

# UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR



ÉCOLE DOCTORALE : PHYSIQUE CHIMIE, SCIENCES DE LA TERRE, DE  
L'UNIVERS ET DE L'INGENIEUR (PCSTUI)

ÉCOLE SUPÉRIEURE POLYTECHNIQUE

Année : 2012      N<sup>o</sup> d'ordre :

**THESE DE DOCTORAT UNIQUE**

SPÉCIALITÉ : PHYSIQUE DE L' ATMOSPHERE

*Présenté par*

**Mamadou Simina DRAMÉ**

---

## CARACTÉRISATION ET IMPACTS CLIMATIQUES DES AÉROSOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST

---

Soutenue le 28 novembre 2012 devant le Jury composé de :

Aboubaker Chedikh BEYE	Professeur, Université de Dakar	<u>Président</u>
Cyrille FLAMANT	Directeur de Recherche, CNRS, Paris	<u>Rapporteur</u>
Véronique YOBOUE	Professeur, Université de Cocody-Abidjan	<u>Rapporteur</u>
Codou Gueye Mar DIOP	Professeur, ESP, UCAD, Dakar	<u>Examineur</u>
Saidou Moustapha SALL	Maître de Conférences, ESP, UCAD, Dakar	<u>Examineur</u>
Vincent SAMBOU	Maître de Conférences, ESP, UCAD, Dakar	<u>Examineur</u>
Amadou Thierno GAYE	Professeur, ESP, UCAD, Dakar	<u>Directeur de thèse</u>

**Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon- Fongang**

Ecole Supérieure Polytechnique de Dakar  
BP 5085 Dakar-Fann, Sénégal

Cette thèse est dédiée à la mémoire de notre ami et frère :

**Mody Diaby**

*"Le meilleur d'entre nous."*

A celle de :

**Maama Dede Diaby**

*"Pour tous ce qu'elle a fait pour nous."*

Pour que l'on sache que :

" ...

*Ceux qui sont morts ne sont jamais partis :*

*Ils sont dans le Feu qui s'éteint,*

*Ils sont dans les Herbes qui pleurent,*

*Ils sont dans le Rocher qui geint,*

*Ils sont dans la Forêt, ils sont dans la Demeure,*

*Les Morts ne sont pas morts.*

...

"

**Birago Diop**

**Dédicaces à :**

Maama Oumou

Mes parents

# Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier le directeur de cette thèse, le professeur **Amadou Thierno GAYE**, pour m'avoir accueilli au laboratoire (**LPAO-SF**), fait confiance, guidé, encouragé et conseillé tout au long de cette thèse. Merci à Moctar CAMARA, Enseignant Chercheur à l'Université de Ziguinchor, pour le suivi de ce travail.

Je remercie Monsieur Aboubaker Chedikh BEYE, professeur à l'Université Cheikh Anta DIOP de Dakar d'avoir accepté de présider mon jury de thèse.

Monsieur Cyril FLAMAND, Directeur de recherche au CNRS, et Madame Véronique YOBOUE, Professeur à l'Université de COCODY-ABDJAN (CIV), ont eu la gentillesse d'accepter la tâche de rapporter sur l'ensemble de mon travail. Je leur en suis particulièrement reconnaissant.

Je remercie Madame Codou Guèye Mar DIOP et Messieurs, Saidou Moustapha SALL, Vincent SAMBOU, Enseignants à l'École Supérieure Polytechnique de Dakar (ESP) pour leur présence dans le jury et pour l'intérêt qu'ils ont porté à mon travail.

Je n'oublie pas le Docteur Gregory Jenkins professeur à l'Université de Howard (Washington, USA) pour les collaborations très fructueuses.

Pour leurs encouragements, leur assistance et leur soutien, je remercie profondément Daouda BADIANE, Seydi Ababacar NDIAYE, Saidou Moustapha SALL, Abdoulaye DEME, Alban LAZAR, Bamol Aly SOW, Madame DIAKHATE, Bouya DIOP, Aliou DIOUF, Jacques André NDIONE et Philippe ESTRADÉ.

Je tiens aussi à mentionner le plaisir que j'ai eu à travailler au sein du LPAOSF, et j'en remercie ici tous mes camarades docteurs et futurs docteurs : Ismaela DIALLO, Moussa Gueye, Malick WADE, Lamine Mbaye, Moussa Diakhate, Mohamed LY, Khadre, SALACK, Saliou, Coumba, Cheikh DIONE, Camara, BALDE, Ibrahim KANTE, Ibrahima DIOUF, Ngom, Abdoulaye Ndiaye, Souleymane, Séni, Alix, Bamba SYLLA, Baye Cheikh, Soukey, Diankha, Aliou DIALLO, Diedhiou, Habib, Mame Diarra, Semou, Balla, Marie Jeanne et Cheikhou Ndiaye.

Merci à Samo DIATTA pour ses conseils, tu as toujours répondu efficacement à mes questions. Je remercie aussi Fadel, Vincent et Boudy pour avoir accepté de collaborer avec moi sur la partie énergie renouvelable.

Je dois beaucoup à Philippe GOLOUB, Didier TANRE et Frédéric PAROL pour m'avoir permis de bénéficier du soutien du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (France) dans mes travaux.

Je passe ensuite une dédicace spéciale à mes amis les matheux (mes amis de toujours) que j'ai eu le plaisir de côtoyer à l'UCAD, à savoir mon frère Mountaga LAM (Kor Aissata BA), Seydina Oumar NDIAYE, Moussa DIALLO (chérie Mboré Ndiaye), Maseye GAYE, Assane DIOP et Moussa BALDE.

Et enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à ma famille. Les cousins, frères et parents m'ont toujours permis de garder le sourire. Je n'oublierai jamais ces noms : Sirandou, Almamy, Oumou, Bakary, Ousmane, Maro Tambadou, Lassana, Jeynabu, Heinda, Bakaw, Mountaga lam, Maboudia, Tiaye, Mody, Kaaba, Hamalah, Kao, Diawoye, Bakary, Sina, Ramatoulaye, Meyalla, Abou, Halimatou, Cheikhna, Yaye, Tidiane, Kisma, Marieme, Diarra, Issa, Lassana, Dieguiry, Hapsatou, Hawa, Cheikhna, Kamoussa, Diawara, Mama coumba, kisma sylla, Aissata, Samba, Masira, Dramé, Bakisma, Diaby, Sylla, Sina, Kanouté, Lam, Haby, Ousmane keita, Layeboudia, Bolé, Issa, Maoumou, Pa Djiby, Adji Diop, Mpa Mahamadou, Diawalel, Mahamadou Brabima Cissé, Kandioura, Sandia, Waldé, Samba Khassé, Ablaye Amy, Thiombé, Bocar, Bakisma, Idrissa Thiam, Rokhaya Thiam, Babacar Thiam, Adja THIAM, Maama SIDIBE, Samba dédé, Daw, Cheikhna Simina, Bocar, Moussa, Papa, Maman, Salamata Diagana, Ngagne Ndiaye, Seynabou Dramé, Kaye, Kisma Sylla, Alhousseynou lam et Madina Wagne.

# Résumé

Les aérosols ont un impact significatif sur le bilan radiatif terrestre et sur le cycle hydrologique. Cependant, notre compréhension de leurs interactions avec le climat reste encore limitée, parce que leur concentration (charge) présente une grande variabilité temporelle et spatiale. L'Afrique est le continent le moins bien doté en termes d'outils de mesures climatiques alors que c'est la partie du monde où les changements climatiques se font le plus ressentir. C'est pourquoi, le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) a été initié avec l'installation de plusieurs instruments de mesure, comme celles dédiés à l'étude des aérosols entre autres. Les travaux présentés dans cette thèse portent sur l'étude de l'impact des aérosols sur le climat et sur l'énergie d'énergie solaire disponible en Afrique de l'Ouest. Le but étant une meilleure compréhension des interactions entre les aérosols et le système de mousson en Afrique. Notre travail s'est appuyé sur l'analyse d'un ensemble d'outils adaptés comme les observations acquises depuis la surface sur le site pilote de M'Bour (16.9°W, 14.3 °N) près de Dakar (lidar, photomètre solaire, radiosondage, fluxmètre, Microtops II), d'un ensemble de produits issus de l'observation spatiale (MODIS, MISR, POLDER et CALIOP) ainsi qu'un modèle de climat régional couplé à un module de poussières désertique (RegCM3) en Afrique de Ouest. Au début, une caractérisation inter-saisonnière entre 2000 et 2010 a été menée sur plusieurs stations AERONET de la région. Le principal résultat qui ressort de cette première partie est une prédominance des poussières désertiques entraînant un maximum de refroidissement entre mars et juillet sur toute la région. Ensuite, le modèle climatique régional RegCM3 a été utilisé pour estimer l'impact des poussières désertiques sur les paramètres climatiques. La distribution horizontale et verticale des aérosols a été assez bien validé par les observations (AERONET et lidar) surtout dans les couches supérieures à 2 km. Ensuite, une simulation sans et avec effet des poussières a permis d'évaluer l'impact des particules minérales sur les paramètres climatiques, notamment sur la température de surface et les précipitations en Afrique de l'Ouest. Et enfin l'analyse des deux cas d'études révèle des modifications sur les paramètres météorologiques et sur le potentiel d'énergie solaire disponible. Le premier cas est une application dédiée à l'évaluation de l'effet des aérosols sur l'énergie solaire disponible à M'Bour (Sénégal) en 2006. Les observations du fluxmètre ont permis de caractériser la variabilité saisonnière du potentiel d'énergie solaire sur cette station. La comparaison avec celles du photomètre solaire stationné sur le même lieu ont permis d'estimer l'impact de l'épaisseur optique sur les potentiel direct normal, diffus et global. Les résultats du second montrent des changements dans la Couche d'Air Saharienne (SAL) pour l'événement de poussières intense survenu à Dakar le 7 juillet 2010. Le transport du panache de poussières a été étudié de son émission au sud de l'Algérie (le 4 juillet 2010) jusqu'à son maximum le 7 juillet au dessus de Dakar. Cela a abouti par une diminution du rayonnement direct normal de plus de 300 W/m<sup>2</sup> et de l'humidité relative de l'ordre de 50% par rapport à la journée précédente.

**Mots-clefs** : Aérosols-AOD-Mousson-Sahel-énergie solaire- SAL-Aeronet- Lidar-RegCM3.



# Abstract

Aerosols have a significant impact on the Earth's radiation budget and the hydrological cycle. However their interactions with the climate is still to be investigated. This is due to the fact that aerosols concentration and properties exhibit a high spatial and temporal variability. Africa is the continent which is the least equipped in terms of climate measurement tools. That is the reason why the African Mousson Multidisciplinary Analysis (AMMA) project was launched. In the framework of the project several measuring instruments have been settled up over the Sahel. These measurements (especially aerosols measurements) have been extensively used in this work. The work presented in this thesis is about the understanding of the impact of aerosols on climate and the solar energy over West Africa. It aims to better diagnose the interactions between the West african monsoon and aerosols using various measurements. The study is based on the analysis of several datasets including ground data (AERONET, MIROTOPS II, Lidar, Radiosonde and Sun-Tracker), remote sensing data (MODIS, POLDER and MISR) and a regional climate model (RegCM3) simulation over West Africa and especially at Mbour site (16.9°W, 14.3 °N) in Senegal. An intra-seasonal characterization of aerosols from 2000 to 2010 have been conducted using several AERONET stations data in the first part of the study. Then the impacts of aerosols on West Africa environnement are discussed in two chapters. The first chapter uses the regional climate model (RegCM3) to estimate the impact of dust on climatic parameters in West Africa. The second is an application dedicated to evaluation of the effect of aerosols on solar energy available in Mbour (Senegal). Finally, a case study of a strong Saharan Air Layer (SAL) outbreak, during july 6-7, 2010 using mainly observed data, revealed significant changes on meteorological parameters and on available solar energy at Mbour (Senegal) during the passage of the dust event. The surface total and direct shortwave radiative fluxes are reduced by more than  $200 \text{ W.m}^{-2}$  and  $300 \text{ W.m}^{-2}$  respectively compared to the previous day. As the relative humidity decreases by 50% compared to the previous day.

**Keywords** : Aerosol - Aerosol Optical Depth - West African Monsoon - Sahel - Solar Energy - SAL - AERONET - Lidar.



# Acronymes

**ADEOS** : Nom de plateforme satellitaire

**AEJ** : African Easterly Jet

**AERONET** AErosol RObotic NETwork

**AI** AErosol Index

**A-Train** Afernoon Train

**AMMA** Analyse multidisciplinaire de la mousson Africaine

**AQUA** : Nom de plateforme satellitaire.

**AOD** : Aerosol optical depht

**AOT** : Aerosol optical thickness

**A-Train** : Afternoon Train

**BOA** : Bottom of atmospher

**CALIOP** : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization

**CALIPSO** : Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation

**CIFRES** : Centre International de Formation et de Recherches en énergie Solaire

**CNES** : Centre national d'études spatiales

**EON** : multinational investissant dans le projet DESERTEC

**ESP** : Ecole supérieure polytechnique de Dakar

**GES** : gaz a effet de serre

**GEOS** : Geostationary Operational Environmental Satellites

**GOCART** : Goddard Global Ozone Chemimistry Aerosol Radiation and Transport

**Hysplit** : Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory

**ICARE** : Cloud-Aerosol-Water-Radiation Interactions

**IPCC** : Intergovernmental Panel on Climate Change

**IR** : Infrarouge

**IRD** : Institut de recherche et de développement

**JJ** : Jour julien

**LANDSAT** : Satellite d'observation de la Terre

**LIDAR** : Light Detection and Ranging

**LMD** : Laboratoire de Météorologie Dynamique

**LOA** : Laboratoire d'optique atmosphérique

**LPAO-SF** : Laboratoire de physique de l'atmosphère et de l'océan Siméon FONGANG

**MERIS** : Medium Resolution Imaging Spectrometer

**METEOSAT** : Famille de satellites météorologiques

**MISR** : Multi-angle Imaging spectroradiomètre

**MODIS** : Moderate Resolution Imaging Spectrometer.

**NASA** National Aeronautics and Space Administration

**NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration

**NCEP** : National Center for Environmental Prediction

**NDVI** : Normalized Difference Vegetation Index

**OS** : Ordres successifs

**OSIRIS** : Observing System Including Polarisation in the Solar Infrared Spectrum

**PARASOL** : Polarisation et Anisotropie des Réflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar

**POLDER** : Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances, radiomètre embarqué sur la plateforme ADEOS-1, ADEOS-2 et PARASOL

**RAOB** : The Universal Rawinsonde Observation program

**RegCM** : Modèle climatique régional

**RWE** : multinational investissant dans le projet DESERTEC

**SAL** Sahara Air Layer

**SeaWiFS** : Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor

**SHADE** : Campagne de mesure

**SSA** : Single Scattering Albedo, Albedo de simple diffusion

**TEJ** : Tropical Easterly Jet

**TERRA** : Nom de plateforme satellitaire.

**TOA** : Top of atmosphere

**TOMS** Total Ozone Mapping Spectrometer

**TSM** : Température de la surface de la mer

**ZCIT** : Zone de convergence inter tropical

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>ii</b>
<b>Resumé</b>	<b>iv</b>
<b>Abstract</b>	<b>v</b>
<b>Aconymes</b>	<b>vii</b>
<b>Table des matières</b>	<b>x</b>
<b>Table des figures</b>	<b>xiv</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>xx</b>
<b>1 Introduction générale</b>	<b>1</b>
1.1 Intérêt scientifique . . . . .	3
1.1.1 Généralités sur les aérosols . . . . .	3
1.1.2 Effets atmosphériques des aérosols . . . . .	6
1.1.3 Autres effets des aérosols . . . . .	6
1.2 L'observation des aérosols par Télédétection . . . . .	7
1.3 Les méthodes d'inversion . . . . .	7
1.4 Contexte de l'étude . . . . .	9
1.4.1 Variabilité du climat Ouest Africain . . . . .	9
1.4.2 La mousson Ouest Africaine et les aérosols . . . . .	11
1.4.2.1 Circulation générale de la mousson Ouest Africaine . . . . .	11
1.4.2.2 Inventaire et distribution spatiale des aérosols au dessus de l'Afrique de l'Ouest . . . . .	14
1.5 Objectifs et plan de la thèse . . . . .	16
<b>2 Données et méthodes</b>	<b>19</b>
2.1 Domaine d'étude . . . . .	21
2.2 Présentation des instruments de mesures utilisés dans cette thèse . . . . .	22
2.2.1 Les données du réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork) . . . . .	22
2.2.2 Les instruments depuis la constellations de satellites A-TRAIN . . . . .	23

2.2.3	Les instruments installés sur le site pilote de Mbour, Sénégal . . . . .	25
2.3	Modélisation . . . . .	27
2.3.1	Modélisation de l'aérosol . . . . .	27
2.3.2	Le modèle climatique régional : RegCM3 . . . . .	27
2.4	Méthode de calcul du potentiel d'énergie solaire à partir des données du fluxmètre	28
2.5	Calcul des flux et du forçage à partir des données AERONET . . . . .	29
<b>3</b>	<b>Variabilité intra-saisonnière des aérosols avec les données AERONET pendant la</b>	
	<b>décennie 2000-2010</b>	<b>31</b>
3.1	Contexte et objectifs . . . . .	33
3.2	Dynamique de l'atmosphère (NCEP à 925 hpa) . . . . .	34
3.3	Variabilité intra-saisonnière des aérosols en Afrique de l'Ouest . . . . .	36
3.3.1	Climatologie des aérosols depuis l'espace . . . . .	36
3.3.2	Caractérisation des aérosols avec les données AERONET . . . . .	38
3.4	Impact radiatif des aérosols en Afrique de l'Ouest . . . . .	43
3.5	Conclusion . . . . .	46
<b>4</b>	<b>Évaluation de l'impact des aérosols désertiques sur les paramètres climatiques avec le mo-</b>	
	<b>dèle régional RegCM3 en 2006</b>	<b>47</b>
4.1	Introduction . . . . .	49
4.2	Validation du modèle RegCM3 au-dessus l'Afrique de l'Ouest en 2006 . . . . .	49
4.2.1	Sources et cycle saisonnier des aérosols . . . . .	49
4.2.2	Validation de la distribution des aérosols par des mesures in-situ . . . . .	52
4.2.2.1	Distribution temporelle et spatiale des aérosols avec AERONET	52
4.2.3	Distribution verticale des aérosols . . . . .	54
4.3	Impact des aérosols désertiques sur les paramètres climatiques. . . . .	59
4.3.1	Impact saisonniers au Sahel . . . . .	59
4.3.1.1	Bilan radiatif au sommet et la surface de l'atmosphère . . . . .	59
4.3.1.2	Impact sur les températures de surface et de l'air . . . . .	61
4.3.1.3	Impact sur les précipitations. . . . .	64
4.3.2	Zoom journalier sur mars 2006 . . . . .	67
4.3.2.1	Évolution journalière de l'AOT <sub>RegCM3</sub> sur les stations AERO-	
	NET . . . . .	67
4.3.2.2	Impacts sur la température . . . . .	68
4.4	Conclusion . . . . .	71
<b>5</b>	<b>Application : Effet des aérosols sur le potentiel d'énergie solaire disponible en 2006</b>	
	<b>à Mbour, Sénégal</b>	<b>73</b>
5.1	Énergie solaire : enjeux et développement . . . . .	75
5.1.1	Introduction . . . . .	75
5.1.2	Bilan radiatif terrestre et potentiel solaire d'énergie solaire . . . . .	75
5.2	Méthodologie et instrumentation . . . . .	77
5.2.1	Présentation des instruments et des données . . . . .	77

5.2.2	Originalité de l'approche utilisée . . . . .	78
5.3	Évolution du potentiel d'énergie solaire . . . . .	79
5.3.1	Variabilité temporelle du potentiel . . . . .	79
5.3.2	Évolution qualitative de l'épaisseur optique par rapport au potentiel . . . . .	80
5.4	Calcul fréquentielle et classification journalière . . . . .	82
5.5	Impact de l'AOT sur l'énergie solaire disponible. . . . .	86
5.5.1	Journées à ciel clair. . . . .	86
5.5.2	Journées standards . . . . .	87
5.5.3	Journées à ciel pollué . . . . .	88
5.6	Conclusion . . . . .	90
<b>6</b>	<b>Observations de la Couche d'Air Saharienne avec une épaisse couche de poussières désertiques, les 6 et 7 juillet 2010 à Dakar</b>	<b>91</b>
6.1	Introduction . . . . .	93
6.1.1	Contexte de l'étude . . . . .	93
6.1.2	Le transport des particules Sahariennes . . . . .	93
6.1.3	Connaissances actuelles sur l'impact de la SAL sur le climat en Afrique et dans l'Altanlique Nord tropical . . . . .	95
6.2	Méthodes . . . . .	96
6.2.1	Sources de données . . . . .	96
6.2.2	Présentation du travail . . . . .	97
6.3	Observations préliminaires de l'événement . . . . .	97
6.3.1	Identification des zones d'émission de poussières . . . . .	97
6.3.2	Évolution du panache de poussières entre 2 et le 8 juillet au Sahel . . . . .	98
6.4	Observation de l'événement du 7 juillet au dessus de Dakar . . . . .	103
6.4.1	Préambule . . . . .	103
6.4.2	Propriétés optiques et microphysiques des aérosols au-dessus de Dakar . . . . .	104
6.4.3	Altimétrie au dessus de Dakar . . . . .	107
6.4.3.1	CALIOP, le Lidar embarqué sur le satellite CALIPSO . . . . .	107
6.4.3.2	Le lidar stationné à Mbour (altimétrie depuis la surface) . . . . .	108
6.5	Impact de l'événement de SAL du 7 juillet sur l'environnement à Dakar . . . . .	111
6.5.1	Le rayonnement . . . . .	111
6.5.2	Le Forçage . . . . .	112
6.5.3	Radiosondages du 6 et 7 Juillet . . . . .	113
6.5.4	Humidité relative . . . . .	115
6.6	Conclusion . . . . .	117
<b>7</b>	<b>Conclusion et Perspectives</b>	<b>119</b>
<b>A</b>	<b>Annexe F : Publications scientifiques au cours de la thèse</b>	<b>123</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>125</b>



# Table des figures

1.1	Forçages radiatifs moyens ( $W/m^2$ ) liés aux gaz à effet de serre et aux aérosols à l'échelle mondiale entre 1970 et 2006. Les barres rectangulaires représentent leurs contributions sur le bilan radiatif total. Les incertitudes liées à chaque estimation sont représentées par les lignes verticales. Source : (IPCC, 2007). . . . .	4
1.2	Épaisseur optique des aérosols (AOT) restituée par le radiomètre POLDER I en mai 1997 (Waquet, 2006). Les contours en rouge indiquent les sources urbaines (très fortes concentrations au dessus de la Chine, de l'Inde et du Mexique), les contours en jaune précisent les panaches de poussières minérales (Sahara, Australie) et enfin les contours en noirs montrent les zones de panaches de feux de brousse (zones équatoriales). . . . .	9
1.3	Série temporelle d'anomalies de pluie (en %) sur le Sahel de 1905 à 2005, exprimées par l'écart par rapport à la moyenne divisée par l'écart-type (Crumeyrolles, 2008). . . . .	10
1.4	Position du ZCIT sur le continent Africain en janvier (bleu) et en juillet (rouge) au Sahel. Représentation des stations de Banizoumbou et de Dakar (Source : cours Lafore). . . . .	11
1.5	Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle ( $\theta$ ) et de température potentielle équivalente ( $\theta_e$ ) dans la couche limite atmosphérique. Cf. texte pour détails. Source : (Peyrille, 2006). . . . .	12
2.1	Carte détaillée de la zone d'étude AMMA. Emplacement des stations de mesures AERONET et localisation des différentes zones d'émissions des aérosols. . . . .	21
2.2	Répartition des stations photométriques du réseau AERONET dans le monde en février 2008 (Holben et al., 1998). . . . .	22
2.3	Constellations des six satellites de l'A-TRAIN (OCO, AQUA, CLOUDSAT, CALIPSO, PARASOL, GLORY et AURA) en orbite autour de 700 Km d'altitude et qui survolent l'équateur à 13h30 (heure local). Parmi ces satellites, nous utilisons dans cette thèse les mesures dérivées des instruments MODIS (à bord d'AQUA et de TERRA), POLDER (à bord de PARASOL) et CALIOP (à bord de CALIPSO). . . . .	24

2.4	Présentation des différents instruments stationnés à Mbour (Sénégal) : (2 ,3 et 4) Fluxmètre, (1) Photomètre AERONET et (5) LIDAR. . . . .	26
3.1	Carte des stations abritant un photomètre AERONET dans notre zone d'étude. . .	33
3.2	Moyenne saisonnière des champs de vents (NCEP, réanalyses) à 925 hpa entre 2000 et 2010 au Sahel. Les points gris représentent l'emplacement des stations AERONET dans cette région. . . . .	34
3.3	Climatologie (latitude/temps) du vent zonal (NCEP, réanalyses) à 925 hpa entre 2000 et 2010 en Afrique. Moyenne effectuée dans la boîte de longitude : 18 °W et 10°E. . . . .	35
3.4	Variabilité intra-saisonnière de l'AOT <sub>MISR</sub> à 532 nm entre 2000 et 2010. DJF (décembre, janvier, février); MAM (mars, avril, mai); JJA (juin, juillet, août) et SON (septembre, octobre, novembre). Les point gris sur la carte SON (d) représentent les stations AERONET sur la région Sahélienne. . . . .	37
3.5	Inversion mensuelle (MODIS) des feux de brousse au dessus de l'Afrique en 2006. (Images du projet MODIS Rapid Response, NASA/GSFC( <a href="http://rapid-fire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/">http://rapid-fire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/</a> )). . . . .	38
3.6	Histogrammes des moyennes mensuelles interannuelles de l'AOT <sub>AERONET</sub> (532 nm) pour les stations de Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou entre 2000 et 2010. La courbe en bleue représente la moyenne mensuelle de l'AOT sur toute la région entre 2000 et 2010. . . . .	39
3.7	Moyennes mensuelles interannuelles de l'AOT <sub>AERONET</sub> pour les stations d'Agoufou, Dakar, Banizoumbou et de Ouagadougou (2000-2010). . . . .	40
3.8	Moyennes mensuelles interannuelles du coefficient d'Angström à 440-865 nm (à gauche) et de l'albédo de simple diffusion (à droite) AERONET pour les stations de Tamnanrasset, Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou entre 2000 et 2010). . . . .	41
3.9	Moyennes saisonnières interannuelles de la distribution en taille volumique à Banizoumbou, Agoufou, Dakar et Ouagadougou (2000-2010). Le rayon ( $\mu\text{m}$ ) est représenté en abscisse et la distribution en ordonné ( $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$ ). . . . .	43
3.10	Histogrammes des moyennes mensuelles interannuelles du Forçage radiatif journalier à la surface et au sommet de l'atmosphère inversé par AERONET (2000-2010). TOA (top of atmosphere ) et BOA (bottom of atmosphere). Bilan radiatif effectué sur les stations de Banizoumbou, Dakar, Agoufou et Ouagadougou. La courbe représente la moyenne sur toute la région entre 2000 et 2010. . . . .	44
4.1	Moyennes annuelles des épaisseurs optiques issues de modèles et d'observations en 2006. Les figures de gauche représentent les observations MISR (a) et MODIS (b) tandis que celles à droite sont des sorties des modèles RegCM3 (c) et GOCART (d). . . . .	50
4.2	Cycle saisonnier de l'aérosol (AOT) en Afrique de l'Ouest en 2006 (550 nm). Comparaison entre la saison sèche (mars-avril-mai) et la saison humide (juin-juillet-août). Utilisation des modèles RegCM3, GOCART et de la mesure MISR. . . . .	51

4.3	Évolution journalière (numéro du jour Julien) de l'épaisseur optique en 2006. Comparaison entre les mesures AERONET (noire) et la simulation RegCM3 (rouge). Observations sur les villes de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou, Dakar et du Cap-Vert. . . . .	53
4.4	Coupe verticale l'extinction simulé en $\text{km}^{-1}$ . En abscisse, nous avons les mois de l'année 2006 et en ordonnée la hauteur de l'atmosphère en hpa. Comparaison entre les villes de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou et de Dakar. . . . .	55
4.5	Comparaison entre profils verticaux d'extinction mensuelles (en $\text{km}^{-1}$ ) du Lidar et de la simulation RegCM3 à Mbour en 2006. . . . .	57
4.6	Comparaison entre profils d'extinctions journaliers de la simulation (RegCM3) et de la mesure du Lidar de Mbour. Choix de plusieurs types de journées (ciel clair, journée mixte et journée avec une présence exclusive de poussières désertiques). . . . .	58
4.7	Forçage radiatif des poussières désertiques au Sahel en 2006. Comparaison entre la saison sèche (MAM) et la saison humide (JJA). (a) Bilan radiatif au niveau de la surface (Shortwave) et (b) Bilan radiatif au sommet de l'atmosphère (Long-wave). . . . .	60
4.8	La température de surface simulée en saison humide (Kelvin) en fonction des latitudes. (a) Simulations sans effet des poussières (en croix) et avec effet des poussières (en carré). (b) Différence (écart) entre les deux (Dust-NoDust). . . . .	62
4.9	Différences entre températures de surface mensuelles avec et sans effet des poussières (Dust-NoDust) sur nos stations en kelvin. Illustration de l'épaisseur optique en couleur verte. . . . .	63
4.10	Impact des poussières désertiques sur la température de l'air dans la région (Dust-NoDust) en Kelvin. Comparaison faite en printemps (c) et pendant la saison humide (d). Moyenne effectuée dans la boîte de longitudinale de notre région. . . . .	64
4.11	Impact des poussières sur les précipitations en fonction des latitudes (Dust-NoDust) pendant la saison humide au Sahel en 2006 (en mm/jour). (a) Atmosphère sans (en carré) et avec effet des poussières (en croix); (b) Différence entre les deux en mm/jour. Moyenne effectuée dans la boîte de longitudinale de notre région. . . . .	65
4.12	Différences de précipitation entre simulation avec et sans effet des poussières (en croix) sur nos stations en mm/jour (Dust-NoDust). Illustration de l'épaisseur optique (en Carré). . . . .	66
4.13	Évolution journalière de l'épaisseur optique (RegCM3) sur les différentes stations en mars 2006. AOT à Banizoumbou, Agoufou, Ouagadougou, Dakar et au Cap-Vert. . . . .	67
4.14	Température de surface en kelvin sur la station de Banizoumbou. (a) température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust). . . . .	68
4.15	Température de surface en kelvin sur la station de Ouagadougou. (a) Température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust). . . . .	69

4.16	Température de surface en kelvin sur la station d'Agoufou. (a) Température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust). . . . .	70
4.17	Température de surface en kelvin sur la station de Dakar. (a) Température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) La différence entre les deux courbes (Dust-NoDust). . . . .	71
5.1	Bilan d'énergie dans l'atmosphère terrestre en $W.m^{-2}$ (Delmas et al., 2005). . . .	75
5.2	Moyenne annuelle du potentiel global d'énergie solaire sur plan horizontal entre 1983 et 2005 en $kWh/m^2/jour$ (Source :NASA, 2008). . . . .	77
5.3	Position de la ville de Mbour ( $14.39^{\circ}N$ ; $16.98^{\circ}W$ ) par rapport à la ville de Dakar ( $14.25^{\circ}N$ ; $17.17^{\circ}W$ ), (Source : googlearth 2010). . . . .	77
5.4	Moyenne mensuelle du potentiel d'énergie solaire en $kWh/m^2/j$ à Mbour. Représentation des potentiels direct normal, diffus et global sur plan horizontal. . . . .	79
5.5	Comparaison des moyennes mensuelles de l'irradiation avec l'épaisseur optique totale de l'aérosol AERONET à 870 nm. (a) potentiel direct normal et diffus ; (b) potentiel global. . . . .	81
5.6	Répartition fréquentielle des moyennes journalières (en %) de l' $AOT_{AERONET}$ à 870 nm à Mbour en 2006. . . . .	82
5.7	Répartition fréquentielle des moyennes journalières (en %) de l' $AOT_{AERONET}$ pendant les saisons sèche (à gauche) et humide (à droite) en 2006 à Mbour. . . .	83
5.8	Images satellitaires (MODIS-Aqua) de la couverture nuageuse et des poussières au dessus du Sénégal. Celles d'en haut représentent les jours de ciel clair (1 <sup>er</sup> mars et 16 Sept), les journées intermédiaires (24 Févr et 21 Août) et les jours de ciel pollué (11 Mars et 19 Juil). Les journées sélectionnées en saison sèche sont représentées à gauche et celles droites sont prises en saison humide. L'emplacement de la station de Mbour est représenté par le cercle bleu. Les points rouges représentent les évènements de feux de biomasse. . . . .	84
5.9	Profils d'extinction des aérosols ( $km^{-1}$ ) mesurés par le Lidar au cours d'une journée ciel clair (1 <sup>er</sup> mars et 16 Sept) et une journée intermédiaire (24 Févr et 21 Août) pendant la saison sèche (à gauche) et la saison des pluies (à droite) en 2006 à Mbour. . . . .	85
5.10	Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) le 1 mars 2006 (saison sèche, $AOT_{870} = 0.067$ ). (b) le 16 septembre 2006 (saison humide, $AOT_{870} = 0.069$ ). . . . .	86
5.11	Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) Le 24 février 2006 (saison sèche, $AOT_{870} = 0.2$ ). (b) Le 21 août 2006 (saison humide, $AOT_{870} = 0.23$ ). . . . .	88
5.12	Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) le 11 mars 2006 (saison sèche, $AOT_{870} = 2.31$ ). (b) le 19 juillet 2006 (saison humide, $AOT_{870} = 2.07$ ). . . . .	89

6.1	Transport des poussières désertiques mondiales. Différentes trajectoires des poussières Sahariennes d'après Meigs (1953) et Coudé-Gaussen (1984). . . . .	94
6.2	Moyenne mensuelle des concentrations de poussières africaines mesurées à la Barbade entre 1965 (65) et 1998 (98). Les flèches indiquent les années où les grandes manifestations d'El Niño ont eu lieu (Prospero and Lamb, 2003). . . . .	95
6.3	Image visible (MODIS) au dessus de l'Algérie (Tamanrasset) les 3 et 4 Juillet 2010 . La flèche noire représente une émission de poussières le 4 juillet. . . . .	97
6.4	Evolution de l'AOT <sub>MODIS</sub> (Blue Deep) et Streamlines (Ncep) à 925 hpa entre le 3 et 8 juillet au Sahel. Les points en gris représentent les stations AERONET de la région. . . . .	99
6.5	Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont les points finaux sont Dakar le 7 juillet 2010 à 12 :00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 48 heures. Elles sont représentées dans les couches 3000 et 4000 m à Dakar. . . . .	100
6.6	Évolution journalière de l'AOT <sub>AERONET</sub> sur les différentes stations entre le 2 et 8 juillet 2010. . . . .	101
6.7	Distribution en taille volumique AERONET pour les quatre stations(Tamanrasset, Banizoumbou, Dakar et Cap-vert) en fonction du rayon (um). Représentation dans chaque station lors du passage de la couche de poussières. . . . .	102
6.8	Photographies du disque solaire à partir du balcon face Ouest du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon-Fongang avant (6 juil) et pendant (7 juil) l'événement : le 6 juillet (à gauche) et le 7 juillet (à droite). . . . .	103
6.9	Photographies de la couche d'aérosol au dessus de l'Afrique de l'Ouest depuis l'espace par l'instrument MODIS (Terra et Aqua) les 6 et 7 juillet 2010. La croix représente la position de la ville de Dakar. . . . .	104
6.10	Propriétés optiques et microphysiques des aérosols entre le 1 <sup>er</sup> et le 8 juillet 2010 à Dakar. (a) Évolution journalière de l'AOT Aeronet, Modis et Microtop; (b) Variation journalière de la distribution en taille (Aeronet) entre les 6, 7 et 8 Juillet à Dakar. . . . .	105
6.11	Trace au sol de CALIPSO au dessus de Dakar le 7 juillet 2010 à 2h47mn21s UTC. La couleur rose indique le parcours déjà effectué par le satellite CALIPSO. . . . .	107
6.12	Rétrodiffusion totale atténuée en $km^{-1}sr^{-1}$ . Image du lidar CALIOP le 7 juillet à 2h47mn UTC au dessus de l'Afrique de l'Ouest. Le contour en noir représente la couche de poussière au dessus de Dakar. . . . .	108
6.13	Coefficient de rétrodiffusion atténué à 523 nm mesuré par le lidar positionné à Mbour (Sénégal) le 7 juillet 2010. L'axe des abscisses représente l'heure en UTC et l'axe des ordonnées la hauteur de l'atmosphère en km. . . . .	109
6.14	Coefficient d'extinction de l'aérosol en $km^{-1}$ sur la station de Mbour le 6 (a et b) , le 7 (c et d) et le 8 (e et f) juillet 2010 à 550 nm. Profils mesurés à 11h02mn (à gauche) et à 18h15mn (à droite). . . . .	110
6.15	Variabilité diurne des flux de surface mesurés à Mbour les 6, 7 et 8 juillet 2010. (a) Rayonnement direct, (b) Irradiation diffuse, (c) Flux de surface total et (d) Rayonnement infrarouge. L'unité est en $W.m^{-2}$ . . . . .	111

---

6.16	Forçage radiatif à partir des inversion AERONET au niveau la surface (BOA) et au sommet de l'atmosphère (TOA) entre le 1 et le 8 juillet à Dakar en $Wm^{-2}$ . . .	112
6.17	Radiosondage effectué à Dakar le 06 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température observée en °C. La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du sondage (Source : Univerty of Wyoming). . . . .	113
6.18	Radiosondage effectué à Dakar le 06 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température en °C. La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du sondage (Source : Univerty of Wyoming). . . . .	114
6.19	Radiosondage effectué à Dakar le 07 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température en °C. . . . .	115
6.20	Coupe verticale de l'humidité relative entre le 6 juillet (00 :00 UTC) et le 8 juillet (00 :00 UTC) juillet 2010 au dessus de la ville de Dakar. . . . .	116

# Liste des tableaux

1.1	Estimations (en %) des émissions de différents types d'aérosols pour l'année 2000 (IPCC, 2001). . . . .	5
3.1	Moyennes saisonnières interannuelles de l'AOT <sub>AERONET</sub> pour les quatre stations de la région entre 2000 et 2010. Comparaison (moyenne mensuelle) entre la saison sèche (mars-avril-mai) et la saison humide (juin-juillet-août). . . . .	41
3.2	Moyenne saisonnière interannuelles du forçage radiatif journalier à la surface (BOA) pour les quatre stations en W/m <sup>2</sup> par jour (2000-2010). Comparaison entre l'hiver (DJF), la printemps (MAM), l'été (JJA), l'automne (SON) et la moyenne totale. . . . .	45
4.1	Moyenne annuelle de l'épaisseur optique (550 nm) à Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou, Dakar et à Sal (Cap-Vert). Comparaison entre AERONET, MODIS et RegCM3. . . . .	54
5.1	Pourcentage du nombre de journées de mesures du fluxmètre disponible par mois en 2006. . . . .	78
5.2	Variation saisonnière des mesures du potentiel d'énergie solaire en kWh/m <sup>2</sup> /j ; de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture en %. Moyenne saisonnière et annuelle des potentiels (direct normal, diffus et global sur plan horizontal) et de l'épaisseur optique de l'aérosol en 2006. . . . .	80
5.3	Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en kWh/m <sup>2</sup> /jour, de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 1 <sup>er</sup> Mars et le 16 Septembre 2006. . . . .	87
5.4	Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en kWh/m <sup>2</sup> /jour, de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 24 Février et le 21 Août 2006. . . . .	88
5.5	Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en kWh/m <sup>2</sup> /jour, de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 11 mars et le 19 juillet 2006. . . . .	89

- 
- 6.1 Propriétés optiques et microphysiques des aérosols entre le 5 et 8 juillet 2010 à Dakar (AERONET<sub>870nm</sub>). De gauche à droite, on note l'épaisseur optique totale ( $\delta_t$ ), l'épaisseur optique du mode fin ( $\delta_f$ ), l'épaisseur mode gros ( $\delta_c$ ), le rapport des deux précédents ( $C_v$ ), le coefficient d'Angström ( $\alpha$ ), l'albédo de simple diffusion ( $\omega_0$ ), le coefficient d'asymétrie ( $g$ ), l'indice imaginaire ( $n_i$ ), l'indice réel ( $n_r$ ) et le rayon effectif des particules ( $r_{eff}$ ). . . . . 106

# **Chapitre 1**

## **Introduction générale**



## 1.1 Intérêt scientifique

Le réchauffement de la planète est devenu une préoccupation croissante tant pour les décideurs que pour les chercheurs. Le dernier rapport du GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) (IPCC, 2007) a conclu que le réchauffement de la planète est en grande partie imputable à l'action de l'homme (origine anthropique). Cependant, il reste encore beaucoup d'inconnus dans l'évolution future du climat terrestre, particulièrement sur le rôle des aérosols dans cette évolution et leurs interactions avec divers composants du système climatique. Plusieurs efforts internationaux ont été consacrés à l'étude des aérosols et à la compréhension de leurs interactions avec les autres composantes du système climatique planétaire. Ces études incluant des campagnes de mesures et des réseaux de surveillance permettent d'une part de caractériser les propriétés physico-chimiques de ces particules et d'autre part, d'évaluer leur impact sur le climat. Malgré tous ces efforts des incertitudes importantes demeurent.

La figure 1.1 présente les différents forçages existants notamment celles liés aux gaz à effet de serre (GES) et aux aérosols. On constate que l'estimation du forçage lié aux GES est plus fiable que celles causés par les différents types d'aérosols. Les incertitudes associées à l'estimation du forçage des aérosols sont très importantes.

### 1.1.1 Généralités sur les aérosols

On appelle aérosol atmosphérique toute particule en suspension dans l'atmosphère hormis les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace. Leur durée de vie dans l'atmosphère est de l'ordre de la semaine et ces particules peuvent être transportées à des milliers de kilomètres de leur zone d'émission. Aitken (1980) a été le premier à supposer leur rôle important dans les phénomènes atmosphériques. Et McCormick and Ludwig (1967) et Hansen et al. (2000) établissent leurs effets directs. Ces particules sont très diverses de part leur origine, leur taille, leur forme, leur zone source et leur composition chimique. Ils peuvent être d'origine naturelle (poussières désertiques, sels marins, cendres volcaniques, débris biologiques) ou anthropique (suies, poussières industrielles, feux de biomasse, aérosols organiques). D'après les travaux de Junge (1958) et Whitby (1978), elles peuvent être regroupées en trois classes de taille :

- Avec un rayon compris entre  $0.01 \mu\text{m}$  et  $0.1 \mu\text{m}$ , les particules d'Aitken constituent des noyaux de condensation indispensables pour la formation des nuages et des brouillards.
- La taille des particules fines varie entre  $0.1 \mu\text{m}$  et  $1 \mu\text{m}$ . Ces particules sont celles qui interagissent le plus avec le rayonnement.
- De  $1 \mu\text{m}$  à  $100 \mu\text{m}$ , on retrouve ces grosses particules à proximité des zones d'émission.

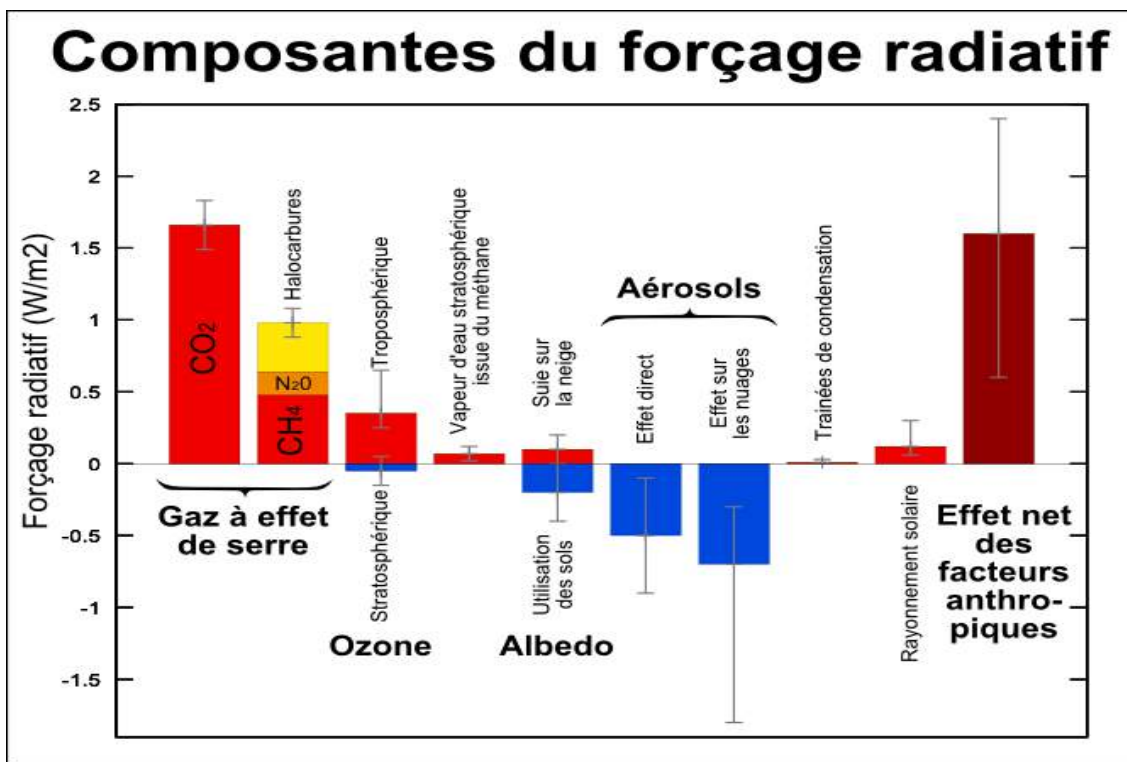


Figure 1.1 – Forçages radiatifs moyens ( $\text{W/m}^2$ ) liés aux gaz à effet de serre et aux aérosols à l'échelle mondiale entre 1970 et 2006. Les barres rectangulaires représentent leurs contributions sur le bilan radiatif total. Les incertitudes liées à chaque estimation sont représentées par les lignes verticales. Source : (IPCC, 2007).

Le processus de formation des aérosols se fait soit par l'action du vent sur les surfaces (aérosols primaires) ou par la conversion gaz-particules (aérosols secondaires). Les aérosols primaires sont constitués de poussières désertiques et de particules maritimes alors que les aérosols secondaires sont souvent des nitrates et les particules de feux de biomasse. Le tableau 1.1 présente l'estimation des quantités d'aérosols (en millions de tonnes) présents dans l'atmosphère pour l'année 2000 (IPCC, 2001). On constate que les aérosols naturels constituent la majorité des émissions avec plus de 94% des estimations totales en 2000. Les aérosols sont pour la plupart localisés dans les basses couches d'où l'appellation d'aérosols troposphériques. Cependant, les éruptions volcaniques peuvent injecter d'importantes quantités de particules dans la stratosphère. Et enfin les aérosols s'éliminent en tombant sur terre soit par des précipitations (lessivage ou dépôt humide) ou par l'effet de leur poids (sédimentation puis dépôt sec).

Origine	Source	Intensité (Mt/an)		
		la plus sure	basse	haute
Naturelle 94%	<u>Primaires</u>			
	Poussières minérales	2150	1000	3000
	Sels marins	3340	1000	6000
	Cendres volcaniques	33	4	10
	Débris biologiques	56	0	90
	<u>Secondaires</u>			
	Sulfates biogéniques	57	28	118
	Sulfates volcaniques	21	9	48
	Aérosols organique secondaires	16	8	40
	Nitrates	3.9	1.9	7.5
	<b>Total1</b>	<b>5676.9</b>		
Anthropique 6%	<u>Primaires</u>			
	Suies	12.3	11	17
	Poussières industrielles	100	40	14
	<u>Secondaires</u>			
	Feux de végétation	82	55	110
	Sulfates anthropiques	122	69	214
	Nitrates anthropiques	14.2	9.6	19.2
	Aérosols organiques	0.6	0.3	1.8
	<b>Total2</b>	<b>331.1</b>		
	<b>Total</b>	<b>6008</b>		

**Tableau 1.1 – Estimations (en %) des émissions de différents types d'aérosols pour l'année 2000 (IPCC, 2001).**

### 1.1.2 Effets atmosphériques des aérosols

Les aérosols agissent sur le climat par plusieurs effets complexes. D'abord, ils peuvent diffuser ou absorber le rayonnement solaire et donc provoquer un forçage, c'est l'effet direct (Charlson et al., 1992). La diffusion par les aérosols augmente l'albédo planétaire, ce qui entraîne un refroidissement. Ensuite, l'absorption du rayonnement change le taux de chauffage atmosphérique. Cela provoque des changements de la structure verticale de l'atmosphère en créant un gradient de température entre la couche d'aérosols et la surface (Ackerman et al., 2000). Cet effet mal connu est appelé effet semi-direct. Et enfin, leur présence dans l'atmosphère peut influencer la formation des nuages en servant de noyaux de condensation, on parle alors d'effet indirect. Une hausse de la concentration en particules peut se traduire par une multiplication des gouttelettes (diminution de leur taille) et donc une augmentation de l'albédo des nuages. Un albédo important s'accompagne d'une couverture nuageuse conséquente, ce qui entraîne de nouveau un refroidissement (premier effet indirect) (Twomey, 1974). La réduction de la taille des gouttelettes entraîne une prolongation de la durée de vie des nuages et peut provoquer une diminution des précipitations (deuxième effet indirect) Albrecht (1989); Ackerman et al. (2004). A l'état actuel des connaissances scientifiques, les effets indirect et semi-direct sont difficilement estimables.

### 1.1.3 Autres effets des aérosols

Selon leur taille et leur composition chimique, les aérosols peuvent avoir des effets sanitaires et environnementaux. Pendant leur processus de dépôt sur les sols et sur la végétation, ils agissent sur ces derniers. Le dépôt (sec ou humide) des particules minérales participe à un apport en nitrates et en phosphates pour les surfaces arables. Cette fertilisation des sols a été notée par exemple dans le delta d'Okavango en Afrique Australe (Tyson et al., 2002). D'autres types de particules sont néfastes pour les surfaces dans le cadre des pluies acides qui peuvent provoquer une accélération de la désertification dans certaines zones. Le dépôt des aérosols sur la végétation peut altérer leur activité photosynthétique. Cela se caractérise notamment par une perte de rendement pour les cultures (Steiner and Chameides, 2005; Chameides et al., 1999).

L'impact des aérosols sur la santé se traduit par une augmentation des cas de maladies respiratoires (Kacenenbogen, 2008). Les aérosols dont le rayon est supérieur à  $2.5 \mu\text{m}$  ( $\text{PM}_{2.5}$ ) affectent souvent les voies respiratoires supérieures (nez, gorge et cavité nasale). Les particules les plus fines pénètrent dans les poumons et peuvent atteindre les alvéoles par diffusion (Klaassen et al., 1986). L'exposition à une forte concentration de ces dernières peut produire de nombreux effets sur la santé, causant une inflammation pulmonaire jusqu'à une aggravation entraînant une thrombose vasculaire qui peut être mortelle (Nemmar et al., 2003). Les aérosols issus des combustibles fossiles sont responsables d'un nombre non négligeable de cas de décès dans les grandes villes (pollution urbaine). En Europe, on estime actuellement à 100000 le nombre de décès et à 725000 le nombre d'années de vie perdues par an attribuable à exposition au particules fines (Europeen, 2005). Plusieurs réseaux de surveillance de la pollution atmosphérique ont été développés ces dernières années en Europe et un peu partout dans le monde. En mars 2010, le Sénégal a inauguré le Centre de Gestion de la Qualité de l'Air (CGQA) à Dakar (14.25

°N ; 17.17 °W). Il a pour objectif d'assurer la veille sur la pollution ambiante, d'évaluer les rejets de polluants à la source, d'informer le public sur l'état de la qualité de l'air et de fournir à l'état des rapports sur la pollution de l'air pour une prise de décision. Il dispose d'un laboratoire de référence et de cinq stations fixes de mesure de la pollution de l'air réparties à travers la ville de Dakar. Ces stations fixes sont complétées par un laboratoire mobile qui effectue des mesures dans des endroits ciblés.

## 1.2 L'observation des aérosols par Télédétection

L'observation des aérosols par télédétection consiste à mesurer le signal électromagnétique qui interagit avec les particules pour obtenir des informations sur ces dernières. Le rayonnement est affecté par la capacité des particules à diffuser, absorber, réfléchir et à polariser la lumière. Si la source de ce rayonnement provient d'une source naturelle (Soleil ou Terre), on parle de télédétection passive alors que si le rayonnement provient directement de l'instrument, la détection est active (Lidar, Radar). L'analyse de ce rayonnement permet d'obtenir la signature des aérosols.

Les mesures directes depuis le sol sont accomplies soit par intégration horizontale ou verticale (mesures photométriques). Elles servent surtout d'outils de validation des mesures inversées. Des réseaux mondiaux de télédétection au sol (passives et actives) ont été développés depuis une vingtaine d'années. Le plus célèbre d'entre eux est le réseau de détection passive AERONET<sup>1</sup> qui est formé de photomètres solaires. Il a permis d'avoir une base de données pour la caractérisation des aérosols continentaux (Holben et al., 1998). Le photomètre permet d'obtenir directement l'épaisseur optique en visant le soleil sur plusieurs directions.

La courte durée de vie des aérosols, associés à leurs sources non-uniformes et à leurs interactions complexes conduisent à une forte variabilité temporelle et spatiale de ces derniers. Grâce à leur couverture globale, les mesures satellitaires constituent des outils adaptés à l'observation globale des aérosols. Certains instruments (AVHRR, TOMS, METEOSAT) non destinés à l'étude des aérosols ont permis d'avoir les premières estimations (plus ou moins précises) des caractéristiques des aérosols (Jankowiak and Tanre, 1992; Rao and McClain, 1989; Herman et al., 1997). Les premiers instruments conçus spécifiquement pour l'étude des aérosols furent POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances) en 1996 (Deschamps et al., 1994), MODIS (Salomonson et al., 1989) et MISR (Diner et al., 1998). Ces capteurs sont dotés de capacités d'observations innovantes, variées et complémentaires. Cependant, ils ont plusieurs limitations : (1) leur résolution spatiale est limitée et (2) les propriétés des aérosols ne peuvent pas être déduites directement de ces mesures. Les propriétés géophysiques des aérosols sont obtenues par inversion des mesures en utilisant des codes de transfert radiatif.

## 1.3 Les méthodes d'inversion

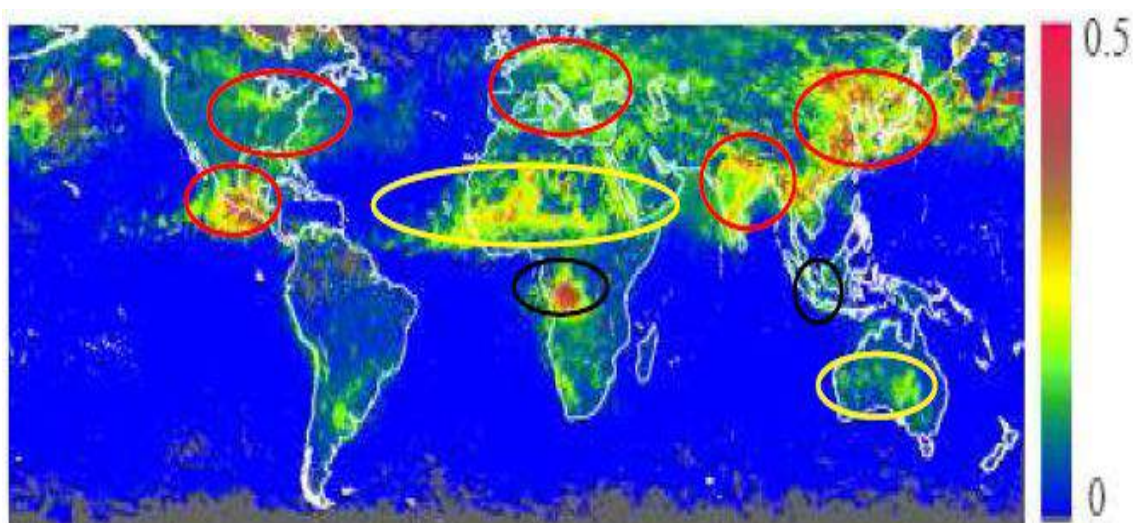
Au dessus des surfaces océaniques, les méthodes d'inversion parviennent à une estimation précise des aérosols. Cependant au dessus des continents, ces méthodes sont confrontées à la

---

1. Source : <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>

difficulté de séparer les contributions des aérosols à celles des surfaces du fait de leur variabilité temporelle et spatiale. Par contre, la détection des aérosols au dessus des terres est indispensable pour une meilleure description de ces derniers car la plupart des émissions s'effectuent au-dessus de ces types de surfaces (désert, forêt). Beaucoup de méthodes ont été mises en œuvre afin de mieux cerner cette problématique de surface. Dans un premier temps, les méthodes développées ont ciblé des surfaces continentales considérées comme assez sombres (forêt dense). Pour ces types de surfaces, on admet que la réflectance du sol est faible dans le proche infrarouge, ce qui la rend négligeable devant la contribution des aérosols. Des instruments comme LANDSAT3 ont été les premiers à envisager cette approche (Kaufman and Sendra, 1988). Par la suite d'autres capteurs comme MODIS, MISR, MERIS, POLDER et MICROPOL ont été développés pour la caractérisation des aérosols au dessus des terres. Pour restituer l'épaisseur optique des aérosols, MODIS utilise le canal  $2.13 \mu\text{m}$  et estime les réflectances des surfaces dans les canaux visibles à l'aide de relations empiriques à  $0.47$  et  $0.67 \mu\text{m}$  (Kaufman and Fraser, 1997). MISR utilise les mesures directionnelles pour distinguer les différentes contributions (surface et aérosol). Un modèle de surface bidirectionnelle a été utilisé pour généraliser cette méthode aux surfaces plus réfléchissantes (Martonchick and Diner, 1992). Comme sur l'océan, l'instrument agissant dans l'ultraviolet TOMS a permis d'étudier l'effet radiatif des aérosols désertiques (Hsu et al., 2000). Grâce aux mesures dans l'infrarouge thermique, les aérosols désertiques qui étaient jusque-là difficile à détecter ont pu être observés. Leur effet radiatif ainsi que l'estimation de leur épaisseur optique dans l'IR thermique a été mise en évidence par le biais d'instruments comme METEOSAT ( $10\text{-}12.5 \mu\text{m}$ ) (Legrand et al., 1988; Legrand, 1989; Legrand et al., 2001; Verge-Depre, 2007) et AVHRR (Ackerman, 1989, 1997). L'autre approche originale consiste à utiliser l'information polarisée pour l'observation des aérosols au dessus des terres. Cette information est un outil très performant pour la caractérisation des aérosols au dessus des continents (Herman et al., 1997; Deuzé, 1993; Cairns et al., 1997). Contrairement à la surface, les aérosols et les molécules sont très sensibles à la polarisation. Un algorithme a été incorporé sur POLDER pour restituer les paramètres géophysiques de l'aérosol tels que, son épaisseur optique et sa taille (Deuzé et al., 2001).

La figure 1.2 présente les principales sources d'aérosols restituées par POLDER le 1<sup>er</sup> mai 1997. On voit en contour les principales sources des différents types d'aérosols. La couleur jaune indique les panaches d'aérosols minérales sur le Sahara (Afrique) et dans les zones désertiques en Australie. Les panaches d'aérosols de feux de biomasse (Afrique Équatorial) sont représentés en ellipses noires. Et enfin les contours rouges symbolisent les sources d'aérosols de pollution localisées en Europe, Chine et en Amérique du Nord. Les instruments POLDER et MICROPOL ont démontré la neutralité spectrale des surfaces dans le proche et moyen infrarouge en mesures polarisées (Waquet, 2006). Partant de cette hypothèse, on arrive à améliorer l'estimation des paramètres de l'aérosol après correction des effets de l'atmosphère (molécules). Grâce aux mesures polarisées, l'instrument POLDER parvient à bien détecter les aérosols de pollution. Toutefois, la contribution de la surface doit être prise en compte dans certains cas. Des techniques de modélisation de différentes surfaces rencontrées ont été développées. Parmi celles-ci, on peut citer la méthode des couverts végétaux (Rondeaux and Herman, 1991), la méthode des sols nus (Bréon et al., 1995) et enfin celle dite semi-empirique utilisée dans l'algorithme POLDER (Nadal and



**Figure 1.2 – Épaisseur optique des aérosols (AOT) restituée par le radiomètre POLDER I en mai 1997 (Waquet, 2006). Les contours en rouge indiquent les sources urbaines (très fortes concentrations au-dessus de la Chine, de l'Inde et du Mexique), les contours en jaune précisent les panaches de poussières minérales (Sahara, Australie) et enfin les contours en noirs montrent les zones de panaches de feux de brousse (zones équatoriales).**

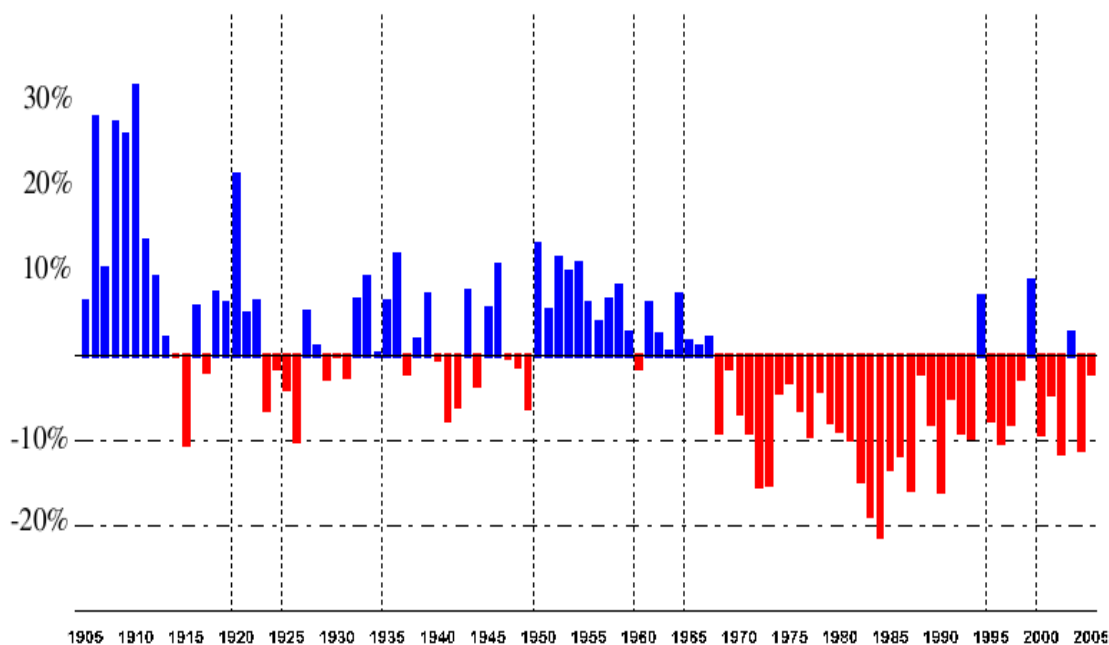
Bréon, 1999).

## 1.4 Contexte de l'étude

### 1.4.1 Variabilité du climat Ouest Africain

La pluviométrie est un élément majeur du climat en Afrique de l'Ouest. Mais les pluies y sont très irrégulières d'une année à l'autre. Cela a conduit à des périodes de sécheresses intenses dont celle du début des années 70 à la fin des années 80. Ainsi, le déficit en ressources en eau a été dévastateur pour les populations et pour l'économie du Sahel (10 °N et 18 °N ; 17.5 °W et 20 °E). Par exemple, la capacité du bétail au Sahel a diminué de moitié alors que certaines cultures pour l'exportation ont disparu (Food and Organisation, 1997). Dans les régions plus au Sud du Sahel (en général beaucoup plus humides), des usines de production hydroélectrique ont dû fermer pendant les étés de 1984 et 1998. On a estimé que la croissance économique du Ghana, d'une moyenne de 5% par an s'est arrêtée en 1999 à cause du manque de ressources en eau et des problèmes associés (Redelsperger and al., 2002).

Les années de famine au Sahel ont poussé beaucoup de chercheurs à évaluer les mécanismes plausibles, associés à la sécheresse (Folland and al., 1986; Nicholson, 1981; Fontaine and Janicot, 1996; Lamb, 1983; Lamb and Pepler, 1992). Sur la figure 1.3 est représentée la série temporelle de l'anomalie de pluie entre 1905 et 2005. Le maximum en anomalies négatives a été noté entre



**Figure 1.3 – Série temporelle d’anomalies de pluie (en %) sur le Sahel de 1905 à 2005, exprimées par l’écart par rapport à la moyenne divisée par l’écart-type (Crumeyrrolles, 2008).**

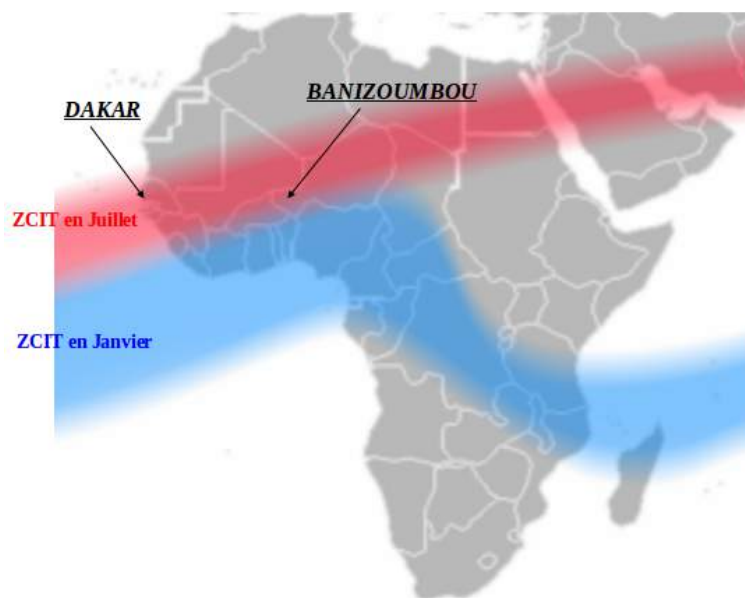
1970 et 1990. Ces déficits se sont répandus vers le Sud de la région jusqu’au Golfe de Guinée (Lebel et al., 2000). Certaines observations montrent que la tendance à la réduction de pluies saisonnières a commencé dans la fin des années 1960 et s’est poursuivie dans les années 1990 (Nicholson et al., 2000; Dai et al., 2004).

Cette sécheresse est l’une des signatures de la variabilité du climat en Afrique. Étant donné les impacts régionaux importants de cette dernière sur les activités humaines, il devient fondamental de mieux prendre en compte les mécanismes physiques de cette variabilité, de manière à améliorer la prévision saisonnière. À l’état des connaissances actuelles, il reste toujours difficile à évaluer cette variabilité même en connaissant l’une des composantes climatiques dominantes qui est la Mousson Ouest Africaine (MOA). Cela est dû aux interactions complexes entre l’atmosphère, la biosphère et l’hydrosphère qui semblent contrôler la dynamique de la MOA et le cycle de vie des systèmes pluviométriques en Afrique de l’Ouest. Quelques rares campagnes à des échelles régionales ont eu lieu dont GATE (Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiment, 1974), HAPEX-SAHEL (Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel, 1994) et le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (Redelsperger et al., 2006) pour une meilleure compréhension du système de mousson en Afrique.

## 1.4.2 La mousson Ouest Africaine et les aérosols

### 1.4.2.1 Circulation générale de la mousson Ouest Africaine

La mousson Ouest Africaine (MOA) est un des facteurs importants du climat Ouest Africain qui reste toujours difficile à élucider à cause des interactions complexes entre l'atmosphère, l'océan et la terre. Perçue d'abord comme une simple brise de mer géante (Halley, 1686). Par la suite, Gadgil (2003) souligne que contrairement au phénomène de brise, le maximum d'ascendance n'a pas lieu à l'endroit le plus chaud, ceci principalement à cause de l'absence d'humidité. Au premier ordre, on peut considérer ce système à symétrie zonale comme étant entraîné par une circulation thermique directe répondant aux gradients méridionaux de l'énergie statique humide (ESH) et sèche (Hamilton and Archobold, 1945). Cette perception s'explique par la zone de convergence intertropicale (ZCIT) qui sépare les deux masses d'air, d'origine différentes. Au Nord, l'air continental chaud et très sec où se situent les vents d'Harmattan et au Sud l'air océanique moins chaud mais plus humide en provenance du Golfe de Guinée (flux de mousson) (voir Fig 1.4). Ces gradients sont particulièrement marqués dans la couche limite entre le Golfe de



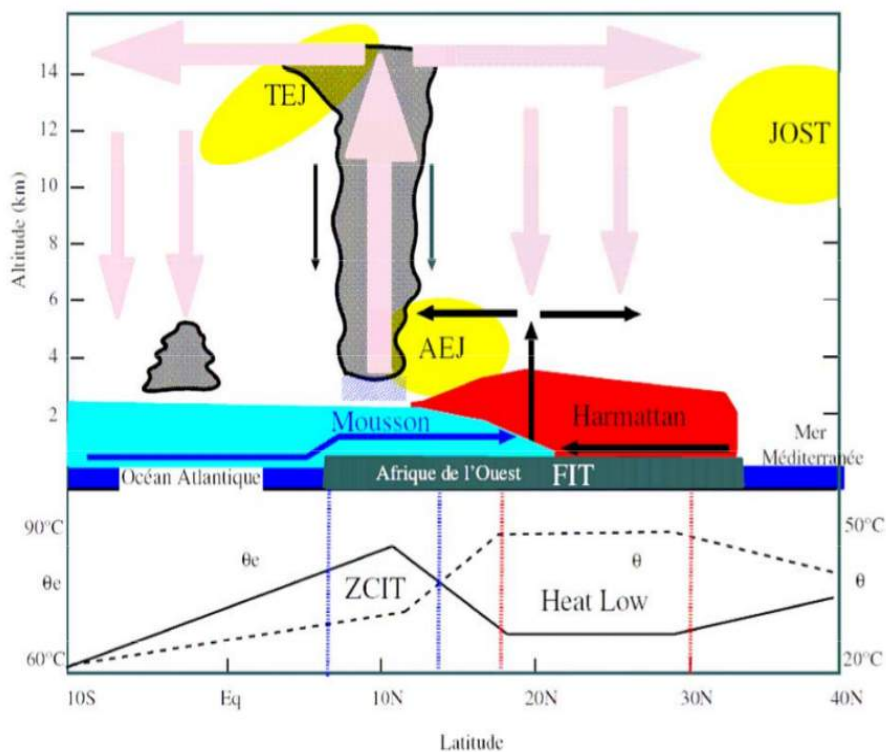
**Figure 1.4 – Position du ZCIT sur le continent Africain en janvier (bleu) et en juillet (rouge) au Sahel. Représentation des stations de Banizoumbou et de Dakar (Source : cours Lafore).**

Guinée et les régions continentales de l'Afrique de l'Ouest (Plumb and Hou, 1992; Eltahir and Gong, 1996). En réponse au mouvement apparent du soleil, la ZCIT oscille de part et d'autre de l'équateur, ce qui est à l'origine des précipitations en Afrique de l'Ouest.

La date de démarrage de la mousson au-dessus de l'Afrique de l'Ouest est liée à la progression vers le Nord de la Zone de Convergence Intertropicale pendant le printemps et l'été boréal

(voir Fig 1.4). La transition entre la saison sèche et la saison humide se fait de manière très rapide (en l'espace de quelques jours), c'est le "saut de mousson". Cette position quasi-stationnaire à 5°N vers Mai et Juin marque la première saison des pluies en Afrique Guinéenne suivit d'une deuxième position d'équilibre à 10°N en Juillet et en Août en pleine saison humide en Afrique soudano-sahélienne (Sultan and Janicot, 2000, 2003). Cependant, d'autres mécanismes semblent intervenir dans l'établissement de ce "saut" de mousson comme les interactions avec les perturbations synoptiques d'Est (Ondes d'Est), ce qui pourraient être à l'origine de la variabilité inter-annuelle et intra-saisonnière de la MOA (Sultan and Janicot, 2003). Les résultats obtenus par Le Barbe et al. (2002) avec l'aide d'analyses de l'occurrence des événements pluvieux et de l'intensité en pluies au Sahel semblent confirmer ces hypothèses en montrant une discontinuité entre les "deux" saisons de pluies au Sahel.

La circulation de mousson est organisée dans la couche limite, autour de deux flux clés qui sont le flux de mousson, vent du sud-ouest venant du Golfe de Guinée, et l'Harmattan, flux de nord-est venant des zones désertiques (voir figure 1.5). Au niveau de la moyenne et haute



**Figure 1.5 – Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle ( $\theta$ ) et de température potentielle équivalente ( $\theta_e$ ) dans la couche limite atmosphérique. Cf. texte pour détails. Source : (Peyrille, 2006).**

troposphère, elle est assurée par des jets (Jet d'Est Africain, AEJ ; Jet d'Est Tropical, JET ; Jet d'Ouest Subtropical, JOST). L'AEJ est localisé au-dessus de la zone sahélienne (15°N) entre 500 et 700 hPa et peut atteindre une intensité maximale de 15 m/s en juillet. Il est formé en réponse au gradient méridien de température (Burpee, 1972; Thorncroft and Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999) et doit son origine à l'équilibre du vent thermique. Par instabilités barocline et barotrope de ce jet, des perturbations d'échelles synoptiques appelées ondes d'Est africaine se propagent vers l'Ouest. Les systèmes convectifs de méso-échelle se positionnent souvent à des endroits privilégiés de l'onde et se propagent également vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que l'AEJ. Le JET situé entre 5°N et 10°N de juin à septembre (observé 100 hPa et 200 hPa) est lié à la convection profonde. Le JOST est positionné entre 30°N et 35°N de juin à septembre, au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley. L'intensité du JOST est reliée à celle de la cellule de Hadley. Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson africaine sont la ZCIT (zone de convection humide) et la dépression thermique Saharienne (Heat Low, zone de convection sèche) (voir Fig 1.5). Ces deux structures correspondent respectivement à un maximum de température potentielle équivalente ( $\theta_e$ ) et à un maximum de température de surface ( $\theta_s$ ).

Les conditions de surface jouent aussi un rôle important dans la circulation de mousson. Elles aussi bien océaniques que continentales. Elles modulent les gradients et doivent donc être analysées puisque les gradients méridiens d'énergie dans la couche limite entre l'océan Atlantique (Golfe de Guinée) et le continent Ouest Africain dépendent de la TSM et des paramètres de surface sur le continent tels que l'albédo, l'humidité des sols et le couvert végétal.

Les travaux de Charney (1975) ont montré une rétroaction négative entre l'albédo de surface et les pluies au Sahel. L'augmentation de l'albédo de surface par désertification entraîne une diminution de l'énergie reçue au sol et donc un refroidissement de la surface. Les précipitations sont inhibées, la ZCIT migre plus vers le Sud, la surface s'assèche encore plus, et l'albédo continue d'augmenter. Ce type de mécanisme pourrait ainsi expliquer les années de sécheresse depuis 1970, ou en tout cas contribué à amplifier ce signal (Roehrig, 2010). Cependant, Bonfils et al. (2001) ont montré qu'une baisse de l'albédo sur le Sahara permet à la zone de pluies de pénétrer plus à l'intérieur du continent, ce qui est associé à une hausse de la température de surface et des précipitations sur le cycle annuel. D'autres auteurs ont montré qu'à partir de modèles que la distribution de l'eau de surface conditionne le positionnement de la zone de convection sur le continent Chou and Neelin (2003). Leur test de sensibilité a montré que lorsque le sol saturé en eau interagit avec l'atmosphère, la ZCIT se positionne alors beaucoup plus au Sud que d'habitude. A partir d'une approche multi-modèles, Koster and al (2004) montrent que l'Afrique de l'Ouest est une des régions où le couplage sol-atmosphère est le plus fort via l'humidité du sol. D'après les travaux de Taylor and Lebel (1998) sur les données pluviométriques d'EPSAT-Niger, la dynamique de la végétation peut aussi influencer les pluies à des échelles plus fines. Une interaction significative semble exister entre les précipitations, la croissance végétale et l'évaporation aux échelles convectives. À une échelle multi-décennale, Wang and Eltahir (2000) montrent qu'une perturbation du couvert végétal dans la région guinéenne peut modifier l'équilibre climatique de la mousson, notamment dans son intensité et sa position. Il paraît nécessaire de considérer les

effets liés à l'humidité des sols et au couplage avec la végétation. À partir de résultats récents basés sur des études de modélisation, il a été montré que les océans (par exemple (Semazzi et al., 1996)), la couverture végétale (Zheng and Eltahir, 1998; Wang and Eltahir, 2000) et la topographie Semazzi and Sun (1997) semblent aussi jouer un rôle important dans l'établissement de la circulation de mousson en Afrique de l'Ouest. Le gradient d'humidité et plus particulièrement la température de surface de l'océan (SST) intervient sur les quantités de pluies au Sahel. Des SST importantes favorisent les flux de chaleur latente au dessus des océans ce qui de surcroît augmentera la quantité de vapeur dans l'atmosphère.

Pour mieux comprendre la mousson Ouest Africaine, il faut donc considérer la dynamique de l'atmosphère et celle des eaux continentales. Une augmentation de l'infiltration favorise le développement végétal, ce qui a une action en retour sur le ruissellement. Par conséquent il devient essentiel de considérer les interactions végétation-eau à l'échelle locale (Crumeayrolles, 2008). Elle exige aussi une prise en compte de plusieurs aspects du climat dans cette région qui va de la Dynamique Atmosphérique (variabilité interne de la MOA), du Cycle de l'eau Continental et des Conditions de Surface (variabilité forcée de la MOA par le continent et l'océan).

#### 1.4.2.2 Inventaire et distribution spatiale des aérosols au dessus de l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest est la plus grande source mondiale de poussières désertiques et d'aérosols de feux de biomasse (Marticorena et al., 2011).

Les poussières africaines représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphériques (IPCC, 2001). Environ, entre 30 et 40% des poussières en suspension dans l'atmosphère sont issues du Sahara et des zones arides autour (Ginoux et al., 2001; Tegen et al., 2002; Zender et al., 2003; Grini et al., 2005; Engelstaedter and Washington., 2007). Le Sahara et le Sahel constituent les régions les plus productrices d'aérosols désertiques avec une production estimée entre 400 et 700 Mt selon plusieurs sources (Bach, 1976; Schutz et al., 1981; Swap et al., 1992; D'Almeida, 1987). L'Afrique de l'Ouest est caractérisée par une omniprésence des particules désertiques (Chiapello et al., 1997; Kaufman et al., 2005; Marticorena et al., 2011). Toutefois, un cycle saisonnier typique est observé entre le mois mars et d'octobre avec un maximum de concentration de surface pendant la saison humide (été) en raison du transport des poussières (Marticorena et al., 2010). Pendant la saison des pluies, les fortes impulsions de poussières sont dues à des émissions locales provoquées par les systèmes convectifs (MCS) (Marticorena et al., 2010). Les MCS provoquent aussi les précipitations au Sahel ce qui agit de manière efficace dans le dépôt humide (Flamant et al., 2009). Plusieurs campagnes ont été menées pour étudier l'impact de ces particules sur le climat régional. Les poussières minérales en Afrique de l'Ouest ont été étudiées au cours de plusieurs campagnes de mesures, où l'effet radiatif de la poussière a été évalué par des mesures (Tanré et al., 2003; Haywood et al., 2003) et des calculs de modèles (Myhre et al., 2003). Les particules trouvées dans cette expérience ont été uniquement des aérosols minéraux avec des propriétés d'absorption relativement faibles (Haywood et al., 2003; Formenti et al., 2003).

L'Afrique est aussi une importante source d'aérosols produits par les feux de biomasse, le plus souvent d'origine agricole (anthropique). Ces particules constituent environ 40% de la production totale en aérosols de feux de biomasse (Andreae, 1991). D'après Lindesay et al. (1996), l'émission des aérosols de feux de biomasse s'évaluent entre 11-18 Tg par an avec plus de 87% sous les tropiques. Pour les zones tropicales, Hao et al. (1990) estiment que 65% des émissions sont produites en Afrique, dont 32% en l'Afrique Australe et 33% en Afrique de l'Ouest. Près de la moitié des feux sous les tropiques est attribuée aux feux de savane composés d'incendies et des feux liées à l'utilisation des terres (Andreae, 1995). Les pratiques agricoles entraînent une hausse des quantités de brûlis pendant la saison sèche. Plusieurs campagnes ont permis de caractériser les émissions de gaz de traces par les feux de savane et de forêt : DECAFE (Dynamique et Chimie Atmosphérique en Forêt Équatoriale) en 1988 (Rudolph et al., 1992; Andreae et al., 1992) et EXPRESSO (Experiment for Regional Sources and Sinks of Oxidants) entre 1996-1997 (Ruellan et al., 1999). Cependant, une étude plus récente a permis d'effectuer un inventaire des aérosols carbonés sur la période 2000-2007 en Afrique sur la base d'observations satellitaires des surfaces brûlées et des types de combustion (Lioussé et al., 2010). Les feux de biomasse qui se produisent en Afrique de l'Ouest surtout pendant hiver (Holben et al., 2001). Dans l'hémisphère Nord ils sont au maximum en décembre et principalement situés en Afrique centrale, avec quelques points chauds en Afrique de l'Ouest variable d'une année à l'autre de l'ordre de 50% (Lioussé et al., 2010). Toutefois pendant l'hiver, on rencontre très souvent des mélanges de particules désertiques et de feux de biomasse en Afrique de l'Ouest (Derimian et al., 2008). Les propriétés de ces mélanges sont très peu documentées (Andreae and Gelencser, 2006; Kirchstetter et al., 2004; Raut and Chazette, 2008). Plusieurs épisodes de mélange ont eu lieu entre janvier et février 2006, lors de la période d'observation d'AMMA (SOP-0), suivie par des épisodes d'intrusion de poussière en suspension au mois de mars.

Les émissions anthropiques dues aux combustibles fossiles aux biocarburants (essence, diesel, le bois, les résidus de récolte, ect) et à l'action de deux roues commencent à être étudiés en Afrique de l'Ouest (Assamoi and Lioussé, 2010). La contribution locale des grandes agglomérations comme Lagos et Cotonou a été mise en évidence (Reeves et al., 2010). Les simulations régionales, en accord avec les observations suggèrent une augmentation future des émissions anthropiques (carburant, trafic, industrie et biocarburant) en Afrique (Lioussé et al., 2010; Tummon et al., 2010).

La distribution spatiale des aérosols est liée à plusieurs éléments de la dynamique à grande échelle. Cependant, les observations de terrain de la mission AMMA ont montré que différents processus à petite échelle et méso-échelle sont également impliqués dans la génération de poussières minérales, d'aérosols mixtes dans la couche de mélange et dans le transport vertical des aérosols dans les hautes couches (Marticorena et al., 2010).

Pendant la saison sèche, deux régions anticycloniques sont situées à proximité des Açores et de Saint-Hélène avec une basse pression au dessus de l'Afrique de l'Ouest liée au réchauffement à grande échelle. La zone de convergence intertropicale est située légèrement au Nord de l'équateur et le flux de mousson s'atténue dans le Sud du Sahel (Marticorena et al., 2010). Le vent arrache

les limons du fait de la végétation éparses dans la région semi-aride du Sahel. Ces particules sont ensuite soulevées dans l'atmosphère puis transportées par l'Harmattan vers l'Afrique de l'Ouest. Le front d'Harmattan sépare l'air poussiéreux du Nord de celui chargé en particules issues de la biomasse du Sud, qui finissent par se mélanger à la frontière en hiver (Haywood et al., 2008). Les observations par lidar ont montré une distribution verticale bi-couche avec les poussières qui dominent dans les basses couches et les aérosols de feux de biomasse dans les couches supérieures (Leon et al., 2009; Cavalieri et al., 2011).

Pendant l'été, le bilan énergétique du système est modifiée dans cette région. Le gradient de pression se renforce entre le Sahara et le Golfe de Guinée grâce au développement du Heat Low au-dessus du désert. La ZCIT se déplace vers le nord, et le flux de mousson atteint le Nord du Sahel (Lafore et al., 2011). Ainsi, l'atmosphère au Sahel est stratifiée en deux couches du point de vue thermodynamique et des aérosols par le flux de mousson (vents du Sud-Ouest) et l'Harmattan (vents de Nord-Est). La première couche dans la basse troposphère est appelée la couche de mousson et la seconde est la Couche d'Air Saharienne (SAL) entre 4 et 6 km (Carlson and Prospero, 1972; Prospero and Carlson, 1972; Cuesta et al., 2009). Les échanges entre ces deux couches sont très limités. Cependant la présence de systèmes convectifs et/ou d'aérosols entraînent des échanges entre ces couches et des changements dans la microphysique des nuages au niveau de la SAL. Dans la ceinture de pluie (au Sud du FIT), la présence d'aérosols dans la SAL est la conséquence de transport à grande échelle (Parker et al., 2005) et peut entraîner une réduction de la visibilité (Karyampudi et al., 1999). Au niveau de la ZCIT, le passage de panaches d'aérosols facilitent les échanges entre les deux couches. On note un assèchement et une érosion de la SAL. Ces particules par leur effet direct et indirect peuvent d'une part favoriser une modification de la microphysique des noyaux de condensations au niveau de la SAL et d'autre part entraîner une augmentation ou une diminution du bilan radiatif de surface.

La formation de rafales nocturnes observée par télédétection spatiale (MODIS Deep Blue ; SEVERI/MSG) en saison humide est un processus conduisant à l'augmentation de la charge en poussières dans la couche limite Saharienne (Haywood et al., 2008). Pendant l'été, les courants de densité liés à des nuages convectifs sont responsables d'émissions de poussières supplémentaires au Sahara (Marshall et al., 2008). La dynamique de la perturbation frontale intertropicale peut entraîner le transport vertical des particules à partir de la couche limite à la fois des particules de feux de biomasse en hiver (Pelon et al., 2008) et des poussières désertiques en été (Bou Karam et al., 2008).

## 1.5 Objectifs et plan de la thèse

Les aérosols sont des éléments importants de l'atmosphère, mais leur impact sur le système climatique est sujet à de nombreuses incertitudes. D'ailleurs ils sont considérés comme l'une des principales sources d'incertitudes des modèles climatiques globaux (Twomey et al., 1984; IPCC, 2007). La modélisation de leur impact radiatif doit être améliorée et cela nécessite une meilleure caractérisation de leur distribution globale.

Le manque de données in situ et les carences en modèles climatiques régionaux entraînent des difficultés énormes dans la compréhension et la prévision du climat en Afrique de l'Ouest. Or, l'augmentation continue des émissions et de la teneur en poussières dans l'atmosphère au Sahel pendant les années de sécheresse ont été clairement établis (NTchayi et al., 1994; Prospero et al., 2002). Cependant, la cause de cet effet reste inconnue. Des hypothèses ont été émises pour expliquer ce phénomène. Est-ce qu'il s'agirait d'une augmentation de l'intensité du vent durant les années de sécheresse et/ou d'une diminution de la végétation ? Ainsi, Leenders et al. (2007) ont démontré qu'une augmentation des surfaces cultivables serait un facteur favorisant de l'érosion des sols en surfaces naturelles. Pour mieux caractériser les différents types de particules en Afrique de l'Ouest, il est nécessaire d'avoir une plus grande diversité des jeux de données ainsi qu'une meilleure identification des zones sources. L'étude d'autres sources comme celles d'origine urbaines et maritimes doivent être prises en compte. La quantité de biomasse brûlée doit être mieux documentée. De même qu'il faudra considérer plusieurs éléments de surface et de vent entre l'émission, le transport et le dépôt des particules. Il devient donc important de se concentrer sur les processus physiques et dynamiques impliqués dans l'évolution de la mousson africaine et prendre en compte les mécanismes d'interaction du système océan-atmosphère-terre, sur une large gamme d'échelle.

Le programme AMMA a été très important pour la collecte d'informations climatiques au Sahel (Redelsperger et al., 2006). Il a fait une étude intégrée d'observations et de modélisations en utilisant des mesures aéroportées, au sol et satellitaires afin de mieux caractériser les charges en aérosols au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (Polcher et al., 2011). Ainsi, plusieurs instruments dédiés aux aérosols ont été installés sur toute la région avec une station pilote à Mbour (14.39 °N, 16.98 °W) au Sénégal. Ces données seront associées à celles du réseau AERONET existant depuis plus de dix ans sur plusieurs stations de la région. Le contenu de cette thèse porte sur l'utilisation de ces mesures diverses et variées combinées à un modèle climatique régional pour l'étude des aérosols en Afrique de l'Ouest. Ces outils disposent de capacités observationnelles et simulatoires différentes mais complémentaires. Le but de ce travail de thèse est d'une part d'améliorer la caractérisation des aérosols et d'autre part d'évaluer leur impact sur le climat en Afrique de l'Ouest.

Le plan de cette thèse suit une séparation en quatre parties. La première partie (chapitres **I** et **II**) est consacrée au contexte, aux objectifs et à la méthodologie adoptée. La seconde partie (chapitre **III**) est une caractérisation intra-saisonnière des aérosols au cours de la période 2000-2010 avec les données AERONET. Le troisième volet de cette thèse est composé de deux chapitres (**IV** et **V**) traitant les impacts des aérosols en Afrique de l'Ouest. Le premier (chapitre **IV**) utilise un modèle climatique régional RegCM3 couplé à un module de poussière pour évaluer l'impact des particules désertiques sur les paramètres climatiques au Sahel. Le second (chapitre **V**) est une application qui permet d'estimer l'effet des aérosols sur le potentiel d'énergie solaire disponible à Mbour (Sénégal). Et enfin, la dernière partie (chapitre **IV**) présente une étude de cas de Couche d'Air Saharienne avec une couche intense de poussières désertiques survenue les 6,7 juillet 2010 au-dessus de Dakar.



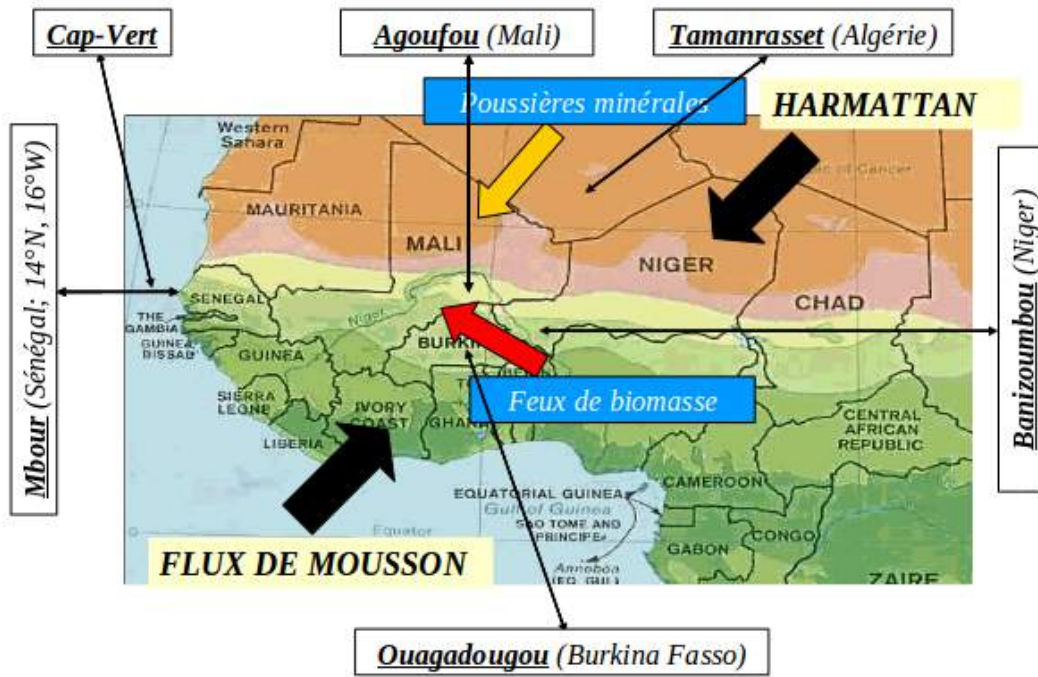
## **Chapitre 2**

### **Données et méthodes**



## 2.1 Domaine d'étude

Le domaine concerné par cette thèse englobe l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (océan Atlantique, désert du Sahara, Sahel et les pays du Golfe de Guinée). Deux sous-régions sont définies en Afrique de l'Ouest : la région de Guinée (3-10 °N ; 18 °W-20 °E) et celle du Sahel (10-18 °N ; 18 °W-20 E). La zone d'étude sera plus accès sur l'Afrique de l'Ouest avec des stations témoins (AERONET). La figure 2.1 représente une cartographie de ces dernières. Du Nord au



**Figure 2.1 – Carte détaillée de la zone d'étude AMMA. Emplacement des stations de mesures AERONET et localisation des différentes zones d'émissions des aérosols.**

Sud, on rencontre celles de Tamanrasset (Algérie), Agoufou (Mali), Dakar (Sénégal), Cap-Vert, Banizoumbou (Niger) et Ouagadougou (Burkina Fasso). Cette région se caractérise par une topographie assez contrastée avec un important gradient de végétation entre le Nord et le Sud. La climatologie des aérosols est telle que, les sources de poussières sont localisées dans le Nord vers le désert alors que celles des particules de feux de biomasse sont situées au Sud de cette région.

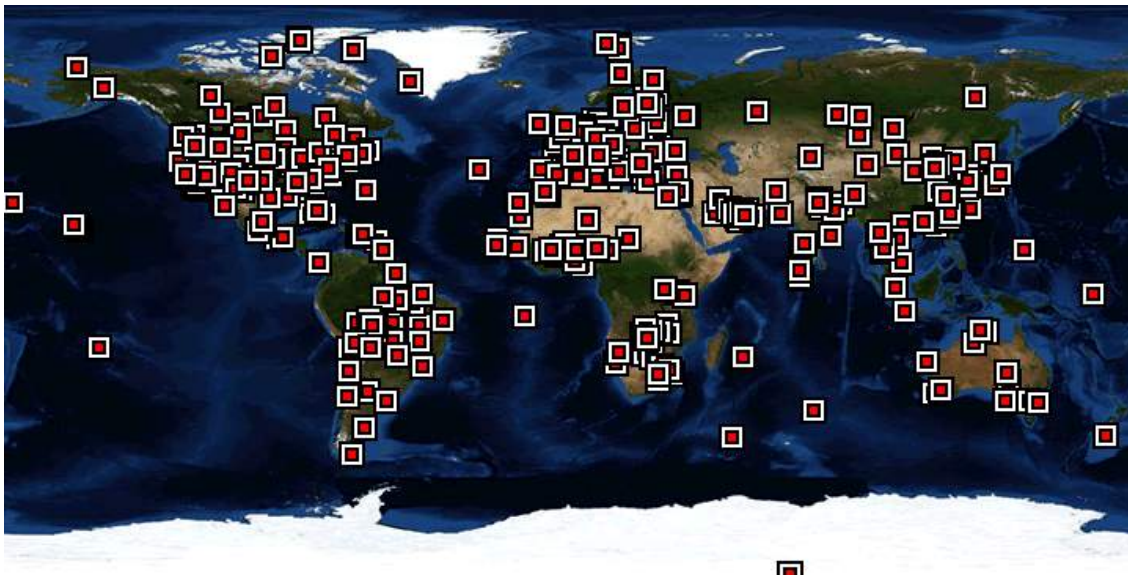
La variabilité du climat a tendance à impacter sur la circulation générale dans cette région. Elle est dominée par la génération de la mousson dans la basse troposphère et par certains régimes complexes de vents (AEJ et JET) dans les couches atmosphérique. Les vents dans les basses couches se caractérisent par la génération du flux de mousson et de l'Harmatan pendant l'été (voir Fig 2.1). Cela mène à un système de mousson très complexe avec des précipitations au Sud

de la zone de convergence tropicale (ZCIT) et le transport d'importantes quantités de poussières vers l'océan Atlantique.

## 2.2 Présentation des instruments de mesures utilisés dans cette thèse

### 2.2.1 Les données du réseau AERONET (AErosol RObotic NETwork)

La figure 2.2 représente la répartition de photomètres solaires du réseau AERONET sur toute la planète. C'est un programme mondial composé de plus de 200 photomètres solaires couvrant une grande partie de la globe. Il est cogéré par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille



**Figure 2.2 – Répartition des stations photométriques du réseau AERONET dans le monde en février 2008 (Holben et al., 1998).**

(France) et la NASA (USA). Ces instruments permettent d'obtenir les paramètres géophysiques des aérosols. Dans cette thèse, nous utilisons les photomètres installés en Afrique de l'Ouest. Ils font des mesures uniquement par ciel clair (sans nuage) et servent entre autre à l'étude des aérosols et à la validation des produits satellitaires. Ces photomètres sont fabriqués par CIMEL (Electronique, Paris). Ils sont équipés de panneaux solaires et de batteries rechargeables pour une meilleure autonomie. Ils sont aussi dotés d'un robot deux axes pour effectuer des mouvements zénithaux et azimuthaux afin de pouvoir viser tout point de la voûte céleste avec une précision de  $0.05^\circ$  et un champ de vue de  $1.2^\circ$ . Ces capteurs effectuent des mesures dans quatre bandes spectrales de largeur 10 nm à 440, 670, 870 et 1020 nm. Elles correspondent à des bandes spectrales

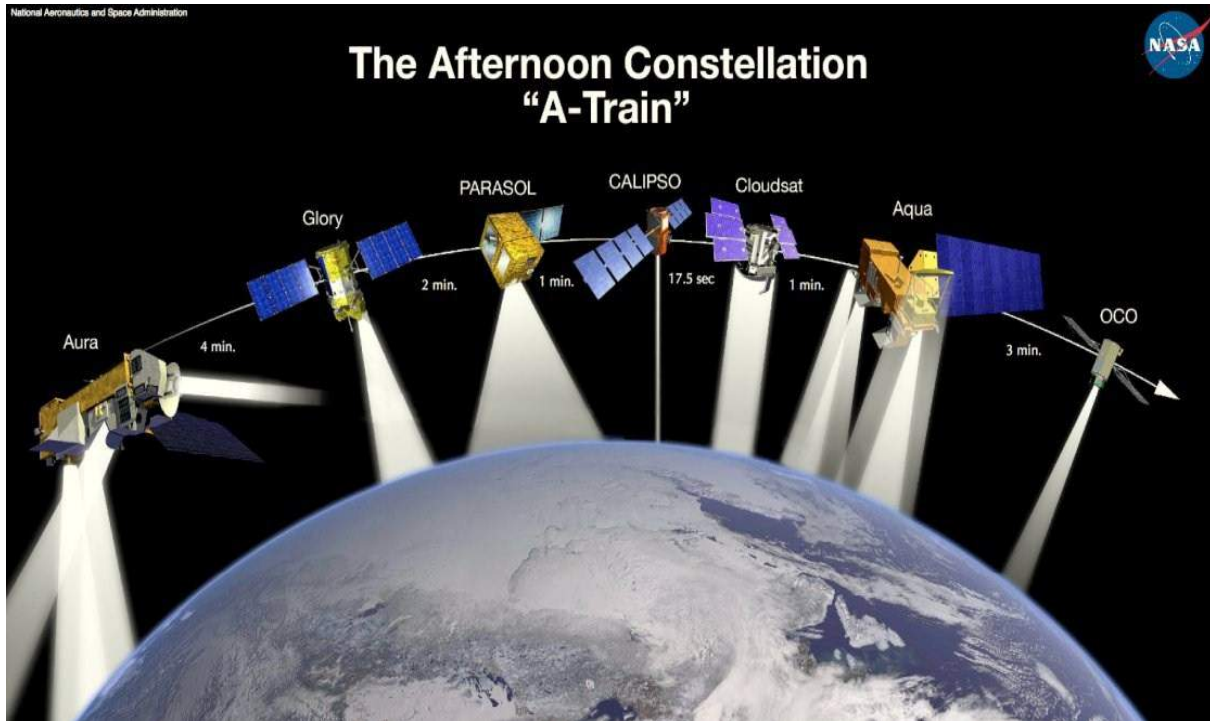
où l'absorption du rayonnement solaire par les composés gazeux est faible. Les données de ces appareils sont transmises via satellites géostationnaires toutes les heures à un centre de la NASA. Elles sont traitées sur différents niveaux de précisions. Il existe trois niveaux selon leur degré de précision : niveau 1 (données brutes), niveau 1.5 (le masque nuageux effectué automatiquement) et niveau 2 (masque nuageux manuel et étalonnage final appliqué).

Le photomètre fournit des mesures de visées solaires directes (mesures dites directes) ainsi que des mesures de distribution de luminance du ciel ( $W.m^{-2}.sr^{-1}.mm^{-1}$ ) dans l'almucantar (cercle de même élévation solaire comprenant le soleil, c'est-à-dire en conservant l'angle de visée zénithal solaire  $\theta_v$ ) et dans le plan principal (mesures utilisées pour les algorithmes d'inversion). Les mesures directes fournissent donc une AOT à chaque longueur d'onde d'observation avec une précision de 0.01 (Holben et al., 1998). C'est une méthode robuste avec une haute cadence d'échantillonnage (1 mesure toutes les 15 minutes). Les mesures directes ainsi que les données de distribution angulaire de luminance permettent par des inversions d'obtenir, entre autres paramètres, l'indice de complexe de réfraction, la distribution en taille volumique, la fonction de phase et l'albédo de simple diffusion. L'inversion est en quelque sorte une minimisation entre la mesure et la simulation effectuée par les codes de transfert radiatif.

### 2.2.2 Les instruments depuis la constellations de satellites A-TRAIN

L'observation satellitaire a permis d'avoir une vision globale du climat de la terre. Certains instruments comme POLDER et MODIS ont montré des synergies assez complémentaires (Gerard, 2006). L'idée innovatrice a consisté à regrouper plusieurs instruments pour avoir des mesures très variées et quasi instantanées sur une même scène d'observation (voir Fig 2.3). L'A-Train (Afternoon Train) est une constellation (voir Fig 2.3) de satellites se suivant de quelques minutes (ou secondes) et ayant des orbites très proches. Il a commencé par la plate-forme EOS-Aqua en 2002 avec l'instrument MODIS à bord, ensuite rejoint par EOS-Aura (avril 2006) puis PARASOL (2004), CLOUDSAT, CALIPSO (2006) et OCO (2008). Le temps qui sépare le premier satellite (Aura) au dernier (OCO) est de 11mn17s. Dans le futur, d'autres instruments seront amenés à rejoindre l'A-Train pour avoir plus d'informations sur le climat de la terre. Dans cette thèse, nous utilisons les instruments MODIS (abord d'Aqua et Terra), POLDER embarqué sur PAROSOL et le Lidar CALIOP (abord de CALIPSO).

En orbite sur les plate-formes américaines, MODIS sur TERRA a été lancé en décembre 1999 alors que celui sur AQUA en avril 2002. Il possède 36 bandes spectrales dont 7 sont dédiées à l'étude des aérosols (466, 553, 644, 855, 1243, 1632 et 2119 nm). Son principal produit concernant les aérosols est l'épaisseur optique. Il met à la disposition d'autres types de produits tels que la couverture nuageuse entre autres. Il a une résolution de 250\*250 m ou 500\*500 m. Plusieurs algorithmes ont été développés pour l'inversion de ces mesures. Pour mieux caractériser les aérosols, un algorithme de détection des nuages (Ackerman and al, 1998) a été développé pour éliminer les pixels contaminés par ces derniers. Au dessus des surfaces océaniques, la gamme spectrale de l'algorithme est comprise entre 550 et 2130 nm alors qu'au dessus des continents



**Figure 2.3 – Constellations des six satellites de l’A-TRAIN (OCO, AQUA, CLOUDSAT, CALIPSO, PARASOL, GLORY et AURA) en orbite autour de 700 Km d’altitude et qui survolent l’équateur à 13h30 (heure local). Parmi ces satellites, nous utilisons dans cette thèse les mesures dérivées des instruments MODIS (à bord d’AQUA et de TERRA), POLDER (à bord de PARASOL) et CALIOP (à bord de CALIPSO).**

elle s’étend entre 470 et 670 nm. Les propriétés restituées par ces derniers ont été validées grâce au réseau AERONET (Remer and al, 2002). L’épaisseur optique MODIS à 865 nm sera utilisée comme élément de validation dans cette étude. Ces données sont gratuites et téléchargeables sur le site de « <http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/> ».

Avec une résolution (6\*7 km) plus fine que MODIS, plusieurs prototypes du capteur POLDER ont été mise en orbite. POLDER 2 est un radiomètre lancé à bord de la plate-forme ADEOS en mars 2003. Du fait d’une panne, l’acquisition des données n’a duré que 6 mois (d’avril à octobre 2003). Ensuite le prototype 3 a été lancé en décembre 2004 et fait partie de l’« A-Train ». Il utilise 3 bandes spectrales (490, 670 et 870 nm). Il est aussi caractérisé par une longueur d’onde polarisée (490 nm). Et enfin, ce radiomètre fournit des mesures directionnelles. Ces données peuvent être acquises sur le site de ICARE<sup>1</sup>. L’épaisseur optique totale à 865 nm sera utilisée ici ainsi que le coefficient d’Angström.

1. <http://www.icare.univ-lille1.fr/>

Le Lidar CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) a été lancé en avril 2006 à bord du satellite franco-américain CALIPSO qui fait partie de l'A-Train. Il est composé de deux longueurs d'ondes (532 nm et 1064 nm). Cet instrument est dédié à l'étude des aérosols et des nuages. Il est polarisé pour la longueur d'onde de 532 nm. Les caractéristiques de ce Lidar sont telles que : sa résolution verticale est de 30 m du sol à 8 km d'altitude puis 60 m de 8 à 20 km d'altitude et a une fréquence de 20.27 Hz. Son orbite est contrôlée pour repasser sur la même trace au sol (10 km) tous les 16 jours.

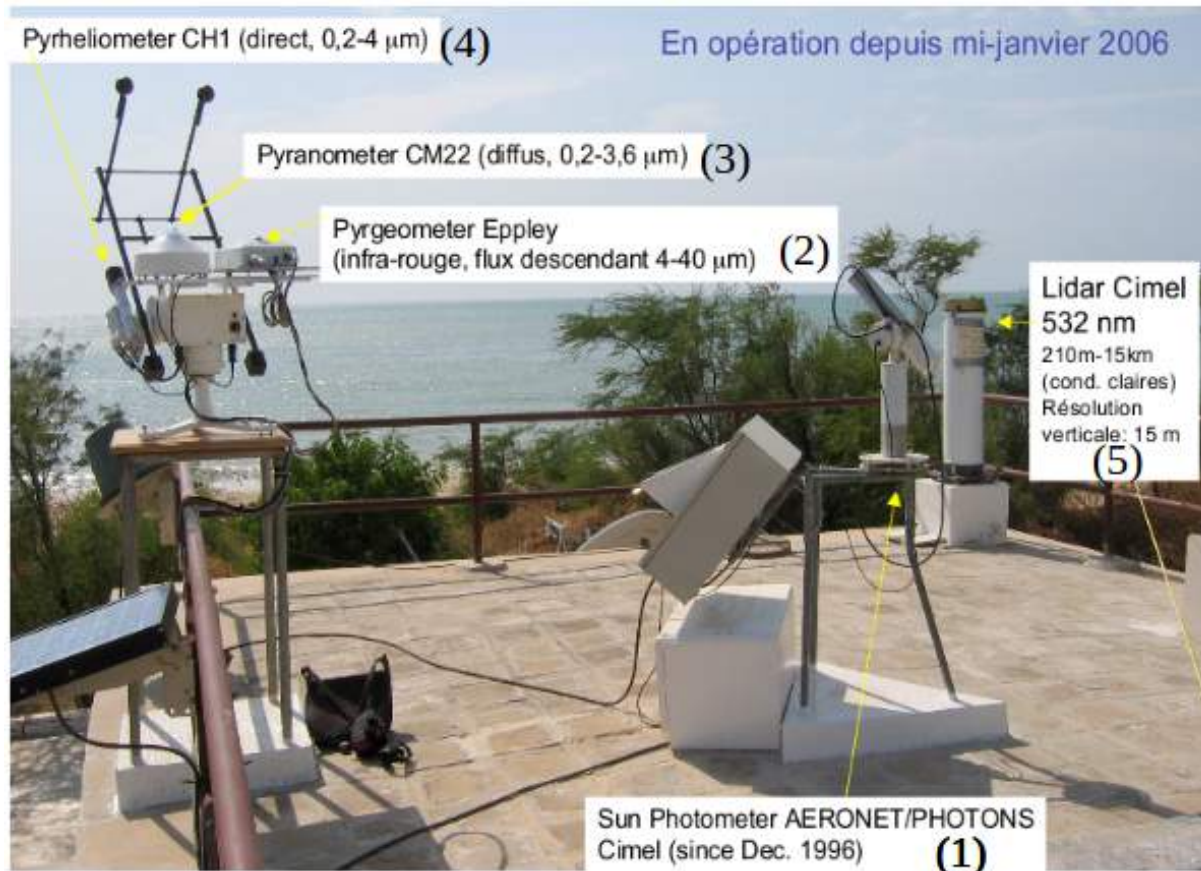
### 2.2.3 Les instruments installés sur le site pilote de Mbour, Sénégal

Dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA, France) a implanté plusieurs instruments dédiés à l'étude des aérosols à Mbour (16.9°W, 14.3°N) au Sénégal en 2006. La figure 2.4 présente, les images ci-dessous sur le toit du site de l'IRD (institut de recherche et de développement, ex ORSTOM) à Mbour. L'objectif principal de ces mesures était de comprendre l'impact des aérosols sur le système de mousson au Sahel. Sur cette figure, on aperçoit le photomètre en (1), le Lidar en (5) et le Fluxmètre en (2, 3 et 4). Notons aussi qu'il y existe d'autres capteurs sur ce même site dédiés aux mesures de concentration du dépôt des aérosols (non représenté).

Le **PHOTOMETRE** (1) de Mbour appartient au réseau AERONET. Il a été monté dans cette localité en 1996. Ce spectrophotomètre polarisé effectue des mesures directes toutes les 15 min, avec un 1.2° champ de vision sur cinq canaux spectraux (440, 675, 870, 940, et 1020 nm). Le canal 440 nm est utilisé pour récupérer la vapeur d'eau. La distribution angulaire du rayonnement ciel est aussi mesurée à 440, 670, 870 et 1020 nm. Ces radiances mesurées sont utilisées pour obtenir les propriétés géophysiques des aérosols, y compris la distribution en taille des aérosols, l'absorption et l'indice de réfraction (Dubovik and King., 2000). Plusieurs mises à jour ont permis d'améliorer ces mesures en tenant compte surtout de la forme des particules. Mishchenko et al. (1996) ont introduit une distribution homogène fixe avec des particules sphéroïdes.

Le **FLUXMETRE** (2, 3 et 4) du LOA est opérationnel depuis janvier 2006. Il est constitué d'un pyranomètre, shadower, pyréliomètre et d'un pyrgéomètre. Le flux radiatif (ondes courtes) à large bande est mesuré dans la gamme spectrale de 200 à 3600 nm en utilisant le pyranomètre avec un pas de temps de 2 minutes. Pour mesurer le rayonnement diffus, nous disposons d'un disque (shadower) de 60 mm de diamètre occultant le rayonnement direct du soleil. Le rayonnement direct, dans la gamme spectrale de 200 à 4000 nm est mesuré par le pyréliomètre dans un angle plein de  $5^\circ \pm 0.2^\circ$ . Le rayonnement global est donné par la somme des flux directs et diffus. Le pyrgéomètre (4-40  $\mu\text{m}$ ) fait des mesures dans le domaine thermique. Les erreurs relatives à ces mesures sont très faibles, ce qui les rendent fiables (Derimian et al., 2008).

Le **LIDAR** (5, Light Detection and Ranging) a été monté à Mbour en même temps que le fluxmètre en janvier 2006. Les images brutes issues de ce dernier peuvent être visualiser sur le



**Figure 2.4 – Présentation des différents instruments stationnés à Mbour (Sénégal) : (2 ,3 et 4) Fluxmètre, (1) Photomètre AERONET et (5) LIDAR.**

lien suivant « <http://www-loa.univ-lille1.fr/> ». Un Lidar est équivalent à un radar dans le domaine optique. A partir d'une source laser, il est possible de mesurer la rétrodiffusion en fonction de l'altitude. Donc il permet d'avoir le profil vertical de l'extinction des aérosols. Il fonctionne en mode automatique. C'est un Lidar à rétrodiffusion par micropulse fabriqué par CIMEL. Il possède une fréquence de 4.7 Hz et une résolution verticale de 15 m. Sa portée d'observation se situe entre 210 m et 15 km dans des conditions claires. Les profils sont corrigés et ensuite normalisés à la rétrodiffusion moléculaire dans la troposphère libre à l'aide du profil de densité moléculaire verticale de l'atmosphère standard. L'extinction des aérosols est extraite du coefficient de rétrodiffusion atténué du LIDAR (Klett, 1981). L'épaisseur optique des aérosols est estimée en utilisant l'AOT du photomètre solaire interpolée à 532 nm à partir des mesures à 440 et 675 nm pour une coïncidence exacte avec les observations LIDAR.

Et enfin, le Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan de Dakar dispose d'un photomètre portable ( **MICROTOPS II** ) (Mory and al., 2001). Il permet de déterminer des propriétés optiques telles que l'épaisseur optique des aérosols (AOT) en 1200 nm. Le MICROTOPS

Il effectue des mesures d'AOT avec une précision de 0.01 épaisseur optique. Il fournit l'épaisseur optique des aérosols à chacune des 8 longueurs d'onde (340, 380, 440, 500, 675, 870, 936 et 1020 nm). Il mesure également l'irradiance solaire directe à tous les longueurs d'ondes choisies, la vapeur d'eau et enfin la quantité d'ozone intégré sur toute la colonne atmosphérique.

## 2.3 Modélisation

### 2.3.1 Modélisation de l'aérosol

Plusieurs méthodes ont été proposées pour modéliser l'aérosol de son émission jusqu'à son dépôt. Sur toutes ces méthodes (MODIS, Chimère-dust, RegCM3), le principal facteur est le processus d'émission des particules. Ce dernier dépend de la vitesse du vent, des caractéristiques du sol (humide, sec) et de la taille des particules. Dans certains modèles d'inversion la vitesse minimale d'émission de poussières est fixée à un seuil compris entre 5 et 10 m/s. Une modélisation plus rigoureuse de l'émission des poussières a été effectuée dans les travaux de Marticorena and Bergametti (1995) et Alfaro and Gomes (2001). Cette paramétrisation dépend des processus de saltation et de sandblasting. La saltation est un mouvement (déplacement des particules) qui se caractérise par un flux horizontal. L'impact de ces particules avec la surface déclenche le sandblasting. Le contact entre la surface et les particules fragmente ces dernières en éléments fins ce qui permet leur suspension. Ces calculs se font sous plusieurs étapes. D'abord, il faut spécifier la distribution en taille globale des agrégats du sol dans chaque grille du modèle. Ensuite il faut calculer une vitesse de frottement seuil menant à l'érosion, au processus de saltation, au calcul du flux horizontal et du flux de masse globale. Et enfin il faut calculer le flux vertical de poussières en suspension transportables générés par les agrégats. En ce qui concerne l'interface BATS (Biosphère atmosphère Transfer Scheme) de RegCM3, les configurations en vigueur dans le modèle sont dominées par le désert et les terres semi-désertiques. La couverture sous-réseau du désert fractionnaire n'est pas pris en compte. Un point de grille est considéré comme soit totalement couvert par le désert ou soit sans couverture du désert. Toutes ces étapes du processus des aérosols dans RegCM3 (émission, distribution globale, vitesse de frottement, flux verticaux et horizontaux, extinction, transport) sont bien documentés dans Zakey et al. (2006).

### 2.3.2 Le modèle climatique régional : RegCM3

Pour pallier au manque de données en Afrique, l'utilisation de modèles climatiques régionaux devient impérative. Contrairement à ces derniers, beaucoup de modèles climatiques globaux ont été développés pour simuler le cycle des poussières désertiques (Joussaume, 1990; Cakmur et al., 2004; Miller and Tegen, 1998; Shao, 2001; Alfaro and Gomes, 2001; Shao, 2004; Luo

## 28 2.4 Méthode de calcul du potentiel d'énergie solaire à partir des données du fluxmètre

et al., 2003). Quelques rares études sur les procédés générateurs de poussières désertiques sont disponibles pour les modèles climatiques régionaux (MCR) (Gong et al., 2003; Nickovic and Dobricic, 1996; Song and Carmichael, 2001).

Zakey et al. (2006) ont développé, testé et intégré un module de poussière dans le modèle climatique RegCM3 du Centre international de physique théorique (ICTP en anglais), à Trieste (Giorgi et al., 1993a,b; Pal et al., 2000). Il sera utilisé pour quantifier l'impact des aérosols minéraux sur les paramètres climatiques au Sahel.

RegCM3 est un modèle hydrostatique régional dont les processus radiatif sont similaires ceux du modèle globale CM3 du NCAR (National Center of Atmospheric Research) (Giorgi et al., 1993a,b; Kiehl et al., 1996). La dynamique du modèle est essentiellement la même que dans la version hydrostatique de MM5 (Grell et al., 1994). Cette paramétrisation (Grell) a été utilisée dans notre simulation pour décrire la convection humide, ce qui représente la distribution de paramétrage et des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest (Jenkins et al., 2005). Le Biosphère atmosphere Transfer Scheme (BATS) est aussi utilisé pour décrire les processus de surface terrestre et cette interface offre la plupart des paramètres utilisés pour coupler RegCM3 au module de poussière (Dickinson et al., 1993).

Le module de poussière de RegCM3 est largement décrit dans Konaré et al. (2008). Il comprend le transport de la poussière par le vent, la convection profonde, la diffusion turbulente, la suppression des procédés humides et secs ainsi que la gravité. Le processus d'émission est contrôlé par l'intensité du vent et les caractéristiques de surface. D'abord ce modèle permettra d'étudier la distribution temporelle et spatiale des poussières au Sahel en 2006. Ensuite, nous évaluerons l'impact des aérosols désertiques sur le climat dans la zone sahélo-saharienne (région située entre 10 et 30 °N). Deux simulations ont été effectuées avec une première incluant un paramétrage de la poussière (cas de la poussière) et une seconde dans laquelle la poussière n'a pas été prise en compte (atmosphère claire).

## 2.4 Méthode de calcul du potentiel d'énergie solaire à partir des données du fluxmètre

### – Rayonnement sur plan horizontal

A partir des mesures (direct normal et diffus) effectuées, le rayonnement solaire global sur un plan horizontal se calcul par la formule suivante :

$$G = E_{dif} + E_{dir} * \sin(h) \quad (2.1)$$

$G$  : rayonnement solaire global sur plan horizontal (W/m<sup>2</sup>)

$E_{dif}$  : rayonnement solaire diffus mesuré (W/m<sup>2</sup>)

$E_{dir}$  : rayonnement solaire direct normal mesuré ( $W/m^2$ )

$h$  : hauteur solaire ( $^\circ$ ) calculée par l'expression qui suit

$$\sin(h) = \sin(\psi)\sin(\delta) + \cos(\psi)\cos(\delta)\cos(\omega) \quad (2.2)$$

$\psi$  : Latitude du lieu ( $^\circ$ )

$\delta$  : Déclinaison solaire ( $^\circ$ ) donnée par la formule suivante :

$$\delta = 23.45 + \sin\left[\frac{360}{365} * (284 + j)\right] \quad (2.3)$$

$j$  : numéro du jour julien

$\omega$  : Angle horaire donnée par l'équation ci dessous :

$$\omega = 15 * (T_s - 12) \quad (2.4)$$

$T_s$  : Temps solaire réel.

#### – Calcul du potentiel d'énergie solaire à partir du rayonnement mesuré

A partir du rayonnement, on calcul le potentiel d'énergie solaire par la formule suivante (Par exemple on calcul le potentiel global sur plan horizontal) :

$$E_g = \int_{L_s}^{C_s} G(t) dt \quad (2.5)$$

$E_g$  : Potentiel global sur plan horizontal ( $kW.h/m^2/jour$ ).

$L_s$  : heure du levée du soleil.

$C_s$  : heure du couchée du soleil.

## 2.5 Calcul des flux et du forçage à partir des données AERONET

Pour les observations AERONET, le flux radiatif est calculé dans une large gamme spectrale (0.2 à 4.0  $\mu m$ ). Celui des flux opérationnels a été traité avec le modèle de transfert radiatif atmosphérique utilisé dans le code de récupération AERONET qui considère que les particules

sont de forme non sphériques (Derimian et al., 2008). Les propriétés optiques des aérosols seront utilisées pour ce calcul. La simulation repose sur l'indice de réfraction complexe récupérée aux longueurs d'onde opérationnelles du photomètre solaire et des distributions en taille des aérosols. L'intégration spectrale utilise les parties réelles et imaginaires de l'indice de réfraction qui sont interpolées / extrapolées à partir des valeurs de l'indice de réfraction complexe récupérées aux longueurs d'onde d'AERONET. Les flux radiatif sont calculés à l'aide du modèle de transfert radiatif GAME (Global Atmospheric Model) (Dubuisson et al., 1996, 2004, 2006). Le code des ordonnées discrètes (DISORT) permet de tenir en compte les diffusions multiples et l'absorption (Stamnes et al., 1988; Nakajima et al., 1988).

L'ensemble des données a également été complété par des calculs supplémentaires de l'effet radiatif mis en œuvre pour un plus grand nombre d'angles zénithaux solaires (allant de 0 à 80°). Ce forçage radiatif des aérosols au sommet et en bas de l'atmosphère est calculé par les formules suivantes :

$$\Delta F_{TOA} = F_{TOA}^0 - F_{TOA} \quad (2.6)$$

$$\Delta F_{BOA} = F_{BOA}^0 - F_{BOA} \quad (2.7)$$

Où  $F_{TOA}^0$  et  $F_{TOA}$  représente respectivement les flux net (descendant moins ascendants) au sommet de l'atmosphère sans aérosol et avec aérosol. L'effet radiatif des aérosols sur une colonne atmosphérique a été défini par :

$$\Delta F_{Atm} = \Delta F_{TOA} - \Delta F_{BOA} \quad (2.8)$$

## **Chapitre 3**

### **Variabilité intra-saisonnière des aérosols avec les données AERONET pendant la décennie 2000-2010**



### 3.1 Contexte et objectifs

Pour mieux étudier les aérosols en Afrique de l’Ouest, nous avons choisi les stations AERONET existantes dans cette région. La figure 3.1 représente du Nord au Sud, celles de Tamanrasset (Algérie), d’Agoufou (Mali), de Dakar (Sénégal), de Banizoumbou (Niger) et d’Ilorin (Nigéria).

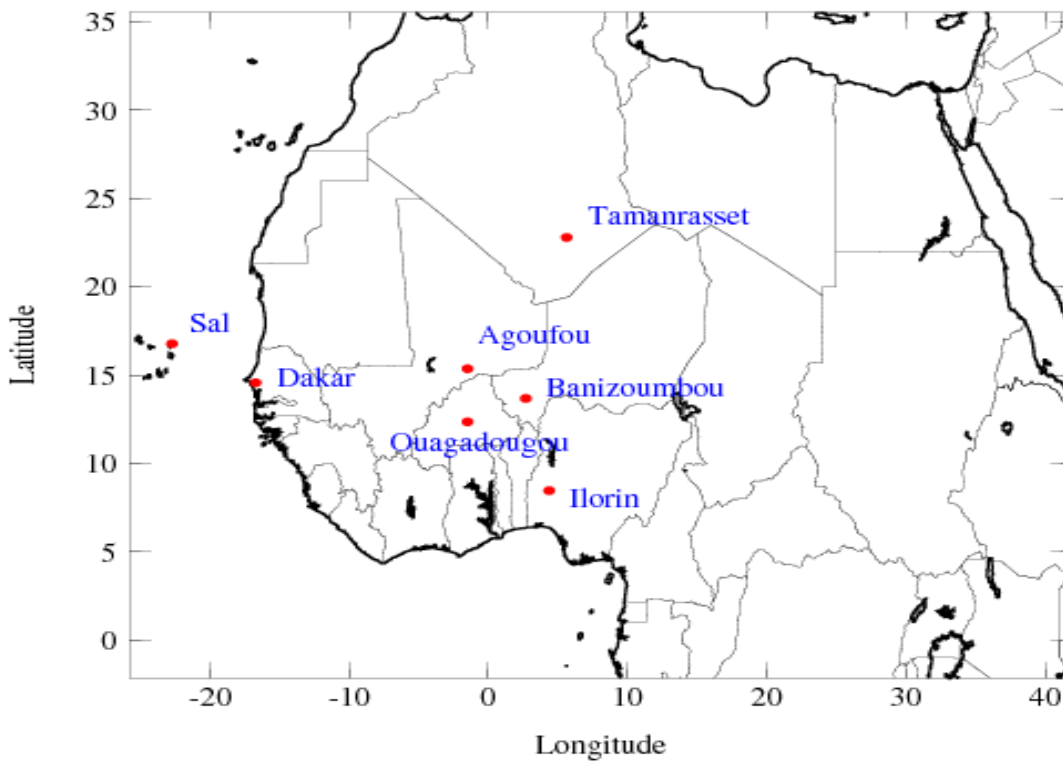


Figure 3.1 – Carte des stations abritant un photomètre AERONET dans notre zone d’étude.

L’objectif de cette partie est d’utiliser une longue période de mesures (2000-2010) AERONET pour mettre à jour nos connaissances sur les caractéristiques (propriétés optiques et microphysiques) des aérosols en Afrique de l’Ouest. Nous allons discuter ces résultats au regard des connaissances établies, notamment celles de Li-Jones and Prospero (1998), Dubovik and al. (2001), Haywood et al. (2008), Derimian et al. (2008) et Marticorena et al. (2011) . Et aussi, identifier les différents types de particules, leurs propriétés physico-chimiques, leur transport ainsi que leur impact radiatif en Afrique de l’Ouest.

## 3.2 Dynamique de l'atmosphère (NCEP à 925 hpa)

Les réanalyses NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction) sont utilisées pour déterminer l'intensité et la direction du vent durant toute cette période (Kalnay and al., 1996). La figure 3.2 illustre les moyennes saisonnières (hiver, printemps, été et automne) de ces champs de vents entre 2000 et 2010 et les points en gris sur la carte SON indiquent les stations AERONET de la région. La figure 3.3 représente une climatologie (latitude/temps) du vent zonal entre 2000 et 2010 dans la boîte de longitudinale : 18 °W et 10°E .

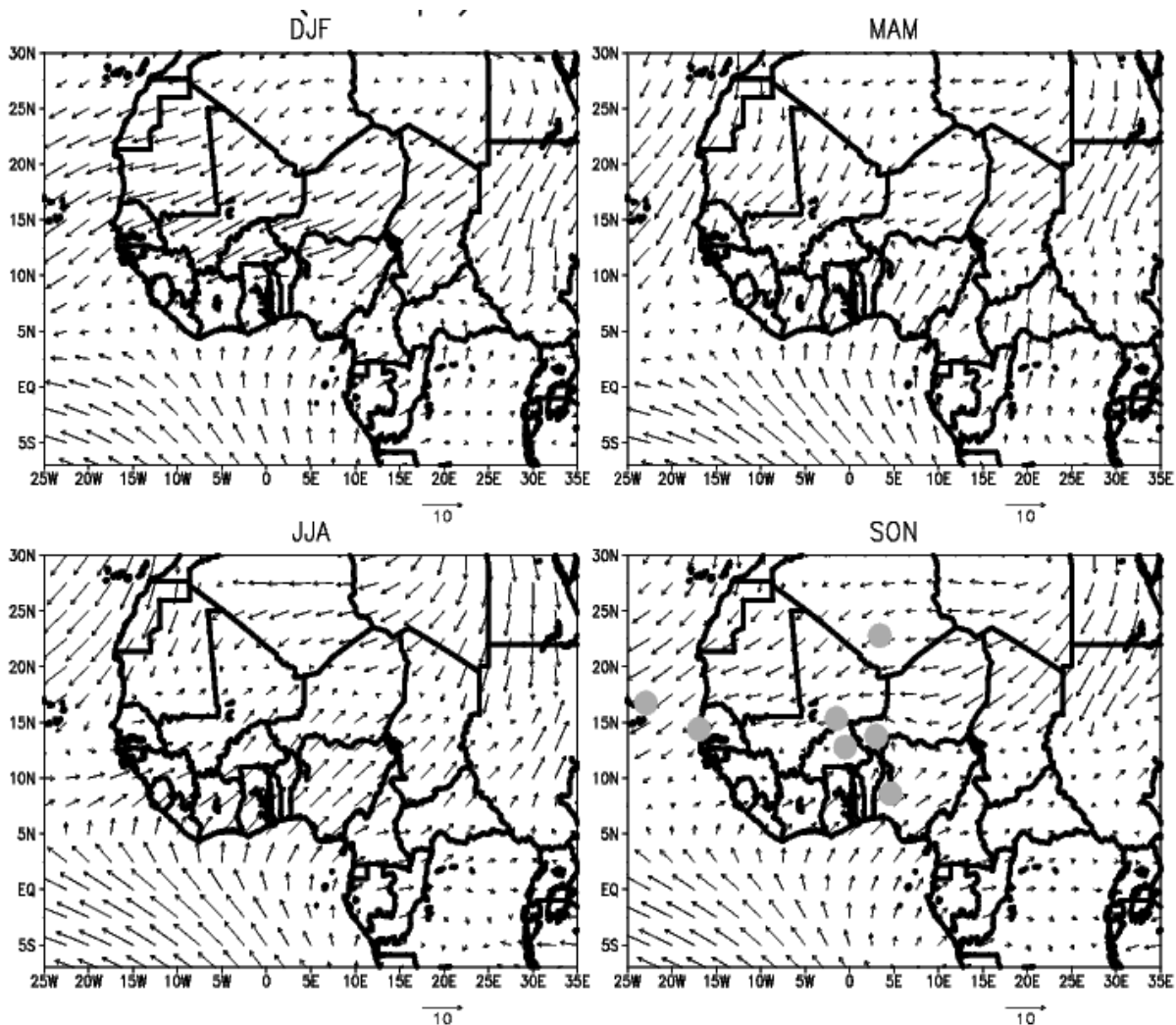
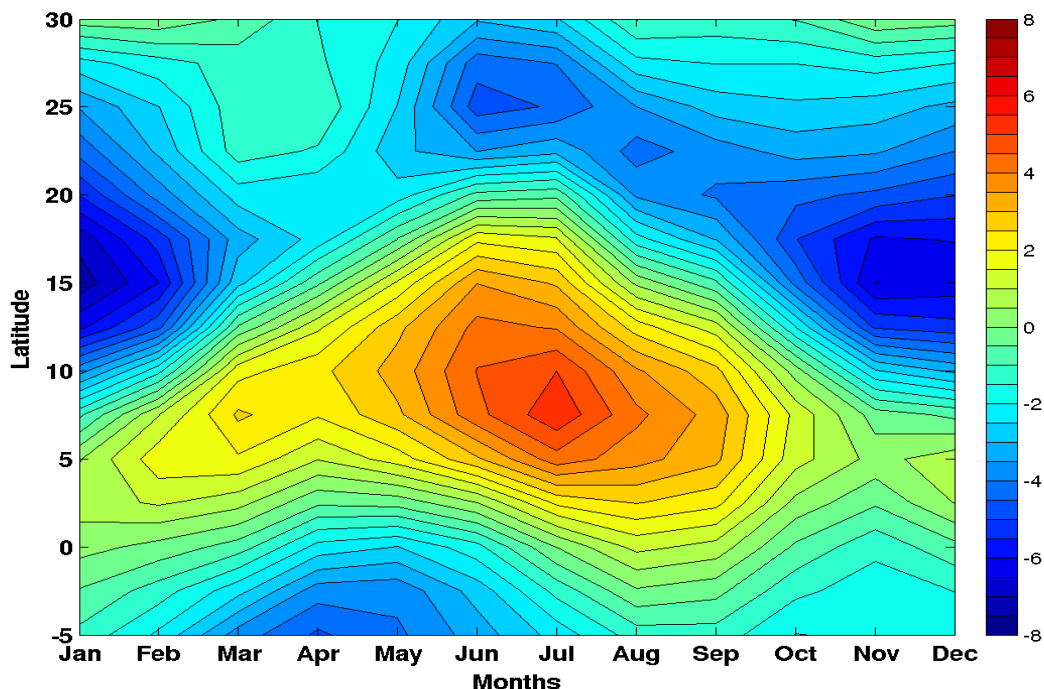


Figure 3.2 – Moyenne saisonnière des champs de vents (NCEP, réanalyses) à 925 hpa entre 2000 et 2010 au Sahel. Les points gris représentent l'emplacement des stations AERONET dans cette région.



**Figure 3.3 – Climatologie (latitude/temps) du vent zonal (NCEP, réanalyses) à 925 hpa entre 2000 et 2010 en Afrique. Moyenne effectuée dans la boîte de longitude : 18 °W et 10°E.**

Au printemps (MAM), l'intensité du vent est fort sur le Sahel. Ce fort flux d'Harmattan (vent d'Est) balaye toute l'Afrique de l'Ouest jusqu'à 10°N et s'accompagne souvent d'importantes quantités de poussières (voir Fig 3.2). En générale, les sources d'aérosols minéraux sont très actives pendant cette saison vers le Sud de l'Algérie et en Mauritanie. Ces vents de basses couches peuvent transporter ces poussières du Sahara vers l'océan Atlantique. La figure 3.3 montre qu'entre 5°S et l'équateur, ce vent zonal est d'Ouest avec une intensité comprise entre 5 et 2 m/s au printemps. Au niveau des latitudes supérieures, on constate le début l'inversion des alizés, annonçant le début de la saison de mousson à partir du mois de mai vers 15°N (voir Fig 3.3) .

L'Été (JJA) est caractérisée par l'implantation du flux de mousson (vent sud-ouest) dans la région (voir Fig 3.2). L'Harmattan continue à balayer la zone avec des sources potentielles de poussières souvent situées vers le Sud de l'Algérie et au niveau de la Libye (25°N). La zone de convergence entre le flux de mousson et l'Harmattan (ZCIT) est située vers 14°N. La figure 3.3 montre un gradient de vent zonal avec deux maxima situés vers 26°N et 7°N ; et d'intensité d'environ 8 m/s. Entre l'équateur et 12°N, ces vents (harmattan) sont associés au flux de mousson (voir Fig 3.3). Dans les hautes latitudes (de 20 à 30 °N), on constate que les vents sont d'Ouest avec des maxima au dessus du Sahara vers 27°N. La zone de convergence intertropicale (vent

zonal égal à 0 m/s) est située au dessus 20 °N en juillet.

En automne (SON), le flux de mousson commence à se retirer de la région (voir Fig 3.2). L'intensité de ces vents devient faible au Sud du Sahel et cela se confirme sur la figure 3.3 avec une ZCIT en dessous du 10°N. L'Harmattan s'affaiblit avec une intensité du vent zonal de l'ordre de 2 m/s entre 5°S et 16 °N (voir Fig 3.3).

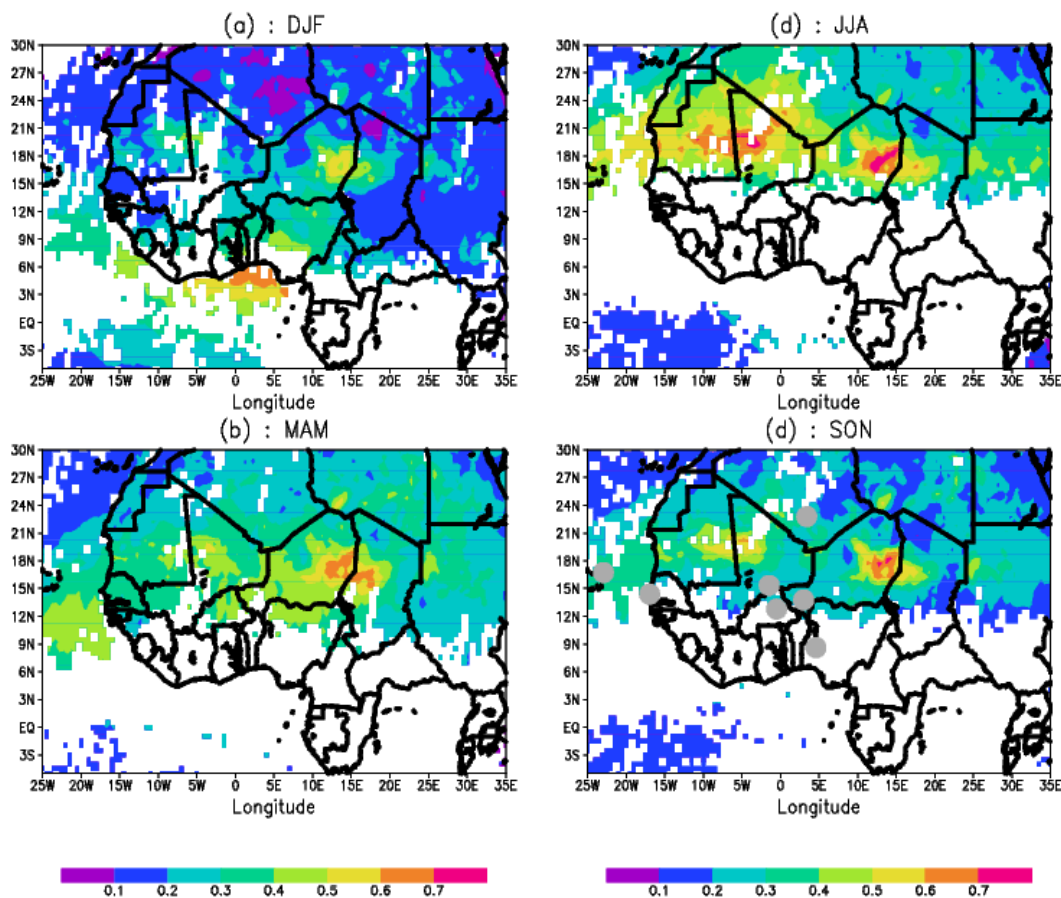
Et enfin, pendant l'hiver (DJF) les vents d'Harmattan sont assez faibles au niveau des sources de poussières, ce qui peut restreindre leur transport vers l'Afrique de l'Ouest par rapport aux autres saisons. Toutefois, la ZCIT est située vers l'équateur, d'où la présence de ces vents (même faibles) vers les côtes Ouest Africaine. Le maxima en vent zonal sont notés en Afrique de l'Ouest (entre 10°N et 25°N) et avec un pic vers 15°N (Fig 3.3). Donc, on constate que l'Harmattan est faible au dessus du Sahara et fort en Afrique de l'Ouest avec une circulation des masses d'air qui peut être méridionale (sud-ouest). Ce comportement des vents peut entraîner un transport de particules de feux de biomasse de la zone Guinéenne vers l'Afrique de l'Ouest.

### 3.3 Variabilité intra-saisonnière des aérosols en Afrique de l'Ouest

#### 3.3.1 Climatologie des aérosols depuis l'espace

La figure 3.4 représente l'épaisseur optique saisonnière (2000-2010) restituée par le capteur MISR à 532 nm (Diner et al., 1998). Les points gris (voir 3.4-d) représentent les stations AERONET de la région Sahélienne (Tamnarasett, Banizoumbou, Agoufou, Dakar, Ougadougou et Cap-Vert). On constate que, les maxima en aérosols (AOT) sont notés entre le printemps (MAM) et l'été (JJA). Cela correspond à la saison des particules minérales. Les principales sources de poussières se trouvent à l'Est de la Mauritanie, au Nord-Ouest du Mali et à l'Est du Niger vers la dépression de Bodélé (Tchad) en accord avec Malavelle et al. (2011). L'Afrique de l'Ouest est touchée par ces panaches de poussières surtout pendant le pic d'été (JJA) avec une AOT à Dakar de près de 0.6. Pendant l'hiver (DJF), on note une AOT assez importante vers 3°N (Golfe de Guinée), ce qui correspond à la saison des feux de biomasse (Malavelle et al., 2011).

En Afrique, les feux de brousse sont rencontrés sur toute l'année avec une forte variabilité temporelle et spatiale. La figure 3.5 illustre assez bien cette répartition pour l'année 2006. Elle montre la moyenne mensuelle des surfaces brûlées observées par le capteur MODIS. En Afrique Centrale et Australe la saison des feux débute au mois de mai pour s'intensifier vers le Sud-Est du continent avec des maxima en été (juillet, août et septembre) pour se terminer au mois d'octobre. Ainsi, les maxima en émissions d'aérosols de combustion en Afrique de l'Ouest se produisent pendant l'hiver (décembre - février) et on constate très peu de combustion entre août



**Figure 3.4 – Variabilité intra-saisonnière de l’AOT<sub>MISR</sub> à 532 nm entre 2000 et 2010. DJF (décembre, janvier, février) ; MAM (mars, avril, mai) ; JJA (juin, juillet, août) et SON (septembre, octobre, novembre). Les point gris sur la carte SON (d) représentent les stations AERONET sur la région Sahélienne.**

et novembre (Haywood et al., 2008). La figure 3.5 confirme cela, avec des feux qui débutent en Afrique de l’Ouest à partir du mois d’octobre avec une intensification pendant tout l’hiver jusqu’en mai. En hiver, ces particules carbonés vont se mélanger aux poussières désertiques pour former un aérosol mixte entre Décembre et Février au dessus de l’Afrique de l’Ouest (Haywood et al., 2008; Derimian et al., 2008).

Au Sénégal, le centre de suivi écologique de Dakar (CSE) a intégré dans ses missions dès 1991 le suivi des feux de brousse sur tout le territoire. La saison des feux au Sénégal s’étend d’octobre à mai correspondant à la saison sèche. Les maxima (recrudescence) d’occurrence en feux sont enregistrés entre janvier et mars avec un pic au mois de mars. On a enregistré jusqu’à plus de 400000 hectares brûlés en mars 2006 sur tout le pays.

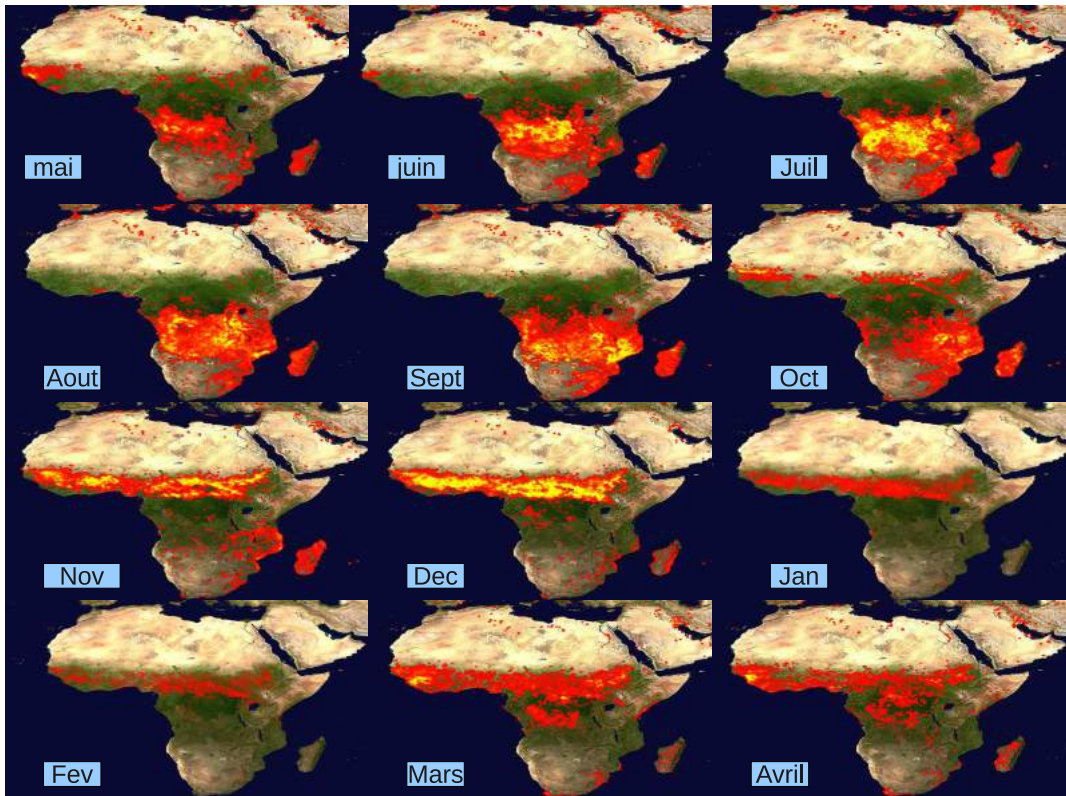


Figure 3.5 – Inversion mensuelle (MODIS) des feux de brousse au dessus de l’Afrique en 2006. (Images du projet MODIS Rapid Response, NASA/GSFC(<http://rapid-fire.sci.gsfc.nasa.gov/firemaps/>)).

### 3.3.2 Caractérisation des aérosols avec les données AERONET

La figure 3.6 représente l’histogramme des moyennes mensuelles interannuelles de l’ $AOT_{AER}$  pour les stations de Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou. La courbe en bleue représente la moyenne mensuelle de l’AOT de toutes les stations de la région entre 2000 et 2010. La longueur d’onde choisie correspond au maximum du rayonnement solaire. L’épaisseur optique à cette longueur d’onde est obtenue par une interpolation entre deux longueurs d’ondes AERONET (440 et 675 nm). Ce graphique montre que, de quantités considérables d’aérosols balayent le Sahel entre le mois de mars et de juin. Ces particules mesurées entre le printemps et l’été correspondent à des poussières désertiques. Les maxima sont notés en mars et en juin avec des valeurs respectives de 0.72 et 0.7 d’AOT pour ces deux mois.

On représente plus clairement sur la figure 3.7, la climatologie mensuelle des aérosols sur chacune des quatre stations (Agoufou, Dakar, Banizoumbou et Ouagadougou) du Nord au Sud et d’Est à l’Ouest entre 2000 et 2010. Les maxima en AOT sont notés en mars pour les stations

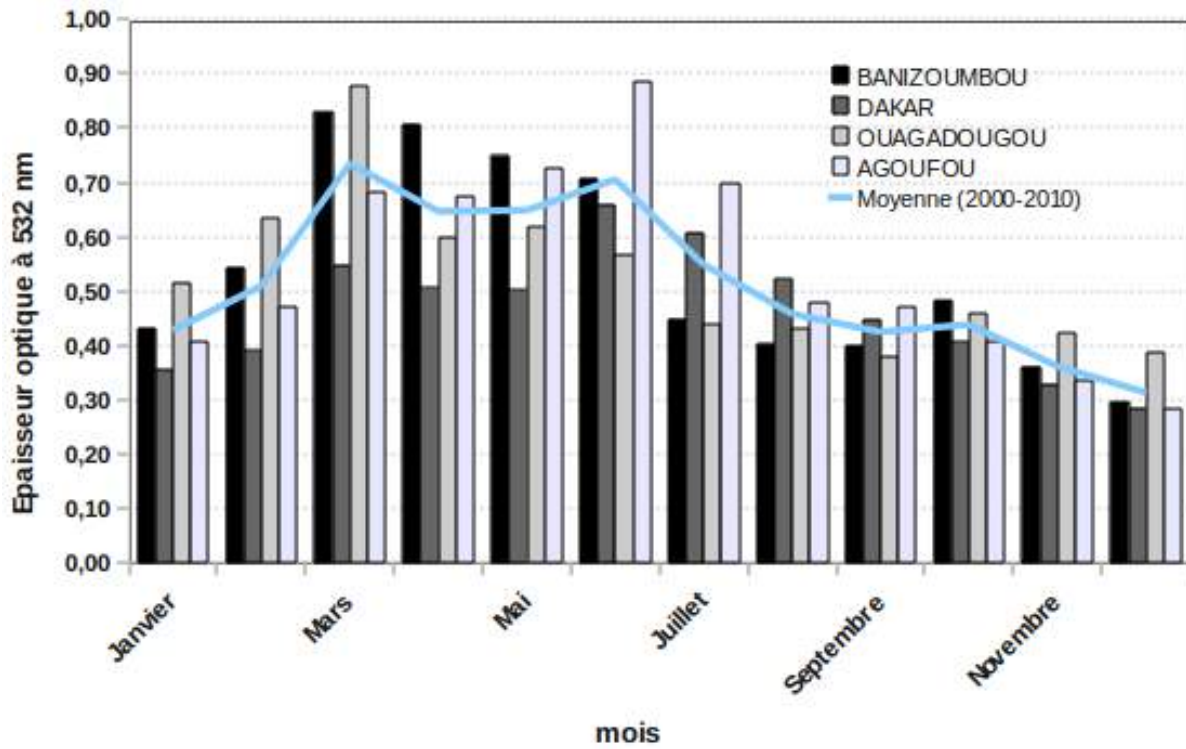
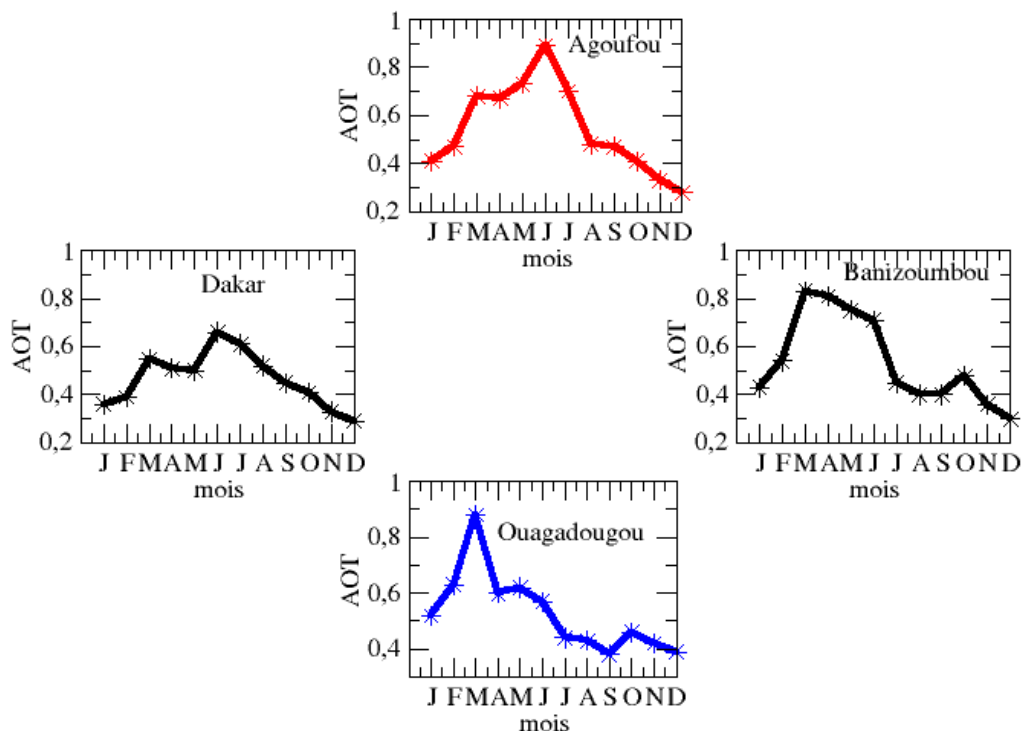


Figure 3.6 – Histogrammes des moyennes mensuelles interannuelles de l'AOT<sub>AERONET</sub> (532 nm) pour les stations de Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou entre 2000 et 2010. La courbe en bleue représente la moyenne mensuelle de l'AOT sur toute la région entre 2000 et 2010.

de Banizoumbou (AOT=0.83) et de Ouagadougou (AOT=0.88); et en juin pour les stations de Dakar (AOT=0.66) et d'Agoufou (AOT=0.89). Les maxima à Banizoumbou (mars) sont dus à sa proximité avec les sources de poussières (activité importante d'émission) et du fait que le transport s'effectue à courte distance, donc non loin des zones sources d'aérosols (Chiapello et al., 1995). Cependant le maximum en mars à Ouagadougou peut s'expliquer par la présence d'aérosols mixte (poussière et feux de biomasse). Entre l'hiver et le printemps, les stations situées à l'extrême Sud du Sahel comme Ouagadougou sont caractérisées par la présence de quantité non négligeable d'aérosols de feux de biomasse et même quelques fois de nuages augmentant l'épaisseur optique (William et al., 2006). Les maxima en juin (Été) pour les stations les plus à l'Ouest sont dus au transport à grande distance qui se produit dans la Couche d'Air Saharienne.



**Figure 3.7 – Moyennes mensuelles interannuelles de l'AOT<sub>AERONET</sub> pour les stations d'Agoufou, Dakar, Banizoumbou et de Ouagadougou (2000-2010).**

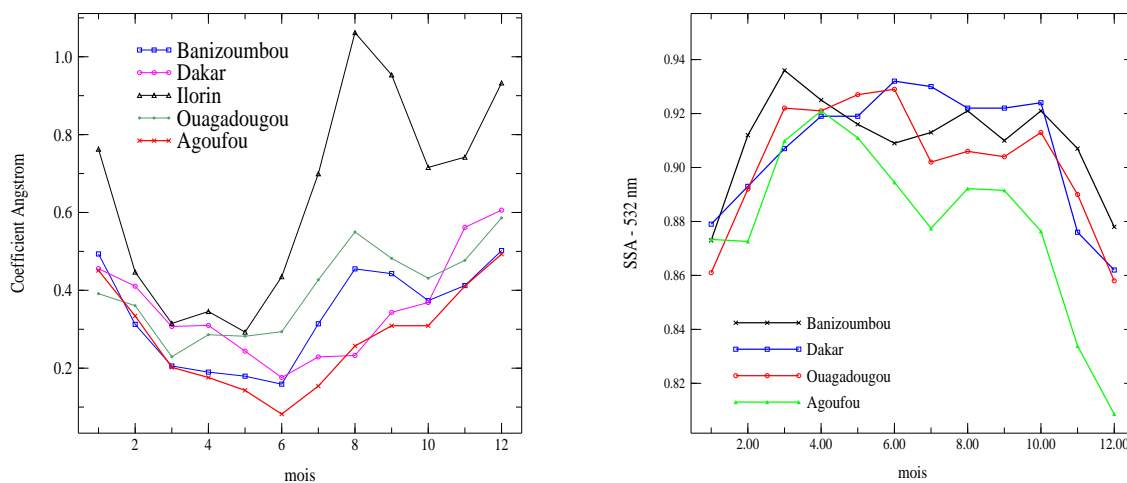
La tableau 3.1 résume les moyennes saisonnières interannuelles pour ces différentes stations. La moyenne a été effectuée pour les saisons sèche (mars-avril-mai) et humide (juin-juillet-août).

	<i>Total</i>	<i>MAM</i>	<i>JJA</i>
<b>Banizoumbou</b>	0.54±0.15	0.79 ±0.04	0.52 ± 0.16
<b>Agoufou</b>	0.54±0.1	0.69±0.12	0.70± 0.08
<b>Dakar</b>	0.46 ±0.11	0.52 ±0.02	0.60±0.06
<b>Ouagadougou</b>	0.53± 0.14	0.70± 0.15	0.48±0.07
<b>Moyenne des stations (Sahel)</b>	0.51	0.67	0.57

**Tableau 3.1 – Moyennes saisonnières interannuelles de l’AOT<sub>AERONET</sub> pour les quatre stations de la région entre 2000 et 2010. Comparaison (moyenne mensuelle) entre la saison sèche (mars-avril-mai) et la saison humide (juin-juillet-août).**

Entre 2000 et 2011, on a enregistré une épaisseur optique totale de 0.54 à Banizoumbou, 0.53 à Ouagadougou, 0.46 à Dakar et 0.54 à Agoufou. Pour les stations les plus septentrionales (Banizoumbou et Ouagadougou), les maxima en AOT sont notés en saison sèche (mars). Cependant, dans les stations situées au nord de la région (Dakar et Agoufou), les maxima en aérosols sont notés en juin (saison humide). En moyenne, la région Ouest Africaine est caractérisée par, une AOT annuelle de 0.51, une AOT de 0.67 en saison sèche et une AOT de 0.57 en saison humide.

La figure 3.8 présente une climatologie mensuelle du coefficient d’Angström et de l’albédo de simple diffusion (SSA) des particules entre 2000 et 2010 dans ces stations. Comme pour



**Figure 3.8 – Moyennes mensuelles interannuelles du coefficient d’Angström à 440-865 nm (à gauche) et de l’albédo de simple diffusion (à droite) AERONET pour les stations de Tamnanrasset, Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou entre 2000 et 2010).**

l'AOT, on constate que la saison allant de mars à juin correspond à la présence de grosses particules (poussières) avec un minimum d'absorption (minimum du SSA). Pendant cette saison, le coefficient d'Angström n'excède pas 0.2 ce qui représente la signature des poussières désertiques (Fouquart et al., 1987). L'albédo de simple diffusion (SSA) est important avec des valeurs supérieures à 0.9 entre mars et juin en accord avec McConnell et al. (2008). Cet albédo important montre que ces particules sont particulièrement diffusantes (désertiques). C'est pendant la saison de mousson (Juin) qu'on rencontre les plus grosses particules sauf à la station de Ouagadougou (mars). Le maximum de diffusion est noté en mars pour Banizoumbou (SSA=0.94) et Ouagadougou (SSA=0.91); et en juin pour Dakar (SSA=0.93) et Ouagadougou (SSA=0.91). Entre octobre et février, on note une augmentation des particules absorbantes (petites particules). Cela se matérialise par une diminution de l'albédo et une hausse du coefficient d'Angström (Johnson et al., 2008). Ces particules correspondent à des aérosols mixtes (mélange d'aérosols désertiques et de feux de biomasse). Pendant cette saison, les foyers de feux sont actifs en Afrique Centrale. Pour la station équatoriale d'Ilorin (Nigéria), les particules désertiques sont rencontrées entre février et mai. Cette station est caractérisée par une omniprésence d'aérosols de feux de biomasse avec des maxima au mois d'août. Le coefficient d'Angström est supérieure à 0.4, ce qui correspond selon Fouquart et al. (1987) à la limite supérieure caractérisant les particules désertiques.

La distribution en taille volumique (log-normal) permet de classer le nombre de particules en fonction leur taille. La figure 3.8 représente cette distribution pour les stations considérées. Elle est bimodale avec une prédominance des particules du gros mode (aérosols désertiques) par rapport au petit mode. Le maximum de la distribution est situé autour  $0.25 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$  pour toutes ces stations. Du point de vue saisonnière, la plupart des aérosols ont un rayon compris entre 1 et  $10 \mu\text{m}$  et les maxima en distribution sont notés pendant la saison sèche (mars-avril-mai). Au printemps (MAM), le gros mode a enregistré un maximum de distribution de  $0.40 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$  à Banizoumbou,  $0.37 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$  à Agoufou,  $0.27 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$  à Dakar et  $0.33 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$  à Ouagadougou. Les minima en poussières sont notés en automne (SON) et en hiver (DJF) pour la plupart des stations. C'est aussi pendant cette saison que la distribution du petit mode devient maximale avec un rayon situé autour de  $0.1 \mu\text{m}$  pour des particules souvent issues des feux de biomasse.

Pour synthétiser, on peut dire qu'on a une prédominance du gros mode (poussières). Les aérosols désertiques commencent à proliférer au mois de mars sur toute la région jusqu'au mois de juin. Au printemps (MAM), la plupart de ces particules ont une taille avoisinant  $2.3 \mu\text{m}$ . De septembre à février, les aérosols de feux de biomasse se mélangent aux particules désertiques.

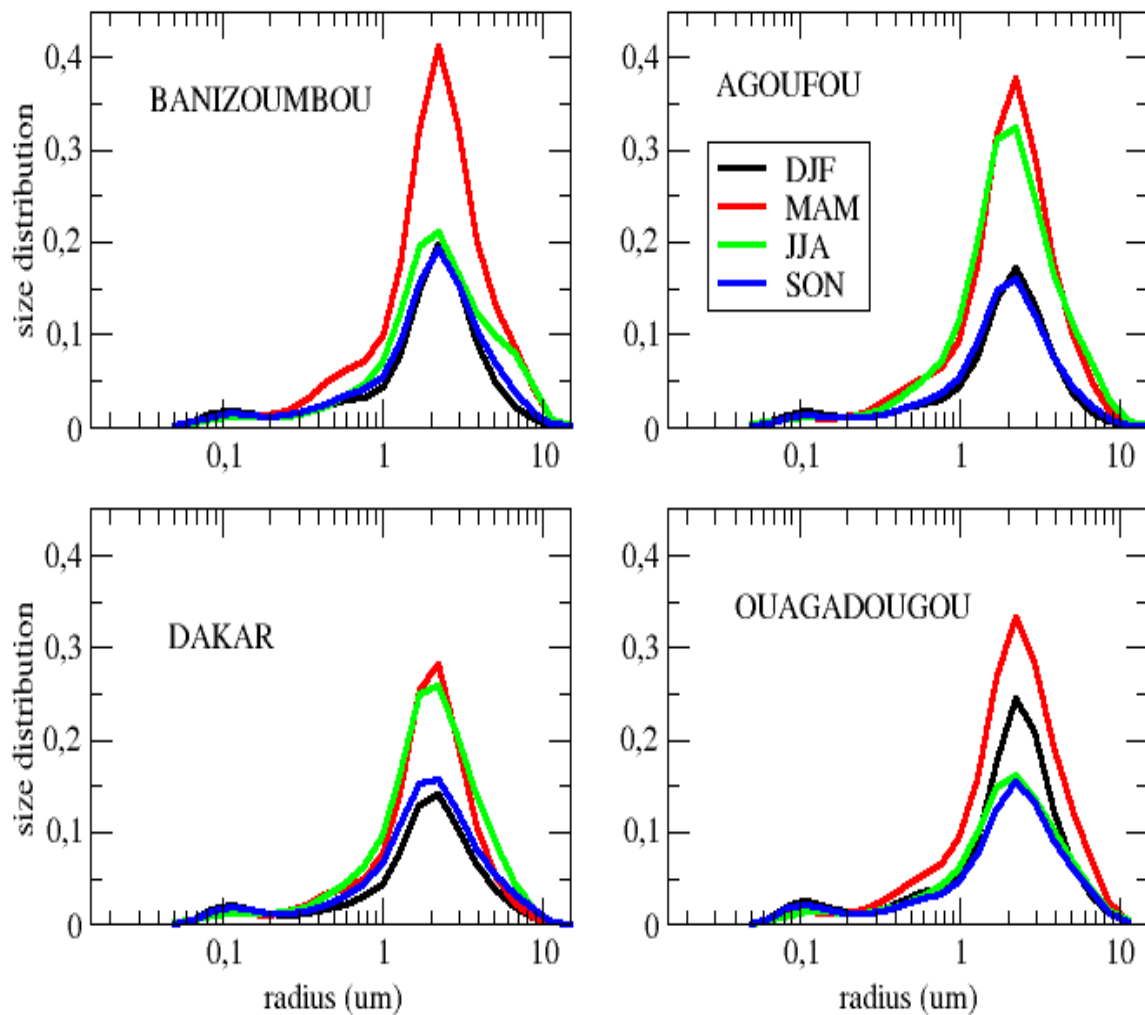


Figure 3.9 – Moyennes saisonnières interannuelles de la distribution en taille volumique à Banizoumbou, Agoufou, Dakar et Ouagadougou (2000-2010). Le rayon ( $\mu\text{m}$ ) est représenté en abscisse et la distribution en ordonné ( $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$ ).

### 3.4 Impact radiatif des aérosols en Afrique de l’Ouest

La figure 3.10 présente un histogramme climatologique du forçage radiatif journalier des aérosols à partir des données AERONET entre 2000 et 2010. Ce calcul a été effectué au sommet de l’atmosphère (TOA) et à la surface (BOA) pour les quatre stations AERONET de la région. La courbe en bleue représente la moyenne mensuelle du forçage de toutes les stations de la région entre 2000 et 2010. On remarque une tendance générale de refroidissement sur toute la région. Cela s’explique par l’effet direct des poussières désertiques. En surface, on constate que le maximum de refroidissement correspond au maximum de charge en particules désertiques. Ces maxima sont notés entre mars et juin avec une intensité comprise entre  $-80$  et  $-100 \text{ W/m}^2$  par jour. Cette saison correspond à celle des particules minérales qui diffusent une bonne partie

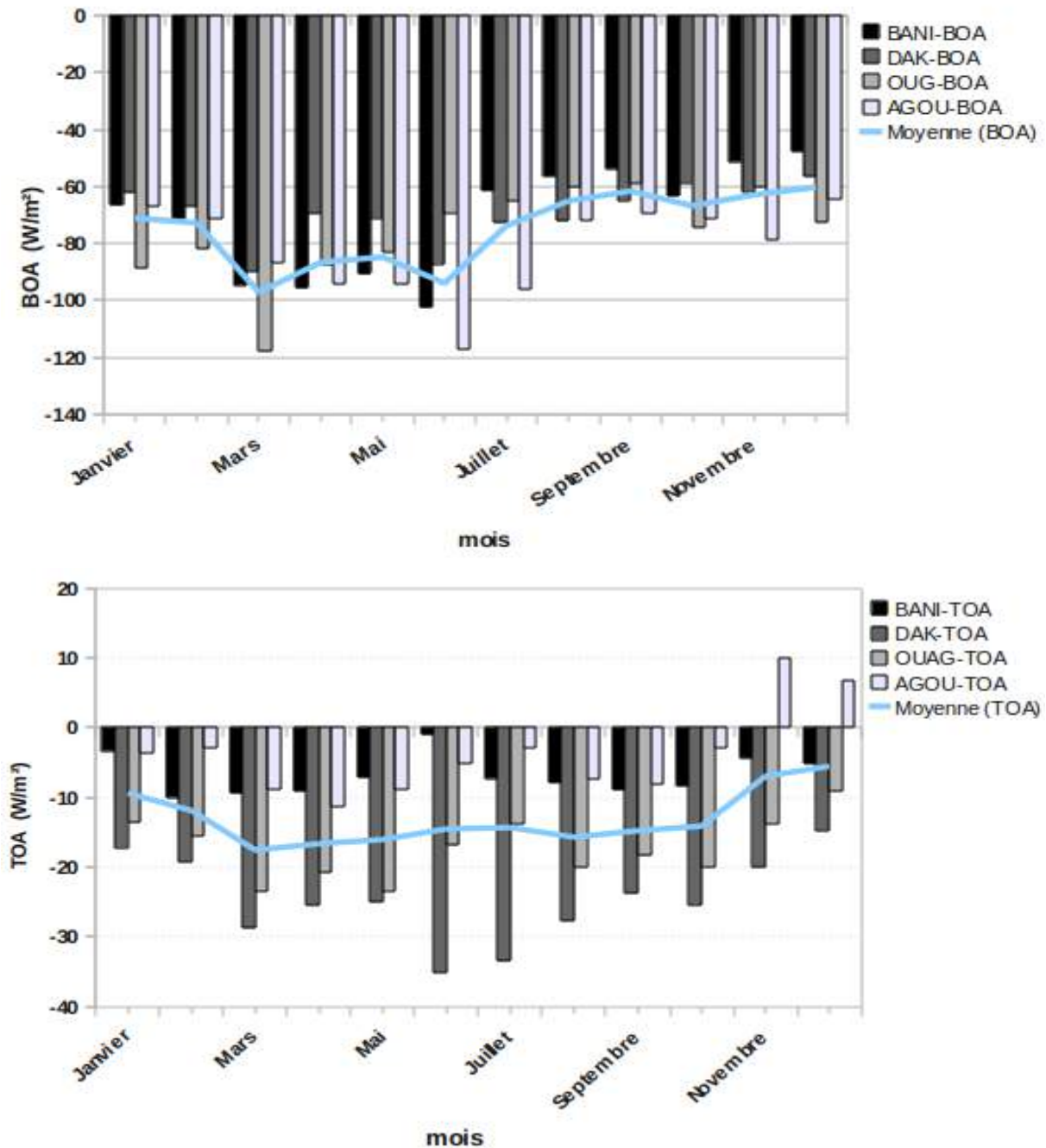


Figure 3.10 – Histogrammes des moyennes mensuelles interannuelles du Forçage radiatif journalier à la surface et au sommet de l’atmosphère inversé par AERONET (2000-2010). TOA (top of atmosphere ) et BOA (bottom of atmosphere). Bilan radiatif effectué sur les stations de Banizoumbou, Dakar, Agoufou et Ouagadougou. La courbe représente la moyenne sur toute la région entre 2000 et 2010.

de l'énergie incidente vers l'espace. A partir de juillet, la diminution des quantités des poussières induit une réduction du refroidissement. Le minimum de forçage est enregistré en juillet avec une valeur de l'ordre de  $-55 \text{ W/m}^2$  par jour. Ce forçage est plus accentué aux stations d'Agoufou et de Ouagadougou avec des maxima situés respectivement au mois de juin et de mars qui atteignent jusqu'à  $-120 \text{ W/m}^2$  par jour.

L'extinction est beaucoup moins important au sommet de l'atmosphère qu'à la surface. Toutefois, un forçage négatif est noté sur toute la région au sommet de l'atmosphère. Il est compris entre  $-15$  et  $-18 \text{ W/m}^2$  par jour de mars à octobre. Entre novembre et février, il diminue jusqu'à  $-10 \text{ W/m}^2$  (voir Fig 3.10). La saison des maxima en forçage est plus longue au sommet qu'à la surface l'atmosphère. Cela s'explique par le fait que les charges en aérosols sont assez isotrope au sommet de l'atmosphère et sont donc aussi moins influencées par la sédimentation. Le pic au mois de mars s'explique par une injection de quantité importante de poussières dans les couches moyennes. La réduction du forçage entre novembre et février est due à la présence de quantité non négligeable de particules de feux de biomasse qui réchauffent ces couches supérieures.

Contrairement à la surface, les stations les plus marquées par ce forçage au sommet de l'atmosphère sont les celles de Dakar et de Ouagadougou. Au-dessus de ces dernières une grande partie des particules sont situées dans la Couche d'Air Saharienne surtout pendant l'été, alors que le transport s'effectue dans les basses couches pour celles plus sahariennes. Les minima sont enregistrés à Ouagadougou avec un refroidissement qui n'excède pas  $-12 \text{ W/m}^2$  par jour. Ces valeurs faibles sont dues aux petites quantités d'aérosols, au lessivage effectué par les pluies et aussi au réchauffement induit par les particules absorbantes.

Le tableau 3.2 présente les moyennes saisonnières du forçage à la surface (BOA) entre 2000 et 2010 au Sahel. La région est caractérisée par un forçage total moyen de  $-74.73 \text{ W/m}^2$  par jour sur ces onze années. Ce refroidissement est plus important en saison humide qu'en saison sèche. Cette tendance est visible sur toutes les stations sauf sur celle de Banizoumbou où le forçage est plus important en saison sèche.

	<i>Total</i>	<i>DJF</i>	<i>MAM</i>	<i>JJA</i>	<i>SON</i>
<b>Banizoumbou</b>	-71.21	-59.90	-93.64	-73.36	-57.93
<b>Agoufou</b>	-81.76	-74.05	-91.64	-95.05	-61.67
<b>Dakar</b>	-69.41	-70.92	-76.74	-77.29	-61.10
<b>Ouagadougou</b>	-76.55	-84	-96.89	-95.05	-63.71
<b>Moyenne des stations (Sahel)</b>	-74.73	-72.22	-89.73	-85.19	-61.16

**Tableau 3.2 – Moyenne saisonnière interannuelles du forçage radiatif journalier à la surface (BOA) pour les quatre stations en  $\text{W/m}^2$  par jour (2000-2010). Comparaison entre l'hiver (DJF), la printemps (MAM), l'été (JJA), l'automne (SON) et la moyenne totale.**

## 3.5 Conclusion

Ce premier volet a permis d'effectuer une caractérisation saisonnière des aérosols sur différentes stations AERONET entre 2000 et 2010 en Afrique de l'Ouest. Il a montré une prédominance des poussières désertiques sur cette région. La saison des aérosols minéraux est comprise entre le printemps et l'été avec deux pics au mois de mars et de juin avec des valeurs d'AOT situées autour de 0.7. Le coefficient d'Angström n'excède pas 0.2 et l'albédo de simple diffusion important (0.91) sont des signatures des poussières désertiques. La plupart de ces particules ont une taille avoisinant  $2.3 \mu\text{m}$ . Les stations les plus touchées par ces panaches de poussières sont surtout celles de Banizoumbou et Ouagadougou du fait de leur proximité aux zones sources.

Les minima en aérosol correspondent à la saison d'entre novembre et février (hiver). Pendant cette saison, les vents d'Harmatan s'affaiblissent sur le continent Africain ce qui inhibe une bonne partie du transport des particules vers l'Afrique de l'Ouest et les feux de biomasse s'intensifient sur les pays du Golfe de Guinée, ce qui entraîne une hausse des particules de feux de biomasse. La granulométrie en hiver montre un mélange de particules désertiques et de feux de biomasse avec respectivement  $2.3$  et  $0.1 \mu\text{m}$  de rayon en moyenne. Le maximum d'absorption est enregistré au mois de décembre et en janvier avec un albédo situé autour de 0.86.

Les champs de vent (réanalyses) ont montré un bon accord avec le transport des particules sur la région. Entre le printemps et été, le flux d'Harmattan est important avec des vents advectant ces dernières vers l'Afrique de l'Ouest. On a aussi montré le transport des aérosols de feux de biomasse vers l'Afrique de l'Ouest en hiver.

Le forçage radiatif calculé à partir des propriétés optiques des aérosols a montré une tendance au refroidissement général sur toute la région sahélienne avec une intensité moyenne de l'ordre de  $-65 \text{ W}/\text{m}^2$  par jour au Sahel. Il est plus important à la surface qu'au sommet de l'atmosphère. La saison des aérosols désertiques (mars-juin) correspond au maximum de forçage. Pendant cette saison, il a une valeur moyenne de  $-90 \text{ W}/\text{m}^2$  par jour à la surface et de  $-15 \text{ W}/\text{m}^2$  par jour au sommet de l'atmosphère. Contrairement à la surface, le sommet de l'atmosphère est caractérisé par une stabilité temporelle et spatiale en extinction.

Entre novembre et février, on a constaté un mélange de poussières et des particules de feux de biomasse. Ces mois sont caractérisés par un ralentissement du refroidissement due d'une part à la diminution de la charge en aérosols minéraux et d'autre part grâce au forçage positif induit par les particules de feux de biomasse.

## **Chapitre 4**

# **Évaluation de l'impact des poussières désertiques sur les paramètres climatiques avec le modèle régional RegCM3 en 2006**

### **Résumé**

*Ce chapitre utilise le modèle RegCM3 pour simuler le transport des poussières désertiques au Sahel. Nous commençons par valider ce modèle sur les différentes stations AERONET avec des mesures satellitaires et au sol. Ensuite des simulations (journalière et mensuelle) avec et sans aérosols sont effectuées pour toute l'année 2006. Finalement, nous procédons à l'évaluation de l'impact de ces poussières sur les paramètres climatiques en Afrique de l'Ouest.*



## 4.1 Introduction

Pour mieux comprendre les variations du climat en Afrique de l'Ouest, l'utilisation de modèles climatiques régionaux est d'une grande importance. Ainsi des modèles comme RegCM3 commencent à simuler de mieux en mieux certains systèmes complexes tels que la mousson ouest africaine.

L'objectif de cette partie est de comprendre l'effet des poussières désertiques sur le climat en Afrique de l'Ouest en utilisant un modèle climatique régional (RegCM3) avec une résolution de 60 km. Pour cela, nous avons effectué deux types de simulations. La première utilise le modèle de contrôle de RegCM3 (sans effet des aérosols) et la seconde effectue une simulation similaire tout en intégrant le module de poussières mis en œuvre dans RegCM3. Pour toute l'année 2006, nous disposons donc de sorties avec et sans effet des aérosols. La comparaison de ces simulations va permettre d'une part de valider le modèle avec des mesures in situ et d'autre part d'évaluer l'impact de l'aérosol minéral sur les paramètres climatiques au Sahel.

Cette section est subdivisée en plusieurs parties. La première partie est consacrée à l'aspect de validation du modèle par les observations. Les distributions temporelles et spatiales de l'aérosol seront comparées aux observations. Ces mesures sont issues du réseau AERONET (Aerosol Robotic Network ; <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>), des données du capteur MODIS (<http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/>) et du Lidar de Dakar (Sénégal). Ensuite, le cycle saisonnier de l'aérosol sera mis en évidence sur le Sahel dans la seconde partie. La troisième partie développe les principaux résultats obtenus sur l'impact des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest. Enfin, la quatrième partie présente une étude de cas survenu entre le 8 et 12 mars 2006. Le panache d'aérosols a été observé vers le 9 mars 2006 à Dakar. Une étude d'impact sera faite sur les différentes stations disposant de données AERONET (Cap-Vert, Agoufou, Banizoumbou, Ouagadougou, Dakar). Toutefois, cette étude sera plus focalisée sur la ville de Dakar qui dispose de plus d'instruments de mesures.

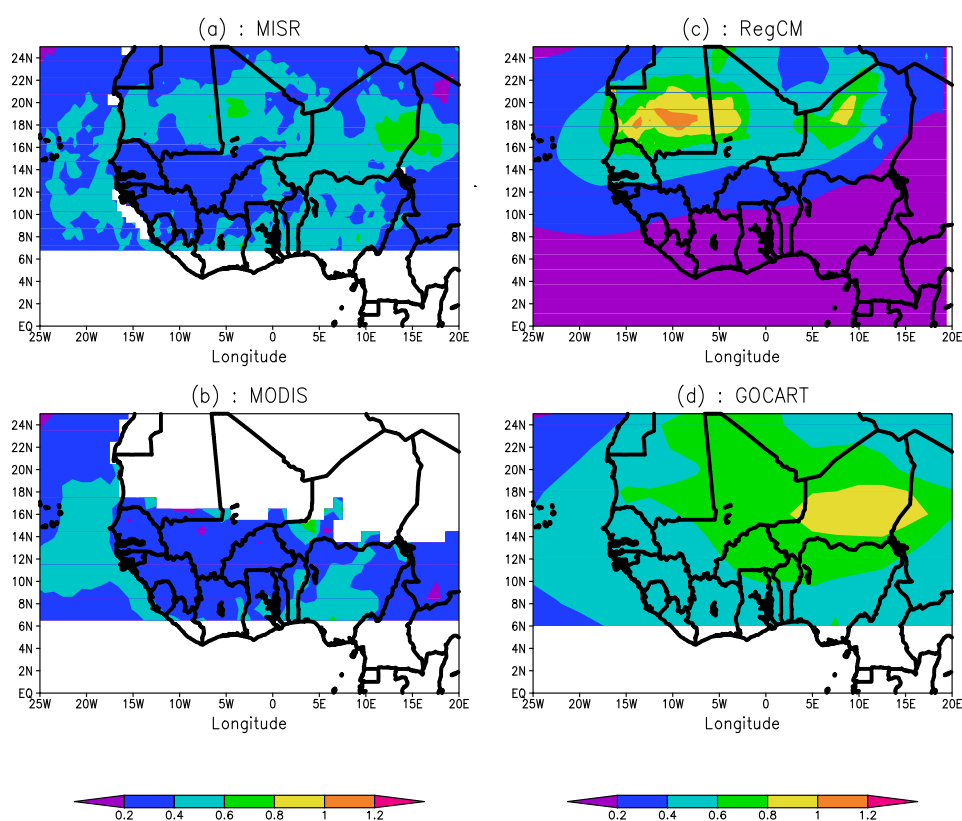
## 4.2 Validation du modèle RegCM3 au-dessus l'Afrique de l'Ouest en 2006

### 4.2.1 Sources et cycle saisonnier des aérosols

La figure 4.1 représente la moyenne annuelle de l'épaisseur optique obtenue avec les modèles (RegCM3 et GOCART) et les instruments sur orbite (MODIS et MISR) en 2006. Les cartes à gauche représentent les observations tandis que celles de droite sont issues de simulations. Le modèle de Chimie des Aérosols, du Rayonnement et des Transports (GOCART) simule les prin-

cipaux composants troposphériques des aérosols. Il utilise les champs météorologiques assimilés du Goddard Earth Observing System Data Assimilation System (GEOS DAS) générés par la modélisation et l'assimilation Goddard Global Office. Il a une résolution horizontale de  $2^\circ$  de latitude de  $2.5^\circ$  de longitude, et de 20 à 55 niveaux sigma sur la verticale (selon la version de GEOS DAS). Le Multi-angle Imaging spectroradiomètre (MISR) a été lancé avec succès sur une orbite polaire héliosynchrone à bord de TERRA (Earth Observing System, NASA) le décembre 18 juillet 1999. Les produits comme l'épaisseur optique sont disponibles en format HDF-EOS, et les données de MISR peuvent être téléchargées en format netCDF.

Cette moyenne annuelle est un indicateur des zones sources d'aérosols. Autrement dit, les



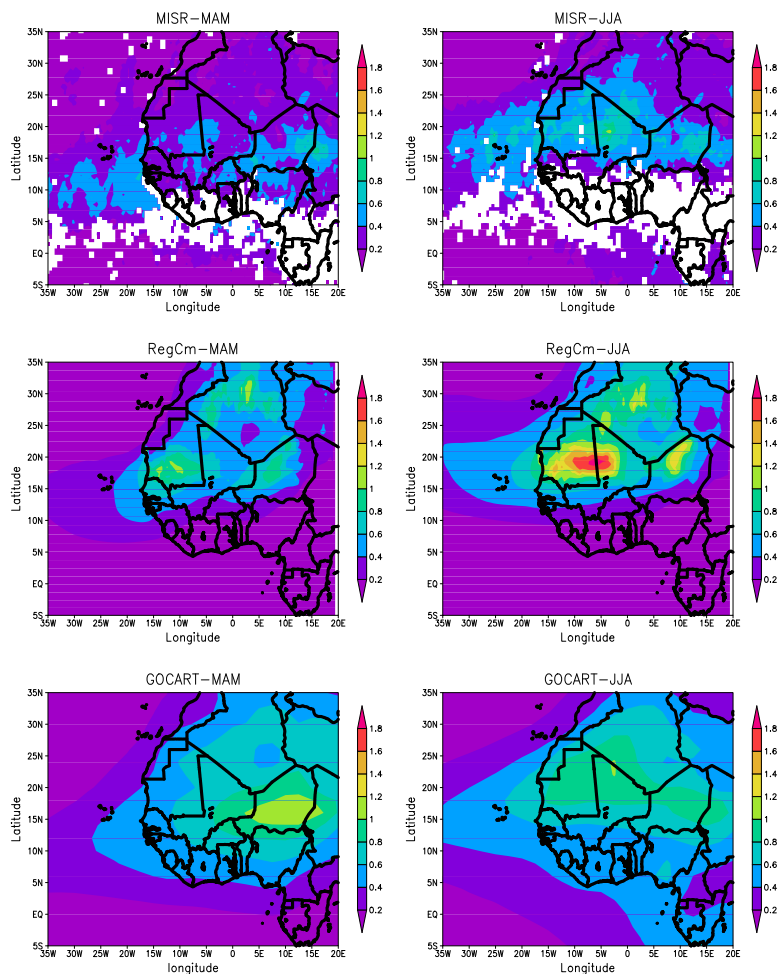
**Figure 4.1 – Moyennes annuelles des épaisseurs optiques issues de modèles et d'observations en 2006. Les figures de gauche représentent les observations MISR (a) et MODIS (b) tandis que celles à droite sont des sorties des modèles RegCM3 (c) et GOCART (d).**

lieux de fortes concentrations de poussières sont considérées comme étant les zones d'émission de ces dernières. La figure 4.1 les localise au dessus du  $10^\circ\text{N}$  jusqu'au sud de l'Algérie en latitude ; et entre le  $10^\circ\text{W}$  et la dépression du Bodélé (Tchad) en longitude.

Principalement : deux zones sources ont été mises en évidence. Il s'agit d'abord de la fron-

tière d'entre la Mauritanie (Est) et le Nord-Ouest du Mali. L'autre source s'étend du Niger (Nord-Est) jusqu'à l'Ouest du Tchad. Ces maxima sont localisés entre le 15 et 20 °N de latitude et environ 8°W de longitude selon RegCM3 ; alors GOCART et MISR les situent dans la bande 15 °N-18°N et 15°E. Hormis MODIS, tous les autres instruments et modèles indiquent clairement ces zones sources. On peut aussi noté que, par rapport aux observations (MISR), les modèles ont tendance à surestimer l'épaisseur optique surtout pour le cas de RegCM3.

On s'intéresse maintenant au cycle saisonnier de l'aérosol en Afrique de l'Ouest avec nos deux modèles (GOCART et RegCM3) et les résultats du capteur MISR. A gauche de la figure 4.2, on a l'épaisseur optique moyenne (AOT) en saison sèche (mars-avril-mai) et les cartes de droite représentent l'AOT en saison humide (juin-juillet-août).



**Figure 4.2 – Cycle saisonnier de l'aérosol (AOT) en Afrique de l'Ouest en 2006 (550 nm). Comparaison entre la saison sèche (mars-avril-mai) et la saison humide (juin-juillet-août). Utilisation des modèles RegCM3, GOCART et de la mesure MISR.**

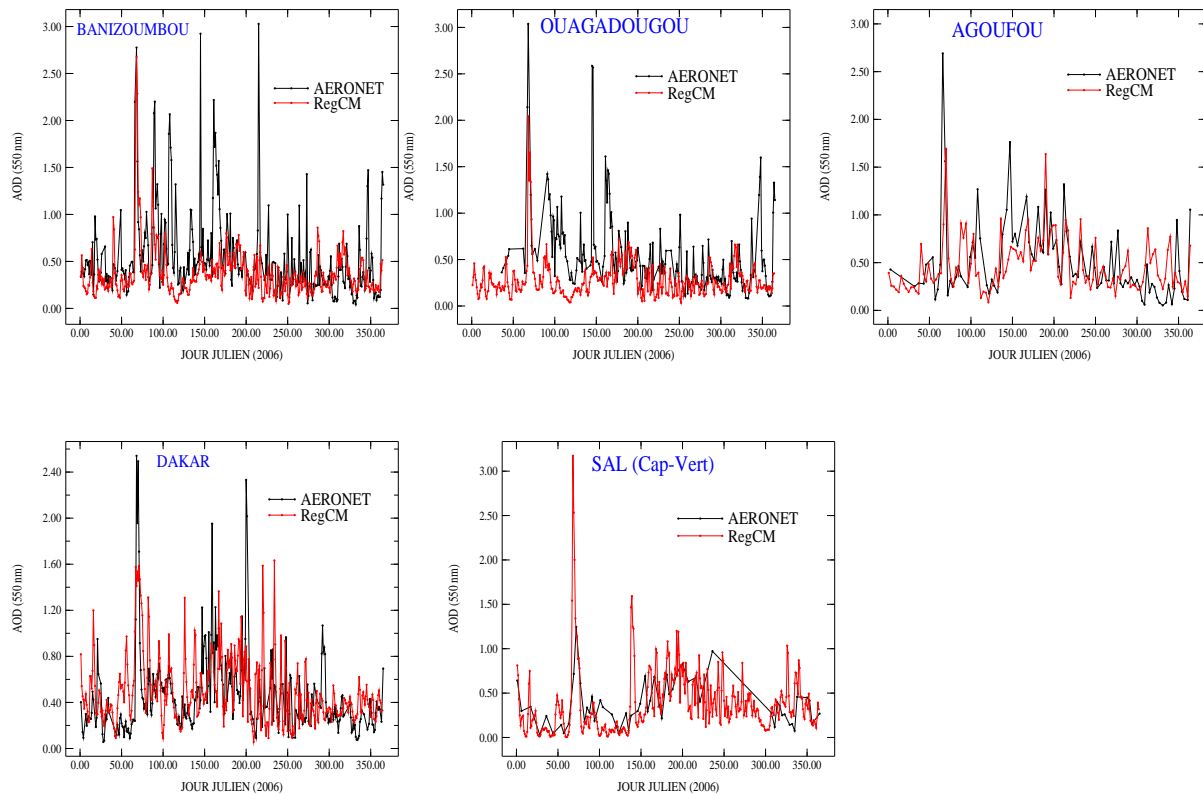
Les maxima en épaisseurs optiques sont visibles près des zones sources, comme indiqués sur la figure 4.1. GOCART simule une prédominance d'aérosols sahariens en saison humide par rapport à la saison sèche. Contrairement à RegCM3 et au canal infrarouge de MISR, ce modèle prend en compte les autres types d'aérosols. Entre les mois de mars et de mai, c'est encore la saison des feux de biomasse de l'équateur jusqu'à la frontière Nigéro-Burkinabaise. Le pic en  $AOT_{GOCART}$  au dessus du Niger pourrait être dû à un mélange d'aérosols désertiques et de feux de biomasse. On souligne toujours, une surestimation de l'aérosol par le modèle RegCM3.

## 4.2.2 Validation de la distribution des aérosols par des mesures in-situ

### 4.2.2.1 Distribution temporelle et spatiale des aérosols avec AERONET

Grâce aux mesures AERONET, nous faisons une étude de validation de la distribution temporelle de l'AOT (550 nm) en fonction du numéro du jour Julien (voir Fig 4.3). Une interpolation a été effectuée entre les canaux 443 nm et 675 nm pour obtenir l' $AOT_{AERONET}$  à 550 nm. La figure 4.3 représente le cycle journalier des  $AOT_{550nm}$  mesurées (AERONET) et simulées (RegCM3) pour toute l'année 2006. Ces mesures de l'AOT ont été préalablement moyennées pour chaque journée et chacune des cinq stations. D'Est en Ouest sont représentées les AOT à Banizoumbou (Niger), Ouagadougou (Burkina-Fasso), Agoufou (Mali), Dakar (Sénégal) et à Sal (Cap-Vert). Ensuite, on a retenu sur les figures, les journées coïncidentes entre les données AERONET et le modèle RegCM3. De façon générale on remarque que, RegCM3 suit la même tendance que la mesure pour ces cinq stations. En accord avec Camara et al. (2010), on note que le modèle surestime légèrement la mesure dans les stations de l'Ouest (Dakar et Cap-Vert) et la sous-estime pour celles d'Est (Banizoumbou, Agoufou et Ouagadougou). Dans les stations continentales (d'Est), il se peut que le modèle ne tienne pas compte de la proximité de plusieurs sources d'aérosols désertiques. En dehors de la dépression du Bodélé (Tchad), il y a les sources du Nord (Nord de la Mauritanie jusqu'à Tamanrasset en Algérie) qui sont susceptibles de produire de la poussière transportable vers Banizoumbou et Ouagadougou. Ces stations sont les plus proche aussi des sources d'aérosols de feux de biomasse ce qui pourrait expliquer leur présence au dessus de ces villes. Quand on analyse, le coefficient d'Angström dans ces stations, on constate que sa valeur est beaucoup plus élevée à ceux de l'Est qu'à celles de l'Ouest. Une anomalie au niveau de la modélisation du transport et la sédimentation des aérosols pourrait expliquer la surestimation du maximum de la mesure pour les stations de l'Ouest (Dakar et Cap-Vert).

L'étude statistique indique des disparités d'Est en Ouest. Plus on va vers les côtes (l'Ouest), plus on améliore le coefficient de corrélation entre AERONET et RegCM3. Les meilleurs corrélations sont rencontrées à l'Ouest avec des valeurs respectives de 70% et 51% pour Dakar et le Cap-Vert. Cette étude est basée sur 150 jours au Cap-Vert et 277 jours de mesures à Dakar. La plus mauvaise corrélation est notée à Banizoumbou (39%) sur 324 jours de mesures AERONET disponibles. En ce qui concerne les stations de Ouagadougou et Agoufou, elles valent respecti-



**Figure 4.3 – Évolution journalière (numéro du jour Julien) de l'épaisseur optique en 2006. Comparaison entre les mesures AERONET (noire) et la simulation RegCM3 (rouge). Observations sur les villes de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou, Dakar et du Cap-Vert.**

vement 40% et 50%. Il y avait 206 journées de mesures AERONET disponibles à Ouagadougou et 280 jours à Agoufou.

Pendant la saison sèche en 2006, un maximum d'AOT est clairement visible sur toutes les stations entre le 9 et le 14 mars 2006 (JJ=69). Le modèle RegCM3 est en bon accord avec AERONET pour cet événement. Il fera l'objet d'une étude plus poussée un peu plus loin. On note que, plus on vas vers l'Ouest (vers le Cap-Vert), moins le modèle reproduit la mesure pour cet événement. Et d'ailleurs vers le 10 au Cap-Vert, RegCM3 surestime de loin la mesure AERONET.

On constate que le modèle a beaucoup de mal à reproduire la mesure AERONET pendant la saison humide surtout pour les stations de Banizoumbou et Ouagadougou en les sousestimant. Pendant cette saison, les vents d'Harmattan provenant du Sahara balayent cette partie Sud-Est du Sahel. Ces vents sont accompagnés par de grandes quantités de poussières désertiques. Un défaut dans la modélisation du transport des masses d'air semble expliquer ces valeurs sous-estimées

du modèle.

Sur le tableau 4.1, on a résumé l'épaisseur optique moyenne (annuelle) d'AERONET de MODIS et de RegCM3. Les incertitudes relatives y sont relatées. Contrairement à MODIS qui sous-estime l' $AOT_{AERONET}$  ; RegCM3 la sous-estime pour les stations de l'Est et la sur-estime pour celles de l'Ouest. Malgré leurs utilité pour la télédétection des aérosols au dessus des continents, les mesures MODIS restent très approximatives.

	<i>Aeronet</i>	<i>Modis</i>	<i>RegCM</i>
<b>Banizoumbou</b>	0.54± 0.02	0.31± 0.015	0.36± 0.018
<b>Ouagadougou</b>	0.53± 0.02	0.37± 0.018	0.279± 0.01
<b>Agoufou</b>	0.48± 0.02	0.35± 0.02	0.45± 0.020
<b>Dakar</b>	0.49± 0.02	0.40± 0.017	0.50± 0.020
<b>Sal</b>	0.368± 0.03	0.40± 0.02	0.38± 0.015

**Tableau 4.1 – Moyenne annuelle de l'épaisseur optique (550 nm) à Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou, Dakar et à Sal (Cap-Vert). Comparaison entre AERONET, MODIS et RegCM3.**

### 4.2.3 Distribution verticale des aérosols

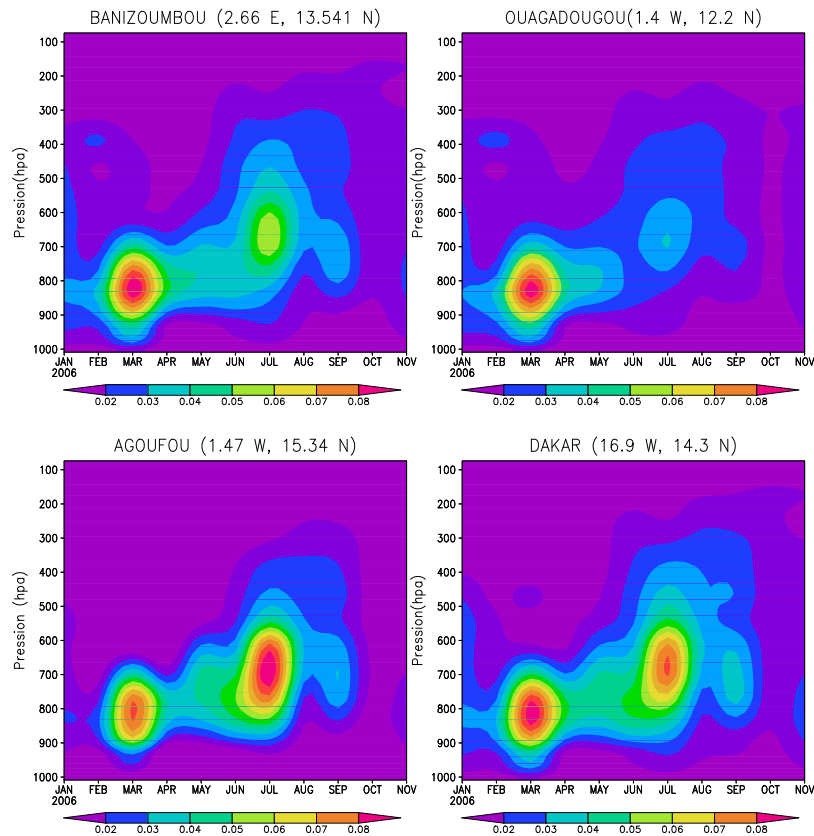
Il est question maintenant d'étudier la distribution verticale de l'aérosol. La figure 4.4 représente une coupe verticale de l'extinction (mensuelle) de l'aérosol simulée pour les stations de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou et de Dakar. Notons que, nous ne disposons pas de sorties du modèle pour le mois de décembre 2006. Soulignons d'abord que la poussière est localisée entre la surface et l'isobare 500 hpa (6 km) en Afrique de l'Ouest. Les maxima en poussières sont visibles au printemps (février-mars) et en été (juin-juillet).

La description saisonnière montre que les stations de Banizoumbou et de Ouagadougou sont plus affectées par la poussière au printemps (mars) qu'en été (juillet). En mars à Banizoumbou et à Ouagadougou, l'intensité de l'extinction est supérieure à  $0.08 \text{ km}^{-1}$ . Ce maximum est situé dans les basses couches autour de 850 hpa. En Été (juillet), il est situé dans les couches moyennes (SAL) autour de 650 hpa. Pendant cette période, la valeur de l'extinction n'excède  $0.06 \text{ km}^{-1}$  à Banizoumbou et  $0.05 \text{ km}^{-1}$  à Ouagadougou.

Comme dans les stations du Sud-Est, celles de Nord-Ouest présentent aussi deux maxima (printemps et automne). Contrairement à Banizoumbou et à Ouagadougou, les quantités de poussières sont à peu près similaires en mars et en juillet pour les stations de Dakar et d'Agoufou. En mars, ces panaches sont situés autour de 800 hpa à Agoufou et de 850 hpa à Dakar. Comme à Banizoumbou, c'est dans les couches moyennes (vers 650 hpa) que l'on retrouve les maxima de

l'été.

Dans toutes des stations, c'est au mois de mars et de juillet qu'on retrouve les maxima en poussières. La couche d'aérosol est située dans les basses couches (850 hpa) au printemps automne et dans les moyennes (650 hpa) pendant l'été.



**Figure 4.4 – Coupe verticale l'extinction simulé en  $\text{km}^{-1}$ . En abscisse, nous avons les mois de l'année 2006 et en ordonnée la hauteur de l'atmosphère en hpa. Comparaison entre les villes de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou et de Dakar.**

La figure 4.5 représente une comparaison mensuelle entre les profils d'extinction du modèle RegCM3 et du Lidar stationné à Mbour (Sénégal). On représente en abscisse le coefficient d'extinction de l'aérosol ( $\text{km}^{-1}$ ) et en ordonnée la hauteur de l'atmosphère (km). En mai et en décembre, le Lidar n'a pas fonctionné. En plus, pour le mois de novembre la moyenne mensuelle a été réalisée que sur trois journées et donc non représentatifs.

L'hiver correspond entre le mois décembre de février. En janvier, le Lidar détecte deux

couches d'aérosols au dessus de Mbour. La première se trouve autour de 1 km alors que la seconde est située vers 2 km. Cependant, le modèle ne simule que la couche située à 1 km. Le panache situé dans les couches moyennes (autour de 2 km) n'est pas visible sur le profil simulé. Les études de Leon et al. (2009) et de Haywood et al. (2008) ont montré que cette couche est composée d'aérosols de feux de biomasse. Aussi, Slingo et al. (2006) ont démontré que les aérosols carbonés ont tendance à être au dessus de la couche de poussières. Le modèle RegCM3 a été uniquement codé que pour les aérosols minéraux, donc il ignore la couche de biomasse burning située au dessus 2 km. De plus, le modèle sous-estime le profil du Lidar. Le maximum d'extinction en poussières pour RegCM3 est de  $0.08 \text{ km}^{-1}$  alors que le Lidar l'évalue à  $0.12 \text{ km}^{-1}$  en janvier. Le mois de février est caractérisé par une anomalie en AOT qui pourrait être due à un défaut de transport dans les basses couches (Leon et al., 2009). RegCM3 ne décèle pas cette anomalie en transport de masses d'air et simule une couche entre 1.5 et 3 km avec un maximum d'extinction de  $0.08 \text{ km}^{-1}$ .

Au printemps, on dispose de deux mois (mars et avril) de mesures. En mars, le modèle simule une couche de poussières entre 0.5 et 3.5 km avec un maximum d'extinction de  $0.14 \text{ km}^{-1}$ . Du fait d'un transport à un niveau plus bas, le Lidar la situe entre 1.5 et 2.5 km avec une extinction maximale autour de  $0.22 \text{ km}^{-1}$ . Cependant, RegCM3 simule assez bien la mesure en avril. La couche de poussières est située pour les deux (modèle et mesure) entre 1 et 4 km. Par contre le maximum d'extinction passe du simple au double entre le modèle RegCM3 ( $0.08 \text{ km}^{-1}$ ) et la mesure ( $0.16 \text{ km}^{-1}$ ). En avril le modèle simule assez bien le niveau de transport des aérosols tout en sous-estimant l'AOT totale.

Le mois de juin a été le plus poussiéreux à Mbour pendant l'été 2006, avec un maximum d'extinction de  $0.22 \text{ km}^{-1}$  localisé à 3 km dans la SAL. En comparant les coefficients d'Angström ; Leon et al. (2009) ont démontré qu'il s'agissait d'un panache de poussières situé entre 2 et 5 km. RegCM3 simule bien l'allure du profil d'extinction des poussières en juin. Cependant, il détecte des quantités de poussières inférieures à celles du Lidar. Le modèle évalue le maximum d'extinction à  $0.012 \text{ km}^{-1}$ . Entre juillet et août, le modèle simule très bien la couche d'aérosols désertiques entre 2 et 5 km. Les maxima d'extinction sont similaires pour ces deux méthodes avec une valeur de  $0.12 \text{ km}^{-1}$  en juillet et  $0.10 \text{ km}^{-1}$  en août. Ces maxima d'extinction sont tous situés à 3.5 km. Toutefois les aérosols dans les basses couches ne sont pas détectés par le modèle.

Comme en juin et en juillet, le modèle reproduit assez bien la couche détectée par le Lidar. Cette couche est située entre 2.5 et 4.5 km avec un maximum d'extinction de  $0.06 \text{ km}^{-1}$ . Au mois d'octobre, la principale couche est située dans les bas niveaux, ce qui n'est pas visible sur le modèle. L'analyse ne pourra pas être faite sur le mois de décembre par manque de données disponibles.

Après la validation saisonnière et mensuelle du profil d'extinction de l'aérosol, on s'intéresse maintenant à la validation à l'échelle journalière. On sélectionne trois types de journées à Mbour. Sur la figure 4.3 nous avons montré que RegCM3 simule assez bien l'AOT mesurée (sur toutes

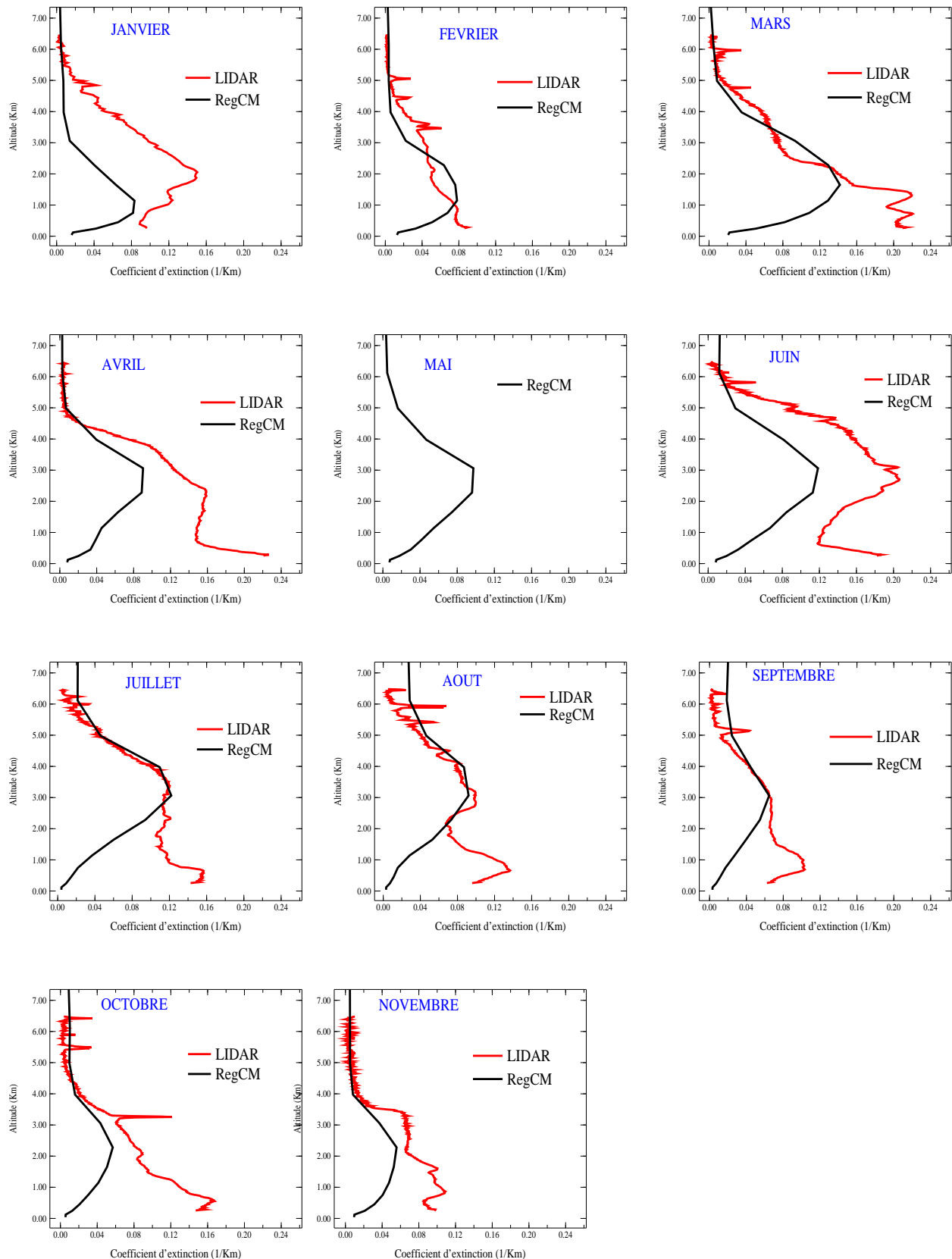
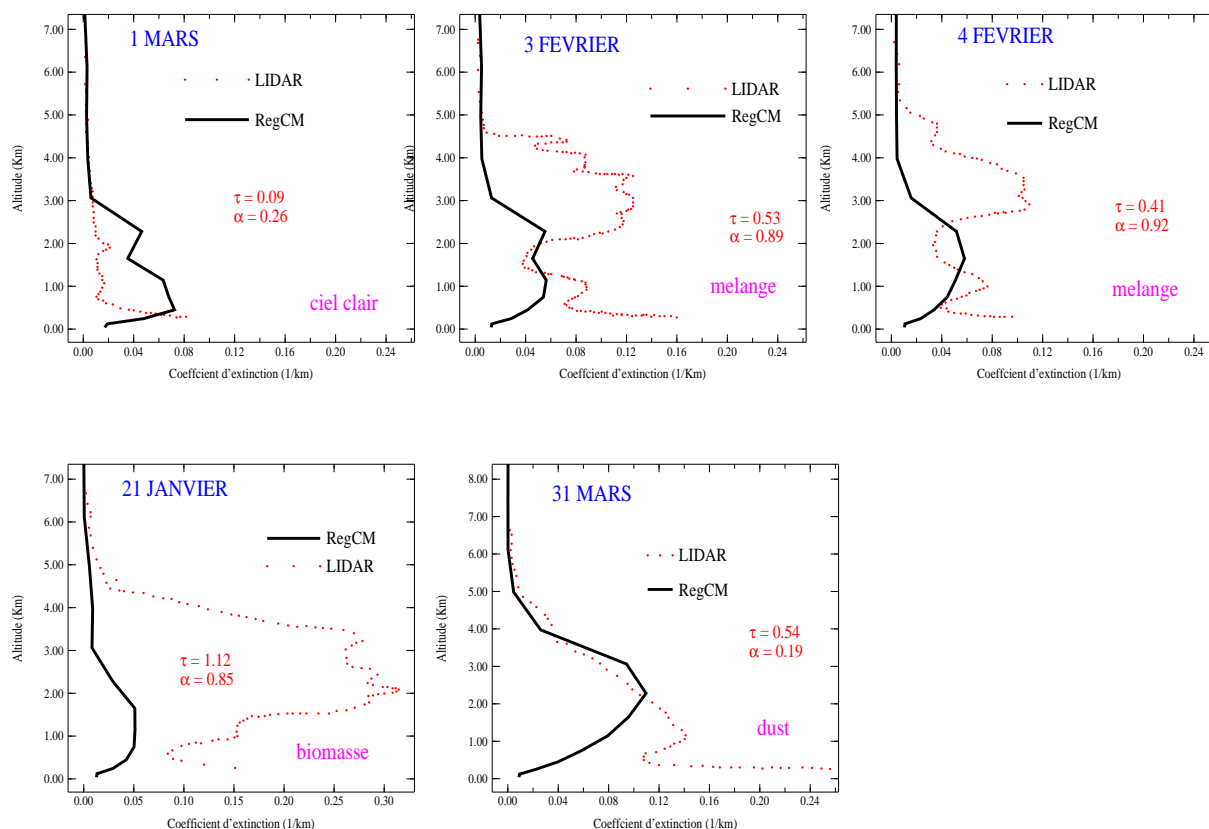


Figure 4.5 – Comparaison entre profils verticaux d'extinction mensuelles (en  $\text{km}^{-1}$ ) du Lidar et de la simulation RegCM3 à Mbour en 2006.

les stations) pour l'événement de poussières survenu en mars 2006 (9 mars 2006). Du fait des importantes quantités de poussières survenues le 9 mars, le Lidar de Mbour n'a pas fonctionné (Derimian et al., 2008). Entre février et mars, on a sélectionné plusieurs types de journées. Le 1<sup>er</sup> mars a été choisi comme étant une journée ciel clair (ciel bleu) et le 31 mars est une journée polluée par des aérosols désertiques. Par contre les journées du 3 et 4 février sont dites mixtes (mélange de poussières et de biomasse burning). Aussi, le 21 janvier est une journée où l'aérosol de feux de biomasse a été important.



**Figure 4.6 – Comparaison entre profils d’extinctions journaliers de la simulation (RegCM3) et de la mesure du Lidar de Mbour. Choix de plusieurs types de journées (ciel clair, journée mixte et journée avec une présence exclusive de poussières désertiques).**

Au 1<sup>er</sup> mars, RegCM3 simule assez bien l’allure d’une journée claire (voir Fig 4.6). En effet, pendant cette journée, l’AOT mesurée est 0.09 à 440 nm. L’AOT du modèle (0.01) est légèrement supérieure à celui de la mesure. Pour les journées mixtes (3 et 4 février), le modèle arrive seulement à simuler la couche d’aérosol minéral entre 1 et 2 km. Cependant la couche au dessus de 2 km n’est pas visible sur le profil du modèle. L’important coefficient d’Angström pendant ces journées (0.89 et 0.92 respectivement pour le 3 et 4 février) montrent qu’il y a une présence

d'aérosols de petites tailles dans les couches moyennes (Derimian et al., 2008). Ces couches sont formées d'aérosols de feux de biomasse sont localisés entre 2.5 et 4.5 km avec un maximum d'extinction évalué à  $0.12 \text{ km}^{-1}$  vers 3 km. Par exemple, le 3 février : l'AOT mesurée vaut 0.53 alors que l'AOT simulée est de 0.33.

La journée du 21 janvier est aussi une journée mixte (biomasse + poussières) avec un maximum d'aérosols de feux de biomasse. Dramé (2006) a montré une advection d'importantes masses d'air qui proviendraient des pays du Golfe de Guinée (source d'aérosols de feux de biomasse). La couche de biomasse burning est située entre 1.5 et 4.5 km avec un maximum d'extinction de  $0.31 \text{ km}^{-1}$  à 2 km. Pendant cette journée, l'AOT mesurée est de 1.12 à 440 nm tandis que celui de RegCM3 vaut 0.29. L'AOT du modèle est quatre fois moins importante que celui du de la mesure. Cela s'explique tout simplement par le fait que RegCM3 n'intègre que les poussières désertiques (grosses particules). Et enfin, la journée riche en aérosols minéraux (31 mars) est caractérisée par une couche de poussière entre 1 et 3 km. Le modèle relate assez bien la mesure, même si le transport dans les basses couches est inexistant dans le modèle. Les valeurs des AOT sont très proches, avec des valeurs respectives de 0.54 et 0.53 pour la mesure et le modèle pour cette journée du 31 mars. Les maxima d'extinction sont assez similaires même s'il ne sont pas localisés à la même altitude. RegCM3 a son maximum d'extinction vers 2.5 km alors que le Lidar le situe autour de 1.5 km.

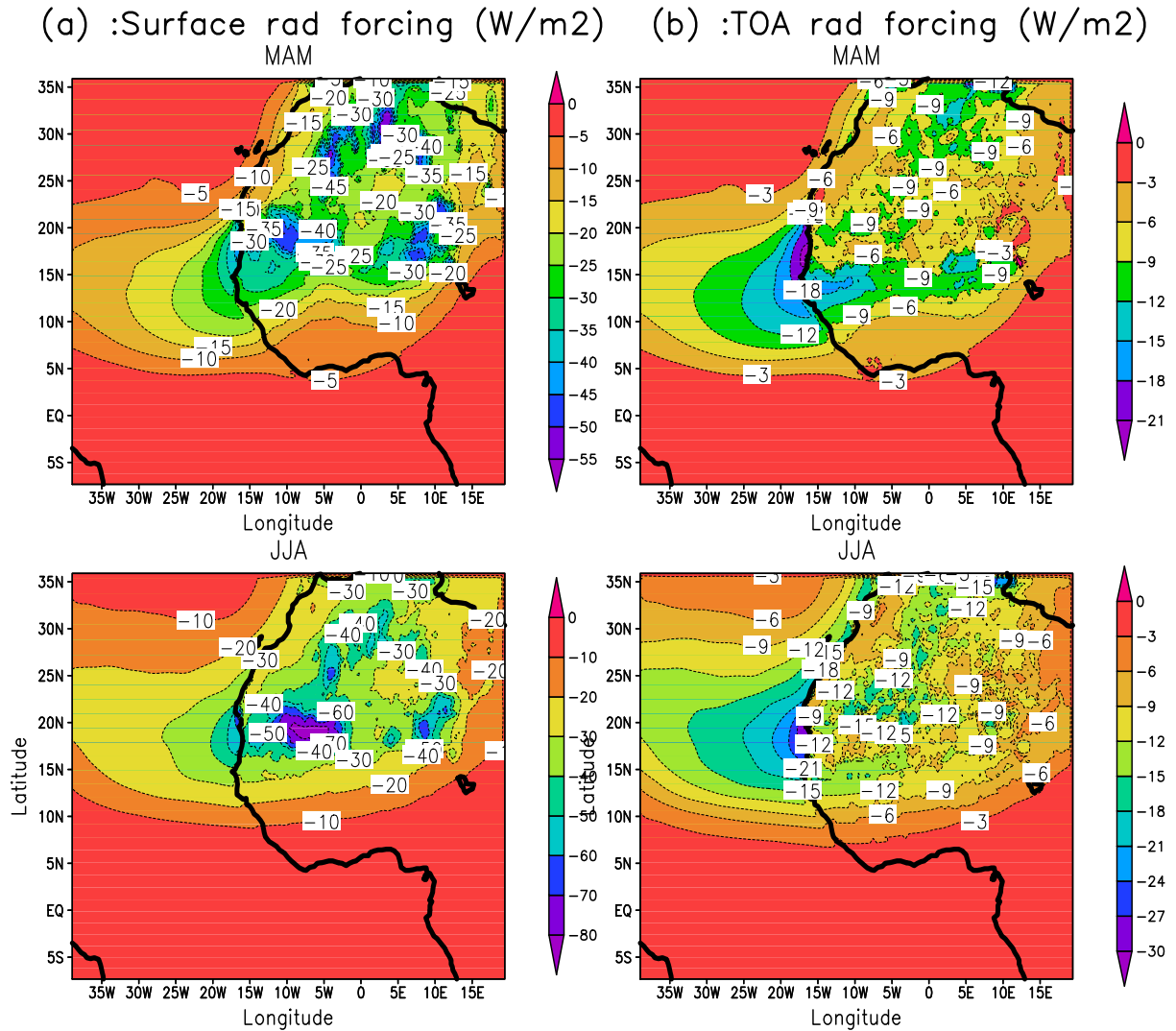
En synthèse, on peut dire que - le modèle RegCM3 simule assez bien le profil d'extinction de l'aérosol désertique au dessus de Mbour. Cette simulation est beaucoup plus précise en été (juin-juillet-août) que pendant les autres saisons. On retrouve les maxima d'extinction en mars et en juillet. La principale couche d'aérosols est située entre 2.5 et 4.5 km. Toutefois le modèle ne détecte pas les autres types d'aérosols car ce dernier n'intègre que les particules désertiques. Le transport des poussières dans RegCM3 est plus sensible aux couches moyennes ( $> 2 \text{ km}$ ). Dans les niveaux bas ( $< 2 \text{ km}$ ), ce transport est mal reproduit de même que la sédimentation. Et enfin, on note que les mois d'anomalies d'AOT (défaut de transport) ne sont pas mis en évidence par celui-ci.

## 4.3 Impact des aérosols désertiques sur les paramètres climatiques

### 4.3.1 Impact saisonniers au Sahel

#### 4.3.1.1 Bilan radiatif au sommet et la surface de l'atmosphère

Ces dernières décennies, plusieurs efforts ont été menés pour déterminer l'impact radiatif des poussières désertiques sur le climat en Afrique de l'Ouest (Mahowald et al., 2003; Haywood et al., 2003; Hsu et al., 2000). La figure 4.7 représente le forçage radiatif des aérosols simulé pendant les saisons sèche (MAM) et humide (JJA). Cette étude d'impact a été effectuée à la surface (BOA) et au sommet de l'atmosphère (TOA). Cela s'illustre par le rayonnement en ondes



**Figure 4.7 – Forçage radiatif des poussières désertiques au Sahel en 2006. Comparaison entre la saison sèche (MAM) et la saison humide (JJA). (a) Bilan radiatif au niveau de la surface (Shortwave) et (b) Bilan radiatif au sommet de l’atmosphère (Longwave).**

courtes reçu au niveau de la surface et dans l'infrarouge au sommet de l'atmosphère. Elle montre un forçage négatif à la surface et au sommet de l'atmosphère sur toute la région Ouest Africaine. La couche de poussières réagit en réfléchissant le rayonnement incident vers l'espace, ce qui refroidit la surface. L'aérosol désertique diffuse plus qu'il n'absorbe à cause de son albédo de simple diffusion élevé. On constate aussi que le refroidissement est plus important à la surface qu'au sommet de l'atmosphère. La couche de poussières absorbe une partie du rayonnement, ce qui a tendance à réchauffer les couches supérieures par effet semi-direct.

La figure 4.7 montre que aussi le forçage est plus important en saison humide qu'en saison sèche à la surface. En saison sèche, les maxima sont localisés au Nord vers la frontière Mauritanie-Mali (20°N) avec un forçage de près de  $-45 \text{ Wm}^{-2}$ . L'explication de ce maximum au printemps (MAM) dans la partie Nord se traduit par le fait que les sources d'aérosols sont très actives en ce moment. De grandes quantités de poussières sont soulevées autour des zones sources. Bien avant l'inversion des alizés (annonçant la mousson), l'atmosphère est déjà chargée en poussières au Nord de cette région. En saison humide (JJA), les maxima sont toujours présents autour des zones sources (20°N) avec un forçage qui peut atteindre jusqu'à  $-60 \text{ Wm}^{-2}$ . Ces particules sont ensuite transportées par les vents (Harmattan) vers les régions côtières, ce qui augmente considérablement le forçage entre MAM et JJA. Par exemple, au Nord du Sénégal, le forçage passe de  $-30$  à  $-50 \text{ Wm}^{-2}$  entre MAM et JJA. De la même façon, la figure 4.7-b montre un forçage plus important en saison humide qu'en saison sèche au sommet de l'atmosphère.

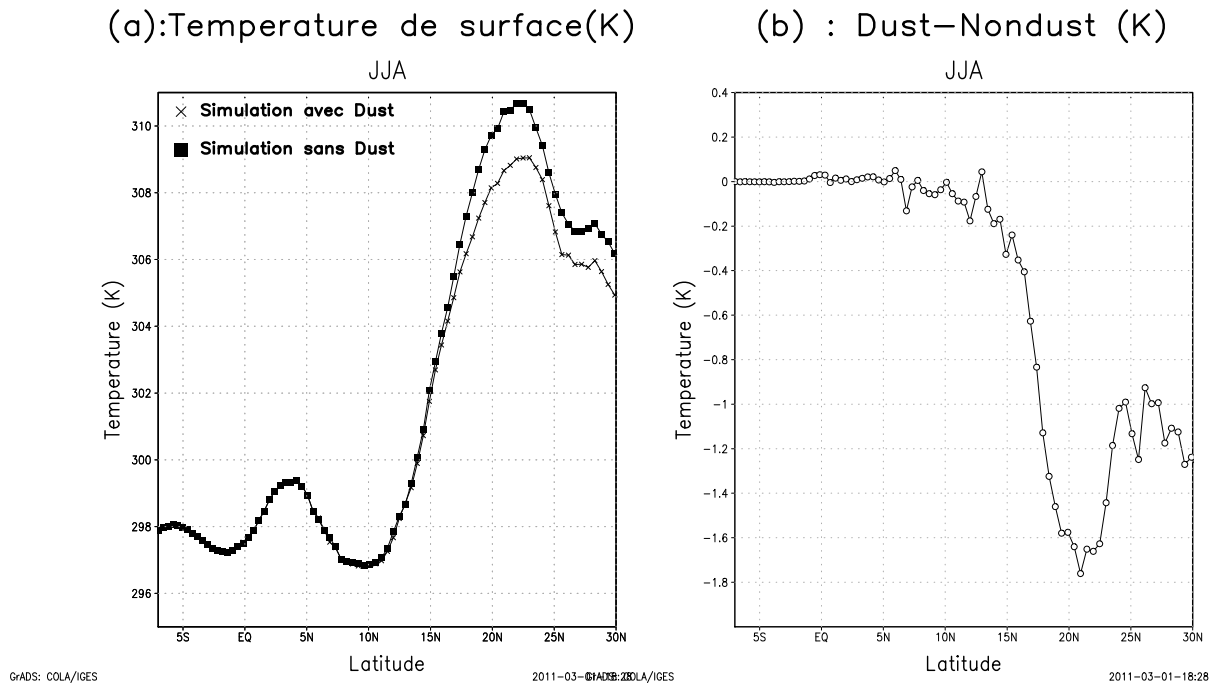
#### 4.3.1.2 Impact sur les températures de surface et de l'air

##### – Température de surface

L'effet radiatif de la poussière se traduit par une diminution de flux de radiation à ondes courtes à la surface et du rayonnement des ondes longues sortant au sommet de l'atmosphère. Une compensation peut être produite par l'absorption au niveau de la couche de poussières (Sylla, 2007). La figure 4.8 représente les températures de surface avec et sans effet des poussières (a); et la différence entre ces deux courbes en (b). Cette simulation a été effectuée dans la boîte de longitudinale de la notre région. On observe sur la figure 4.8-a, que les poussières ont tendance à réduire la température à la surface.

Le maximum de forçage sur la température est observé autour du 21°N. La comparaison des deux courbes montre que les maxima se trouvent dans le désert vers la Mauritanie avec des réductions de température allant jusqu'à  $-1.8 \text{ °K}$  en accord avec (Tegen and Fung, 1994). Au delà de cette latitude les températures augmentent et le refroidissement se stabilise autour de  $1 \text{ °K}$ .

Au Sud de Dakar (pays du Golfe de Guinée), l'impact est presque insignifiant. Cela s'explique par une présence moindre d'aérosols minéraux. Cependant, tout autre effets radiatif dans cette zone pourrait être dû à l'effet des nuages.



**Figure 4.8 – La température de surface simulée en saison humide (Kelvin) en fonction des latitudes. (a) Simulations sans effet des poussières (en croix) et avec effet des poussières (en carré). (b) Différence (écart) entre les deux (Dust-NoDust).**

La partie Sahélienne est marquée par une diminution rapide de la température vers le Nord avec en moyenne un refroidissement autour de  $1^{\circ}\text{K}$ .

La figure 4.9 représente l'impact des poussières sur la température pour les différentes stations. En même temps, on trace l'évolution mensuelle de l'AOT (en carré) pour chaque station. Pendant la sèche on note que le maximum d'AOT correspond au maximum de refroidissement. Ce refroidissement général est souvent dû à la diffusion du rayonnement par la couche d'aérosol. Les maxima en refroidissement sont notés au mois de juillet sur les stations de Dakar, Agoufou et de Ouagadougou. Cet effet atteint  $-3^{\circ}\text{K}$  à Agoufou,  $-2.5^{\circ}\text{K}$  à Ouagadougou et  $-1.6^{\circ}\text{K}$  à Dakar.

Cependant le maximum de forçage est noté à Banizoumbou en saison sèche avec une valeur de  $-1.5^{\circ}\text{K}$  en avril. Une des raisons qui explique ce maximum est le fait qu'elle soit la station la plus proche des zones d'émissions de poussière.

En mai, on note un réchauffement de près de  $0.6^{\circ}\text{K}$  à Banizoumbou et de  $1.5^{\circ}\text{K}$  à Ouagadougou. Par ailleurs, ce réchauffement pourrait être dû, soit à un problème de modélisation du transport des aérosols ou soit à d'autres facteurs climatiques.

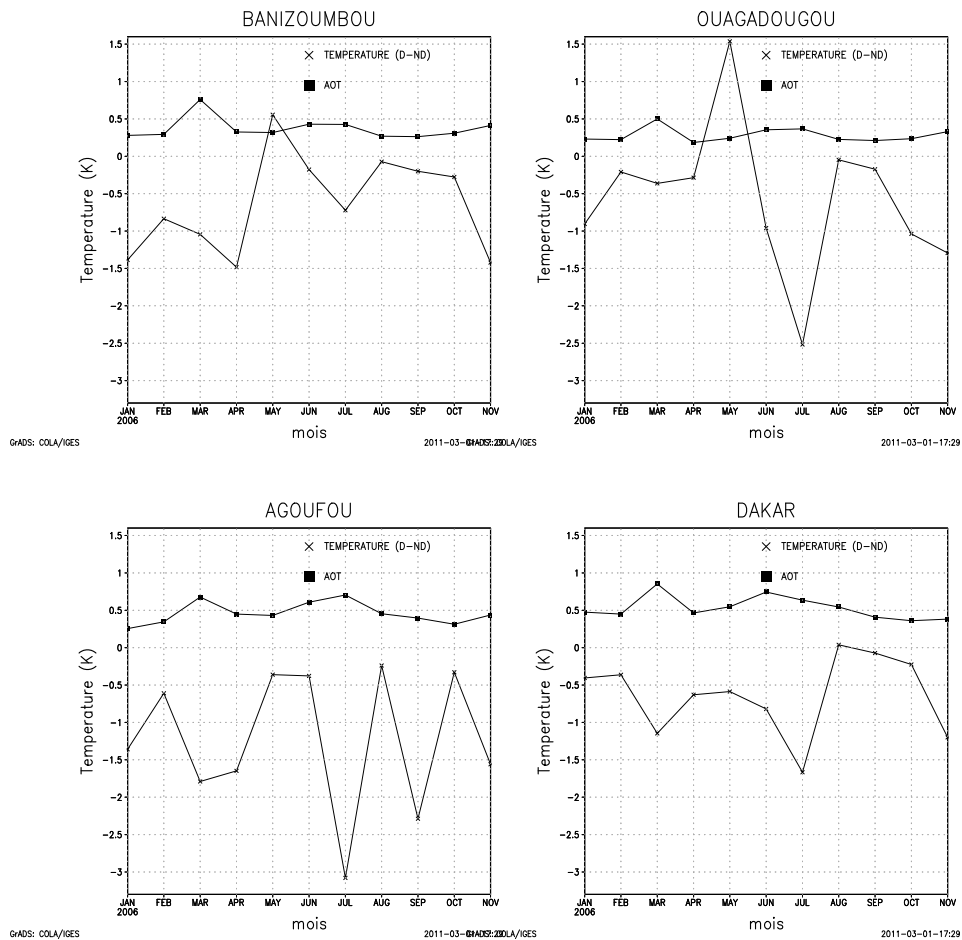
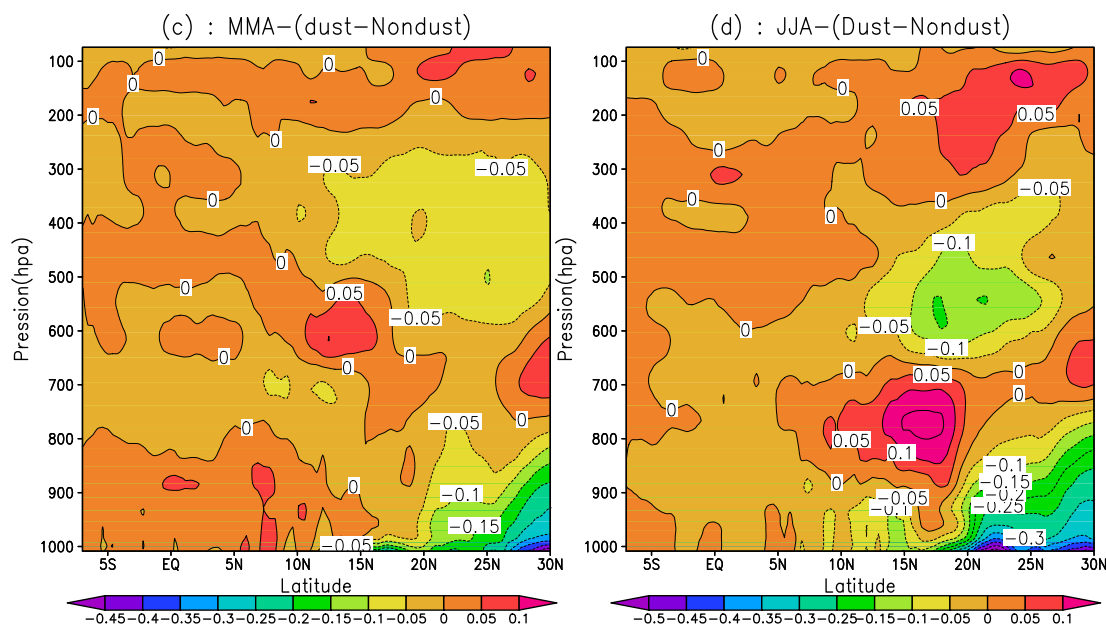


Figure 4.9 – Différences entre températures de surface mensuelles avec et sans effet des poussières (Dust-NoDust) sur nos stations en kelvin. Illustration de l'épaisseur optique en couleur verte.

– Température de l'air

La figure 4.10 représente l'impact des poussières sur la température de l'air sur toute la colonne atmosphérique moyennée dans la boîte de longitudinale de notre zone. La figure 4.10-c illustre cet impact en saison sèche tandis que la figure 4.10-d concerne la saison humide.

D'abord, on remarque un refroidissement assez marqué à la surface entre 10 et 30°N. Ce bilan radiatif négatif est plus important pendant la saison des pluies. On note une baisse de la température entre la base de la couche d'aérosols (850 hpa) et la surface (voir Fig 4.10-



**Figure 4.10 – Impact des poussières désertiques sur la température de l’air dans la région (Dust-NoDust) en Kelvin. Comparaison faite en printemps (c) et pendant la saison humide (d). Moyenne effectuée dans la boîte de longitudinale de notre région.**

d). En effet, la couche d’aérosols diffuse une bonne partie du rayonnement vers l’espace. Le maximum de refroidissement atteint une valeur de  $-0.5 \text{ }^\circ\text{K}$  pendant la saison humide dans les basses couches entre  $10$  et  $35^\circ\text{N}$ . Cependant, le maximum atteint une valeur de  $-0.45 \text{ }^\circ\text{K}$  dans le désert (zone source) en saison sèche.

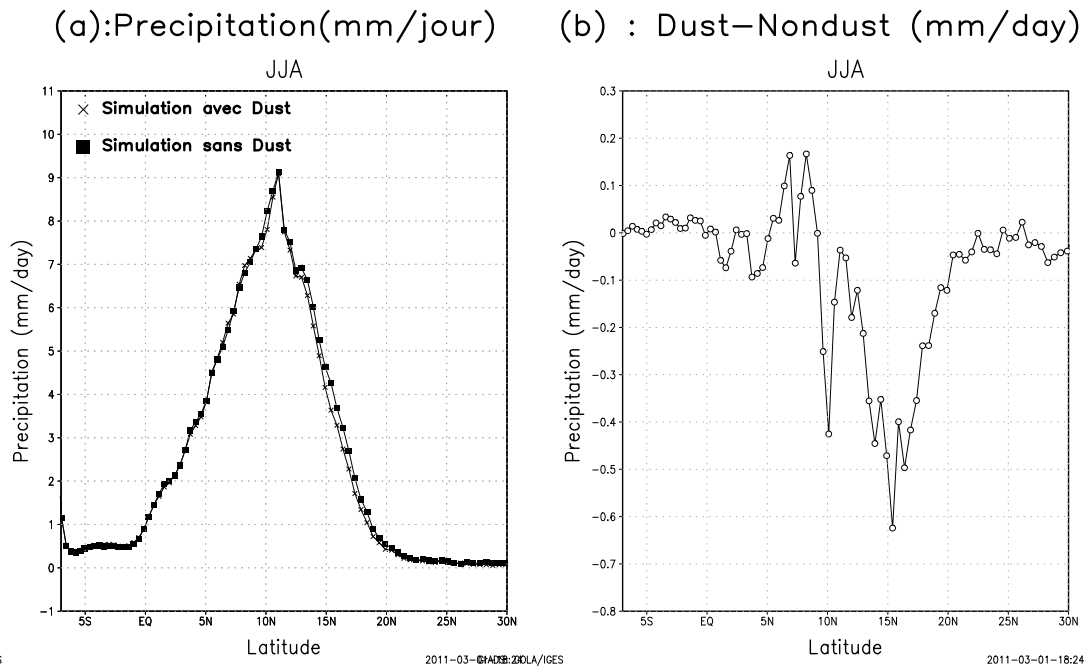
Comme sur la figure 4.4, on note que le panache d’aérosol est situé dans les couches moyennes en saison sèche vers  $550 \text{ hpa}$  et en basse troposphère ( $750\text{-}800 \text{ hpa}$ ) pendant la saison des pluies. Deux couches d’aérosols distinctes sont notées pendant la saison sèche. La première est au dessus de  $15^\circ\text{N}$  et la seconde se trouve au delà de  $30^\circ\text{N}$  dans le désert. En saison humide, la couche d’aérosol est assez continue entre  $15^\circ\text{N}$  et le désert du Sahara. Le niveau de la couche d’aérosol est caractérisé par un bilan de température positif du fait de l’absorption due au aérosols. Par leur effet semi-direct, les aérosols absorbent le rayonnement qu’ils réémettent dans l’infrarouge ce qui a tendance à créer un gradient de température entre la couche d’aérosol et la surface. L’absorption est maximale pendant la saison des pluies avec un impact positif sur la température qui atteint un maximum de  $0.1 \text{ }^\circ\text{K}$  vers  $750 \text{ hpa}$  au dessus de  $15^\circ\text{N}$  alors qu’elle ne dépasse pas  $0.05 \text{ }^\circ\text{K}$  en saison sèche.

#### 4.3.1.3 Impact sur les précipitations.

Les aérosols constituent des noyaux de condensations pour les nuages. Ils servent comme support pour la formation de gouttelettes d’eau dans les nuages. Cet effet assez mal connu

est appelé effet indirect des aérosols sur le climat. De grandes quantités de particules actives (noyaux), augmenteraient le nombre de gouttelettes, ce qui diminuerait leur taille (poids). Si les gouttelettes sont assez petites, elles atteignent plus difficilement la taille critique au-delà de laquelle elles peuvent précipiter. Par la suite, cet effet peut provoquer une modification de la microphysique des nuages et donc une réduction des précipitations. D'une part, Albrecht (1989) a montré que cet effet aurait tendance à augmenter le contenu en eau nuageuse ; et d'autres part, Ackerman et al. (2004) ont démontré que le contenu en eau diminuerait par effet d'entraînement au sommet du nuage.

Sur la figure 4.11, nous montrons l'effet des particules minérales sur les précipitations. Elle (voir Fig 4.11-a) représente les précipitations simulées par le modèle avec et sans effet des poussières au Sahel et la figure 4.11-b illustre la différence entre ces deux dernières pendant la saison humide (Dust-NoDust).

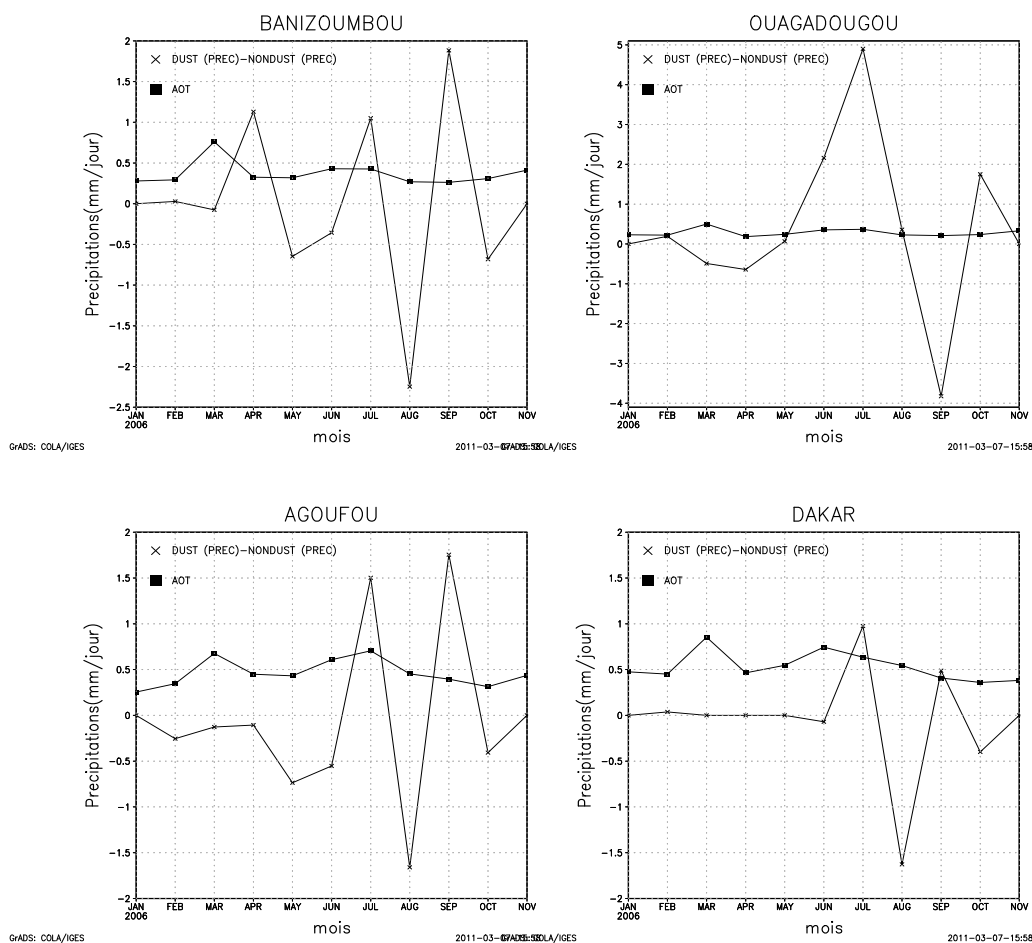


**Figure 4.11 – Impact des poussières sur les précipitations en fonction des latitudes (Dust-NoDust) pendant la saison humide au Sahel en 2006 (en mm/jour). (a) Atmosphère sans (en carré) et avec effet des poussières (en croix) ; (b) Différence entre les deux en mm/jour. Moyenne effectuée dans la boîte de longitudinale de notre région.**

Les précipitations (voir Fig 4.11-(a)) sont localisées dans le Sud de la région Sahélienne entre 5 et 20 °N. Le maximum est noté vers 12 °N avec une valeur moyenne de -9 mm/jour pour la saison humide. Au delà de 20 °N (désert), elles sont quasi inexistantes. La présence d'aérosols provoque une réduction des précipitations (voir Fig 4.11-(b)). Cet effet est surtout visible dans la zone humide entre le 5 et le 20 °N. Le maximum en déficit de pluies

est situé vers le 15 °N avec une valeur autour de -0.7 mm/jour.

La figure 4.12 représente l'impact des particules sahariennes sur la pluviométrie et l'évolution mensuelle de l'AOT<sub>RegCM3</sub> dans les différentes stations de Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou et de Dakar. On constate comme sur la figure 4.11 une tendance de sécheresse avec l'augmentation des quantités de particules. Les grandes anomalies en précipitations sont enregistrées pendant la saison humide (saison pluvieuse). Ces anomalies atteignent des maxima de -4mm/jour en septembre à Ouagadougou, -2.3mm/jour à Banizoumbou en août, -1.7mm/jour en août à Agoufou et -1.6mm/jour en août à Dakar. Cependant, on signale des anomalies positives marquées par une recrudescence des pluies surtout pour les mois de juin et juillet. Le maximum est enregistré à Ouagadougou en juillet (5mm/jour). Ces moments de recrudescence coïncident avec des épaisseurs optiques entre 0.5 et 0.6. L'hypothèse avancée pour expliquer ce phénomène est que ces particules mesurées servent comme noyaux actifs pour la formation de gouttelettes précipitantes.

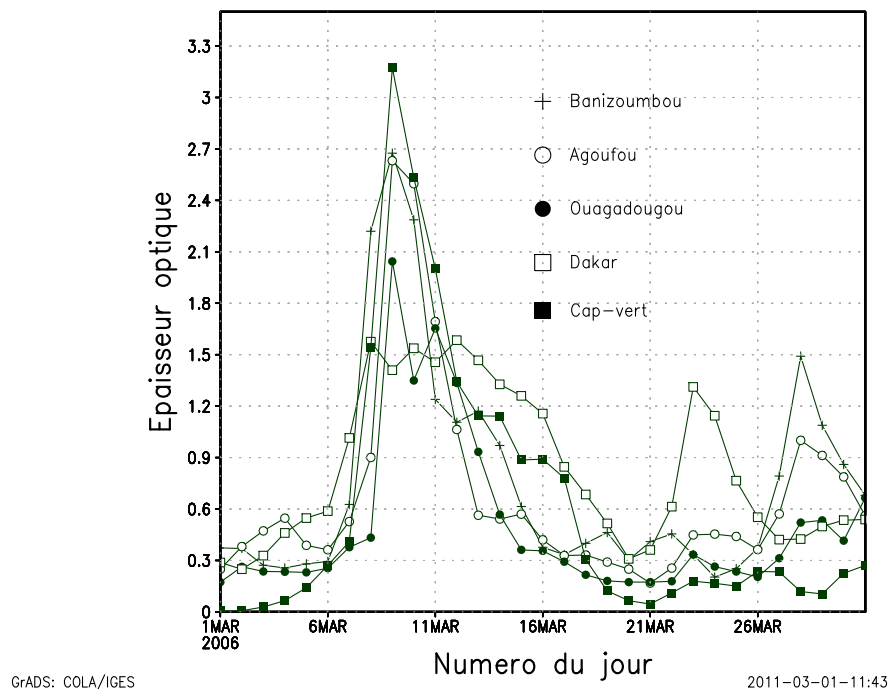


**Figure 4.12 – Différences de précipitation entre simulation avec et sans effet des poussières (en croix) sur nos stations en mm/jour (Dust-Nodust). Illustration de l'épaisseur optique (en Carré).**

### 4.3.2 Zoom journalier sur mars 2006

#### 4.3.2.1 Évolution journalière de l'AOT<sub>RegCM3</sub> sur les stations AERONET

Dans cette partie, l'intérêt est porté sur le mois de mars 2006. Sur la figure 4.3, nous avons montré que l'AOT simulée par le modèle a été validée par la mesure AERONET sur les différentes stations. On a aussi mis en évidence deux événements de poussières autour du jour julien numéro 69 (située entre le 9 et 14 mars) et vers la fin du mois de mars en Afrique de l'Ouest. Cependant, celui autour du 9-10 mars a été le plus important. La figure 4.13 représente les épais-



**Figure 4.13 – Évolution journalière de l'épaisseur optique (RegCM3) sur les différentes stations en mars 2006. AOT à Banizoumbou, Agoufou, Ouagadougou, Dakar et au Cap-Vert.**

seurs optiques journalières simulées par le modèle RegCM3 au-dessus des stations AERONET en mars 2006. Elle montre la présence d'événements importants de poussières survenus au cours de ce mois, visible sur les différentes stations vers le 9 mars et en fin de ce mois. Pour celui du 9 mars on note une AOT simulée de 3.5 au Cap-Vert, 2.6 à Banizoumbou, 2.6 à Agoufou, 1.6 à Dakar et 2 à Ouagadougou. Le début de ce mois est caractérisé par des journées très claires (sans aérosol) en accord avec les mesures du Lidar pour le 1<sup>er</sup>-mars 2006 (voir Fig 4.13). On remarque des valeurs assez fortes de l'AOT en fin du mois : par exemple la valeur de l'épaisseur optique vaut 1.3 le 24 mars à Dakar. Du point de vue du transport, l'événement autour du 9 mars est assez

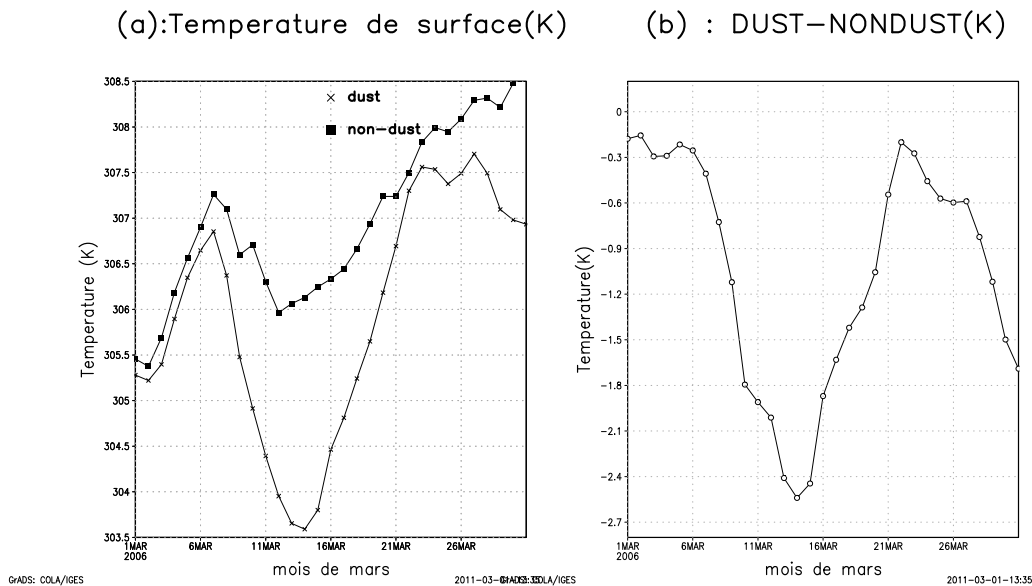
bien structuré avec un mouvement d'Est en Ouest.

#### 4.3.2.2 Impacts sur la température

Pour analyser l'impact journalier des aérosols sur la température en mars 2006 au Sahel, on compare les simulations avec et sans effet des poussières pour ces quatre stations (Banizoumbou, Ouagadougou, Agoufou et Dakar).

##### – Banizoumbou (2.66°E, 13.54°N).

La figure 4.14 montre la température de surface en mars 2006 à Banizoumbou. La figure 4.14-(a) illustre l'évolution journalière de la température avec et sans effet des aérosols durant ce mois. La courbe en croix représente la simulation avec les poussières et la courbe en carré est la simulation sans effet poussières (ciel clair).



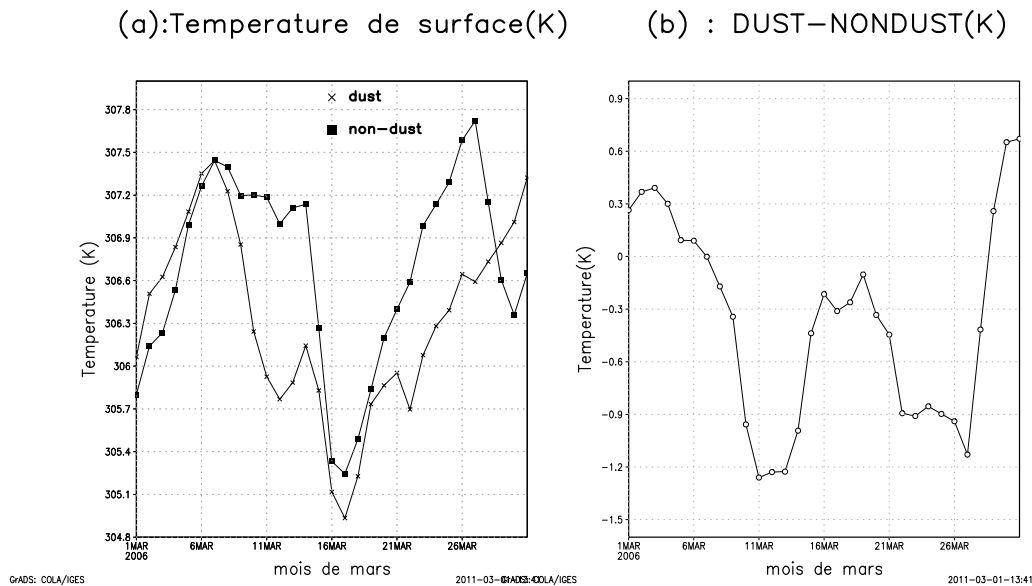
**Figure 4.14 – Température de surface en kelvin sur la station de Banizoumbou. (a) température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust).**

On observe sur la figure 4.14-(a) une diminution considérable des températures de surface à partir du 6 mars 2006. Elle diminue considérablement du 9 au 14 mars 2006. Cela est dû aux grosses quantités de poussières présentes, en accord avec la figure 4.13. Pour estimer l'impact des poussières sur la température de surface à Banizoumbou, on fait la différence entre les deux courbes précédentes (voir figure 4.14-b). Le résultat est montré sur la figure 4.14-b. De manière générale, on remarque un refroidissement qui s'explique par la

présence de poussières désertiques qui ont tendance à réduire la température de surface par leur effet direct. Cependant, cet effet s'accélère entre le 9 et le 14 mars. Le maximum de forçage en température est noté le 14 mars avec une valeur avoisinant les  $-2.6\text{ °K}$ . Le second événement de poussières constaté vers fin mars est aussi visible avec un forçage d'à peu près  $-1.7\text{ °K}$  le 30 mars. Aussi, la journée dite claire (1<sup>er</sup> mars) est caractérisée par un forçage minimal sur la température ( $-0.15\text{ °K}$ ).

– **Ougadougou** ( $1.4^{\circ}\text{W}$ ,  $12.2^{\circ}\text{N}$ ).

A Ouagadougou, ces deux événements ont été observés le 11 mars pour le premier avec un forçage de  $-1.26\text{ °K}$  et le second vers le 27 mars ( $-1\text{ °K}$ ). Le maximum de forçage est noté le 11 mars. Sur cette station, on a remarqué un forçage positif au début (1-6 mars) et



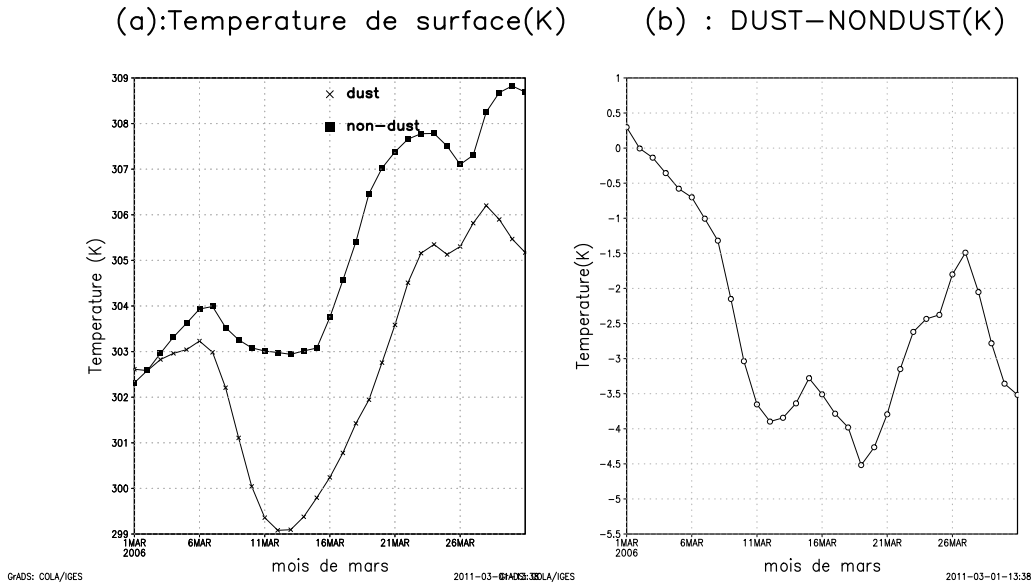
**Figure 4.15 – Température de surface en kelvin sur la station de Ouagadougou. (a) Température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust).**

à la fin du mois de mars (27-30 mars). Cela est dû à la présence d'une grande quantité de vapeur d'eau (vérification sur AERONET). Le maximum de réchauffement est noté le 30 mars avec une valeur de  $-0.65\text{ °K}$ .

– **Agoufou** ( $1.47^{\circ}\text{W}$ ,  $15.34^{\circ}\text{N}$ ).

La station d'Agoufou donne des résultats assez similaires que ceux des deux stations précédentes. On note un refroidissement dû à l'impact des poussières sur la température de surface (voir Fig 4.16-a). En effet, la courbe avec des carrés (atmosphère sans aérosols) est

toujours au dessus de la courbe avec des croix (simulation avec poussières). L'évaluation

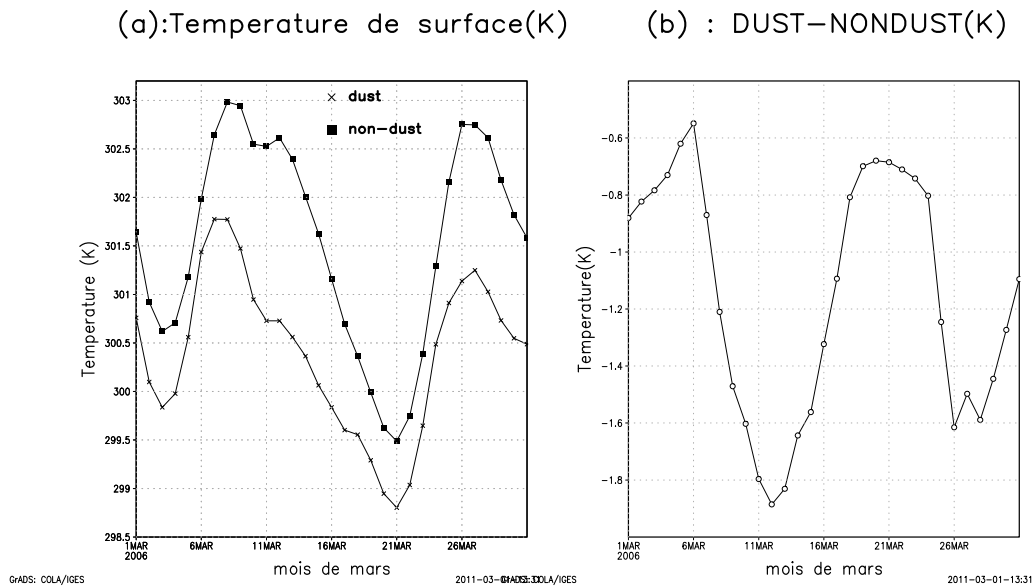


**Figure 4.16 – Température de surface en kelvin sur la station d'Agoufou. (a) Température avec (croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) la différence entre les deux (Dust-NoDust).**

de l'impact des poussières sur la température de surface est représentée sur la figure 4.16-b. On remarque deux maxima en forçage négatif. Le premier est noté le 11 mars (événement) avec un forçage de  $-3.9$  °K et le deuxième est situé autour du 20 mars avec une valeur de  $-4.5$  °K. L'AOT mesurée le 20 le mars (AOT=0.25) n'est pas seulement responsable du forçage simulé. La présence de couvertures nuageuses pourrait partiellement expliquer ce refroidissement.

– **Dakar** ( $16.9^{\circ}\text{W}$ ,  $14.3^{\circ}\text{N}$ ).

Sur la côte Ouest à Dakar (voir Fig 4.17), l'impact des poussières sur la température de surface est caractérisé par un refroidissement à la surface. Ce forçage atteint ses maxima lors des deux événements survenus le 11 mars et vers la fin du mois. Le maximum de forçage sur la température noté le 12 mars est de  $-1.7$  °K avec une épaisseur optique de l'aérosol de 1.6.



**Figure 4.17 – Température de surface en kelvin sur la station de Dakar. (a) Température avec(croix) et sans (carré) effet des poussières et (b) La différence entre les deux courbes (Dust-NoDust).**

## 4.4 Conclusion

Le modèle RegCM3 a permis de simuler des poussières désertiques et d'évaluer leur impact sur certains paramètres climatiques tels que la température et les précipitations en Afrique de l'Ouest. Au début de ce chapitre, nous avons validé le modèle par des mesures AERONET, Lidar et satellitaires. On note que le modèle surestime les mesures satellitaires (MODIS et MISR) et sous-estime celles au sol (AERONET et Lidar). Les zones sources ont été identifiées dans le Nord de l'Algérie et à l'Est du Niger vers la dépression de Bodélé. La distribution horizontale de l'AOT s'est traduite par des taux de corrélation entre la simulation et la mesure AERONET de 39% pour Banizoumbou et de 70% au Cap Vert. On a constaté que ce taux était plus favorable pour les stations situées à l'Ouest de la région étudiée. La distribution verticale de l'AOT indique que la couche d'aérosol est située entre 950 et 400 hpa et que les maxima en extinction sont rencontrés en mars (saison sèche) et en juillet (saison humide). Le modèle RegCM3 simule assez bien le transport dans les couches supérieures notamment dans la Couche d'Air Saharienne. Cependant, celle dans les basses couches et dans la couche limite (<2 km) n'est pas bien reproduit par le modèle.

L'évolution saisonnière a prouvé que le maximum d'extinction est noté en saison sèche pour les stations de l'Est (Banizoumbou et Ougadougou) et en saison humide pour les stations du l'Ouest (Dakar et Agoufou).

Enfin, l'étude de l'impact des poussières sur le climat a surtout montré que ces particules induisent un refroidissement. Cet effet direct (effet Parasol) des poussières se caractérise par une rétrodiffusion d'une grande partie de l'énergie incidente vers l'espace. On a noté que, ce forçage négatif est plus marqué à la surface qu'au sommet de l'atmosphère. Il est aussi plus important l'Ouest de la région vers la côte Atlantique. De même que c'est pendant la saison des pluies qu'on retrouve les maxima en forçage.

Cette étude a aussi montré des aspects de l'effet semi-direct sur l'énergie en JJA vers 15 °N. On s'est aperçu de la naissance d'un gradient de température au niveau de la couche située autour de 750 hpa. Ce réchauffement autour de la couche est dû à l'absorption du rayonnement par ces particules.

L'effet indirect des aérosols se traduit par l'augmentation des noyaux de condensation (aérosol actif), ce qui diminuerait les précipitations. On a constaté qu'au Sahel, une prolifération des poussières augmenterait la probabilité de sécheresse.

L'étude journalière en mars 2006 a montré que les événements de poussières intenses favorisaient une augmentation rapide du phénomène de refroidissement. On note aussi que les maxima de forçage sont situés à l'Ouest et un peu vers Banizoumbou. Le cas autour du 9 mars 2006 a également montré que le forçage sur la température atteignait jusqu'à -2.4 °K à Banizoumbou. Par contre les grandes valeurs notées à Agoufou pourraient être dues à la présence de nuages.

## **Chapitre 5**

# **Application : Effet des aérosols sur le potentiel d'énergie solaire disponible en 2006 à Mbour, Sénégal**

### **Résumé**

*Ce chapitre de la thèse est une application sur l'énergie solaire disponible. Il est consacré à l'étude de l'impact des aérosols sur le potentiel d'énergie solaire. D'abord, nous avons procédé à la caractérisation du rayonnement et de l'épaisseur optique de l'aérosol à Mbour en 2006. Ensuite, on a classifié les journées en fonction du degré de pollution par les aérosols et enfin, nous avons évalué de l'impact de ces derniers sur l'irradiance.*



## 5.1 Énergie solaire : enjeux et développement

### 5.1.1 Introduction

Avec la raréfaction des énergies fossiles et aussi leur rôle prépondérant dans le réchauffement de la planète, les sources renouvelables constituent une alternative majeure pour notre planète. Une des ressources les plus réparties sur terre est sans doute le solaire. Chaque jour la terre reçoit plus de 15 000 fois d'énergie que l'humanité n'en consomme (Hua and Lin, 2003). L'Afrique constitue un des plus importants gisements solaires au monde et c'est pour cela que plusieurs projets d'exploitation de cette ressource (Sahara et Sahel) sont entrain d'être élaborés. Le plus ambitieux d'entre eux est le projet DESERTEC initié par les européens sous l'impulsion d'entreprises allemandes E.ON et RWE. Ils envisagent d'implanter une centrale solaire thermodynamique en plein Sahara pour alimenter l'Europe. Cependant beaucoup de pays en Africain comme le Sénégal sont entrain de développer des petits projets solaire du fait de leur rentabilité de plus en plus croissante.

### 5.1.2 Bilan radiatif terrestre et potentiel solaire d'énergie solaire

La figure 5.1 représente la complexité du bilan radiatif terrestre à l'équilibre. La surface du soleil est à une température d'environ 6 000 °K. Elle émet des radiations dans la gamme

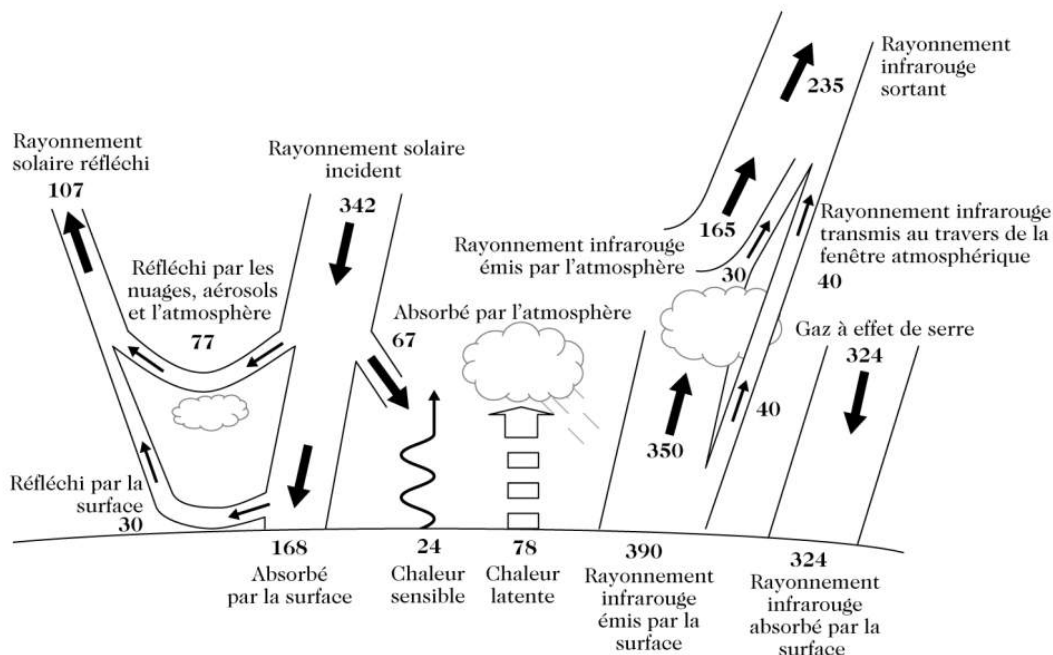


Figure 5.1 – Bilan d'énergie dans l'atmosphère terrestre en  $W.m^{-2}$  (Delmas et al., 2005).

de longueur d'onde variant entre 0.2 et 4  $\mu m$ . Si l'on considère un modèle simple avec des

sources et des puits d'énergie du système terre-océan-atmosphère qui doivent être en équilibre, la température obtenue à la surface de la terre serait trop faible ( $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). En réalité elle vaut  $15\text{ }^{\circ}\text{C}$  et cette grande différence est due à l'effet de serre (naturel) lié à l'absorption du rayonnement dans les grandes longueurs d'ondes, principalement par la vapeur d'eau.

Le soleil émet un rayonnement incident de  $342\text{ W/m}^2$  au sommet de l'atmosphère (voir Fig 5.1). Environ 30 % ( $107\text{ W/m}^2$ ) de ce flux est réfléchi ou diffusé vers l'espace. La surface de la terre en réfléchit à peu près  $30\text{ W/m}^2$  et le reste ( $77\text{ W/m}^2$ ) est dû en grande partie à l'effet des nuages, des gaz et des aérosols. 70 % du rayonnement incident est absorbé par l'atmosphère ( $67\text{ W/m}^2$ ) et par la surface ( $168\text{ W/m}^2$ ). La Terre, dont la température superficielle est beaucoup plus basse, émet à son tour une irradiation tellurique de l'ordre de  $390\text{ W/m}^2$  ce qui permet au système terre/atmosphère d'atteindre son équilibre. La figure 5.1 décrit aussi comment les gaz à effet de serre empêchent une grande partie ce rayonnement tellurique de sortir de l'atmosphère ce qui est à l'origine du réchauffement climatique. Une bonne partie du rayonnement émis par le Soleil est atténué par les aérosols, les nuages, les molécules, les gaz et la vapeur d'eau avant d'arriver à la surface de la Terre. Selon le temps qu'il fait, les quantités de ces éléments varient dans l'atmosphère, ce qui fait fluctuer le rayonnement reçu à la surface. Dans la suite, nous étudierons uniquement l'effet des aérosols sur le rayonnement solaire.

Le continent africain est connu pour être une source importante d'aérosols (minéraux et de feux de biomasse) à l'échelle mondiale (IPCC, 2007). Ces particules agissent sur le rayonnement soit par diffusion ou par absorption (effet direct et semi-direct). Les aérosols désertiques diffusent une partie de ce dernier, ce qui refroidit la surface de la terre alors que les particules de feux de biomasse ont tendance à absorber le rayonnement, ce qui la réchauffe. Ainsi, toute variation des quantités d'aérosols dans l'atmosphère va provoquer des fluctuations sur le rayonnement.

Depuis plusieurs décennies de nombreuses études faites avec des modèles atmosphériques ont été publiées dans la littérature (Utrillas et al., 1998). Le modèle paramétrique SPCTRAL2 a été utilisé pour estimer le rayonnement solaire à la fois sur tous le spectre solaire complet (300 à 1100 nm) et sur deux bandes spectrales (les rayons ultraviolets et visible) (Jacovides et al., 2004). L'épaisseur optique des aérosols à 500 nm a été utilisé comme paramètre de base. Cependant dans ce modèle, l'impact des nuages n'est pas prise en compte et donc, ce code tourne dans des conditions de ciel à l'absence de nuage. D'autres auteurs comme Chaabane et al. (2004) ont étudié l'effet du facteur de trouble de Linke sur l'irradiation solaire au Nord de la Tunisie. Les résultats obtenus montrent que ce dernier dépend des conditions météorologiques locales. Martinez-Lozano et al. (1995) dans une autre étude mettent en œuvre un programme de mesures visant à fournir une base de donnée du rayonnement solaire spectrale qui peut être représentatif d'une large gamme de longueur d'onde et des conditions atmosphériques.

La figure 5.2 représente la moyenne du potentiel global effectué sur des mesures satellitaires entre 1983 et 2005) (NASA, 2008). Il varie entre 3 et  $7.5\text{ kWh/m}^2/\text{jour}$  sur toute la planète avec des minima situés autour des pôles. L'hémisphère Sud est plus exposé au Soleil que le Nord. Les maxima en ensoleillement sont situés autour des grands déserts (Afrique, Australie, Chili,

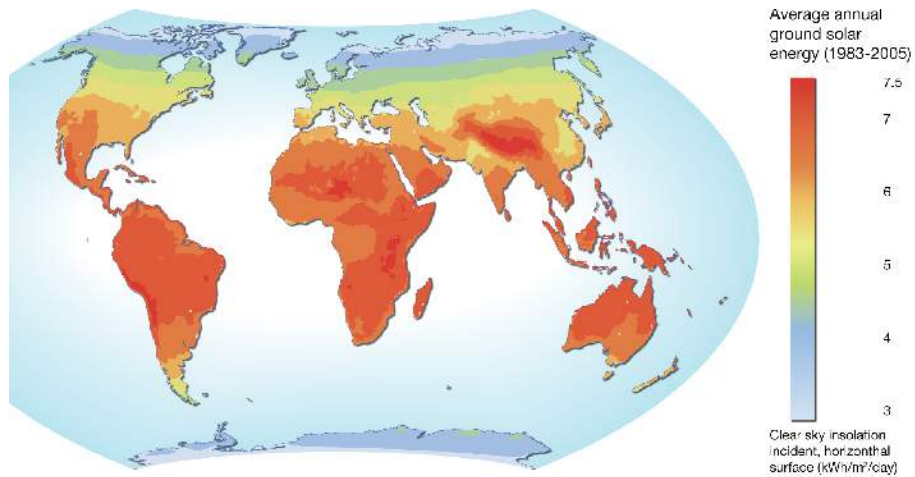


Figure 5.2 – Moyenne annuelle du potentiel global d'énergie solaire sur plan horizontal entre 1983 et 2005 en kWh/m<sup>2</sup>/jour (Source :NASA, 2008).

Mongolie) avec une irradiance avoisinant 7.5 kWh/m<sup>2</sup>/jour. Le Sahara (Afrique du Nord) et le Kalahari (Afrique australe) constituent les deux plus grandes sources africaines.

## 5.2 Méthodologie et instrumentation

### 5.2.1 Présentation des instruments et des données

Souvent appelé site de Dakar dans la littérature, les instruments (photomètre, fluxmètre) sont exactement localisés à Mbour (16.958 °W ; 14.394 °N), ville située à 80 km au Sud de Dakar (Sénégal) (voir Fig 5.3). Le climat de cette région est divisé en deux saisons : la saison sèche



Figure 5.3 – Position de la ville de Mbour (14.39 °N ; 16.98 °W) par rapport à la ville de Dakar (14.25 °N ; 17.17 °W), (Source : googlearth 2010).

(9 mois) qui dure de septembre à mai et la saison des pluies (3 mois) entre juin et août. Les instruments se trouvent sur le toit du site de l'IRD (Institut de Recherche et de Développement) au Sud de Mbour. Ils sont montés par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA, France) en collaboration avec d'autres institutions comme la NASA (USA) et l'IRD (France, Sénégal) dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Cette station est caractérisée par des intrusions de poussières sahariennes à partir du mois de mars jusqu'en novembre et par la présence de quantités non négligeable d'aérosols de feux de biomasse entre décembre et février (Chiapello et al., 1997).

Les données utilisées dans cette étude proviennent du photomètre du réseau AERONET (Holben et al., 1998) pour la mesure de l'aérosol et d'un fluxmètre pour celle du rayonnement. Les mesures AERONET existent depuis plus de 15 ans et celles du rayonnement ne sont disponibles que depuis janvier 2006. Le photomètre permet d'obtenir l'épaisseur optique qui est une grandeur (sans unité) caractérisant la transparence du milieu atmosphérique. Autrement dit, elle est liée directement à la quantité d'aérosol intégrée sur toute la colonne atmosphérique. Le Sun tracker est composé d'un Kipp an Zonen (pyranomètre et pyréliomètre) et d'un pyrgéomètre mesurant le rayonnement infrarouge. Le pyréliomètre est destiné à la mesure de l'intensité du potentiel solaire direct normal. Le pyranomètre permet de mesurer les flux global (sur plan horizontal) et le diffus avec l'aide d'un masque (Shadower) qui occulte le disque solaire pour éliminer la composante directe.

Le tableau 5.1 représente la fréquence (occurrence) mensuelle des mesures de rayonnement disponibles en 2006 à Mbour. Le taux de couverture montre une continuité des mesures entre

mois	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>J</i>	<i>A</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>
Taux (%)	27	97	74	99.7	99.8	98.8	99.8	99.8	99.8	99.8	18

**Tableau 5.1 – Pourcentage du nombre de journées de mesures du fluxmètre disponible par mois en 2006.**

février et octobre. Le minimum est observé en mars avec un taux de 74%. Cependant les mois de janvier et de novembre sont caractérisés par un minimum de mesures avec respectivement 10 jours ( 27% ) et 6 jours (18%) de mesures disponibles. Et enfin, l'instrument n'a pas fonctionné en décembre, du fait de travaux d'entretien et d'étalonnage.

### 5.2.2 Originalité de l'approche utilisée

Dans cette partie de la thèse, nous proposons d'une part d'évaluer le potentiel d'énergie solaire et d'autre part d'estimer l'impact des aérosols sur ce dernier en 2006 à Mbour. L'originalité de cette étude réside dans le fait, d'une première utilisation d'un suiveur solaire (Sun tracker) pour la mesure de l'irradiation directe normale dans cette région.

D'abord, nous étudions l'évolution mensuelle et saisonnière du rayonnement qui sera par la suite comparé à l'AOT de l'aérosol. Après, nous avons procédé à une étude statistique de la

distribution fréquentielle de l'épaisseur optique journalière à Mbour en 2006. Cette comparaison qualitative a permis de classer les journées en plusieurs types (trois) selon leur degré de pollution par les aérosols. Et enfin, nous avons sélectionné dans notre base de donnée en AOT, la journée plus concordante à chaque type et dans chaque saison (sèche et humide) afin d'évaluer l'effet des aérosols sur le rayonnement solaire à Mbour.

## 5.3 Évolution du potentiel d'énergie solaire

### 5.3.1 Variabilité temporelle du potentiel

La figure 5.4 représente l'évolution mensuelle de l'irradiation (directe normale, diffuse et globale) en 2006 à Mbour. Elle montre que les potentiels global sur plan horizontal et direct

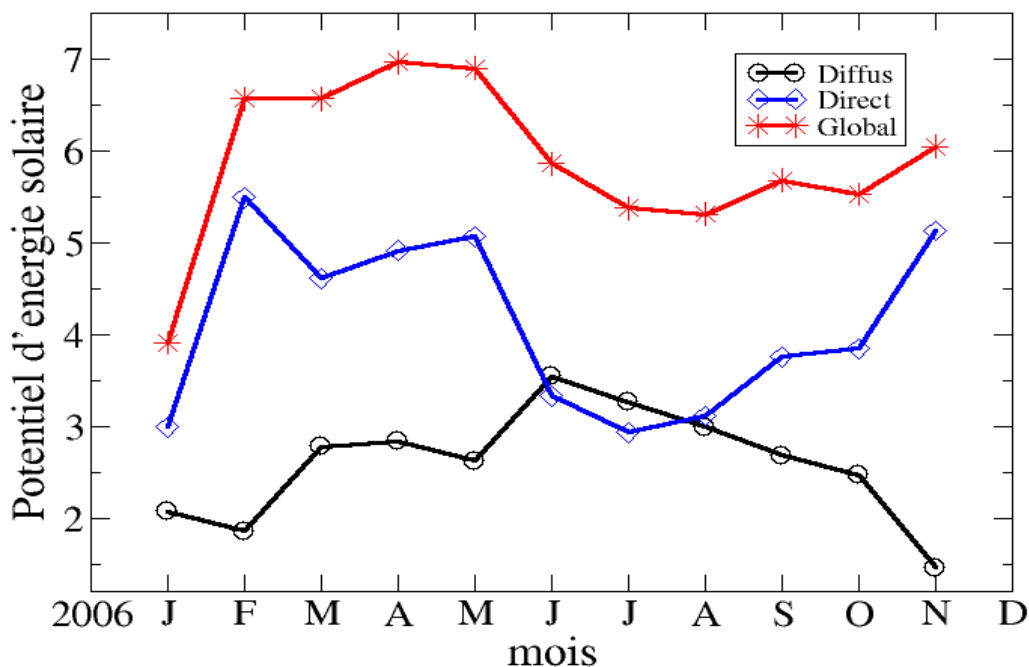


Figure 5.4 – Moyenne mensuelle du potentiel d'énergie solaire en kWh/m<sup>2</sup>/j à Mbour. Représentation des potentiels direct normal, diffus et global sur plan horizontal.

normal suivent des tendances similaires et que leurs maxima sont observés entre février et mai. A partir de juin ces valeurs commencent à diminuer jusqu'au mois de septembre. Entre février et mai, le global sur plan horizontal varie de 6.5 à 7 kWh/m<sup>2</sup>/jour et le direct normal de 4.5 à 5.5 kWh/m<sup>2</sup>/jour. Le maximum du global est enregistré en avril (7 kWh/m<sup>2</sup>/jour) alors celui du direct normal est noté en février (5.5 kWh/m<sup>2</sup>/jour). En été, le minimum du global est noté en août (5.1 kWh/m<sup>2</sup>/jour) et celui du direct normal en juillet (2.9 kWh/m<sup>2</sup>/jour).

Les maxima en potentiel diffus sont observés entre juin et août ; et les minima entre novembre et février. Le rayonnement diffus atteint son maximum en juin avec une amplitude de 3.5 kWh/m<sup>2</sup>/jour et son minimum est enregistré en février (1.3 et kWh/m<sup>2</sup>/jour).

Le tableau 5.2 résume les moyennes saisonnières et annuelles du rayonnement. D'après ce dernier, le potentiel est plus important en saison sèche qu'en saison des pluies. Nous disposons de 69%, 99% et 83% de mesures disponibles correspondant respectivement à la saison sèche, la saison des pluies et la moyenne annuelle. La valeur du potentiel direct normal est de 4.7

	$I_{diffus}$	$I_{direct-normal}$	$I_{global}$	$\delta$	$Taux(\%)$
<b>Saison sèche</b>	2.28	4.70	6.19	0.33	69.30
<b>Saison humide</b>	2.99	3.37	5.55	0.49	99.60
<b>Moyenne annuelle</b>	2.61	4.10	5.90	0.40	83.00

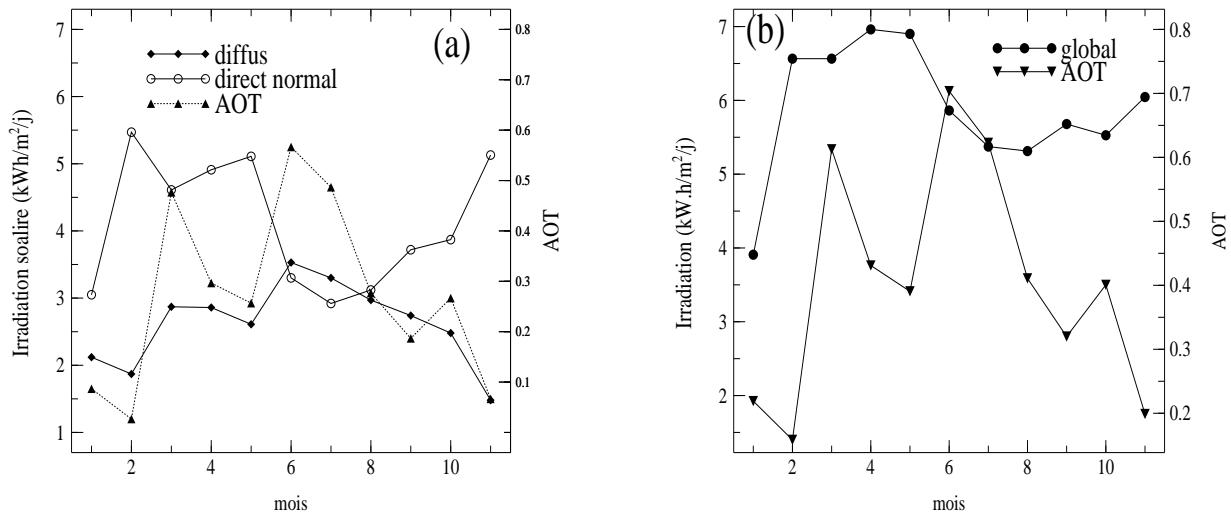
**Tableau 5.2 – Variation saisonnière des mesures du potentiel d'énergie solaire en kWh/m<sup>2</sup>/j ; de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture en %. Moyenne saisonnière et annuelle des potentiels (direct normal, diffus et global sur plan horizontal) et de l'épaisseur optique de l'aérosol en 2006.**

kWh/m<sup>2</sup>/jour en saison sèche et de 3.37 kWh/m<sup>2</sup>/jour pour la saison humide. Le global enregistré équivaut à 6.19 kWh/m<sup>2</sup>/jour en saison sèche et à 5.55 kWh/m<sup>2</sup>/jour en saison des pluies. De même, l'irradiation diffuse varie entre 2.28 kWh/m<sup>2</sup>/jour en saison sèche et 3 kWh/m<sup>2</sup>/jour en saison humide. La moyenne annuelle montre la même tendance avec un direct normal et un global plus important pendant la saison sèche. Cependant le potentiel diffus atteint son maximum pendant saison humide. L'intensité annuelle des rayonnement diffus, direct et global valent respectivement 4.10, 2.61 et 5.9 kWh/m<sup>2</sup>/jour.

Finalement, nous remarquons que l'irradiation varie avec les saisons. Ces fluctuations du potentiel sont probablement dues aux propriétés de diffusion et d'absorption de certains éléments présents dans l'atmosphère tels que les aérosols, les nuages, les gaz et la vapeur d'eau. Par la suite, nous nous intéresserons uniquement qu'à l'effet des aérosols sur ce dernier.

### 5.3.2 Évolution qualitative de l'épaisseur optique par rapport au potentiel

La figure 5.5 illustre l'évolution mensuelle de l'épaisseur optique ( $AOT_{AERONET}$ ) et du potentiel (diffus, direct et global). L'épaisseur optique totale en aérosol à 870 nm présente deux pics en mars ( $AOT=0.61$ ) et en juin ( $AOT=0.70$ ). Le premier est situé en saison sèche alors que le second est observé en saison humide. À partir du mois de mars, les masses d'air sahariennes chargées en poussières désertiques balayent toute la région Ouest Africaine jusqu'au mois d'août. La quantité d'aérosols est plus importante en saison humide ( $AOT=0.5$ ) qu'en saison sèche ( $AOT=0.33$ ). Dans le chapitre 4, on avait montré que les minima notés en février 2006 sont caractérisés par une anomalie au niveau du transport des particules. Le photomètre de Mbour a enregistré une épaisseur optique de 0.16 durant ce mois. Rappelons aussi que les mois de janvier et de novembre ne sont pas représentatifs, compte tenu des données incomplètes en rayonnement.



**Figure 5.5 – Comparaison des moyennes mensuelles de l'irradiation avec l'épaisseur optique totale de l'aérosol AERONET à 870 nm. (a) potentiel direct normal et diffus ; (b) potentiel global.**

La figure 5.5-a montre que l'épaisseur optique de l'aérosol varie avec le potentiel (direct et diffus). Le maximum en AOT correspond au maximum du potentiel diffus en juin (3.53 kWh/m<sup>2</sup>/jour). Les propriétés optiques des particules sur cette station montrent une prédominance des poussières désertiques en juin. En effet, le coefficient d'Angström et l'albédo de simple diffusion ont des valeurs respectives de 0.17 et 0.96 pour ce mois. Une grande partie de l'énergie incidente est diffusée par la couche d'aérosol. Contrairement au mois de juin (3.28 kWh/m<sup>2</sup>/jour) qui correspond au maximum de l'AOT, le minimum du direct est noté en juillet (2.9 kWh/m<sup>2</sup>/jour), mois situé en pleine saison humide. Cela est dû à l'effet des nuages et des aérosols sur le rayonnement. La saison des pluies est marquée par la présence de nuages qui atténuent une partie du rayonnement par leurs effets PARASOL (rétrodiffusion).

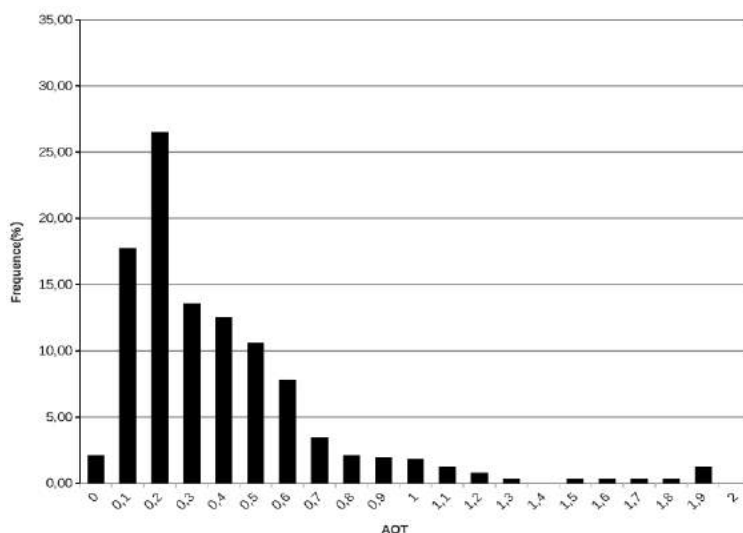
Le minimum en aérosols mesuré en février coïncide avec le minimum du diffus (1.87 kWh/m<sup>2</sup>/jour) et au maximum de l'irradiation directe normale (5.47 kWh/m<sup>2</sup>/jour). Pendant ce mois situé en saison sèche, la probabilité de présence de nuages est faible et donc, seule les particules pourraient faire varier cette dernière. Le très bon potentiel direct normal en février est causé par une absence d'aérosols. La figure 5.5-b montre l'évolution du potentiel global en fonction de l'AOT totale. De manière générale, on constate que ce dernier est plus favorable en saison sèche qu'en saison des pluies et qu'il diminue quand l'AOT augmente.

En résumé, on note que contrairement au diffus, le global et direct sont plus favorables en saison sèche qu'en saison des pluies. Le maximum de potentiel est noté en avril pour le global et en février pour le direct normal. Septembre et juillet sont respectivement les mois les plus

défavorables en termes de global et de direct. De manière qualitative on note que l'épaisseur optique des aérosols agit fortement sur le rayonnement solaire disponible. Les mois et les saisons les plus pollués en particules sont marqués par une diminution du rayonnement global et direct ; et d'une augmentation du potentiel diffus.

## 5.4 Calcul fréquentielle et classification journalière

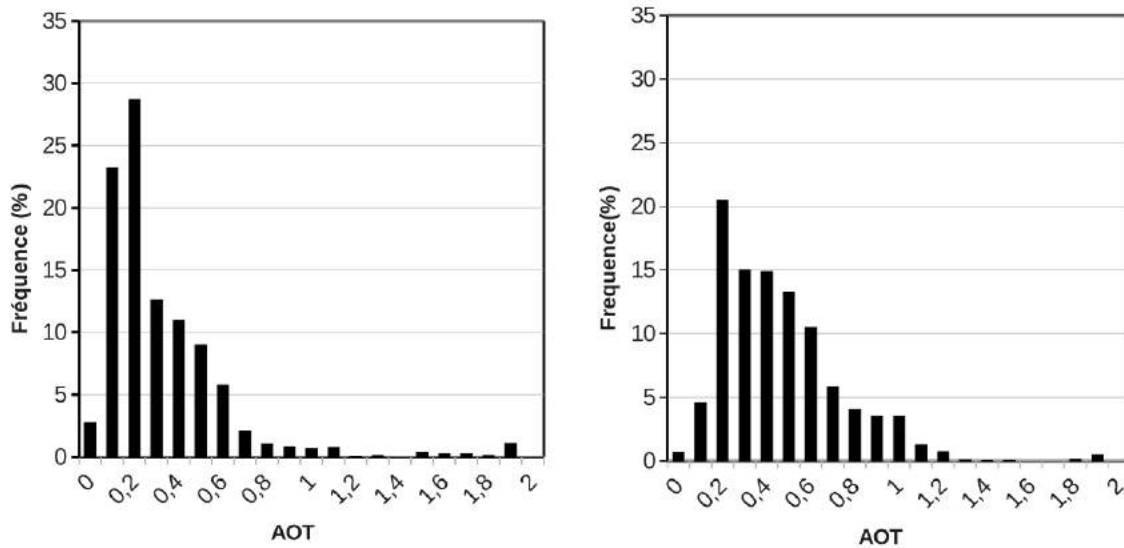
La figure 5.6 représente la distribution fréquentielle journalière de l'épaisseur optique totale à 870 nm. Nous constatons que 80% des journées en 2006 ont une épaisseur optique comprise entre 0.15 et 0.6. La fréquence maximale est centrée autour de 0.2 avec une fréquence de 27% des mesures journalières totales en 2006. Les grandes ( $AOT > 2$ ) et les petites ( $AOT < 0.1$ ) épaisseurs optiques n'ont été visibles que sur quelques journées pendant cette année.



**Figure 5.6 – Répartition fréquentielle des moyennes journalières (en %) de l' $AOT_{AERONET}$  à 870 nm à Mbour en 2006.**

La figure 5.7 illustre la distribution fréquentielle saisonnière. La saison sèche est représentée à gauche et la saison des pluies à droite. Les mêmes conclusions sur la figure 5.6 sont valables avec une AOT moyenne de 0.2. Cependant si l'on compare les deux histogrammes de la figure 5.7, on constate que les grandes valeurs de l'AOT sont plus fréquentes en saison humide qu'en saison sèche. On peut aussi signaler qu'il y a beaucoup plus de journées claires en saison sèche qu'en saison des pluies et cela peut être favorisé par l'absence de couverture nuageuse pendant la saison sèche.

À partir de cette analyse fréquentielle, nous avons classé les journées en trois types : un ciel clair (ciel bleu) est caractérisé par une AOT inférieure à 0.1 ; celle comprise entre 0.15 et 0.6 représente une journée à ciel intermédiaire (journée la plus représentatif à Mbour) et enfin une



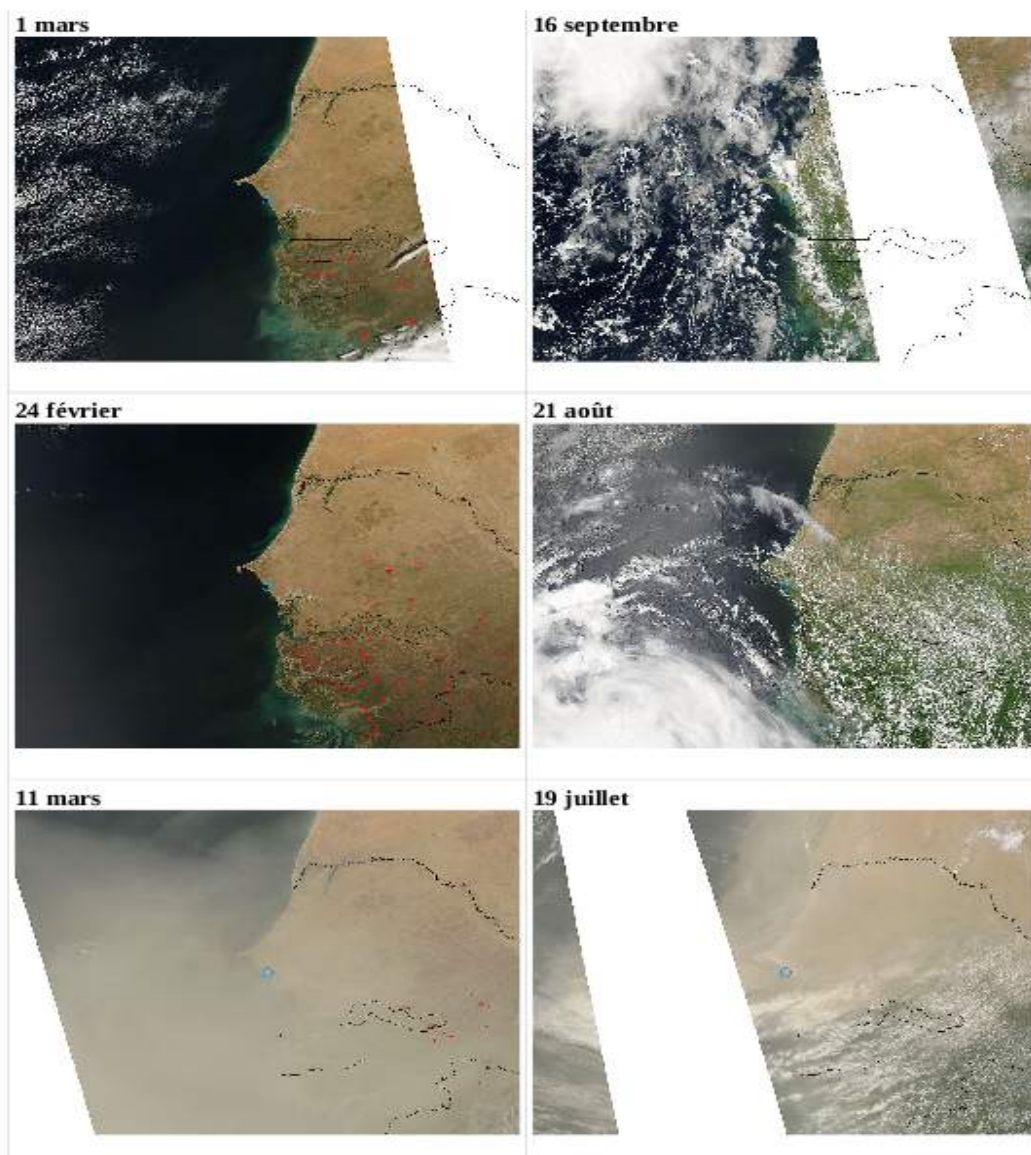
**Figure 5.7 – Répartition fréquentielle des moyennes journalières (en %) de l'AOT<sub>AERONET</sub> pendant les saisons sèche (à gauche) et humide (à droite) en 2006 à Mbour.**

journée à ciel pollué est caractérisée par une AOT supérieur à 0.6. Cette classification est en bon accord avec les travaux de Aissani and Mokhnache (2008) et de Derimian et al. (2008) .

Nous avons sélectionné les journées les plus en accord avec la classification précédente pour chaque saison (sèche et humide) afin d'étudier l'influence des aérosols sur le rayonnement. En effet les conditions atmosphériques diffèrent d'une saison à une autre dans cette région . Le 1<sup>er</sup> mars (AOT=0.067) en saison sèche et 16 septembre (AOT=0.069) en saison des pluies ont été sélectionnées pour les journées à ciel clair (ciel bleu). Celles avec un ciel standard (ciel intermédiaire) correspondent au 24 février (AOT=0.20) et au 21 août (AOT=0.23), respectivement pour les saisons sèche et humide. Et enfin, les jours les plus pollués coïncident avec le 11 mars (AOT=2.31) en saison sèche et le 19 juillet (AOT=2.07) en saison des pluies.

La figure 5.8 présente des images satellitaires (MODIS) de la couverture nuageuse et des poussières au dessus du Sénégal pour nos six journées. L'emplacement de la station de Mbour est représenté par le cercle bleu et les points rouges représentent les évènements de feux de biomasse.

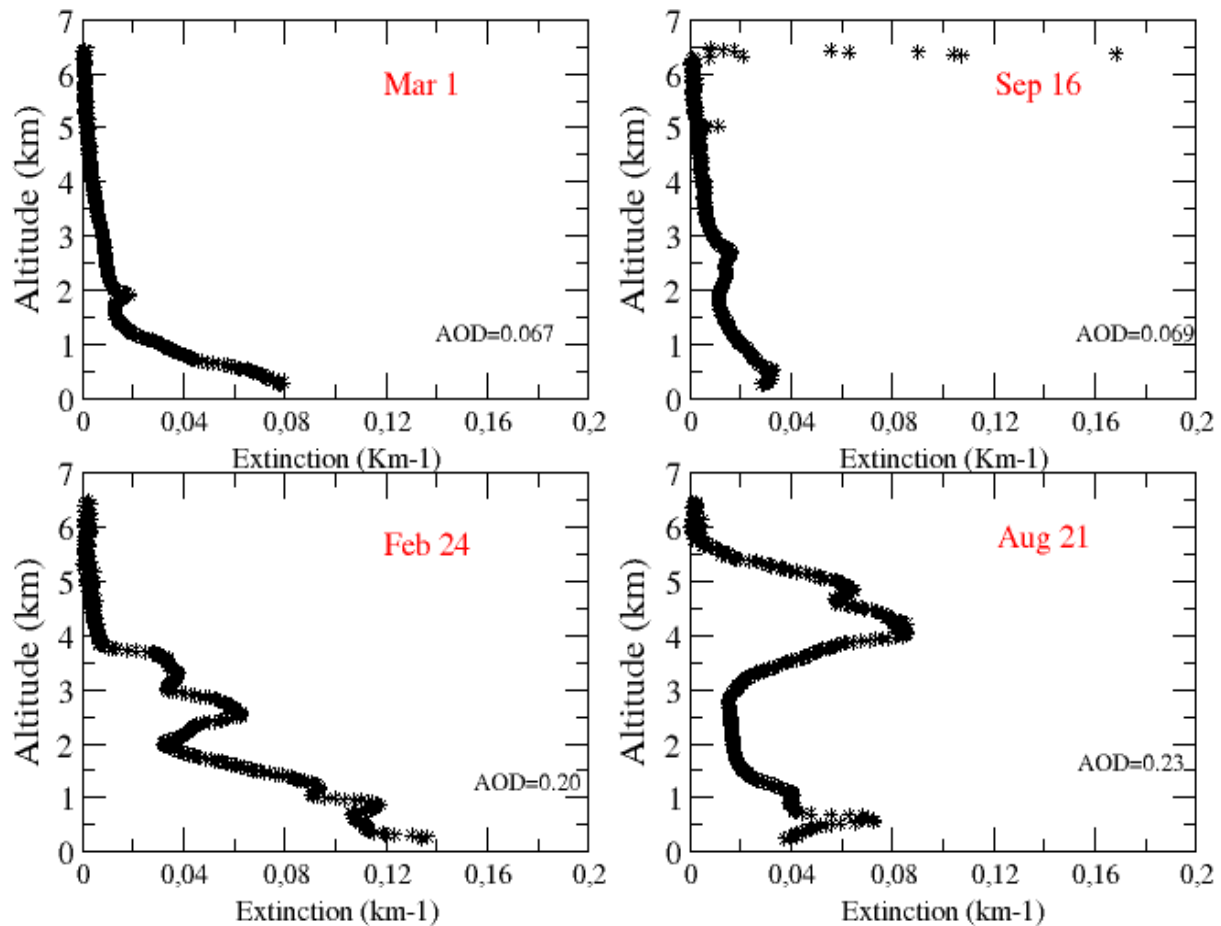
Les journées en saison sèche sont à gauche de la figure et celles à droite sont situées en saison humide. Au contraire de la saison humide, on note une absence totale de la couverture nuageuse pendant la saison sèche. Les journées en saison humide (16 septembre, 21 août et 18 juillet) sont marquées par une couverture nuageuse conséquente. Ces images indiquent aussi que le 16 septembre est la journée plus contaminé par les nuages suivit par le 21 août et enfin par le 18 juillet. Les feux de biomasse sont surtout visible en hiver avec un maximum le 24 février.



**Figure 5.8 – Images satellitaires (MODIS-Aqua) de la couverture nuageuse et des poussières au dessus du Sénégal. Celles d’en haut représentent les jours de ciel clair (1<sup>er</sup> mars et 16 Sept), les journées intermédiaires (24 Févr et 21 Août) et les jours de ciel pollué (11 Mars et 19 Jul). Les journées sélectionnées en saison sèche sont représentées à gauche et celles droites sont prises en saison humide. L’emplacement de la station de Mbour est représenté par le cercle bleu. Les points rouges représentent les évènements de feux de biomasse.**

Depuis l’espace, le capteur MODIS aperçoit, les événements de poussières survenus le 11 mars et le 19 juillet. En plus de la couche de poussières visible, le 19 juillet est caractérisée par une présence d’une importante couverture nuageuse. Et enfin la journée du 1<sup>er</sup> mars se distingue par une absence totale d’aérosols et de nuages d’où l’appellation de journée la plus claire en 2006.

La figure 5.9 représente les profils verticaux du coefficient d'extinction de l'aérosol mesurée pour les journées sélectionnées. Celles des journées les plus polluées (11 mars et 19 juillet) ne sont pas représentés car le laser du Lidar n'avait pas été en mesure de transpercer la couche d'aérosols en raison des fortes charges en poussières (Derimian et al., 2008). Les journées claires



**Figure 5.9 – Profils d’extinction des aérosols (km<sup>-1</sup>) mesurés par le Lidar au cours d’une journée ciel clair (1<sup>er</sup> mars et 16 Sept) et une journée intermédiaire (24 Févr et 21 Août) pendant la saison sèche (à gauche) et la saison des pluies (à droite) en 2006 à Mbour.**

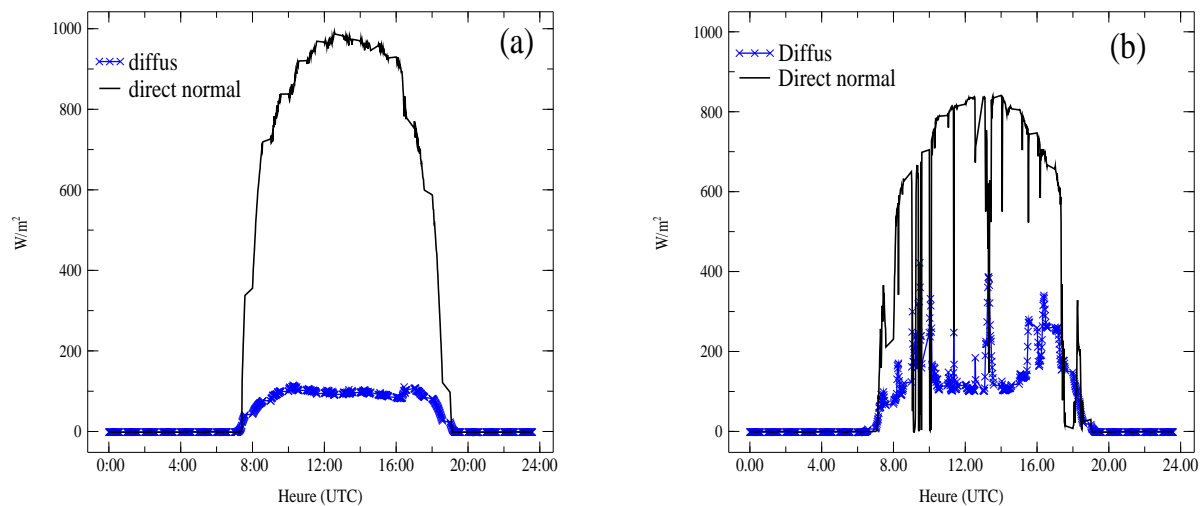
(1<sup>er</sup> mars et 16 septembre) sont caractérisées par une extinction minimale sur toute la colonne atmosphérique. Celles moyennement polluées (24 février et 21 août) se distinguent par une atmosphère assez stratifiée. La profil du 24 février (printemps) présente deux maxima distincts. La première située dans les basses couches (entre 1 et 2 km) est constituée de poussières désertiques et la seconde est localisée entre 2 et 3 km est composée en partie de particules de feux de biomasse. Et enfin , le graphique du 21 août (saison des pluies) montre un panache de poussières minérales dans la Couche d’Air Saharienne avec un maximum d’extinction de l’ordre de 0.10 km<sup>-1</sup>.

## 5.5 Impact de l'AOT sur l'énergie solaire disponible.

L'atmosphère est constituée de plusieurs éléments tels que les nuages, les molécules, les gaz et les aérosols. En toute rigueur, ils contribuent tous à la modification du rayonnement solaire. Cependant, l'effet des molécules sur ce rayonnement sera négligé dans cette étude car l'épaisseur optique moléculaire est très inférieure devant celle des particules. Dans une étude précédente, le code de transfert radiatif Streamer (Key, 2002) a été utilisé pour évaluer l'impact de ces éléments sur l'énergie à Mbour (Dramé, 2006). Cette étude de sensibilité a été effectuée notamment sur l'albédo de surface, la quantité d'ozone et la vapeur d'eau. On avait montré que contrairement aux aérosols, ces derniers influent moins sur le rayonnement solaire au Sahel. Dans la suite de ce travail, nous allons considérer grossièrement que le rayonnement varie uniquement avec les aérosols et la couverture nuageuse à Mbour.

### 5.5.1 Journées à ciel clair.

Il s'agit du 1<sup>er</sup> mars (voir Fig 5.10-a) en saison sèche et du 16 septembre (voir Fig 5.10-b) en saison humide. Le photomètre affiche des valeurs respectives d' $AOT_{870}$  de 0.067 et 0.069 pour ces deux journées. La figure 5.10 présente l'évolution journalière du potentiel direct et diffus. Notons d'abord que l'irradiance directe normale est beaucoup plus importante que la diffuse. Le



**Figure 5.10 – Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) le 1 mars 2006 (saison sèche,  $AOT_{870} = 0.067$ ). (b) le 16 septembre 2006 (saison humide,  $AOT_{870} = 0.069$ ).**

maximum du rayonnement direct normal est noté vers 12 :00 UTC avec des valeurs respectives de 1000 et 850  $W/m^2$  pour le 1<sup>er</sup> mars et le 16 septembre. Le rayonnement diffus est plus important le 16 septembre avec des maxima qui peuvent dépasser jusqu'à 100  $W/m^2$ . L'augmentation du

diffus et les fortes fluctuations du rayonnement pendant cette journée de la saison humide sont dues à la présence des nuages visible sur la figure 5.8. De part leurs grandes épaisseurs optiques, les nuages rétrodiffusent une partie du rayonnement solaire incident vers l'espace, ce qui réduit le rayonnement direct normal du 16 septembre par rapport celui du 1<sup>er</sup> mars.

Le tableau 5.3 présente un résumé de la moyenne journalière de l'irradiance (directe, diffuse et totale) et de l'épaisseur optique. D'après ce tableau, le direct normal est de 5.81 kWh/m<sup>2</sup> /jour

	<i>AOT<sub>870nm</sub></i>	<i>Diffus</i>	<i>Direct – normal</i>	<i>total</i>
<b>01/03/06</b>	0.067	0.93	5.81	6.74
<b>16/09/06</b>	0.069	1.71	4.78	6.49

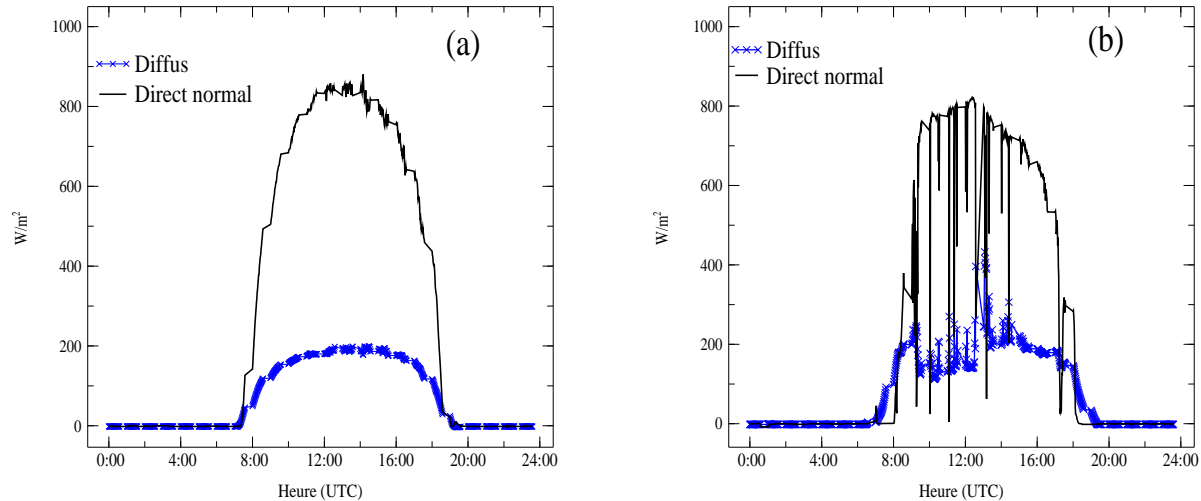
**Tableau 5.3 – Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en kWh/m<sup>2</sup>/jour, de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 1<sup>er</sup> Mars et le 16 Septembre 2006.**

pour le 1<sup>er</sup> mars et de 4.78 kWh / m<sup>2</sup>/ jour pour le 16 septembre. Le potentiel total équivaut respectivement à 6.74 et à 6.49 kWh / m<sup>2</sup>/jour pour ces journées. Ce type de journée est alors caractérisée par un maximum de rayonnement direct et total, combiné à un rayonnement diffus minimal. En outre, le 1<sup>er</sup> mars correspond au jour le plus favorable en terme de direct et total pour toute l'année 2006. Cela s'explique en partie par une faible valeur de l'épaisseur optique des aérosols et une absence totale de couverture nuageuse (voir Fig 5.8 ).

### **5.5.2 Journées standards**

Les jours où l'atmosphère est moyennement polluée (journées standards) correspondent à des épaisseurs optiques autour de 0.2. La figure 5.11 décrit l'évolution journalière de l'irradiance du 24 février (voir Fig 5.11-a) et du 21 août (voir Fig 5.11-b). Par rapport aux journées dites claires, on constate une diminution du direct et une augmentation du diffus. Toutefois, le rayonnement direct est toujours largement supérieur au diffus pour ces deux jours. Le maximum du direct normal est de 850 W/m<sup>2</sup> le 24 février en saison sèche et 810 W/m<sup>2</sup> le 21 août en saison humide vers midi UTC. On note que le rayonnement diffus a augmenté considérablement entre les journées claires et standards. Les différences par rapport au journées claires sont dues à l'augmentation de l'AOT. L'épaisseur optique est de 0.20 pour le 24 février et de 0.23 pour le 21 août. La journée située en saison des pluies (21 août) se caractérise toujours par des fluctuations du rayonnement solaire, ce qui s'explique par la présence de nuages (voir Fig 5.8) empêchant une partie du rayonnement incident de pénétrer dans l'atmosphère. L'association des nuages et des aérosols a tendance à accroître le potentiel diffus.

Le tableau 5.4 indique que l'énergie diffuse observée le 24 février est plus faible (1.64 kWh / m<sup>2</sup>/jour que à celle observée le 21 août (1.92 kWh / m<sup>2</sup>/jour ). Le potentiel direct normal est de 4.71 kWh / m<sup>2</sup>/ jour et 4.60 kWh / m<sup>2</sup>/jour respectivement pour ces deux journées. Et enfin la somme des deux (totale) atteint un montant de 6.35 kWh / m<sup>2</sup>/jour le 24 février et de 6.52 kWh



**Figure 5.11 – Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) Le 24 février 2006 (saison sèche,  $AOT_{870} = 0.2$ ). (b) Le 21 août 2006 (saison humide,  $AOT_{870} = 0.23$ ).**

/  $m^2$ /jour le 21 août (cf tableau 5.4). Entre le 24 février et le 21 août, le rayonnement diffus a augmenté de  $0.28 \text{ kWh} / m^2 / \text{jour}$ .

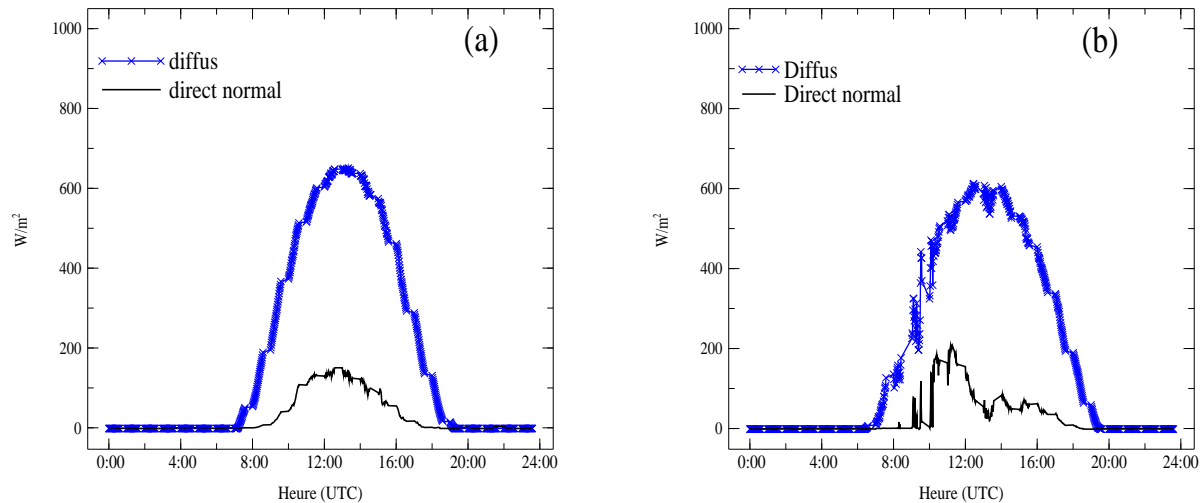
	$AOT_{870nm}$	<i>Diffus</i>	<i>Direct – normal</i>	<i>total</i>
<b>24/02/06</b>	0.2	1,64	4.71	6.35
<b>21/08/06</b>	0.23	1.92	4.60	6.52

**Tableau 5.4 – Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en  $kWh/m^2$ /jour, de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 24 Février et le 21 Août 2006.**

### 5.5.3 Journées à ciel pollué

La figure ci-dessus (voir Fig 5.12) représente l'évolution journalière pour les deux journées les plus polluées en 2006 à Mbour.

Le photomètre a enregistré une AOT de 2.31 le 11 mars et de 2.07 le juillet à 870 nm. Contrairement aux figures précédentes, on constate que le rayonnement diffus est supérieur au direct. La journée choisie en saison humide (19 juillet) est caractérisée par une présence moindre de nuages. Le rayonnement diffus augmente jusqu'à  $700 \text{ W}/m^2$  pour ces deux journées vers midi. Cependant le rayonnement direct normal diminue considérablement avec des valeurs n'excédant pas  $150 \text{ W}/m^2$ .



**Figure 5.12 – Variation journalière des potentiels diffus (bleu) et direct normal (noir). (a) le 11 mars 2006 (saison sèche,  $AOT_{870} = 2.31$  ). (b) le 19 juillet 2006 (saison humide,  $AOT_{870} = 2.07$  ).**

Le tableau 5.5 montre que le potentiel direct normal est très faible pour ces deux journées. Il équivaut à  $0.57 \text{ kWh} / \text{m}^2/\text{jour}$  pour le 19 juillet et à  $0.59 \text{ kWh} / \text{m}^2/\text{jour}$  pour le 11 mars 2006. La somme des deux (total) diminue par rapport aux autres types de journées. Le cas du 11 mars présente une irradiance totale de  $4.97 \text{ kWh} / \text{m}^2/\text{jour}$  et celle du 19 juillet un montant de  $4.95 \text{ kWh} / \text{m}^2/\text{jour}$ . Toutefois, l'énergie diffuse est à peu près la même pour ces deux jours ( $4.38 \text{ kWh} / \text{m}^2/\text{jour}$  ). En effet, le 11 mars 2006 se caractérise par la présence d'importantes quantités d'aérosols sahariennes (Dramé, 2006; Derimian et al., 2008). Pendant cette journée le coefficient d'Angström valait 0.13 ; ce qui prouve une présence exclusive de poussières désertiques.

	$AOT_{870nm}$	<i>Diffus</i>	<i>Direct – normal</i>	<i>total</i>
<b>11/03/06</b>	2.31	4.38	0.59	4.97
<b>19/07/06</b>	2.07	4.38	0.57	4.95

**Tableau 5.5 – Tableau récapitulatif de la moyenne journalière de l'irradiation (directe, diffuse et totale) en  $\text{kWh}/\text{m}^2/\text{jour}$ , de l'épaisseur optique à 870 nm (sans unité) et du taux de couverture (en %) pour le 11 mars et le 19 juillet 2006.**

## 5.6 Conclusion

Les résultats obtenus dans cette partie montrent l'existence d'un potentiel d'énergie solaire intéressant à Mbour. L'utilisation pour la première fois d'un pyrhéliomètre a permis de quantifier le rayonnement direct normal. Le montant annuel de l'irradiance directe normale est de 4.1 kWh / m<sup>2</sup>/jour et celle du globale sur plan horizontal équivaut à 5.9 kWh / m<sup>2</sup>/jour. L'étude a indiqué que le rayonnement (global et direct) est meilleur en saison sèche qu'en saison des pluies. Elle a aussi montré que les particules au-dessus de Mbour sont en majorités des poussières désertiques. Ensuite, l'analyse fréquentielle a montré que l'AOT la plus fréquente sur Mbour se situe autour de 0.2. Partant de cette distribution, nous avons évalué l'impact des aérosols sur le rayonnement. Il apparaît que l'irradiance directe et diffuse varient fortement avec l'aérosol. A l'échelle journalière, on a remarqué qu'il peut fluctuer considérablement (de plus de 80%) surtout pendant la saison humide avec la présence d'aérosols et de nuages .

## Chapitre 6

# Observations de la Couche d'Air Saharienne avec une épaisse couche de poussières désertiques, les 6 et 7 juillet 2010 à Dakar

### Résumé

*Les 3-5 juillet 2010, d'importantes quantités de poussières désertiques ont été injectées dans la **Couche d'Air Saharienne** (SAL) au dessus du désert du Sahara avec un mouvement cyclonique vers l'Ouest et une faible intensification thermique. L'augmentation de l'épaisseur optique des aérosols montre des valeurs entre 3.5 et 4 le 7 juillet au dessus du Sénégal. Le rayonnement total des ondes courtes est réduit de plus de  $200 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport à la veille et il y a eu une augmentation du rayonnement diffus de 50 à  $150 \text{ W.m}^{-2}$ . Le 7 juillet, les observations par lidar, confirment la présence d'une couche de poussière uniforme à environ 5 km dans la SAL où la valeur de l'humidité relative a diminué de plus de 50% au dessus de Dakar.*



## 6.1 Introduction

### 6.1.1 Contexte de l'étude

Chaque Été, d'énormes quantités d'aérosols minéraux sont émis dans la région Sahélo-Saharienne. Environ 1 milliard de tonnes de ces derniers sont transportés sur de longues distances chaque année (D'Almeida, 1986). Ces particules sont majoritairement composées d'argiles, de feldspaths et de quartz. Leur cycle est composé de trois phases qui sont : l'émission, le transport et le dépôt.

Le 4 juillet 2010 pendant l'été boréal, les prévisions ont montré l'émission d'importantes quantités de poussières autour de la ville de Tamanrasset au sud de Algérie. A partir du 5 juillet, ce panache d'aérosols s'est propagé vers l'Ouest jusqu'à l'océan Atlantique. L'analyse des prévisions météorologiques a permis de prévoir cet événement de poussières vers le 7 juillet 2010 à Dakar. Ce faisant, nous avons décidé d'effectuer une mini-campagne de mesure de trois jours à Dakar. On a choisi une journée avant l'événement (6 juillet), le jour de l'événement (7 juillet) et une journée après l'événement (8 juillet) afin d'identifier cet aérosol, d'étudier son évolution (transport) au cours du temps et enfin d'évaluer son impact à Dakar.

### 6.1.2 Le transport des particules Sahariennes

Pendant l'été dans l'hémisphère Nord, la convection s'intensifie sur le continent Africain grâce à un ensoleillement maximal. En même temps, la mousson Africaine est annoncée par l'inversion des alizés. Les impulsions d'air poussiéreux (grandes quantités de poussières désertiques) du Sahara se propagent de l'Est vers l'océan Atlantique et peuvent même atteindre le continent Américain. Les particules sahariennes sont transportées jusqu'en Floride et dans les Caraïbes (Prospero et al., 1981; Walsh and Steidinger, 2001). Les Antilles Françaises et l'Amazonie peuvent aussi être touchées pendant l'été (Petit et al., 2004). La figure 6.5 représente les différentes trajectoires des poussières désertiques mondiales à partir des grandes sources (Meigs, 1953; Coudé-Gaussen, 1984). Les principales sources de poussières désertiques sont situées autour des grands déserts mondiaux (Sahara, Khabari, désert Australien, désert Chilien et les grands déserts Asiatiques). En ne prenant en compte que les poussières Sahariennes, on note que 60% de ces particules sont transportées vers le Golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe (D'Almeida, 1986).

Deux types de transport de la poussière Saharienne au dessus de l'Atlantique Nord ont été clairement identifiés en fonction de la circulation atmosphérique générale :

Le premier type de transport s'opère dans les basses couches entre 1.5 et 3 km. Il est dû aux alizés (Harmattan) pendant l'hiver boréal, de novembre au mois d'avril (Chiapello et al., 1995). Ces grandes tempêtes de poussières situées près de la surface sont souvent rencontrées en Afrique de l'Ouest et peuvent atteindre l'Atlantique Nord (Slingo et al., 2006; Tulet et al., 2008). Le second intervient dans les couches moyennes (5-6 Km) pendant l'été boréal. Cette masse d'air chaud et sec est appelée **Couche d'Air Saharienne** (SAL). Elle se traduit par un transport à très



**Figure 6.1 – Transport des poussières désertiques mondiales. Différentes trajectoires des poussières Sahariennes d’après Meigs (1953) et Coudé-Gaussen (1984).**

grandes distances avec des particules qui peuvent atteindre l’île de la Barbade (Caraïbes). La Couche d’Air Saharienne est une des caractéristiques dominantes de la météorologie orientale et occidentale de l’océan Atlantique (Prospero and Carlson, 1972; Dunion and Marron, 2008). Elle se caractérise par un temps sec, un air stable (une inversion plafonnée au dessus de la couche limite marine), un Jet de niveau intermédiaire et une visibilité réduite (Prospero and Carlson, 1972; Dunion and Velden, 2004; Karyampudi et al., 1999). En résumé, on peut dire que la SAL se détermine par des températures élevées et une humidité très faible.

Des mesures récentes par lidar à Mbour ont montré que la SAL en Afrique de l’Ouest se situe entre 2 et 6 km (Leon et al., 2009). Cet événement étudiée a été comparé à des mesures pluriannuelles d’événements de SAL qui ont été mesurés au Sénégal à partir du photomètre et du lidar de Mbour (Leon et al., 2009). La SAL est plus importante pendant l’été, avec un plus grand nombre d’événements entre juin et août (Swap et al., 1996). Les sources de poussières ont été localisées en Mauritanie, au Mali et en Algérie (Goudie and Middleton, 2001). D’autres mesures in situ basées sur le Sénégal (Dakar) ont montré que de grandes valeurs d’AOT ont été notées pendant l’été et plus particulièrement au mois de juin (Leon et al., 2009). Elles montrent que les maxima en extinction sont situés dans la SAL au cours de ce mois. Pendant la saison humide (JJA), les particules sont situées dans la SAL entre 2 et 5 km. Cependant, on a aussi remarqué

une distribution en taille bimodale autour de  $1 \mu\text{m}$ . Les mesures de surface indiquent que les concentrations de poussières dans l'Atlantique Est (Cap Vert) sont plus faibles au mois de juin, au contraire de l'Atlantique Ouest (la Barbade) où sont observées les concentrations les plus importantes pendant ce mois (Chiapello et al., 1995). Les données en provenance du Sénégal et du Cap-Vert indiquent que ces particules sont situées dans la Couche d'Air Saharienne. Celles qui ont les plus petite tailles sont susceptibles d'être transportées à travers l'Atlantique.

### 6.1.3 Connaissances actuelles sur l'impact de la SAL sur le climat en Afrique et dans l'Altanlique Nord tropical

Les observations de la SAL en Afrique de l'Ouest et dans l'Atlantique Est ont permis d'examiner son impact radiatif (Myhre et al., 2003; Haywood et al., 2003; Tanré et al., 2003) et sa composition chimique (Twohy and al., 2009). Les distributions verticales de la vapeur d'eau et de l'aérosol ont été étudiées (Leon et al., 2003; Ismael and al., 2009); ainsi que leur impact sur les ondes d'Est et sur la cyclogenèse tropical (Jenkins and Heymsfield, 2008; Zipser and al, 2009). Dans le cadre du projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine ), un certain nombre de travaux associés à la Couche d' Air Saharienne ont été menés en Afrique de l'Ouest (Crumeyrole et al., 2010). La figure 6.2 illustre les concentrations mensuelles de poussières Sahariennes mesurés à la Barbade (Caraïbes) entre 1965 et 1998. Les flèches indiquent les grandes manifestations du phénomène El Niño. Ces dernières étaient souvent associés à une

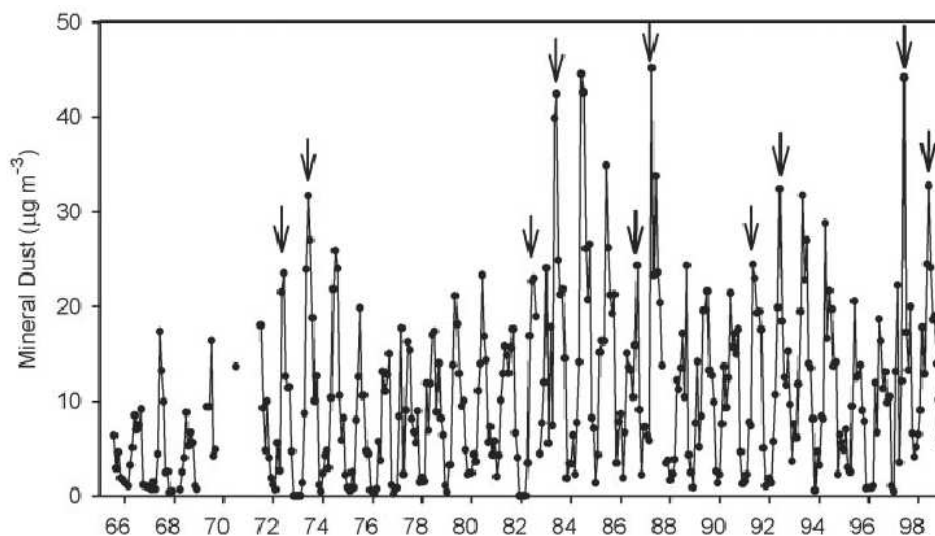


Figure 6.2 – Moyenne mensuelle des concentrations de poussières africaines mesurées à la Barbade entre 1965 (65) et 1998 (98). Les flèches indiquent les années où les grandes manifestations d'El Niño ont eu lieu (Prospero and Lamb, 2003).

grave sécheresse au Sahel. La sécheresse la plus intense s'est produite dans les années 1980; années où la Barbade a enregistré de longues périodes de concentrations anormalement élevées en

poussières (Prospero and Lamb, 2003). Les auteurs ont remarqué que les maxima en poussières correspondaient en général aux grandes manifestations d'El Niño dans cette région d'Amérique.

## 6.2 Méthodes

### 6.2.1 Sources de données

Divers types de données sont utilisés pour identifier et quantifier les différents aspects de l'événement de poussières survenu les 6 et 7 juillet 2010.

Les données d'épaisseurs optiques (AOT) issues du réseau AERONET sont utilisées dans quatre endroits : Tamanrasset en Algérie (22 °N, 5 °E), Banizoumbou au Niger (13 °N, 2 °E), Mbour au Sénégal (14 °N, 16 °W) et Sal au Cap-Vert (16 °N, 22 °W). L'AOT est également estimée à partir d'un photomètre portable, l'instrument MICROTOPS II avec des mesures à 1020 nm à Dakar et aussi par le spectromètre imageur à résolution moyenne (MODIS) embarqué sur le satellite AQUA de la constellation A-Train.

Les flux de surface total, direct normal, diffus et infrarouge à Mbour (Sénégal) sont utilisés pour examiner les modifications du rayonnement de surface sur une période de trois jours à Dakar. Le rayonnement est mesuré grâce à l'instrument composé d'un pyranomètre, pyr géomètre et d'un pyréliomètre.

Les images du lidar CALIOP embarqué sur le satellite Franco-Américain CALIPSO (Stephens and al, 2002) et celui du LOA stationné à Mbour ont été utilisées pour identifier l'altitude de la couche de poussières.

La trajectoire de Lagrange hybride intégrée (modèle de circulation générale HYSPLIT) est utilisée pour identifier la provenance de la poussière (rétrotrajectoires) sur 72 heures en amont avec comme point final la ville de Dakar le 7 juillet 2010.

Les données MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectrometer) dans le canal Blue Deep et les moyennes journalières des réanalyses NCEP (Kalnay and al., 1996) ont également été utilisées pour identifier le mouvement thermique pendant la première semaine du mois de juillet. Les mesures de l'AOT<sub>MODIS</sub> ont une résolution spatiale de 1°x 1°. Les radiosondages observés au dessus de Dakar ont été effectués pendant la campagne d'ozone-sondage (IOP1) entre juin et juillet 2010 à l'aéroport de Dakar (Jenkins et al., 2011).

## 6.2.2 Présentation du travail

Cette section vise à étudier le comportement de la Couche d'Air Saharienne pendant un événement intense de poussières au Sahel.

Dans la première partie, on s'attache à l'identification de la source de ces particules, puis à leur processus de transport au dessus de cette région. Des méthodes de localisation des zones d'émissions ont été élaborées.

La seconde partie est consacrée à l'étude de l'événement lorsqu'il atteint son maximum. Cela correspond à la journée du 7 juillet 2010 au dessus de la ville de Dakar (Sénégal). Les propriétés optiques et microphysiques de l'aérosol seront étudiées.

La troisième partie est dédiée à l'estimation de l'effet de cet événement de SAL sur l'environnement à Dakar. D'abord, on évalue son impact sur l'énergie de surface. Ensuite nous analysons les radiosondages avant, pendant et après l'événement. Et enfin, d'autres études d'impacts, principalement sur l'humidité relative à Dakar seront menées.

## 6.3 Observations préliminaires de l'événement

### 6.3.1 Identification des zones d'émission de poussières

Les images visibles du capteur Modis au dessus de l'Algérie au cours de l'après-midi du 4 juillet montrent que l'émission a été plus importante au Sud de Tamanrasset, comparativement

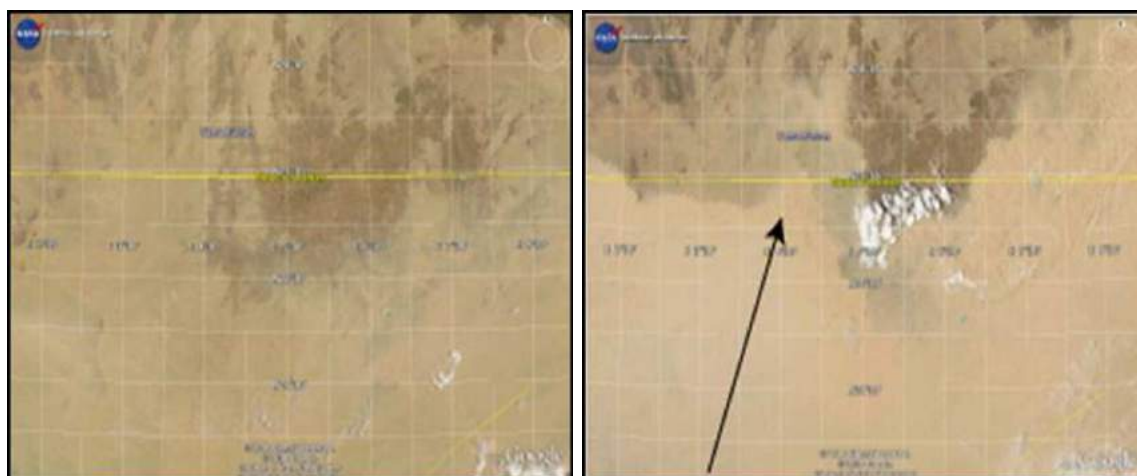


Figure 6.3 – Image visible (MODIS) au dessus de l'Algérie (Tamanrasset) les 3 et 4 Juillet 2010 . La flèche noire représente une émission de poussières le 4 juillet.

au 3 juillet 2010 (voir Fig 6.3). De même que, les résultats du modèle CHIMERE DUST (Laboratoire de Météorologie Dynamique) ont aussi montré une émission importante de poussières les 4 et 5 juillet autour de cette ville avec une valeur de  $200 \text{ g/cm}^2$  pour cette journée.

### 6.3.2 Évolution du panache de poussières entre 2 et le 8 juillet au Sahel

La figure 6.4 représente l'AOT du canal bleu deep (MODIS) et les champs de vent (NCEP) entre le 3 et 8 juillet à 925 hPa. Les points en gris représentent la position des différentes stations AERONET de la région. On constate que des valeurs élevées d'AOT au Sud de l'Algérie et au Nord du Niger le 3 juillet, associé à un mouvement cyclonique et d'un mouvement thermique faible vers 925 hPa au dessus de l'Algérie (voir Fig 6.4-a).

Les importantes valeurs d'AOT enregistrées entre le 4 et 5 juillet se trouvent dans la bande de latitude  $12\text{-}16^\circ\text{N}$  et le mouvement thermique s'est propagé vers l'Ouest à côté de l'équateur thermique (voir Fig 6.4 -b,c). Une deuxième région de grandes valeurs d'AOT se trouve au Nord du cyclone thermique sur le Mali, entre  $22$  et  $26^\circ\text{N}$  les 4 et 5 juillet. Les 6 et 7 juillet, ces grandes valeurs d'AOT (près de  $22^\circ\text{N}$  et de  $5^\circ\text{W}$ ) se déplacent du Sud de l'Algérie vers le Nord du Mali et de la Mauritanie (voir Fig 6.4 -d,e).

Le 7 juillet, les maxima en AOT sont localisés au dessus du Sénégal (Sud-Ouest de la Mauritanie) avec une dépression thermique sur le Sénégal oriental. La couche de poussières se déplace au dessus du Sénégal au fur à mesure que le mouvement cyclonique se propage vers le Sud-Ouest pour déboucher sur l'océan Atlantique (voir Fig 6.4-f).

Sur la figure 6.5 on représente les masses d'air (rétrotrajectoires) dont les point finaux sont situés sur Dakar ( $14^\circ\text{N}$ ,  $16^\circ\text{W}$ ) le 7 juillet 2010 à 16 :00 UTC. Nous utilisons le modèle de déplacement global des masses d'air Hysplit-4<sup>1</sup>. Ces rétrotrajectoires ont été réalisées pour une durée de 72 heures avec comme journée de départ le 5 juillet.

Les masses d'air situées dans les couches moyennes (3000-4000 m) au dessus de Dakar proviennent (3 jours en amont) du Sud de l'Algérie vers la région de Tamanrasset. Les trajectoires de retour montrent que ces masses d'air arrivant à Dakar en provenance d'Algérie font l'objet d'élévation dans la SAL le 6 juillet. On constate que, du 5 juillet à 00 :00 UTC heures au 6 juillet à 00 :00 UTC ces masses d'air sont situées dans les couches inférieures entre l'Algérie et le Mali. Elles commencent à s'élever au sud de la Mauritanie le 6 juillet vers 00 :00 UTC pour se stabiliser dans la SAL au dessus de Dakar le 7 juillet. On peut aussi noter que cet événement de poussières survenu à Dakar pourrait provenir de la somme de deux masses d'air avec des sources différentes, ce qui l'a rendu plus conséquent à Dakar. Les deux rétro-trajectoires (la 3000 et la 4000 m) se rejoignent au Nord du Sénégal le 6 juillet vers 18 :00 UTC. De même que cela a été

1. <http://www.arl.noaa.gov/ready/open/hysplit4.html>

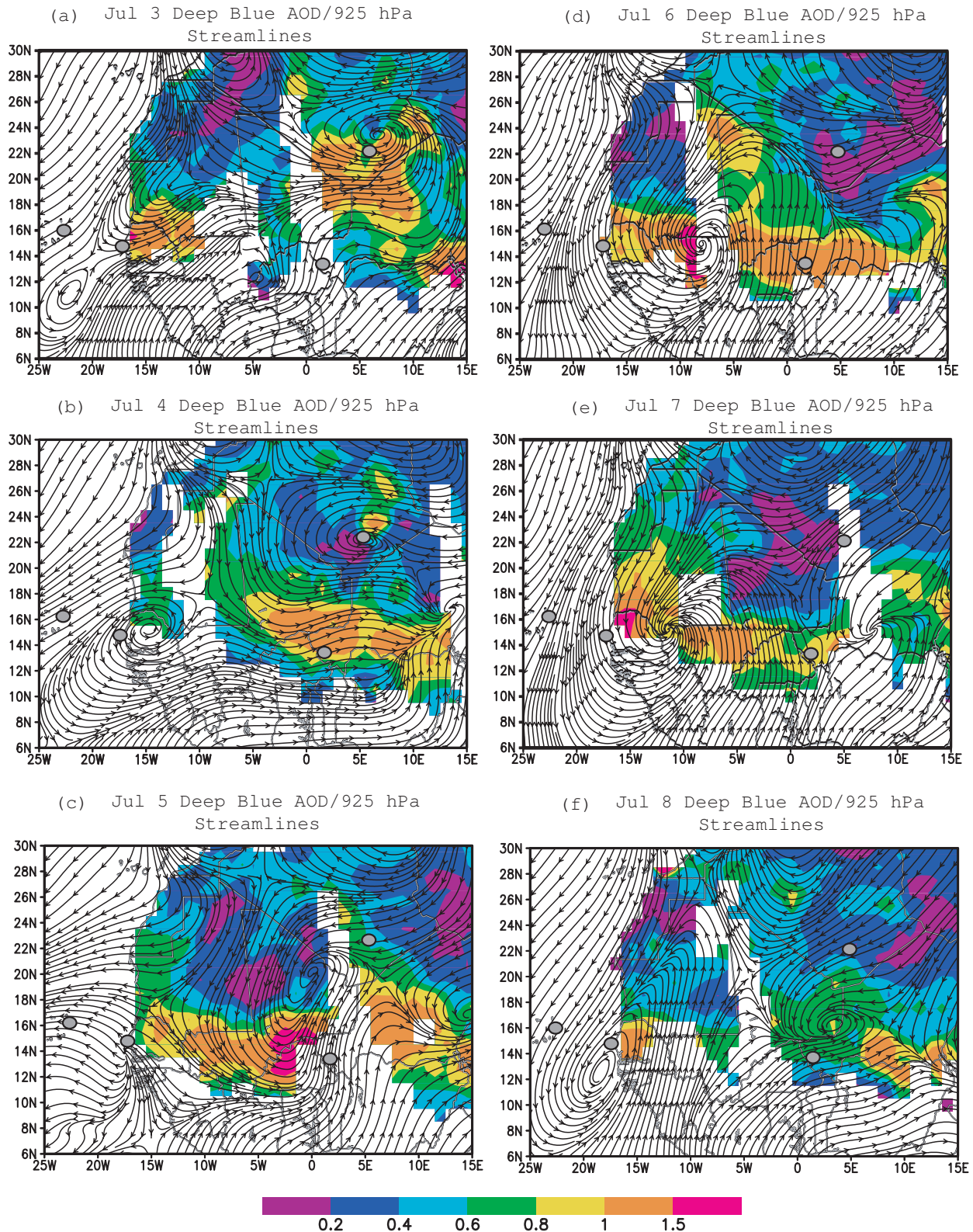
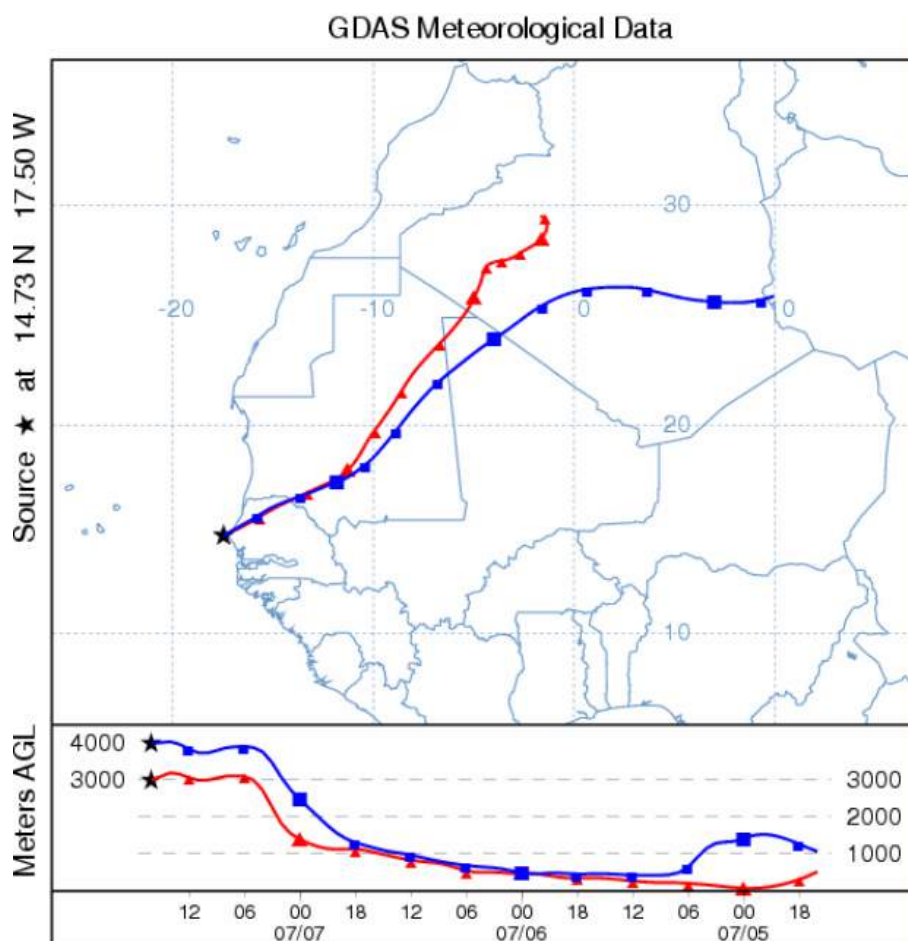


Figure 6.4 – Evolution de l'AOT<sub>MODIS</sub> (Blue Deep) et Streamlines (Ncep) à 925 hpa entre le 3 et 8 juillet au Sahel. Les points en gris représentent les stations AERONET de la région.



**Figure 6.5 – Rétrotrajectoires tracées par le modèle Hysplit-4 dont les points finaux sont Dakar le 7 juillet 2010 à 12 :00 UTC. Le pas de temps est de 6 heures pendant 48 heures. Elles sont représentées dans les couches 3000 et 4000 m à Dakar.**

confirmé sur les figures 6.4-d-e avec des vents qui proviennent d'une part du Sud de l'Algérie et d'autre part vers le Sud-Est de ce pays. Les simulations WRF-GOCART ont aussi montré l'apport de sources supplémentaires le 6 juillet au dessus de la Mauritanie (Drame et al., 2011)

La figure 6.6 représente l'épaisseur optique journalière de l'aérosol entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juillet 2010 pour les stations de Tamanrasset, Banizoumbou, Dakar et de Cap-Vert. La poussière s'est répandue rapidement vers l'Ouest en passant au dessus de ces dernières, le long du chemin avec des valeurs de l'épaisseur optique entre 2 et 3.4. Elle est passée les 4 juillet au dessus de Tamanrasset (Algérie,  $AOT \approx 2$ ) ; le 6 juillet au dessus de Banizoumbou (Niger,  $AOT \approx 2$ ) ; le 7 juillet au dessus de Mbour (Sénégal,  $AOT \approx 3.5$ ) et le 8 juillet au dessus du Cap-Vert ( $AOT \approx 2$ ). La valeur d' $AOT$  la plus élevée a été enregistrée au dessus de Dakar (Sénégal) avec une valeur entre 1.5 et 2 fois supérieure par rapport aux autres stations (voir Fig 6.6). Cela implique une intensi-

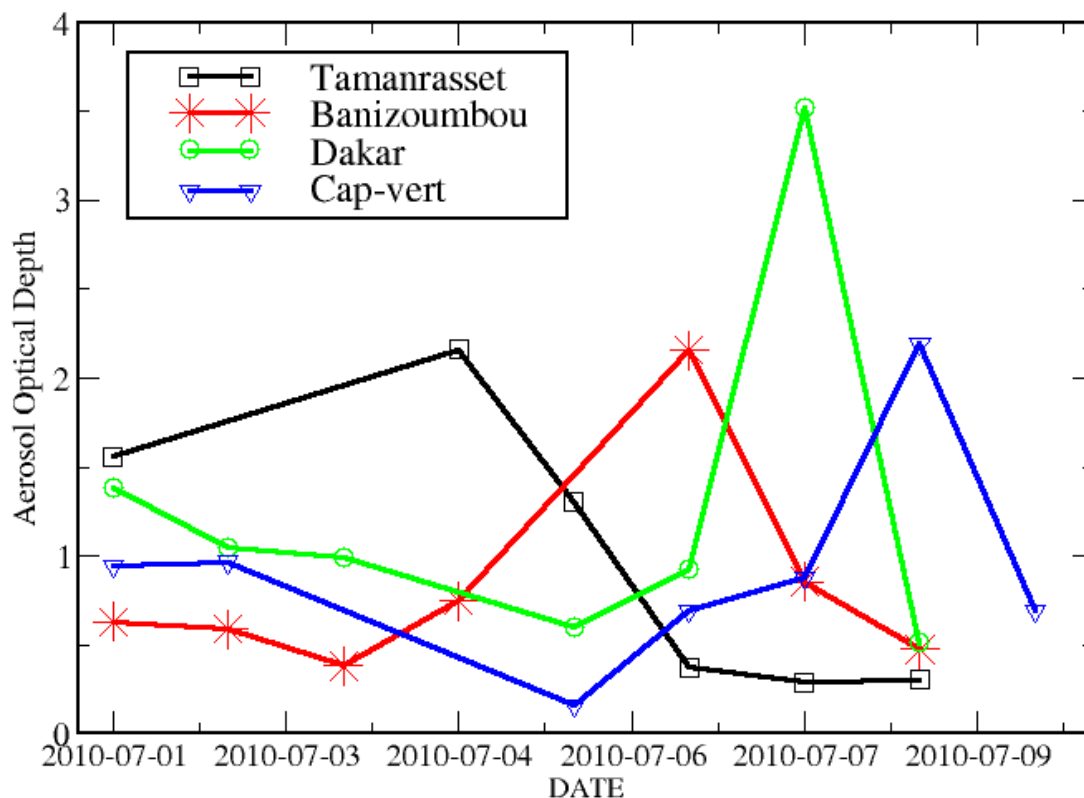


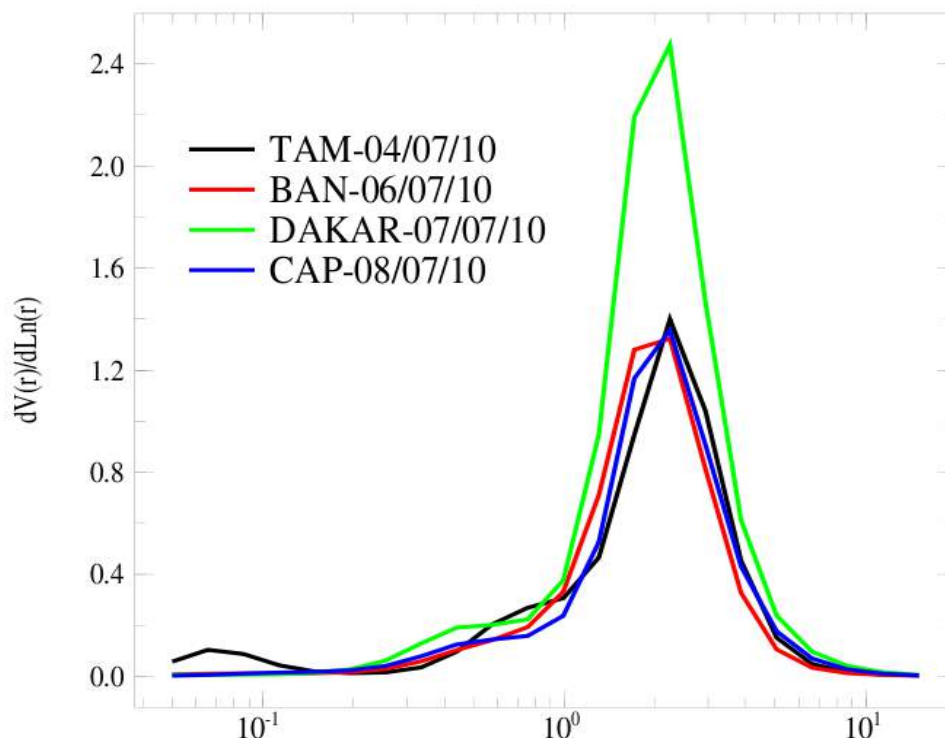
Figure 6.6 – Évolution journalière de l'AOT<sub>AERONET</sub> sur les différentes stations entre le 2 et 8 juillet 2010.

fication de l'événement au fur et à mesure que le panache se déplace vers les côtes sénégalaises.

Sur la figure 6.7, nous représentons la distribution en taille volumique de l'aérosol lors de son passage au dessus de chacune des stations AERONET (le 04 à Tamanrasset, le 06 à Banizoumbou, le 07 à Dakar et le 08 au Cap-Vert). On note, une distribution bimodale avec une prédominance des grosses particules sur toutes les stations (même type de particules). Les aérosols de cet événement du 4 au 8 juillet ont un rayon compris entre 1 et 10  $\mu\text{m}$  et une taille moyenne de 2.5  $\mu\text{m}$ , ce qui caractérise les poussières désertiques (D'Almeida and Schutz., 1983).

Cependant on constate que les plus grandes quantités de particules minérales ont été enregistrés à Dakar par rapport au trois autres stations AERONET. Au dessus de cette ville, on a enregistré un gros mode qui atteint 2.47  $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$  le 7 juillet; alors qu'il n'est que de 1.37  $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$  pour les 3 stations (voir Fig 6.7) pendant l'événement. En moyenne sur l'Afrique de l'Ouest, le maximum de la distribution en taille volumique du gros mode a une valeur moyenne située autour de 0.6  $\text{cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$  (Dramé, 2006).

Cette étude préliminaire a permis d'observer, l'émission et l'évolution d'une couche de pous-



**Figure 6.7 – Distribution en taille volumique AERONET pour les quatre stations (Tamanrasset, Banizoumbou, Dakar et Cap-vert) en fonction du rayon ( $\mu\text{m}$ ). Représentation dans chaque station lors du passage de la couche de poussières.**

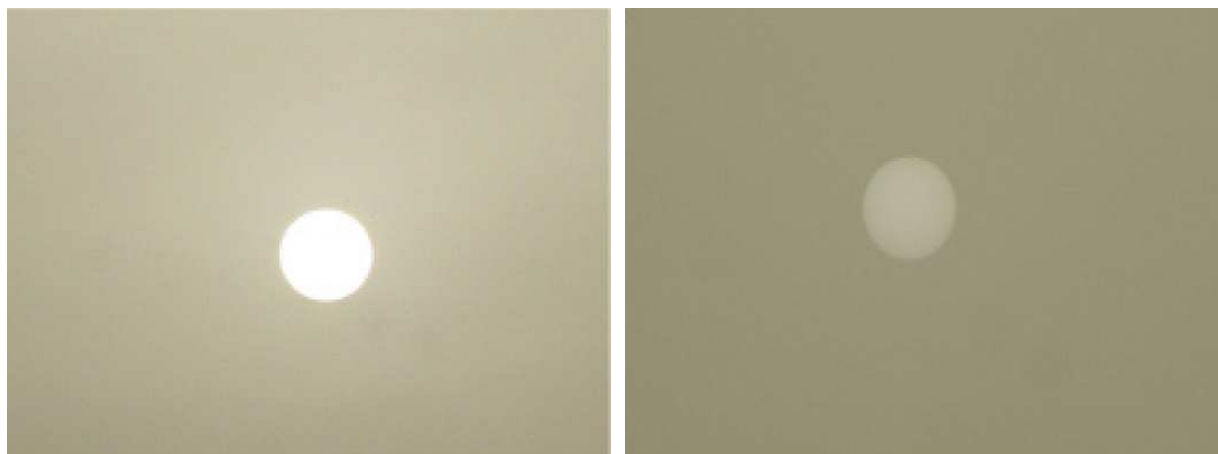
sières entre le 4 et le 8 juillet 2010 au dessus de l'Afrique de l'Ouest. La poussière a été émise vers Tamanrasset le 4 juillet. Ensuite, elle s'est dirigée vers l'Ouest avec un passage le 6 à Banizoumbou, le 7 à Dakar et le 8 juillet au Cap-Vert. On a noté un maximum de poussières le 7 juillet à Dakar avec une épaisseur optique avoisinant une valeur de 4 par moment. Le transport de ces particules Sahariennes est associé à une dépression thermique et à un mouvement cyclonique vers l'Ouest. La distribution en taille a montré une prédominance du gros mode avec un maximum de particules ayant une taille avoisinant  $2.5 \mu\text{m}$ . On a démontré que le maximum de poussière mesurée à Dakar est dû à la somme de deux masses d'air (la 3000 et la 4000 m) provenant de deux endroits différentes et couplé à une dépression cyclonique des vents. En effet, ces deux masses d'air se rejoignent au Nord du Sénégal le 6 juillet vers 18 :00 UTC (voir Fig 6.5).

## 6.4 Observation de l'événement du 7 juillet au dessus de Dakar

### 6.4.1 Préambule

L'étude précédente a montré que l'événement a atteint son maximum le 7 juillet à Dakar avant de commencer à s'affaiblir le 8 juillet au dessus du Cap Vert. Les mesures réalisées à Dakar et à Mbour (80 km au Sud de Dakar) permettront d'étudier les propriétés optiques et microphysiques des aérosols. Rappelons qu'une mini-campagne de mesure a été menée sur trois jours (6, 7 et 8 juillet 2010). Dans un étude précédente, nous avons montré que sur une année, l'épaisseur optique journalière était similaire entre Dakar et Mbour (étude non publiée).

On commence par présenter les photographies du disque solaire qu'on a effectuée les 6 et 7 juillet, face au soleil à l'Ouest du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon Fongang de Dakar. Elles ont été prises à 19 :04 le 6 juillet (voir figure 6.8-a) et à 18 :15 UTC le 7 juillet (voir figure 6.8-a) 2010. On constate que le disque solaire est considérablement voilé par la couche de poussières pendant l'après-midi du 7 par rapport à celui du 6 juillet.

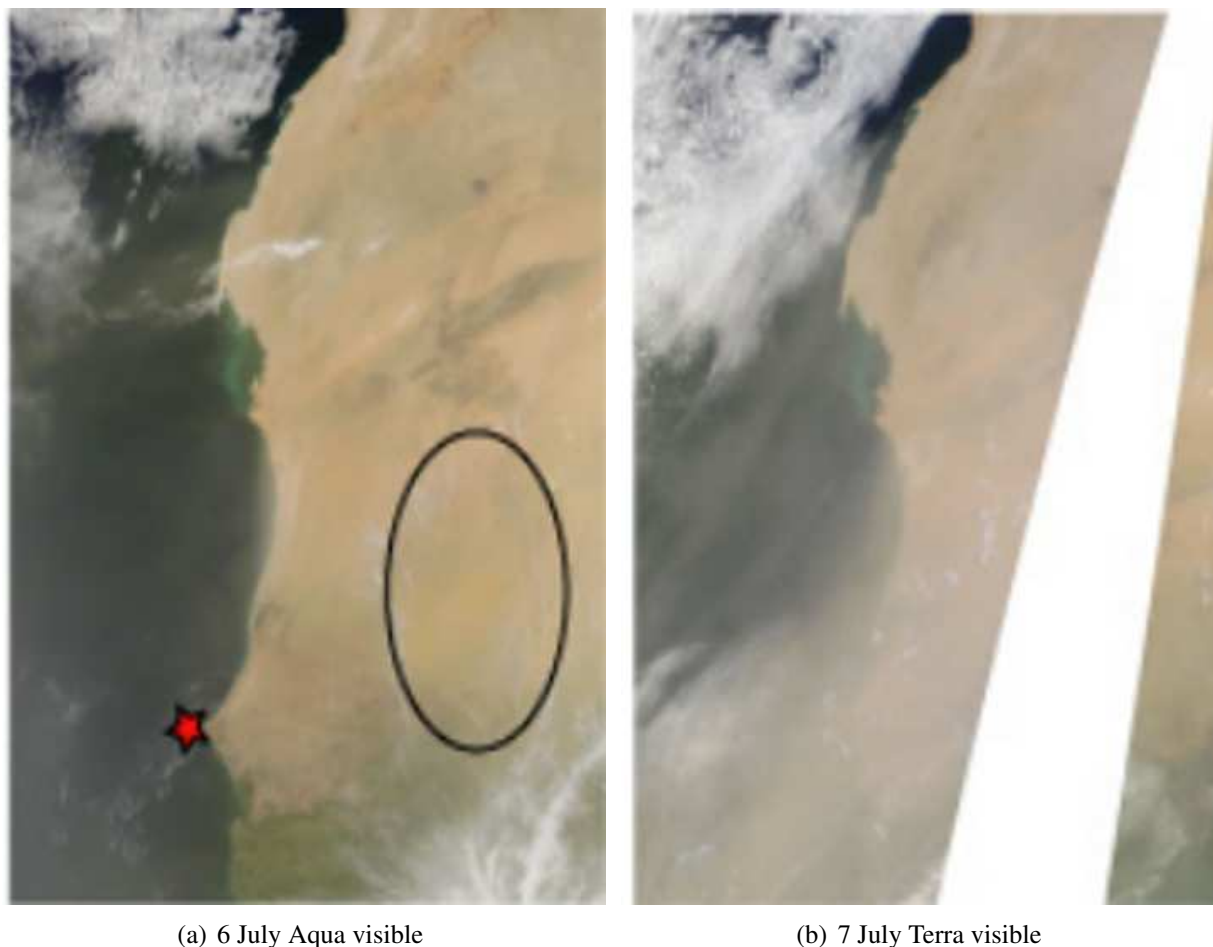


(a) 19 :04, 6 Juillet 2010

(b) 18 :15, 7 Juillet 2010

**Figure 6.8 – Photographies du disque solaire à partir du balcon face Ouest du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon-Fongang avant (6 juil) et pendant (7 juil) l'événement : le 6 juillet (à gauche) et le 7 juillet (à droite).**

Les images visibles des capteurs MODIS (AQUA et TERRA) depuis l'espace de l'Afrique de l'Ouest sont représentées sur la figure 6.9. Elles indiquent des quantités élevées de poussières qui se déplacent entre le 6 au le 7 juillet vers Dakar. Depuis l'espace, la capitale Dakar (en croix), qui était visible le 6 juillet est complètement masquée par la couche de poussière le 7 juillet.



**Figure 6.9 – Photographies de la couche d’aérosol au dessus de l’Afrique de l’Ouest depuis l’espace par l’instrument MODIS (Terra et Aqua) les 6 et 7 juillet 2010. La croix représente la position de la ville de Dakar.**

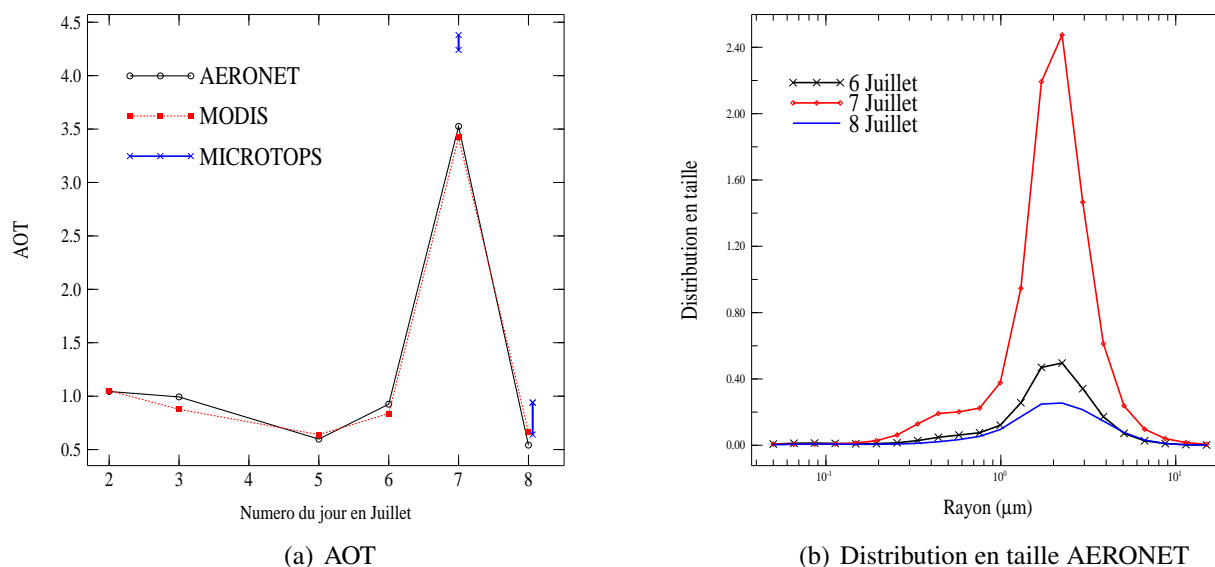
#### **6.4.2 Propriétés optiques et microphysiques des aérosols au-dessus de Dakar**

Grâce aux mesures in situ et satellitaires, nous étudions maintenant les caractéristiques de l’aérosol au dessus de Dakar. La figure 6.10 représente l’épaisseur optique et la distribution en taille volumique de l’aérosol à Dakar pour les journées du 6, 7 et 8 juillet 2010.

Pour l’épaisseur optique, les instruments MODIS, AERONET et MICROTOPS II ont été utilisés. Notons que, MODIS fournit l’AOT à 532 nm. Les mesures AERONET ont été interpolées sur deux longueurs d’ondes pour obtenir l’AOT à 532 nm. Rappelons aussi, l’instrument MICROTOPS II n’a été utilisé que sur deux jours (7 et 8 juillet). Nous avons commencé à effectuer ces mesures au début de l’événement le 7 juillet à Dakar jusqu’au lendemain à 15 :00 UTC.

Ensuite, on a moyenné ces mesures instantanées (MICROTOPS II) pour obtenir des indicateurs sur l'épaisseur optique pour les journées du 7 et 8 juillet 2010. Les mesures de ce photomètre portable sont fournies à 1200 nm. Cependant pour MODIS et AERONET, nous disposons de 8 jours de mesures entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juillet.

La figure 6.10 représente les paramètres de taille et de charge pendant l'événement à Dakar. Sur la figure 6.10-a nous montrons l'évolution journalière de l'AOT entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juillet à Dakar avec trois capteurs différents (AERONET, MODIS<sub>aqua</sub> et MICROTOPS II). De même la figure 6.10-b illustre la distribution en taille volumique AERONET pour les journées du 6, 7 et 8 juillet 2010 à Dakar.



**Figure 6.10 – Propriétés optiques et microphysiques des aérosols entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juillet 2010 à Dakar. (a) Évolution journalière de l'AOT Aeronet, Modis et Microtop ; (b) Variation journalière de la distribution en taille (Aeronet) entre les 6, 7 et 8 Juillet à Dakar.**

On constate un maximum d'aérosols (AOT) pour la journée du 7 juillet à Dakar par rapport aux autres journées. La figure 6.10-a révèle que l'AOT mesurée par AERONET et MODIS varient entre 1 pour le 2 juillet et 3.5 le 7 juillet à Dakar. L'instrument MICROTOPS II a enregistré une AOT de 4.37 au moment de l'événement le 7 juillet et a diminué jusqu'à 0.6 le lendemain. La distribution en taille (voir Fig 6.10-b) s'illustre par la présence de particules grosses taille (gros mode) avec un rayon compris entre 1 et 10 μm. Cependant le maximum de cette distribution est situé autour de 2.5 μm pour nos trois journées. Toutefois, on note un maximum d'aérosols pour la journée du 7 juillet par rapport au 6 et 8 juillet.

Le tableau 6.1 représente la moyenne journalière des paramètres physico-chimiques de l'aérosol entre le 5 et le 8 juillet 2010 pour une longueur d'onde de 865 nm. Les données sont issues du photomètre AERONET stationné à Mbour. Les incertitudes relatives associées à ces mesures n'ont pas été représentées. De gauche à droite du tableau, on note l'épaisseur optique totale ( $\delta_t$ ), l'épaisseur optique du mode fin ( $\delta_f$ ), l'épaisseur optique du gros mode ( $\delta_c$ ), le rapport entre les deux modes ( $C_v$ ), le coefficient d'Angström ( $\alpha$ ), l'albédo de simple diffusion ( $\omega_0$ ), le coefficient d'asymétrie ( $g$ ), l'indice imaginaire ( $n_i$ ), l'indice réel ( $n_r$ ) et le rayon effectif des particules ( $r_{eff}$ ).

	$\delta_t$	$\delta_f$	$\delta_c$	$C_v$	$\alpha$	$\omega_0$	$g$	$n_i$	$n_r$	$r_{eff}$
<b>05/07/10</b>	0.53	0.06	0.47	7.8	0.20	0.96	0.72	0.003	1.47	0.85
<b>06/07/10</b>	0.86	0.10	0.76	7.6	0.09	0.97	0.73	0.004	1.50	1.04
<b>07/07/10</b>	3.38	0.36	3.02	8.3	0.05	0.98	0.75	0.003	1.50	1.42
<b>08/07/10</b>	0.51	0.05	0.46	9.2	0.06	0.97	0.72	0.003	1.52	1.14

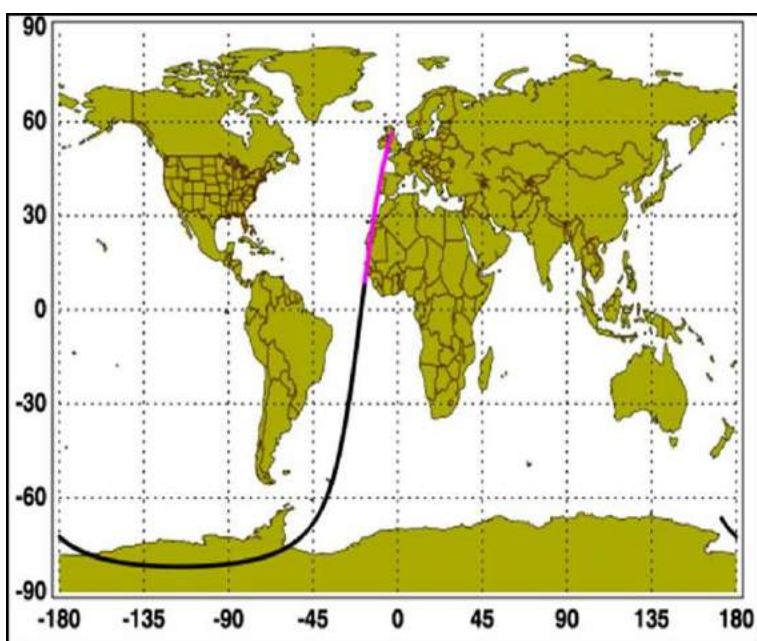
**Tableau 6.1 – Propriétés optiques et microphysiques des aérosols entre le 5 et 8 juillet 2010 à Dakar (AERONET<sub>870nm</sub>). De gauche à droite, on note l'épaisseur optique totale ( $\delta_t$ ), l'épaisseur optique du mode fin ( $\delta_f$ ), l'épaisseur mode gros ( $\delta_c$ ), le rapport des deux précédents ( $C_v$ ), le coefficient d'Angström ( $\alpha$ ), l'albédo de simple diffusion ( $\omega_0$ ), le coefficient d'asymétrie ( $g$ ), l'indice imaginaire ( $n_i$ ), l'indice réel ( $n_r$ ) et le rayon effectif des particules ( $r_{eff}$ ).**

Comme sur la figure 6.10, l'évolution de l'AOT totale indique un maximum de poussière le 7 juillet puis une situation assez normale, le 8 juillet. On note que l'AOT a atteint 3.38 en moyenne journalière pour le 7 juillet, puis est redescendu à 0.51 le 8 juillet. On remarque aussi une prédominance du gros mode (aérosol minéral). En moyenne le gros mode est 8 fois plus important que le petit mode ( $C_v=8.3$ ) pour le 7 juillet). Le rayon effectif ( $r_{eff}$ ) montre la présence de grosses particules avec une taille modale de 1.47  $\mu m$  atteint le 7 juillet. Les petites valeurs du coefficient d'Angström ( $\alpha$ ) suggèrent la présence de poussières désertiques en accord avec (Tanré et al., 2001). Les minima en  $\alpha$  ont été enregistrés le 5 et le 7 juillet. L'albédo de simple diffusion atteint son maximum (0.98), le jour de l'événement de SAL. Cette valeur élevée ( $\omega_0 \approx 1$ ) indique des aérosols très peu absorbants (particules désertiques) (Tanré et al., 2003). Les études de Grams et al. (1974) ont montré que l'aérosol désertique était caractérisé par une indice réfraction complexe de 1.55 ( $n_r$ ) et 0.005 ( $n_i$ ), ce qui corrobore notre étude. La partie imaginaire qui caractérise l'absorption montre une faible absorption de ces particules et la partie réelle suggère une importante capacité à diffuser le rayonnement. Et enfin, les valeurs du coefficient d'asymétrie ( $g$ ) indiquent une prédominance de particules non sphériques. Contrairement aux aérosols anthropique (petites particules), les aérosols minéraux sont en général non sphérique (Dubovik et al., 2006).

### 6.4.3 Altimétrie au dessus de Dakar

#### 6.4.3.1 CALIOP, le Lidar embarqué sur le satellite CALIPSO

La figure 6.11 représente la trace au sol la plus proche de la ville de Dakar le 7 juillet 2010, du lidar CALIOP embarqué sur CALIPSO (A-Train). CALIPSO est passé au dessus de la ville de Dakar le 7 Juillet 2010 vers 03 :00 UTC. La couleur rose indique le parcours déjà effectué par ce satellite.



**Figure 6.11 – Trace au sol de CALIPSO au dessus de Dakar le 7 juillet 2010 à 2h47mn21s UTC. La couleur rose indique le parcours déjà effectué par le satellite CALIPSO.**

La figure 6.4.3.1 illustre le coefficient de rétrodiffusion atténué total à 532 nm mesuré par ce lidar. La partie en contour noire est un zoom au dessus des latitudes de Dakar. Le 07 juillet 2010, vers 03 :00 UTC dans la matinée ; CALIOP a détecté au dessus de Dakar un gros panache de poussières. Le maximum d’extinction est situé dans la SAL à environ 5 km d’altitude. Toutefois, le profil d’extinction perpendiculaire (figure non représentée) à l’axe de polarisation de l’émission laser (532nm) montre de faibles valeurs d’extinction au dessus de Dakar, ce qui prouve que les particules dans cette couche sont composées d’aérosols minéraux. Contrairement aux particules anthropiques, l’aérosol désertique est très peu sensible à la polarisation (Deuzé, 2000).

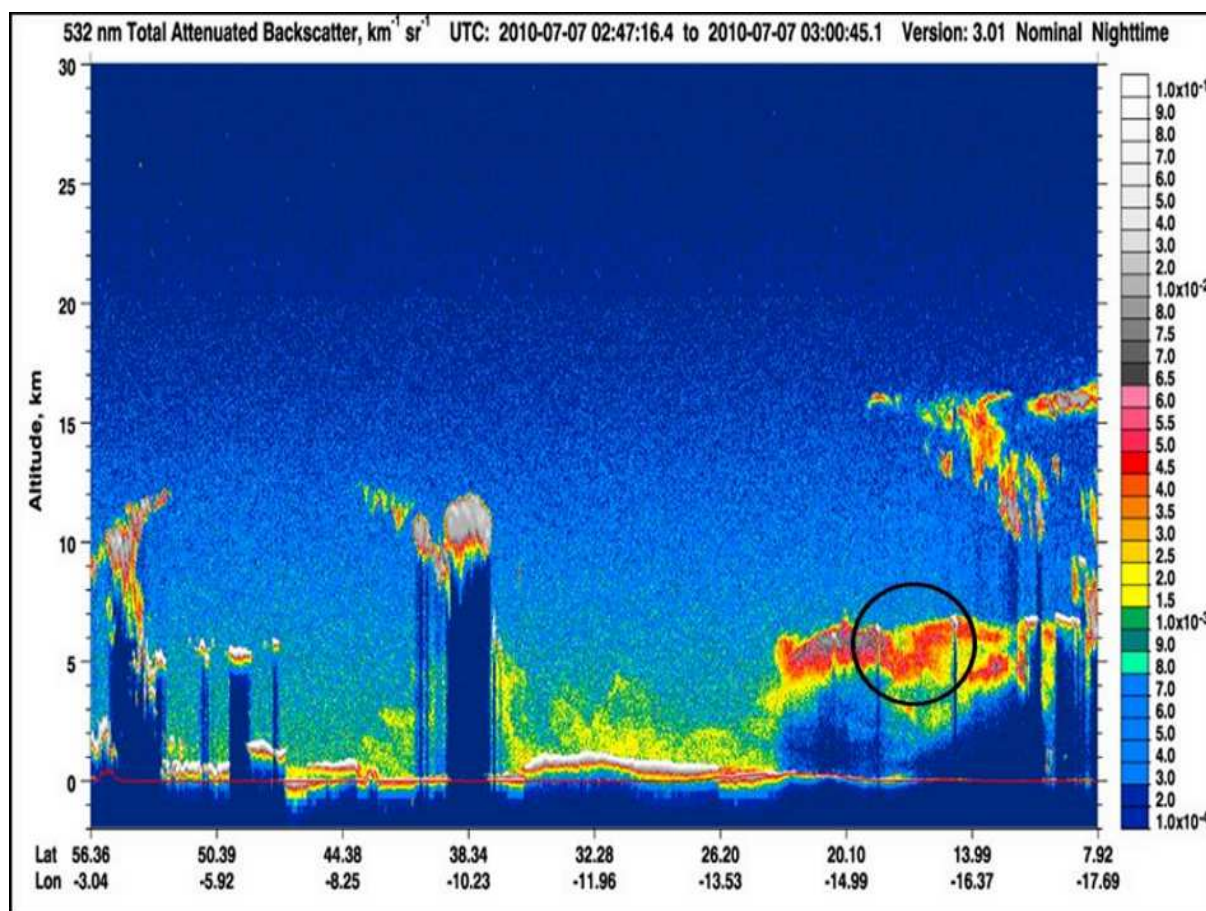
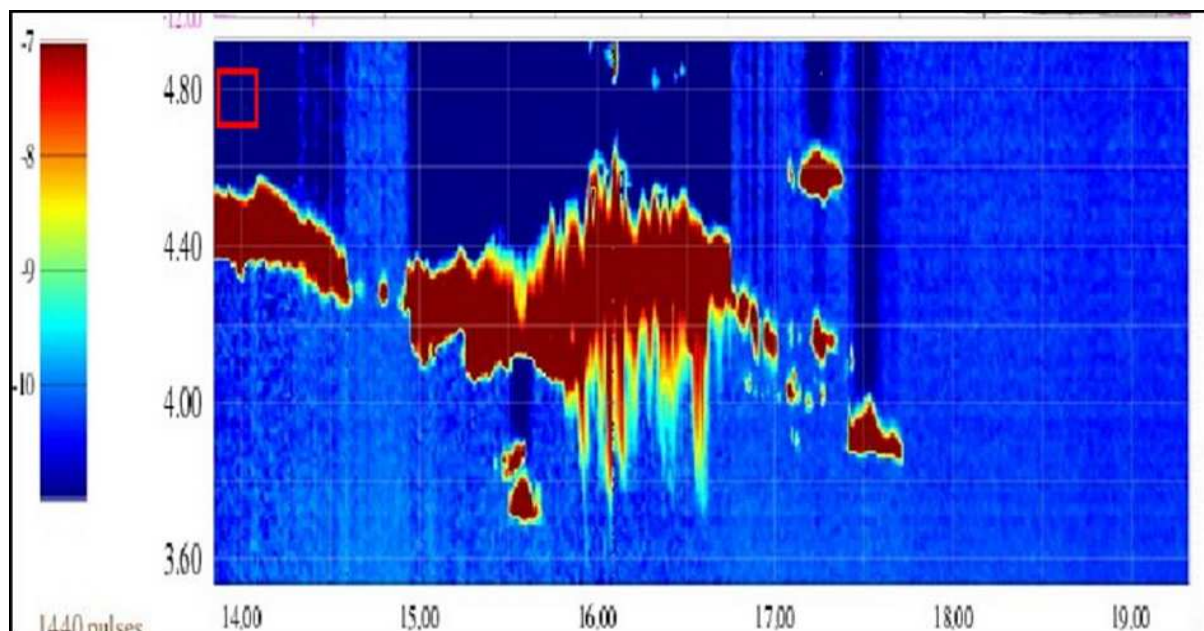


Figure 6.12 – Rétrodiffusion totale atténuée en  $km^{-1}sr^{-1}$ . Image du lidar CALIOP le 7 juillet à 2h47mn UTC au dessus de l'Afrique de l'Ouest. Le contour en noir représente la couche de poussière au dessus de Dakar.

#### 6.4.3.2 Le lidar stationné à Mbour (altimétrie depuis la surface)

La figure 6.13 représente le coefficient de rétrodiffusion atténué total à 532 nm mesuré par le lidar stationné à Mbour (Sénégal). Comme sur CALIOP, le lidar de Mbour détecte aussi un gros panache d'aérosols au dessus de Mbour le 7 juillet 2010 avec des particules situées dans la SAL entre 4 et 4.7 km. Le panache d'aérosols est passé au dessus de Mbour (Dakar) entre 15 :00 et 18 :00 UTC avec un maximum d'extinction vers 16h30mn. Pendant son passage au dessus de Dakar, le photomètre MICROTOPS II a mesuré des valeurs instantanées d'AOT de l'ordre de 4.37 à 1200 nm de longueur d'onde.

La figure 6.14 représente les profils lidar inversés (coefficient d'extinction) entre le 6 et le 8 juillet 2010 à Mbour en fonction de l'altitude. Pour chaque journée, nous avons inversé deux



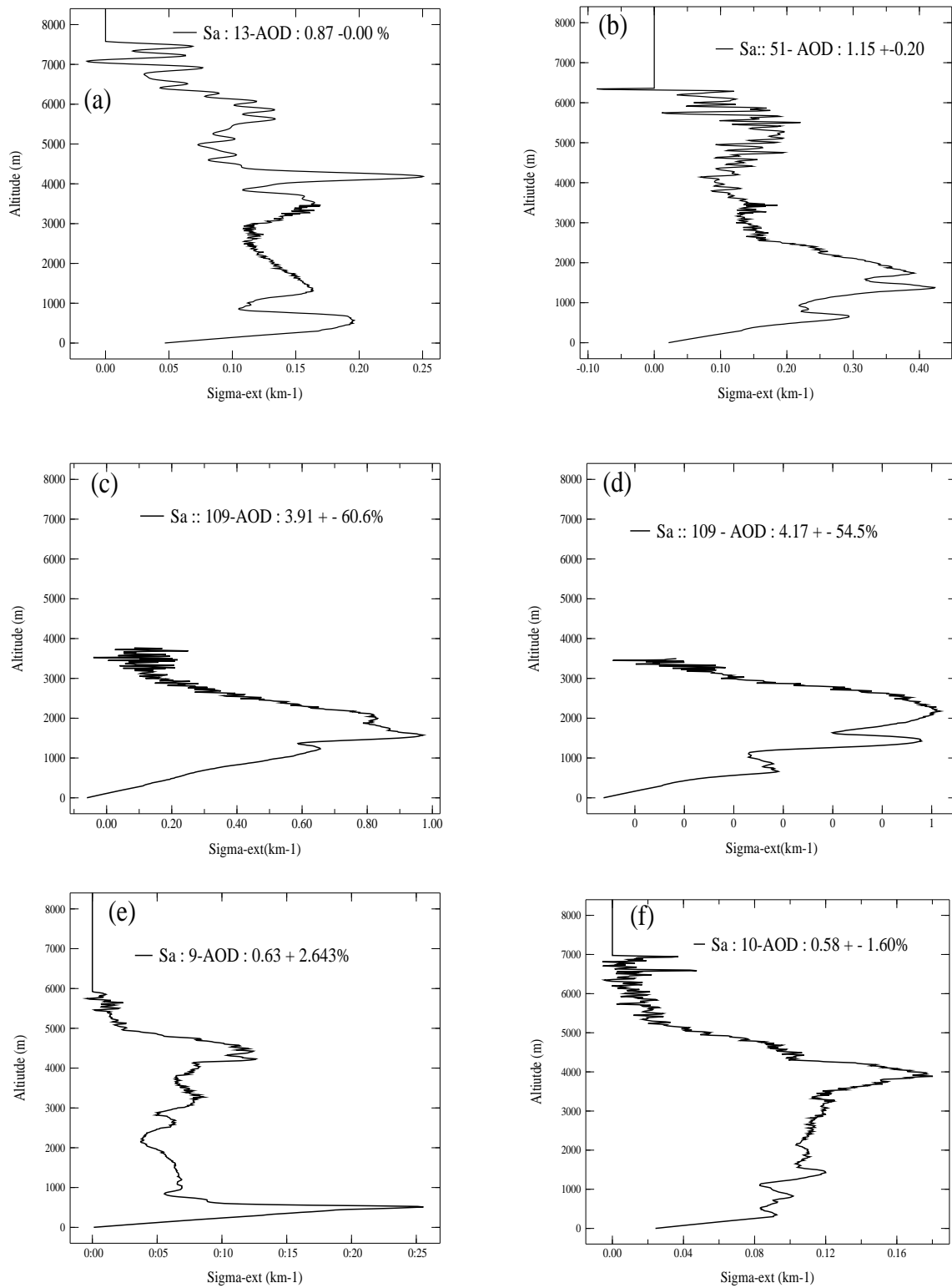
**Figure 6.13 – Coefficient de rétrodiffusion atténué à 523 nm mesuré par le lidar positionné à Mbour (Sénégal) le 7 juillet 2010. L'axe des abscisses représente l'heure en UTC et l'axe des ordonnées la hauteur de l'atmosphère en km.**

profils. Le pourcentage en haut de chaque figure correspond à l'erreur entre l'épaisseur optique AERONET et celle recalculée à partir des profils lidar. Pour une inversion correcte, cet écart est en générale inférieur à 4% (Mortier, communication personnelle).

Les profils du 6 juillet (voir Fig 6.14-a-b) sont en bon accord avec la mesure photométrique. On note une épaisseur de 0.87 à 11h02mn et 1.15 à 18h15mn. Les erreurs relatives correspondantes sont respectivement de 0% à 11h02mn et 0.20% à 18h15mn. Sur ces profils, on signale une extinction assez importante dans la SAL et même dans les basses couches.

Par contre les inversions du 7 juillet (voir Fig 6.14-b-c) sont à écarter. L'erreur par rapport à la mesure est très importante (erreur  $\approx 60\%$ ). On constate sur ces figures que, toute l'atmosphère n'est pas prise en compte. Pour cette journée, la couche d'aérosols dans la SAL est tellement importante (opaque) que le laser du lidar n'arrive pas à la transpercer. L'altitude la plus haute atteinte par ce signal se situe autour de 3500 m, ce qui correspond à la base du panache de poussières. Cependant, on a aussi noté une importante quantité de poussière dans les basses couches.

Celles du 8 juillet 2010 (voir Fig 6.14-e-f) sont correctes et on note une nette concordance par rapport au photomètre. La diminution du rapport lidar dans l'après midi correspond à des particules plus grossières dans les basses couches.

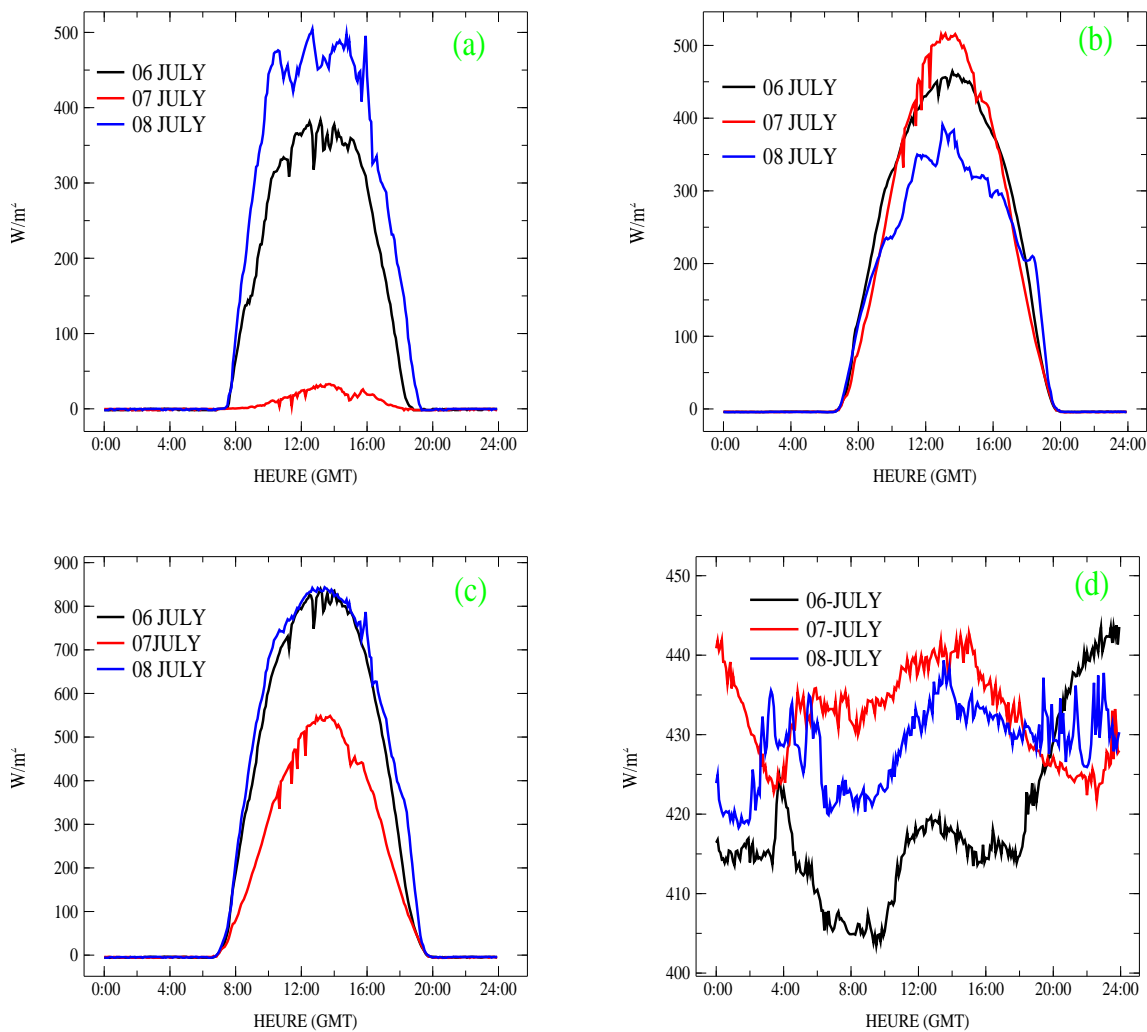


**Figure 6.14 – Coefficient d’extinction de l’aérosol en  $\text{km}^{-1}$  sur la station de Mbour le 6 (a et b), le 7 (c et d) et le 8 (e et f) juillet 2010 à 550 nm. Profils mesurés à 11h02mn (à gauche) et à 18h15mn (à droite).**

## 6.5 Impact de l'événement de SAL du 7 juillet sur l'environnement à Dakar

### 6.5.1 Le rayonnement

Pour déterminer l'impact de cet événement de SAL sur le rayonnement de surface (ondes courtes), nous représentons sur la figure 6.15 le rayonnement direct, diffus, total et infrarouge descendant (downwelling) pour les journées du 6 (avant l'événement), 7 (jour de l'événement) et du 8 (après l'événement) juillet 2010 à Dakar.

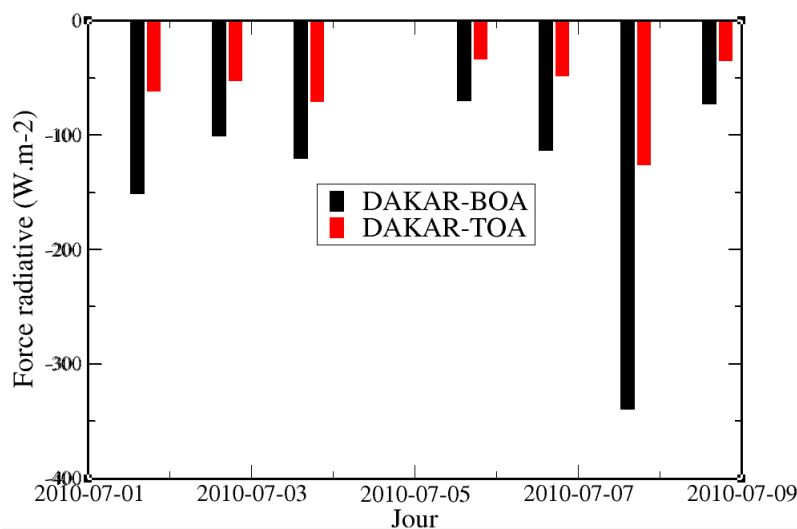


**Figure 6.15 – Variabilité diurne des flux de surface mesurés à Mbour les 6, 7 et 8 juillet 2010. (a) Rayonnement direct, (b) Irradiation diffuse, (c) Flux de surface total et (d) Rayonnement infrarouge. L'unité est en  $W.m^{-2}$ .**

Sur la figure 6.15-c, on note une diminution du rayonnement total d'environ  $300 \text{ W.m}^{-2}$  au cours de la tempête de poussière du 7 juillet par rapport au 6 et au 8 juillet. La réduction du rayonnement total est principalement due aux changements dans le rayonnement solaire direct normal ( Fig 6.15-a). Ce dernier a diminué de près de  $300 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport au 6 juillet et de  $400 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport au 8 juillet. Sur la figure 6.15-b, on voit que la réduction du rayonnement solaire direct normal est partiellement compensée par une augmentation du rayonnement diffus. Le 7 juillet le rayonnement diffus augmente respectivement de 100 et de  $200 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport au 6 et 8 juillet. Nous constatons également une augmentation du flux thermique qui débute au cours de la soirée du 6 juillet jusqu'au 7 juillet (voir Fig 6.15-d). L'augmentation du rayonnement IR (infrarouge) de 15 à  $40 \text{ W.m}^{-2}$  va entraîner un forçage de surface positif au cours de la nuit du 6-7 juillet. Toutefois, la diffusion du rayonnement vers l'espace a conduit à un important forçage au niveau de la surface pendant la journée du 7 juillet. Slingo et al. (2006) signalent une tendance semblable de l'évolution des flux de surface.

### 6.5.2 Le Forçage

Pour estimer le forçage dû à l'effet de cet événement au dessus de Dakar, nous utilisons les propriétés inversées par AERONET. La méthode d'estimation du forçage à partir des observations AERONET a été bien présentée dans Dubovik et al (2008). Elle permet d'obtenir un forçage à la surface (BOA) et au sommet de l'atmosphère (TOA). La figure 6.16 représente le forçage radiatif entre le 1<sup>er</sup> et le 8 juillet 2010 à Dakar.

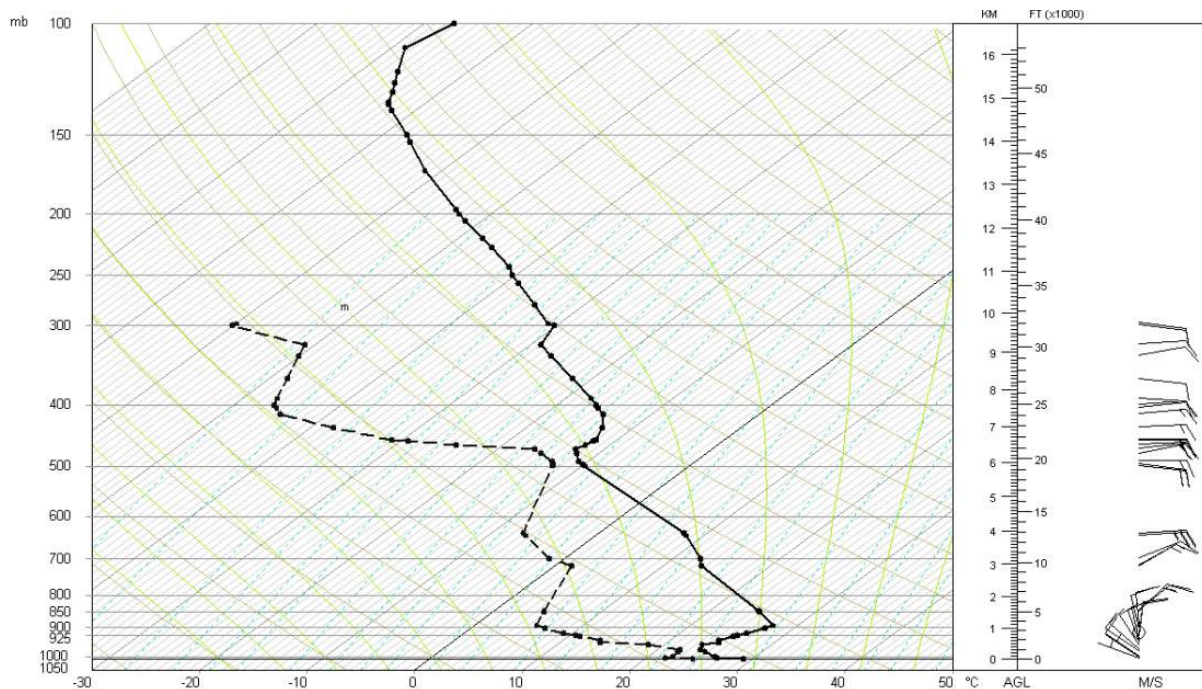


**Figure 6.16 – Forçage radiatif à partir des inversion AERONET au niveau la surface (BOA) et au sommet de l'atmosphère (TOA) entre le 1 et le 8 juillet à Dakar en  $\text{Wm}^{-2}$**

Ce forçage est partout négatif, ce qui indique une présence de particules diffusantes. De même que le refroidissement est plus important à la surface qu'au sommet de l'atmosphère. Le maximum de forçage est noté le 7 juillet avec une intensité qui atteint  $-339 \text{ W.m}^{-2}$  à la surface et  $-125 \text{ W.m}^{-2}$  au sommet de l'atmosphère. Le 7 juillet, le forçage à la surface a triplé alors qu'au sommet de l'atmosphère il a été multiplié par 2.5 par rapport aux autres journées.

### 6.5.3 Radiosondages du 6 et 7 Juillet

La figure 6.17 montre le radiosondage effectué à l'aéroport de Dakar le 6 juillet à 10 :00 UTC juste avant la présence de l'événement de poussières dans l'atmosphère dakaroise. Les courbes foncées (noires) représentent la température du point de rosée (à gauche) et la température (à droite). La vitesse et la direction du vent sont indiquées par les flèches à l'extrême droite de la figure par la barbule. Cette figure montre que le sommet de la couche limite se situe vers 950 hpa.

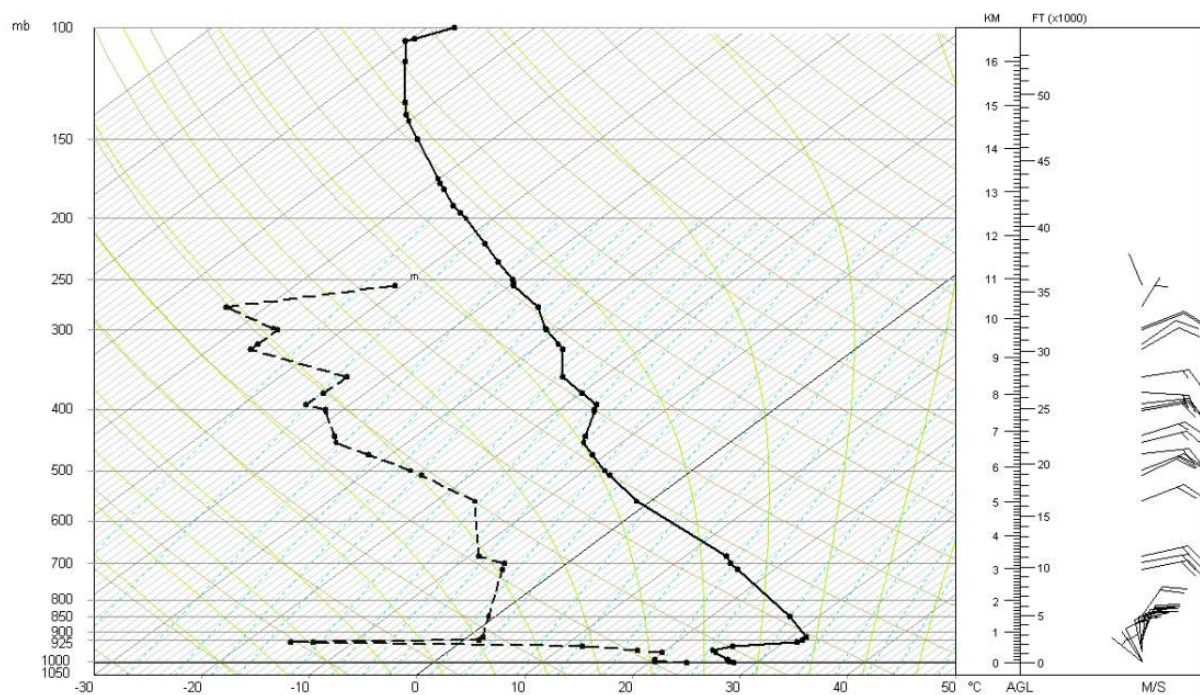


**Figure 6.17 – Radiosondage effectué à Dakar le 06 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température observée en °C. La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du sondage (Source : Univertiy of Wyoming).**

A cette altitude, la direction du vent s'inverse et les températures augmentent. Cela caractérise la SAL avec des températures plus ou moins sèches jusqu'à 500 hpa et une température du point de rosée assez constante (Crumeyroles, 2008). On remarquera aussi que le vent a une direction Nord-Est avec une vitesse souvent supérieures à  $30 \text{ ms}^{-1}$  dans la SAL. La température dans la SAL varie de  $18^\circ \text{ C}$  au sommet à  $34^\circ \text{ C}$  à la base de la SAL. La température du point de rosée est conséquente dans la SAL avec des valeurs comprises entre  $11$  et  $14^\circ \text{ C}$ .

La figure 6.18 illustre le radiosondage effectué le 6 juillet à 22 :00 UTC à Dakar. A cette heure, les premières masses d'air sec pénètrent dans l'atmosphère de Dakar. La hauteur de la

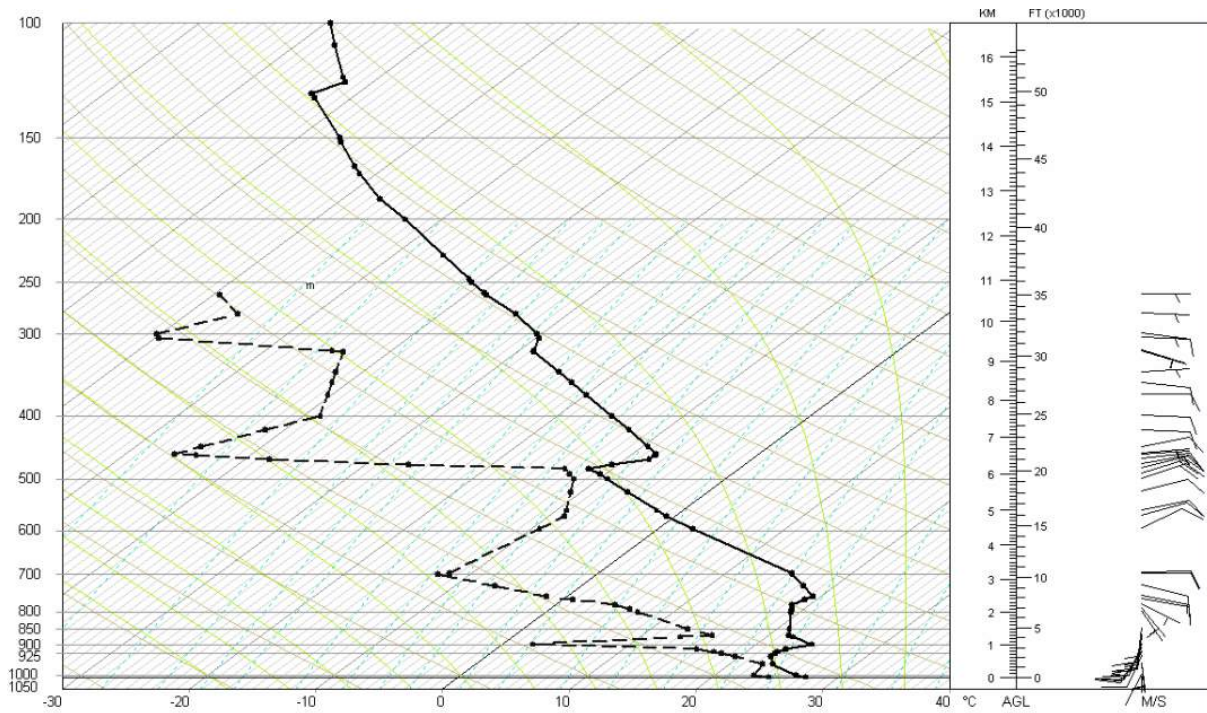
couche limite est toujours située autour de 920 hpa suivie de la couche de SAL. Si l'on compare



**Figure 6.18 – Radiosondage effectué à Dakar le 06 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température en °C. La force et la direction du vent sont données par les barbules à droite du sondage (Source : Univerty of Wyoming).**

cette figure à la précédente, on note d'abord une réduction de la hauteur de la SAL. Son sommet est maintenant situé à 550 hpa. La présence de grandes quantités de poussières dans la SAL engendre un écartement des deux courbes (la température de l'air et la température du point de rosée) par rapport au sondage précédent. Les températures augmentent dans la SAL et les températures du point de rosée diminuent par rapport à celui de 10 :00 UTC, ce qui entraîne un assèchement dans la SAL. Par rapport à la figure 6.17, la température à la base de la SAL augmente de 3 °C et celle au sommet de la SAL de 4 °C. La température de point de rosée est réduite de l'ordre de 8 °C entraînant une diminution de l'humidité relative. Les vents dans la SAL sont toujours orientés Nord-Est, mais plus intenses que précédemment.

La figure 6.19 représente le radiosondage du 7 juillet 2010 à 22 :00 UTC effectué après le passage de la couche de poussières au dessus de Dakar. On remarque toujours une stratification



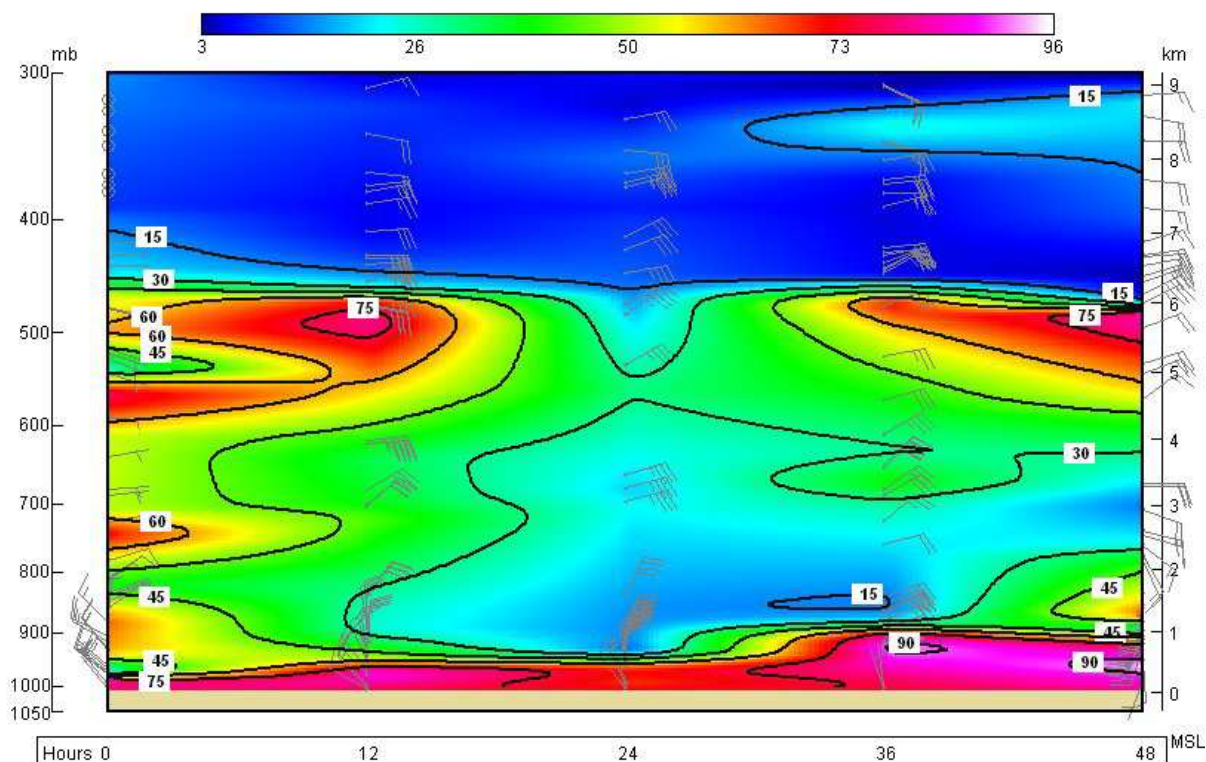
**Figure 6.19 – Radiosondage effectué à Dakar le 07 juillet 2010 à 22 :00 UTC. La courbe foncée à gauche représente la température du point de rosée et celle à droite représente la température en °C.**

de l'atmosphère composée par la couche limite et la couche de SAL. La hauteur de la couche limite est toujours située autour 950 hpa comme sur les figures précédentes. Comparativement au sondage effectué pendant l'événement, on note une augmentation de la hauteur de la SAL. Le sommet de la SAL est maintenant situé vers 500 hpa comme sur le sondage effectué avant l'événement. On note aussi une diminution de la température et une augmentation de la température de rosée. Le vent est toujours de direction Nord-Est, ce qui caractérise la SAL. On y constate également le rétablissement du flux de mousson dans les basses couches (vent Sud-Est) avec des vitesses assez conséquentes.

#### 6.5.4 Humidité relative

Sur le figure 6.20, nous présentons une coupe verticale de l'humide relative (en %) entre le 6 juillet à 00 :00 UTC et le 8 juillet à 00 :00 UTC.

Le "nuage" de poussière est situé vers le sommet de la couche de SAL, là où l'humidité relative est relativement élevée (50 à 80%) par rapport à la troposphère inférieur (voir Fig 6.20).



**Figure 6.20 – Coupe verticale de l'humidité relative entre le 6 juillet (00 :00 UTC) et le 8 juillet (00 :00 UTC) juillet 2010 au dessus de la ville de Dakar.**

Une brusque inversion de température à près de 6.5 km d'altitude s'est développée le 6 juillet à 12 :00. Cette figure montre que l'air sec commence à pénétrer au dessus du Sénégal vers 12 :00 UTC le juillet 6 vers 900 hPa et est resté en place pendant toute la période dans la basse troposphère (voir Fig 6.20). Une accélération de la vitesse du vent a été observée au cours des journées du 6 et 7 juillet sur ces mesures à 925 et à 600 hPa. L'humidité relative diminue dans cette couche de l'ordre de 50%.

La quantité de vapeur d'eau en cm mesurée par MICROTOPS et AERONET montre une réduction de la vapeur entre le 7 et 8 juillet. Le 7 juillet à 16 :00 UTC au moment de l'événement, l'instrument MICROTOPS II mesure 1.18 cm de vapeur alors que le lendemain à la même heure la vapeur dans la colonne valait 3.63. De même, AERONET a noté une réduction de la vapeur d'eau pendant la SAL. Il a enregistré une valeur de 2.9 cm pour le 7 juillet et 4.9 cm pour le 8 à 16 :00 UTC. Les différences entre les deux instruments sont dues à la différence des longueurs d'ondes utilisées.

## 6.6 Conclusion

Un événement important de SAL avec une émission de grandes quantités de poussières en provenance Sahara a été étudié. Il semble avoir été déclenché par déplacement thermique au dessus de l'Algérie (Tamanrasset) le 4 juillet et par une charge supplémentaire de poussière au dessus de la Mauritanie le 6 juillet. Les rétrotrajectoires indiquent que cette poussière a été soulevée au Sud de l'Algérie pour atteindre la SAL (4-5 km) au Sud de la Mauritanie (Nord du Sénégal) le 7 juillet vers 00 :00 UTC avant de se stabiliser au dessus de Dakar douze heures plutard. Cet événement est peut-être dû en partie au renforcement du mouvement thermique et des vents dans les basses couches. Les vents observés à Dakar près de 900 hPa ont dépassé 20 m/s le 7 juillet à 00 :00 UTC. D'importants changements dans le rayonnement de surface, l'AOT, l'humidité relative, la vitesse du vent et la stratification de la colonne atmosphérique ont été observés pendant cet événement. Les principaux effets de cet épisode de poussières sur le rayonnement mesuré en surface sont : une forte réduction du rayonnement direct, une augmentation significative du rayonnement diffus et une plus faible augmentation du flux infrarouge.

Les mesures quotidiennes d'épaisseur optique au Sénégal sur la période de 2006 à 2008 montrent peu d'événements qui ont des valeurs d'AOT supérieures à 2 (Leon et al., 2009). L'événement que nous avons présenté ici a une AOT d'un facteur de 1.5 à 2 plus grand que les tempêtes de poussière observées par Leon et al. (2009). En terme d'AOT, il constitue l'événement de SAL le plus élevé pendant l'été. Des valeurs élevées d'AOT (> 3) ont été signalées au cours d'une tempête de poussières au printemps 2006 sur le Niger (Tulet et al., 2008). La couche de poussière mi-troposphérique est visible également sur le profil lidar en juin avec un maximum d'extinction situé à 5.2 km. Cet événement montre aussi une similarité avec l'événement de SAL au cours de l'expérience SHADE (Saharan Dust Experiment) (Leon et al., 2003), où le 25 Septembre 2000 le lidar embarqué sur un avion a montré deux couche de poussières, avec la première couche près de 1 km et la deuxième couche entre 3 et 5 km (Leon et al., 2003). Les sondages du 25 septembre 2000 montrent également une structure similaire à celle du 7 juillet à Dakar avec une humidité relative élevée entre 5.4 km et une inversion de température de l'air très sec juste au-dessus de cette couche humide. Cependant, les valeurs d'AOT maximale observées pendant les 25 et 26 septembre 2000 était de 1.5 et 1.7 respectivement.

Un événement de SAL important tel que celui enregistré entre le 4 et le 8 juillet a la capacité de modifier le climat régional grâce à une réduction du rayonnement solaire total. En outre, une fois que cet événement de SAL s'introduit au dessus de l'Atlantique ; il pourrait réduire les températures de surface de la mer (TSM) et avec l'air sec, engendrer des vents forts et une meilleure stabilité, ce qui inhiberait le développement des cyclones tropicaux (Lau and Kim, 2007; Dunion and Velden, 2004; Evan et al., 2006).

Des mesures aéroportées récentes de la couche de SAL montrent des zones d'humidité renforcé et que les particules de poussières ont des propriétés hygroscopiques et peuvent servir de noyaux de condensation nuageuse (CCN) (Ismael and al., 2009; Twohy and al., 2009). Il est évo-

cateur d'une possible interaction microphysique aérosol-nuages, mais le manque d'échantillons aéroportés directs des aérosols et les propriétés des nuages pour ces types d'événements uniques font défaut pour le moment.

# Chapitre 7

## Conclusion et Perspectives

L'objectif de cette thèse a été d'évaluer l'impact des aérosols sur le climat au Sahel. Elle rentre dans le cadre de l'amélioration de notre compréhension du système de mousson en Afrique de l'Ouest. Nous avons focalisé cette étude sur les stations appartenant au réseau AERONET dans cette région et plus particulièrement sur le site pilote de Mbour au Sénégal. Elle s'est basée essentiellement sur des mesures au sol (AERONET, LIDAR, FLUXMETRE), satellitaires (MODIS, CALIOP, MISR), de radiosondage et des simulations. Le principal paramètre utilisé a été l'épaisseur optique de l'aérosol (AOT). Ce travail de thèse a permis de mettre en évidence un certains nombres de résultat intéressants :

La conclusion principale qui en ressort est une prédominance et une omniprésence des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest. Ces dernières interagissent avec le rayonnement incident ce qui entraînent des changements majeurs dans la colonne atmosphérique et à la surface. Les maxima en extinction sont notés entre mars et juin. La plupart de ces particules sont situées dans la Couche d'Air Saharienne (SAL) en été boréal (saison humide) et dans les basses couches en hiver boréal (saison sèche).

Le premier volet de cette thèse a donc porté sur la caractérisation intra-saisonnière des aérosols sur la période 2000-2010 avec les données AERONET. Les stations de Banizoumbou, Agoufou, Dakar et de Ouagadougou ont été utilisé dans celui-ci. La saison des poussières s'étend de mars à juin alors celle des particules mixtes (mélange particules désertiques et de feux de biomasse) est située entre novembre et février (hiver). Les maxima en extinction sont notés au printemps (MAM) et en été (JJA) avec deux pics en mars et en juin. La plupart de ces aérosols ont un rayon de  $2.5 \mu\text{m}$ , un albédo de simple diffusion de 0.91 et un coefficient d'Angström inférieur à 0.4. Entre novembre et février, on note une prolifération des aérosols de feux biomasse, ce qui entraîne une hausse de l'absorption (diminution de l'albédo). Ensuite nous avons évalué le forçage radiatif (ondes courtes) associé aux aérosols. On a aussi montré que, les maxima en concentrations d'aérosols correspondent au maximum de refroidissement. La région Ouest Afri-

caine est caractérisée par un forçage moyen annuel de l'ordre de  $-60 \text{ W/m}^2$  par jour. Entre mars et juin (saison des poussières désertiques), il est de l'ordre de  $-90 \text{ W/m}^2$  par jour à la surface et de  $-15 \text{ W/m}^2$  par jour au sommet de l'atmosphère. Pendant la saison des aérosols mixtes, on a noté une réduction du refroidissement qui est favorisée par le forçage positif provoqué par les particules de feux de biomasse et par une diminution des quantités de poussières.

Ensuite, nous avons aussi utilisé le modèle climatique régional RegCM3 pour des simulations dans des conditions avec et sans effet des poussières désertiques, afin d'estimer leur impact sur les paramètres climatiques. D'abord le modèle a été assez bien validé par les mesures AERONET, Lidar et satellitaires. Les maxima en extinction sont notés en juin pour les stations côtière (Dakar, Cap-Vert) et en mars pour les stations les plus continentales (Banizoumbou, Agoufou). Le modèle détecte les panaches de poussières désertiques dans la Couche d'Air Saharienne entre 790 (2 km) et 400 hpa (7 km). Cependant, il a du mal à représenter celles situées dans les basses couches notamment pour les couches inférieures à 2 km. La cause principale de cette anomalie s'explique par un défaut dans la modélisation de la sédimentation et du transport des aérosols à ces niveaux. Comme sur AERONET, le forçage radiatif simulé montre un refroidissement sur toute la région avec des maxima pendant la saison de mousson. Il est dû à l'effet d'atténuation du rayonnement incident par la couche de poussières. Le refroidissement est plus important sur les stations côtières qu'à l'intérieure du continent. L'effet semi-direct a été mise évidence pendant la saison humide vers  $15^\circ\text{N}$  avec la création d'un gradient de température entre le sommet de la couche jusqu'à la surface. L'effet indirect des poussières s'est traduit par une diminution des précipitations sur toutes les stations de l'ordre de  $-0.7 \text{ mm/jour}$  en saison humide. Le zoom journalier autour du 9 mars 2006 a montré qu'une AOT de 2 favorisait un refroidissement de l'ordre de  $-2.4^\circ\text{K}$  à Banizoumbou.

Après, nous avons étudié l'impact des aérosols sur le potentiel d'énergie solaire disponible en 2006 à Mbour (Sénégal). D'abord on a caractérisé le potentiel et par la suite comparé avec l'AOT. L'utilisation d'un fluxmètre solaire équipé d'un suiveur automatique (Sun Tracker) a permis de disposer de la mesure du direct normal. Le montant annuel du potentiel global sur plan horizontal est de  $5.9 \text{ kW.h / m}^2/\text{jour}$  alors que celui direct normal est de  $4.1 \text{ kW.h / m}^2/\text{jour}$ . Ces derniers sont plus favorables en saison sèche qu'en saison humide. L'utilisation des données du photomètre installé sur ce même site a montré de manière qualitative, que le rayonnement évoluait considérablement en fonction des quantités d'aérosols. Elle a aussi confirmé la prédominance de particules désertiques. Leur augmentation entraînent d'une part une diminution du direct normal et d'autres part d'une hausse du potentiel diffus. Cependant, les quantités de poussières varient lentement avec global du fait de la conversion de l'extinction. La distribution fréquentielle journalière de l'épaisseur optique des aérosols a permis de classifier les journées en fonction de leur degré de pollution. La valeur la plus fréquente en AOT sur ce site est situé autour de 0.2 à 870 nm. L'étude de l'impact des aérosols sur le potentiel a montré qu'à l'échelle journalière et saisonnière qu'ils influaient considérablement sur ce dernier entre une journée claire et une fortement polluée. Pendant l'hiver la différence entre une journée claire et une autre polluée par les aérosols est de l'ordre  $2.74 \text{ kW.h / m}^2/\text{jour}$  pour le potentiel direct normal soit plus de 80%.

Le dernier paragraphe est une étude de cas consacré à l'observation de la Couche d'Air Saharienne (SAL) pendant un événement de poussières intense jamais étudié jusqu'ici survenu les 6 et 7 juillet 2006 à Dakar (Sénégal). Il s'est déclenché le 4 juillet au sud de l'Algérie vers la station de Tamanrasset et s'est propagé avec un mouvement cyclonique vers l'Ouest et une intensification thermique qui atteindra la ville de Dakar trois jours plus tard. Les modèles ont montré un apport supplémentaire de poussières le 6 juillet au dessus de la Mauritanie, ce qui l'a renforcé. Le 7 juillet, on a enregistré une AOT 3.5 et une taille de particule de l'ordre de  $2.5 \mu\text{m}$  à Dakar. L'altimétrie par Lidar a montré que la couche de poussières est située dans la SAL avec un maximum d'extinction autour de 4 km. Les principaux effets de cet événement se sont manifestés par une forte réduction du rayonnement direct et une augmentation du diffus. Cependant, le rayonnement infrarouge a légèrement augmenté grâce aux faibles propriétés d'absorption de ces particules. Le 7 juillet 2010, le refroidissement au sommet et à la surface a triplé par rapport aux jours précédents. Il a atteint  $-339 \text{ W.m}^{-2}$  à la surface et  $-125 \text{ W.m}^{-2}$  au sommet de l'atmosphère pendant cet événement. L'analyse des radiosondages montre une augmentation de la température dans la SAL et une diminution de la température de rosée. De même que, l'humidité relative a diminué de 50% à Dakar pendant le passage de la couche de poussières.

Ce travail ouvre la voie à plusieurs perspectives :

Une des perspectives de ce travail est d'adopter une caractérisation plus globale grâce aux mesures satellitaires. Cela donnera lieu à des développements d'algorithmes d'inversions des aérosols au dessus du Sahel. Pour mieux représenter l'aérosol dans sa globalité, il serait intéressant d'inclure les autres types d'aérosols dans les modèles régionaux. La physique du transport des particules et de leur sédimentation dans les basses couches doit être prise en compte dans RegCM4 ou RegCM5. Le cas SAL étudié offre désormais des perspectives pour une étude d'impact des poussières désertiques sur les processus de convection et sur la microphysique des noyaux de condensations au Sahel.

Une autre des perspectives est l'utilisation du potentiel d'énergie solaire pour une meilleure dimensionnement des applications en énergie solaire. Le potentiel global servira de support pour le photovoltaïque alors que le direct sera utilisé pour les applications de type concentrateur solaire. Cependant pour avoir une meilleure caractérisation de ce potentiel, il faudra une étude temporelle et spatiale à plus grande échelle.

Au cours de cette thèse, nous avons participé à plusieurs campagnes de mesures. Tout d'abord, en collaboration avec le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (France), on a effectué deux campagnes aéroportées avec le polarimètre MICROPOL dans le nord de la France pour améliorer la caractérisation des aérosols au dessus des surfaces océaniques et continentales. Ces données ont abouti au développement d'algorithmes d'inversions au dessus de ces différents types de surfaces. Ensuite durant les été 2010 et 2011, nous avons coopéré avec l'université de Howard (USA) dans le cadre de campagnes de radiosondages (ozone-sondages) à l'aéroport de Dakar (Sénégal) pour l'étude des Ondes d'Est Africaine qui naissent sur les côtes Ouest Africaines et l'impact des poussières sur le profil de l'ozone. Les résultats de ces campagnes sont détaillés dans les annexes.



## **Annexe A**

### **Annexe A : Publications scientifiques au cours de la thèse**

## Liste des publications

- [1] **Drame Mamadou**, G. Jenkins, M. Camara, and M. Robjhon: "Observations and Simulation of Saharan Air Layer event with a mid-tropospheric dust layer at Dakar, Senegal 6-7, July 2010", **J. Geophys. Res.**, 116, D21204, doi:10.1029/2011JD016368, 2011.
- [2] **Mamadou Drame**, Dr. Ould Bilal Boudy, Dr. Sambou Vincent , Prof. Gaye Amadou : "Impacts of aerosols on available solar energy at Mbour, Senegal", **J. Renewable Sustainable Energy** 4, 013105 (2012); doi: 10.1063/1.3682078, 2012.
- [3] **Mamadou Simina Drame**, M. Camara and A. Gaye: "Intra-Seasonal Variability of Aerosols and Their Radiative Impacts on Sahel Climate during the Period 2000-2010 Using AERONET Data", **International Journal of Geosciences**, Vol. 4 No. 1A, 2013, pp. 267-273. doi: 10.4236/ijg.2013.41A024.
- [4] **Mamadou Simina Drame**, Moctar Camara and Amadou T. Gaye: "Simulation de l'impact des aérosols sur le rayonnement solaire diurne au Sénégal", **La Météorologique**, page 51-57, 2012.
- [5] Gregory Jenkins, Miliaritiana Robjhon , Belay Demoz , William Stockwell , Seydi Ndiaye , **Mamadou S. Drame**, Moussa Gueye , Jonathan Smith , Yaitza Luna-Cruz , Jonathan Clark , Jalisa Holt , Casey Paulin , Ashley Brickhouse , Aneese Williams , Ajamu Abdullah , Ashford Reyes , Luis Mendes , Adriel Valentine , Moctar Camara: "Multi-site tropospheric ozone measurements across the north Tropical Atlantic during the summer of 2010", **Atmospheric Environment** 70 (2013) 131-48
- [6] Jean-François LEON, **Mamadou Simina Dramé**, Olivier Hagolle, Mbaye Diop and I. Chiapello: "Particulate Matter in the Atmosphere of Dakar, Senegal", **Planet Action annual report. 2011**
- [7] Moctar Camara, **Mamadou Dramé** et Boudy Ould Bilal: "Variabilité intra-saisonnière des aérosols en relation avec le potentiel d'énergie solaire à Mbour, Sénégal", **ScienceLib Editions Mersenne**: Volume 4 , N ° 120113, ISSN 2111-4706, 2012.

## Communications scientifiques

- [1] **Mamadou S. Drame**, G. Jenkins, A. Gaye, M. diop, and D. Badiane: "Anomalous 2012 Summer Season conditions measured over Dakar Senegal", **93rd American Meteorological Society Annual Meeting**
- [2] Gregory Jenkins, M. Gueye and **M. Drame** : "Lightning NOX (LNOX) enhancement of ozone mixing ratios in the Middle and Upper Troposphere of Senegal", **93rd American Meteorological Society Annual Meeting**
- [3] Gregory Jenkins, and S. Ndiaye, M. Gueye, **M. Drame**, M. Robjhon, A. Reyes, and A. Valentine: "Tropospheric Ozone Variability Associated with Easterly Waves and Tropical Cyclones in the Western Atlantic": **92nd American Meteorological Society Annual Meeting (January 22-26, 2012)**.
- [4] **Dramé Mamadou**, Camara, M. and G. Jenkins: "Environmental changes associated with a Saharan Air Layer dust event with a mid-tropospheric dust cloud at Dakar, Senegal", **Workshop on Aerosol Impact in the Environment: from Air Pollution to Climate Change, Trieste, Italy**, 8th August – 12th August 2011.
- [5] Jean-francois Leon, **Dramé Mamadou Simina** and I Chiapello: "Satellite remote sensing of particulate matter in the atmosphere of Dakar, Senegal", 4th AMMA **International Conference**, Toulouse, France, pp 498-499, July 2012.
- [6] **Mamadou Simina Drame**, Amadou Thierno Gaye, and Moctar Camara: "The regional climate model (RegCM3) simulation of dust impact on Sahel climate during 2006" , **4th AMMA International Conference, Toulouse , France**, pp 422-423, July 2012.

# Bibliographie

- Ackerman, A., Toon, O., Taylor, J., Johnson, D., Hobbs, P., and Ferek, R. (2000). Effects of aerosols on cloud albedo : Evaluation of twomey's parameterization of cloud susceptibility using measurements of ship tracks. *J. Atmos. Sci.*, 57 :684–2695 doi :10.1175/1520–0469.
- Ackerman, A. S., Kirkpatrick, M. P., Stevens, D. E., and Toown, O. B. (2004). The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, 432 :1014–1017.
- Ackerman, S. A. (1989). Using the radiative temperature difference at 3.7 and 11 micron dust outbreaks. *Remote Sens. Environ*, 27 :129–133.
- Ackerman, S. A. (1997). Remote sensing aerosols using satellite infrared observations. *J. Geophys. Res*, 102 :17069–17079.
- Ackerman, S. A. and al (1998). Discriminating clear-sky from clouds with modis. *J. Geophys. Res*, 103 :32141–32158.
- Aissani, O. and Mokhnache (2008). Application de la télédétection pour étudier l'effet des aérosols atmosphériques sur le rayonnement solaire global. *Revue des Energies Renouvelables*, 11 :65–73.
- Aitken, J. (1980). On dust fogs and clouds. *Royal Soc. Edinburgh*, pages 337–368.
- Albrecht, B. A. (1989). Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245 :1227–1230.
- Alfaro, S. and Gomes, L. (2001). Modeling mineral aerosol production by wind erosion : emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J. Geophys. Res*, 106 :18075–18084.
- Andreae, M. (1991). Biomass burning : Its history, use and distribution and its impact on environmental quality and global climate. in : J.s. levine (ed.) global biomass burning : Atmospheric. *Climatic and Biospheric Implications*, page 3.

- Andreae, M., Chapuis, A., Cros, B., Fontan, J., Helas, G., Justice, C., Kaufman, Y., Minga, A., and Nganga, D. (1992). Ozone and aitken nuclei over equatorial africa : Airborne observations during decafe 88. *J. Geophys. Res*, 97, :6137–6148.
- Andreae, M. O. (1995). Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. in : World survey of. *Future Climates of the World*, A. Henderson-Sellers (Ed) Elsevier, Amsterdam, 16 :341–392.
- Andreae, M. O. and Gelencser, A. (2006). Black carbon or brown carbon ? the nature of light absorbing carbonaceous aerosols. *Atmos. Chem. Phys*, 6 :3131–3148.
- Assamoi, E. and Liousse, C. (2010). Focus on the impact of two wheel vehicles on african combustion aerosols emissions. *Atmospheric Environment*, 44 :3985–3996.
- Bach, W. (1976). Global air pollution and climatic change. *Rev. Geophys*, 4 :429–474.
- Bonfils, C. N., Noblet, D., Braconnot, P., and Joussaume, S. (2001). Hot desert albedo and climate change : Mid-holocene monsoon in north africa. *J. Climate*, 14 :3724–3737.
- Bou Karam, D., Flamant, C., Knippertz, P., Reitebuch, O., Pelon, J., Chong, M., and Dabas, A. (2008). Dust emissions over the sahel associated with the west african monsoon intertropical discontinuity region : a representative case-study. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 134 : :621–634.
- Bréon, F. M., Tanre., D., Leconte., P., and Herman., M. (1995). Polarized reflectance of bare soils and vegetation measurement and models. *IEEE Trans. Geosci. Remote. Sens*, 33 :487–499.
- Burpee, R. W. (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north africa. *J. Atmos. Sci*, 29 :77–90.
- Cairns, B., Travis, L. D., and Russell, E. E. (1997). An analysis of polarization : Ground-based upward looking and aircraft/satellite-based downward looking measurement. *Proc. SPIE*, 3220 :103–114.
- Cakmur, R., Miller, R., and Torres, O. (2004). Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res*, 109 :D07201.
- Camara, M., Jenkins, G., and Konare, A. (2010). Impacts of dust on west african climate during 2005 and 2006. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, 10 :3053–3086.
- Carlson, T. and Prospero, J. (1972). The large scale movements of saharan air outbreaks over the northern equatorial atlantic,. *J. Appl. Meteorol*, 11 :283–297.
- Cavaleri, O., Di-Donfrancesco, G., Cairo, F., Fierli, F., Snels, M., Viterbini, M., Cardillo, F., Chatenet, B., Formenti, P., Marticorena, B., and Rajot, J. L. (2011). The amma lidar network for aerosol characterization in west africa. *International Journal of Remote Sensing*, page (in press).

- Chaabane, M., Masmoudi, M., and Medhioub, M. (2004). Determination of linke turbidity factor from solar radiation measurement in northern tunisia. *Renewable Energy*, 29 :2065–2076.
- Chameides, W., Yu, H., Liu, S., Bergin, M., Zhou, X., Mearns, L., Wang, G., Luo, C., huang, Y., Steiner, A., and Giorgi, F. (1999). Case study of effect of atmospheric aerosols and regional haze on agriculture : an opportunity to enhance crop yields in china through emission controls. *Proceeding of National Academy of Sciences*, 26 :13626–13633.
- Charlson, R. J., Schwartz, S. E., Hales, J. M., Cess, R. D., Coakley, J. A., Hansen, J. E., and Hofmann, D. J. (1992). Climate forcing by anthropogenic aerosols. *Science*, 255 :423–430.
- Charney, J. (1975). Dynamics of deserts and droughts in the sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101 :193–202.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Chatenet, B., Bousquet, P., Dulac, F., and Soares, E. S. (1997). Origins of african dust transported over the northeastern tropical atlantic. *Journal of Geophysical Research*, 102 :701–709.
- Chiapello, I., Bergametti, G., Gomes, L., Chatenet, B., Duac, F., Pimenta, J., and Soares, E. S. (1995). An additional low layer transport of sahelien annd saharan dust over the north-eastern tropical atlantic. *Geophys. Res. Lett*, 22 :3191–3194.
- Chou, C. and Neelin, J. D. (2003). Mechanisms limiting the northward extent of the northern summer monsoons over north america claim m.-p. etude de la composante organique de l'asol atmosphque. chimie. chamb, universit chamb, 1995. *J. Climate*, 16 :406–424.
- Cook, K. H. (1999). Generation of the african easterly jet and its role in determining west african precipitation. *J. Climate*, 12 :1165–1184.
- Coudé-Gaussen, G. (1984). Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires. *Bull. Centre Rech. Explor Product*, 8 :167–182.
- Crumeyroille, S., Tulet, P., Garcia-Carreras, L., Flamant, C., Parker, D. J., Matsuki, A., Schwarzenboeck, A., Formenti, P., and L, L. G. (2010). Transport of dust particles rom the bodélé region to the monsoon layer : Amma case study of the 9-14 june 2006 period. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, 10 :5051–5090.
- Crumeyroilles, S. (2008). *Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols : Analyse de deux cas d'étude durant la campagne AMMA*. PhD thesis, UNIVERSITÉ TOULOUSE III -PAUL SABATIER.
- Cuesta, J., JH, M., DJ, P., and C, F. (2009). Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the west saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmospheric Science Letters*, 10 :34–42, DOI : 10.1002/asl.207.
- Dai, A. P. J. L., Trenberth, K. E., Hulme, M., Jones, P. D., and Xie, P. (2004). The recent sahel drought is real. *Int. J. Climatol*, 24 :1323–1331.

- D'Almeida, G. (1986). A model for saharan dust transport. *J. Clim. Appl. Meteor*, 25 :903–916.
- D'Almeida, G. A. (1987). On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res*, 92 :3017–3026.
- D'Almeida, G. A. and Schutz., L. (1983). Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the sahara. *J Clim Appl Meteorol*, 22 :233–243.
- Delmas, R., Megie, G., Peuch, V. H., and Brasseur, G. P. (2005). *Physique et chimie de l'atmosph. Echelles*.
- Derimian, E., Leon, J.-F., Dubovik, O., Chiapello, I., Tanre, D., Sinyuk, A., Auriol, F., Podvin, T., Brogniez, G., and Holben, B. N. (2008). Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over mbour, senegal. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D00C09, doi :10.1029/2008JD009904.
- Deschamps, P., Bréon, F., Leroy, M., Podaire, P., Bricaud, A., Buriez, J., and Sève, G. (1994). The polder mission : Instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 32 :598–615.
- Deuzé, J. L. (1993). Analysis of the polder (polarization and directionality of earth's reflectance) airborne observations over land surfaces. *Remote Sens. Environ*, 45 :137–154.
- Deuzé, J. L., Bréon, F. M., Devaux, C., Goloub, P., Herman, M., Lafrance, B., Maignan, F., Marchand, A., Nadal, F., Perry, G., and Tanré, D. (2001). Remote sensing of aerosols over land surfaces from polder-adeos-1 polarized measurements. *J. Geophys. Res*, 106 :4913–4926.
- Deuzé, J. L. a. (2000). Estimate of the aerosol properties over ocean with polder. *J. Geophys. Res.*, 105 :15321–15365.
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, P. J. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the near community climate model. *Tech. rep. National Center for Atmospheric Research*.
- Diner, D., Beckert, J. C., Reilly, T. H., J. C., Bruegge, and Conel, J. E. (1998). Multiangle imaging spectroradiometer (misr) instrument description and experiment overview, *ieee trans. geosci. Remote Sens.*, 36(4) :1072–1087.
- Drame, M., Jenkins, G. S., Camara, M., and Robjhon, M. (2011). Observations and simulation of a saharan air layer event with a midtropospheric dust layer at dakar, senegal, 6-7 july 2010. *J. Geophys. Res*, 116 :D21204 doi :10.1029/2011JD016368.
- Dramé, M. S. (2006). Caractérisation des aerosols sur la zone de mousson en afrique. Master's thesis, Université des sciences et technologies de Lille (France).
- Dubovik, O. and al. (2001). Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.*, 59 :590–608.

- Dubovik, O. and King, M. (2000). A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurement. *J. Geophys. Res.*, 105 :20673–20696.
- Dubovik, O., Sinyuk, A., Lapyonok, T., Holben, B. N., Mishchenko, M., Yang, P., Eck, T. F., Volten, H., Munoz, O., Veihelmann, B., van der Zander, Sorokin, M., and Slutsker, I. (2006). Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust. *J. Geophys. Res.*, in prep.
- Dubuisson, P., Buriez, J. C., and Fouquart, Y. (1996). High spectral resolution solar radiative transfer in absorbing and scattering media : Application to the satellite simulation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 55(1) doi :10.1016/0022-4073(95)00134-4 :103–126.
- Dubuisson, P., Dessailly, D., Vesperini, M., and Frouin, R. (2004). Water vapor retrieval over ocean using near-infrared radiometry. *J. Geophys. Res.*, 109 D19106 :doi :10.1029/2004JD004516.
- Dubuisson, P., Roger, J. C., Mallet, M., and Dubovik, O. (2006). A code to compute the direct solar radiative forcing : Application to anthropogenic aerosols during the escompte experiment in irs 2004. current problems in atmospheric radiation. *edited by H. Fischer and B.-J. Sohn*, A. Deepak, Hampton, Va :127–130.
- Dunion, J. P. and Marron, C. S. (2008). A reexamination of the jordan mean tropical sounding based on awareness of the saharan air layer : Results from 2002. *J. Climate*, 21 :5242–5253.
- Dunion, J. P. and Velden, C. S. (2004). The impact of the saharan air layer on atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85 :353–365.
- Eltahir, E. and Gong, C. (1996). Dynamics of wet and dry years in west africa. *J. Climate*, 9 :1030–1042.
- Engelstaedter, S. and Washington, R. (2007). Atmospheric controls on the annual cycle of north african dust. *J. of Geo. Res.*, 112, D03103 :doi :10.1029/2006JD007195.
- European, C. (2005). European commission directorate c environment and health, baseline scenarios for the clean air for europe (cafe) programme. Technical report, Final report, International Institute for Applied Systems Analysis (IIASA), 90 pages.
- Evan, A. T., Dunion, J. P., Foley, J. A., Heidinger, A. K., and Velden, C. S. (2006). New evidence for a relationship between atlantic tropical cyclone activity and african dust outbreaks. *Geophys. Res. Lett.*, 33 :doi :10.1029/ 3032006GL026408.
- Flamant, C., Lavaysse, C., Todd, M. C., Chaboureaud, J.-P., and Pelon, J. (2009). Multi-platform observations of a representative springtime case of bodele and sudan dust emission, transport and scavenging over west africa. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 135(639) :413–430.

- Folland, C. K., Palmer, T. N., and Parker, E. D. (1986). Sahel rainfall and worldwide sea temperatures 1901-1985. *Nature*, 320 :251–254.
- Fontaine, B. and Janicot, S. (1996). Sea surface temperature fields associated with west african rainfall anomaly types. *J. Climate*, 9 :2935–2940.
- Food and Organisation, A. (1997). L'économie mondiale du sorgho et du mil : faits tendances et perspectives rome (fao). *International Crops Research Institute for the Semi-Arid Tropics (Icrisat) In*, pages 1–68.
- Formenti, P., Elbert, W., Maenhaut, W., Haywood, J. M., and Andreae, M. O. (2003). Chemical composition of mineral dust aerosol during the saharan dust. experiment (shade) airborne campaign in the cape verde region, september 2000. in press. *J. Geophys. Res.*, 108(D18) :doi :10.1029/2002JD002648.
- Fouquart, Y., Bonnel, B., Roquai, M. C., Santer, R., and Cerf, A. (1987). Observations of saharan aerosols : Results of eclats field experiment, i : Optical thicknesses and aerosol size distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 26 :28–37.
- Gadgil, S. (2003.). The indian monsoon and its variability,. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 31 :429–467.
- Gerard, B. (2006). *Synergie des capteurs POLDER et MODIS pour la teledetection des aerosols tropospherique. Altimétrie des aérosols au dessus des continents*. PhD thesis, Université des sciences et technologies de Lille (France).
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J., Holben, B., Dubovik., O., and Lin, S. J. (2001). Sources and distributions of aerosols simulated with the gcart model,. *J. Geophys. Res.*, 106 :255–273.
- Giorgi, F., Bates, G. T., and Nieman, S. J. (1993a). The multi-year surface climatology of a regional atmospheric model over the western united states. *J. Climate*, 6 :75–95.
- Giorgi, F., Marinucci, M. R., and Bates, G. T. (1993b). Development of a second generation regional climate model (regcm2) i : Boundary layer and radiative transfer processes. *Mon. Wea. Rev.*, 121 :2794–2813.
- Gong, S. L., Zhang, X. Y., Zhao, T. L., McKendry, I. G., Jaffe, D. A., and Lu, N. M. (2003). Characterization of soil dust aerosol in china and its transport and distribution during 2001 ace-asia : model simulation and validation. *J. Geophys. Res.*, 108(D9), 4262 :doi :10.1029/2002JD002633.
- Goudie, A. S. and Middleton, N. J. (2001). Saharan dust storms : nature and consequences. *Earth-Science Reviews*, 56 :179–204.
- Grams, G. W., Blifford, I. H., Gillette, D. A., and Russell, P. B. (1974). Complex index of refraction of airborne soil particles. *J. Appl. Meteorol.*, 13 :459–471.

- Grell, G. A., Dudhia, J., and Stauffer, D. R. (1994). Description of the fifth generation penn state/ncar mesoscale model (mm5). *Tech. Rep. TN-398+STR, NCAR, Boulder, Colorado*, page 121.
- Grini, A., Myhre, G., Zender, C. S., and Isaksen, I. S. A. (2005). Model simulations of dust sources and transport in the global atmosphere : Effects of soil erodibility and wind speed variability,. *J. Geophys. Res*, 110, D02205,.
- Halley, E. (1686). A historical review of the trades winds,. *Philos. Trans. R. Soc. London*, 39 :58–62.
- Hamilton, R. and Archobold, J. (1945). Meteorology of nigeria and adjacent territory. *Quart.J.Roy.Meteor.Soc*, 71 :231–265.
- Hansen, J. E., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., and Oinas, V. (2000). Global warming in the twenty-first century : An alternative scenario. *Proc. Natl. Sci. U.S.A*, 97 :9875–9880.
- Hao, W. M., Liu, M. H., and Crutzen, P. J. (1990). Estimates of annual and regional releases of co2 and other trace gases to the atmosphere from fires in the tropics, based on fao statistics. *FAO*.
- Haywood, J., Osborne, S., Francis, P., Keil, A., Formenti, P., Andrea, M., and Kaye, P. (2003). The mean physical and optical properties if regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from c-130 aircraft during safari 2000. *J. Geophys. Res*, 108 :8473, doi :10.1029/2002JD002687.
- Haywood, J., Pelon, J., Formenti, P., and al. (2008). Overview of the dust and biomass burning experiment and african monsoon multidisciplinary analysis special observing period-0. *J. Geophys. Res*, 113, D00C11 :doi :10.1029/2008JD010077.
- Herman, J. R., Barthia, P., Torres, O., Hsu, C., Seftor, C., and Celarier, E. (1997). Global distribution of uv-absorbing aerosol from nimbus-7 toms data. *J. Geophys. Res*, 16911-16922 :102.
- Holben, B., Eck, T., Sluster, I., Tanre, D., Buis, J., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J., Kaufman, Y., Nakajima, T., F. L., Jankoviak, I., and Smirnov, Z. (1998). Aeronet-a federated instrument network and data archive for aerosol characterisation. *Rem. Sen. Environ*, 66 :1–16.
- Holben, B., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., de Castle, J. V., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Karneli, N. A., O'Neill, N., Pietras, C., Pinker, Voss, K., and Zibordi, G. (2001). n emerging ground-based aerosol climatology : Aerosol optical depth fromaeronet. *J.Geophys. Res*, 106 :12067–12097.
- Hsu, N., Herman, J., and Weaver, C. (2000). Determination of radiative forcing of saharan dust using combined toms and erbe. *J. Geophys. Res*, 105 :20649–20661.
- Hua, C. and Lin, J. (2003). An on-line mppt algorithm for rapidly changing illuminations of solar arrays. *Renewable Energy*, 28 N7 :1129–1142.

- IPCC (2001). Intergovernmental panel of climate change. *Climate Change 2007 : The Scientific Basis*.
- IPCC (2007). Intergovernmental panel of climate change. *Climate Change 2007 : The Scientific Basis*.
- Ismael, S. and al. (2009). Lase measurements of water vapor, aerosols and cloud. distributions in saharan air layers and tropical disturbances. *Atmos. Sci J.*, 67 :1026–1047.
- Jacovides, C. P., Kaskaoutis, D. G., Tymvios, F. S., and Asimakopoulos, D. N. (2004). Data bank application of spctral2 parametric model in estimating spectral solar irradiances over polluted athens atmosphere. *Renewable Energy*, 29.
- Jankowiak, I. and Tanre, D. (1992). Satellite climatology of saharan dust outbreaks : method and preliminary resultss. *J. Clinr*, 5 :646–656.
- Jenkins, G. S., Gaye, A. T., and Sylla, M. B. (2005). Late 20th century attribution of drying trends in the sahel from the regional climate model (regcm3). *Geophys. Res. Lett*, 32, L22705 :doi :10.1029/2005GL024225, 2005.
- Jenkins, G. S., Robjhon, M., Demoz, B., Stockwell, W., Ndiaye, S., Drame, M., Gueye, M., Smith, J., Luna-Cruz, Y., Clark, J., Holt, J., Paulin, C., Brickhouse, A., Williams, A., Abdullah, A., Reyes, A., Mendes, L., Valentine, A., and Camara, M. (2011). Multi-site tropospheric ozone measurements across the north tropical atlantic during the summer of 2010. *Journal of Geophysical Research*, submitted.
- Jenkins, G. S. A. and Heymsfield, P. A. (2008). Possible linkages between saharan dust and tropical cyclone rain band invigoration in eastern atlantic during namma06. *Geophys. Res. Lett*, 35.
- Johnson, B. T., Osborne, S. R., Haywood, J. M., and Harrison, M. A. J. (2008). Aircraft measurements of biomass burning aerosols over west africa during dabex. *Journal of Geophysical Research*, 113 : D00C06 :DOI : 10.1029/2007JD009451.
- Joussaume, S. (1990). Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 95 :1909–1941.
- Junge, C. (1958). Atmospheric chemistry. *Advances in Geophysics*.
- Kacenenbogen, M. (2008). *Application de la teledetection spatiale pour la surveillance de la pollution atmosphérique*. PhD thesis, Universite des sciences et technologies de Lille (France).
- Kalnay, E. and al. (1996.). The ncep/ncar 40 year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor.*, 77 :437–471.b.

- Karyampudi, V. M., Palm, S. P., Reagen, J. A., Fang, H., Grant, W. B., Hoff, R. M., Moulin, C., Pierce, H. F., Torres, O., Browell, E. V., and Melfi, S. H. (1999). Validation of the saharan dust plume conceptual model using lidar, meteosat, and ecmwf data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80 :1045–1075.
- Kaufman, Y. and Fraser, R. (1997). Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate. *Science*, 277 :1636–1639.
- Kaufman, Y. and Sendra, C. (1988). Algorithmes for atmospheric corrections. *Int. J. Rem. Sens*, 9 :1357–1381.
- Kaufman, Y. J., Koren, I., Remer, L. A., D. Tanré, D., Ginoux, P., and Fan, S. (2005). Dust transport and deposition observed from the terra-moderate resolution imaging spectroradiometer (modis) spacecraft over the atlantic ocean. *J. Geophys. Res*, 110 :doi :10.1029/2003JD004436.
- Key, J. R. (2002). *Streamer User's Guide*. University of Colorado.
- Kiehl, J. T., Hack, J. J., Bonan, G. B., Boville, B. A., Breigleb, B. P., D. Williamson, and Rasch, P. (1996). Description of the ncar community climate model (ccm3). *Tech. Rep. CAR/TN-420+STR, National Center for Atmospheric Research*.
- Kirchstetter, T. W., Novakov, T., and Hobbs, P. V. (2004). Evidence that the spectral dependence of light absorption by aerosols is affected by organic carbon. *J. Geophys. Res*, 109 :D21208, doi :10.1029/2004JD004999.
- Klaassen, C., Amdur, D., and Mary, O. (1986). Casarette and doull's toxicology. *The basic science of poisons, third Edition, editors Doulls, John, Macmillan publishing Company, New york*.
- Klett, J. D. (1981). Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Applied Optics*, 20 :211–220.
- Konaré, A., Zakey, A. S., Solmon, F., Giorgi, F., Rauscher, S., Ibrah, S., and Bi, X. (2008). A regional climate modelling study of the effects of desert dust on the west african monsoon. *J. Geophys. Res*, 113, D12206 :doi :10.1029/2007JD009322.
- Koster, R. D. and al (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitations. *Science*, 114(5687) :1138–1140.
- Lafore, J.-P., Flamant, C., Guichard, F., J. Parker, D., Bouniol, D., Fink, A. H., Giraud, V., Gosset, M., Hall, N., Holler, H., Jones, S. C., Protat, A., Roca, R., Roux, F., Said, F., and Thorncroft, C. (2011). Progress in understanding of weather systems in west africa. *Atmospheric Science Letters*, 12 :7–2, DOI : 10.1002/asl.335.
- Lamb, P. (1983). West african water variations between recent contrasting subsaharan droughts. *Tellus*, A35 :198–212.

- Lamb, P. and Pepler, R. (1992). Further case studies of tropical atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-saharan drought. *J. Climate*, 5 :476–488.
- Lau, K. M. and Kim, K. M. (2007). Cooling of the atlantic by saharan dust. *Geophys. Res. Lett*, 34 :doi :10.1029/2007GL031538.
- Le Barbe, L., Lebel, T., and Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in west africa during the years 1950-90. *J. Climate*, 15 :187–202.
- Lebel, T., Delclaux, F., Barbé, L. L., and Polcher, J. (2000). From gcm scales to hydrological scales : Rainfall variability in west africa. *Stoch. Env. Res. Risk Ass*, 14 :275–295.
- Leenders, J., Boxel, J., and Sterk, G. (2007). The effect of single vegetation elements on wind speed and sediment transport in the sahelian zone of burkina faso. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 10 :1454–1474, doi : 10.1002/esp.1452.
- Legrand, M. (1989). The potencial of infrared satellite data for the retrieval of saharan dust optical depth over africa. *J. Appl. Meteorol*, 28 :309–318.
- Legrand, M., Desbois, M., and Vovor, K. (1988). Satellite detection of saharan dust. *Optimized imaging during nighttime*, 1 :256–264.
- Legrand, M., Fattori, A. P., and N'doume, C. (2001). Satellite detection of dust using the ir imagery of meteosat. part 1 : the infrared difference dust index. *J. Geophys Res.*, 106 :18251–18274.
- Leon, J. F., Derimian, Y., Chiapello, I., Tanre, D., Podvin, T., Chatenet, B., Diallo, A., and Deroo, C. (2009). Aerosol vertical distribution and optical properties over mbour (16.96 w, 14.39 n), senegal from 200 to 2008. *Atmos. Chem. Phys*, 9 :9249–9261.
- Leon, J. F., Tanre, D., Pelon, J., Kaufman, Y. J., Haywood, J. M., and Chatenet, B. (2003). Profiling of a saharan dust outbreak based on a synergy between active and passive remote sensing. *J. Geophys. Res*, 108 :doi :10.1029/2002JD002774.
- Li-Jones, X. and Prospero, J. M. (1998). Variations in the size distribution of non-sea-salt sulfate aerosol in the marine boundary layer at barbados : Impact of african dust. *J. Geophys. Res*, 103 :16 073–16 084.
- Lindesay, J., Andreae, M., Goldammer, J., Harris, G., Annegarn, H., Garstang, M., Scholes, R., and Wilgen., B. (1996). International geosphere-biosphere programme/international global atmospheric chemistry safari-92 field experiment : Background and overview. *Journal of geophysical research*, 101(D19) : 23 :521–23,530,.
- Liousse, B., Guillaume, J. M., Gregoire, M., Mallet, C., Galy, V., Pont, A., Akpo, M., Bedou, P., Castera, L., Dungall, E., Gardrat, C., Granier, A., Konare, F., Malavelle, A., Mariscal, A., Mieville, R., Rosset, D., Sera, F., Solmon, F., Tummon, E., Assamoi, V., Yoboue, P., and Velthoven, V. (2010). Updated african biomass burning emission inventories in the framework of

- the amma-idaf program, with an evaluation of combustion aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :7347–7382.
- Luo, C., Mahowald, N., and del Corral, J. (2003). Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport and distribution. *J. Geophys. Res*, 108 :D15, 4447,10.1029/2003JD0003483.
- Mahowald, N., Luo, C., del Corral, J., and Zender, C. (2003). Interannual variability in atmospheric mineral aerosols from a 22-year model simulation and observational data. *J. Geophys. Res*, 108 (D12) :10.1029/2002JD002821.
- Malavelle, F., Mallet, M., Pont, V., Liousse, C., and Solmon, F. (2011). Long-term simulations (2001-2006) of biomass burning and mineral dust optical properties over west africa : Comparaison with new satellite retrivals. *Atmos. Chem. Phys*, 11 :28587–28626.
- Marshall, J. H., Parker, D. J., Grams, C. M., Taylor, C. M., and Haywood, J. M. (2008). Uplift of saharan dust south of the intertropical discontinuity. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D21102, DOI :10.1029/2008JD009844.
- Martcorena, B. and Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle : 1. design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res*, 100 :16,415–16,430.
- Martcorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traore, S., Coulibaly, M. M., Diallo, A., Kone, I., Maman, A., NDiaye, T., and Zakou, A. A. (2010). Temporal variability of mineral dust content over west africa : analyses of a pluriannual monitoring from the amma sahelian dust transect. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 :8899–8915.
- Martcorena, B., Haywood, J., Coe, H., Formenti, P., Liousse, C., Mallet, M., and Pelon, J. (2011). Tropospheric aerosols over west africa : highlights from the amma international program. *Atmospheric Science Letters*, 12 :19–23.
- Martinez-Lozano, J. A., Utrilas, P. P., and TENA, F. (1995). Spectral solar irradiance in the range 300-1100 nm measured at valencia, spain. *Renewable Energy*, 6 :997–1003.
- Martonchick, J. and Diner, D. (1992). Retrieval of aerosol optical properties from multi-angle satellite imagery. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens*, 30 :223–230.
- McConnell, C. L., Highwood, E. J., Coe, H., Formenti, P., Anderson, B., Osborne, S., Nava, S., Desboeufs, K., Chen, G., and Harrison, M. A. J. (2008). Seasonal variations of the physical and optical characteristics of saharan dust : results from the dust outflow and deposition to the ocean (dodo) experiment. *Journal of Geophysical Research*, 113 : D14S05 :DOI :10.1029/2007JD009606.
- McCormick, R. and Ludwig, H. (1967). Climate modification by atmospheric aerorols. *Science*, 156 :1358–1359.

- Meigs, P. (1953). World distribution of arid and semi arid homoclimates, in reviews of res. on arid zone hydrology. *UNESCO*, pages 203–209.
- Miller, R. and Tegen, I. (1998). A gcm study on the interannual variability of soil dust aerosol. *J. Geophys. Res*, 103 :25975–25995.
- Mishchenko, M. I., Travis, D., and Mackowski, D. W. (1996). T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles. *J. Quant Spectrosc Radiat. transfer*, 55 :535–575.
- Mory, M. and al. (2001). Design, calibration and performance of microtops ii handheld ozone monitor and sun photometer. *J. Geophys. Res*, 108 :14573–14582.
- Myhre, G., Grini, A., Haywood, J. M., Stordal, F., Chatenet, B., Tanr., Sundet, J. K., and Isaksen (2003). Modeling the radiative impact of the mineral dust during the saharan dust experiment (shade) campaign. *J. Geophys. Res*, 108(D18) :8579.
- Nadal, F. and Bréon, F. (1999). Parameterization of surface polarized reflectances derived from polder spaceborne measurements. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 37 :1709–1719.
- Nakajima, T., , and Tanaka, M. (1988). Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 40(1) :51–69 doi :10.1016/0022–4073(88)90031–3.
- NASA (2008). Surface meteorology and solar energy, a renewable energy resource web site (release 6.0) sponsored by nasa’s earth science enterprise program. <http://eos-web.larc.nasa.gov/sse>.
- Nemmar, A., Hoet, P. H., Dibsdale, D., Vermeylen, J., Hoylaerts, M. F., and Nemery, B. (2003). Diesel exhaust particles in lung acutely enhance experimental peripheral thrombosis. *Circulation*, 107 :1202–1208.
- Nicholson, S. (1981). Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in west africa. *Mon. Wea. Rev*, 109 :2191–2208.
- Nicholson, S. E., Some, B., and Kone, B. (2000). An analysis of recent rainfall conditions in west africa, including the rainy seasons of the 1997 el nino and the 1998 la nina years. *J. Clim*, 13 :2628– 2640.
- Nickovic, S. and Dobricic, S. (1996). A model for long-range transport of desert dust. *Mon. Wea. Rev*, 124 :2537–2544.
- NTchayi, G. M., Bertrand, J., Legrand, M., and Baudet, J. (1994). Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout west africa over the last thirty years. *Annales Geophysicae*, 12 :265–273.
- Pal, J. S., Small, E. E., and Eltahir, E. A. B. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets : Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm, ,. *J. Geophys. Res. Atmospheres*.

- Parker, D., Thorncroft, C., Burton, R., and A. Diongue-Niang (2005). Analysis of the african easterly jet, using aircraft observations from the jet2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 :1461–1482.
- Pelon, J., Mallet, M., Mariscal, A., Goloub, P., Tanre, D., Bou-Karam, D., Flamant, C., Haywood, J. M., Pospichal, B., and Victori, S. (2008). Microlidar observations of biomass burning aerosol over djougou (benin) during african monsoon multidisciplinary analysis. *Journal of Geophysical Research*, 113 :D00C18, DOI : 10.1029/2008JD009976.
- Petit, R. H., Legrand, M., Jankoviak, I., Molinié, J., Mansot, J.-L., Marion, G., and de Beauville, C. A. (2004). Transport of saharan dust over the caribbean island. study of an event. *J. Geophys. Res.*, 110.
- Peyrille, P. (2006). Etude idise la mousson ouest-africaine rtir d'un mod numque bi-dimensionnel. Master's thesis, Universitl Sabatier Toulouse III.
- Plumb, A. R. and Hou, A. Y. (1992). The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing : Threshold behavior. *J. Atm. Sciences*, 49 :1790–1799.
- Polcher, J., Parker, D. J., Gaye, A., Diedhiou, A., Eymard, L., Fierli, F., Genesio, L., Hoeller, H., Janicot, S., Lafore, J.-P., Karambiri, H., Lebel, T., Redelsperger, J.-L., Reeves, C. E., Ruti, P., Sandholt, I., and Thorncroft, C. (2011). Amma's contribution to the evolution of prediction and decision-making systems for west africa. *Atmospheric Science Letters*, 12 : 2-6 :DOI : 10.1002/asl.320.
- Prospero, J. M. and Carlson, T. N. (1972). Vertical and areal distribution of saharan dust over the western equatorial north atlantic ocean. *J. Geophys. Res.*, 77 :5255–5265.
- Prospero, J. M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S. E., and Gill, T. E. (2002). 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, 1002, :doi :10.1029/2000RG000095.
- Prospero, J. M., Glaccum, R. A., and Nees, R. T. (1981). Atmospheric transpor of soil dust from africa to south america. *Nature*, 289 :570–572.
- Prospero, J. M. and Lamb, P. J. (2003). African droughts and dust transport to the caribbean : Climate change implications. [www.sciencemag.org/cgi/content/full/302/5647/1024/](http://www.sciencemag.org/cgi/content/full/302/5647/1024/).
- Rao, L. S. and McClain, P. (1989). Remote sensing of aerosols over oceans using avhrr data : Theory, practice and applications. *int. J. Remote Sens*, 10 :743–749.
- Raut, J.-C. and Chazette, P. (2008). Radiative budget in the presence of multi-layered aerosol structures in the framework of amma sop-0. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8 :6839–6864.
- Redelsperger, J. and al. (2002). Le livre blanc. [http ://amma.mediasfrance.org/france/index](http://amma.mediasfrance.org/france/index).

- Redelsperger, J., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D., and Polcher, J. (2006). African monsoon multidisciplinary analysis : An international project and field campaign. *Bul American Met Soc*, 8 :1739–1746.
- Reeves, C., Formenti, P., Afif, C., Ancellet, G., Attie, J.-L., Bechara, J., Borbon, A., Cairo, F., Coe, H., Crumeyrolle, S., Fierli, F., Flamant, C., Gomes, L., Hamburger, T., Lambert, C., Law, K., Mari, C., Matsuki, A., Methven, J., Mills, G., Minikin, A., Murphy, J., Nielsen, J., Oram, D., Parker, D., Richter, A., Schlager, H., Schwarzenboeck, A., and Thouret, V. (2010). Chemical and aerosol characterisation of the troposphere over west africa during the monsoon period as part of amma, chemical and aerosol characterisation of the troposphere over west africa during the monsoon period as part of amma. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussion*, 10 :7575–7601.
- Remer, L. A. and al (2002). Validation of modis aerosol retrieval over ocean. *Geophys. Res. Lett*, 29(12), 8008 :doi : 10.1029/2001RG000095.
- Roehrig, R. (2010). *Variabilite intrasainni de la Mousson Africaine : Caraterisation et Modelisation*. PhD thesis, Universite PARIS-EST.
- Rondeaux, G. and Herman, M. (1991). Polarization of light reflected by crop canopies. *Rem. Sens. Environ*, 38 :63–75.
- Rudolph, J., Khedim, A., and Bonsang., B. (1992). Light hydrocarbons in the tropospheric boundary layer over tropical africa. *J. Geophys. Res*, 97 :6181–6186.
- Ruellan, S., Cachier, H., Gaudichet, A., Masclet, P., and Lacaux, J.-P. (1999). Airborne aerosols over central africa during the experiment for regional sources and sinks of oxidants (expresso). *J. Geophys. Res.*, 104 :30,673–30,690.
- Salomonson, V. and al (1989). Advanced facility instrument for studies of the earth as a system. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 27 :145–153.
- Schutz, L., Jaenicke, R., and Pietrek, H. (1981). Saharan dust over north atlantic ocean. in pewe, t.l. eds, desert dust : Origin, characteric and effect on man. *Geological Society of America Special Paper*, 186 :87–100.
- Semazzi, F., Burns, B., Lin, N., and Schemm, J. (1996). A mcg study of teleconnections between the continental climate of africa and global sea surface temperatures anomalies. *J. Climate*, 9(10) :2480–2497.
- Semazzi, F. and Sun, L. (1997). The role of orography in determining the sahelian climate. *Int. J. Climatol*, 17 :581–596.
- Shao, Y. (2001). A model for mineral dust emission. *J. Geophys. Res*, 106 :1588 20,239–20,254.
- Shao, Y. (2004). Simplification of a dust emission scheme and comparison with data. *J. Geophysical. Res*, 109 :(D10202, doi : 10.1029/2003JD004372).

- Slingo, A., Ackerman, T. P., Allan, R. P., Kassianov, E. I., McFarlane, S. A., Robinson, G. J., Barnard, C., Miller, M. A., Harries, J. E., Russell, J. E., and Dewitte, S. (2006). Observations of the impact of a major saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophys. Res. Lett.*, 33 :0.1029/2006GL027869.
- Song, C. H. and Carmichael, G. R. (2001). A three dimensional modelling investigation of the evolution processes of dust and sea-salt particles in east asia. *J. Geophys. Res.*, 103 :18131–18154.
- Stamnes, K., Tsay, S. C., Wiscombe, W., and Jayaweera, K. (1988). Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative-transfer in multiple-scattering and emitting layered media. *Appl. Opt.*, 27(12) :2502–2509.
- Steiner, A. and Chameides, W. (2005). Aerosol-induced thermal effect increase modeled terrestrial photosynthesis and transpiration. *Tellus*, 57B :404–411.
- Stephens, G. L. and al (2002). The cloudsat mission and the a-train. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83 :1771–1790.
- Sultan, B. and Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the itcz over west africa. *Geophys. Res. Letter*, 27,20 :3353–3356.
- Sultan, B. and Janicot, S. (2003). The west african monsoon dynamics. part ii : The pre-onset and the onset of the summer monsoon. *J. Climate*, 16 :3407–3427.
- Swap, R., Garstang, M., and Greco, S. (1992). Saharan dust in the amazon bassin. *Tellus*, 44B :133–149.
- Swap, R., Ulanski, S., Cobbett, M., and Garstang, M. (1996). Temporal and spatial characteristics of saharan dust outbreaks. *J. Geophys. Res.*, 101(D2) 4205-4220 :doi :10.1029/95JD03236.
- Sylla, M. B. (2007). Effect of desert dust on the west african climate. Master's thesis, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics.
- Tanré, D., Haywood, J., Pelon, J., Leon, J.-F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E. J., and Myhre, G. (2003). Measurement and modeling of saharan dust radiative impact : Overview of the saharan dust experiment (shade). *J. Geophys. Res.*, 108(D18) :8574 doi :10.1029/2002JD003273.
- Tanré, D. Y. J. k., Holben, B. N., and Dubovik, O. (2001). Climatology of dust derived from remotely sensed data in solar spectrum. *J Geophysical research*, 106.
- Taylor, C. and Lebel, T. (1998). servational evidence of persistent convective scale rainfall patterns. *Monthly Weather Rev.*, 126 :1597–1607.
- Tegen, I. and Fung, I. (1994). Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.*, 100 :18707–18726.

- Tegen, I., Harrison, S. P., Kohfeld, K., Prentice, I. C., Coe, M., and Heimann, M. (2002). Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol : Results from a model study. *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4576.
- Thorncroft, C. D. and Blackburn, M. (1999). Maintenance of the african easterly jet quart. *J. of Roy. Met. Soc.*, 555 :763–786.
- Tulet, P., Mallet, M., Pont, V., Pelon, J., and Boone, A. (2008). The 7-13 march 2006 dust storm over west africa : Generation, transport and vertical stratification. *J. Geophys. Res.*, 113.
- Tummon, F., F, S., C, L., and M., T. (2010). Simulation of the climatic impacts of the natural aerosol loading over southern africa during the biomass burning season using regcm3. *Journal of Geophysical Research*, 2010115 :D19206, DOI : 10.1029/2009JD 013738.
- Twohy, C. H. and al. (2009). Saharan dust particles nucleate droplets in eastern atlantic clouds. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :doi :10.1029/2008GL035846.
- Twomey, S. (1974). Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8 :1251–1256.
- Twomey, S. A., Piepgrass, M., and Wolfe, T. L. (1984). An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo. *Tellus*, 36B :356–366.
- Tyson, P., Odala, E., Schultze, R., and Vogel, C. (2002). Regional change linkages : Southern africa. in : Global-regional linkages in the earth system. *IBGP Series*, pages 3–73.
- Utrillas, M. P., Bosca, J. V., Martinez-Lozano, J. A., Canada, J., Tena, F., and Pinazo, J. M. (1998). A comparative study of spctral2 and smarts2 parameterized models based on spectral irradiance measurements at valencia, spain. *Solar Energy*, 63 :161–171.
- Verge-Depre, G. (2007). *Teledetection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au dessus de l'Afrique à partir de MSG/SEVIRI*. PhD thesis, Université des ANTILLES et la GUYANE.
- Walsh, J. J. and Steidinger, K. A. (2001). Saharan dust and florida red tides : The cyanophyte connection. *J. Geophys. Res.*, 106 :597–612.
- Wang, G. and Eltahir, E. A. B. (2000). Biosphere-atmosphere interactions over west africa. ii : Multiple climate equilibria. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 126 :126–11280.
- Waquet, F. (2006). *Apport de l'information multispectrale (0.49-2.2 micron) et polarisée pour la caractérisation des aérosols*. PhD thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille (France).
- Whitby, K. (1978). The physical characteristics of sulphur aerosols. *Atmos. Env.*, 12 :135–159.

- William, M. F., Grey., R. J., North, P., LosSietse, O., and Mitchell, R. M. (2006). Aerosol optical depth and land surface reflectance from multiangle aatsr measurements : Global validation and intersensor comparisons. *IEEE TRANSACTIONS ON GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING*, 44 :8.
- Zakey, A. S., Solmon, F., and Giorgi, F. (2006). Implementation and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmos. Chem. Phys. Discuss*, 6 :4687–4704.
- Zender, C. S., Newman, D., and Torres., O. (2003). Spatial heterogeneity in aeolian erodibility : Uniform, topographic, geomorphologic, and hydrologic hypotheses,. *J. Geophys. Res.*, 108(D17), 4543.
- Zheng, X. and Eltahir, E. A. B. (1998). The role of vegetation in the dynamics of west african monsoons. *J. Climate*, 11(8) :2078–2096.
- Zipser, E. and al (2009). The saharan air layer and the fate of african easterly waves. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90 :1137–1156.