Nerry: Land surface emissivity retrieval from combined mid-infrared and thermal data of MSG-SEVIRI, *Remote Sens. Environ.*, 105, 326-340, 2006.
- [Junge, 1958] Junge C.E.: Atmospheric chemistry, *Advances in Geophysics*, 4, 1958.

K

- [Kettle and Andreae, 2000] Kettle, A.J., and 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.

L

- [Laurent, 2005] Laurent, B.: Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, *Thèse de doctorat de l'Université Paris 12 – Val de Marne, France*, 2005.
- [Legrand *et al.*, 1988] Legrand, M., M. Desbois, K. Vovor: Satellite Detection of Saharan Dust: Optimized Imaging during Nighttime, *J. Climate.*, 1, 256-264, 1988.
- [Legrand *et al.*, 1989] Legrand, M., J.J. Bertrand, M. Desbois, L. Menenger et Y. Fouquart: The potential of infrared satellite data for the retrieval of Saharan dust optical depth over Africa, *J. Appl. Meteorol.*, 28, 309-318, 1989.

- [Legrand *et al.*, 1992] Legrand, M., G. Cautenet and J.-C. Buriez: Thermal Impact of Saharan Dust over Land. Part II: Application to Satellite IR Remote Sensing, *J. Appl. Meteorol.*, 31, 181-193, 1992.
- [Legrand *et al.*, 2001] Legrand, M., A. Plana-Fattori and C. N'Doumé: Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat 1. Infrared difference dust index, *J. Geophys. Res.*, 106 (D16), 18251-18274, 2001.
- [Lenoble, 1993] Lenoble, J: Atmospheric radiative transfer, A. Deepak Publishing, Hampton, 532 pp, 1993.
- [Léon and Legrand, 2003] Léon, J.F. and M. Legrand: Mineral dust sources in the surroundings of the north Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1309, doi: 10.1029/2002GL016690, 2003.
- [Longtin *et al.*, 1988] Longtin, D. R., E. P. Shettle, J. R. Hummel and J. D. Pryce: A wind dependent desert aerosol model: radiative properties. *Scientific report No 6*, Hanscom Air Force Base, Massachusetts, 01731-5000, USA, 1988.

M

- [Mahowald, 1999] Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schulz, H. Rodhe: Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, 104, 15895-15916, 1999.
- [Marcowicz, 2003] Markowicz, K.: Experimental Determination of Solar and Infrared Radiative Forcing, *Doctoral dissertation*, Warsaw University, 2003.

- [Marticorena et al., 1997] Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand: Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102 (D4), 4387-4404, 1997.
- [Marticorena et al., 2004] Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac and M. Legrand: Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, 25, 603, doi: 10.1080/0143116031000116976, 2004.
- [Meigs, 1953] Meigs, P.: World distribution of arid and semi arid homoclimates, in *Reviews of Res. On Arid Zone Hydrology* (UNESCO, Paris), 203-209, 1953.
- [Minvielle-Moncla, 2003] Minvielle-Moncla, F.: Aspects physiques et radiatifs du cycle atmosphérique des aérosols : étude numérique sur l'Océan Indien (expérience INDOEX), *Thèse de doctorat de l'Université Blaise Pascal, France*, 2003.
- [Moulin et al., 1997a] Moulin, C., C.E. Lambert, F. Dulac and U. Dayan: Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 691-694, 1997.
- [Moulin et al., 1997b] Moulin, C., F. Dulac, C.E. Lambert, P. Chazette, I. Jankowiak, B. Chatenet and F. Lavenue: Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data. 2. Accuracy of the method and validation using Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16959-16969, 1997.
- [Moulin and Chiapello, 2004] Moulin, C. and I. Chiapello: Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel

sources from TOMS satellites (1979-2000), *Geophys. Res. Lett.*, 31, L02107, doi:10.1029/2003GL018931, 2004.

[Moulin and Chiapello, 2006] Moulin, C. and I. Chiapello: Impact of human-induced desertification on the intensification of Sahel dust emission and export over the last decades, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L18808, doi:10.1029/2006GL025923, 2006.

N

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

[Nakajima et al., 1996] Nakajima, T., G. Tonna, R. Rao P. Boi, Y.J. Kaufman and B.N. Holben : Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions, *Appl. Opt.*, 35, 2672-2686, 1996.

[Nerry et al., 1998] Nerry, F., F. Petitcolin, M. P. Stoll: Bidirectional reflectivity in AVHRR Channel 3: application to a region of Northern Africa, *Remote Sens. Environ.*, 66, 298-316, 1998.

P

[Pancrati, 2003] Pancrati, O.: Télédétection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multibande, *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, France*, 2003.

[Petitcolin et al., 2002] Petitcolin, F., F. Nerry, M. P. Stoll: Directional emissivity from AVHRR: application to a region of Northern Africa and the

Iberian peninsula. Emissivity in Channels 4 and 5, *International Journal of Remote Sensing*, 23, 3473-3491, 2002.

- [Petit et al., 2004] Petit, R.H., M. Legrand, I. Jankowiak, J. Molinié, J.-L. Mansot, G. Marion and C. Asselin de Beauville: Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands. Study of an event, *J. Geophys. Res.*, 110, doi: 10.1029/2004JD004748, 2004.
- [Pincus and Baker, 1994] Pincus, R. and M. Baker: Precipitation, solar absorption, and albedo susceptibility in marine boundary layer clouds, *Nature*, 372, 250-252, 1994.
- [Prospero et al., 2002] Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson and T. E. 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.*, 40 (1), 2002.
- [Prentice et al., 2001] Prentice, I. C. et al., The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 185-237, 2001.

R

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

S

- [Salisbury and D'Aria, 1992] Salisbury, J. W., D. M. D'Aria: Emissivity of Terrestrial Materials in the 8-14 μm Atmospheric Window, *Remote Sens. Environ.*, 42, 83-106, 1992.
- [Schutz et al., 1981] Schutz, L., R. Jaenicke and H. Pietrek: Sahara dust transport over the North Atlantic Ocean. In Pewe, T.L. eds, Desert Dust: Origin, characteristic and effect on man, *Geological Society of America Special Paper*, 186, 87-100, 1981.
- [Shettle, 1984] Shettle, E.P.: Optical and radiative properties of a desert aerosol model, Proc. Symposium on Radiation in the Atmosphere, G. Fiocco (Ed), A. Deepack Publishing, pp 74-77, 1984.
- [Sokolik and Toon, 1999] Sokolik, I.N. et O.B. Toon: Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 104, 9423-9444, 1999.
- [Swap, 1992] Swap R., M. Garstang and S. Greco: Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus*, 44B, 133-149, 1992.

T

- [Tanré and Legrand, 1991] Tanré, D. and M. Legrand: On the Satellite Retrieval of Saharan Dust Optical Thickness Over Land: Two Different Approaches, *J. Geophys. Res.*, 96 (D3), 5221-5227, 1991.
- [Tanré et al., 2003] Tanré, D. J. Haywood, J. Pelon, J.F. Léon, 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 (D18), 8574, doi:10.1029/2002JD003273, 2003.
- [Tegen et al., 1994] Tegen, I., I. Fung: Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 99 (D11), 22897-22914, 1994.
- [Tegen et al., 2004] Tegen, I., M. Werner, S.P. Harrison, K.E. Kohfeld: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi: 10.1029/2003GL019216, 2004.
- [Thieuleux et al., 2005] Thieuleux, F., C. Moulin, F.M. Bréon, F. Maignan, J. Poitou and D. Tanré: Remote sensing of aerosols over the oceans using MSG/SEVIRI, *Annales Geophysicae*, 23, 1-8, 2005.
- [Twomey, 1974] Twomey, S.: Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Env.*, 8, 1251-1256, 1974.
- [Twomey, 1977] Twomey, S.: The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152, 1977.
- V**
- [Vergé-Dépré et al., 2006] Vergé-Dépré, G., M. Legrand, C. Moulin, A. Alias and P. François: Improvement of the detection of desert dust over the Sahel using METEOSAT IR imagery, *Annales Geophysicae*, 24, 2065-2073, 2006.

W

- [Wald *et al.*, 1998] Wald, A.E., Y.J. Kaufman, D. Tanré and B.-C. Gao: Daytime and nighttime detection of mineral dust over desert using infrared spectral contrast, *J. Geophys. Res.*, 103, 32307-32313, 1998.
- [Waquet, 2005] Waquet, F.: Apport de l'information multispectrale (0.49-2.2 μm) et polarisée pour la caractérisation des aérosols, *Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, France*, 2005.
- [Whitby, 1976] 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, 1978] Whitby, K.: The physical characteristics of sulphur aerosols, *Atmos. Env.*, 12, 135-159, 1978.