HAL
open science

Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest

Ridha Guebsi

▶ **To cite this version:**

Ridha Guebsi. Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest. Climatologie. Université Paris Saclay (COmUE), 2017. Français. NNT : 2017SACLV019 . tel-01582153

HAL Id: tel-01582153

https://theses.hal.science/tel-01582153v1

Submitted on 5 Sep 2017

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

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

NNT : 2017SACLV019

THESE DE DOCTORAT
DE
L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY
PREPAREE AU
"LABORATOIRE ATMOSPHERES, MILIEUX, OBSERVATIONS SPATIALES (LATMOS)"

ECOLE DOCTORALE N° 129
Sciences de l'environnement d'Ile-de-France

Spécialité
Météorologie, Océanographies et Physique de l'environnement

Par

Mr.Ridha Guebsi

Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest

Thèse présentée et soutenue à Paris, le 24/05/2017:

Composition du Jury :

Mme Ciarletti Valérie	Professeur des universités (LATMOS), UMR 8190	Présidente
M. Leon Jean-François	Chargé de Recherche CNRS (LA), UMR 5560	Rapporteur
Mme Chiapello Isabelle	Chargé de Recherche CNRS (LOA), UMR 8518	Rapporteur
M. Pelon Jacques	Directeur de Recherche CNRS (LATMOS), UMR 8190	Examinateur
M. Cuesta Juan	Maître de conférences (LISA), CNRS UMR 7583	Examinateur
M. Flamant Cyrille	Directeur de Recherche CNRS (LATMOS), UMR 8190	Directeur de thèse
M. Lavaysse Christophe	Chargé de Recherche Institute for Environment and Sustainability (JRC)	Invité

Remerciements

Je tiens à adresser mes remerciements particuliers à mon directeur de thèse Cyrille Flamant pour m'avoir aidé, conseillé, guidé et finalement permis d'en arriver là aujourd'hui. Merci beaucoup.

Je tiens à remercier aussi Mme Isabelle CHIAPELLO et M. Jean-François LEON d'avoir accepté d'être rapporteur ainsi que Mme Valérie CIARLETTI, M. Jacques PELON, M. Juan CUESTA et M. Christophe LAVAYSSE pour leur présence dans le jury de ma soutenance.

Merci à Gillali pour les conseils et échangés que l'on a pu avoir au cours de la thèse.

Et merci aussi à toute l'équipe du LATMOS et de l'UVSQ.

Enfin merci à ma famille et mes proches pour leur soutien toujours important.

Je dédie ce travail à
mes très chers Elyes et Koussay pour leurs sacrifices et patience,
ma femme Sihem, mes parents,
mes frères et tout mes proches.

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences de l'environnement d'île-de-France (SEIF)

Titre : Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest

Mots clés : Vapeur d'eau, aérosols désertiques, dépression thermique, mousson

Résumé : Ce travail vise à améliorer notre compréhension de l'impact radiatif des aérosols et de la vapeur d'eau sur la dynamique de la dépression thermique saharienne (Saharan heat low, SHL) en utilisant une combinaison d'observations spatiales (MODIS, OMI et CALIOP) ainsi que le modèle de transfert radiatif STREAMER. La variabilité saisonnière moyenne de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) et du contenu intégré en vapeur d'eau (IWVC) sur le Sahara, moyenné sur les 11 dernières années, est bien corrélée avec l'évolution saisonnière du SHL. Après l'apparition de la SHL, l'IWVC augmente progressivement au dessus du Sahara tandis que l'AOD présente un maximum localisé en août, associé à la présence de systèmes convectifs profonds formant au-dessus des monts Hoggar.

Pour estimer l'impact radiatif saisonnier de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques, le modèle de transfert STREAMER a été utilisé pour calculer le budget radiatif mensuel net de mai à septembre. Des profils verticaux mensuels moyens de température et d'humidité obtenus à partir des analyses du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) et des profils de coefficients d'extinction dérivés de CALIOP sont utilisés comme paramètres d'entrée pour le calcul du modèle.

Nos travaux montrent que le forçage des aérosols dans le Sud-Ouest du massif de Hoggar domine le budget net radiatif de surface, tandis que la vapeur d'eau est le joueur le plus fort en termes de forçage en ondes longues LW. Le forçage en ondes courtes SW et longues LW associé aux aérosols et à la vapeur d'eau, respectivement, contribue au réchauffement de la basse troposphère sur le Sahara pendant l'été (lorsque le SHL est au-dessus du Sahara). A son tour, ce chauffage intensifie la circulation cyclonique du SHL conduisant ainsi à renforcer l'advection de la vapeur d'eau vers le Sahara.

Par conséquent, l'analyse des tendances décennales de la vapeur d'eau dans les tropiques et sous-tropiques est importante pour accroître la connaissance de la dynamique de la SHL, une caractéristique essentielle de la mousson ouest-africaine.

Par ailleurs et pour la première fois, nous montrons l'impact de la variabilité saisonnière de la mousson africaine associée à la modulation de la latitude du front intertropicale (FIT), du jet de basse couche (LLJ), du vent meridional et zonal, de l'intensité et la position de la dépression thermique saharienne et du jet d'est Africain (EAJ) sur le soulèvement de la poussière sur les deux périodes juin 2006 et juin 2011, correspondant respectivement aux campagnes AMMA et FENNEC.

Title: Radiative impact of aerosols and water vapor and contribution to the intensification of the Saharan Heat Low over West Africa.

Keywords : Water vapor, desertic aerosol, Saharan heat low, monsoon

Abstract : This work aims at enhancing our understanding of the radiative impact of aerosols and water vapor on the dynamics of the Saharan Heat Low (SHL) using a combination of space-borne observations (MODIS, OMI, CALIOP) and a radiative transfer model (STREAMER). The mean seasonal variability of aerosol optical depth (AOD) and integrated water vapor content (IWVC) over the Sahara, averaged over the last 11 years, is found to be well correlated with the seasonal evolution of the SHL. After the onset of the SHL, the IWVC is observed to increase steadily over the Sahara while the AOD exhibits a localized maximum during August associated with the presence of deep convective systems forming over the Hoggar Mountains.

To estimate the seasonal radiative impact of water vapor and desert aerosols, STREAMER was used to calculate the net monthly radiative budget from May to September. Average monthly temperature and humidity profiles obtained from the European center for medium range weather forecast (ECMWF) analyses and extinction coefficient profiles derived from CALIOP are used as input parameters for the model calculation.

Our work shows that the aerosols forcing in the shortwave (SW) dominates the net surface radiative budget, while water vapor is the strongest player in terms of longwave (LW) forcing. The SW and LW forcing associated with aerosols and water vapor, respectively, contribute to heating the lower troposphere over the Sahara during the summer (when the SHL is over the Sahara). In turn, this heating intensifies the cyclonic circulation of the SHL thereby leading to enhanced advection of water vapor towards the Sahara.

Hence, analyzing the decadal trends of water vapor in the Tropics and sub-Tropics is important to increase knowledge of the dynamics of the SHL, a pivotal feature of the West African Monsoon system.

For the first time we show the impact of the variability of the African monsoon associated with the modulation of the latitude of intertropical discontinuity (ITD), the Saharan Heat Low (SHL), the low level jet (LLJ) and African Easterly Jet (AEJ) on the uprising of dust during the periods of June 2006 and June 2011, corresponding to the AMMA and FENNEC field campaigns, respectively.

INTRODUCTION 8

CHAPITRE 1 : ELEMENTS CLE DU CLIMAT EN AFRIQUE DE L'OUEST.....14

1.1 Introduction.....15
1.2 Les principales caractéristiques de la Mousson Africaine.....15
1.2.1 Le flux de mousson.....15
1.2.2 Le Harmattan.....16
1.2.3 Le front intertropical..... 17
1.2.4 Le vent.....18
1.2.5 Le Jet d'Ouest Subtropical (JOST).....18
1.2.6 Le Jet d'Est Tropical (JET).....18
1.2.7 Le Jet d'Est Africain (JEA) 19
1.2.8 L'Air sec de moyenne troposphère 20
1.2.9 La convection.....20
1.2.10 La Dépression Thermique Saharienne (DTS).....20
1.3 Le désert du Sahara.....21
1.3.1 Les caractéristiques du Sahara.....21
1.3.2 Climat du Sahara.....23
1.4 Les aérosols désertiques.....23
1.4.1 Notions fondamentales..... 24
1.4.2 Distribution des aérosols..... 25
1.4.3 Zones sources.....27
1.4.4 Mécanisme de soulèvement.....31
1.4.4.1 Mouvement de reptation et de saltation.....33
1.4.4 .2Mécanisme de soulèvement.....35
1.4.5 Transport.....37
1.4.6 Dépôt.....38
1.5 Interactions des aérosols désertiques avec le rayonnement.....39
1.5.1 Propriétés physico-chimiques des aérosols en Afrique de l'Ouest 40
1.5.1.1 Granulométrie des aérosols.....40
1.5.1.2 Distribution en taille des aérosols désertiques.....40
1.5.2 Propriétés hygroscopiques 42
1.5.3 Propriétés géométriques et optiques.....42
1.5.3.1 L'épaisseur optique.....44
1.5.3.2 L'albédo de diffusion simple 45

1.5.3.3 Coefficient d'extinction.....49
1.5.3.4 Paramètres d'asymétrie.....49
1.5.3.5 Indice de réfraction des aérosols.....50
1.5.4 Forçage radiatif des aérosols désertiques.....53
1.5.4.1 Effet direct 56
1.5.4.2 Effet semi direct.....57
1.5.4.3 Effet indirect 57
1.5.4.4 Forçage radiatif.....58
1.6 La vapeur d'eau 61
1.6.1 Gradient vertical adiabatique de température pour l'air humide.....61
1.6.2 Le contenu intégré en vapeur d'eau.....62
1.6.3 L'humidité relative 63
1.7 Conclusion.....64

CHAPITRE 2 : MOYENS D'OBSERVATION ET DE MODELISATION DES VARIABLES PHYSIQUES ET DU BILAN RADIATIF.....65

2.1 Introduction.....66
2.2 Stratégie.....66
2.2.1 Methodologie.....66
2.2.2 Les projets AMMA et FENNEC.....67
2. 3 Observations spatiales.....68
2.3.1 OMI 68
2.3.2 SEVIRI.....69
2.3.3 MODIS.....71
2.3.4 CALIPSO.....71
2.4 Modélisation du cycle des aérosols minéraux, de la vapeur d'eau et du bilan radiatif par les modèles.....76

2.4.1 Présentation du modèle AROME ……76
2.4.2 Présentation du modèle STREAMER……78
2.5 Conclusion……79

CHAPITRE 3: IMPACT DE LA VAPEUR D'EAU ET DES AEROSOLS DESERTIQUES SUR LE BILAN RADIATIF EN AFRIQUE DE L'OUEST……81

3.1 Introduction……82
3.2 Principaux résultats……83
3.3 Conclusion……89
3.4 Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest. ……89
Article 1……90

CHAPITRE 4: INTERACTIONS DE LA MOUSSON AFRICAINE AVEC LES VARIABILITE CLIMATIQUE SUR LA REGION DE BODELEE……107

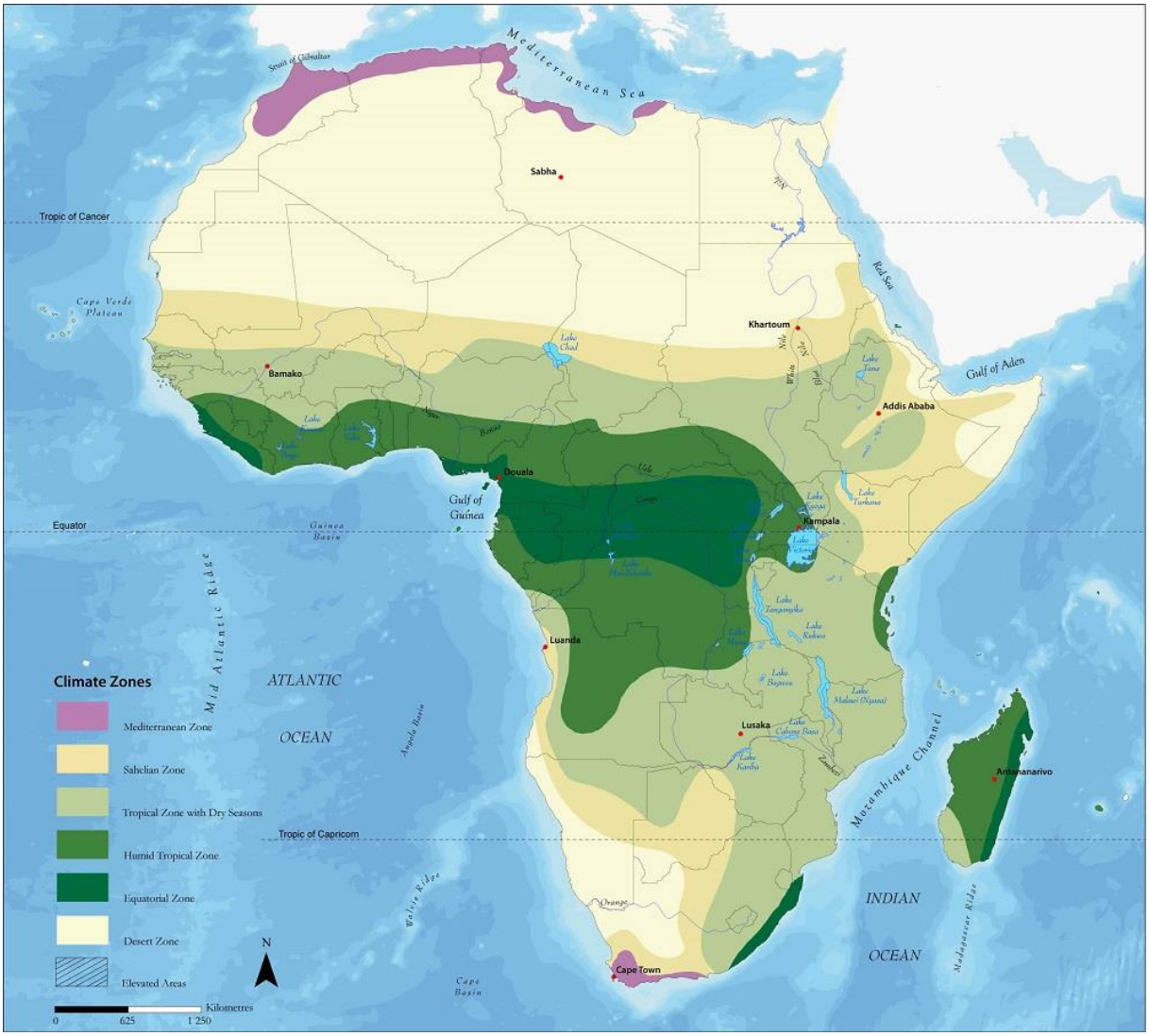
4.1 Introduction……108
4.2 Principaux résultats……109
4.3 Conclusion……112
4.4 Impact des circulations atmosphérique à large échelle sur la forte teneur et soulèvement des poussières à Bodélée……112
Article 2……113

CHAPITRE 5: CONCLUSION ET PERSPECTIVES……130

5.1 Synthèse……131
5.2 Perspectives……133

Bibliograhie……135

INTRODUCTION



L'organisation mondiale de météorologie (OMM), changements climatiques 2001.

Introduction

Le Sahara est le plus vaste désert chaud et la première source de poussières désertiques au monde (*Prospero et al. 2002*). Situé en Afrique de l'ouest, des rafales de vent chargé de poussières précédent les orages et lignes de grains parmi les plus violents sur terre et peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres, se déplacer sur des milliers de kilomètres et représentent 37 à 50% des aérosols d'origine naturelle (*Andreae and Crutzen 1997, Ramanathan et al., 2001*).

Ces dernière années, l'Afrique de l'Ouest subit une sur-exploitation des sols entraînant une diminution du couvert végétal et une augmentation de 30% à 50% des émissions de poussières désertiques (*Tegen and Fung 1994, Middleton and Goudie 2001, Prospero and Lamb 2003*) et subit une période de sécheresse pratiquement continue du Sahel au Golfe de Guinée *(Lebel et al., 2003, cf.* Fig1). Elle a entraîné une diminution de la moitié du cheptel, la disparition de certaines cultures et de fortes famines au Sahel *(Kocha, 2012).*

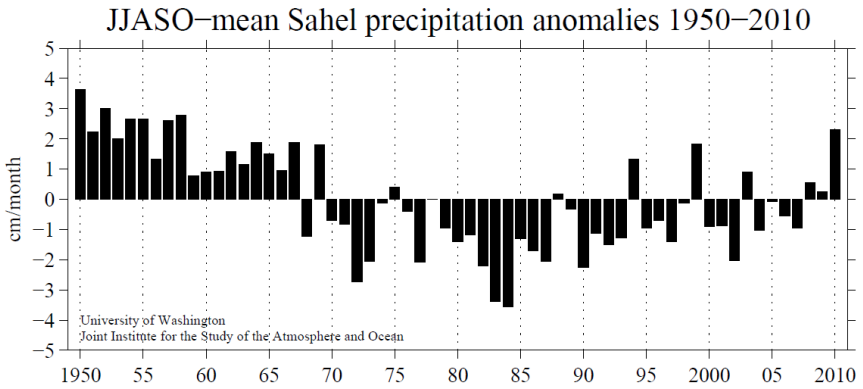


Figure1. *Écart à la climatologie des précipitations au niveau de l'Afrique de l'Ouest (entre 10N-20N et 20W-10E) entre 1950 à 2010. Données NOAA NCDC global historical climatology network data (Lebel et al., 2003). Les anomalies ont été calculées par rapport à la moyenne sur la période 1900-2009. D'apres la NOAA/ESRL/PSD.*

En effet, par rapport aux seuils retenus par différentes réglementations environnementales, les teneurs en particules fines en Afrique de l'Ouest dépassent largement (de 10 à 20 fois selon les années et les points d'estimations) toutes les normes des pays développés en terme de qualité de l'air (Ozer et al., 2007).

D'autre part, les événements de poussières désertiques ont potentiellement des effets sur la santé. Ils sont souvent associés à des épidémies de méningite (25 à 200 milles personnes par an pendant la saison sèche entre 10°N et 15°N) (*Sultan et al., 2005; Thomson et al., 2006 ; Martiny and Chiapello, 2013*). L'impact sanitaire des aérosols minéraux a été peu étudié en raison de leur composition minérale, a priori peu toxique, et de leur granulométrie grossière peu propice à la pénétration dans le système respiratoire profond. Cependant, en Asie, plusieurs études mettent en évidence un lien entre les tempêtes de poussières et l'augmentation de pathologies respiratoires et des décès associés en Corée (*Kwon et al., 2002*), à Taiwan (*Chen et al., 2004*) et au centre de la Chine (*Meng and Lu, 2007*).

En ce qui concerne les aérosols sahariens, *Perez et al. (2008)* suggèrent une augmentation de la mortalité de 8.4% à Barcelone en periode de transport des aérosols désertiques saharienne. *Middleton et al. (2008)* indiquent une augmentation de 10.4% des cas de maladies cardiovasculaires les jours de tempêtes de poussières à Chypre. L'impact sanitaire des aérosols désertiques se traduit par des maladies respiratoires (asthme, pneumonie), cardio-vasculaires, cardio-pulmonaires et plus rarement à des allergies (*De Longueville et al., 2013*). En effet, de fortes concentrations en aérosols désertiques participeraient au déclenchement et à l'accentuation des épidémies par effet d'irritation des muqueuses qui faciliterait la pénétration de la bactérie « Neisseria Meningitidis » dans l'organisme et le développement de la maladie (*Thomson et al., 2009; Mueller et Gessner, 2010*). Ainsi, les taux d'attaque maximum sont observés en saison sèche quelques semaines après la période où les teneurs en aérosols désertiques sont maximales (*Deroubaix et al., 2013*). Dans la mesure où ces fortes teneurs en poussière s'accompagnent d'autres facteurs favorables au développement des épidémies de méningite qui s'étend du Sénégal à l'Ethiopie et qui représente un problème de santé publique majeur en Afrique, où des épidémies récurrentes surviennent pendant la saison sèche, le rôle spécifique des aérosols désertiques parmi l'ensemble des paramètres environnementaux et sociétaux mis en jeu reste à déterminer pour l'amélioration des stratégies de prévention et de contrôle.

La saison des pluies est aussi associée à des épidémies de malaria, principale cause de mortalité (1 million de personnes par an en Afrique de l'Ouest) et une grande partie de la mortalité infantile est due à des maladies respiratoires.

De ce fait, l'étude des variabilités saisonnière et pluriannuelle de poussières désertiques, de vapeur d'eau et la compréhension de leurs interactions avec

l'atmosphère est donc devenue un enjeu important pour la santé des populations et de la compréhension du climat régional et global.

En conséquence, ces dernières années, le nombre de publications relatives au études du climat du Sahara en Afrique de l'ouest augmente régulièrement (*Stout et al., 2009, Kaufman et al., 2005b*). Des études précises montrent bien d'une part, un fort lien entre l'intensité des tempêtes sableuses et les variabilités des précipitation au sahel par effet d'intensification de mousson Africaine *(Chiapello et al., 2005, Prospero et Nees, 1977*) et d'autre part, l'impact des aérosols sur la formation des nuages (*Kaufman et al., 2005a*), et à moduler les température de surface (*Yoshioka et al., 2007, Evan et al., 2009, Foltz et McPhaden, 2008a*).

Les soulèvements de poussières au Sahara sont le résultat d'interactions complexes entre la surface et l'atmosphère et d'une manière indirecte avec les océans. En même temps, les enregistrements à long terme des propriétés optiques et géométriques de poussières et de la vapeur d'eau sont soit déduits des données issues du réseau de photomètres (AERONET) *(Holben et al., 1998)*, soit des stations météorologiques, soit confinés à quelques sites d'observation in situ et des campagnes aéroportées : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine en 2006 (AMMA, *Redelsperger et al., 2006*), Geostationary Earth Radiation Budget Intercomparison of Longwave abd Shorwave radiation en 2007 *(GERBILS, Haywood et al., 2011)*, FENNEC en 2011 (*Washington et al., 2012)* et Dynamics Aerosol Chemistry Cloud Interactions in West Africa en 2016 *(DACCIWA, Knippertz et al., 2015).*

En revanche, depuis la fin du XXieme siècle, les satellites d'observation de la terre et de son atmosphère ont permis de mieux comprendre les processus physiques liés au mouvement des aérosols, de la vapeur d'eau, des nuages et d'autres variables climatiques et ont contribué à réduire l'insuffisance des mesures sur terrain des réseau radiométrique au sol et des campagnes aéroportées limitées dans le temps et dans l'espace. En effet, la télédétection par satellite susceptible de nous fournir à des échelles de temps et d'espace important des informations sur les aérosols désertiques et la vapeur d'eau mais insuffisante à échelle plus fine pour comprendre les phénomènes diurnes et locales.

Ainsi, sur le désert de Sahara en Afrique de l'Ouest (première source de soulèvement des poussière au monde), les différentes méthodes d'observation (stations« sol » et satellites), les mesures acquises lors des campagnes aéroportées comme AMMA, GERBILS, FENNEC, et DACCIWA et des simulations des modèles

(AROME, MERRA, STREAMER) doivent se compléter pour offrir une perspective plus complète des processus des aérosols, de vapeur d'eau, du mousson, de la dépression thermique Saharienne (DTS), du vent et de leurs interactions et impacts sur le climat global.

Dans ce contexte, cette thèse s'intéresse aux interactions entre poussières désertiques, vapeur d'eau, mousson Africaine et la DTS (un élément clé du système de mousson en Afrique de l'Ouest) ainsi que leurs impacts sur le bilan radiatif et tente d'amener des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Quels sont les impacts radiatifs des poussières désertiques et de la vapeur d'eau sur la région saharienne ?

- Quelle sont les interactions entre poussière désertique et vapeur d'eau d'une part et la dynamique de la dépression thermique d'une autre part ?

- Quelles sont les variables climatiques majeures intervenant sur la première source de soulèvement de poussière au monde à Bodélé sité au nord du lac de Tchad et au-dessous du massif de Tibesti?

Pour répondre à ces questions, cette thèse est organisée en quatre parties :

1. Chapitre 1 : dans cette première partie, j'ai effectué une recherche documentaire de l'état de l'art des connaissances sur les éléments clés du climat saharien et de la région ouest Africaine.

2. Chapitre 2 : dans cette deuxième partie, j'ai fait un inventaire sur les différents outils d'observation et de simulation des variables climatiques intervenant sur la région d'étude en détaillant les objectifs spécifiques des instruments et leurs spécifications ainsi que leur résolutions spatio-temporelle.

Cet inventaire nous a permis de choisir les combinaisons jugées nécessaires par la suite pour l'étude des variabilités climatiques spatio-temporelles et leurs interactions.

3. Chapitre 3 : la troisième partie s'articule sur une étude des variabilités saisonnières et pluri annuelles de la DTS, en lien avec la variabilité des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau, ainsi que leurs impacts sur le bilan radiatif et leur propension à intensifier la dépression thermique.

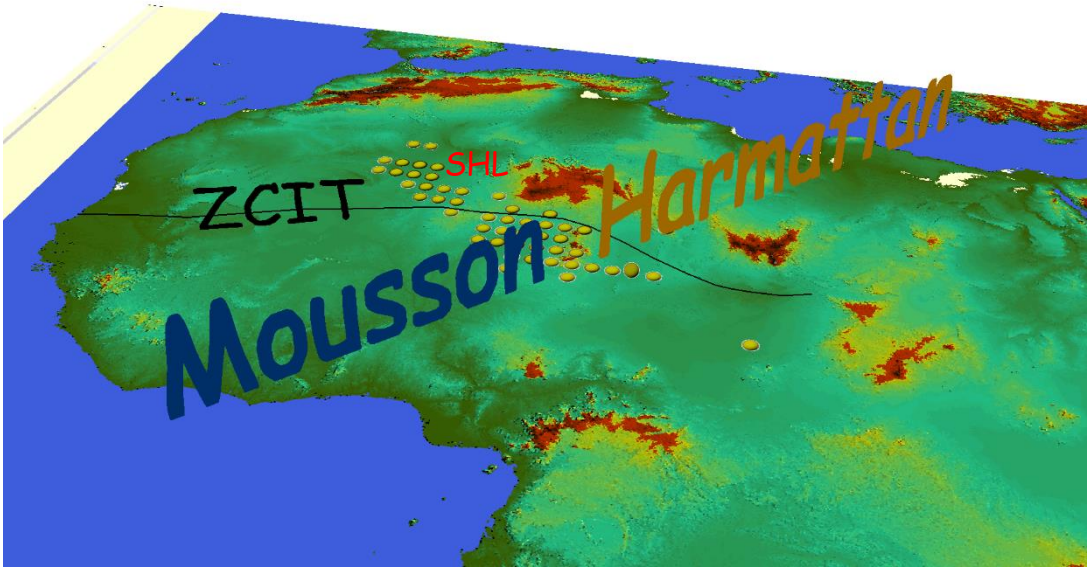
4. Chapitre 4 : La quatrième partie porte sur l'étude climatologique de la région de

Bodélé ; les méthodes de détection et de suivi des aérosols ; les interactions entre la mousson Africaine, la DTS et les vents de surface et à différent niveau atmosphérique et l'influence sur le transport des aérosols désertiques pour les mois de juin 2006 et juin 2011, les périodes correspondantes aux deux campagnes aéroportées AMMA et FENNEC.

Le manuscrit se conclue par l'interprétation des résultats, le résumé des faiblesses des méthodologies employées, et la discussion des travaux futurs qui pourraient améliorer les outils pour mieux comprendre la climatologie des régions étudiées aux échelles régionale et globale en interaction avec d'autres phénomènes qui affectent le climat de la région Africaine comme la mousson Indienne, la dépression thermique sur la péninsule Arabique et les ondes de Rosby provenant de l'Atlantique.

CHAPITRE 1 :

Elements clé du climat en Afrique de l'Ouest



Chapitre 1 : Eléments clé du climat en Afrique de l'Ouest

1.1 Introduction

En Afrique de l'Ouest le climat connait une saison hivernale sèche suivie d'une saison estivale pluvieuse. La phase transitoire entre ces deux saisons gouvernent les conditions climatique et météorologiques de la région par le biais d'un flux d'humidité dans les basses couches, dirigé depuis l'Océan Atlantique vers le centre du continent, appelé mousson et un air sec et chaud en provenance du désert du Sahara, soufflant vers le sud-ouest appelé Harmattan.

Dans la suite de ce chapitre, je synthétise les caractéristiques de cette phase de transition et qui jouent un rôle majeur sur l'écosystème en Afrique de l'Ouest *(Wang et Eltahir, 2000)*.

1.2 Les principales caractéristiques de la Mousson Africaine

1.2.1 Le flux de Mousson

Les régions équatoriales reçoivent plus d'énergie solaire que les régions polaires (*Lindsey, 2009*), associé à une atmosphère chauffée en basse couches et refroidie par le haut qui génèrent un déséquilibre thermique sur la verticale et l'horizontale. En conséquence, et par effet d'équilibre thermique, une circulation méridienne verticale appelée «Cellule de Hadley » *(Wauthy, 1983)*, est mise en place.

Ainsi, un vent de sud-ouest dans les basses couches, appelé flux de mousson, se dirige de l'océan Atlantique vers le continent doit son origine au gradient thermique entre les deux. En été, l'installation de la dépression thermique Saharienne (de juin à septembre, Lavaysse et al., 2009) ainsi que la mise en place la langue d'eau froide dans le Golfe de Guinée (de mai à juin) favorise la pénétration de la mousson jusqu'au Sahel et plus au nord, au Sahara.

L'intensité du flux de mousson, qui atteint un maximum durant les premières heures de la matinée avec des vents de l'ordre de 20 m s^{-1} aux allentours de 500 m d'altitude *(Lothon et al., 2008)* constitue le principal moyen de transport de l'humidité depuis l'ocean vers le Sahel. Durant la nuit, ce flux de mousson est bien marqué suite à l'absence du mélange turbulent dans les basses couches *(Blackadar, 1957)*.

En conséquence, le système de mousson en Afrique de l'Ouest s'organise autour des éléments clés de la circulation zonale comme le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet d'Est Tropical (JET), et dans les basses couches, le flux d'Harmattan et la mousson, ainsi que des structures convectives la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et la dépression thermique saharienne qu'on détaille par la suite (Fig1.1).

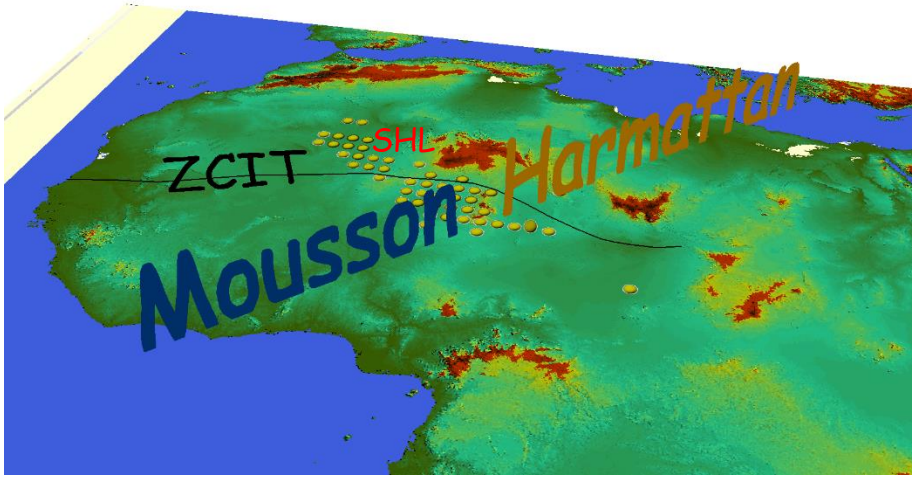


Figure1.1 *Shéma explicite des principaux acteurs de la mousson ouest africaine.*

1.2.2 L' Harmattan

Un vent chaud, sec et très turbulent qui balaye l'Afrique du nord et du nord-est vers le sud-ouest est nommé Harmattan. Ce vent est très chargé en poussières désertiques et son épaisseur peut atteindre 5 km.

Le flux d'Harmattan est un des principaux éléments gouvernant le transport des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest vers les Amériques (Swap et al. 1992, Perry et al. 1997, Prospero and Lamb 2003). En fonction de l'orientation saisonnière de l'Harmattan, le panache sera dirigé principalement :

- vers le sud en hiver (60% des poussières Sahariennes annuelles sont transportées vers le golfe de Guinée (Dalmeida, 1986) et pouvant atteindre l'Amérique du Sud (Carlson 1969, Propsero et al., 1981, Swap et al., 1992, Kaufman et al., 2005, Ben-Ami et al., 2010)) et pouvant atteindre les Antilles (Prospero et al., 1970, Propsero and Nees, 1977). Par ailleurs, en été, le flux de mousson et l'activité cyclonique sur la continent permettent un transport à des altitudes généralement plus élevées qu'en hiver (Chiapello et al., 1995).

- vers l'Ouest en été (12% des poussières annuelles sont transportées vers l'Atlantique (Dalmeida, 1986).

1.2.3 Le front intertropical (FIT)

La saison des pluies, qui se produit au cœur de l'été, résulte d des systèmes convectifs qui se forment au Sahel au sud du front de mousson *(Flamant et al., 2009a)*. Le front de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest matérialise ce qu'on appelle le front intertropical ou FIT (intertropical discontinuity, ITD, en anglais). En effet, c'est à ce niveau que convergent les alizés de l'hémisphère Nord (harmattan) et ceux de l'hémisphère Sud (mousson).

De part la présence de cette convergence, un fort cisaillement horizontal et vertical se développe entre le flux de mousson et l'Harmattan le long du FIT *(Bou Karam et al., 2008)*.

Cette discontinuité divise l'Afrique en deux grandes zones depuis l'Atlantique jusqu'au Soudan, avec au sud un flux de mousson de fortes énergies et dont l'épaisseur atteint le niveau 850 hPa et au nord un flux très sec de faible valeur de point de rosée.

Les critères nécessaires pour déterminer ce FIT dépendent des saisons et des lieux et sont résumés en trois choix :

- suivant la ligne de convergence en surface entre les vents de sud-ouest et nord-est (*Hastenrath 1990, 2000; Grist and Nicholson 2001; Sultan and Janicot 2003)*;

- suivant le fort gradient d'humidité en surface (isolignes pour point de rosé à 15°C ou humidité relative à 40%) *(Leroux, 1970 ; Buckle, 1996 ; Lothon et al., 2008)*.

- suivant la ligne de pression minimale *(Mera, 2009)*.

On note par ailleurs, des oscillations nord-sud du FIT avec une période de 3 à 5 jours pouvant atteindre 5° d'amplitude. Elles peuvent être expliquées par des pulsations de mousson et/ou le passage d'ondes d'est africaines. Les remontées au nord du FIT peuvent engendrer de fortes variabilité du vent en surface au niveau de zones sources d'aérosols et par conséquent jouer un rôle sur la présence de poussières désertiques dans la région (*Knippertz et Todd, 2010*).

Par la suite on étudie le vent associé à ces différentes composantes à moyenne et grande échelles en Afrique de l'Ouest.

1.2.4 Le vent

Le vent, facteur principal d'érosion et de transport des sédiments à la surface de la planète, est particulièrement actif dans les régions sèches où la végétation est quasi-absente, comme les déserts. En absence de végétation et d'humidité pour retenir et stabiliser les particules, le vent peut agir efficacement pour les éroder et les transporter.

A différents niveaux de pression et échelles, les principales composantes du vent sur la région de la mousson sont le jet ouest sub-tropical (JOST), le JEA et le JET.

1.2.5 Le Jet d'Ouest Subtropical (JOST)

Le JOST se positionne entre la latitude 30°N et 35°N dans la haute troposphère, entre 250 à 140 hPa, pour la période de Juin à Septembre au niveau de la bande descendante de la cellule de Hadley. Le JOST permet de transférer l'énergie entre les tropiques et les moyennes latitudes.

Les zones d'accélération et de décélération du JOST sont appelées entrée et sortie du jet et forcent les circulations agéostrophiques.

1.2.6 Le Jet d'est tropical

Le JET est un jet zonal de haute troposphère, situé entre 5°N et 10°N, au niveau 200 hPa. Il s'étend du sud de la mer de Chine à la côte ouest de l'Afrique, et atteint une vitesse ne dépassant pas 25 m s^{-1} au-dessus de l'Afrique de l'Ouest *(Krishnamurti, 1971).*

Le JET tire son origine de la circulation tropicale divergente associée à la circulation nord-sud de Hadley et à la circulation est-ouest de Walker *(Flohn, 1964; Murakami et al., 1970 ; Kanamitsu et al., 1972 ; Chen, 1980 ; Thorncroft et al., 2003 ; Parker et al., 2008).*

Pour les années sèches, le JET est moins intense, son extension en latitude et longitude est réduite. L'ascendance agéostrophique qu'il engendre sur son flanc sud est alors aussi plus faible, ce qui crée des conditions moins favorables à la convection. L'étude plus récente de *Nicholson et al. (2007)* a mis en avant l'existence d'ondes se propageant vers l'ouest le long du JET.

Hulme et Tosdevin (1989) ont montré que des changements dans la dynamique du

JET pouvaient exercer plus ou moins un contrôle sur les pluies au Sahel, en particulier au-dessus du Soudan où la convection est moins organisée qu'à l'ouest.

Lafore et al. (2011) ont montré qu'en raison du fort gradient d'humidité, comme décrit dans *Parker et al. (2005a)*, la convection atteint son maximum dans la zone de convergence intertropicale, située au sud de la latitude de l'AEJ et à environ 10° au sud de l'ITD. Lorsqu'il est actif, le flux anticyclonique et divergent de niveau supérieur alimente le JET et le JOST.

1.2.7 Le Jet d'Est Africain (JEA)

Le JEA est un jet zonal de moyenne troposphère localisé, au-dessus de la zone sahélienne, vers 12°N, à une altitude de 600–650 hPa. Il s'étend entre 30°O et 30°E environ, et atteint une intensité moyenne de l'ordre de 10 à 12 m s^{-1} pendant l'été.

Le JEA joue un rôle drastique dans la mousson de l'Afrique de l'Ouest (MAO). Le cisaillement vertical de vent associé à la présence du jet est un élément essentiel dans l'organisation de la convection profonde et dans la formation des lignes de grains sur l'Afrique de l'Ouest *(Houze et Betts, 1981)*. Par ailleurs, les cisaillements de vent horizontal et vertical sont aussi importants pour la croissance des ondes d'est *(Burpee, 1972 ; Thorncroft et Hoskins, 1994a,b ; Paradis et al., 1995)*.

Le JEA est généralement considéré comme un vent thermique en équilibre avec le fort gradient méridien de température à la surface, générant une accélération vers l'est du vent avec l'altitude. Le maintien du JEA, et des gradients de tourbillon potentiel, est en fait relié à la branche de retour vers 700 hPa de la circulation méridienne associé à la dépression thermique, à la convection sèche sur le Sahara, et dans une moindre mesure à la circulation méridienne associée à la ZCIT plus au sud pilotée par la convection profonde. (*Thorncroft et Blackburn, 1999*). *Wu et al. (2009)* ont aussi mis en évidence le rôle important du relief dans la maintenance du JEA, notamment les hauts plateaux Ethiopiens plus à l'Est.

Lafore et al. (2011) ont montré que la forte discontinuité au niveau du FIT, associée à des contrastes de convection (humide au sud et sec au nord), est responsable du JEA dont le noyau se situe autour de 600 hPa et le chauffage de surface pendant la journée et la croissance de la couche limite ont une influence directe sur le cycle diurne de l'AEJ avant l'apparition de la mousson; Ceci conduit à un cycle diurne de sa vitesse qui est déphasée par rapport au cycle diurne de la DTS (*Kalapureddy et al., 2010*).

1.2.8 L'air sec de moyenne troposphère

L'air sec de moyenne troposphère est un élément clé pour comprendre la mousson africaine. Souvent présent au-dessus du Sahara, il peut selon le cas inhiber ou renforcer la convection.

Roca et al. (2005) suggèrent que ces intrusions viennent des moyennes latitudes. Elles sont généralement observées à 500 hPa au nord de la ZCIT mais lorsqu'elles surplombent la couche de mousson, leur altitude peut varier entre 500 et 700 hPa.

1.2.9 La convection

Pour repérer les zones de convection les plus intenses et à longue durée de vie les critères suivant sont utilisés :

-les vitesses verticales de moyenne troposphère sont proches de leur pic d'intensité causé par la libération de chaleur latente produite par la convection qui génère ces ascendances ;

-les pluies cumulées sur une courte période montrent un pic d'intensité ;

-l'humidité relative dans la moyenne troposphère (600-700hPa) est supérieure à 80% ;

-dans certains cas, on observe de la divergence à 200hPa et une convergence près du niveau 700hPa.

Les facteurs majeurs qui peuvent influencer la convection sont : les ascendances convectives, les courants subsidents et de densité, le cisaillement vertical de vent, le rayonnement, les flux de surfaces, les aérosols et la topographie (*Flamant et al., 2009*).

1.2.10 La Dépression Thermique Saharienne (DTS)

La dépression thermique saharienne est un élément clé dans le système de mousson ouest africaine *(Parker et al., 2005a, Lavaysse et al., 2009)*, son intensité dépend de la température de surface. *Couvreux et al. (2009)* montrent que la dynamique de la dépression thermique saharienne est à l'origine des pulsations d'une période de 4-5 jours que connait le flux de mousson avant l'onset.

En réponse au fort chauffage radiatif au niveau surfacique une circulation thermique sèche et intense se développe engendrant un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des

régions désertiques. Cyclonique au sol et anticyclonique au sommet elle atteint une épaisseur de 6 km *(Smith, 1986 ; Gamo, 1996).*

En période estivale, la DTS se positionne au-dessus du désert et est caractérisée par une phase Est et autre Ouest pendant la période de mousson avec des oscillations est-ouest journalières et diurne *(Lavaysse et al., 2009, Chauvin et al., 2010).*

Elle est repérée par le tracé d'une isobare dont le seuil dépend de l'heure de la journée. Un fort cycle diurne avec un minimum de pression observé vers 18h TU qui marque son maximum d'intensification en liaison avec le chauffage diurne et un maximum de pression vers 1200 TU.

Pendant les journées estivales, un excédent d'énergie est transmis aux basses couches de l'atmosphère essentiellement par flux sensible *(Smith 1986a).* Une fois dans les basses couches de l'atmosphère, cette énergie est évacuée par turbulence développant une zone de convection sèche qui engendre à son tour des températures fortes.

La dépression est ainsi, connue pour avoir une importante charge en aérosols désertiques et en humidité qui à leurs tours jouent un rôle à intensifier la dépression via leurs forçages radiatif.

1.3 Le désert du Sahara

1.3.1 Les caractéristiques du Sahara

Avec 2 millions de Km2 de désert, le Sahara, est le plus vaste désert du monde. Il se trouve en Afrique, s'allongeant sur 5000 km de l'Atlantique à la mer Rouge et sur 2000 km du pied méridional de l'Atlas et du littoral à la Méditerranée Orientale. De part et d'autre du tropique du Cancer, il s'étend sur la Mauritanie, le Maroc, l'Algérie, la Tunisie, la Libye, l'Egypte, le Soudan, le Tchad, le Niger et le Mali. Où règne, dans cette région, un climat désertique avec de grandes variations diurnes (Fig1.2). Le pied sud de l'Atlas tellien marque la limite du climat aride : sec et tropical, avec de grands écarts de températures en hiver.

En conséquence, le Sahara se caractérise par la sécheresse extrême du climat, qui rend les cultures impossibles en dehors des oasis.
Mais son relief présente des aspects variés : au centre et à l'Est du Sahara, les grands massifs montagneux, du Hoggar, de l'Aïr et du Tibesti ; au Nord, les dunes

du Grand Erg ; dans de nombreuses autres régions, de vastes plaines et des plateaux sont couverts de pierre (les regs).

Les grands massifs de dunes, les ergs, se localisent dans les parties basses de la topographie. Façonnés par les vents les plus réguliers, comme l'Harmattan, les ergs forment des alignements de dunes, parallèles à la direction des vents dominants, et séparés par des couloirs. Les dunes des ergs peuvent aussi avoir la forme de grandes pyramides, dépassant souvent 200 m de haut, notamment dans le Grand Erg oriental en Algérie. Avec 200 000 km² de superficie, l'erg de Libye est l'un des plus grands du monde. Les dunes des ergs ne se déplacent pas. Il existe des dunes mobiles, généralement isolées à la périphérie des ergs ou sur les plateaux pierreux. Elles se sont constituées à la faveur d'un rocher ou d'une touffe de végétation qui fixe le sable. Le vent modèle les dunes isolées en croissants, dont les pointes sont allongées dans le sens du vent. Leur profil est dissymétrique : le versant au vent est en pente douce, le versant sous le vent a une forte pente.

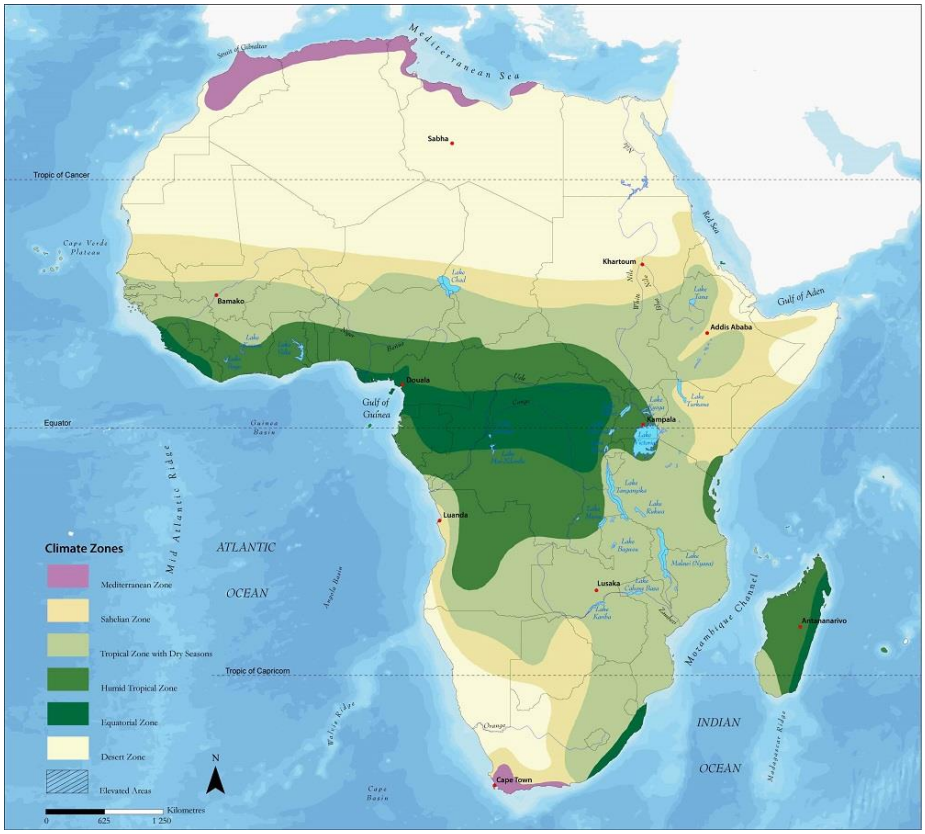


Figure 1.2 *Le désert du sahara. Le Sahara algérien présente trois types de paysages différents : Les hamadas, plateaux de dalles rocheuses; Les regs, immenses étendues de graviers et de cailloux et Les ergs, immenses étendues de dunes de sable accumulées par l'érosion. D'après l'organisation mondiale de météorologie (OMM), changements climatiques 2001.*

1.3.2 Climat du Sahara

Le climat du Sahara, chaud, ensoleillé et aride, est caractéristique d'un désert chaud, situé de part et d'autre d'un tropique. Il résulte de la subsidence de l'air sous l'effet des anticyclones permanents qui se produisent entre 25°N et 35°N. Ainsi, les précipitations sont très rares et irrégulières ; la plupart des régions reçoivent en moyenne moins de 130 mm de pluie par an, et certaines, comme le Tanezrouft (Algérie) ou le désert Libyen, restent plusieurs années sans pluie ou peuvent survenir sous la forme d'averses très brutales, et l'eau ruisselle dans les oueds.

En revanche, l'insolation est de plus de trois mille heures par an avec des températures diurnes qui sont très élevées, pouvant dépasser 50 °C (jusqu'à 66 à Aïn Salah du Wilaya de Tamanrasset en Algérie ; 27° 15′N, 2° 31′E) et l'amplitude thermique entre le jour et la nuit est souvent supérieure à 35 ou 40 °C; l'amplitude annuelle peut atteindre 50 °C ; en hiver, il peut geler quelques jours à Tamanrasset, par exemple. Ces brusques variations de température entraînent en plus de l'érosion éolienne, une désagrégation mécanique des roches.

D'autre part, le relief du Sahara se forme de socle massif très anciennement consolidé. Il est recouvert de terrains sédimentaires, est constitué de cuvettes, de plateaux ou hamadas, d'amoncellements de pierres, de sable ou regs, ainsi que de massifs cristallins (Adrar et Iforas) et volcaniques tertiaires, plus humides (Aïr, Hoggar et Tibesti) au centre et au sud.

En conséquence, le Sahara se caractérise comme la plus grande source de poussière au monde et émet près de 50% des émissions globales (entre 500 et 1000 Tg par an) *(Goudie and Middleton 2001, Zender et al., 2004, Mahowald et al., 2005).*

1.4 Les aérosols désertiques

Les aérosols atmosphériques (du grec aêr, se rapportant à l'air; et de sol qui désigne une solution) sont des particules solides ou liquides en suspension dans l'air de tailles microniques ou sub-microniques à vitesse de chute négligeable (Schmauß, 1920 ; Renoux and Boulaud, 1998). Cette définition concerne les particules de diamètres inférieurs à 100 µm et exclut les gouttelettes d'eau et les cristaux de glace qui forment les nuages.

Les aérosols peuvent être d'origine naturelle (poussières minérales, sels de mer, poussières volcaniques débris biologiques) ou anthropique (poussières

industrielles, suies issues de la combustion des fuels fossiles ou de la biomasse). Il en va de même des particules aérosols secondaires qui sont générées par transformation de la phase gazeuse en phase particulaire (sulfates, composés organiques, produits dérivées des feux de biomasse, etc…).

Les aérosols jouent un rôle essentiel dans le bilan radiatif de la Terre et dans la physico-chimie de l'atmosphère, par leurs interactions avec le rayonnement émis par le soleil et la terre qui l'arrêtent, l'absorbent ou le réfléchissent. Ils sont ainsi impliqués dans des changements de climat à des échelles locales, des effets sanitaires de la pollution sur la population ou encore dans le transport de polluants (*Delmas et al., 2005*). Dans certaines conditions, ils servent de noyaux de condensation pour la formation des gouttes de pluies et à leur surface des réactions chimiques peuvent favoriser la formation ou la destruction de composés qui ont, eux-mêmes, un impact sur le climat comme certains gaz à effets de serre.

Les déserts apparaissent comme une des principales sources des aérosols minéraux, et la désertification importante de cette région en fait une zone d'étude très intéressante pour leurs émissions. A partir de mesures de flux de dépôt d'aérosols minéraux dans l'océan, des vents et des précipitations, *Duce (1995)* montre que c'est dans le Pacifique Nord au large de la Chine et dans l'Atlantique Nord au large du Sahara que les dépôts éoliens sont les plus importants.

Par la suite, et après spécification des différentes classes d'aérosols et de leur distribution en taille, je présente les propriétés physiques et chimiques des aérosols désertiques, leurs principales sources en Afrique de l'Ouest, leurs mecanismes à l'origine de leur soulèvement.et Je discute ensuite les concepts utiles pour décrire leurs intéractions avec le rayonnement, ainsi que les différents types de forçage radiatif qu'ils exercent; à savoir l'effet radiatif direct, semi direct et indirect.

1.4.1 Notions fondamentales

Les aérosols jouent un rôle significatif dans l'atmosphère par interaction avec les gaz qui le composent. Ils diffusent et absorbent le rayonnement, ce qui limite la visibilité, mais aussi influencent directement le climat de la Terre. En agissant sur la formation des nuages, ils exercent aussi une influence indirecte sur le climat de la planète. Toutes ces raisons font qu'il est aujourd'hui nécessaire de mieux caractériser la variabilité spatio-temporelle des concentrations et les propriétés des aérosols atmosphériques.

Le diamètre des aérosols couvre typiquement quatre à cinq ordres de grandeur (*Seinfeld and Pandis, 2006*), de quelques nanomètres à quelques dizaines de micromètres. Ils présentent un large éventail de compositions chimiques et de formes, qui dépendent de leurs origines et de leur évolution dans l'atmosphère. Dans de nombreux domaines, les aérosols d'environ 0.05 à 10 µm de diamètre présentent le plus grand intérêt. En effet, c'est pour cette gamme de taille que les particules interagissent le plus efficacement avec le rayonnement électromagnétique solaire et tellurique.

Les aérosols désertiques émis sous l'action du vent sont des aérosols relativement de grande taille (de 0.1 à 300 µm de diamètre). Ce domaine de taille est suffisamment large pour permettre à la fois la rétrodiffusion des radiations solaires dans le visible et l'absorption des radiations terrestres dans l'infrarouge thermique. La rétrodiffusion du rayonnement solaire induit un refroidissement en diminuant le flux arrivant à la surface terrestre alors que l'absorption dans l'infrarouge provoque un réchauffement de l'atmosphère. Nous pouvons décomposer les cycles des aérosols en trois parties : la généralisation des poussières en zones sources, leur transport, leur retombée en zones puits. Ainsi, le cycle de l'aérosol désertique est caractérisé par des régions sources relativement bien délimitées géographiquement, un transport à très grande échelle et des zones puits recouvrant globalement une surface très vaste et dont la localisation géographique est assez mal définie. *Prospero et al., (1990*) ont montré, en les mesurant aux Antilles, que ces aérosols pouvaient très bien traverser l'océan atlantique.

En Afrique du nord, région d'intérêt de cette étude, les émissions d'aérosols concernent essentiellement les aérosols desertiques qui représentent la seconde source mondiale en masse d'aérosols (2000 Tg an^{-1}) à hauteur de 36% de la masse totale d'aérosols (*Andreae and Crutzen, 1997; Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001*). En effet, le continent Africain, avec près de 50% des émissions globales d'aérosols désertiques en provenance majoritairement du Sahara (entre 500 et 1000 Tg an^{-1}), est la principale source à l'échelle globale (*Goudie and Middleton, 2001; Zender et al., 2004; Mahowald et al., 2005*).

1.4.2 Distribution des aérosols

Les aérosols peuvent subir des changements relatifs à leurs tailles et/ou leurs compositions, au travers de divers processus tels que la condensation ou l'évaporation d'espèces gazeuses en surface des particules, des réactions chimiques, la coagulation avec d'autres particules, ou bien encore par l'activation

en noyaux de condensation pour former des gouttelettes de nuages, de brouillard ou des particules de glace (Fig1.3).

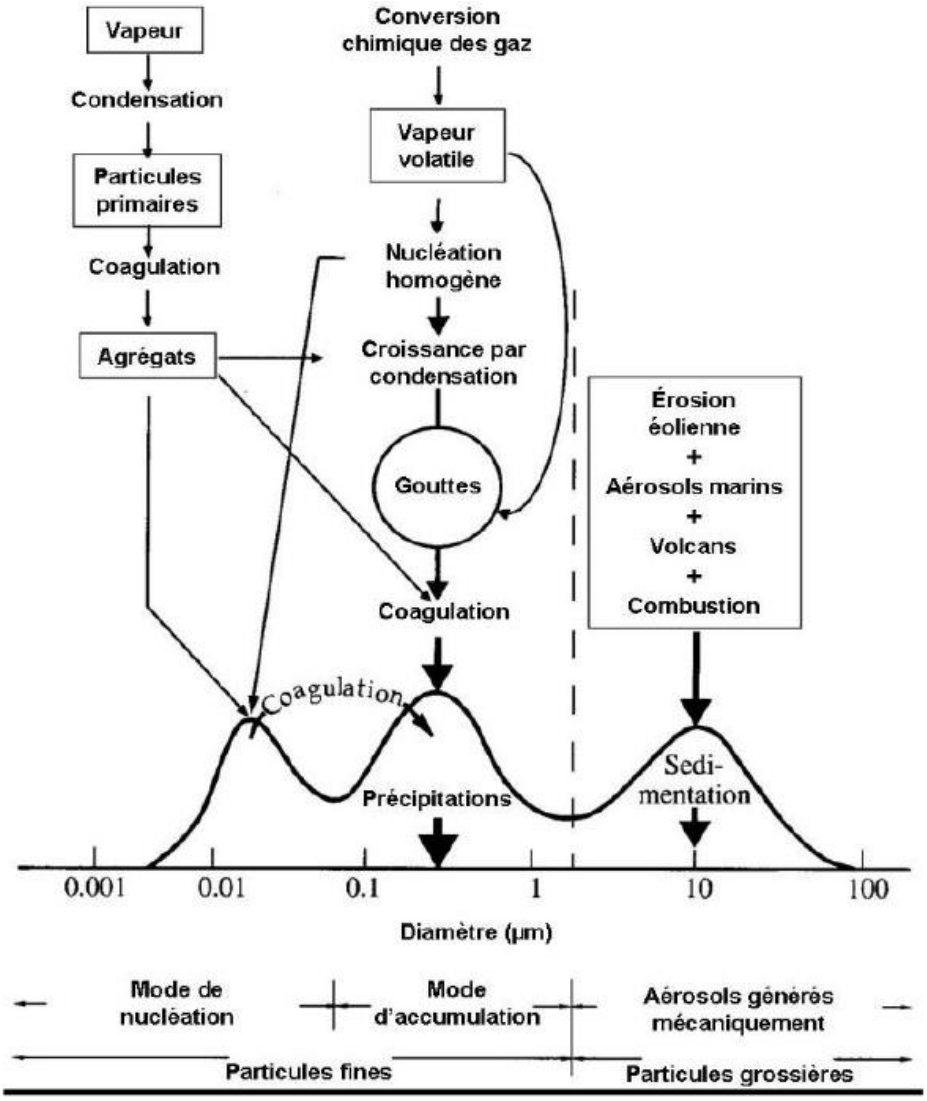


Figure 1.3 *Processus de formation et de distribution en taille des différents types d'aérosols (d'après Whitby et Cantrell, 1976).*

La concentration en aérosols est fonction du temps de son séjour et de l'espace. D'autre part, le temps de séjour est fonction de la taille de la particule (Fig1.4). En effet, si le temps de séjour est long alors la concentration est stable et si le temps de séjour est court alors il s'agit, dans ce cas, d'une variation de concentration, ce qui nous amène à aborder le profil vertical des aérosols et les processus qui conduisent à leur élimination.

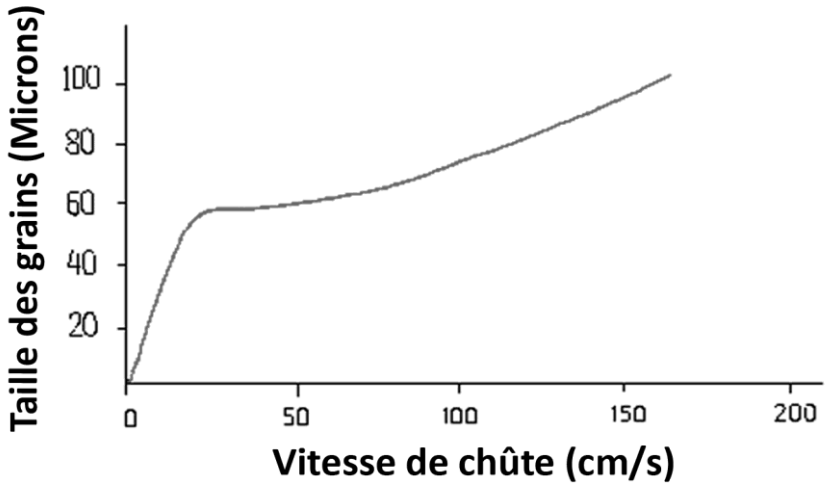


Figure 1.4 *Profil vertical de la concentration des aérosols d'après Jacques Beauchamp/u-picardie/sedimentologie.*

Nous observons une grande variation de la concentration d'aérosols en fonction de l'altitude sous la forme d'une décroissance exponentielle à travers la troposphère, avec maximum secondaire à environ 20 km et une décroissance lente dans la stratosphère.

Enfin, une fois en suspension, tous les aérosols sont susceptibles de retourner à la surface terrestre, par les processus qu'on détaillera par la suite. En règle générale, les aérosols troposphériques ont un temps de résidence dans l'atmosphère relativement court (de l'ordre de quelques jours à une à deux semaines). Cette particularité, ajoutée à la très grande hétérogénéité des sources des aérosols, conduit à une distribution temporelle et spatiale fortement non uniforme à l'échelle globale (*Seinfeld and Pandis, 2006*).

1.4.3 Zone sources

La figure (1.5) montre les sources principales d'émission des poussières, essentiellement les zones arides et semi-arides du globe (aussi la « dust belt », i.e. *Prospero, 1981; Péwé, 1981*) ainsi que les axes principaux de leurs trajectoires de transport. Le désert du Sahara est reconnu pour être la plus importante source d'émission d'aérosols dans le monde.

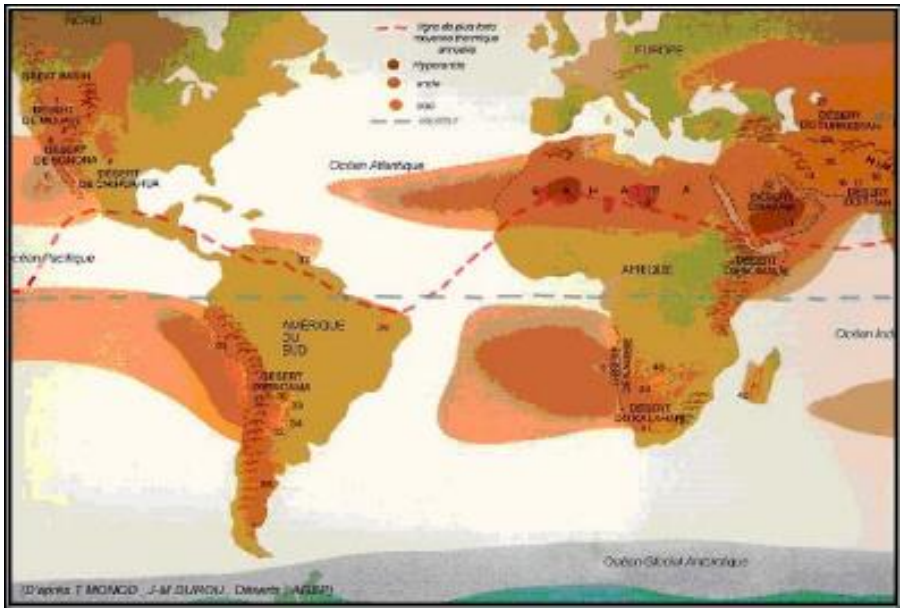


Figure 1.5 *Principales sources d'émission de poussières, axes principaux et distances de transport (d'après Péwé, 1981).*

Evan et al. (2015) ont noté que tous les modèles sauf le CESM (The Community Earth System Model) (Figure 1.6) montrent que la dépression de Bodélé a le plus fort taux annuel d'émission en Afrique du Nord, allant de 1200 g m-2 pour The Weather Research and Forecasting model coupled to Chemistry - Georgia Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport model, WRF-GOCART) à 7000 g m-2 pour le Modèle de Chimie-transport (CHIMERE) (Figure 1.6). Les simulations WRF-KOK détaillées dans Evan et al. (2015) mettent en évidence deux emplacements supplémentaires où les émissions sont comparables à celle de la dépression de Bodélé, à l'extrémité des montagnes de l'Atlas (32 °N, -5 °E) et tout au long de la côte ouest de la mer Rouge (17 °N, 37 °E). Les simulations WRF-GOCART montrent que la région s'étendant de 25° à 30° N à 0 ° E vers l'ouest jusqu'au littoral atlantique, et caractérisée par l'intensification de dépression thermique pendant l'été (*Lavaysse et al.*, 2009), a un taux d'émission annuel proche à celui de Bodélé. Les simulations TEGEN et basées sur le modèle WRF montrent que le nord-est de la Libye (30°N, 20°E) est également une zone d'émissionprésentant des taux d'émission relativement faibles.

Dans la plupart des régions désertiques, les poussières proviennent de sédiments et dépôts alluviaux que l'on trouve dans les dépressions, les bassins sédimentaires et les anciennes vallées (*Legrand, 1990 et Goudie, 1978*).

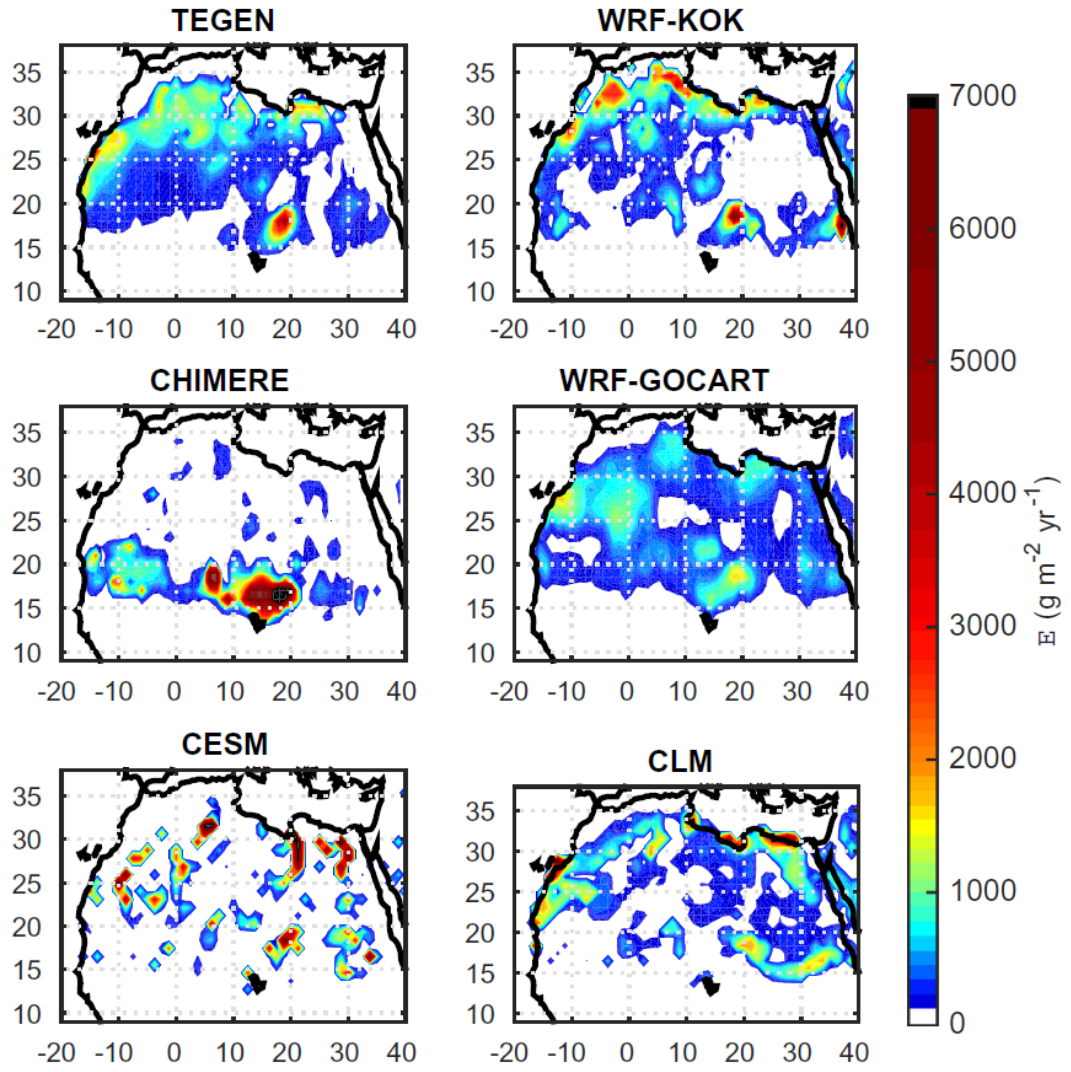


Figure1.6 *Moyenne annuelle d'émission des poussières par modèle*. D'après *Evan et al. (2015).*

Sur un sol dépourvu de végétation, le vent, s'il est assez fort au niveau de la surface, fait rouler et parfois soulève légèrement les particules qui retombent sous l'effet de leur poids et rebondissent (*Gillette, 1981*). Ce sont les "chasse-sables". Les plus grosses particules, dont le rayon moyen est de l'ordre de 100 µm, se désagrègent progressivement et augmentent ainsi l'érosion. Les fines particules, dont le rayon moyen est de l'ordre de 10 µm, sont injectées dans l'atmosphère en formant le plus souvent des tourbillons de poussières dont la dimension peut atteindre quelques décamètres de diamètre et plusieurs centaines de mètres de hauteur (*Coudé-Gaussen et Rognon, 1983*). Les particules « géantes » (rayon > 100 µm) retombent alors relativement rapidement par gravité, les autres seront déposées au cours de leur transport.

En Afrique de l'Ouest il existe plusieurs types de sources d'aérosols désertiques répertoriés par *Callot et al. (2000)* sur la figure (1.7) en 4 zones principales plus ou

moins productives en termes de poussières désertique suivant leur teneur en sable et leur rugosité :

- daïas et chotts : comprennent les zones argileuses de surface lisse (daïas) (créées par d'anciens lacs ou cours d'eau asséchés (*Petit-Maire 1979, Petit-Maire and Riser 1983, Callot 1987*)) où la forte teneur en argile entraîne la formation de gros agrégats et de croûtes à la surface des sols (*Gillette 1978, Gillette et al., 1980 ; 1982*); Les zones gypseuses dont la topographie est souvent bosselée mais très sensible à l'altération créée par des paléo-lacs et les petites zones dépressionnaires salées dont la rugosité dépend de la teneur en sel et de leur formation en sebkhas ou chott. Ces régions ont un potentiel d'émission de poussières très élevé (*Prospero et al., 2002 ; Tegen et al., 2002 ; Zender et al., 2003a*).

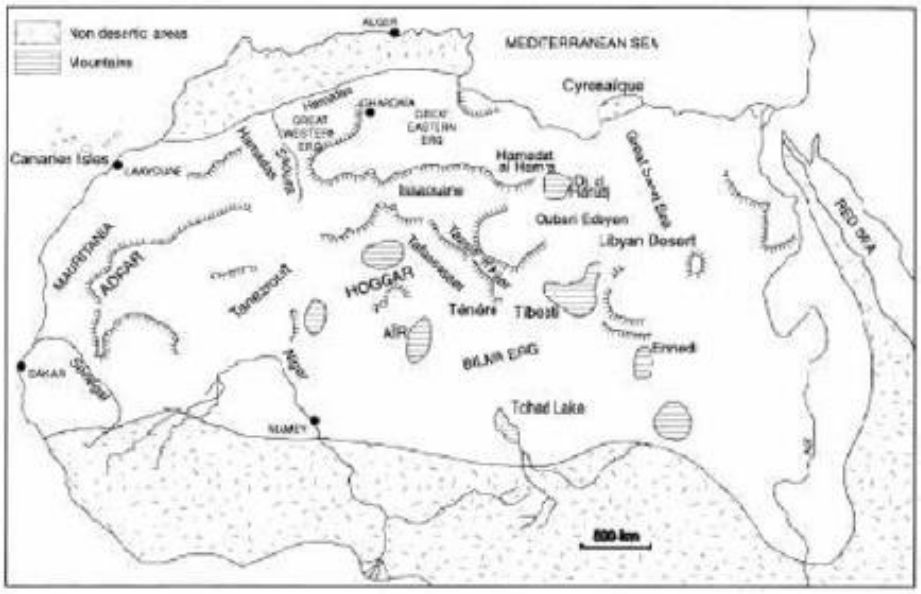


Figure 1.7 *Principaux types de sols présents en Afrique du Nord. D'après Callot et al. (2000).*

Ainsi, la dépression du Bodelé (10800 km^2) qui est la partie la plus profonde des paléo-lacs du bassin Mega-Chad (asséché il y a environ 5000 ans), est la région du monde la plus productive en poussières désertiques (*Goudie and Middleton 2001*). En effet, dans cette région les émissions de poussières désertiques représentent 6 à 18% des émissions globales et peuvent atteindre 1 Tg par jour pendant un événement intense (*Washington et al., 2003 ; Todd et al., 2007*).

- regs : ce sont des zones de petits rochers et cailloux pouvant devenir graviers (sérir) ou à dominante sable grossier dans les régions les plus sèches (*Marticorena 1995*).

- ergs : ce sont des dunes sableuses de forme variables, vives ou fixées (*Marticorena, 1995*).

Ces zones sont donc susceptibles d'être des sources d'aérosols activés par érosion assez puissante en absence de végétation qui les recouvre. Les mécanismes de soulèvement des aérosols et les processus associés sont décrits dans les sections suivantes.

1.4.4 Mécanisme de soulèvement

Le processus de soulèvement des grains de sable, depuis leurs sources formés par des agrégats *(Petitjohn et al., 1972 ; Greeley and Iversen, 1985*), est un phénomène à seuil qui dépend essentiellement de la nature du sol (rugosité, taille et masse des particules, humidité) et de l'action du vent (force et orientation). En effet, la force de frottement en surface ($\vec{\tau}$) tend à arracher les grains de sable du sol tandis que le poids ($\vec{p}$), les forces de cohésions interparticulaires ($\vec{I}p$) (Iversen and White 1982) et les forces capillaires ($\vec{F}cap$) *(McKenna-Neuma and Nickling 1989 ; Fécan et al., 1999 ; Ishizuka et al., 2005*) tendent à les garder au sol.

$$\vec{\tau} = \vec{p} + \vec{I}p + \vec{F}cap \qquad (1.1)$$

En effet, lorsque le vent dépasse une vitesse seuil, la force de frottement en surface devient plus importante que les forces de maintien de la particule au sol qui est alors emportée par le vent.
Dans des conditions de neutralité thermique, la force de frottement dépend essentiellement de la vitesse de vent et de la rugosité du sol :

$$\tau = \mu_a(\frac{\partial U}{\partial z}) = \rho_a U^{*2} \; avec \; si \; z > z_0 \; U^* = \kappa \frac{U(z)}{ln(\frac{z}{z_0})} \qquad (1.2)$$

U : vitesse du vent

U^*: vitesse de friction

μ_a : coefficient de viscosité dynamique de l'air

ρ_a : masse volumique de l'air

k=0.4 : constante de Von Karman

z et z0 : hauteur de la rugosité du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique

Suivant la nature du sol, le seuil de vent moyen de surface (U(z)) nécessaire pour soulever les particules n'est pas le même (*Chepil, 1951 ; Gillette et al., 1982*). La vitesse seuil de soulèvement des aérosols désertique(U_t) est estimée entre 6 et 20 m s^{-1} suivant la nature du sol (*Chomette et al., 1999*).

Pour les surfaces en Afrique de l'Ouest, les différents seuils de vent moyen de surface sont répertoriés dans le tableau suivant.

Nature du sol	U_t $(m.s^{-1})$
dunes de sable fin à moyen (erg)	5–8
sable avec zones caillouteuses	10
désert plat	10–13
dépressions salines (chott) et plaines argileuses (daïas)	15–18
désert de cailloux (reg)	20

Tableau 1.1 *Seuil de vent moyen de surface suivant différents types de rugsités du sol Z_0 estimé pour une atmosphère neutre. D'après COMET http://www.meted.ucar.edu/*

Dans un cas sec, lorsque la particule à un diamètre de 80 µm, les forces de gravité et de cohésion interparticulaires s'équilibrent et la force de friction nécessaire pour soulever une particule est au plus bas (10 cm s^{-1}). Lorsque les particules sont plus petites, la force de cohésion devient plus forte empêchant leur arrachement et lorsque les particules sont plus grosses, leur poids devient trop important pour être soulevées (*Chepil 1951*). Dans un cas humide, la force de capillarité s'ajoute à ces forces pour retenir les particules au sol.

Le dépassement de la vitesse seuil permet de déplacer et même soulever les particules (*Gillette et al., 1982, Nickling and Gillies, 1989 ; Kardous, 2005*).

Les particules entre 70 et 500 µm sont soulevées mais retombent directement sous leur poids. C'est le phénomène de saltation qu'on decrira par la suite. Lors de leur chute, les agrégats s'entrechoquent. Si le flux d'énergie cinétique transmit par l'impact entre les agrégats est plus fort que les forces de cohésion interparticulaire, les agrégats se désagrègent, produisant de plus fines particules. C'est le phénomène de corrasion (sandblasting) (*Gillette 1978*). Ainsi, la présence de grosses particules ou de particules non sécables à proximité d'agrégats de fines particules d'argile permet une forte production d'aérosols désertiques par sand-blasting. C'est le cas des zones ergs. Cependant, les grosses particules (> 1000µm)

ne peuvent pas être soulevées. Elles sont donc seulement déplacées par le vent, roulent et s'éclatent produisant de fines particules. C'est le phénomène de reptation (*Pye 1987, Shao and Lu 2000*).

1.4.4.1 Mouvement de reptation et de saltation

En soufflant sur un lit de sable, le vent peut éroder la surface et influencer le relief en mettant en mouvement certains grains et peut aussi modifier la structure de l'écoulement aérien. Le vent exerce une force sur les grains pour les transporter sur plusieurs centaines de kilomètres pour ensuite les déposés. Si elle est assez forte, elle peut dépasser le poids d'un grain et donc le soulever. Cependant des grains assez grosses ne volent pas, et le vent est relativement capable de les pousser sur le sol : ils roulent ou sautille, c'est ce qu'on appelle le mouvement de *Réptation* ou traction. De tels grains sont aussi appelés *reptons*. Si le vent souffle assez fort, les reptons peuvent, à la faveur d'un choc contre un grain ou d'une fluctuation de vitesse du vent, être élevé un peu plus dans l'air. Là l'écoulement de l'air est plus rapide et le grain est accéléré par le vent. Cependant, par effet gravitationnel le grain retombe sur le sol. Lors du choc, il rebondit et est capable de remonter assez pour être de nouveau accéléré et de continuer le même mouvement. C'est ce qu'on appelle *la Saltation*, les grains s'appelant alors des *saltons* (Fig1.8).

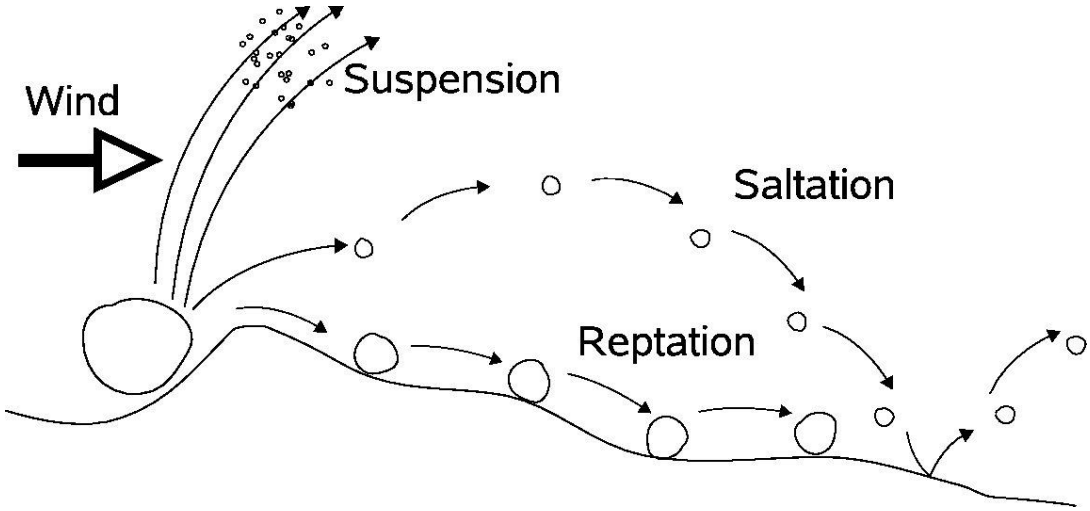


Figure 1.8 *Mouvement du sable adapté d'une figure de Shao et al. (2011).*

Au total, entre les reptons et les saltons, le vent transporte du sable, ce qui définit un flux de sable : un nombre de grains qui traversent une surface unité pendant

une seconde. Lorsque le vent transporte autant de grains que possibles, on parle de flux saturé. Cette saturation est "obligatoire" car déplacer des grains de sables coûte de l'énergie et évidemment l'énergie dont dispose le vent est limitée. Remarquons au passage que les gros grains, plus lourds, sont plus difficile à déplacer et donc que le transport éolien a tendance à trier les grains de manière sélective. Dans le désert, on trouve en général des grains de sable qui ont un diamètre de l'ordre de 250 µm. Il y a eu de nombreuses expériences à propos des deux types de mouvement et de leurs différences. Il en ressort, que les reptons sont bien plus nombreux que les saltons, mais qu'ils vont moins vite. Le flux de reptons est alors de l'ordre d'une fraction du flux se saltons. De plus, logiquement, plus le vent est fort, plus le flux de sable augmente.

Des multiples recherches montre que la longueur d'un saut d'un salton, appelée longueur de saltation est de l'ordre du mètre pour un vent moyen de l'ordre de 5 m s^{-1} à 10 cm du sol, l'angle que fait la trajectoire avec l'horizontal lors de l'impact est de l'ordre de 10° et fluctue peu. En effet suivant la valeur de cet angle, le choc est plus ou moins violent et l'énergie du choc se transmet plus ou moins bien aux grains immobiles en surface. Ainsi, plus l'angle d'impact est important plus la transmission de quantité de mouvement aux futurs reptons se fait bien. Et par consequence, le flux de reptons varie selon l'angle d'incidence des saltons. C'est ce phénomène qui permet d'appréhender simplement la création des rides de sables qui s'étalent sur plusieurs mètres dans une direction perpendiculaire au vent et s'élèvent sur quelques centimètres. Elles sont séparées entre elles d'une distance de l'ordre de la dizaine de centimètre.

Au niveau du défaut, l'angle d'impact des grains en saltations va varier, puisque la surface n'est plus plane. Ainsi, on distingue la zone exposée où l'angle relatif d'impact par rapport à la surface est plus élevé que dans la zone "normale". Ici, le flux de grains en reptation est donc plus important que dans la zone normale. De même, il existe également une zone abritée, où cette fois, l'angle d'impact relatif est plus petit, et donc le flux de reptons également. L'existence de ces trois valeurs différentes de flux entraîne directement la propagation et l'amplification du défaut. En effet, comme il y a plus de grains qui grimpent sur la zone exposée que de grains qui quittent la zone abritée, le défaut augmente en hauteur. Mais ce n'est pas tout. Il y a aussi moins de grains qui arrivent en amont de la zone exposée qu'il y en a qui la grimpent, donc un creux se forme en amont du défaut. Pareillement, il y a moins de grains qui arrivent de la zone abritée que ceux qui parcourent la zone normale en aval du défaut, et un creux apparaît aussi en aval. De proche en proche,

le défaut progresse, et on arrive ainsi au développement spatial de l'instabilité : En attendant suffisamment longtemps, le sol n'est plus plat, mais parcouru par des petites rides.

1.4.4.2 Mécanisme de soulèvement

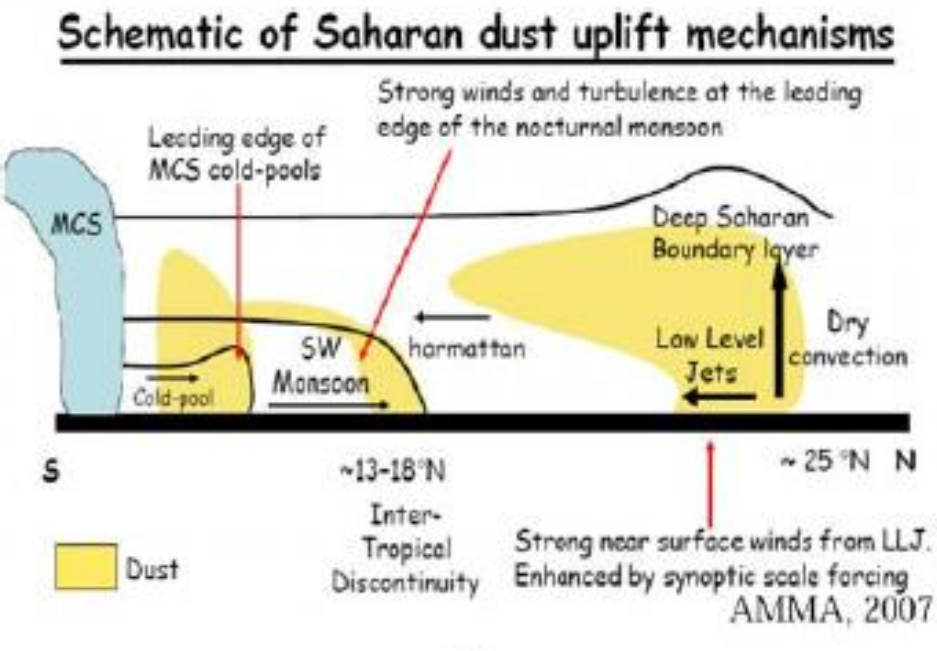


Figure 1.9 *Configuration typiques de la distributuion verticale des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest d'après C.Flamant et al. (2007).*

En Afrique de l'Ouest, ce sont les rafales de petite échelle liées aux processus locaux (*Engelstaedter and Washinston, 2007*) qui sont responsables de soulèvement des poussières et mettent en jeux l'érosion éolienne, hydrique et les actions thermique. *Flamant et al. (2007*) montrent les mécanismes produisant ces processus sur la Figure (1.9). Au couché du soleil, la surface refroidit très vite, diminuant la turbulence et créant une inversion de température se qui renforce les jets de basses couches par effet d'oscillation d'inertie (*Blackadar, 1957*) induite par la création d'une couche d'inversion. Au-dessus, les masses d'air se retrouvent découplées de la surface et ne subissent plus la force de friction exercée par la surface mais seulement le gradient de pression et la force de Coriolis (*Hoxit, 1975 ; Garratt, 1992 ; Mahrt, 1999 ; Mauritseb and Svensson, 2007*). Ce changement induit une instabilité formant les jets nocturnes au sommet de l'inversion (*Blackadar, 1957 ; Hoxit, 1975 ; Banta et al., 2003*). Au lever du soleil, la surface

se réchauffe et induit un mélange turbulent qui tend à homogénéiser les vents entre la surface et le jet. Par conséquent, le vent de surface augmente brusquement pouvant aller jusqu'à 20 m.s^{-1} (*Blackadar, 1957 ; Holton, 1967 ; Banta et al., 2006*), dépassant les vitesses seuil d'érosion (*Washington et al., 2006 ; Todd et al., 2007*). Ils s'étendent sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres (*May, 1995 ; Davis, 2000*). En Afrique de l'Ouest, ces conditions sont favorisées par les reliefs (*Todd et al., 2007*). Les jets nocturnes se manifestent toute l'année, plutôt entre 10°N et 20°N (surtout sur la région de Bodelé, *Bou Karam et al., 2008*) en hiver avec une fréquence atteignant 50 à 80% des jours, et entre 15°N et 30°N surtout sur le sud-ouest du Sahara (*Schepanski et al., 2009*) en été avec une fréquence de 30 à 40% des jours. Ainsi, les jets nocturnes pilotent 65% du soulèvement d'aérosols désertiques dans le Sahara (*Todd et al., 2007 ; Knippertz, 2008 ; Schepanski et al., 2009*).

D'autre part, l'orographie force un mouvement ascendant de l'air humide qui peut déclencher de la convection profonde au sein de laquelle l'air refroidi radiativement au sommet des nuages convectifs retombe. Cet air se trouve alors plus froid et plus dense que l'air environnant et subit alors un mouvement descendant atteignant la surface sous forme de rafales (*Droegemeir and Wilhelmson, 1987*). Ce type de courant de densité peut se propager très loin de leur lieu d'initiation montagneuse et passant au-dessus d'une zone source de poussières désertiques, il permet de soulever une forte quantité d'aérosols (*Charba, 1974 ; Smith and Reeder, 1988 ; Knippertz et al., 2007*). Ce phénomène nécessite une atmosphère assez humide et un maximum d'ensoleillement. Il est donc plus courant pendant les après-midi d'été. Toutefois, au printemps l'Atlas constitue un site particulièrement favorable à leur initiation en raison du transport de l'air humide de l'Atlantique (*Knippertz et al., 2007*).

Associé à la baroclinité à grande échelle et au JOST, le gradient de température entre le continent nord-africain et la Méditerranée renforce la baroclinité dans la couche limite saharienne (*Pedgley, 1972 ; Alpert and Ziv, 1989 ; Trigo et al., 2002*) et favorise la formation de cyclones au-dessus du Sahara, appelés dépression de Khamsin (*Pedgley, 1972 ; Thorncroft and Flocas, 1997 ; Alpert and Ziv, 1989 ; Prezerakos et al., 1990*). Ces cyclones sont marqués par un front froid (entraînant une baisse d'environ 15°C de la température de surface) et par un front chaud causant de violents soulèvements de poussières désertiques (*Washington et al., 2003 ; Knippertz and Fink, 2008*). Ils se déplacent rapidement (> 10m s^{-1}) vers l'est le long de la côte nord de l'Afrique (*Alpert and Ziv, 1989 ; Alpert et al., 1990*). Ces

événements sont favorisés par un fort gradient de température au sol (*Horvath et al., 2006 ; Egger et al., 1995*). Ils peuvent avoir lieu à tous moments de la journée au printemps, toutefois la convection induite par ces cyclones est plus souvent observée l'après-midi au niveau de la dépression thermique (*Horvath et al., 2006 ; Egger et al., 1995*) et à l'est et au sud de l'Atlas grâce aux effets orographiques induits par le massif (*Alpert and Ziv, 1989 ; Prezerakos et al., 1990 ; Alpert et al., 1990 ; Barkan et al., 2005 ; Vizy and Cook, 2009*). Fin juin, la baisse d'occurrence des intrusions d'air froid coïncide avec la baisse du soulèvement de poussières désertiques (*Mbourou et al., 1997 ; Engelstaedter and Washinston, 2007*).

1.4.5 Transport

Au cours de leur déplacement, une fois en suspension, les poussières désertiques, en fonction des grands courants de la circulation atmosphérique, sont aussi bien transportées vers l'est, le sud de l'Afrique, et l'Europe que vers les Caraïbes. *D'Almeida (1986)* considère que 60% des poussières émises sont transportées vers le Golfe de Guinée, 28% vers l'Atlantique et 12% vers l'Europe (Fig 1.10).

Le plus connu des courants responsable du transport des poussières est l'Harmattan qui souffle en permanence du nord-est vers l'Atlantique ou vers le Golfe de Guinée. Une fois sur la côte Atlantique, l'air saharien s'élève au-dessus de l'air maritime et continue vers l'ouest entre 1500 et 5000 mètres d'altitude. C'est la Saharan Air Layer qui s'étend entre les latitudes de 15°N à 25°N. Les poussières mettent alors de 5 à 6 jours pour atteindre les côtes américaines (*Prospero, 1981*). Sur la Figure 1.11, on observe que ce déplacement varie suivant les saisons. Celui-ci dépend en fait de la situation météorologique qui règne sur l'Afrique. En hiver, la ZCIT qui est une zone dépressionnaire est déplacée plus au sud vers l'équateur sur le golfe de Guinée et l'Harmattan souffle donc vers cette direction. L'été, la ZCIT remonte vers la latitude 20°N et l'anticyclone des Açores se positionne alors vers le sud-ouest de l'Europe. Les zones sources qui sont alors activées sont celles proches du massif du Hoggar.

Lorsque ces poussières se déplacent vers l'Europe, ce qui est fréquent durant les mois d'été (*Dulac et al., 1992*) les trajectoires sont beaucoup moins prononcées et plus sporadiques. Elles dépendent du passage de dépressions cycloniques sur L'Europe (*Coudé-Gaussen et al., 1987; Bergametti et al., 1989*). Si le centre dépressionnaire se situe sur les côtes européennes de l'Atlantique nord, les poussières peuvent atteindre l'Espagne ou même la France. S'il s'agit du Sirocco,

elles se dirigeront vers la Tunisie et l'Italie. Le Khamsin (vent du Sahara oriental) les entraînera vers le Soudan, l'Egypte ou le Sinaï (*Yaalon and Ganor, 1977*).

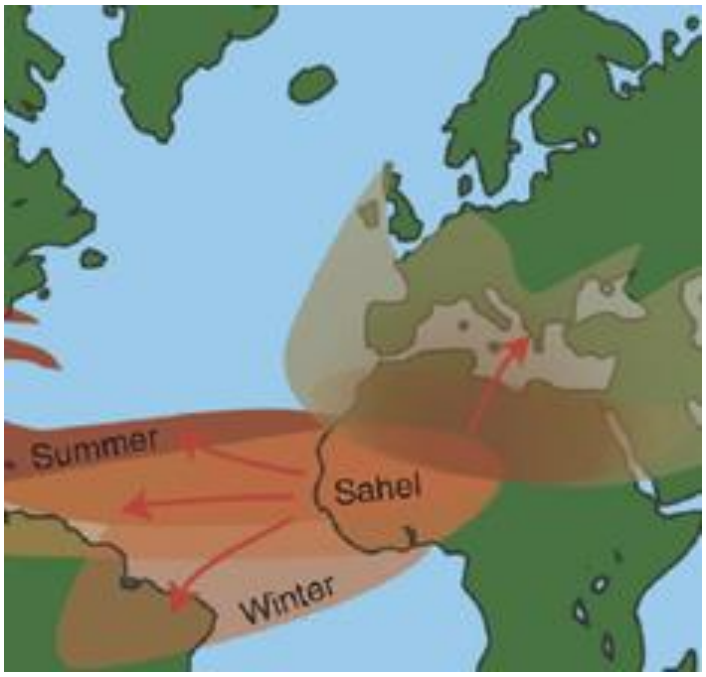


Figure 1.10 *Trajectoires des poussières sahariennes. D'après (Dulac et al., 1992; Coudé-Gaussen et al., 1987; D'Almeida,1986; Bergametti et al., 1989 ; Kellogg CA et Griffin DW, 2006).*

1.4.6 Dépôt

La particule est principalement soumise aux forces de gravités auxquelles s'ajoutent des tourbillons turbulents, la diffusion brownienne, l'impaction, l'interception, le phénomène de rebond. Une description simple des forces agissant sur la particule dans un fluide est donnée par la loi de gravitation de Newton en équilibre avec l'équation de Stokes prenant en compte la viscosité du fluide, l'entraînement et la vitesse de la particule (Equation1.3).

$$\frac{g\pi D_p^3(\rho_p - \rho_a)C_c}{6} = 3\pi\eta_a D_p v_{gp} \qquad (1.3)$$

g = 9.81 m s^{-2} : accélération de la pesanteur

D_p : Diamètre de la particule

ρ_p et ρ_a : masse volumique de la particule et de l'air

C_c : Coefficient cinétique de glissement

υ_{gp} : vitesse gravitationnelle de la particule

η_a : viscosité du d'air

Ainsi suivant la taille de l'aérosol deux voies de dépôt possibles : la sédimentation gravitationnelle et le dépôt par diffusion. Ce sont les voies de dépôt sec qui permettent le dépôt des particules directement à la surface sans l'aide des précipitations. La sédimentation est le plus simple des procédés de dépôt. Il correspond à la chute des particules par gravité. Le dépôt turbulent correspond au mécanisme de diffusion brownienne et turbulente. Le dépôt par diffusion est plus efficace pour les particules du mode fin tandis que le dépôt par sédimentation affecte essentiellement les particules du mode grossier.

En effet, les grosses particules sédimentent rapidement, ainsi leur durée de vie est relativement courte (au maximum quatre à cinq jours, e.g. *Schütz, 1980; Schütz and Jaenicke, 1981*).

Les zones de dépôt de poussières désertiques sont très variables et recouvrent pratiquement tout le globe (*Laurent, 2005*). Elles participent alors à l'alimentation des zones non désertiques en poussières qui pourront être soulevée à nouveau ultérieurement. Lorsqu'elles sont déposés dans les océans (180 à 260 Mt an^{-1} dans l'Atlantique Nord, *Mahowald et al., 1999*), elles représentent des éléments nutritifs déterminants pour l'activité hytoplanctonique (*Jickells et al., 2005 ; Mahowald et al., 2005 ; Solmon et al., 2009*).

1.5 Interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement

Je décris sur cette partie les propriétés physico-chimiques et géometriques qui caractérise l'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement et on détaille le forçage radiatif lié à leurs effets direct, semi-direct et indirect.

D'autre part, je détaille l'interaction (diffusion et absorption) du rayonnement électromagnétique avec les particules d'aérosols ainsi que les nombreuses conséquences thermodynamiques associées qui vont influencer le climat et le cycle de l'eau.

1.5.1 Propriétés physico-chimiques des aérosols en Afrique de l'ouest

1.5.1.1 Granulométrie des aérosols

D'après *Seinfeld and Pandis (2006) et Whitby (1978),* la granulométrie des aérosols couvre une très large gamme de tailles, du nanomètre jusqu'au dixième de millimètre. La taille des particules gouverne leur temps de résidence dans l'atmosphère et aussi leurs interactions. La distribution des populations d'aérosols, généralement multi-modale (*Junge, 1963; Whitby, 1978*), est donc une information pertinente pour la compréhension de leurs interactions avec le climat.

D'autre part, la granulométrie des aérosols permet de mieux connaitre l'effet direct sur le bilan radiatif des particules. En effet, ces derniers n'interagissent pas de la même façon avec le rayonnement suivant leurs tailles et leurs propriétés optiques sont fonction de la taille de la particule et de la longueur d'onde du rayonnement considérée. La distribution granulométrique est donc un paramètre majeur (*Patterson, 1981; Tegen and Lacis, 1996; Otto et al., 2007; Chou et al., 2008; McConnell et al., 2008*).

1.5.1.2 Distribution en taille des aérosols désertiques

Les particules fines d'aérosols désertiques sont les particules les plus persistantes dans l'atmosphère, ils jouent un rôle important sur le bilan radiatif et leur mauvaise représentation pourrait entraîner d'importantes erreurs sur l'étude de l'impact radiatif des aérosols désertiques.

Il n'est pas évident de définir une distribution universelle des particules qui dépend des conditions climatiques très variables : la vitesse du vent, responsables du soulèvement des poussières, du type de sols sources, de la rugosité de la surface et des processus de vieillissement (*Osborne et al., 2008; Weinzierl et al., 2009*). Pour cette raison, les distributions rapportées par *Haywood et al. (2003a) et Osborne et al. (2008)* utilisent 5 modes pour représenter aux mieux les spectres en tailles mesurés.

On observe une contribution importante des aérosols sub-microniques, malgré les différents lieux de mesures et l'origine des panaches. On remarque en général la présence d'un mode commun entre la distribution *d'Alfaro and Gomes (2001)* et les observations centré autour d'un diamètre médian en nombre (Dgn) de 0.6 µm. En revanche, contrairement à la distribution *d'Alfaro and Gomes (2001)*, on observe que toutes les distributions en taille mesurées font état d'un ou deux modes proches

de Dgn = 0.1- 0.3 µm. De l'autre côté de la distribution, on constate qu'un mode grossier compris entre Dgn = 2.0 - 5.0 µm est généralement présent, en assez bon accord avec ce qui correspond au mode moyen *d'Alfaro and Gomes (2001).*

Bien que les distributions mesurées soient indépendantes les unes des autres, *Chen et al. (2011)* remarquent que la distribution en taille des particules d'aérosols désertiques observées pendant AMMA au-dessus de l'Atlantique varie peu avec la distance au cours de leur transport. Ce résultat semble confirmer les travaux numériques de *Maring et al. (2003)* qui suggéraient aussi que les distributions en taille des aérosols désertiques n'évoluaient pas ou peu au cours de leur transport transatlantique excepté pour les particules de diamètres supérieurs à 7.3 µm qui sédiment en un ou deux jours (Table 1.2).

Crumeyrolle et al. (2010) Aérosols désertiques (origine Bodélé) Vols avion au dessus du Bénin			
Mode(i)	fin	moyen	grossier
Fraction en nombre (%)	97.52	1.95	0.52
Fraction massique (%)	0.08	0.92	99
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.75	1.76	1.70
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.078	0.64	5.0
Diamètre médian en masse D_{gm}(µm)	0.20	1.67	11.6

Alfaro and Gomes (2001) Aérosols désertiques Modèle de *sandblasting*, contraint par mesures sols au ? et sud de l'Espagne			
Mode(i)	fin	moyen	grossier
Fraction massique (%)	Prédit par le modèle		
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.7	1.6	1.5
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.64	3.46	8.66
Diamètre médian en masse D_{gm}(µm)	1.5	6.7	14.2

Weinzierl et al. (2009) Aérosols désertiques Vols avion à proximité de l'Atlas et de Casablanca				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Estimation Haute				
Fraction en nombre (%)	93.8	4.4	1.56	0.2
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.99	1.55	1.90	1.94
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.075	0.55	1.40	4.50
Estimation basse				
Fraction en nombre (%)	80.7	15.6	3.1	0.04
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.74	1.41	1.85	1.80
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.070	0.20	0.50	2.0

Weinzierl et al. (2011) Aérosols désertiques Vols avion région de Cap Vert				
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)	M(4)
Fraction en nombre (%)	84.9	12.3	2.8	0.013
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.82	1.82	1.66	1.88
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.08	0.35	1.45	4.50

Chen et al. (2011) Aérosols désertiques Vols avion au dessus de l'Atlantique (Cape Vert)			
Mode(i)	M(1)	M(2)	M(3)
Fraction en nombre (%)	85.0	8.5	6.5
Coefficient de dispersion en nombre σ_i	1.78	1.44	1.75
Diamètre médian en nombre D_{gn}(µm)	0.11	0.66	1.10

Tableau 1.2 *Distribution en taille mesurées pour les aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest. D'après F. Malavelle, 2011.*

1.5.2 Propriétés hygroscopiques

Pruppacher and Klett (1997) montrent que les aérosols désertiques sont très peu solubles dans l'eau et n'agissent pas comme noyaux de condensation nuageux aux sursaturations qu'ils rencontrent. En revanche, ils peuvent agir comme noyaux glaciogènes s'ils sont transportés dans les nuages convectifs et atteignent la haute troposphère (*Tulet et al., 2010*). Il peuvent subir différents processus comme la coagulation avec des particules de sulfate, des réactions acido-basiques, l'évaporation de pluies sulfatées ou oxydation du SO_2 (*Levin et al., 1996 ; Wurzler et al., 2000 ; Formenti et al., 2003 ; Laskin et al., 2005*).

Les propriétés hygroscopiques dépendent fortement de ces processus, en effet des pellicules de nitrate, sulfate et chlorure se forment autour des particules d'aérosols et impactent le forçage radiatif (*Levin et al., 1996 ;Yin et al., 2002, Trochkine et al., 2003 ; Crumeyrolle, 2008*).

1.5.3 Propriétés geométriques et optiques

Lorsqu'elle est soumise à un rayonnement électromagnétique, une particule interagit avec celui-ci en le diffusant (diffusion) ou en l'absorbant (absorption). Si les longueurs d'onde du rayonnement sont proches de la taille de la particule alors des effets spectraux se présentent.

Dans le cas des aérosols désertiques, de taille généralement comprise entre 0.1 et 5 µm, leurs interactions sont étudiées avec le domaine du visible, entre 0.185 et 4µm.

Les particules d'aérosols désertiques sont de tailles assez grosses pour interagir avec le rayonnement en le domaine infrarouge. Leur impact dans cette gamme de longueur d'onde est inférieur à celui dans le domaine du visible (*Dufresne et al., 2002 ; Highwood et al., 2005 ; Bharmal et al., 2009*) (Fig1.11).

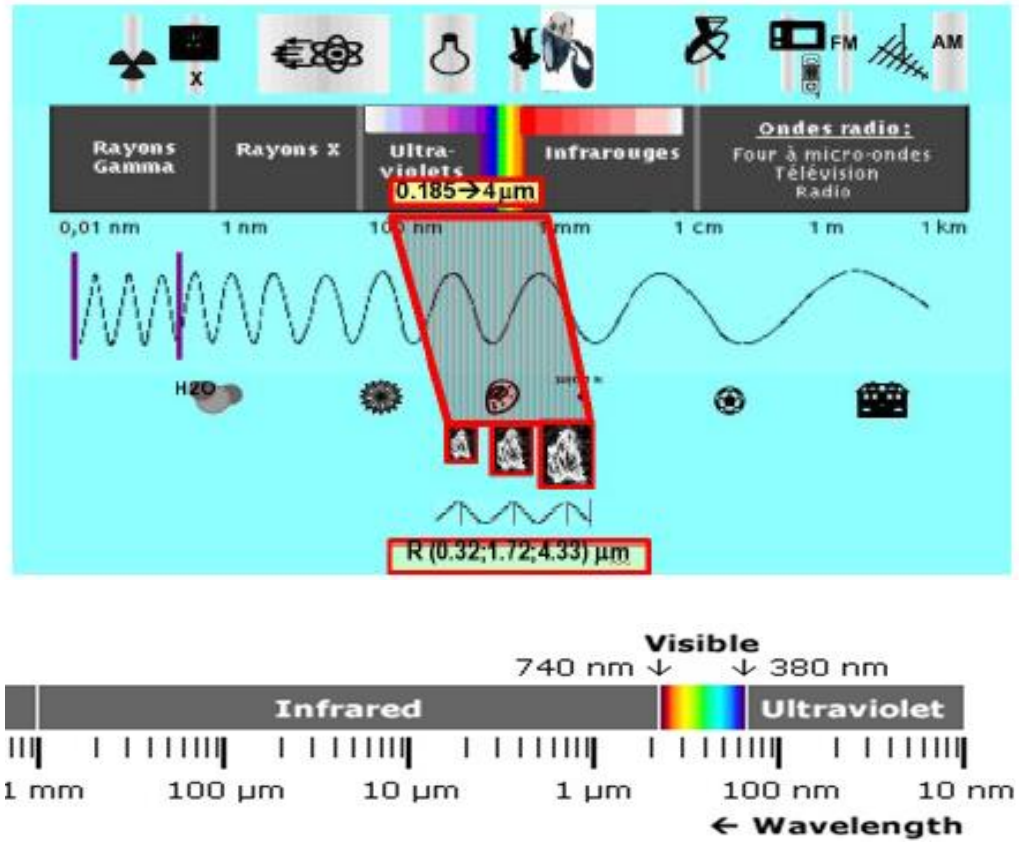


Figure 1.11 *Gammes de longueur d'onde sur lesquelles les poussières désertiques ont un impact radiatif, d'après Cécile Kocha (2011).*

Trois propriétés optiques permettent de caractériser et quantifier l'extinction, l'absorption et la diffusion du rayonnement par une particule.

L'éfficacité d'extinction, l'albédo de simple diffusion et le facteur d'asymétrie. Elles sont calculées en appliquant la théorie de la diffusion de Mie, qui permet de résoudre les équations d'électromagnétisme pour une particule supposée sphérique (*McCartney, 1976*) (Fig1.12). L'intensité du rayonnement diffusé dans une direction $I(\theta_\Phi)$ d'une particule sphérique illuminée par un rayonnement d'intensité I_0 est :

$$I(\theta\phi) = \frac{\lambda^2}{4\pi}(|S_1(\theta)|^2 sin^2(\phi) + |S_2(\theta)|^2 cos^2(\phi))I_o \tag{1.4}$$

θ : angle de diffusion ; Φ : angle de polarisation ; S1 et S2 : amplitude de diffusion de Mie

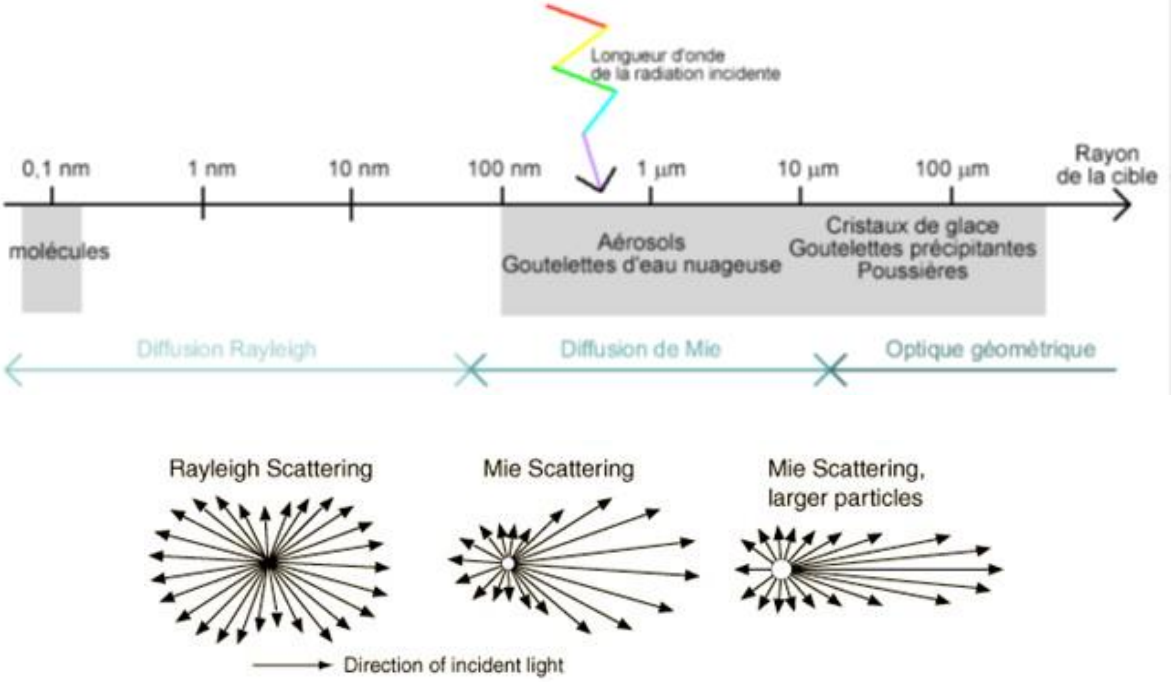


Figure 1.12 *Diffusion par différente tailles des particules, d'après McCartney (1976).*

L'épaisseur optique se note (AOT ou AOD, pour aérosols optical thickness ou Aerosol optical depth notée T), l'albédo de diffusion simple (SSA pour single scattering albedo, noté ω_0) et le paramètre d'asymetrie (g) qui sont des propriétés optiques moyennes de la distribution nécessaire à la résolution du bilan de transfert radiatif.

1.5.3.1 L'épaisseur optique

L'épaisseur optique répresente l'atténuation du rayonnement par la couche aérosols d'épaisseur Δz :

$$AOT(\lambda) = \int_0^{\Delta z} \beta_{ext}(\lambda)\, dz = \int_0^{\Delta z} M_{aer} k_{ext}(\lambda)\, dz \tag{1.5}$$ I.8)

avec $K_{ext} = \beta_{ext}/M_{aer}$ l'efficacité d'extinction en $m^2 g^{-1}$, et M_{aer} la masse totale en aérosols dans la couche Δz *(Florent Malavelle, 2011).*

L'épaisseur optique (sans dimension) donne une indication du contenu en aérosols atmosphériques. Elle est particulièrement importante dans les régions sources où les concentrations d'aérosols sont fortes comme au-dessus du continent Africain (*Slingo et al., 2006; Ichoku et al., 2003; Milton et al., 2008; Vogel et al., 2009; Tummon et al., 2010; Pinker et al., 2010*), en Amazonie (*Procopio et al., 2004; Koren et al., 2004*), en Inde et à l'est de l'Asie (*Ackerman et al., 2000; Ramana and Ramanathan, 2006; Qian et al., 2007; Ramanathan et al., 2007*) ou les côtes Sahariennes (*Haywood et al., 2003a; Zhu et al., 2007*).

Lors d'intenses tempêtes de sable, les épaisseurs optiques en aérosols peuvent atteindre des valeurs beaucoup élevées pouvant aller au-delà de 4 au-dessus du continent Africain (*Slingo et al., 2006*) (Fig1.13).

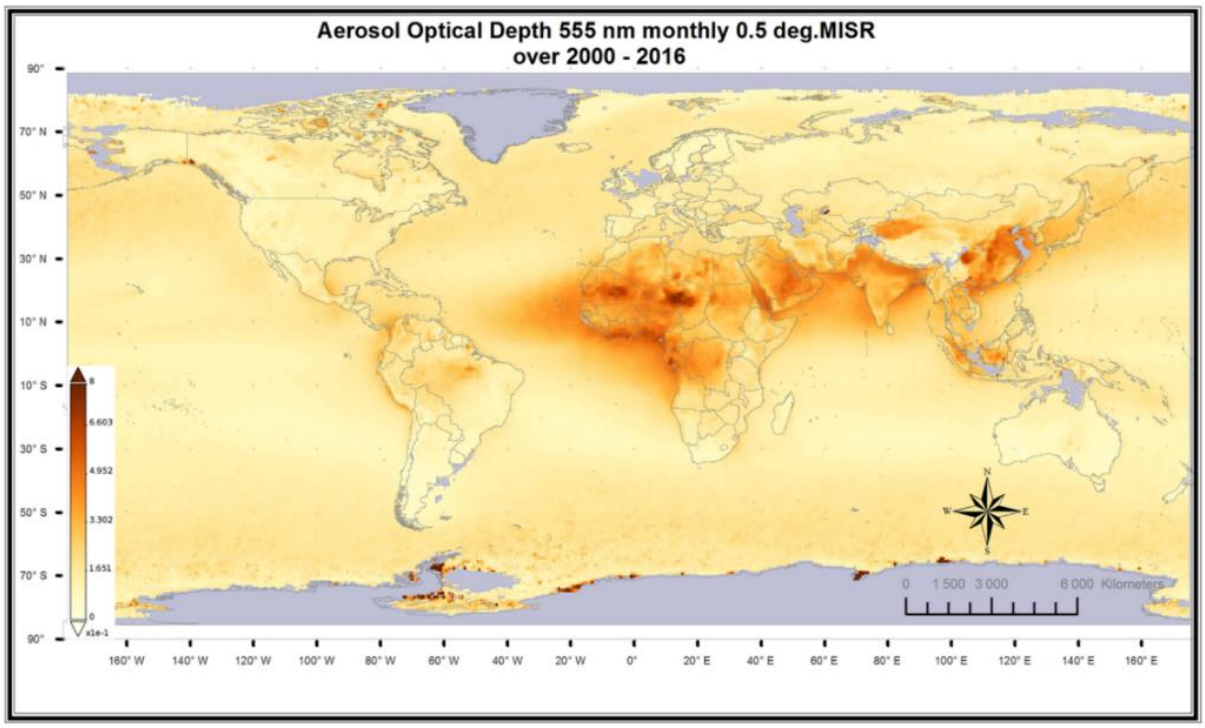


Figure 1.13 *Epaisseur optiques des aérosols mesurée par MISR à 555 nm entre 2000 et 2016.*

1.5.3.2 L'albédo de diffusion simple

L'albédo de diffusion simple est défini comme :

$$\mathrm{SSA}(\lambda) = \frac{\beta diff(\lambda)}{\beta ext(\lambda)} \qquad (1.6)$$

$\beta diff(\lambda)$: *coefficient de diffusion* ; $\beta ext(\lambda)$: *coefficient d'extinction*

Il traduit la probabilité que des photons interceptés par des aérosols soient diffusés ou absorbés et donc détermine la fraction de rayonnement absorbée par les panaches d'aérosols. Il vaut 1 lorsque les aérosols sont purement diffusants (e.g. les sulfates) et 0 pour les particules totalement absorbantes. Le SSA est important dans l'estimation des impacts radiatifs des aérosols.

Espèce	SSA_{550nm}	Références
Aérosols désertiques	0.75-0.99	*d'Almeida et al.* 1991; *Hess et al.* 1998 *Tanré et al.* 2001; *Dubovik et al.* 2002 *Haywood et al.* 2003a; *Osborne et al.* 2008 *Otto et al.* 2007; *McConnell et al.* 2008
Carbone suie	0.15-0.35	*Hess et al.* 1998; *Mallet et al.* 2003 *Bond and Bergstrom* 2006
Carbone organique	0.98-0.99	*Cooke et al.* 1999; *Mallet et al.* 2003
Brown Carbon	0.6-0.8	*Dinar et al.* 2008
Sels marins	0.99	*Krekov* 1993; *Hess et al.* 1998
Sulfate	0.97-1	*Krekov* 1993; *Kiehl et al.* 2000; *Mallet et al.* 2003
Nitrate	0.93	*Krekov* 1993; *Mallet et al.* 2003

Tableau 1.3 *Albédo de simple diffusion pour les principaux composés particulaires atmosphériques (Florent Malavelle, 2011).*

SSA des aérosols désertiques

On observe dans la littérature une grande variabilité du SSA des aérosols désertiques (Tableau 1.3). Par exemple, *Kaufman et al. (2001) et Tanré et al. (2001)*, en s'appuyant sur des mesures de télédétection, estiment le SSA des aérosols désertiques à 0.97 (à 550 nm). L'étude de *Haywood et al. (2003a)* indique des SSA plus faibles compris entre 0.95 et 0.99 (à 550 nm) pour des aérosols observés durant la campagne Saharan Dust Experiment (SHADE, Tanré et al., 2003) au large des côtes sénégalaises. En se basant sur les inversions AERONET, *Levy et al. (2007)* ont construit une climatologie de propriétés optiques par type d'aérosols utilisée en entrée de l'algorithme d'inversion du capteur satellitaire MODIS. La valeur d'albédo de simple diffusion associée aux aérosols désertiques est de 0.953 (à 550 nm). Des valeurs encore plus basses ont également été publiées (0.75-0.76 à 550 nm) illustrant le rôle du mode grossier (*Otto et al., 2007*). En effet, selon leur composition minéralogique et leur granulométrie, il est possible que les aérosols désertiques soient particulièrement absorbants dans le visible. *McConnell et al. (2008)* ont montré dans le cadre de la campagne Dust Outflow and Deposition to the Ocean (DODO, menée principalement au-dessus de l'Atlantique et de la Mauritanie/Algérie) que l'ajout d'un mode grossier dans le calcul des propriétés optiques induit un changement significatif de la valeur du SSA passant de 0.98 à

0.90 (à 550 nm).

Actuellement, les valeurs d'albédo de simple diffusion rapportées pour les aérosols au nord du continent du continent africain sont assez disparates. Les raisons principales sont liées à la fois aux différentes méthodes de mesures mises en oeuvre (instrumentation, veine de prélèvement, méthodes de correction et distance aux sources) mais également à la grande variabilité dans la composition chimique et dimensionnelle des aérosols désertiques décrite juste avant. A titre d'exemple *Osborne et al. (2008)* estiment l'albédo de simple diffusion des aérosols désertiques à 0.98-99 (à 550 nm) à partir des mesures aéroportées réalisées durant DABEX (Dust and Biomass Experiment) au-dessus du Niger.

Plus récemment, l'albédo de simple diffusion déduit des mesures effectuées pendant GERBILS a été estimé de 0.02 à 0.97 (à 550 nm) au-dessus du Sahara avec une instrumentation identique à celle de la campagne DABEX (*Johnson and Osborne, 2011*). Les mesures sol réalisées au Maroc près des zones sources durant SAMUM 1 (Saharan Mineral Dust Experiment) et utilisant également une instrumentation identique à celle de GERBILS et DABEX, supportent ces résultats avec une estimation du SSA de 0.96±0.02 (à 537 nm, *Schladitz et al., 2009)*. Durant SAMUM 2, plus loin des sources, *Müller et al. (2011)* reportent également un SSA moyen de 0.96 (à 550 nm) pour des évènements de soulèvement de poussières minérales. Des aérosols désertiques transportés au-dessus de l'Atlantique ont été mesurés en Floride et le SSA estimé à 0.97±0.02 (à 550 nm) (*Cattral et al., 2003*). Mais pour un transport aussi lointain, la plupart des aérosols du mode grossier sont supposés avoir sédimenté.

Des valeurs de SSA correspondant à des aérosols plus absorbants ont également été rapportées. *Slingo et al. (2006)* mentionnent des valeurs comprises entre 0.89 et 0.95 (à 500 nm) à partir des observations au sol réalisées pendant la campagne RADAGAST à Niamey pendant AMMA en 2006. Les inversions des mesures photométriques de la période 1999 à 2002 pour le site du Cap Vert fournissent quant à elles des valeurs de SSA comprises entre 0.93 (à 440 nm) et 0.98 (à 660 nm) (*Dubovik et al., 2002*). On note que cette estimation a été réalisée avec l'ancienne version de l'algorithme d'inversion (v1) qui n'inclut pas la prise en compte de la non-sphéricité des particules d'aérosols. Dans sa nouvelle version (v2), les SSA estimés sont généralement plus absorbants (*Osborne et al., 2008*) comme on peut le constater sur la climatologie que nous avons réalisée (voir Chapitre 2, Fig. 2.9). Dans cette climatologie, les SSA des aérosols désertiques sont

compris entre 0.90 et 0.92 (à 440 nm) en assez bon accord avec les observations faites à Niamey par *Raut and Chazette (2008). Johnson and Osborne (2011)* constatent un désaccord entre les mesures aéroportées et les inversions AERONET durant GERBILS. Si des pertes importantes dans la veine de prélèvement et l'instrument de mesure se produisent, il est possible que le SSA des aérosols désertiques puisse être surestimés pendant les mesures aéroportées. Une sous-estimation d'un facteur 2 du coefficient d'absorption a été considérée plausible dans une étude similaire pendant DABEX (*Osborne et al., 2008*). Une sous-estimation d'un facteur 2 réduirait le SSA à une valeur moyenne de 0.94 (à 550 nm) contre 0.98-0.99 autrement et aboutissant à un meilleur accord avec les mesures AERONET. Cependant, la possibilité que le SSA soit encore plus bas (< 0.90) comme cela est suggéré dans certaines études (*Otto et al., 2007*) ne semble pas consistant dans les études de fermeture de bilan radiatif comparant les mesures de radiances avec des calculs de transfert radiatif (*Haywood et al.; Osborne et al., 2011*).

En conclusion, il demeure très difficile d'estimer une valeur universelle de l'albédo de simple diffusion concernant les aérosols désertiques tant les facteurs influents sont nombreux. Cependant, une remarque générale que nous pouvons faire est que ces aérosols sont très certainement plus absorbants que ce qu'il était classiquement supposé. En effet, les aérosols désertiques ont été pendant longtemps représentés comme presque purement diffusants dans les modèles numériques, avec des albédos de simple diffusion dans le visible proche de l'unité. A la lecture de la littérature récente, il apparaît que l'albédo de simple diffusion des aérosols désertiques (pour l'ensemble de la distribution) dans le visible (500-550 nm) doit très certainement se situer autour d'une valeur proche de 0.94-0.95 illustrant un pouvoir relativement absorbant de ce type d'aérosols.

Dans la mesure où il existe une grande variabilité des valeurs d'albédo de simple diffusion en fonction du lieu et de l'instant de l'observation, une autre approche possible pour évaluer ce paramètre à l'échelle régionale repose sur l'observation satellite. Ces dernières années, de nouveaux capteurs et d'algorithmes d'inversion spécialement dédiés à l'étude des aérosols atmosphériques et de leurs propriétés optiques ont vu le jour. Depuis peu, certains produits novateurs ont également commencé à fournir des informations sur les propriétés absorbantes des aérosols en plus des estimations plus classiques de l'épaisseur optique (*OMI : Jethva and Torres, 2011 ; PARASOL : Dubovik et al., 2011 ; MODIS-Deep Blue : Hsu et al., 2004 ; MISR : Kahn et al., 2010).*

1.5.3.3 Coefficient d'extinction

Le tableau 1.4 synthétise les valeurs de l'efficacité d'extinction (le coefficient d'extinction normalisé par la masse) estimées en Afrique de l'Ouest pour les aérosols désertiques.

Références	k_{ext} (m^2/g)
DUST	
Chen et al. 2011 NAMMA	1.09
Jeong et al. 2008 NAMMA	1.23±0.71
Jeong et al. 2008 NAMMA	0.93±0.17
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM)	0.85
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM+CM)	0.41
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM)	1.14
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM+CM)	0.2-0.46
Haywood et al. 2001 MOTH	0.68
Osborne et al. 2008 DABEX (AM)	0.76
Osborne et al. 2008 DABEX (AM+CM)	0.33
Haywood et al. 2003a SHADE (AM)	0.70
Haywood et al. 2003a SHADE (AM+CM)	0.42
Weinzierl et al. 2009 SAMUM1 (AM+CM)	0.13±0.08
Johnson and Osborne 2011 GERBILS (AM+CM)	0.48±0.10

Tableau 1.4 *Efficacit é d'extinction à 550 nm pour les aérosols désertiques. AM = Accumulation Mode, CM = Coarse Mode (Florent Malavelle, 2011).*

1.5.3.4 Paramètre d'asymetrie

Le tableau 1.5 représente les valeurs du paramètre d'asymétrie estimées en Afrique de l'Ouest pour les aérosols désertiques

$$g(\lambda) = \int_0^{+\infty} n(r)r^2(Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} g^*(r,\lambda)dr \Big/ \int_0^{+\infty} n(r)r^2(Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} dr \qquad (1.7)$$

L'anisotropie de la diffusion est caractérisée par le facteur d'asymétrie g_0. Il vaut 1 lorsque toute l'énergie est diffusée vers l'avant, -1 vers l'arrière et 0 si la diffusion est isotrope. Il est défini à partir de la fonction de phase P(W, r, l), fonction qui donne la probabilité qu'un photon incident dans la direction $\Omega(\theta,\phi)$ soit diffusé dans la direction $\Omega'(\theta',\phi')$:

$$g'(\lambda,r) = \frac{1}{4\pi}\int_{4\pi} P(\Omega,r,\lambda)\cos(\theta)\,d\Omega \qquad (1.8)$$

Références	g
DUST	
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM)	0.68
McConnell et al. 2008 DODO1 (AM+CM)	0.73
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM)	0.68
McConnell et al. 2008 DODO2 (AM+CM)	0.72-0.77
Formenti et al. 2011 AMMA (AM+CM)	0.073-0.75
Haywood et al. 2001 MOTH	0.73
Osborne et al. 2008 DABEX (AM)	0.71
Osborne et al. 2008 DABEX (AM+CM)	0.75
Haywood et al. 2003a SHADE (AM)	0.72
Haywood et al. 2003a SHADE (AM+CM)	0.74
McFarlane et al. 2009 ARM	0.67
Raut and Chazette 2008 AMMA (à 350 nm)	0.73-0.75
Johnson and Osborne 2011 GERBILS	0.73

Tableau 1.5 *Paramètre d'asymétrie à 550 nm pour les aérosols d´ésertiques. AM = Accumulation Mode, CM = Coarse Mode (Florent Malavelle, 2011).*

1.5.3.5 Indice de réfraction des aérosols

Le comportement optique des particules dépend également de leur indice de réfraction complexe (m = n + ik). Plus spécifiquement, la partie imaginaire définit le pouvoir absorbant. Il est alors essentiel de bien caractériser ce paramètre pour les aérosols désertiques car il va piloter, avec la distribution granulométrique les propriétés optiques des particules (*Lafon et al., 2006*).

Les aérosols désertiques sont formés d'un mélange en proportions variables de différents composés minéralogiques tels que des argiles (illite, kaolinite, chlorite), du quartz, de la calcite et des oxydes de fer (hématite, goethite) (e.g. *Schütz and Rahn, 1982; Reid et al., 2003a; Chou et al., 2008; Kandler et al., 2009*).

La composition chimique des aérosols varie suivant les sols d'où ils sont émis, de la période de l'année considérée, des processus météorologiques responsables du soulèvement des aérosols désertiques. Ainsi, la composition chimique des aérosols désertiques au cours de l'année en Afrique est donc variable ce qui rend difficile l'estimation de leurs indices de réfraction (*Turner, 2008*).

(*Volz, 1973; Patterson et al., 1977; Shettle and Fenn, 1979; WMO, 1983; Fouquart et al., 1987; d'Almeida et al., 1991; Hess et al., 1998*) proposent des estimations très différentes de m, en particulier en ce qui concerne sa partie imaginaire (m ∈ [0.008,

0.01]i à 0.5 µm), il est clairement nécessaire de pouvoir mieux l'évaluer actuellement (*Tanré et al., 2003*). De ce fait, l'indice de réfraction des aérosols Saharien et Sahélien a été ré-évalué de façon plus systématique au cours des dernières campagnes de terrains (SHADE, DABEX, DODO, SAMUM) Une synthèse des différents indices estimés est donnée dans le Tableau 1.6. Les principaux résultats peuvent être synthétisés ainsi :

_ Les oxydes de fer, issus majoritairement des sources Sahélienne (*Klaver et al., 2011*), sont les principaux responsables de l'absorption (*Alfaro et al., 2004; Lafon et al., 2006*) en Afrique de l'Ouest,

_ Plusieurs études suggèrent que les concentrations en oxyde de fer (hématite, goethite) au sein des aérosols désertiques sont plus importantes dans le mode grossier que dans le mode fin (*Lafon et al., 2006; Kandler et al., 2009; Otto et al., 2009; Petzold et al., 2009; McConnell et al., 2010*),

_ McConnell et al. (2008) remarquent que la partie imaginaire de l'indice de réfraction est plus grande pour le mode d'accumulation pendant DODO-2 (saison humide) que pendant DODO-1 (saison sèche). Dans la mesure où les distributions en taille sont très similaires, cela semble indiquer que les aérosols du mode d'accumulation échantillonnés sont plus absorbants pendant l'été du fait d'une composition chimique différente (liée à des sources différentes),

_ De manière générale, *Balkanski et al. (2007) et Petzold et al. (2009)* notent que la partie imaginaire des indices de réfraction estimée in-situ est moins grande que ce qui était classiquement reporté dans les climatologies (e.g. *d'Almeida et al., 1991; WMO, 1983; Hess et al.,1998*). La partie imaginaire des indices de réfraction mesurée coïncident plus avec les estimations effectuées par les méthodes d'inversion du réseau AERONET (*Dubovik et al., 2002*). Par exemple, *Balkanski et al. (2007)* estiment que les valeurs de *Patterson et al. (1977) et Volz (1973)* conduisent à une surestimation d'un facteur 2 de l'énergie absorbée durant l'été. En effet, les valeurs synthétisées dans le Tableau 1.6 suivant, sont en bon accord avec l'estimation faite par *Malavelle et al. (2011)* en se basant sur les inversions AERONET/PHOTONS.

Localisation	$\lambda_{400;450\ nm}$	$\lambda_{530;550\ nm}$	$\lambda_{650;700\ nm}$	Références
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1.53 + 5.1i$	$1.53 + 1.6i$	$1.53 + 0.45i$	*Müller et al. 2009*
Mesures au sol Tinfou (Maroc)	$1.57 + 6.6i$	$1.56 + 3.5i$	$1.55 + 0.33i$	*Kandler et al. 2009*
Mesures au sol Tinfou (Maroc)		$1.53 + 4.1i$	$1.53 + 3.1i$	*Schladitz et al. 2009*
Mesures avion au Maroc		$n \in [1.51; 1.55]$ $k \in [0.8; 6.0]i$		*Otto et al. 2009*
Mesures avion au sud-est Maroc	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [3.1; 5.2]$	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [3.0; 4.0]$	$n \in [1.55; 1.56]$ $k \in [0.3; 2.5]$	*Petzold et al. 2009*
Inversions photométriques Bodélé	$1.46 + 2.0i$		$1.47 + 1.0i$	*Todd et al. 2007* [1]
Inversions photométriques Afrique de l'Ouest		$1.478 + 1.897i$		*Tulet et al. 2008* [1]
Modélisation, nord de l'Afrique		$k = 1.47$		*Balkanski et al. 2007* [1]
Inversions photométriques à Cap Vert	$1.48 + 2.5i$		$1.48 + 0.7i$	*Dubovik et al. 2002* [2]
Mesures avion au dessus des cotes sénégalaises		$1.53 + 1.5i$		*Haywood et al. 2003a*
Mesures avion au dessus du Niger		$1.53 + 0.4i$		*Osborne et al. 2008*
Vols avion au dessus de l'Atlantique et de la Mauritanie		$n \in [1.49; 1.56]$ $k \in [0.1; 4.6]$		*McConnell et al. 2010*
Mesures avion Mauritanie & Niger		$k = 1.47$		*Osborne et al. 2011*
Mesures avion Mauritanie & Niger		$k \in [1.0; 2.7]$		*Klaver et al. 2011*
Mesures au sol Cap Vert	$1.575 + 12.0i$	$1.577 + 7.0i$	$1.573 + 0.67i$	*Kandler et al. 2011*
Mesures au sol Cap Vert	$k \in [19.3; 11.0]$	$k = 4.8$	$k = 2.5$	*Müller et al. 2011*
Mesures avion ragion Cap Vert	$1.550 + 4.0i$	$1.55 + 3.0$	$1.546 + 1.0i$	*Weinzierl et al. 2011*

Tableau 1.6 *Indice de réfraction complexe des aérosols désertiques africains* $\underline{m} = n + i(k \times 10^{-3})$

La déscription des sources de poussières désertiques à échelle plus fine et une étude des compositions des sols et de leurs évolutions serait efficace pour améliorer la caractérisation de l'indice de réfraction des composantes existante a fin de mieux estimer leurs impacts sur le forçage radiatifs.

1.5.4 Forçage radiatif des aérosols désertiques

Equation du transfert radiatif :

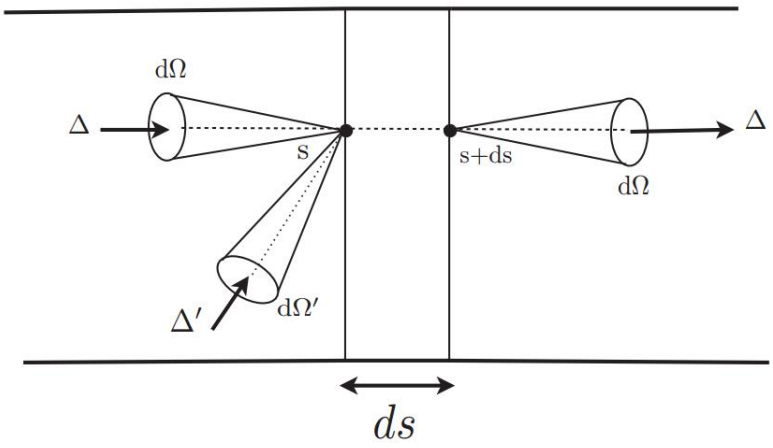


Figure 1.14 *Bilan d'énergie radiative thermique*

Dans le but d'établir l'équation du transfert radiatif (ETR) nous effectuons le bilan d'énergie radiative dans un volume élémentaire dV (Fig1.14). L'émission et la diffusion contribuent positivement et l'absorption et la diffusion contribuent négativement au bilan thermique (Fig1.15). Le bilan est basé sur la densité d'énergie directionnelle monochromatique L ′ v (s, u, t) définie de la façon suivante:

$$L'_\nu(s,\vec{\Delta},t) = \frac{L_\nu(s,\vec{\Delta},t)}{c} \qquad (1.9)$$

où c est la vitesse de propagation de l'énergie. Le bilan d'énergie sur l'élément de volume dV s'écrit :

$$\begin{aligned} L'_\nu(s+cdt,\vec{\Delta},t+dt)dV &= L'_\nu(s,\vec{\Delta},t)dV \\ &- [\kappa_\nu(s)+\sigma_\nu(s)]L'_\nu(s,\vec{\Delta},t)\ dV\ c\ dt + \kappa_\nu \frac{L^0_\nu(T)}{c}\ dV\ c\ dt \\ &+ \frac{\sigma_\nu(s)}{4\pi}\int_{4\pi} p_\nu(s,\vec{\Delta},\vec{\Delta}')L'_\nu(s,\Delta',t)d\Omega'\ dV\ c\ dt \end{aligned} \qquad (1.10)$$

où σv est le coefficient monochromatique de diffusion (en m^{-1}) du milieu et pv(s, Δ, Δ′) la fonction de phase de diffusion (sans unité) et dΩ′ est l'angle solide élémentaire centré autour de la direction Δ′ (en Sr). En utilisant la relation (1.10), nous obtenons :

$$\frac{L_\nu(s+c\,dt,\vec{\Delta},t+dt)-L_\nu(s,\vec{\Delta},t)}{c\,dt} = -[\kappa_\nu(s)+\sigma_\nu(s)]L_\nu(s,\vec{\Delta},t)+\kappa_\nu(s)L_\nu^0(T) + \frac{\sigma_\nu(s)}{4\pi}\int_{4\pi} p_\nu(s,\vec{\Delta},\vec{\Delta}')L_\nu(s,\Delta',t)d\Omega' \quad (1.11)$$

A la limite où dt tend vers zéro, le membre gauche est la dérivée totale de la luminance. Enfin, Nous obtenons l'équation de transfert radiatif qui s'écrit:

$$\frac{1}{c}\frac{\partial}{\partial t}L_\nu(s,\vec{\Delta},t)+\frac{\partial}{\partial s}L_\nu(s,\vec{\Delta},t) = \overbrace{-[\kappa_\nu(s)+\sigma_\nu(s)]L_\nu(s,\vec{\Delta},t)}^{extinction=absorption+diffusion}+\overbrace{\kappa_\nu(s)L_\nu^0(T)}^{emission} + \underbrace{\frac{\sigma_\nu(s)}{4\pi}\int_{4\pi} p_\nu(s,\vec{\Delta},\vec{\Delta}')L_\nu(s,\vec{\Delta},t)d\Omega'}_{diffusion}\ (3.17) \quad (1.12)$$

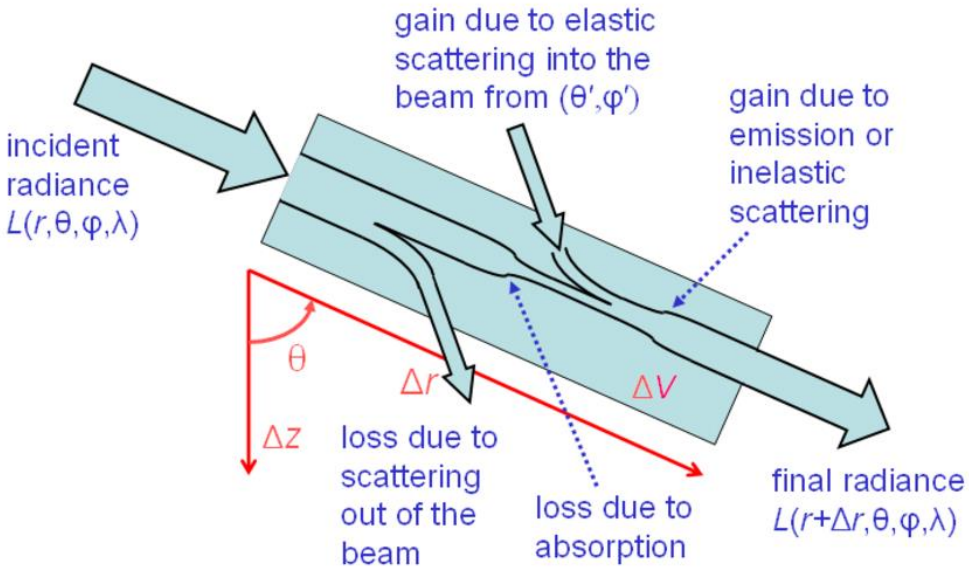


Figure 1.15 *Propagation d'un faisceau de rayonnement et les processus qui l'affectent lors de ça propagation sur une distance Δr.*

L'Equation du Transfert Radiatif (ETR) :

$$\frac{L(r+\Delta r,\theta,\phi,\lambda)-L(r,\theta,\phi,\lambda)}{\Delta r} = \frac{\Delta L(r+\Delta r,\theta,\phi,\lambda)}{\Delta r} =$$

(1.13)

$$- a(r,\lambda)L(r,\theta,\phi,\lambda)\ .$$

Les échanges d'energie sont permanents : tous les objets macroscopiques que nous connaissons (i.e. les objets massiques ayant une temperature non-nulle) émettent, absorbent, et/ou réfléchissent la lumière (Fig1.16). La propagation d'une onde électromagnétique monochromatique stationnaire de longueur d'onde λ (la lumière naturelle étant une somme d'ondes monochromatiques), a la position r, selon la direction Ω et d'intensité I(r,Ω)[W/sr] dans un milieu de température T obéit a l'ETR:

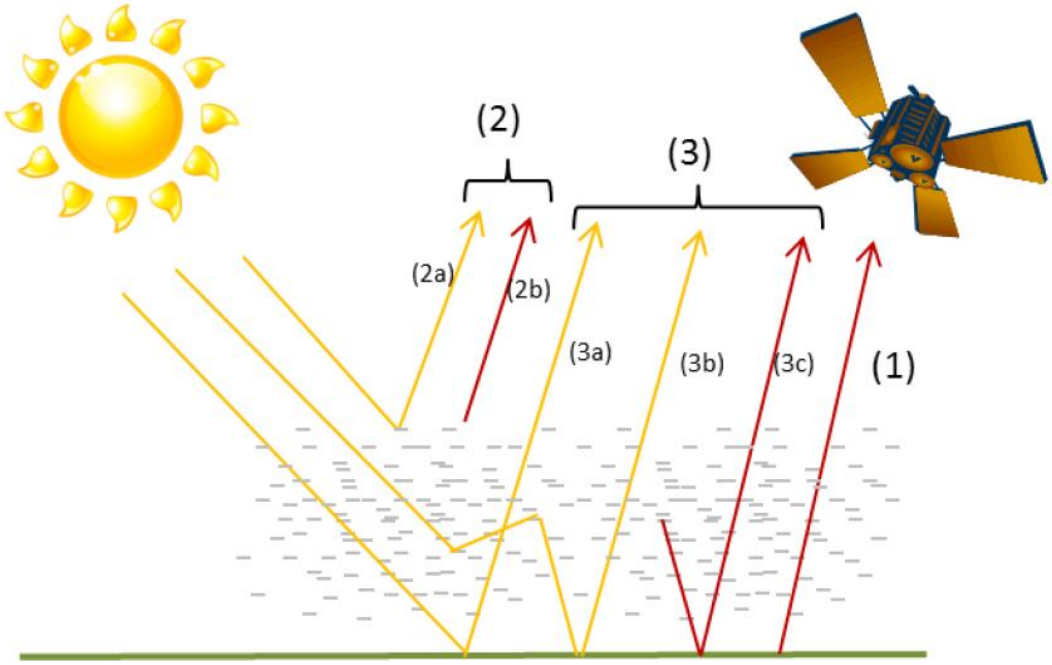


Figure 1.16 *Bilan radiatif : émission, diffusion, et réflexion du rayonnement solaire.*

$$[\xi\frac{d}{dx}+\eta\frac{d}{dy}+\mu\frac{d}{dz}].I(r,\Omega)=\overbrace{-\alpha_e(r,\Omega).I(r,\Omega)}^{\text{1) Émission thermique par la surface}}+\overbrace{\alpha_a(r,\Omega).L_B(\lambda,T)}^{\text{2) Radiance atmosphérique}}$$
$$+\underbrace{\int_{4\pi}\alpha_d(r,\Omega).\frac{P(r,\Omega'\rightarrow\Omega)}{4\pi}.I(r,\Omega')\,d\Omega'}_{\text{3) Radiation réfléchit par la surface}} \qquad (1.14)$$

avec

- ξ , η et μ les cosinus directeurs de la direction de propagation selon les axes x, y et z
- $\alpha_a(r,\Omega)$ le coefficient d'absorption du milieu [m^{-1}]

- $\alpha_d(r, \Omega)$ le coefficient de diffusion du milieu [m^{-1}]
- $\alpha_e(r,\Omega)$ le coefficient d'extinction du milieu (diffusion + absorption) [m−1]
- $P(r,\Omega_ \rightarrow \Omega)$ la fonction de phase‡ normalisee [sr−1]
- $LB(\lambda,T)$ la luminance de Planck

Quand un photon interagit avec une particule d'aérosol, il est soit diffusé soit absorbé. La section efficace d'extinction (σ_{ext}) se definit comme la somme de la section efficace de diffusion (σ_{diff}) et de la section efficace d'absorption (σ_{abs}) :

$$\sigma_{ext} = \sigma_{diff} + \sigma_{abs} \qquad (1.15)$$

Pour une particule sphérique de rayon r, les sections efficaces d'extinction, d'absorption et de diffusion s'écrivent comme le produit des coefficients d'extinction Qext, d'absorption Qabs et de diffusion Qdiff, avec la surface géométrique respective de la particule :

$$\sigma_{ext,abs,diff} = \pi.r2.\ Q_{ext,abd,diff} \qquad (1.16)$$

La section efficace d'extinction traduit l'énergie qu'intercepte une particule. Elle dépend du rayon r de la particule, de l'indice de réfraction complexe, m, et de la longueur d'onde du rayonnement électromagnétique qui interagit avec elle.

1.5.4.1 Effet direct

L'effet direct exercé par les aérosols atmosphériques sur le bilan radiatif planétaire se présente d'une manière significative en diffusant et absorbant le rayonnement éléctromagnétique. En effet les aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest absorbent et diffusent une grande partie du flux incident. La partie diffusée se fait principalement en direction de la surface, une autre partie sera rétrodiffusée vers l'atmosphère et le reste sera absorbé ou subira une diffusion multiple au sein de la couche d'aérosols.

Pendant le jour les aérosols désertiques diminuent le rayonnement incident à la surface et entraine une dimunition de la température de surface. Le rayonnement thermique réémis est alors diminué, réduisant ainsi l'effet de serre. En revanche, la nuit le seul effet direct des aérosols est l'effet de serre (*Markowicz et al., 2003, Milton et al., 2008 ; Evan et al, 2009*).

1.5.4.2 Effet semi direct

Les effets semi-direct des poussières désertiques sont complexes et dependent de divers paramètres. En effet, l'absorption et la diffusion d'une partie du rayonnement par les aérosols engendrent des modifications de la thermodynamique de l'atmosphère associées à des impacts semi-directs qui dépendent fortement des composantes surface atmosphère et aérosols.

1.5.4.3 Effet indirect

A travers leur interaction avec la microphysique nuageuse, les aérosols désertiques ont un impact indirect sur le climat. En effet, les aérosols désertiques jouent un rôle de noyau de condensation pour que la vapeur d'eau condense en gouttelettes nuageuses ou noyaux glaciogènes aux sursaturations rencontrées dans l'atmosphère pour la formation des nuages.

D'autre part, lors de leurs transports en haute troposphère, les aérosols désertiques peuvent jouer un rôle de noyaux d'activation de la glace primaire. Ils augmentent alors la concentration en cristaux de glace ce qui peut entraîner une réduction de la sursaturation et changer la distribution et la morphologie des cristaux de glace ainsi que leurs sédimentation (*Nelson, 2001*).

En zone saturée, les aérosols désertiques amplifient la formation de gouttelettes et par conséquence l'albédo des nuages augmente (*Twomey, 1977*) et l'efficacité des précipitations diminue ce qui engendre un prolongement de la durée de vie des nuages (*Albrecht, 1989*).

En conséquence, les aérosols désertiques peuvent affecter les caractéristiques dynamiques, thermodynamiques et les précipitations convectives (*Den Heever and Cotton, 2004*).

1.5.4.4 Forçage radiatif

Le forçage radiatif des aérosols désertiques se défini par l'anomalie du flux net global dû à leurs effets directs et indirects.

Par la suite on précise le forçage à la surface, en atmosphère et au sommet de l'atmosphère.

a. Forçage radiatif à la surface

En traversant une couche de poussières désertiques, le rayonnement solaire qui atteint la surface subit une atténuation par effet de diffusion et absorption par cette couche entrainant une baisse considérable de l'énergie reçue par la surface (Fig1.17).

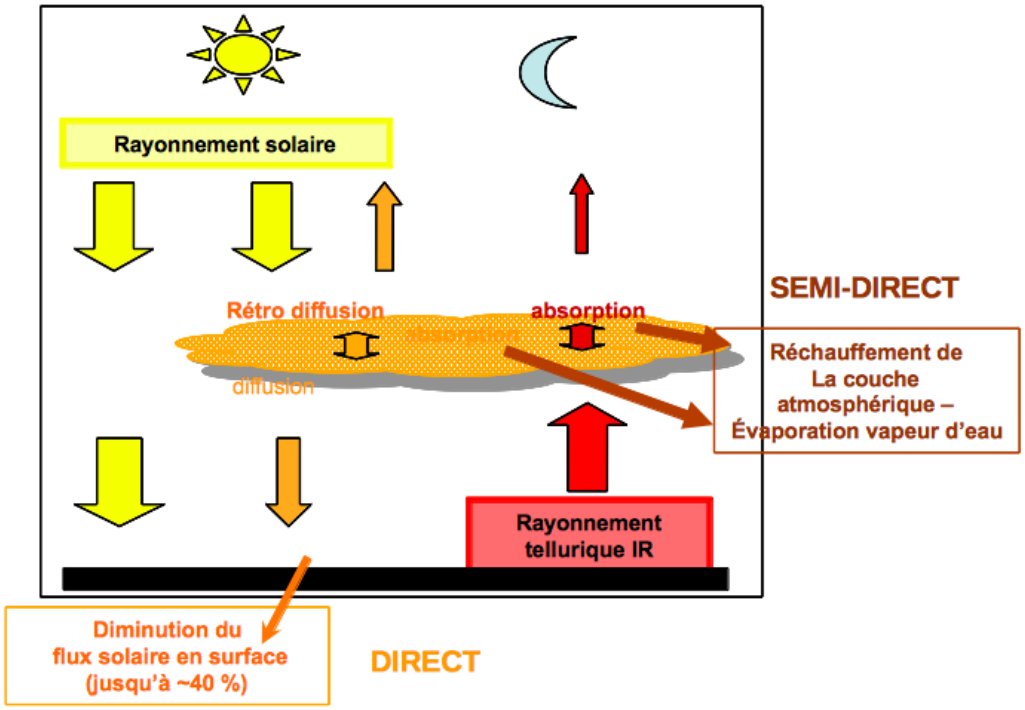


Figure 1.17 *Shéma explicite des différents composantes des effets atmosphériques qui impacte le bilan radiatif.*

Par effet semi direct, le rayonnement solaire dépend aussi de la nature de la surface au dessus de laquelle il se trouve les poussières désertiques. En effet, pour une surface sombre (cas de végétation ou eau), le rayonnement est absorbé induisent une réduction sensible de température de surface (*Lau and Kim, 2007 ; Folz and McPhaden, 2008*). Pour une surface à fort albédo, le rayonnement réfléchit par la surface peut être de nouveau rediffusé par les aérosols où une partie est absorbée et diffusée vers le haut contribuant au chauffage de la couche des poussières et une partie est réfléchi vers la surface contribuant à son rechauffement. Il est à noté que sur le désert du Sahara, l'impact radiatif net des poussières désertiques sur la température de surface reste généralement négatif (*Miller and Tegen 1998 ; Camara et al., 2010*).

b. Forçage radiatif

La couche de poussières désertiques reçoit en sa partie haute la totalité du rayonnement incident et une partie du rayonnement rétrodiffusé par les particules situées en dessous induisent un réchauffement de l'atmosphère et à un déséquilibre du bilan énergétique (*Otto et al., 2007 ; Camara et al.2010*).
McFarlane et al. (2009), ont établi une relation logarithmique entre la différence de température de l'atmosphère (DT) et l'épaisseur optique dans le visible diffus et direct :

$$DT = -\log(AOD(directSW)) + \log(AOD(diffuseSW)) \quad (1.17)$$

c. Forçage radiatif au sommet de l'atmosphère

Ce forçage est dû aux effets et impact des aérosols désertiques, il peut être positif ou négatif. En effet, ce forçage dépend essentiellement de l'albédo de la surface au-dessus de laquelle ils se trouvent (*Fraser and Kaufman, 1985*) :

- Au-dessus d'une surface à albédo supérieur à celui des poussières désertiques, le rayonnement réfléchit au sommet de l'atmosphère sera moins important et par conséquence le forçage radiatif sera positif,

-Inversement, au-dessus d'une surface sombre le rayonnement réfléchit au sommet de l'atmosphère par la couche des poussières désertiques sera beaucoup plus fort qu'en ciel clair,

- lorsque les poussières désertiques se trouvent au-dessus d'une surface dont l'albédo est comparable à celui des poussières désertiques, le rayonnement solaire réfléchit au sommet de l'atmosphère sera équivalent avec ou sans aérosols. Ce cas de figure ne permet pas aux instruments de télédétection passive à bord de satellites de distinger entre une surface désertique ou couche de poussière désertiques.

Le tableau 1.7 est un recapitulatif non exhaustif montrant la large gamme de valeurs des impacts radiatifs des poussières désertiques observés et modélisés.

	Mélange d'aérosols de feux de biomasse et d'aérosols désertiques									
Référence	Mallet et al 2008	Raut & Chazette 2008	Johnson et al 2008	Johnson et al 2009	Derimian et al 2008	Pinker et al 2010	Myhre et al 2008	Malavelle et al 2011	McFarlane et al 2009	Garcia et al 2011
Localisation et période	Djougou (Jan 2006)	Niamey (26 Jan - 1 Feb 2006)	Mi-JAN Mi-Feb 2006	Mi-JAN Mi-Feb 2007	Mbour	Ilorin	Regional AVG (West Afr)	AVG over Sahel	Niamey entre Jan et Apr 2006	Banizoumbou, Maine Soroa, Djougou, Ilorin
dt	Clear-Sky daily AVG (17-24 JAN)	Daily AVG	Daily AVG	Daily AVG	Clear Sky Daily AVG	Daily AVG	Clear Sky Jan-Feb AVG	Clear Sky DJF 24H AVG	Clear Sky 24H AVG	Instantaneous Forcing
	AOD à 440nm SSA à 520nm	AOD à 355nm			AOD à 440nm SSA à 440nm	(AE > 0,8)		SSA à 500 nm	500 nm	AOD à 550 nm
AOD	1,06	0,45	0,45	0,45					0,53	0,80
SSA	0,91							0,83	0,94	
SRF Albédo (visible)	0,20	0,1 - 0,225	LAND 0,28	OCEAN 0,02 - 0,07	0,145 (à 657 nm)	Vegetation		Vegetation	0,25	0 - 0,3
TOA DRF SW (W/m²)	-18,40	-1,40	-6,80	-18,00	-3,47		-2,10	-3,87		-34,00
TOA NDRF SW (W/m²/AOT)	-17,36	-3,11	-15,20	-40,00	-6,20		[-8;-10]	-8,35		-42,50
TOA DRW LW (W/m²)										
TOA NDRF LW (W/m²/AOT)										
ATM DRF SW (W/m²)	43,10	19,80	15,00	13,40	25,50			24,40		96,00
ATM NDRF SW (W/m²/AOT)	40,66	44,00	33,40	29,90	47,77			52,64		120,00
ATM DRW LW (W/m²)										
ATM NDRF LW (W/m²/AOT)										
SRF DRF SW (W/m²)	-61,50	-21,20	-21,80	-31,50	-29,00			-28,27	-28,50	-130,00
SRF NDRF SW (W/m²/AOT)	-58,02	-47,11	-48,50	-69,90	-53,97	-52,61		-60,99	-56,30	-162,50
SRF DRW LW (W/m²)										
SRF NDRF LW (W/m²/AOT)										

	aérosols désertiques						
Référence	Haywood et al 2003	Slingo et al 2006	Mallet et al 2009	Pinker et al 2010	McFarlane et al 2009	Yoshioka et al 2007	Yoshioka et al 2007
Localisation et période	Ocean Atlantique (SHADE)	Obs ARM à Niamey (RADAGAST)	Modèle Regional mean (Sahel)	Ilorin	Niamey entre Oct et Dec 2006	North Africa [0N35N;15W40E]	Nord Atlantic [0N30N;50W20W]
dt	Instantaneous (12-13H UTC)	Instantaneous à mars 2006 ~1500LT	Instantaneous at noon 9-12 mars 2006	Daily AVG	Clear Sky 24H AVG	Annual AVG	Annual AVG
				(AE < 0,8)	500 nm	AOD à 670 nm	AOD à 670 nm
AOD		3,40	0,94		0,33	0,20	0,39
SSA					0,99		
SRF Albédo (visible)	ocean	0,25	0,20	Vegetation	0,20	desert	ocean
TOA DRF SW (W/m²)		-100,00	-11,83			-5,85	-8,08
TOA NDRF SW (W/m²/AOT)	[-87,0 ; 98,0]	-29,41	-12,58			-29,55	-20,72
TOA DRW LW (W/m²)			-1,10			1,06	3,35
TOA NDRF LW (W/m²/AOT)			-1,17			5,35	8,59
ATM DRF SW (W/m²)		400,00	126,00			3,22	7,38
ATM NDRF SW (W/m²/AOT)		117,65	134,04			16,26	18,95
ATM DRW LW (W/m²)			6,48			-1,98	-11,39
ATM NDRF LW (W/m²/AOT)			6,89			-10,00	-29,21
SRF DRF SW (W/m²)		-250,00	-137,83		-11,90	-9,07	-15,47
SRF NDRF SW (W/m²/AOT)		-73,53	-146,62	-30,03	37,60	-45,81	-39,67
SRF DRW LW (W/m²)			-7,58			3,04	14,74
SRF NDRF LW (W/m²/AOT)			-8,06			15,35	37,79

Tableau 1.7 *Liste non exhaustive des estimations du forçage radiatif direct des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest (Florent Malavelle, 2011).*

L'impact radiatif des poussières désertiques peut être positif ou négatif dépendant très fortement de leur distribution en taille et spatiotemporelle, de leur concentration et propriétés optiques et de la nature du sol au-dessus duquel elles se trouvent. Ces paramètres représentent un fort obstacle pour mieux comprendre l'impact des poussières désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'Ouest.

Dans le chapitre 3 de cette étude, le modèle STREAMER a été utilisé pour le calcul du bilan radiatif en Afrique de l'Ouest et pour quantifier le forçage radiatif des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau.

1.6 La vapeur d'eau

La vapeur d'eau, malgré sa faible quantité présente dans notre atmosphère, est le principal responsable de l'effet de serre et aussi à l'origine des nuages et des rétroactions climatiques qu'ils engendrent.

La vapeur d'eau est quantifiée par divers paramètres comme l'humidité absolue, l'humidité spécifique, l'humidité relative et le rapport de mélange.

1.6.1 Gradient vertical adiabatique de température pour l'air humide

A partir de la relation liant la pression et la température d'une particule d'air humide subissant une transformation adiabatique suivante:

$$\frac{dT}{T_v} = \frac{R}{M_a c_{Ph}} \frac{dP}{P} \qquad (1.18)$$

où *Cph (en J/mol.K)* est la capacité thermique massique à pression constante de l'air humide ; *Ma (en Kg/mol)*: la masse molaire de l'air; *Tv*: la température au niveau de référence ; *R*: constante universelle des gaz parfaits.

on montre que le gradient vertical de température *dT/dz* lors d'une transformation adiabatique de l'air humide est quasiment égal au gradient vertical adiabatique de température de l'air sec ßa

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{1+1{,}608\,r}{1+1{,}85\,r}\frac{g}{c_p}\frac{T}{T_e} \approx -(1-0{,}242\,r)\frac{g}{c_p}\frac{T}{T_e} \approx -\frac{g}{c_p}\frac{T}{T_e} \approx \beta_a \qquad (1.19)$$

(pour l'expression de Cph, voir l'ouvrage *Météorologie Générale de J. P. Triplet et G. Roche, Météorologie Générale, Météo France, 3ème édition 1986*).

1.6.2 Le contenu intégré en vapeur d'eau ou rapport de mélange ou eau précipitable

Le contenu intégré en vapeur d'eau d'une colonne atmosphérique ou eau précipitable (on utilisera l'acronyme anglais PWV, pour Precipitable Water Vapor, par la suite) est défini comme étant :

$$PWV = \frac{1}{g}\int_{Ptop}^{Psurf} q dp \qquad (1.20)$$

La distribution spatiale et l'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations sont très corrélées. Il semble exister une relation de seuil entre les deux variables : pour peu de précipitations observées les valeurs de PWV sont inférieures à 30 kg/m2, alors que dans les zones de maxima de precipitation, PWV est supérieur à 50 kg/m2 (*Bock et al. 2008*).

En Afrique de l'ouest, un cycle saisonnier du transport de la vapeur d'eau depuis l'Atlantique vers l'Afrique du nord. Une approche de *Cadet et Nnoli (1987)* et *Fontaine et al. (2003)* permet d'analyser ce transport d'humidité. Le vecteur flux horizontal d'humidité, intégré verticalement pour différentes couches atmosphériques, est donné par :

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{T}\int_0^T -\frac{1}{g}\left(\int_{P_b}^{P_t} qV_h dp\right) dt \qquad (1.21)$$

où g est l'accélération gravitationnelle, q l'humidité spécifique, Vh le vent horizontal, Pb et Pt les limites inférieures et supérieures de l'intégration verticale et T la moyenne temporelle considérée. L'intégration verticale est considérée dans trois couches : la colonne atmosphérique totale (depuis la pression de surface, Psurf, jusqu'à 100hPa), les basses couches atmosphériques (Psurf-850hPa) et les couches supérieures (850-100hPa). La divergence des flux d'humidité (MFD = $\nabla \cdot Q$) indique où l'humidité a tendance à s'accumuler ou diminuer.

Les flux intégrés sur toute la colonne atmosphérique montrent un transport de vapeur d'eau largement influencé par les alizés. Sur l'océan, ces flux sont essentiellement divergents à proximité des centres de haute pression (ils exportent

de l'humidité) et convergents au niveau de la ZCIT. Les flux suivent bien l'évolution saisonnière du vent dans les basses couches. En revanche, sur le continent, les flux d'humidité sont des flux d'est, donc dominés par les jets d'altitude : principalement le JEA (*Long et al., 2000*).

Dans les basses couches de l'atmosphère, le flux de mousson (de sud-ouest) est le support dominant du transport d'humidité au-dessus du continent ouest-africain. La direction de ce flux est quasiment celle du vent à 925 hPa (Figure 1.18) mais son intensité dépend également de l'humidité dans les basses couches (représentant environ 50% de PWV). En comparaison aux flux intégrés sur la colonne, on note l'apparition d'une bande de convergence d'humidité associée au FIT sur le continent africain. Celle-ci migre ainsi de 10°N (entre janvier et mars) à 20-25°N (entre juillet et septembre).

Dans les hautes couches de l'atmosphère, on note une circulation très zonale, en relation avec les jets à large échelle. Notamment dans la ZCIT et au nord de celle-ci, le flux associé au JEA apparait divergent. A cause de ce caractère divergent, *Cadet et Nnoli (1987)* ont estimé que l'influence des flux dans la moyenne troposphère sur la production des pluies en Afrique de l'Ouest est limitée, renforçant l'importance des flux d'humidité dans les basses couches.

1.6.3 L'humidité relative

L'humidité relative est le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau contenue dans un gaz (Pv) et la pression de saturation (Ps), pour une température donnée. Comme le point de saturation dépend uniquement de la température de l'air, l'influence des variations de température sur l'humidité relative peut être très importante.

La modification du profil de température verticale s'accompagne d'un changement inverse de l'humidité relative (*Cuesta et al., 2010, Camara et al., 2010*). La diminution de l'énergie en surface peut réduire les flux sensibles et latent si le sol est assez humide et réduire la turbulence en basses couches (*Miller et al., 2004b*). Ces changements peuvent induire des modifications importantes des circulations atmosphériques locales et de grande échelle ainsi que changer les régimes de précipitation (*Chung et al., 2002 ; Jones et al., 2007*).

1.7 Conclusion

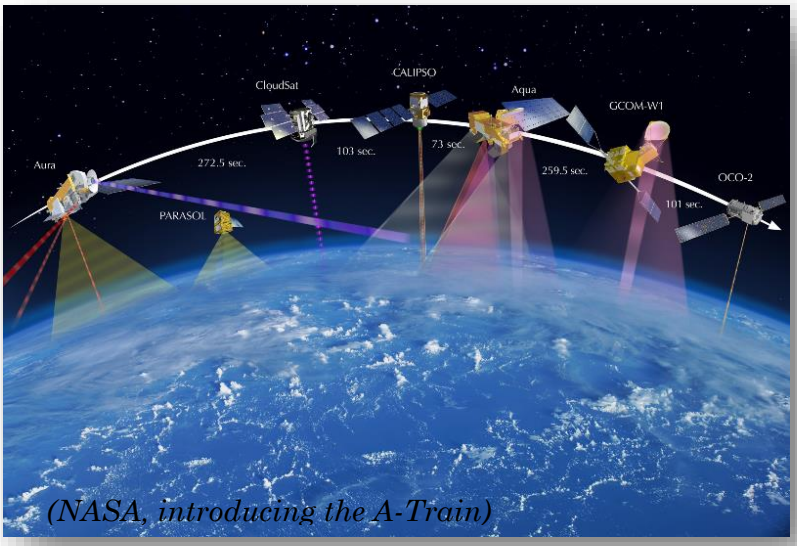
En Afrique de l'Ouest, la vapeur d'eau et les poussières désertiques ont des cycles saisonniers très différents, leur variabilité interannuelle et intra-saisonnière est très forte. Ainsi, très peu de régularité peut être observée sur leurs interactions. Les interactions aérosols-rayonnement sont multiples et de nombreux couplages existent entre les aérosols et le cycle de l'eau. En moyenne, les aérosols ont un effet parasol s'opposant à l'effet de serre des gaz. Lorsque les concentrations en aérosols atteignent de fortes valeurs comme c'est souvent le cas en Afrique de l'Ouest, les effets radiatifs (direct et semi-direct) deviennent prépondérants face aux effets liés à la microphysiques (indirect) *(Koren et al., 2008)*.

Les effets direct et semi-direct des aérosols désertiques peuvent modifier profondément l'état de l'atmosphère et de la surface et par conséquent engendrer d'importants déséquilibres dans les échanges d'énergie. Ils constituent ainsi un élément essentiel dans le développement de la couche limite Saharienne et peuvent jouer un rôle important sur l'intensification de la dépression thermique saharienne et sur le développement de la convection profonde.

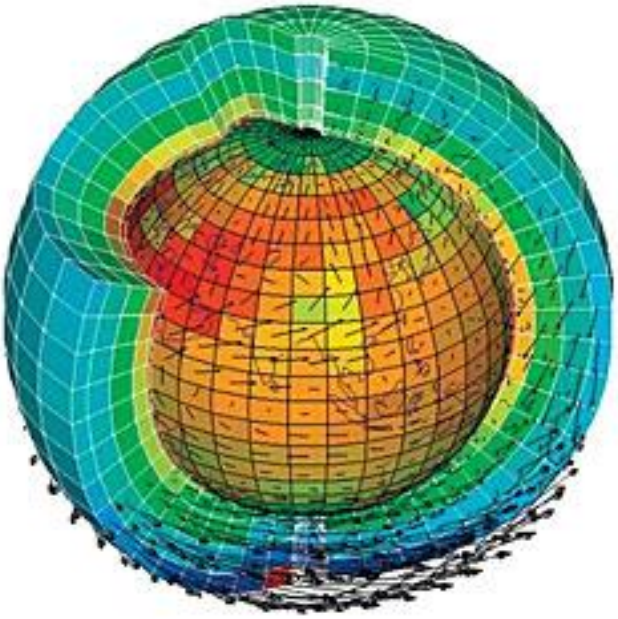
Par la suite, j'ai mis le point sur les différentes méthodologie et outils nécessaires pour étudier les variabilités saisonnière et annuelle des caractéristiques du climat en Afrique de l'Ouest.

CHAPITRE 2 :

Moyens d'observation et de modelisation des variables physiques et du bilan radiatif



(NASA, introducing the A-Train)



CHAPITRE 2 : MOYENS D'OBSERVATION ET DE MODELISATION DES VARIABLES PHYSIQUES ET DU BILAN RADIATIF

2.1 Introduction

L'étude des aérosols désertiques ainsi que leurs interactions avec les différentes variables climatiques en région de l'Afrique de l'ouest met en jeux plusieurs échelles de temps et d'espace. En effet, l'étude des interactions entre poussières désertiques et dépression thermique saharienne nécessite :

- une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre pour d'une part localiser la dépression thermique et son intensité et d'autre part bien représenter les phénomènes associés au soulèvement des poussières désertiques pour quantifier leurs impacts et relation avec la DTS ;

- un domaine d'étude sur plusieurs milliers de kilomètres pour prendre en compte la propagation des systèmes convectifs et celle des tempêtes de sables qui ont des lieux d'initiation très différents ;

- une résolution temporelle de l'ordre de l'heure pour étudier les fluctuations diurnes de vitesse du vent et des soulèvements de poussières désertiques ;

- une durée d'analyse suffisamment longue (de l'ordre de la période estivale) pour représenter tout le cycle des aérosols et de la vapeur d'eau et leurs interactions avec les phases est et ouest de la dépression thermiques sur toute la saison d'avril à septembre.

Dans ce chapitre, on présente la stratégie utilisée pour répondre à ces objectifs suivant les capacités et limitations des moyens disponibles. Les limitations de chaque outil d'observations et de modélisation sont décrites.

2.2 Stratégie

2.2.1 Methodologie

Les critères selon lesquelles on a défini notre stratégie se basent sur les échelles spatio-temporelles des phénomènes à étudier, ainsi que des moyens disponibles

relativement aux régions de nos études et des paramètres nécessaires pour la compréhension des interactions. Afin d'atteindre les objectifs fixés pour cette étude, dans cette section sont détaillé les différents outils jugées adéquates.

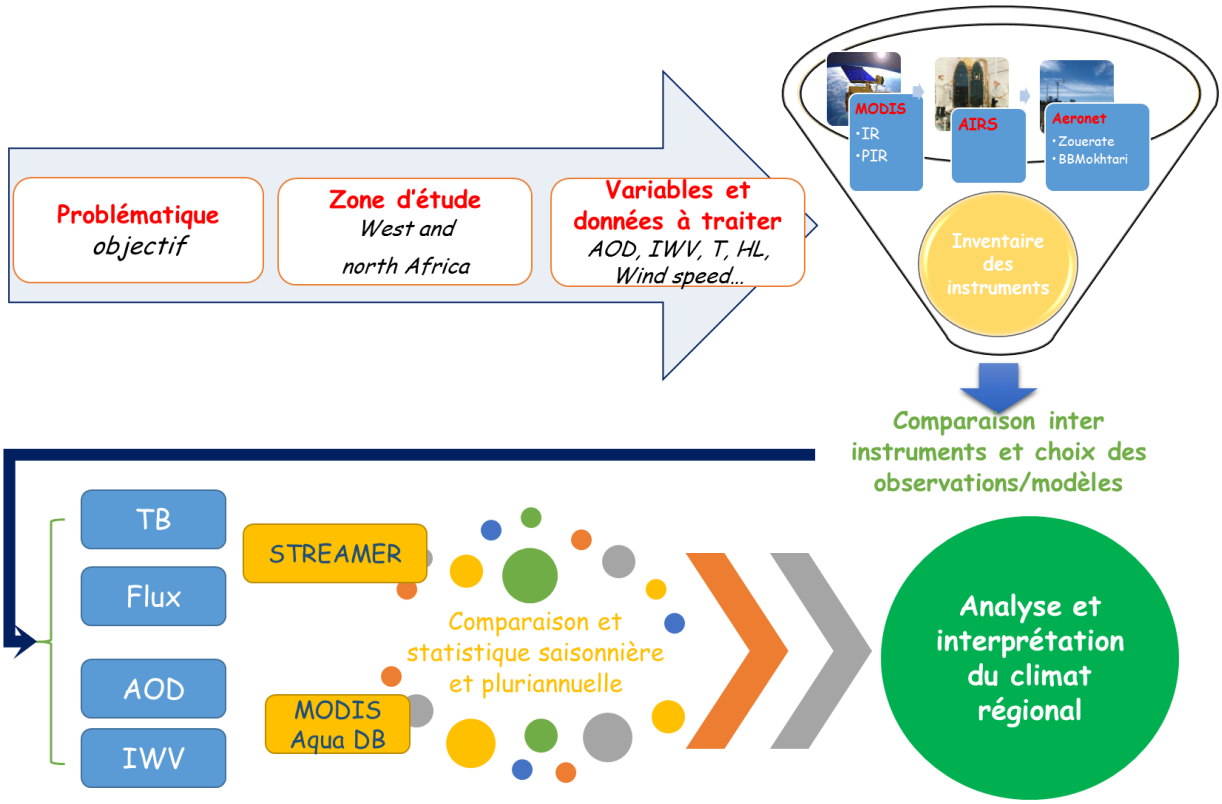


Figure 2.1 *Méthodologies de choix des outils nécessaire à chaque phase d'étude.*

2.2.2 Les projets AMMA et FENNEC

Les observations intensives du programme AMMA (*Redelsperger et al., 2006*) en Afrique de l'ouest en été 2006 furent les premières données de campagne qui répondaient à nos objectifs de recherche et de compréhension du climat Ouest Africain en couvrant des domaines scientifiques comme les aérosols désertiques, les bilans radiatifs et le cycle de l'eau.

Une combinaison avec les simulations des modèles numériques offre la possibilité supplémentaire d'étudier les processus physique sur de larges gammes d'échelle

spatio-temporelle, ce qui s'avère nécessaire pour atteindre nos objectifs.

2.3 Observations spatiales

Une grande partie de ce travail se base sur l'étude de la dynamique des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau en zone de DTS sur une large étendue en Afrique de l'Ouest et pour une dizaine d'années. Ainsi les observations spatiales s'imposent assurant une vision en 2D (horizontale ou verticale) des panaches d'aérosols et par couche atmosphérique pour la vapeur d'eau.

Dans notre étude les données satellitaires exploitées sont issues de OMI (*Torres et al., 1998 ; Brooks et legrand, 2000 ; Prospero et al., 2002 ; Washington et al., 2003*), de SEVIRI/MSG (*Schepanski et al., 2007*), de MODIS Aqua/Terra et du lidar de CALIOP sur CALIPSO (*Winker et al., 2016*).

2.3.1 OMI

OMI (Ozone Monitoring Instrument) embarqué sur le satellite Aura en orbite polaire, permet, en plus des mesures d'ozone, des mesures de AI (Aerosol Index) et des épaisseurs optiques des aérosols dérivés des observations en calculant les atténuations spectrales de la diffusion de Rayleigh par effet des absorptions des aérosols sur deux canaux (UV 270-380 nm et VIS 350-500 nm) (*Torres et al., 1998*). Les valeurs de AI positives correspondent aux aérosols absorbant dans l'UV principalement les aérosols minéraux et carbonés. Les valeurs négatives correspondent aux aérosols non absorbant dans l'UV (e.g. aérosols sulfatés).

OMI permet une couverture spatio-temporelle importante. En effet la résolution des produits de niveau 3 est de 0.25°x0.25° et 1°x1° suivant l'algorithme (méthode multi-bandes ou proche-UV) et permet des donnée journalière (autour de 13h30 heure locale, heure du passage à l'équateur). Cependant, il présente certaines limites pour l'étude des aérosols désertiques liées à la contribution des différents types d'aérosols absorbants dans l'atmosphère et à la sensibilité du signal au transport vertical des panaches ayant un même contenu en aérosols (*Chiapello et al., 1999 ; Laurent, 2005*).

Des mesures OMI sont utilisées dans le chapitre 3 dans le cadre de comparaison des mesures satellitaires et des mesures du réseau de photomètre à Zouerate.

2.3.2 SEVIRI

L'instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager) qui est embarqué sur le satellite géostationnaire METEOSAT (MSG1 depuis août 2002 et MSG2 depuis décembre 2005) a permis de contribuer à l'étude des aérosols désertiques (*Schmetz et al., 2002*), notamment au-dessus du continent Africain.

Le radiomètre imageur SEVIRI transmet des images de l'hémisphère terrestre toutes les 15 min. dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique. Il permet des mesures des aérosols désertiques jour et nuit par imagerie IR. La résolution spatiale est également améliorée, puisqu'elle est de 3 km pour les bandes multi-spectrales (contre 5 km pour la première génération) et de 1 km pour le canal visible haute résolution HRV (contre 2,5 km auparavant).

Les performances de cet instrument, à la fois sur la résolution temporelle, la résolution spectrale et la résolution ont permis de décrire plus précisément les processus atmosphériques et de déceler plus aisément les phénomènes localisés à évolution rapide ou violente, tels que les orages et les tempêtes.

Les caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations sont synthétisées dans le tableau (2.1) suivant :

N° canaux	**Bandes spectrales**	**Caractéristiques des bandes spectrales (µ m)**			**Résolution spatiale**	**Utilisations**
		λmin	λ	λmax		
1	VIS0.6	0.56	0.635	0.71	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
2	VIS0.8	0.74	0.81	088	3 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées
3	PIR1.6	1.50	1.64	1.78	3 km	Distinction nuages d'eau et de glace, distinction neige / nuages chargés d'eau

4	IR3.9	3.48	3.90	4.36	3 km	Détection des nuages bas et brouillards nocturnes, températures de surface, incendies de forêts
5	WV6.2	5.35	6.25	7.15	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la haute troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
6	WV7.3	6.85	7.35	7.85	3 km	Mesure de la vapeur d'eau dans la moyenne troposphère, instabilités atmosphériques et vents locaux
7	IR8.7	8.30	8.70	9.10	3 km	Détection des cirrus, instabilités atmosphériques
8	IR9.7	9.38	9.66	9.94	3 km	Mesure de l'ozone
9	IR10.8	9.80	10.80	11.80	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
10	IR12.0	11.00	12.00	13.00	3 km	Détection des nuages, températures des surfaces terrestres et océaniques, instabilités atmosphériques
11	IR13.4	12.40	13.40	13.40	3 km	Détermination de la hauteur des cirrus, instabilités atmosphériques
12	HRV	Large bande 0.4 - 1.1			1 km	Détection et suivi des masses nuageuses, étude des terres émergées

Tableau 2.1 *Les caractéristiques des 12 bandes spectrales de MSG et leurs principales utilisations.*

Cet instrument est exploité pour l'analyse et l'interprétation des soulèvements et transport des aérosols désertiques sur la région de l'Afrique de l'ouest en saison de mousson dans le troisième chapitre.

2.3.3 MODIS

L'instrument MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) est un radiomètre imageur dont deux exemplaires sont actuellement en orbite : le premier sur la plateforme Terra, mis en orbite en décembre 1999, passe à l'équateur à 10h30 locales sur un nœud descendant et le second sur Aqua passe à l'équateur à 13h30 en nœud ascendant.

MODIS possède un demi-angle d'ouverture de 55° d'où une fauchée de 2330 km, acquit les données dans 36 bandes répartis du violet à l'infrarouge thermique avec une couverture journalière globale avec une résolution spatiale de 250 m à 1 km.

Ensemble, les différents spectromètres prennent une image complète de la Terre tous les 1 ou 2 jours. Ils sont conçus pour fournir des mesures à grande échelle de phénomènes globaux, tels que les variations de la couverture nuageuse terrestre, le bilan radiatif, et différents processus se passant dans les océans, sur le sol, et dans la basse atmosphère.

MODIS est utilisé dans le cadre de cette étude des aérosols et de la vapeur d'eau au chapitre 3 et au chapitre 4.

MODIS nous a permis d'étudier les variabilités journalières des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau pour la saison de mousson en Afrique de l'ouest pour une période de 2002 au 2012. Cependant, la distribution verticale des aérosols n'a été possible à partir du lidar CALIOP à bord de CALIPSO qu'à partir de 2006.

2.3.4 CALIPSO

L'instrument CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) est le fruit d'un projet Franco-américaine (NASA et CNES) d'étude des impacts radiatifs des nuages et des aérosols qui représentent actuellement les principales incertitudes sur la prédiction de l'évolution du climat.

CALIPSO a été mise en orbite avec le radar CloudSat par le même lanceur dans l'A-Train à une altitude de 705 km, avec une inclinaison nominale

d'approximativement 98.2 degrés. Il franchit l'équateur à 13h30 heure locale (nœud ascendant). Ce microsatellite fournit des profils verticaux des couches diffusantes de l'atmosphère (i.e. aérosols et nuages).

Il embarque une charge utile composée d'un Lidar à rétrodiffusion (CALIOP, NASA), d'un Imageur Infrarouge (IIR, CNES) et d'une Caméra Visible (WFC, NASA).

2.3.4.1 Lidar CALIOP (Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization)

C'est un lidar à rétrodiffusion à deux longueurs d'ondes (532 et 1064 nm) et sensible à la polarisation à 1064 nm. Il fournit des profils verticaux à haute résolution des nuages et des aérosols.

CALIOP a trois canaux de réception qui mesurent l'intensité rétrodiffusée à 1064 nm et deux composantes polarisées, parallèlement et perpendiculairement au plan de polarisation du faisceau émis, à 532 nm.

Le télescope de réception a un diamètre de 1m. Le champ de vue du télescope est de 130 µrad ce qui donne une empreinte au sol d'environ 90 m de diamètre.

La numérisation sur 14 bits pour chaque voie de réception assure une dynamique correspondant à 22 bits qui convient pour mesurer les signaux rétrodiffusés par les nuages aussi bien que le ciel clair. Un mécanisme actif de pointage est utilisé pour asservir les faisceaux d'émission et de réception.

Les profils CALIOP à 532 nm couvrent la couche de l'atmosphère située entre 0 et 40 km en altitude, ceux à 1064 nm couvrent la tranche située entre 0 et 30 km. Les resolutions verticale et horizontale des profils varient par tranche d'altitude (imposées par le traitement effectué par la NASA). Des résolutions verticale de 30 m et horizontale de 0.3 km à 532 nm sont obtenues pour la couche la plus basse entre 0.5 et 8.2 km d'altitude là où sont les aérosols et les nuages sont caractérisés par une large variabilité spatiale. Elles passent respectivement à 60 m en verticale et à 1 km en horizontale entre 8.2 et 20.2 km d'altitude et à 180m en verticale et à 1.6 km en horizontale entre 20.2 et 30.1 km d'altitude. Au-delà de 30.1 km en altitude, elles sont dégradées à 300 m en verticale et à 5 km en horizontale.

2.3.4.2 WFC (Wide Field of view Camera)

C'est un imageur mono-canal à 645 nm destiné à fournir, de jour, le contexte de la mesure lidar. Son champ de vue au sol est de60km centré sur le spot lidar et sa résolution au sol est de (125m x 125m) en pleine résolution conservée dans une zone de 5 km de part et d'autre de la trace du satellite. En dehors de cette zone la résolution est dégradée à bord à 1 km x 1 km.

2.3.4.3 IIR (Infrared Imager Radiometer)

C'est un radiomètre imageur à 3 canaux dans l'infrarouge thermique à 8.65 µm, 10.6 µm et 12.05 µm. Il fournit le contexte de la mesure lidar de nuit. Utilisé en synergie avec le lidar il permet de restituer les caractéristiques microphysiques des nuages (IIR niveau 2). Son champ de vue au sol est de 64 km centré sur le spot lidar et sa résolution au sol est de 1km x 1km.

Des mesures de profils verticaux issues de CALIOP sont utilisées pour entrées de modèle de transfert radiatif STREAMER pour étude de l'impact des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif au chapitre 3.

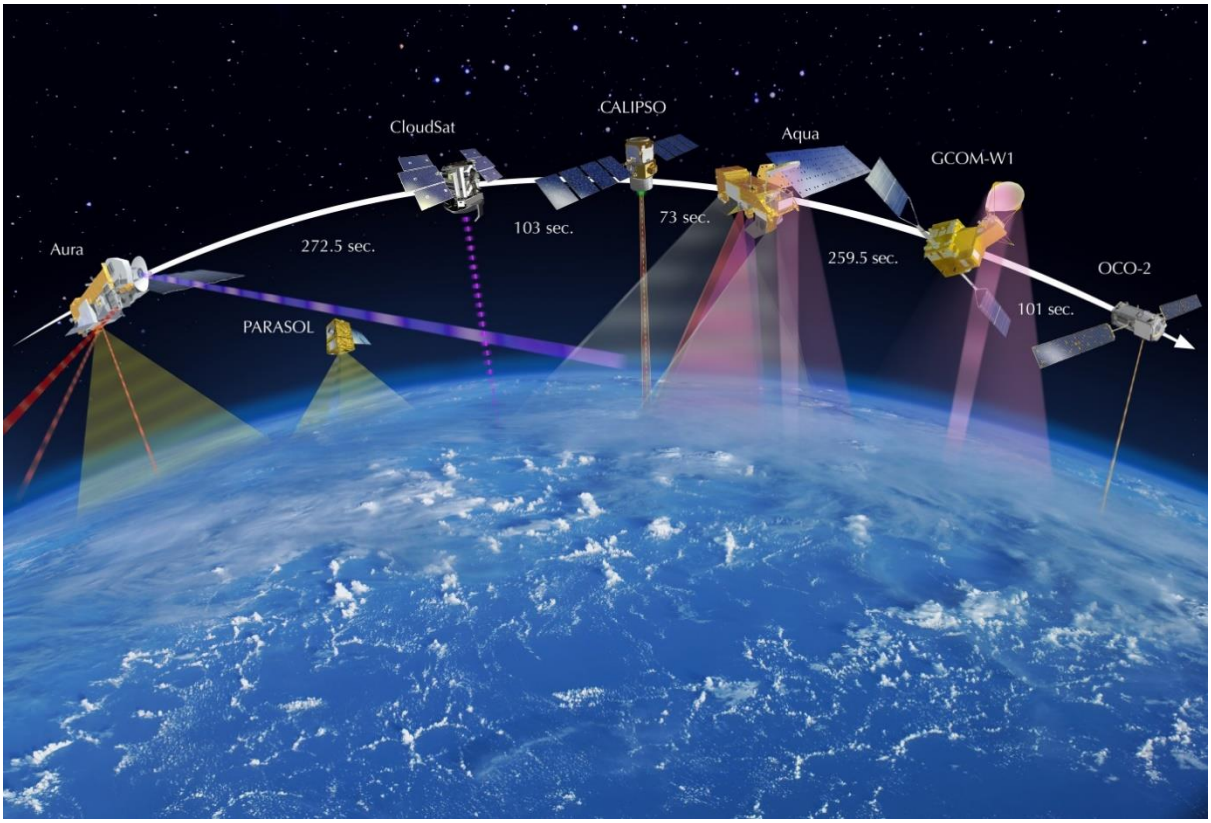


Figure 2.2 *Constellation A Train des observations spatiales. (NASA, introducing the A-Train)*

Le tableau (2.2) suivant récapitule les spécifications des instruments exploité dans le cadre de cette thèse.

Plateforme/Instrument			**Mission**	**Bande**	**Intérêt**
SEVIRI Radiomètre SEVIRI **(Spinning Enhanced Visible Infra-Red Imager)** transmet des images de l'hémisphère terrestre tous les quarts d'heure dans douze bandes spectrales différentes, du visible à l'infrarouge thermique				0.635 0.81 1.64 3.90 6.25 7.35	Il permet des mesures des aérosols désertiques jour et nuit par imagerie IR et l'étude des phénomènes violants (orages et tempêtes)
A TRAIN	**CALIPSO** *(Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations)*	**CALIOP**	Lidar CALIOP **(Cloud-Aerosol LIdar with Orthogonal Polarization)** est un lidar à rétrodiffusion à deux longueurs d'ondes (532 et 1064 nm) et sensible à la polarisation à 1064 nm. Il fournit des profils verticaux à haute résolution des nuages et des aérosols.	532 et 1064 nm	Permet l'étude des interactions entre les nuages, les aérosols et le rayonnement. Il fournit des profils verticaux à haute résolution des nuages et des aérosols
		IIR	**(Infrared Imager Radiometer)** Radiomètre imageur à 3 canaux dans l'infrarouge thermique à 8.65 µm, 10.6 µm et 12.05 µm	8.65 µm, 10.6 µm et 12.05 µm	Il permet de restituer les caractéristiques microphysiques des nuages
		WFC	**Wide Field of view Camera** Imgeur mono-canal à 645nm destiné à fournir, de jour, le contexte de la mesure lidar	645nm	
	AQUA	**MODIS**	MODIS **(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)** est un radiomètre imageur dont deux exemplaires sont actuellement en orbite. Le premier sur la plate forme Terra passe à l'équateur à 10h30 locales sur un nœud descendant (il a été mis en orbite en décembre 1999), le second sur	36 canaux du violet (405 nm) à l'infrarouge thermique (14,385 µm)	Aqua est considéré comme le "leader" de la constellation parce qu'il est le premier à franchir l'équateur chaque jour (à 13h30 heure locale pour les

			Aqua passe à l'équateur à 13h30 en nœud ascendant.		orbites montantes) et chaque nuit (à 1h30 pour les orbites des cendantes), mais aussi parce qu'il est le plus gros. Sa mission est centrée sur le cycle de l'eau
		AMSR	AMSR-E **(Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS)** : un radiomètre à micro-ondes, fourni par l'Agence d'exploration aérospatiale japonaise, pour la mesure des propriétés des nuages, de la température de surface de la mer, de la vitesse du vent près du sol, du flux d'énergie radiative entre la surface de l'eau, la glace et la neige .	6 fréquences de 6,9 à 8,9 GHz	
		AMSU	AMSU-A **(Advanced Microwave Sounding Unit)** : capteur micro-onde pour mesure de la température et l'humidité atmosphérique ;	entre 50 et 60 GHz	
		HSB	HSB : capteur utilise la bande VHF pour mesurer l'humidité atmosphérique. Il a été développé au Brésil par l'Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais .	VHF	
		CERES	CERES **(Clouds and the Earth's Radiant Energy System)** : capteur qui mesure les flux d'énergie radiative sur un large domaine de fréquences. Aqua utilise les modèles 3 et 4 de ce capteur.		
	PARASOL (*Polarisationet Anisotropie des Reflectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar*)	**POLDER**	PARASOL utilise le radiomètre POLDER **(POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance)**, qui mesure les caractéristiques directionnelles et la polarisation de la lumière réfléchie par les surfaces terrestres et l'atmosphère. Celui présent sur la plate-forme PARASOL est le troisième de sa génération, en effet POLDER-1 et POLDER-2 étaient embarqué sur les plate forme ADEOS-1 et ADEOS-2, mais suite à une défaillance des plate formes ADEOS, leurs temps de mesures furent très brefs (10 mois pour le premier et 8 pour le second).	443 490 565 670 763 765 865 910 1020	Il mesure les caractéristiques directionnelles et la polarisation de la lumière réfléchie par l'ensemble Terre/atmosphère, afin d'améliorer notre connaissance des propriétés radiatives et microphysiques des nuages et des aérosols

				(nm)	Il permet d'analyser, en plus de la dépendance spectrale utilisée classiquement par les instruments d'observation de la Terre, les signatures directionnelles et polarisées, de manière à contraindre plus efficacement le choix des modèles dans les algorithmes d'inversion qui restituent la taille et la forme des particules.
	La mission Parasol a pour but de caractériser les propriétés radiatives des nuages et des aérosols en utilisant au mieux la complémentarité du microsatellite avec les autres instruments de la formation A-train tels que les radiomètres Ceres et Modis sur le satellite Aqua, le lidar de Calipso ou encore le radar de Cloudsat.				

Tableau 2.2 *Caractéristiques principales des instruments exploités dans le cadre de cette thèse.*

2.4 Modélisation du cycle des aérosols minéraux, de la vapeur d'eau et du bilan radiatif par les modèles

2.4.1 Présentation du modèle AROME

Evalué avec les nombreuses observations des campagnes AMMA puis FENNEC, le modèle de prévision numérique du temps à maille fine exploité à Météo-France : Applications de la Recherche à l'Operationnel à Méso-Echelle (AROME) montre qu'il est capable de représenter correctement les cas de convection profonde de façon explicite et d'intenses tempêtes de poussières (*Seity et al., 2010*). Le couplage au module de poussières permet de prendre en compte la variabilité de la

distribution de ces poussières dans l'atmosphère. Elle induit une meilleure représentation à échelle journalière de l'extinction du rayonnement visible et de la température atmosphérique de façon qualitative et quantitative (*Kocha et al., 2013*). Ce modèle rassemble la sophistication de la partie physique du modèle de recherche (Méso-NH, *Lafore et al., 1998*) et les qualités d'efficacité du coeur dynamique non-hydrostatique du modèle Aire Limitée, Adaptation dynamique, Développement InterNational (ALADIN).

AROME permet d'effectuer des simulations avec une résolution horizontale fine de 5km sur un domaine allant de 7°N à 30°N et de 3°W à 35°E comme par exemple pour les simulations réalisées dans le cadre d'AMMA et de FENNEC.

En Afrique de l'Ouest, étant donné le fort développement vertical des cellules de convection profonde (dont le sommet peut atteindre 17-18 km) et leur grande taille, l'expérience démontre qu'une taille de maille de l'ordre de 5 km permet des simulations réalistes des systèmes convectifs de grande extension (tels que les lignes de grains) et de leurs interactions avec l'écoulement synoptique et des intenses soulèvements de poussière (*Diongue et al., 2002 ; Barthe et al., 2010 ; Gantner and Kalthoff, 2010 ; Kocha et al., 2012*).

Domaine

En cohérence avec notre besoin d'étudier des tempêtes d'aérosols et des convections, le domaine de simulation d'AROME couvre toute notre région qui englobe les sources de poussières situées majoritairement en Afrique de l'Ouest (*Kalu, 1979, D'almeida, 1986, Dubief, 1953, Middleton, 1986, Brooks and Legrand, 2000, Middleton and Goudie, 2001*)

Pour étudier l'impact des aérosols et de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest en saison de mousson, un domaine de simulation étendue au-delà de Bodélé à, à Zouerate à l'ouest et du Sahel au sud jusqu'au nord du Hoggar est indispensable pour comprendre les interactions des variables climatiques qui interviennent sur le climat en Afrique de l'Ouest.

Des simulations AROME pour le mois de juin 2006 et 2011 ont été fournies par C. Kocha sur un domaine de 10°N à 30°N et de 3°W à 35°E, avec une résolution horizontale de 5 km, une résolution verticale de 41 niveaux (comprenant 20 niveaux en dessous de 5km et dont le premier niveau est à 17 m).

Comme d'autre, le modèle AROME est doté d'un module de poussières désertiques

dont les capacités ont été testées sur le modèle de recherche Méso-NH par *Tulet et al. (2008) et Mallet et al. (2009).* Ce modèle est donc adapté à l'étude des interactions entre convection profonde et poussières désertiques.

Parmi les taches dans cette étude est de quantifier l'impact des aérosols désertiques sur le bilan radiatif, et ses conséquences sur la thermodynamique.

Pour ce faire deux configurations de simulation sont exploitées :

- AROME CTRL : AROME opérationnel utilisant la climatologie des aérosols de Tegen and Fung (1994) (section 2.3.4) pour comprendre le comportement de l'atmosphère lorsque les aérosols sont fixés et ne rétroagissent pas sur l'atmosphère.

- AROME DUST : AROME opérationnel couplé online au module d'aérosol pour comprendre l'apport des poussières désertiques.

AROME a permis de comprendre et évaluer les fluctuations diurnes et les interactions entre les vents à différentes couches atmosphériques avec les poussières désertiques et la chaleur sur toute la région d'étude pour les saisons estivales en 2006 et 2011.

2.4.2 Présentation du modèle STREAMER

Streamer est un modèle de transfert radiatif atmosphérique développé par *Key et Scheiger (1998) et Key (2001)* qui calcule soit les flux radiatifs ou les irradiances pour une large gamme de conditions atmosphériques et de surface.

Les principales caractéristiques de Streamer sont :

- Les radiances pour tous les angles polaires et azimutaux, les flux d'ondes courtes et d'ondes longues, les flux nets, l'effet radiatif des nuages (forçage des nuages) et les vitesses de chauffage à différent niveau d'altitude atmosphérique ;

-L'absorption de gaz et des nuages sont paramétrés pour 24 bandes d'ondes courtes et 105 ondes longues ;

-Les données atmosphériques intégrées incluent les propriétés optiques de l'eau et des nuages de glace, de cinq types d'aérosols (dont un modèle d'aérosols désertiques) et sept profils atmosphériques standard ;

-Le modèle estime les flux descendants et montants associés aux courtes longueurs d'onde (désignées par SW -shortwave- par la suite, 0.2 et 4 µm) et aux grandes longueurs d'onde (désignées par LW -longwave- par la suite, 4 et 400 µm), les flux nets, l'effet radiatif des nuages et le taux de chauffage correspondant à des conditions atmosphériques incorporées dans le modèle ;

-Le domaine SW est discrétisé sur 24 raies et le domaine LW est discrétisé sur 105 raies ;

-L'absorption des gaz est paramétrée et peut ou non être prise en compte.

Pour estimer l'impact radiatif saisonnier de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques, STREAMER a été utilisé pour calculer le bilan radiatif mensuel de mai à septembre. Les profils verticaux mensuels moyens de température et d'humidité obtenus à partir du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) et des coefficients d'extinction dérivés de CALIOP sont utilisés comme paramètres d'entrée pour le calcul du modèle.

2.5 Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'identifier les outils disponibles et capables de répondre à nos problématiques posées.

Les observations satellitaires donnent un échantillon de la réalité observée suivant les limitations des instruments et les résolutions permises. En effet, à angle de vision, traces et heures de passage différentes en Afrique de l'Ouest des différents instruments exploités et à fort albédo sur quelques régions les mesures de poussières désertiques ne sont pas évidentes et les outils d'observations fournissent des estimations parfois très différentes. Ces informations sont donc à prendre avec prudence mais restent indispensables à l'analyse des résultats et constituent la base de nos études.

Par ailleurs, la modélisation est une approche qui apporte la possibilité supplémentaire d'isoler des conditions atmosphériques particulières afin de comprendre les processus physiques. Le modèle AROME est adapté pour répondre aux exigences de taille de domaine et de résolution que demande l'étude des interactions entre poussières désertiques et convection profonde.

Le réseau d'observations récemment déployé pendant FENNEC et AMMA ont permit de mieux réajuster ce modèle, à son tour combiné avec des observations

satellitaires permettent une analyse multidisciplinaire et multi-échelle compatible avec nos objectifs.

Il a donc été nécessaire de combiner les simulations du modèle adapter aux régions d'Afrique de l'Ouest avec les observations satellitaires issues de de la plateforme Aqua.

Deux cas d'études se présentent par la suite :

La première, concerne l'étude de l'impact des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest et leurs interactions avec la dépression thermique saharienne en analysant des mesures issues des instruments MODIS Aqua et Terra, OMI, CALIOP, des stations de photomètres et des simulations des modèles ECMWF et STREAMER.

Le deuxième cas concerne une étude comparative entre juin 2006 et juin 2011 sur la région de Bodélé et se base sur la détermination du paramètre physique majeur responsable du soulèvement intense de la poussière désertique sur cette région première au monde en croisant des mesures issues de MODIS, OMI et les simulations des modèles ECMWF, AROME et MERRA2.

L'analyse des limitations et les capacités des différents outils d'observation et de modélisation ont été évaluées et sont compatibles avec les objectifs de la présente étude. En effet, les tests portés sur les comparaisons des traces, répétitivités, longueurs d'onde, et heure de passage des instruments et sur la configuration des modèles permettent d'obtenir des mesures répondant aux exigences de nos problématiques. Enfin, ce chapitre aborde l'importance de la prise en compte de l'impact radiatif des poussières désertiques et de la vapeur d'eau dans les modèles de prévision numérique en Afrique de l'Ouest et leurs croisements nécessaires avec les mesures satellitaires et de réseau de photomètres.

Chapitre3 :

Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest

© Françoise GUICHARD/Laurent KERGOAT/CNRS Photothèque

Chapitre3 : Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest

3.1 Introduction

Ce travail vise à améliorer notre compréhension de l'impact radiatif des aérosols et de la vapeur d'eau sur la dynamique de la dépression thermique saharienne (Saharan heat low, SHL) en utilisant une combinaison d'observations spatiales MODIS, OMI, CALIOP et de modèle de transfert radiatif STREAMER. La variabilité saisonnière de l'épaisseur optique des aérosols (AOD) et du contenu intégré en vapeur d'eau (IWVC) sur le Sahara, moyenné sur les 11 dernières années, est bien corrélée avec l'évolution saisonnière du SHL. Après l'apparition de la SHL, l'IWVC augmente progressivement au cours du Sahara tandis que l'AOD présente un maximum localisé en août, associé à la présence de systèmes convectifs profonds formant au-dessus des monts Hoggar.

Pour estimer l'impact radiatif saisonnier de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques, le modèle de transfert STREAMER a été utilisé pour calculer le bilan radiatif mensuel net de mai à septembre. Des profils verticaux mensuels de température et d'humidité obtenus à partir du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) et des profils de coefficients d'extinction dérivés de CALIOP sont utilisés comme paramètres d'entrée pour le calcul du modèle.

Sans surprise, le forçage des aérosols dans le Sud-Ouest domine le budget net radiatif de surface, tandis que la vapeur d'eau est le joueur le plus fort en termes de forçage en ondes longues LW. Le forçage en ondes courtes SW et longues LW associé, respectivement, aux aérosols et à la vapeur d'eau, contribue au chauffage de la basse troposphère sur le Sahara pendant l'été (lorsque le SHL est au-dessus du Sahara). A son tour, ce chauffage intensifie la circulation cyclonique du SHL conduisant ainsi à renforcer l'advection de la vapeur d'eau vers le Sahara.

Par conséquent, l'analyse des tendances décennales de la vapeur d'eau dans les tropiques et sous-tropiques est importante pour accroître la connaissance de la dynamique de la SHL, une caractéristique essentielle de la mousson ouest-africaine.

Pour plus de clarté, nous résumons les principaux résultats auxquels a abouti cette étude avant de les détailler sous formes d'article ci-dessous.

3.2 Principaux résultat

La vapeur d'eau, les aérosols désertiques et de la dépression thermique sont les facteurs principaux intervenant sur le climat de notre région d'étude (Figure 3.1), leur impact significatif sur le bilan radiatif et leurs rôles et contributions à intensifier la dépression thermique sont étudiés. Et c'est dans ce cadre d'étude de la variabilité spatio-temporelle et l'interaction SHL/IWV et SHL/AOD qu'on a choisi notre zone.

Une dépression thermique très prononcée se développe au-dessus des vastes étendues inhabitées qui couvrent le nord du Mali, le sud de l'Algérie et la Mauritanie orientale. Pour la période de 1980 au 1990 l'écart type de la saison de migration Nord-ouest de la dépression thermique est de 7 jours autour du 26 juin, 8 jours autour du 22 juin pour la période de 1991 au 2000 et de 5 jours autour de 21 juin pour la période de 2002 au 2012 (Figure 3.2).

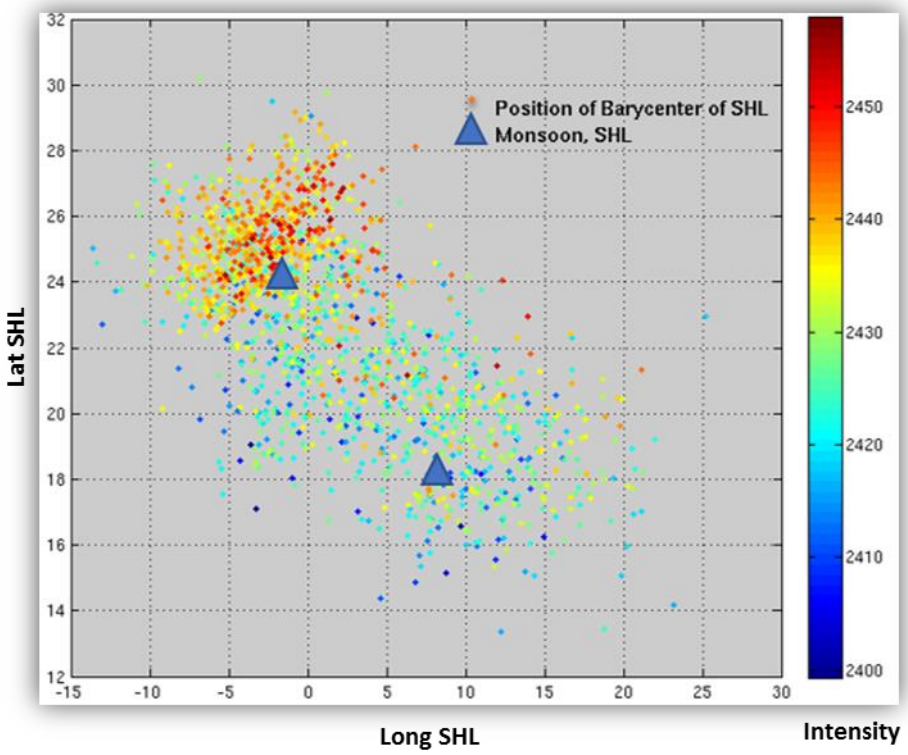
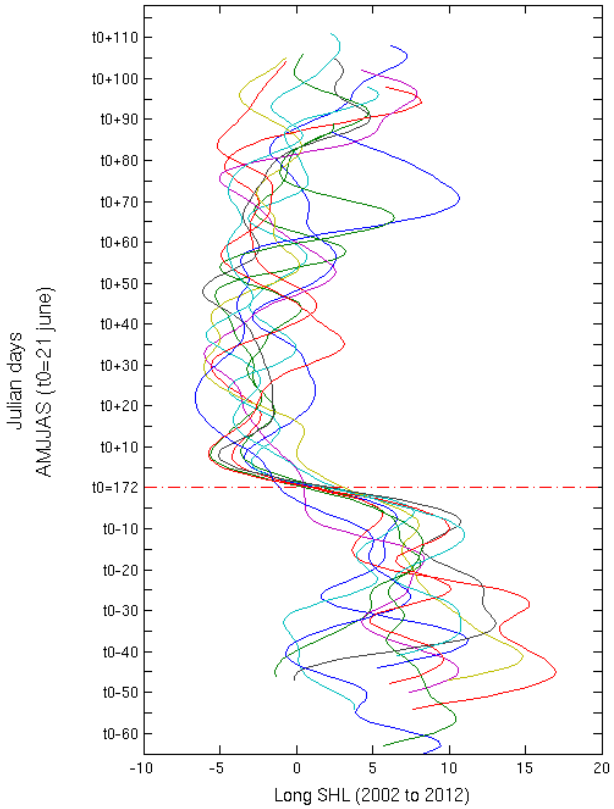


Fig3.1 *– Barycentre de la dépression thermique de mai à septembre pour les années de 2002 à 2012 en Afrique de l'ouest. Les couleurs représentent l'intensité de la dépression thermique. Les rectangles en bleu représentent les deux régions*

(« Monsoon » et « SHL ») situées sur les deux régions décrivant les deux phases est et ouest de la dépression. Données issues des simulations du centre Européen ECMWF.



Year	Inflexion point (JD)	SD
1980	179	7 days around 26 june
1981	184	
1982	159	
1983	178	
1984	160	
1985	176	
1986	177	
1987	205	
1988	186	
1989	176	
1990	175	
1991	183	8 days around 22 june
1992	175	
1993	166	
1994	180	
1995	185	
1996	176	
1997	184	
1998	163	
1999	171	
2000	153	
2001	172	5 days around 21 june
2002	166	
2003	168	
2004	176	
2005	176	
2006	170	
2007	169	
2008	169	
2009	187	
2010	185	
2011	170	
2012	163	

fig3.2 – longitude de la depression thermique de 2002 à 2012 pendant la saison d'avril à septembre ; Table3.1 – declanchement de la migration nord-est de la dépression.

Les variations de l'épaisseur optique sur La zone de mousson africaine (région1, « Monsoon ») sont fortement corrélées avec celle sur la zone de Hoggar. Cependant, Les variations du contenu intégré en vapeur d'eau sur la zone de mousson sont fortement corrélées avec celle sur la zone SHL.

Donc il y avait les mêmes effets de soulèvement de poussière sur les zones montagneuses plus à l'est (zone de mousson et zone de Hoggar) respectivement les deux zones SHL et de Tamanrasset plus à l'ouest. Par contre pour l'IWV le comportement était plus corrélé entre les deux zones d'activité de la dépression thermique saharienne (zone de mousson et zone SHL).

-

Par ailleurs, on remarque une variation de l'anomalie par rapport à la moyenne décennale des mesures de poussières désertiques pour la saison d'aout et sur la région de SHL (fig3.3.a). Pour comprendre l'origine de cette augmentation en vapeur d'eau on a calculé le NDVI des différentes régions d'étude (fig3.4) à fin de comprendre si cette vapeur d'eau est d'origine évapotranspiration ou autre.

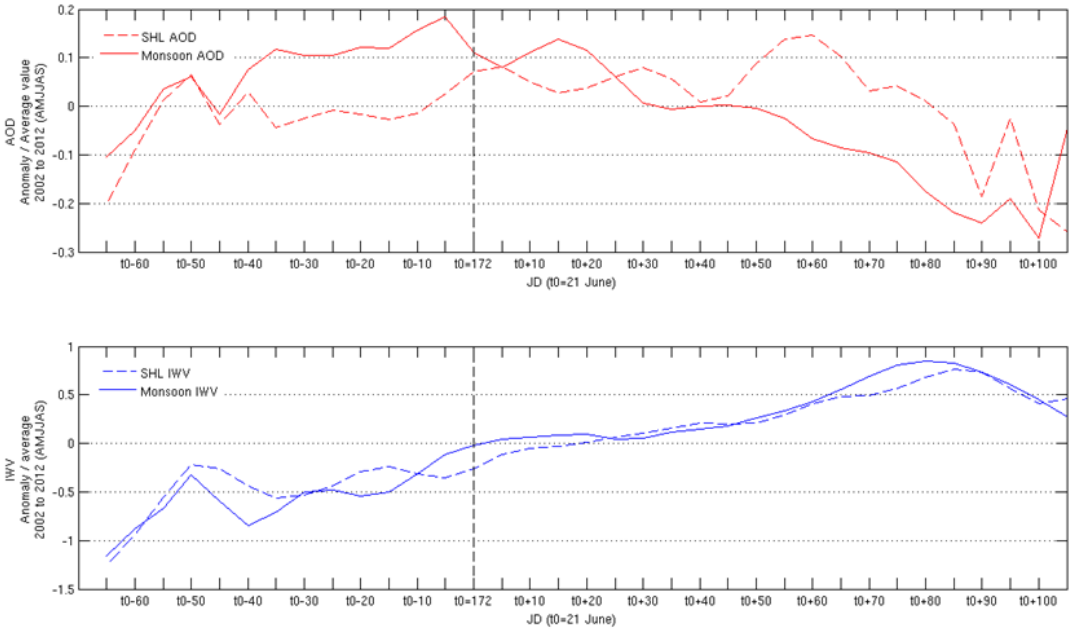


Fig3.3 *- Evolution de l'épaisseur optiques (AOD en rouge) et du continu intégré en vapeur d'eau (IWV en blue) moyennées de 2002 au 2012 pendant la saison d'avril à septembre sur les régions « Monsoon » (trait continu) et « SHL » (tireté).*
SHL : AOD median=0.021, std= 0.094 ; IWV median=0.012, std=0.478
Monsoon : AOD median=0.002, std= 0.121 ; IWV median=0.066, std=0.540

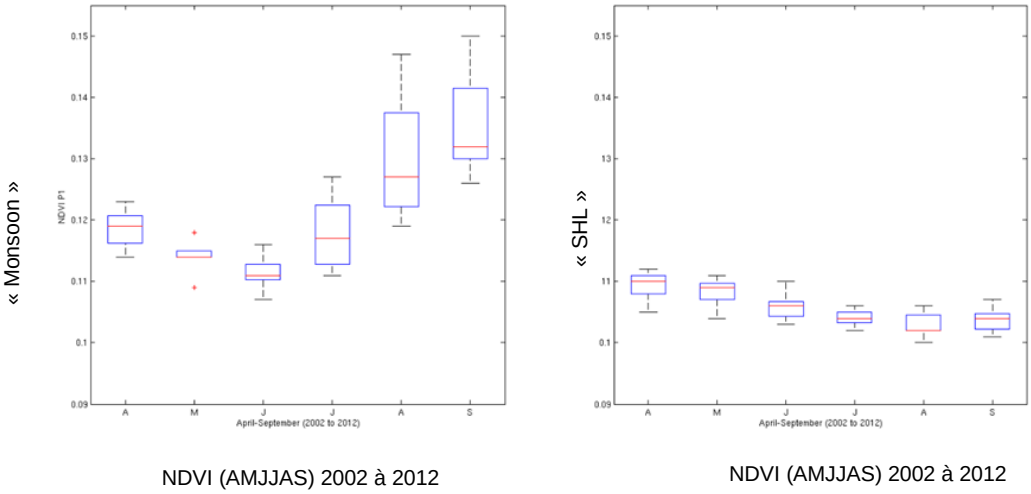


Fig3.4 *– Indice de végétation (NDVI) mesuré par MODIS pour la saison d'avril à septembre moyenné de 2002 à 2012 sur les deux regions « Monsoon » et « SHL ».*

L'indice de végétation par différence normalisé (NDVI) mesuré sur les deux régions « Monsoon » et « SHL » par MODIS donne une valeur moyenne qui atteint 0,15 en septembre avec un minimum de 0,11 en juin sur la région « Monsoon », par contre il ne dépassait pas le 0,11 pour toute la période (d'avril au septembre) sur la zone « SHL » indiquant l'arrivée de la mousson sur la première région, qui ne dépassait pas les 20°N. Ainsi, l'IWV sur la région « SHL » n'est pas à l'origine de l'évapotranspiration. Une température de brillance (Tb) est alors calculée, ce qui donne une information sur la température du sommet des nuages. Plus le rayonnement émis est faible, plus la Tb associée est basse. Cette température, qui dépend fortement de l'altitude, permet de mesurer le développement vertical des nuages. En d'autres termes, plus la convection est intense, plus la température du sommet des nuages est froide.

Il s'agissait d'une diminution remarquable de la température de brillance pour la région « Monsoon », la Tb atteignant son minimum entre la période t0 + 30 et t0 + 60 (de fin juillet au fin aout), associé à une augmentation de l'épaisseur optique des aérosols et du contenu intégré en vapeur d'eau. Cette diminution pourrait se justifier par la présence de mousson Africaine sur cette région. Pour la zone à l'ouest du Hoggar, il y avait des périodes ou la convection est fortement présente et par conséquence la production des poussières sur cette région, très élevée, et la présence de la vapeur d'eau sont issues de la convection très prononcée et du processus de jet de basse couche.

Par la suite, afin d'estimer l'impact radiatif de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques, Le modèle de transfert radiatif STREAMER est utilisé pour calculer les radiances et les flux pour les différentes conditions atmosphériques. Ce modèle estime les flux descendants et montants associés aux courtes longueurs d'onde (désignées par SW -shortwave-, 0.2 et 4 µm) et aux grandes longueurs d'onde (désignées par LW -longwave-, 4 et 400 µm). Des données de profils verticaux des moyens mensuels d'extinction des aérosols et de la vapeur d'eau prise par CALIOP L2, pour la période d'Avril 2011 au Septembre 2011 et pour nos régions d'étude sont utilisées comme paramètres d'entrée pour le calcul de ce modèle.

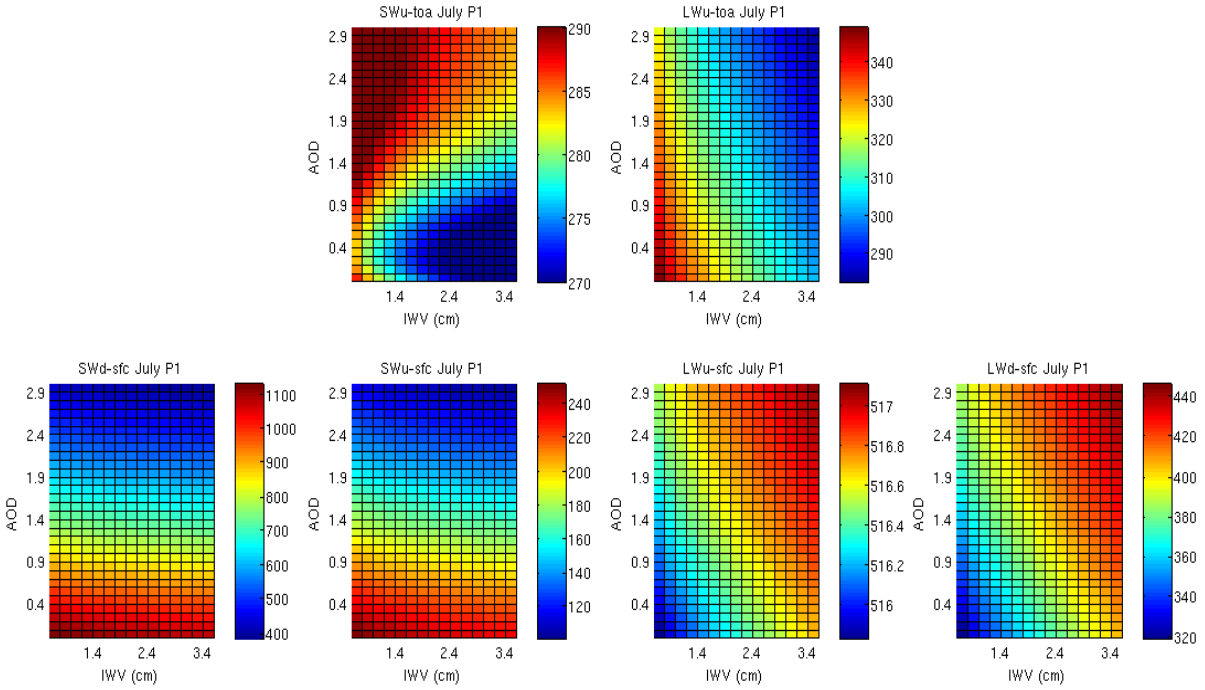


Fig3.5 *– Flux descebdabt et montant à la surface et au sommet de l'atmosphère en juillet 2011 sur la region SHL calculé par le modèle STREAMER.*

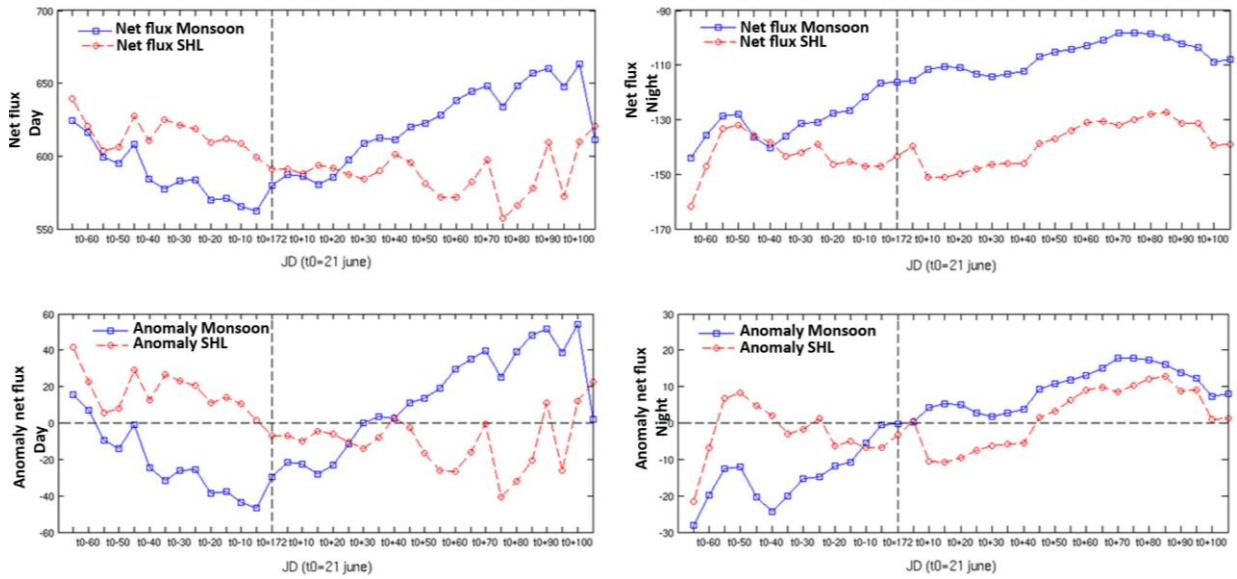


Fig3.6 *– Flux net et anomalie par rapport à la moyenne saisonnière de mai à septembre, jour et nuit, pour les regions "Monsoon", en bleue et "SHL", en rouge en function des fluctuations des aerosols et de la vapeur d'eau et leur impact en onde courte(SW) et longue (LW).*

Monsoon net flux : day : mean=608.9, std=29.59 ; night: mean=-116, std=13.44
SHL net flux : day : mean=598 std=19.25 ; night: mean=-140, std=8.03

En présence de poussière, à la surface, le flux descendant en SW diminue, en effet on constate clairement une très forte anti-corrélation entre le réchauffement de la surface en SW et l'AOD mesuré par l'instrument MODIS Aqua (Fig3.5).

Ceci est le résultat de deux facteurs : le contraste relativement faible entre la surface et l'albédo planétaire de cette région d'une part et la SW absorption dans la couche de poussière qui renforce les effets de rétrodiffusion des grains pour réduire le rayonnement en SW qui atteint la surface, d'une autre part.

En LW, la présence de poussière a tendance à réchauffer la surface grâce à une importante émission de la couche inférieure de poussière. Aussi une anti-corrélation est observée entre le flux descendant en SW et LW en présence des aérosols.

En effet, en passant d'une journée peu polluée, en terme de poussières, (épaisseur optique inférieure à 0.3) à une journée plus polluée (épaisseur optique supérieure à 0.5), le flux direct diminue de l'ordre de 15 % et le diffus augmente de 7%. Le maximum du rayonnement direct passe de 1015 W/m² à 865 W/m², tandis que le diffus varie de 270 W m^{-2} à 290 W m^{-2}.

Ces simulations indiquent que les rayonnements directs varient très peu quand le contenu en vapeur d'eau passe de 1 à 3.5 cm. Cette étude de sensibilité a montré que l'épaisseur optique des aérosols influe plus que la vapeur d'eau sur le rayonnement saisonnier en SW.

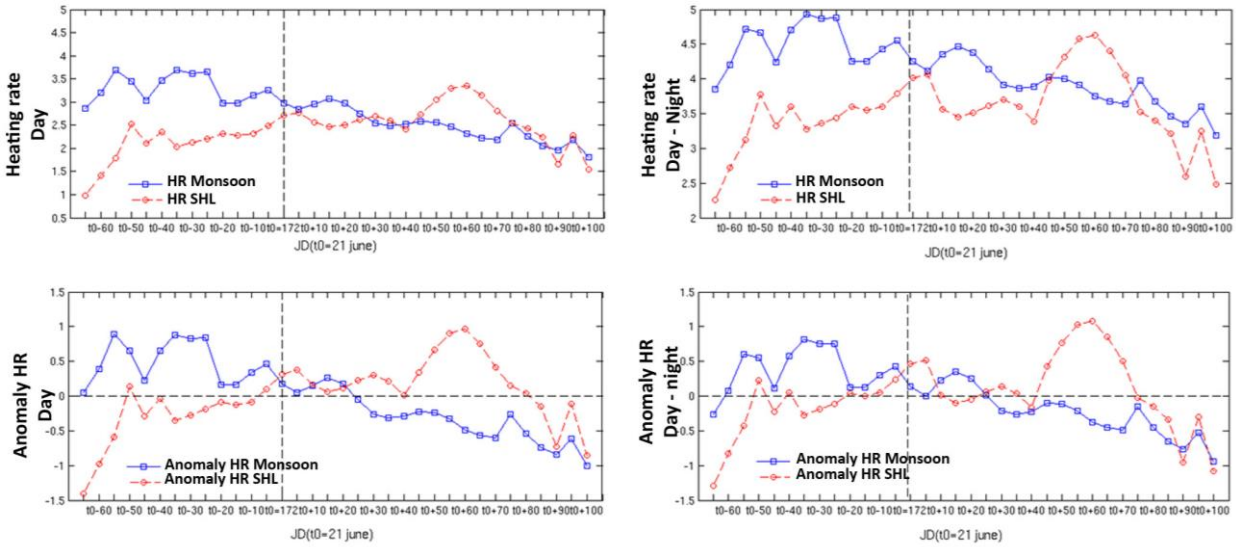


***Fig3.7** – Cycle saisonnier du rechauffement sur la region "SHL" et "Monsoon"*

La figure3.7 montre une forte corrélation entre l'intensification du forçage radiatif et la présence de la dépression thermique SHL. En mois d'août la vitesse de chauffage atteint son maximum en présence du phénomène de convection sur le Hoggar.

3.3 Conclusion

L'objectif de ce travail était d'analyser l'évolution spatiotemporelle des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau en relation avec la dépression thermique, quantifier leur impact sur le bilan radiatif, et de montrer leur rôle pour la contribution au forçage de la dépression thermique saharienne.

Dans un premier temps, on a analysé plusieurs années de mesures des épaisseurs optiques, de vapeur d'eau et de position et intensité de la dépression thermique. On en a tiré une climatologie montrant que la dynamique de la dépression thermique avait un comportement saisonnier très similaire pour une bonne période de 30 ans (particulièrement, une variance de l'ordre de 5 jours pour la période de 2002 au 2012), ce comportement est décrit par une migration saisonnière vers le nord-ouest autour du 21 juin. En effet, parmi les phénomènes qui peuvent causer de la divergence en altitude et ainsi intensifier la dépression thermique, la libération de chaleur latente due à la condensation en nuage de la vapeur d'eau atmosphérique sur cette région et la convection profonde qui engendre elle aussi des courants ascendants.

3.4 Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'ouest

On the seasonal evolution of the water vapour and aerosol radiative forcing in the Saharan Heat Low region

Ridha Guesbsi(1), Cyrille Flamant(1), Amato Evan(1,2), Juan Cuesta(3) and Christophe Lavaysse(4)

(1) LATMOS/IPSL, Sorbonne Universités, UPMC Université Paris 06, CNRS and UVSQ, Paris, France

(2) Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla CA, 92104

(3) Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, CNRS, Université Paris Est Créteil and Université Paris Diderot, Créteil, France

(4) European Commission, Joint Research Centre (JRC), 21027 Ispra (VA), Italy

1. Introduction

Mineral dust is an important player of the regional climate in West and North Africa. Mineral aerosol concentrations are known to be maximum in the summer over the Saharan Heat Low (SHL) region (Engelstaedter et al., 2006). However, in the summertime, the Sahara is covered by a brownish haze and or mid-level clouds, generally found at the same level, which correspond to clouds at top of the Saharan Atmospheric Boundary Layer (SABL). The SABL in the central Sahara is one of the deepest in the world (Gamo et al., 1996; Chaboureau et al. 2016), often reaching 6 km or more and consistently exhibiting well mixed profiles of water vapor mixing ratio of 4 to 5 g kg^{-1}, yielding integrated water vapor contents (IWVC) on the order of 25-30 kg m^{-2} as for instance observed during the FENNEC campaign in June 2011, in spite of relatively low relative humidity near the surface. The SHL coincides with a region of strong low level convergence with advection of moisture from the South (the Gulf of Guinea), the West (the Northern Atlantic) and the north (the Mediterranean) towards its center. Monsoon surges driven by the synoptic-scale variability of the SHL intensity has been shown to enhance the moisture transport into the Sahara (Couvreux et al., 2009; Engelstaedter et al., 2015). Cold pools emanating from deep convective systems over the Atlas mountains (Knippertz et al, 20) or over the Sahel (Flamant et al., 2007, 2009; Bou Karam et al., 2014) have also be highlighted as efficient means of transporting moisture into the SHL region, deep into the Sahara.

Marsham et al. (2015) were the first to investigate the role of water vapor, aerosols and clouds on the radiative forcing at the top of the atmosphere and at the surface over the Sahara. For their purpose they have used the unique and comprehensive dataset acquired during the FENNEC (June 2011 and 2012) at the so-called BBM supersite located in the SHL region. They have shown that dust and IWVC are both important direct atmospheric heating, and that top of the atmosphere (TOA) net flux is mainly controlled by IWVC while dust provides the primary control on surface heating. The representativity of these seminal findings at the regional scale, over the whole of the Sahara, has not yet been investigated. Because water vapor and dust variabilities over the Sahara occur over a wide spectrum of scales, from synoptic to decadal, they are likely to control the SHL variability at those scales and hence precipitation over the Sahel.

Evan et al. (2015) have shown that, at decadal scales, increasing amounts of water vapor over the Sahara observed in recent years (i.e. the 2000's) have led to a warming in the SHL region due greenhouse forcing when compared to the 1980's. During the same period, Wang et al. (2015) have demonstrated that the warming over the Sahara was concomitant with an intensification of the SHL, reinforcing the monsoon flow along its southeasterly flank and slowing down the harmattan, thereby leading to a reduction of dust emissions over the Saharan hotspots. The deeper penetration of the monsoon over central and eastern Sahel also is also thought to contribute to the precipitation recovery over Sahel since the droughts in the 1980s (Evan et al., 2015).

It is worth noting that while at small time and relatively local scales, cold-pool type events over the Sahara lead to both increases in moisture and dust contents (e.g. Flamant et al., 2007), while at much longer time and spatial scales, moisture content and dust content trends appear to be anti-correlated in the SHL region. Hence, the results obtained by Marsham et al. (2015) in BBM where numerous cold-pools were observed (e.g. Marsham et al., 2012; Allen et al., 2013) may not hold when analyzing the respective role of water vapor and dust over a large part of the SHL region and at decadal scale. Understanding the respective roles of water vapor and dust radiative forcing at the regional scale on the seasonal evolution of the SHL intensity is therefore of paramount importance, in particular since dust and water vapor do not impact the net radiative the same way in the lower troposphere (e.g. Lemaitre et al., 2010).

In this paper we investigate the radiative impact of aerosols and water vapor in the SHL region using regional data from space-borne instruments such as the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) together with a radiative transfer model. We use multi-year dataset (11 years) to assess the seasonal evolution of the respective forcing of water vapor and aerosols to understand what controls the heating over the Sahara during the period around the so-called onset of the SHL (the time when the SHL first settles in its summer location over the desert, namely 20 June±11 days, Lavaysse et al., 2009).

2. Data

Here, we analyze water vapor and dust datasets for the period 2002-2012, over which the data is composited with respect to the time of the onset (To, derived for each year) to construct time series from early April to end of September over particular regions of interest. MODIS-derived products are in the form of total or partial columns for water vapor and total columns for dust (dust optical depth, DOD). Those vertically integrated products are then used as inputs to a radiative transfer (STREAMER). The vertical distribution of dust, water vapor and temperature that are also needed in order for STREAMER to compute surface and TOA net radiation budget are obtained from CALIOP observations and reanalysis from the European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF ERAI). Monthly averaged profiles of water vapor mixing ratio and temperature at 0000 and 1200 UTC over regions of interest are derived for the year 2011 only.

2.1 SHL characteristic composites from 2002 to 2012

In a first step, we have investigated the variability of the daily location of the West Africa heat low (WAHL) barycenter between April and September for the selected period. The location of WAHL barycenter is obtained as in Lavaysse et al. (2009) using the low-level atmospheric thickness (LLAT) derived from the pressure difference between 920 and 700 hPa fields of ECMWF reanalyses.

The position of the WAHL barycenter is used to determine the time of the east to west transition leading to the installation of the SHL over the Western Sahara, which

generally occurs around 20 June (Lavaysse et al., 2009, climatological average for the period 1979–2001, based on ECMWF ERA40 reanalysis). The time of the transition is determined based on the determination of the inflexion point associated with each curve approximated by polynomial fit. The inflexion point is defined when the second derivative of the polynomial fit is equal to 0. The sharp westward displacement associated with the transition was found to correspond to 21 June±5 days for the period of interest (i.e. in good agreement with Lavaysse et al., 2009. The longitudinal evolution of the SHL barycenter for each year of the 2002-2012 period as a function of time with respect to To (Julian day 172) is shown in Fig. 1a for the period To-65 days to To+115 days.

Plotting the spatial distribution of the daily SHL barycenter locations after To, allows defining a 4° x 4° "SHL" box, centered on 2°W/24°N enclosing 19% of the barycenters over the Sahara from 2002-2012. Likewise, we find that the spatial distribution of the SHL barycenter locations before To allows defining a 4° x 4° "Monsson" box, centered on 7°E/18°N enclosing 6% of the barycenters prior to the installation of the SHL over the Sahara from 2002-2012. These "SHL" and "Monsoon" boxes are subsequently used to compute observation- and modeled-derived variables and products relevant to compute the components of the radiation budget in and outside the SHL region, respectively.

2.2 Satellite data

2.2.1 Aerosol products

The seasonal evolution of dust aerosols properties is described using two complementary satellite products. First, daily DOD products obtained from MODIS/AQUA Deep Blue Collection 5.1 over desert surfaces with a horizontal resolution of 1° × 1° are used to compute the seasonal composites for 2002-2012 in the two boxes previously defined. The daily data is composited between April and September with respect to To. Second, the vertical distribution of the aerosols is documented at the regional scale using the space-borne lidar CALIOP (Winker *et al.*, 2007) on board the Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) which crosses the Equator around 1330 and 0130 local time. CALIOP level 2 measurements of aerosol extinction coefficient profiles are averaged daily in each

boxes (daytime and nighttime profiles are averaged separately). Then monthly profiles are derived from April to September 2011. To on 2011 corresponding to 30 June, this means that averaged extinction coefficient profiles obtained in the SHL box in April, May and June are presentative of the period before the SHL installation over the Sahara and the profiles obtained for July, August and September are representative of the conditions after the installation of the SHL.

2.2.2 Water vapor content

The MODIS collection 5.1 precipitable water product consists of columns or partial columns of water-vapor amounts based on an infrared algorithm: besides the total column (IWVC), two partial integrated water vapor contents (PIWVCs) are also available: from surface to 925 hPa and from 700 to 300 hPa. All three products are available daily with a horizontal resolution of 1° × 1° and are used to compute the seasonal composites for 2002-2012 with respect to To in the two boxes previously defined.

2.2.3 Clouds brightness temperature

The presence of deep convection over the Sahara is monitored for the period of interest using brightness temperature data from the European Union-funded Cloud Archive User Service (CLAUS). The CLAUS project maintains a long time-series of three-hourly global window channel thermal infra-red images of the Earth based on the level B3 10 μm radiances from operational meteorological satellites participating in the International Satellite Cloud Climatology Programme (ISCCP, Brest et al. 1997). The CLAUS archive currently spans the period 1984-2004. Brightness temperatures below 270 K which are generally associated with the top of deep convective clouds, were used to monitor deep convection occurrence frequency over the area of interest in the defines SHL and Monsoon boxes, as well as within 2 other 4° x 4° boxes located to the east of the SHL box and centered on 2°E/24°N ("Tamanrasset" box) and 6°E/24°N ("Hoggar" box).

2.3 The radiative model STREAMER

Surface and top of the atmosphere (TOA) longwave and shortwave upwelling and downwelling fluxes in the "SHL" and "Monsoon" boxes are quantified using the

radiative transfer code STREAMER (Key and Scheiger , 1998; Key et al., 1998). STREAMER is a flexible code developed to compute radiances or irradiances for various atmospheric and surface conditions. Calculations are made using a 2 stream scheme with a discrete ordinate (DISORT) solver. Upward and downward irradiances (i.e. shortwave, longwave and net irradiances) can be computed over 24 shortwave bands (0.28 to 4 μm) and 105 longwave bands (4 to 400 μm). The first dust model corresponds to the dust model prescribed in STREAMER.

The inputs to the model for shortwave and longwave fluxes in the "SHL" and "Monsoon" boxes are the following:

- Daily composited AOD and IWVC,
- Monthly temperature and water vapour profiles derived from ECMWF reanalysis at 0000 and 1200 UTC,
- Monthly averaged extinction coefficient profiles from CALIOP at 0130 and 1330 UTC.

In order to compute daily composited surface and TOA fluxes with STREAMER, the vertical profiles of water vapor mixing and aerosol extinction coefficient are scaled to daily composited AOD and IWVC values, i.e. the shape of profiles is left unchanged but the integral of the monthly profiles are matched to the AOD and IWVC values.

Using the above profiles for each month, we perform 31 x 16 simulations (AOD varying from 0 to 3 with 0.1 increments, IWV varying from 0.6 to 3.6 with 0.2 increments).

The output fields are: SWd, SWu, LWd, LWu at the surface and SWu, LWu at TOA

3. Seasonal evolution of AOD, IWV in the SHL region for 2002-2012

The seasonnal evolution of SHL lat/lon/intensity is shown in Figure 1a. It shows that the max SHL intensities are observed to the north between 4°W and 0°E 22°N and 26°N. We define this area as the core SHL region. We also define a box further south which coincides with a more southerly position of the WAHL between 5°E to 9°E and 10°N to 20°N. One objective is to highlight differences in terms of AOD- and IWV-

related forcings between this 2 regions, **the southernmost one being located under the influence of the monsoon flow after the time of the onset,** as opposed to the northernmost region which is on average always north of the ITD, thereby only sporadically affected by the monsoon, as for instance due to northward progression of the monsoon due to an intense SHL.

The composited seasonal evolution over the 11 years of the SHL barycenter latitude and longitude as well as SHL intensity are shown in Figure 2 as box plots. Time series are composited around To defined as the SHL onset time (see Lavaysse et al., 2009). To is defined for each year as in Lavaysse et al. 2009: on average we found the average onset date to be 21 June +/- 3. In the following, all relevant time series, i.e. SHL lat, lon, intensity but also AOD and IWV are composited around To.

The quality of MODIS IWV and AOD Deep Blue already checked elsewhere (reference: Kern et al., 2008 – for IWV; Hsu et al., 20xx for AOD). Based on Kern et al. 2008, we chose to use the IWV IR product. In both regions, IWV increases from To to To+85 (mid-september) and deacreases afterward. Values between 2 and 4 cm of precipitable water are observed with MODIS.

These regions corresponds to a region between the Aïr Mountains and the Idrar des Iforas massif, known to be an active dust source (Kocha et al., 2013; Schepanski et al., 2007).

Regarding AOD, in Region 1 (southernmost) the max AOD values for the whole period are observed from To-10 to To (AOD ~0.7) which is consistent with the fact that we are observing pre-monsoon condition, during which numerous aerosol lifting processes are observed (Bou Karam et al.,2008) and Engelsteadler et al. (2007). Dynamical processes north of the monsoon front. After To+15, the AOD is seen to decrease steadily from 0.55 to 0.3. Then again this consistent with the fact that the monsoon flow is now reaching Region 1, as seen from the increase of IWV during the same period. As the monsoon front reaches the north part of Region 1, the processes leading to aerosol lifting are no longer present over region 1 there by leading to the decrease of the AOD. During this period the AOD observed is almost exclusively related to the long-range transport of aerosols from remote region, as opposed to the local production observed before To.

In Region 1, IWV is observed to further increase from To+60 on. This period coincides with that during which deep convection is observed over the Sahel. This increase could be due to enhanced precip and evapotranspiration processes. IWV derived from MODIS between the surface and 920 hPa also show an increase after To+60, consistent with more evapotranspiration. However, the MODIS derived IWV between 700 and 300 hPa, also shows this increases which could be related to deeper mixing of WV associated with deep convection.

In Region 3, we observe a first maximum of AOD (~0.5) immediately after To (from To to To+10). This is consistent with the arrival of the SHL and the depression leading to a convergence of aerosol laden air masses in the area. Between To+10 and To+65, we observe a series of AOD maxima (To+10, To+35 and To+65), before observing a steady decrease of AOD after To+65. The 25-day oscillation period could be related to the East-West oscillations of the SHL position described in Chauvin et al. (2010). The max of AOD coinciding with the center of the SHL, a displacement of the AOD center would lead to a reduction of the AOD.

The IWV is observed to increase in Region 3 from To+5 on from 2 cm to 3 cm at To+85.

Figure 3a (Fig. 3b) shows the AOD (IWV) anomalies in Regions 1 and 3, computed with respect to the average AOD (IWV) for the period April-September and the years 2002-2012. In Region 1, a deficit in IWV is observed for the period prior to To, and an excess is observed after To+25. Between To and To+25, we observe a plateau, with IWV anomalies close to 0. A clear positive trend of +0.125 mm/day is observed between To-60 and To+80. In Region 3, the trend in IWV anomaly is also evident, and on the order of +0.115 mm/day. The anomaly of IWV is positive after To+25 only in Region 3, which means that the excess of IWV in R3 lags R1 by 25 days, and that it is not until after 25 days after the SHL is installed that IWV significantly increases beyond the climatological mean value for 2002-2012. In both R1 and R3 the IWV decreases after To+80.

The analysis of the AOD anomaly in R1 reveals that there is an excess of AOD for most of the period To-55 to To+30, the maximum anomaly being observed just before To, in link with the numerous dust lifting processes generally observed ahead of the monsoon front. Above average AOD values are observed until To+25, but the AOD

anomalies exhibit a negative trend of -0.0035 /day from To+15 onward, only interrupted by a plateau of null anomaly around To+40. In R3, the most significant positive AOD anomalies are observed between To-5 and To+80, and exhibit maxima at To+5, To+30 and To+60, the later peak being linked with deep convection over the Sahara and the related cold-pools leading to dust lifting in R1. A negative trend of AOD anomaly of -0.0075/ day is observed from To+60 on. In both region, a plateau of null AOD anomalies is observed around To+40.

Next we compare the NDVI measured on the monsoon and SHL regions by MODIS. To Understand and explain this increase in the IWV on the monsoon region and SHL region, we calculated the average NDVI over the same period and. There has been a considerable increase in NDVI on the Monsoon region and from July period of development of vegetation during the arrival of the African monsoon. As against the NDVI was still low on the SHL region further north, and this can mean that water vapor in this region is not evapotranspiration origin.

We also note that among the phenomena that can cause altitude divergence and the intensification of heat low, the release of latent heat due to cloud condensation of water vapor and deep convection, which generates updrafts.

Figure 4 shows an average value reaches 0.15 in September with a minimum of 0.11 in June respectively not exceeding the 0.11 for the period from April to September in the SHL region indicating the arrival of the monsoon on the southern region and which did not exceed 20°N to reach the northern.

Note also that the release of latent heat due to condensation in deep convection that generates ascendants is among the phenomena that can cause altitude divergence thus intensifying the heat low.

4. Radiative impact

We next explore the magnitude and variability of the dust-aerosol and water vapor direct effect by estimating the radiative impact of suspended dust across the SHL region. STREAMER was used to calculate the net monthly radiative budget from May to September. To do this we follow the methods of Evan et al. (2009) except that we exclusively use the Streamer radiative transfer model (Key and Schweiger 1998) for all

radiative transfer calculations, employing day and night streams for long- and shortwave calculations on top and surface atmosphere. Average monthly temperature and humidity profiles obtained from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) and extinction coefficient profiles derived from CALIOP are used as input parameters for the model calculation (Fig.5).

We find here the monthly mean profiles of Aerosol extinction (CALIOP L2), Water vapor mixing ratio and Temperature, for April 2011 to September 2011, for the two regions where the SHL is climatologically located. Meteorological data are extracted from ERAI reanalysis at 00 and 12 UTC. CALIOP profiles are separated between daytime and nighttime overpasses. For the aerosol extinction profiles, we use CALIOP L2 v3.01 data, which filtered and smoothed vertically.

CALIOP L2 extinction profiles are mostly monotonically increasing towards the surface, where it is maximum in most cases. We also see the monthly evolution with maximum AOD (and water vapor concentration) on July or August, thus when the SHL has already moved northwards, at the center of Western Sahara.

On surface, the downward flux in SW clearly decreases in the presence of dust, in fact correlation between surface warming in SW and the AOD -there is a strong antiMODIS aqua measurement (Fig.6a).From a little polluted day (AOD less than 0.3) to a more polluted day (AOD greater than 0.5), the direct flow decreases about 15% and diffuse increased by 7%. The maximum direct radiation jump from 1015 W m^{-2} to 865 W m^{-2}, while the diffuse ranges from 270 W m^{-2} to 290 W m^{-2}.

These simulations indicate that the direct radiation varies very little when the water vapor content increases from one to 3.5 cm (Fig.6b)

This sensitivity analysis showed that the aerosol optical thickness affects more than water vapor on the seasonal radiation on SW.

This is the result of two factors: the relatively low contrast between the surface and the planetary albedo of this region and the SW absorption(Banks et al, 2014). In the layer of dust that builds, dust backscatter effects SW reduce radiation reaching the surface.

On the other hand, the LW flux tends to warm the surface by a significant reflectance

of the lower layer of dust and the water vapor.

In the next part, we quantify the global net flux in day and night over Monsoon and SHL region to enhance knowledge of radiative impact of aerosols and water vapor.

Figure 7 shows a significate impact of Dust over Monsoon and SHL region before and after the migration of Saharan heat low centered on t0; before t0 the SHL is installed more to the east (monsoon region), correlated with the anomaly of net flux over same region (between 30 and 40 w/m2 more less). However, after t0 the situation change and the net flux decrease over SHL region affected by the important uprising of aerosols over this region.

Figure 8 show strong correlation between heating rate and presence of SHL; the heating rate increase on SHL region after the displacement of SHL and in august the heating rate reaches its maximum due to convection over Hoggar.

5. Conclusion

We analyzed several years of measurements of optical thicknesses, of water vapor and heat low. we drew a climatology that shows that the dynamics of thermal depression had a very similar seasonal pattern for a good period of 30 years (with a variance of about 5 days for 2002 to 2012), this behavior is described by a seasonal north west migration around 21 June .

The measures AOD over the period 2002 to 2012 shows variations which are not too significant and less clear than the water vapor which shows a good pace describing a presence on the Saharan zone of the monsoon season.

In the presence of dust, STREAMER clearly shows a strong anticorrelation between the evolution of AOD and the SWD budget and another between the LWD and the SWD budget.

Hence, analyzing the decadal trends of water vapor in the Tropics and sub-tropics is important to increase knowledge of the dynamics of the SHL, a pivotal feature of the West African Monsoon system.

References:

Bou Karam, D., Flamant, C., Cuesta, J., Pelon, J. and Williams, E, 2007: Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case.

Bou Karam, D., Flamant, C., Tulet, P., Todd, M. C., Pelon, J. and Earle, W., 2009: Dry cyclogenesis and dust mobilization in the Inter Tropical Discontinuity of the West African Monsoon: a case study. IN Journal of Geophysical Research - Atmospheres, 114. D05115, doi: 10.1029/2008JD010952.

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 the Royal Meteorological Society, 134 (632), 621–634.

Drobinski, P., Sultan, B. and Janicot, S., 2005: Role of the Hoggar massif in the West Africa monsoon onset. Geophys Res Lett 32. doi: 10.1029/2004GL020710.

Evan, A. T., Flamant, C., Lavaysse, C., Kocha, C. and Saci, A., 2015: Water vapor forced greenhouse warming over the Sahara Desert and the recent recovery from the Sahelian drought, J. of Climate, 2015, 28, 1, 108-123.

Evan, A.T. And Mukhopadhyay, S., 2009: African Dust over the Northern Tropical Atlantic: 1955–2008.

Evan, A.T., Heidinger, A.K., and Michael, J.P., 2006: Development of a new over-water Advanced Very High Resolution Radiometer dust detection algorithm (2006), pages 3903-3924.

Flamant, C., Knippertz, P., Parker, D. J., Chaboureau, J.-P., Lavaysse, C., Agusti-Panareda, A. and Kergoat, L. (2009): The impact of a mesoscale convective system cold-pool on the northward propagation of the inter-tropical discontinuity over West Africa. IN Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 135. 139–159.

Jamie, R., Helen, B., Brindley, E., Hobby, M. and Marsham, J.H., 2011: The daytime cycle in dust aerosol direct radiative effects observed in the central Sahara during the Fennec campaign in June 2011.

Jeffrey, R. K., and Axel, J. S., 1998: tools for atmospheric radiative transfer: streamer and fluxnet (1998), Computers & Geosciences Vol. 24, No. 5, pp. 443±451, 1998.

Kern, A., Bartholy, J., Borbas, E.E., Barcza, Z., Pongracz, R. and Ferencz, C, 2008: Estimation of vertically integrated water vapor in Hungary using MODIS imagery, Advances in Space Research 41 (2008) 1933–1945.

Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D. J., Lafore, J.-P., Sultan, B. and Pelon, J., 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective.

Moser, L., Voigt, S., Schoepfer, E., and Palmer, S., 2014: Multitemporal Wetland Monitoring in Sub-Saharan West-Africa Using Medium Resolution Optical Satellite Data.

"http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac/bin/G3/gui.cgi?instance_id=MODIS_DAILY_L3";

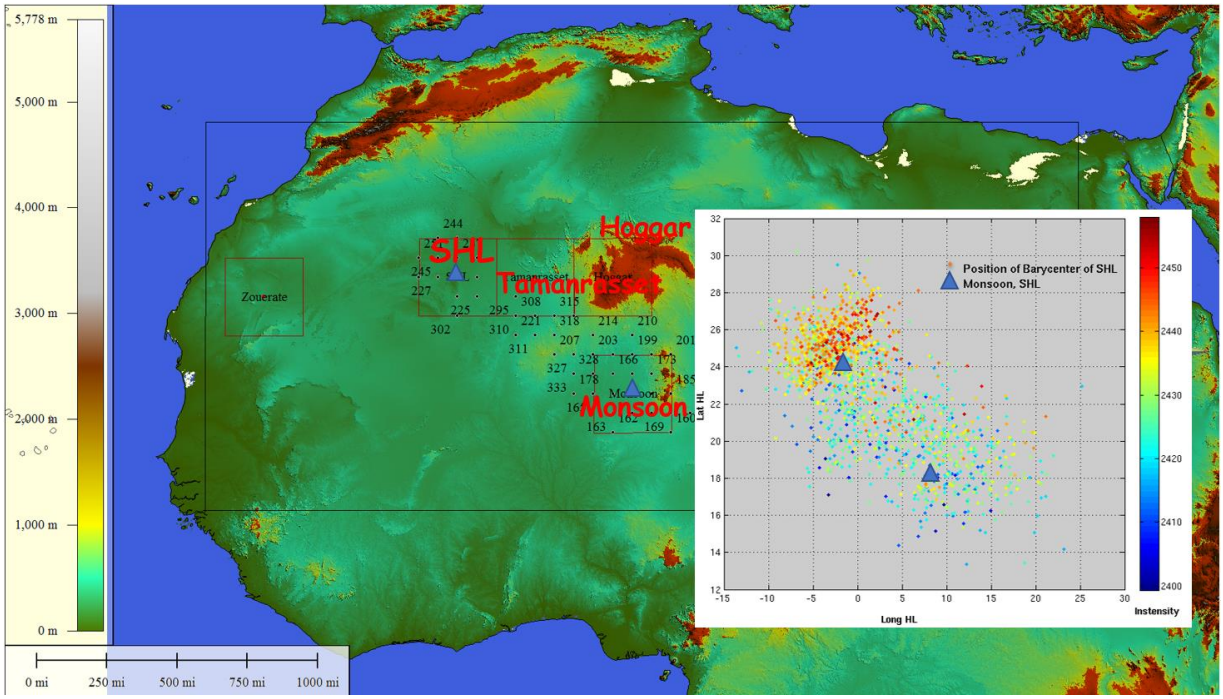


Fig1. Interest region: *1a; zones1: Monsoon on North West of Niger, zone2: Hoggar on South of Algeria, zone3: Tamanrasset on border between Algeria and Mali, zone4: SHL on North West of Zouerate. 1b;Small squares represent the average centroid of the SHL (from 2002 to 2012) with 5 days' time slot in the period from May to September, a color represent the intensification graduate of SHL*

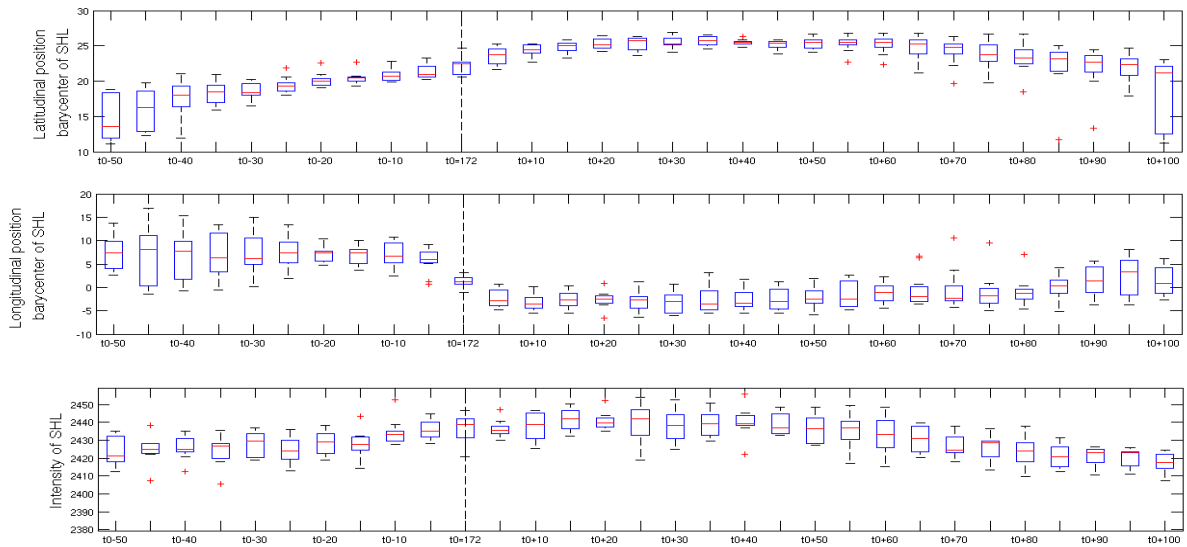


Fig2*. The Dynamic of Saharan heat low throughout the season from May to September (MJJAS); a) Latitude position of SHL, b) Longitude position of SHL, c) intensity of SHL. By*

<u>ECMWF</u> Global weather forecast model from the "European Centre for Medium-Range Weather Forecasts"

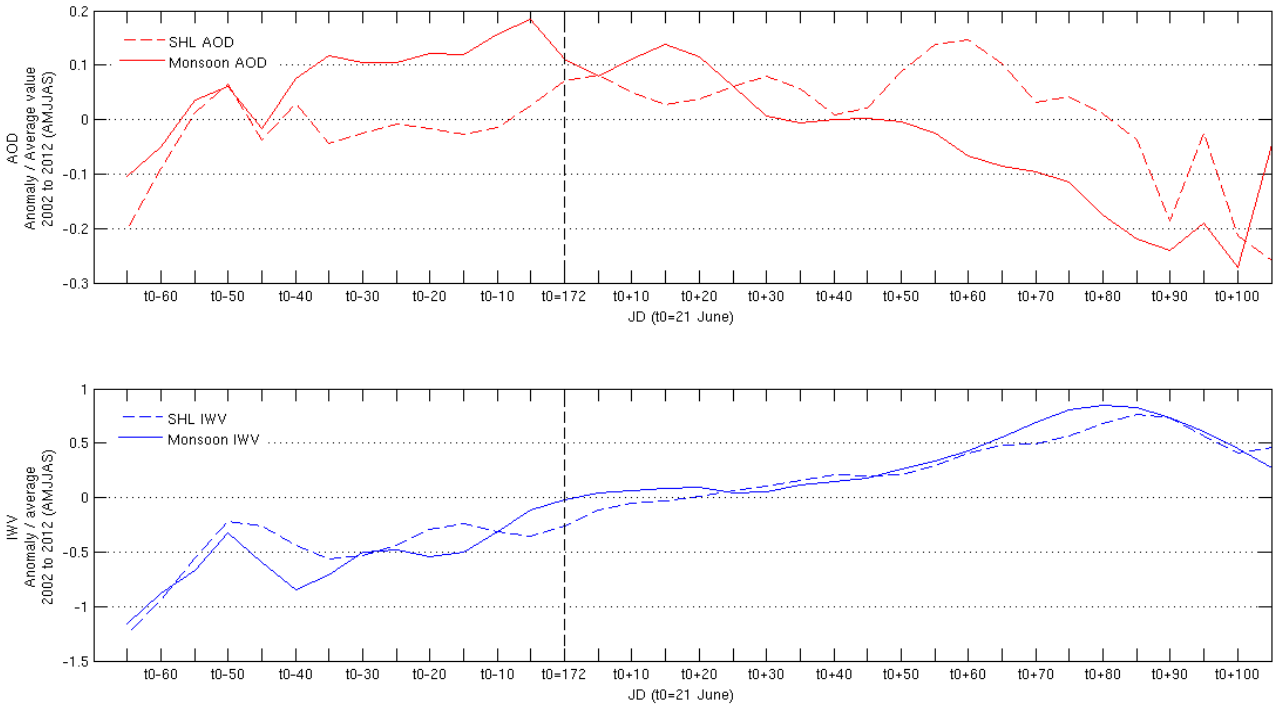


Fig3. *AOD(red) and IWV(blue) averaged seasonal cycle from May to September minus mean seasonal value averaged from 2002 to 2012 over Monsoon and SHL regions ;*

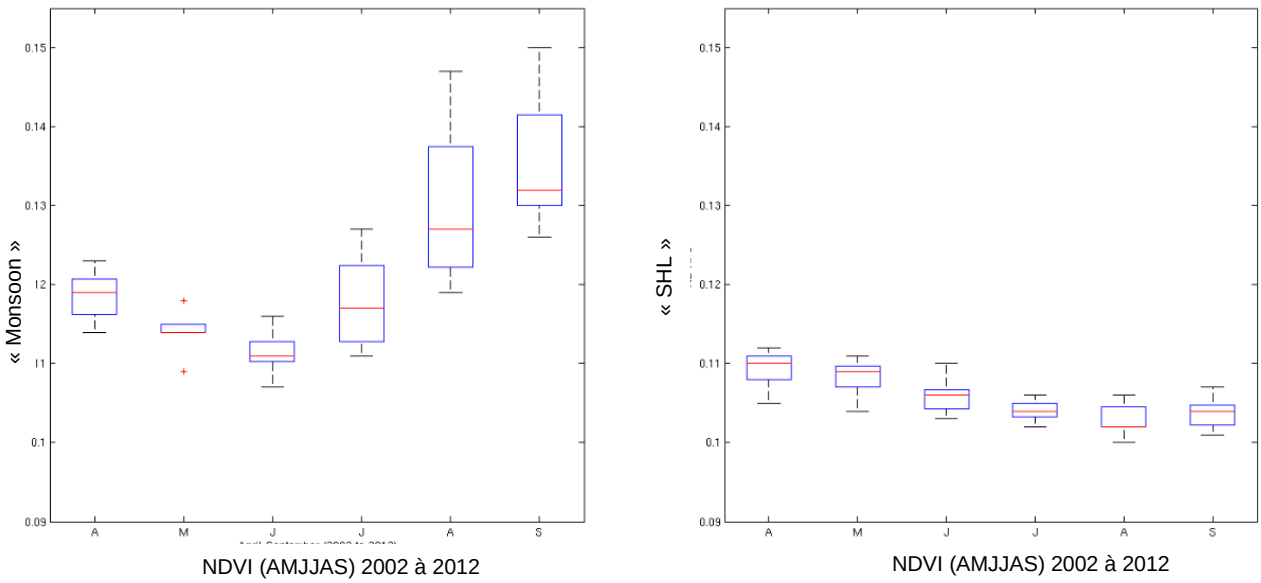


Fig4. *NDVI measured by MODIS over Monsoon (a) and SHL (b) regions for season from April to September (2002 to 2012).*

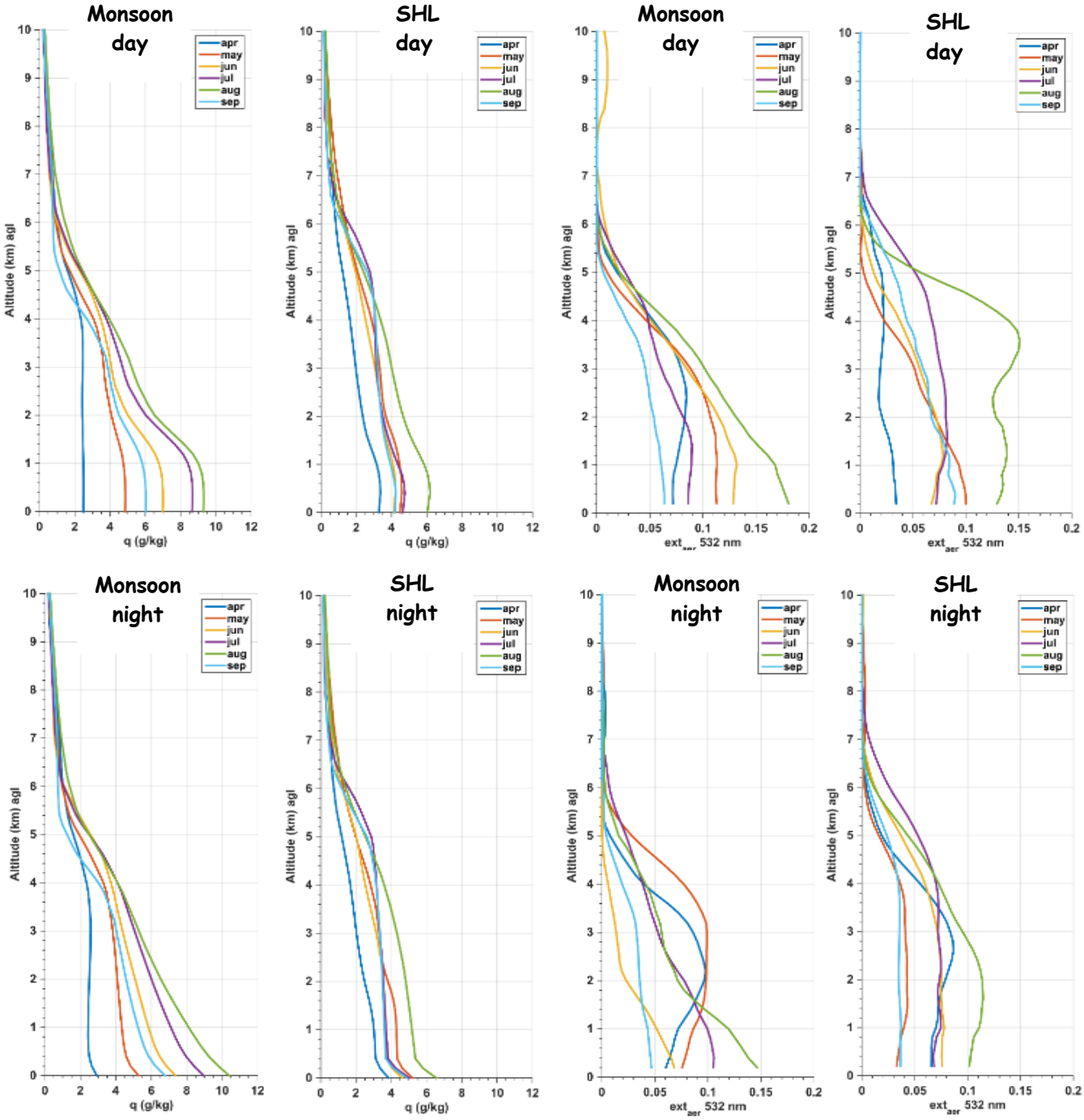


Fig5. *Monsoon and SHL day and night profile extinction coefficient from Caliop: a) Days extinction aerosols and concentration profiles over Monsoon and SHL regions, b) Night extinction aerosols and concentration profiles over Monsoon and SHL regions.*

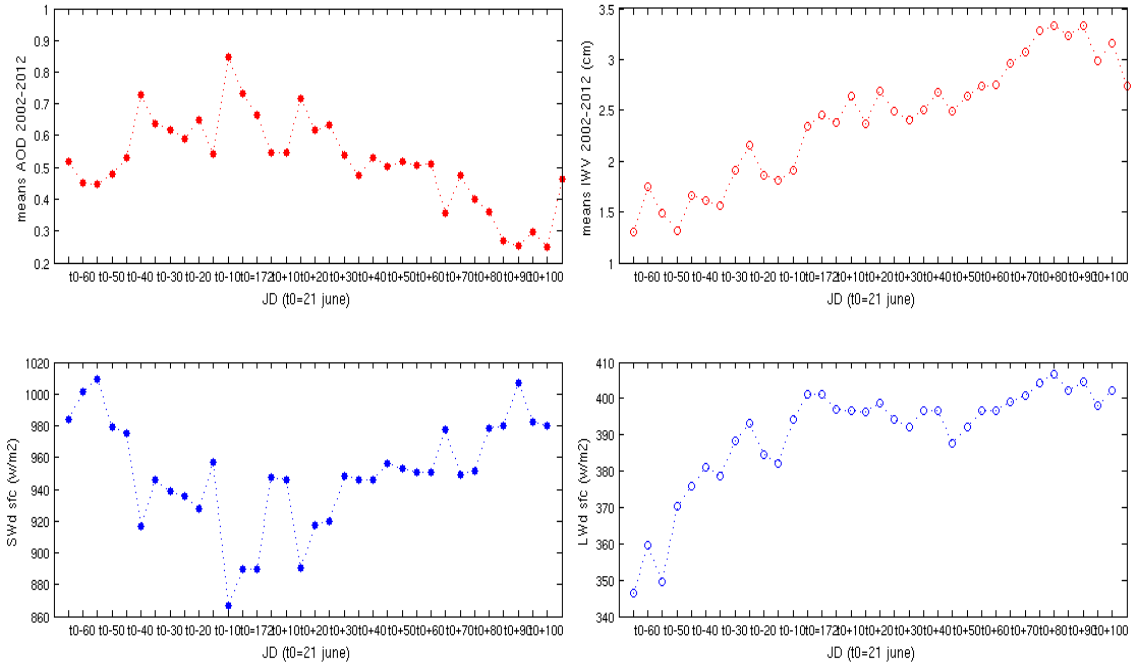


Fig6. *AOD and IWV evolution (red) and SWDd and LWd evolution (Blue).*

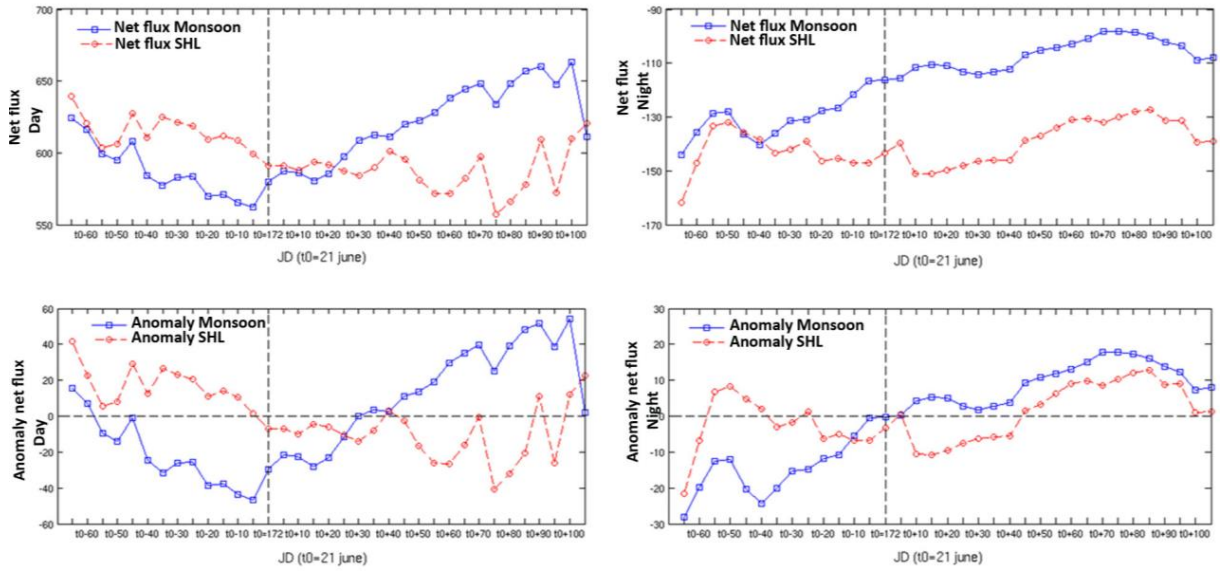


Fig7. *Day and night radiative budget and impact of aerosols and water vapor on monsoon (blue) and SHL (red) region from May to September using Streamer model; by extracting SW and LW flux value based on seasonal variation of AOD and IWV.*

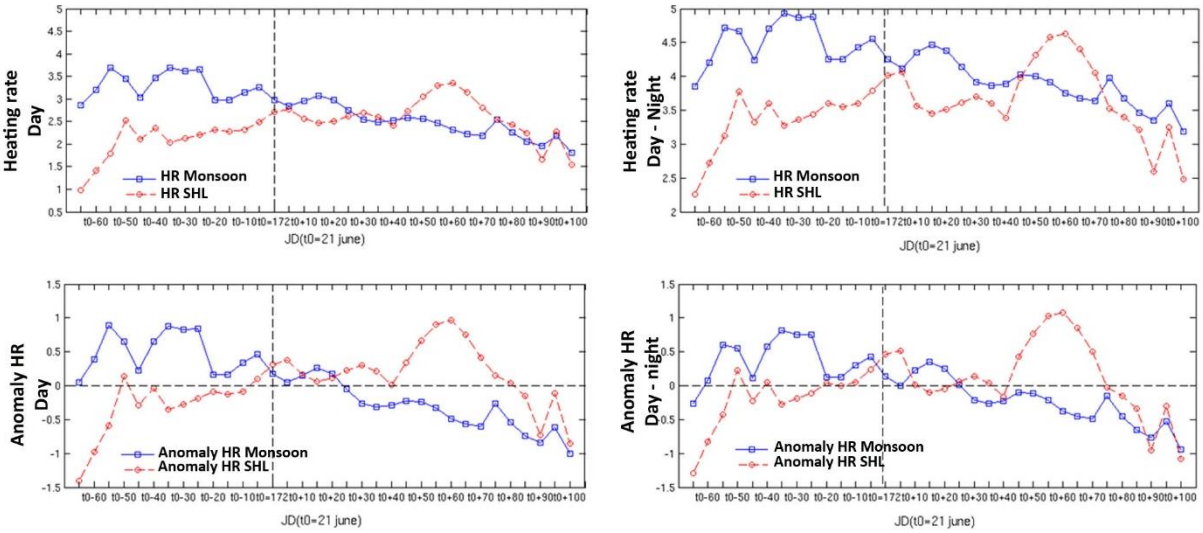
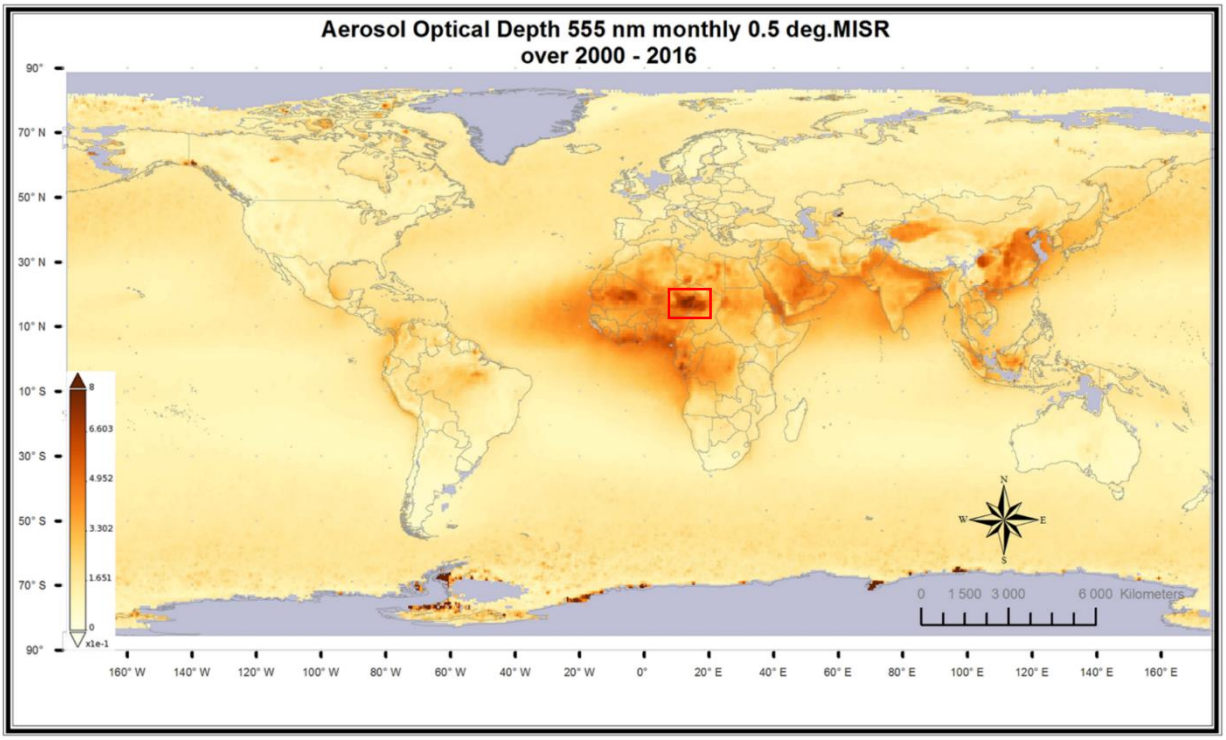


Fig8. *Seasonal cycle of heating rate assimilated over monsoon and SHL region.*

Chapitre4 :

Caractéristiques du climat sur Bodélé en Juin 2006 et Juin 2011 et interaction avec la mousson Africaine et le Jet d'Est Africain



Chapitre4 : Caractéristiques du climat sur Bodélé en Juin 2006 et Juin 2011 et interaction avec la mousson Africaine et le Jet d'Est Africain

4.1 Introduction

La plus importante source de poussières africaines est la Dépression de Bodélé, dans le nord du Tchad, une zone d'environ 40 000 km² centrée sur 16°N et 18°E, qui, contrairement à presque toutes les autres sources de poussières, est une source de poussière majeure tout au long de l'année. La primauté de Bodélé a été confirmée par les données dérivées des satellites comme l'indice de différenciation de la poussière infrarouge (IDDI), le spectroradiomètre à imagerie à angles multiples (MISR) et MODIS ainsi que les modèles de prévision numérique comme AROME et MERRA. L'hyper aridité (précipitations moyennes annuelles <10 mm), combinée à de forts vents de surface (érosivité), sont des facteurs majeurs expliquant la proéminence mondiale de Bodélé comme source de poussière la plus importante.

Pour la première fois, nous montrons l'impact de la variabilité saisonnière de la mousson africaine associée à la modulation de la latitude du FIT, du jet de basse couche (LLJ), du vent méridionale et zonal, de l'intensité et la position de la DTS et du JEA sur le soulèvement de la poussière sur les deux périodes juin 2006 et juin 2011, qui correspondent aux campagnes AMMA et FENNEC.

Nous commençons dans la première section par l'étude des caractéristiques et variables climatiques qui interagissent dans l'atmosphère de Bodélé (SHL, LLJ, U, V, ITD, AO). Ensuite, je compare les différences des mesures de poussières désertiques entre juin 2006 et juin 2011 par mesure des instruments MODIS et MISR et du modèle AROME et MERRA.

Après avoir détecté une différence importante des panaches de poussière pour les deux périodes de juin 2006 et Juin 2011, nous avons cherché à comprendre et préciser l'origine de cette différence remarquable en comparant l'évolution de l'AOD et les autres variables agissant sur le climat de Bodélé.

Une circulation à échelle mondiale et sur les cinquantaines dernières années du geopotentiel et de la vitesse verticale du vent ont été étudiée pour relier la

circulation régionale à la circulation globale.

Pour plus de clarté, nous résumons les principaux résultats auxquels a abouti cette étude avant de les détailler sous formes d'article ci-dessous.

4.2 Principaux résultats

Des simulations AROME comparées aux mesures prisent par MODIS en Afrique de l'ouest montrent la même différence entre Juin 2006 et Juin 2011 sur la région de Bodélé (Fig4.1). En juin 2006 (respectivement juin 2011) la moyenne d'AOD est de 0.46 (respectivement 0.35) avec une variance de 0.058 (respectivement 0.044)

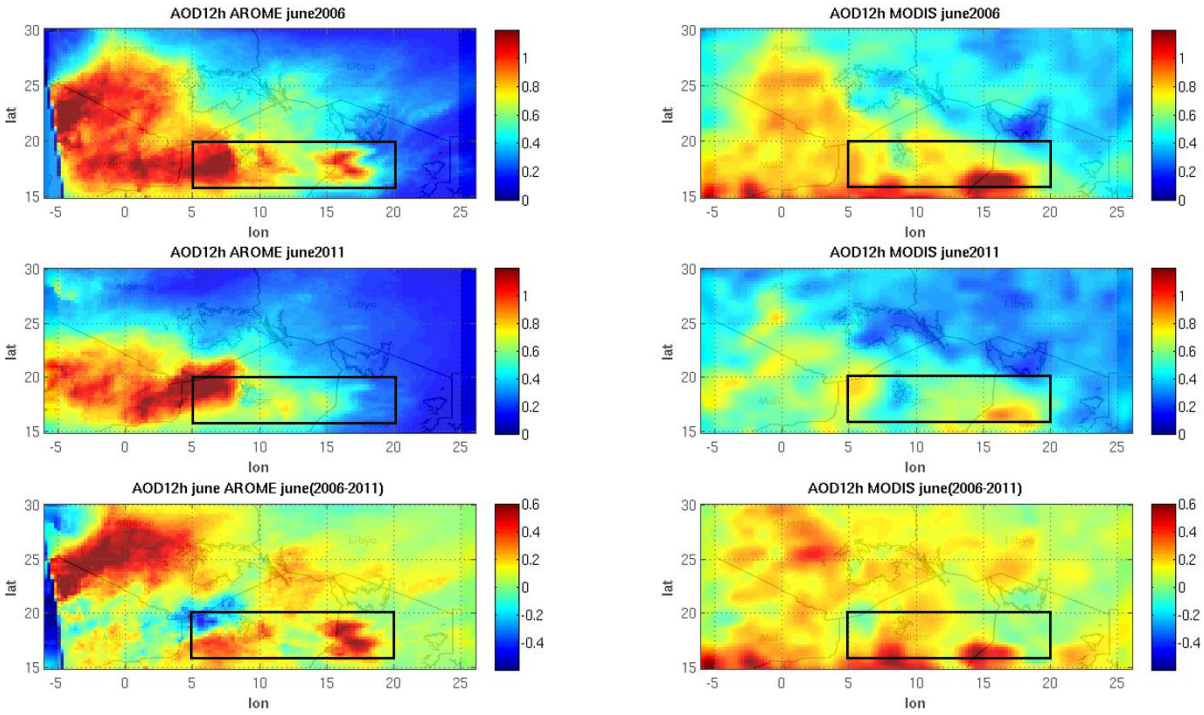


***Fig4.1** – Comparaison des charges de poussères en Afrique de l'ouest et Bodélé (rectangle en noir) pour juin 2006 (a) et juin 2011 (b), mesures issues de MODIS (à gauche) et du modèle AROME (à droite). Différence; AOD2006 moins AOD2011 (c).*

De même, la distribution verticale, moyennée entre 16° et 20°E et de 14° à 25°N, des poussières désertiques et leurs transports en Juin 2006 sont plus important que celle en juin 2011 (Fig4.2).

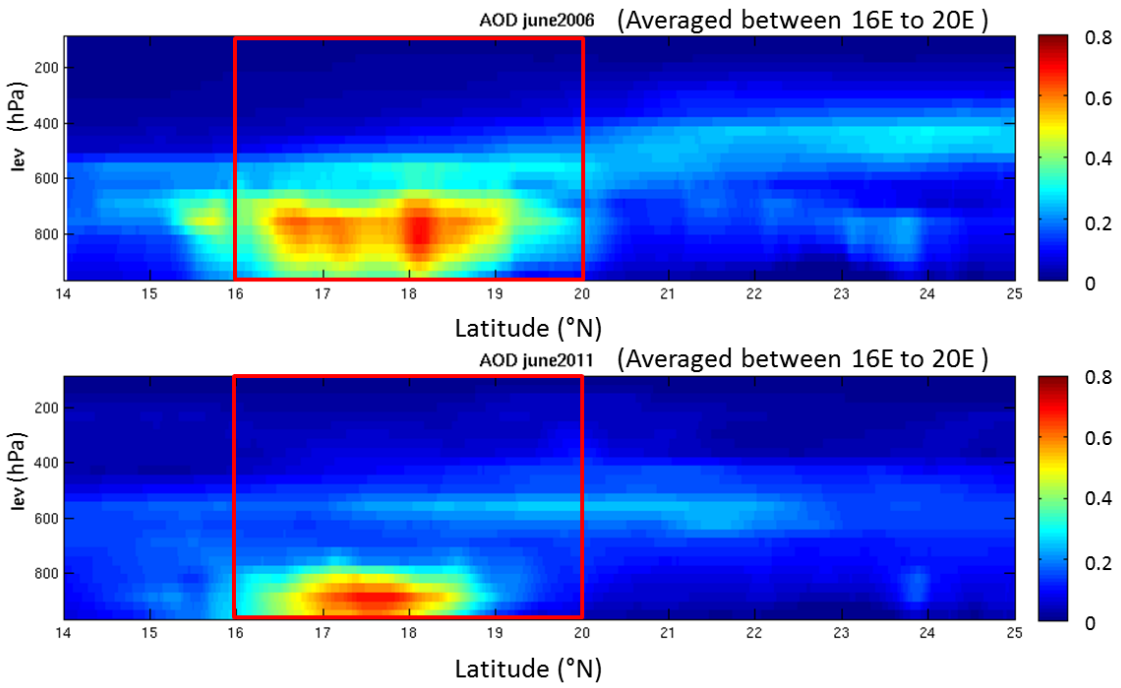


Fig4.2 *– Distribution vertical des poussières désertiques pour juin 2006 (a) et juin 2011 (b) moyennée entre 16°E et 20°E sur Bodélé, issues des simulations du modèle AROME.*

Par ailleurs, la mousson se deplace plus au nord en juin 2011 et atteint la région de Bodélé au nord du lac de Tchad (Fig4.3).

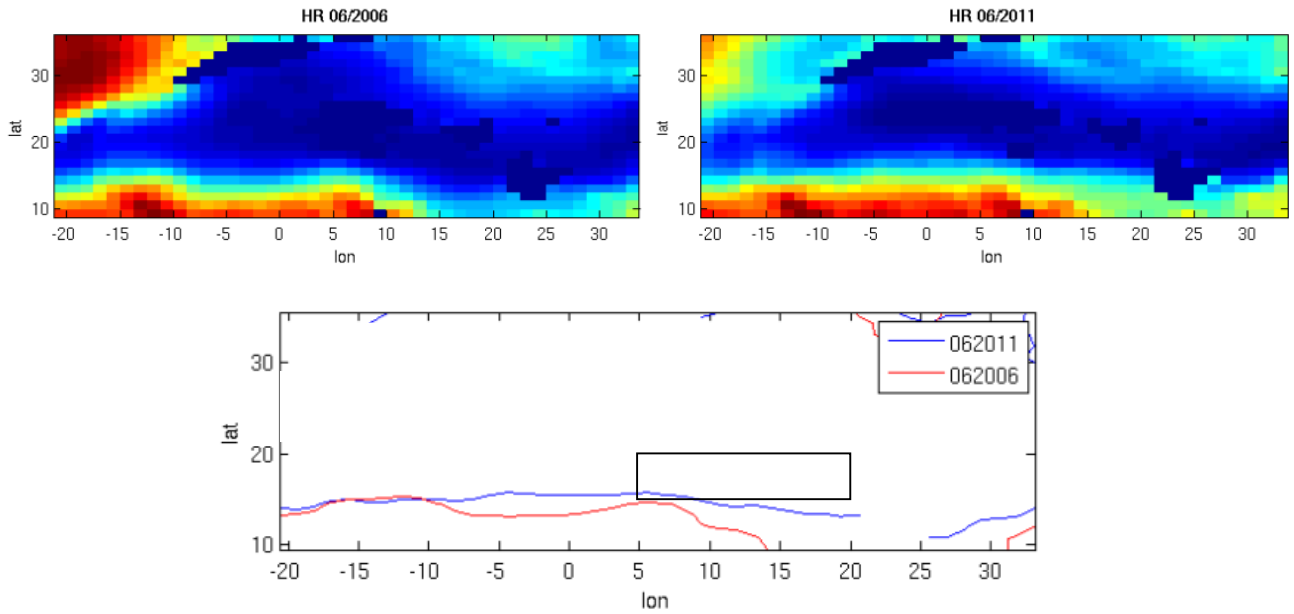


Fig4.3 *– Humidité relative (HR) en Afrique de l'Ouest pour juin 2006 (a) et juin 2011 (b) et le front intertropical (FIT) issu de HR.*

Entre le 5 et le 19 juin, des soulèvement pronancés plus important en 2011 apparaissent sur Bodelée (fig4.4).

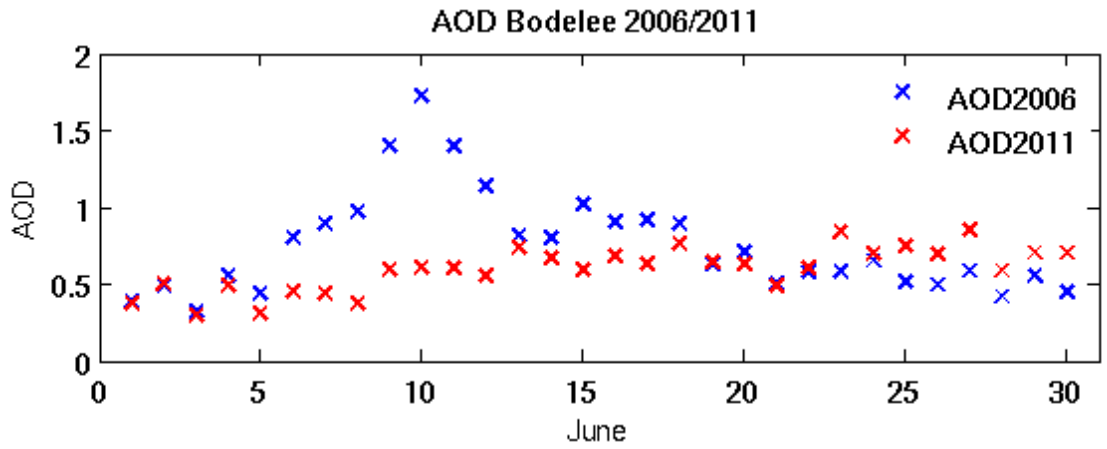


Fig4.4 *- AOD sur Bodélé (5°N,16°N, 20°E,20°N) pour juin2006(Bleue) et juin 2011(Rouge)*

En juin2006 la valeur max d'AOD est de 1.72, la moyenne est de 0.75avec une variance de 0.33; En juin2011 le max d'AOD est de 0.85, la moyenne est de 0.59 avec une variance de 0.14.

L'évolution de la position longitudinale de la DTS montre une même allure, mais inversée notant une forte migration des poussières vers le ouest en 2006 (Figure 4.5a).

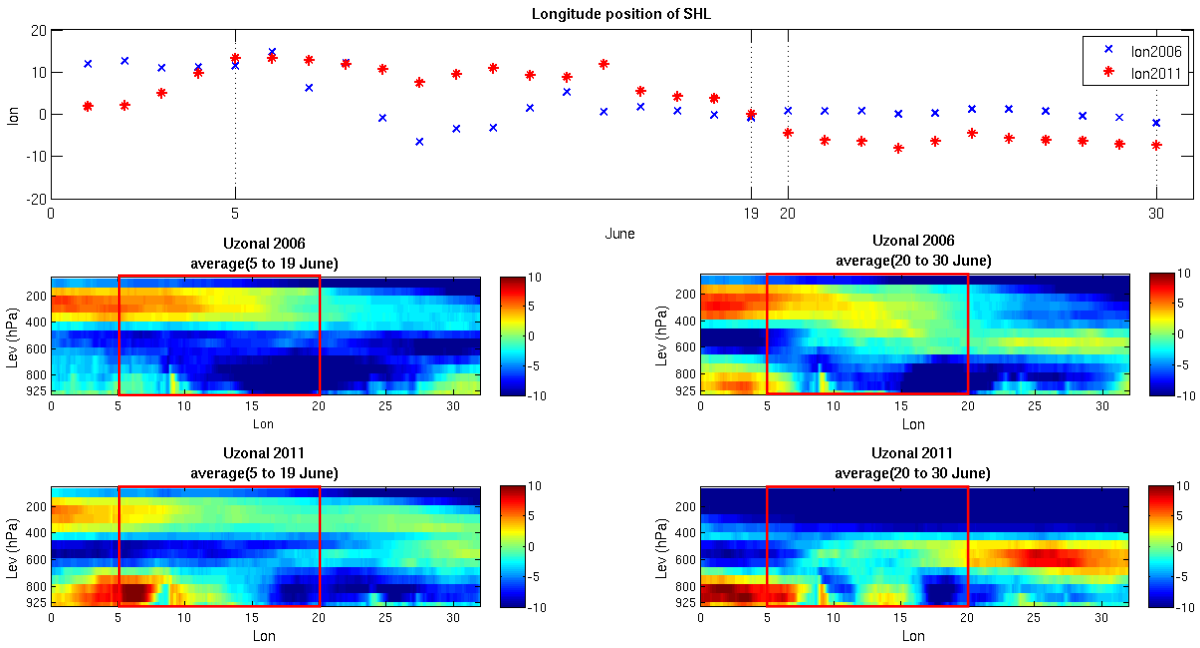


Fig4.5 *- a)longitude SHL; b) Uzonal moyenné de 5 à 19 juin pour 2006 et 2011; c) Uznal moyenné de 20 à 30 juin pour 2006 et 2011 à la latitude 18°N et de 0 à 32 °E par niveau d'altitude (hPa).*

En juin2006 (respectivement juin 2011) la moyenne long de la DTS est de 2.94°E avec une variance de 5.69° (respectivement une moyenne long de 2 .76°E avec une variance de 7.76°);

D'autre part, un vent zonal en juin2006, de moyenne (-2.13 m s^{-1}) avec une variance de 1.85 m s^{-1}; et une moyenne de (-0.17 m s^{-1}) avec une variance de 2.93 m s^{-1} en juin 2011.

En traçant le vent zonal moyenné sur cette période de 5 à 19 juin, on remarque bien un Jet d'est africain très fort en 2006 capable de pousser la dépression thermique vers l'ouest et activer des soulèvements beaucoup plus important ainsi que leurs transport vers l'ouest de l'Afrique.

4.3 Conclusion

Ce travail décrit la contribution des jets de basses couches, des vents liés à la mousson et des oscillations de la dépression thermique saharienne sur le soulèvement des panaches de poussières minérales observées en juin 2006 et juin 2011 sur la région de Bodélé au nord du lac de Tchad et au-dessus du Tibesti. Des observations MODIS et des d simulations de modèle méso-échelle AROME montrent la présence d'une forte teneur en poussière.

Dans cette étude j'ai montré l'importante différence de l'intensité du JEA entre juin 2006 et 2011; Il est clair que l'JEA en 2006 est beaucoup plus forte que celui de 2011 contre un vent de 300 hPa descendant au-dessus de la région de Bodélé qui crée une poussée plus importante et transporte les panaches vers l'ouest.

4.4 Impact des circulations atmosphérique à large échelle sur la forte teneur et soulèvement des poussières à Bodélée.

"Impact of large and meso-scale circulation on uprising dust over Bodélé for June 2006 and June 2011"

Ridha GUEBSI[1,2], Cyrille FLAMANT[1], Cecile KOCHA[1], Amato EVAN[3], Juan CUESTA[4], Christophe LAVAYSSE[5], Marco GAETANI[1]

[1]Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales (LATMOS)/IPSL, Université Pierre et Marie Curie Paris 06, Paris Saclay Universités, CNRS, Paris, France

[2]National Mapping and remote Sensing Center,Tunisia

[3]Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, La Jolla CA, 92104

[4]Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, CNRS, Université Paris Est Créteil and Université Paris Diderot, Créteil, France

[5]European Commission Joint Research Centre Ispra (Va) Italy

Abstract

Estimates of annual dust emissions are in the order of 1000 Mt yr^{-1} [*Tegen and Miller, 1998*]. Dust emissions may increase, primarily due to anthropogenic changes in land use; It has been estimated that 50% of current emissions originate from soils disturbed in this way [*Tegen and Fung, 1995*]. The most important of the African dust plumes sources is the Bodélé depression, in northern Chad an area of some 40 000 km2 centered on 16°N and 18°E, which, unlike almost all other dust sources, remains a major dust source throughout the year. The primacy of the Bodélé was confirmed by the satellite-derived data from the Infrared Dust Differencing Index (IDDI), Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR), MODIS (Moderate resolution Imaging Spectroradiometer) and the simulations from the AROME model and the MERRA reanalyses. Hyper aridity (estimated annual average rainfall < 10 mm), in combination with strong surface winds (erosivity) are major factors to any explanation of the Bodélé depression global prominence as the greatest dust source.

For the first time we show the impact of the variability of the African monsoon associated with the modulation of the intertropical discontinuity (ITD) latitude position, the Saharan Heat Low (SHL), the low level jet (LLJ) and African Easterly Jet (AEJ) on the uprising of dust on eastern period of the SHL before onset associated with a maximum of anomaly of global net flux.

On the other hand, horizontal and vertical wind shears which are also important for the growth of the easterly waves (Burpee, 1972, Thorncroft and Hoskins, 1994a, b, Paradis et al., 1995) intense lifting on Bodélé.

1 INTRODUCTION

The most important of the African dust plumes sources is the Bodélé depression, in northern Chad an area of some 40 000 km^2 centered on 16°N and 18°E, which, unlike almost all other dust sources, remains a major dust source throughout the year [*Washington et al., 2003*]. The primacy of the Bodélé has also emerged in other satellite-derived data, e.g. the Infrared Dust Differencing Index (IDDI) [*Brooks and Legrand, 2000*], Multi-angle Imaging Spectroradiometer (MISR) [*Zhang and Christopher, 2003*] and MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) [*Koren and Kaufman, 2004*]. Hyper aridity (estimated annual average rainfall < 10 mm [*New et al., 2002*]), in combination with strong surface winds (erosivity) are major factor to any explanation of the Bodélé's global prominence as a most great dust source.

Very little is known about how the atmospheric circulation generates the necessary erosivity to ensure that the Bodélé is such an important source of mineral aerosols. Furthermore, a key requirement for the understanding of the effects of mineral dust on the climate system is that an adequate description of the meteorological processes controlling dust emission and transport from source areas be achieved.

For the first time we show the impact of the seasonal variability of the African monsoon associated with the modulation of the intertropical convergence zone (ITD) latitude position, the Low Level Jet (LLJ) and African Easterly Jet (AEJ) on the uprising of dust on both intraseasonal time scales.

We start in the first section by studying all the circulation features affecting the atmosphere over Bodélé (Saharan Heat Low (SHL), LLJ, ITD, Aerosol Optical depth (AOD). Then discuss the differences between June 2006 and June 2011, eastern period of SHL associated with major impact on radiative budget before onset, in a separate section in term of uprising dust. Also, we focus on two case studies based on the motivations (AMMA and Fennec data) for comparing the interaction between climatic feature of Bodélé region and the Saharan heat low region more to the west for understanding the major climatic factor impacting the uprising of dust over Bodélé.

After detect an important difference of lifting dust plumes for the two periods we focus to precise the origin of this difference by comparing the AOD evolution and the other climatic feature over Bodélé. We analyse the correlation between the different player and we propose a climatology of the most important variability affecting the uprising of dust and origin of their important decrease between June 2006 and June 2011 over Bodélé region.

A large-scale circulation was studied for enhancing the regional and meso-scale circulation with the large circulation (Figure 1).

2. DATA

The Information on atmospheric dust over the Bodélé and Saharan heat low region is derived from a satellite platform MODIS/MISR and the high resolution simulations from the AROME model [*Seity et al., 2011*] was also used to simulate dust distribution over west Africa.

We use data from MISR and MODIS Level 1B channels 4, 3 and 1 images for June 2006 and June 2011 from which a climatology of dust plume frequency over our region was derived.

Information on the large-scale atmospheric circulation by altitude level and times step is obtained from simulations by AROME dataset [*Kalnay et al., 1996*], providing daily fields on 2.5° x 2.5°grid.

We also use the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) for the Saharan Heat low measurement and the Modern-Era Retrospective

analysis for Research and Applications version 2 (MERRA-2); a NASA atmospheric reanalysis for the satellite era using the Goddard Earth Observing System Model, Version 5 (GEOS-5) with its Atmospheric Data Assimilation System (ADAS), version 5.12.4 was used.

AROME model able to reproduce the dust life cycle [*Kocha et al., 2012*] showing good agreement with observations from AERONET stations and Deep Blue daily mean AOD [*Kocha et al., 2011*].

3. **Region**

We pointed that the Bodélé depression as one of the key dust sources in the world [*Kalu, 1979; Herrmann et al., 1999; Brooks and Legrand, 2000; Goudie and Middleton, 2001; Prospero et al., 2002; Zhang and Christopher., 2003; Washington et al., 2003; Koren and Kaufman, 2004; Washington and Todd, 2005*]. the most intense source, not only in the Sahara, but also in the world, with annual mean values that exceed 3.0 [*Washington et al., 2003*]. We study Two interesting regions centered near SHL(5°W,16°N, 10°E,20°N) and Bodélé (5°N,16°N, 20°E,20°N) deposited under lake Mega-Chad. this comparison between two regions enhance our understanding for the major climatic feature impacting the important uprising and trajectory plumes of dust (Figure 2).

The AMMA (summer 2006) and FENNEC (summer 2011) campaign motivate the study of Bodélé region for understanding their atmosphere and climate feature by analyzing the data derived from campaign, photometers network over the West Africa satellites observations and model assimilations.

3.1. AOD for June 2006 and June 2011

Figure 3 shows the AOD variability on June 2006 and 2011 by plotting the average (from 160E and 20°E) meridian profile of the AOD product estimated by the simulation derived from AROME model. An important uprising of dust over Bodélé transported more to the vertical level and reaches a 600 hPa level but not going more the 800 hPa in June 2006.

Figure 4 shows a clearly decrease of AOD in June 2011 compared with June 2006; this net decrease of AOD was confirmed by AROME analysis and MODIS measurement. High resolution atmospheric simulations with the AROME model coupled with a dust module over West Africa for the whole of June 2006 and 2011 were used to calculate the AOD. Simulations showed a significant diurnal cycle of 0.2 in the dust AOD that could not be inferred from the MODIS Deep Blue retrievals due to their timings [*Kocha et al., 2013*].

The maximum AOD value is about 2 on June 2006. The dust concentration lifted up in Bodélé region during June 2011 is weaker than over the same period of 2006, but not negligible.

For understanding the origin of this important difference between the two years we need to study and analyses the climatic feature of Saharan region in regional and large scale.

The diurnal variability simulated by AROM shows a maximum mean for June 2006 and June 2011 at 12UTC with a clearly diurnal decrease of AOD value in 2011 (Figure 4).

3.2 Low Level Jet (LLJ)

A key feature of the ERA-40 (1979–1992) mean circulation data in the Bodélé depression region (in all seasons except summer) is a low level easterly wind maximum of −8 m s^{-1} at about 900 hPa near 18°N and 19°E (Figure 5). *Washington and Todd [2005*] point to a pronounced easterly LLJ feature evident in the reanalysis wind data, peaking at close to 925 hPa, overlying the Bodélé region near 19°E. This LLJ maximum coincides with the exit gap of the North-easterlies between the Tibesti Mountains and the Ennedi massif, which lie 2600 m and 1000 m above the flat terrain in the Djourab Desert of Chad respectively. The effect of the Tibesti massif is evident in creating a 'split' in the low-level easterly flow north and south of the mountains. While the LLJ feature is pronounced over the Bodélé, it is absent from other longitudes over West Africa along 18°N. It is therefore a feature, which uniquely overlies the greater Bodélé region, downwind of the mountains of Chad. The LLJ undergoes a marked seasonal cycle, partly in phase with the dustiness over the Bodélé, and is active

in the October–March period and relatively inactive (<3 m.s−1) from June–August.

Figure5 shows the difference between wind speed in June 2011and June 2006; over Bodélé region since the values are negative so the positive difference is synonym of slowdown of the wind on this region in June 2011. A High values observed over Bodélé between two mountains of Tibesti and Ennedi.

3.3 Saharan Heat Low (SHL)

The intensity of potential temperature and the position of center of gravity of the Saharan Heat Low (SHL) (Figure 6) are simulated by reanalyses of ECMWF. A good estimation of these parameters is very encouraging for the realism of the simulation of SHL that is a key player in the African monsoon.

In June 2006, the Saharan heat low is less intense and it reaches a latitudinal position further south than the same period of 2011. In June 2011 it moves to southeastern Hoggar, showing a northwestern anomaly relative to climatology. These dynamic of heat low is important because it represents a decisive parameters for configuring the monsoon flow and Harmattan [*Lavaysse et al.* 2009].

3.4 Inter-tropical discontinuity zone (ITD)

The intertropical convergence zone (ITD) is a near surfacic discontinuity that divides Africa into two zones from the Atlantic to Sudan: South of the ITD, the monsoon contain a high energy and the thickness reaches approximately the 800-850 hPa levels and the North of the ITD, a northerly flow very dry characterized by low dew point values.

To draw the line of ITD we needed relatively a one of the three criteria:

- Surface convergence line (10m or 950 hPa) between the southwest and northeast winds. This criteria is easier to use at night than by day;

- An important gradient surfacic moisture. Relative humidity can used by tracing the contour close to 40%;

- Minimum pressure line. This criterion is particularly useful near the west coast of

Africa where the two previous criteria are difficult to apply. Thermal depression in the north of Mali and Mauritania (extensive zonally) lends itself well to this criterion because it is close to the ITD.

For our study we use the relative humidity to plot a ITD position. (Figure 7)

4. Comparaison between AOD and the other climatic features

For the first time we show the impact of the variability of the African monsoon associated with the modulation of the ITD latitude position, the SHL, the LLJ and AEJ on the uprising of dust on both intra-seasonal time scales.

4.1 AOD and ITD

In this step, we plot the daily average of latitude position of ITD over SHL and Bodélé regions by the daily average of AOD over the same region.

Figure 8 shows the position of ITD during June 2006 and 2011, we note that further east for June 2011, the ITD on Bodélé regions reached 15 ° N, while in June 2006 it did not exceed 14 °N, we accordingly expect a decrease of the dust uprising in june 2011 by slowing effect of low jet layer above the Tibesti massif.

Figure 9 show a no important correlation between the latitude position of ITD and the daily measurement of AOD over SHL and Bodélé region despite the consistent appearance due to their increase in June and the maximum value of AOD is not associated with northern movement of ITD.

4.2 AOD and latitude position and intensity of Saharan heat low (SHL)

Compared with seasonal average of 30 years from 1980 to 2012, the latitude position of heat low in June 2006 specially reached 18°N for the first half of June eastern period of Heat Low position (Figure 10).

The intensity of SHL is more important in first period of June 2011 than June 2006. An important increase after 20 June 2006 over the Hoggar region is observed. We note that an important value of AOD is not associated with a low latitudinal position of SHL over Bodélé.

There are no solid relation between climatic feature who explain a most difference of AOD measurement between June 2006 and June 2011, furthermore we look for they relation with wind speed (meridional and zonal wind).

4.3 AOD and meridional wind

AOD, in first half of June 2006, is higher than that of June 2011, due to the slowing effect on the harmattan in 2011 by the monsoon. In June 2011 over Bodélé region, we show a strong anti-correlation between AOD and the meridional wind (Figure 11b) and confirm that the LLJ is the stronger player in this region in term of uprising dust.

The effect of the Tibesti massif is important in creating a 'split' in the low-level easterly flow north and south of the mountains and the LLJ feature is pronounced over the Bodélé. It is therefore a feature, which uniquely overlies the greater Bodélé region, downwind of the mountains of Chad (Figure 11).

4.4 AOD and zonal wind

The maximum of uprising of dust is pronounced from 5 to 19 June 2006 associated with a longitudinal oscillation of the SHL more to the west, in the other hand the longitude position of SHL increase and go more to the west in last period of June 2011.

To understand the impact of the SHL on the atmospheric circulation, we plot the vertical average of zonal wind over latitude 18°N and between 0°E and 32°E from 950 to 100 hPa for the period from 5 to 19 June and from 20 to 30 June 2006 and 2011(Fig12).

The statistical analysis of reduced anomalies of dust aerosols in the region of the Bodélé depression and the zonal wind emphasizes the importance of the AEJ and the tropical Easterly Jet (TEJ). It was shown that:

- the speed of the anomalies of the two jets are isobaric correlation but uncorrelated vertically (no correlation between the AEJ and the TEJ over the same region (between15 and 32 ° E);

- during the month of June 2006, the AEJ has appeared on average faster in the vertical of 18 ° N in June 2011 and the TEJ less intense throughout West Africa especially during the 20 to June 30.

5. CONCLUSION

This work describes the impact of LLJ, monsoon related winds and SHL anomalies on mineral dust particle sedimentation and entrainment observed during June 2006 and June 2011, i.e. periods of the AMMA and FENNEC experiment by using a combination of airborne and satellite observations and simulations. Observations were then interpreted using a mesoscale model simulation in order to explain the presence of high dust content over an area where local production is strongly inhibited by the surface cover.

- Figure 12 show an important difference for the AEJ intensity between June 2006 and 2011; It is clear that the AEJ in 2006 is much stronger than that in 2011 opposed with a west wind warmer about 300 hPa descends over the Bodélé region and creates a more intense lifting and transporting dust to the west.

Recent studies have shown that haboobs are a non-negligible source of dust in these regions [*Knippertz et al., 2007; Tulet et al., 2010; Marsham et al., 2011*] and can contribute to 50% of the dust production during June [*Marsham et al., 2012*].

On the other hand, the space-borne retrievals underestimate the AOD over the Sahara [*Williams, 2008*] since haboobs in West Africa generally occur in the afternoon and the evening, the times when the most relevant satellite is passing over so an intercomparison between aeronets, insitu measurements and models is essential for model readjustment.

References:

Bou Karam, D., Flamant, C., Cuesta, J., Pelon, J. and Williams, E. , 2010: Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case, J. Geophys. Res., 115, D00H27, doi: 10.1029/2009JD012390.

Crumeyrolle, S., Tulet, P., Gomes, L., Garcia-Carreras, L., Flamant, C., Parker, D. J. , Matsuki, A., Formenti, P., and Schwarzenboeck, A., 2011: Transport of dust particles from the Bodele region to the monsoon layer - AMMA case study of the 9–14 June 2006

period, Atmos. Chem. Phys., 11, 479–494.

Engelstaedter, S., and Washington, R., 2007: Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, J. Geophys. Res., 112, D03103, doi: 10.1029/2006JD007195.

Grini, A., Tulet, P. and Gomes, L., 2006: Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, J. Geophys. Res., 111, D19205, doi: 10.1029/2005JD007007.

Huang, J., Wang, T., Wang, W., Li, Z. and Yan, H.: Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions.

Janicot, S., Gervois, S., Sultan , B. and kiladis, G.N., 2010: The Dynamics of the West African Monsoon. Part V: The Detection and Role of the Dominant Modes of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves.

Knippertz, P., Deutscher, C., Kandler, K., Schulz, T. M. O. and Schütz, L., 2007: Dust mobilization due to density currents in the atlas region: Observations from the Saharan mineral dust experiment. 2006 field campaign, J. Geophys. Res., 112, D21109, doi: 10.1029/2007JD008774.

Kocha, C., 2011 : Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest: Observations et modélisation à échelle convective. PhD dissertation, Université Paul Sabatier, 204 pp. http://tel. archives-ouvertes.fr/tel-00741943.

Kocha, C., Lafore, J-P., Tulet, P. and Seity, Y., 2012: High-resolution simulation of a major West African dust-storm: comparison with observations and investigation of dust impact, Q. J. R. Meteorol. Soc., 138, 455–470, doi: 10.1002/qj.927.

Knippertz, P., Fink, A. H., Deroubaix, A., Morris, E., Tocquer, F., Evans, M. J., Flamant, C., Gaetani, M., Lavaysse, C., Mari, C., Marsham, J. H., Meynadier, R., Affo-Dogo, A., Bahaga, T., Brosse, F., Deetz, K., Guebsi, R., Latifou, I., Maranan, M., Rosenberg, P. D., and Schlueter, A., 2017: A meteorological and chemical overview of the DACCIWA field campaign in West Africa in June–July 2016, Atmos. Chem. Phys. Discuss., doi:10.5194/acp-2017-345, in review, 2017.

Koren, I., Yoram, J.K., Washington, R., C Todd, M., Rudich, Y., Martins, J.V. and Rosenfeld, D., 2006: The Bodelé depression: a single spot in the ´ Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest.

Lothon M., Campistron, B., Chong, M., Couvreux, F., Guichard, F., Rio, C. and Williams, E., 2010: Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. Mon. Wea. Rev., doi: 10.1175/2010MWR3480.

Lunt, D. J. and Valdes, P. J., 2002: The modern dust cycle: Comparison of model results with observations and study of sensitivities, 3 December 2002, DOI: 10.1029/2002JD002316.

Roehrig, R., 2010: Variabilité Intrasaisonnière de la mousson Africaine: Caractérisation et Modélisation. Thèse de l'Université Paris Est. Soutenue le 19 novembre 2010. pp395.

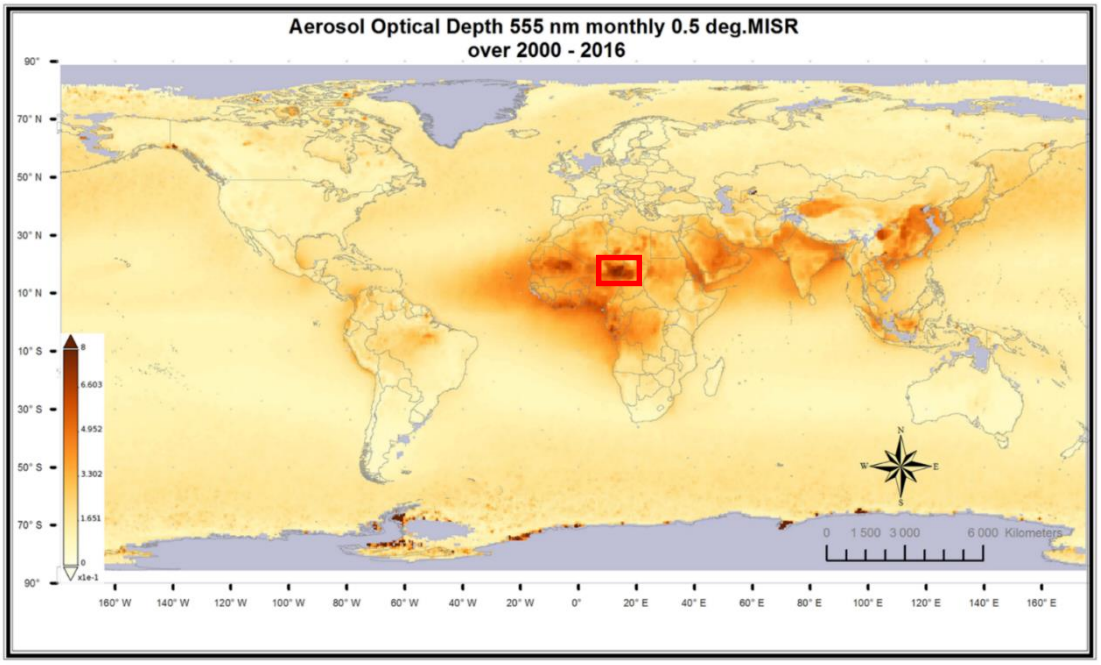


Figure1 *- Globa scale mean of aerosols optical depth from 2000 to 2016 by MISR (555nm), red square maximum value of AOD over Bodélé region.*

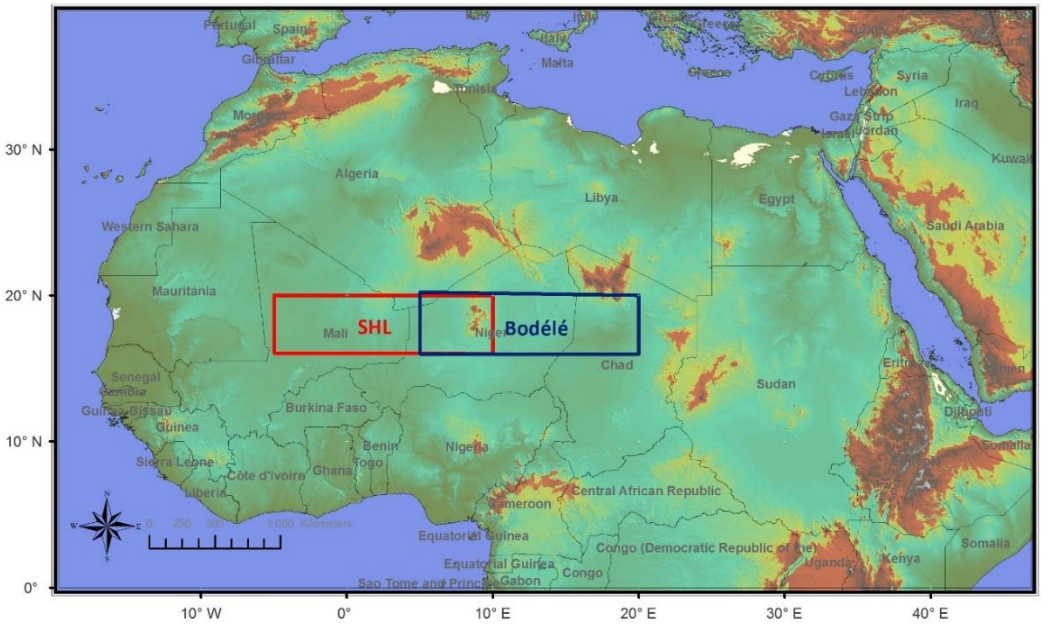


Fig2 *- a) red: Saharan heat low (SHL region; 5°W,16°N, 10°E,20°N), b) blue: Bodélé region (5°N,16°N, 20°E,20°N).*

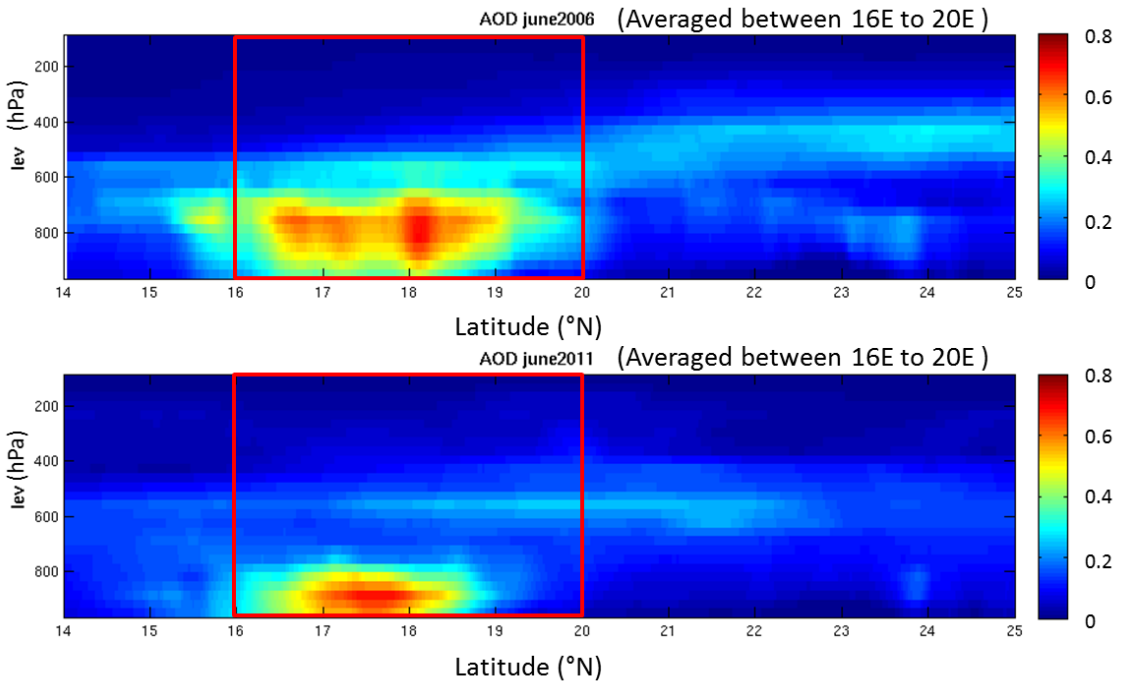


Fig3 *- Comparison between June 2006 and June 2011 of vertical distribution of aerosols by latitude, averaged between 16°E and 20°E (Bodélé region) and derived from simulation AROME model; red square represent the atmosphere of Bodélé between 16°N and 20°N averaged between 16°E and 20°E.*

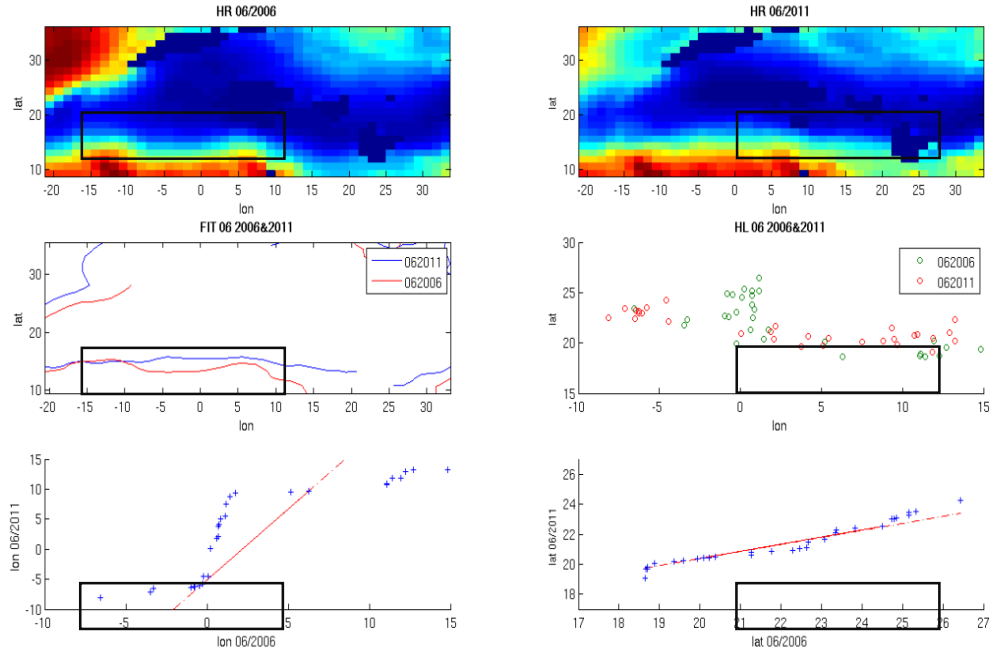


Figure4 *- Comparaison between June 2006 (a) and June 2011 (b) of distribution of aerosols derived from simulation AROME model in right and MODIS observation in left. AOD June 2006 minus AOD June 2011(c).*

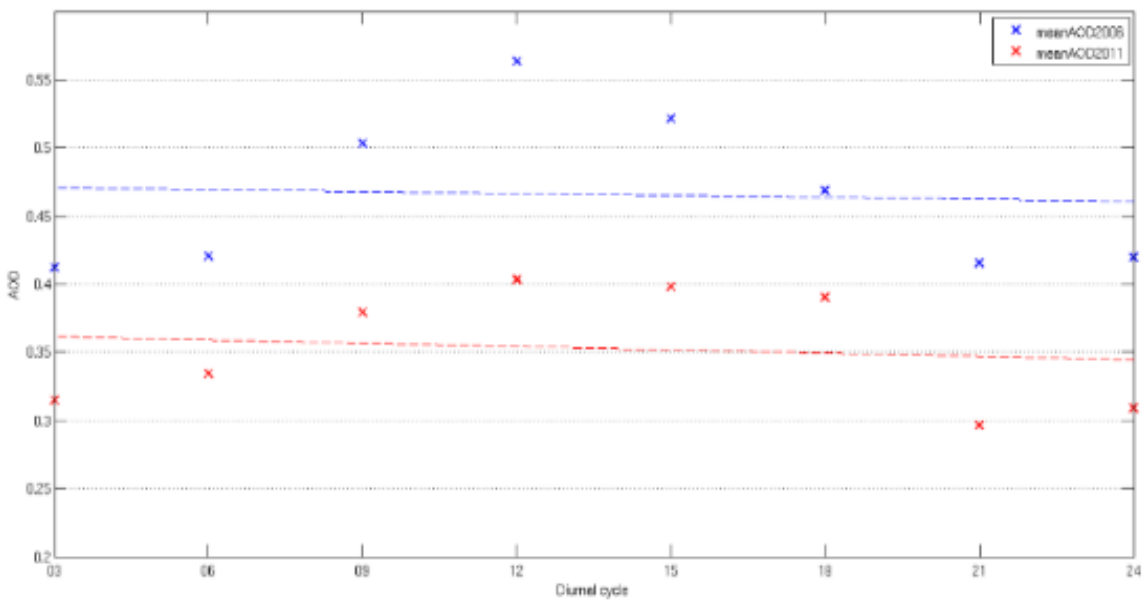


Fig5 *- Diurnal AOD simulated by AROME for June 2006 and June 2011. Maximum value at 12UTC for the two seasons.*

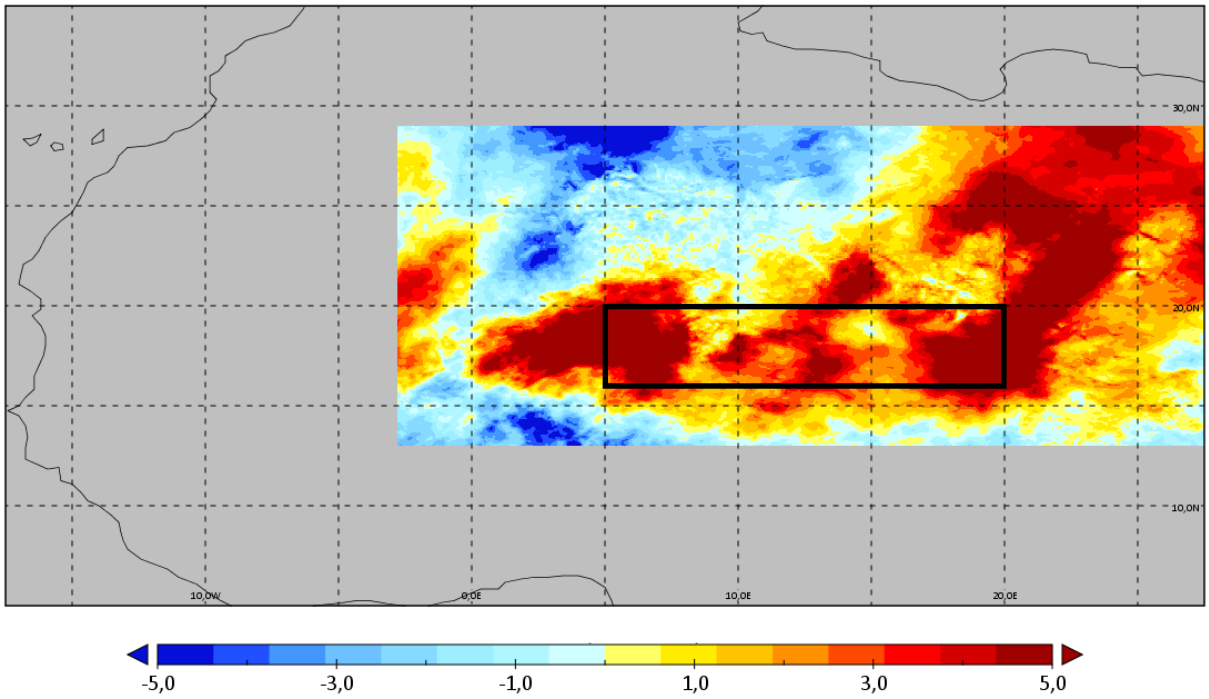


Figure6 *- Difference of surfacic Wind speed between June 2011 and June 2006.*

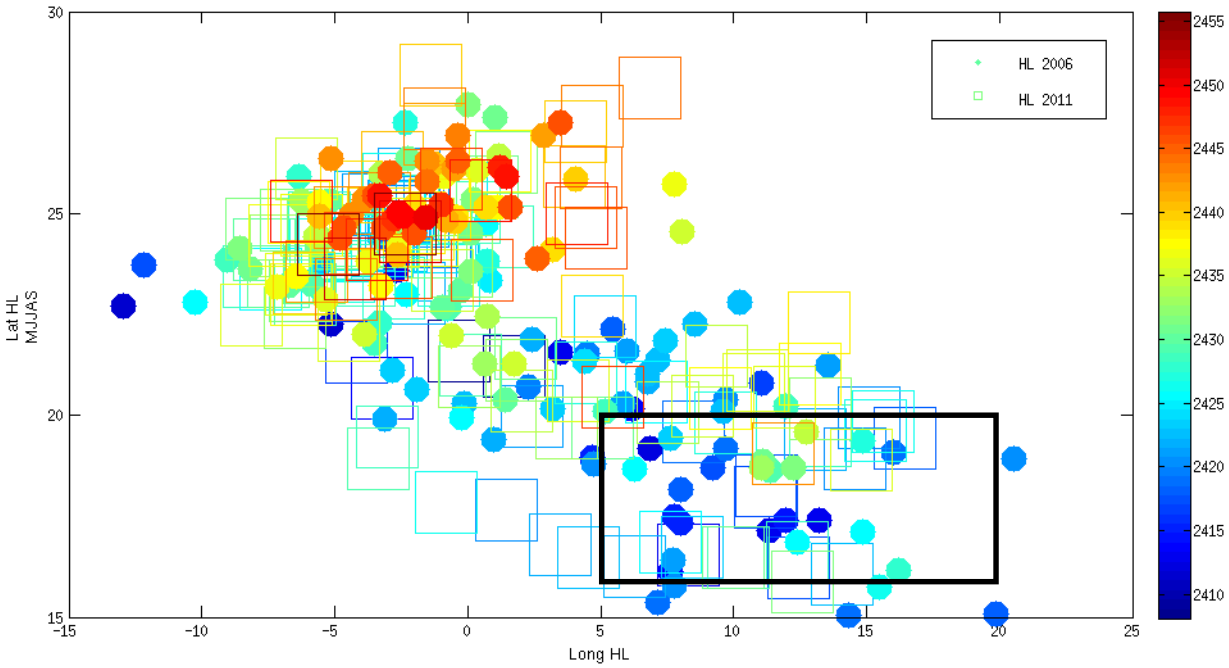


Figure7 *- Position of Saharan heat low from May to September season of 2006 (point) and 2011 (square) and their intensifications graduate per color.*

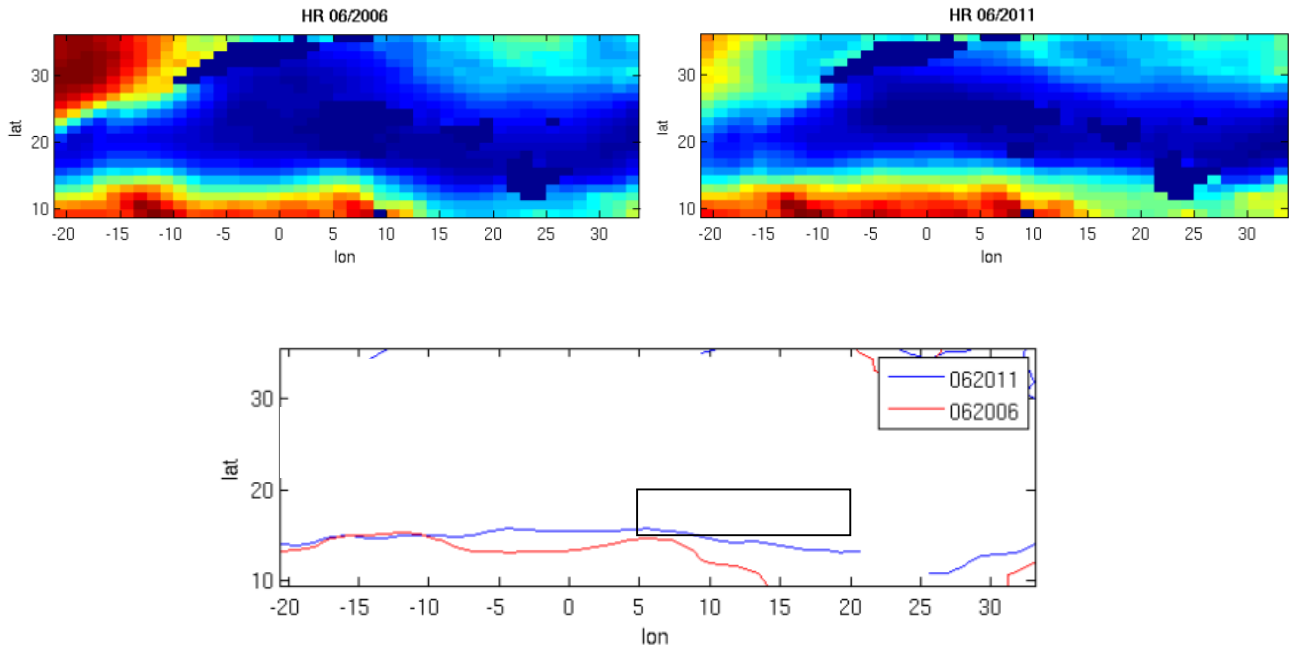


Figure8 *- Relative humidity over Saharan region for June 2006 (a), June 2011(b), and intertropical convergence zone extract from relative humidity for the two periods(red: June 2006 and blue: June 2011).*

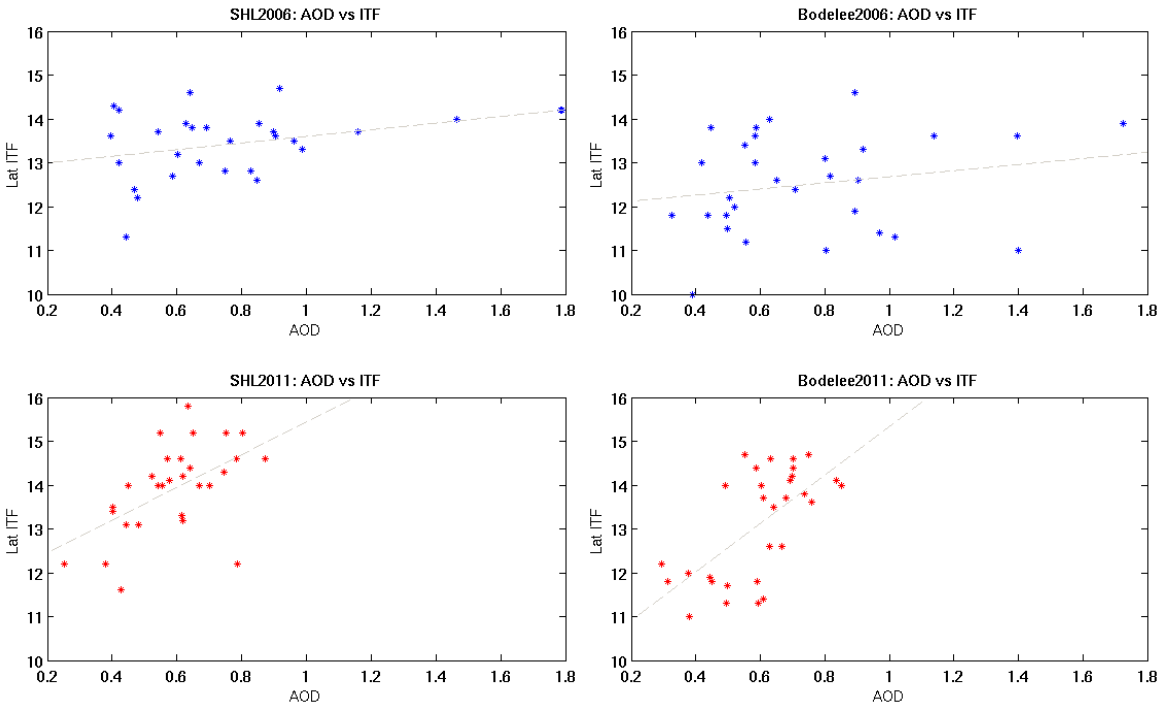


Figure9 *- a) AOD and latitude position of ITD over SHL(5°W,16°N, 10°E,20°N)(a) and Bodélé (5°N,16°N, 20°E,20°N) (b) regions in June 2006(Blue) and June 2011(Red).*

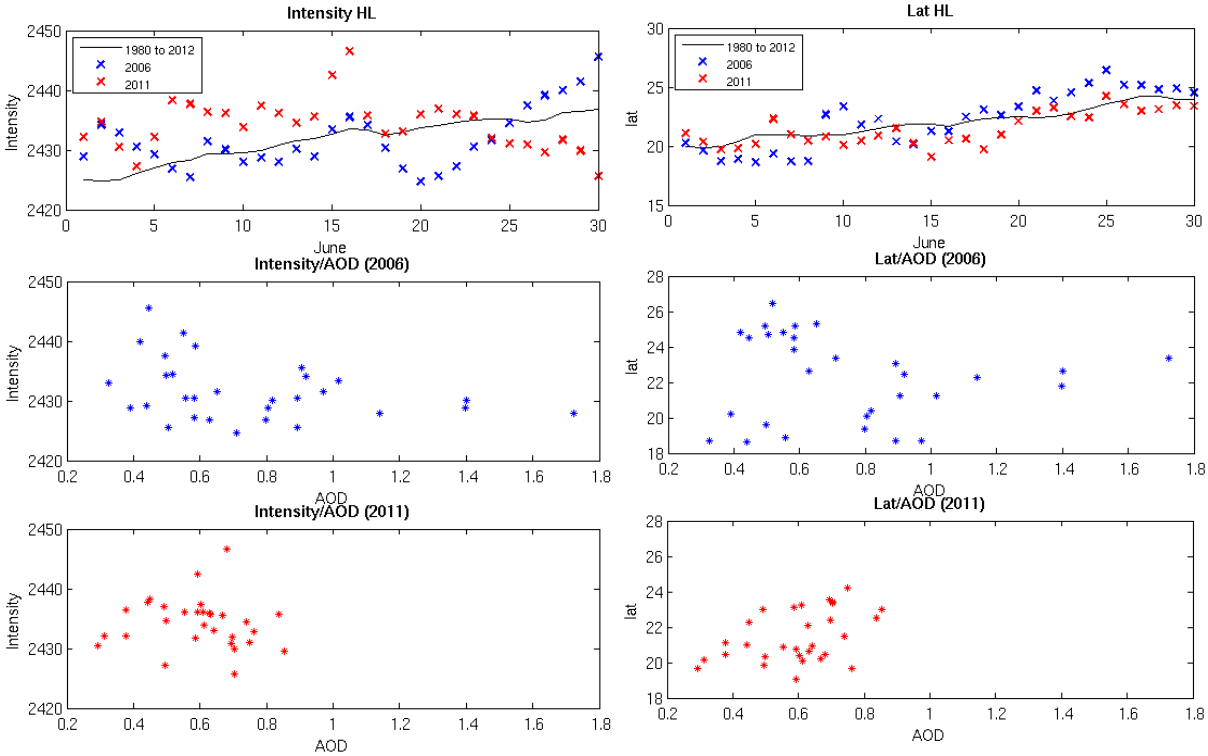


Figure10 *- AOD compared with Intensity and latitude position of Saharan heat low (SHL) for June 2006(Blue), June 2011(Red) and the seasonal (June) average from 1980 to 2012.*

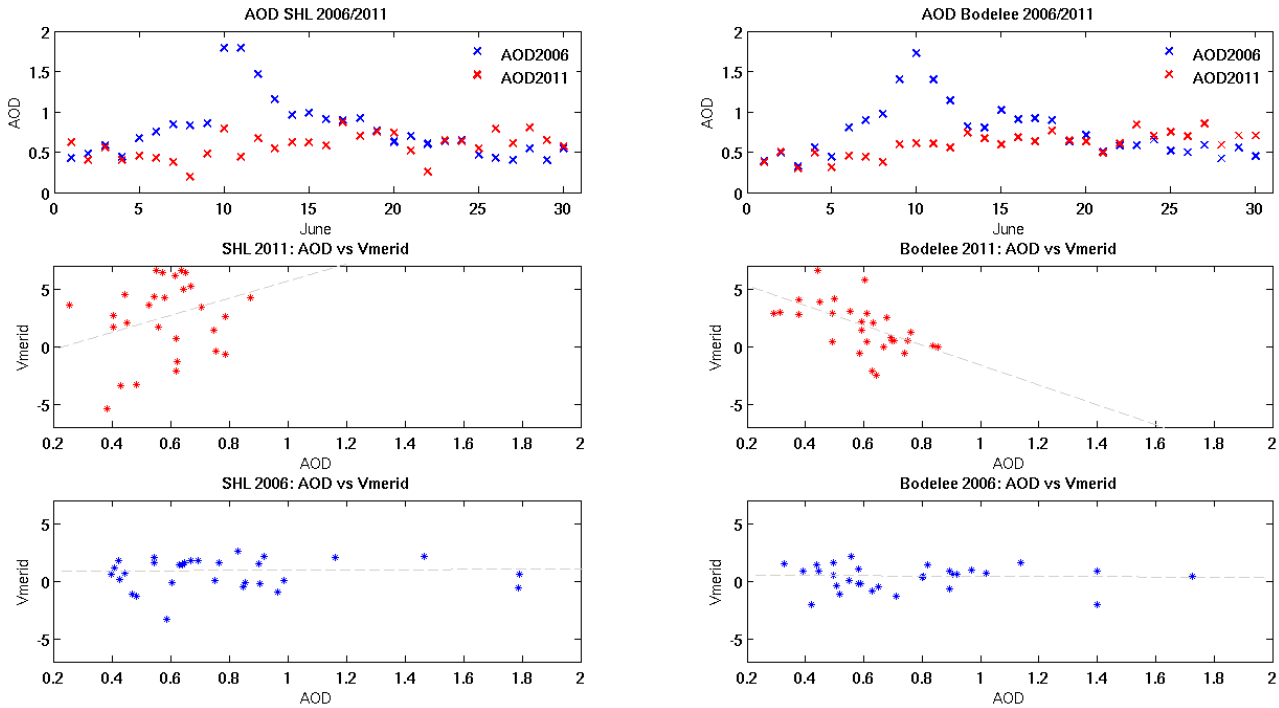


Figure11 *- AOD and meridional wind over SHL(5°W,16°N, 10°E,20°N)(a) and Bodélé (5°N,16°N, 20°E,20°N)(b) regions for June 2006(Blue) and June 2011(Red).*

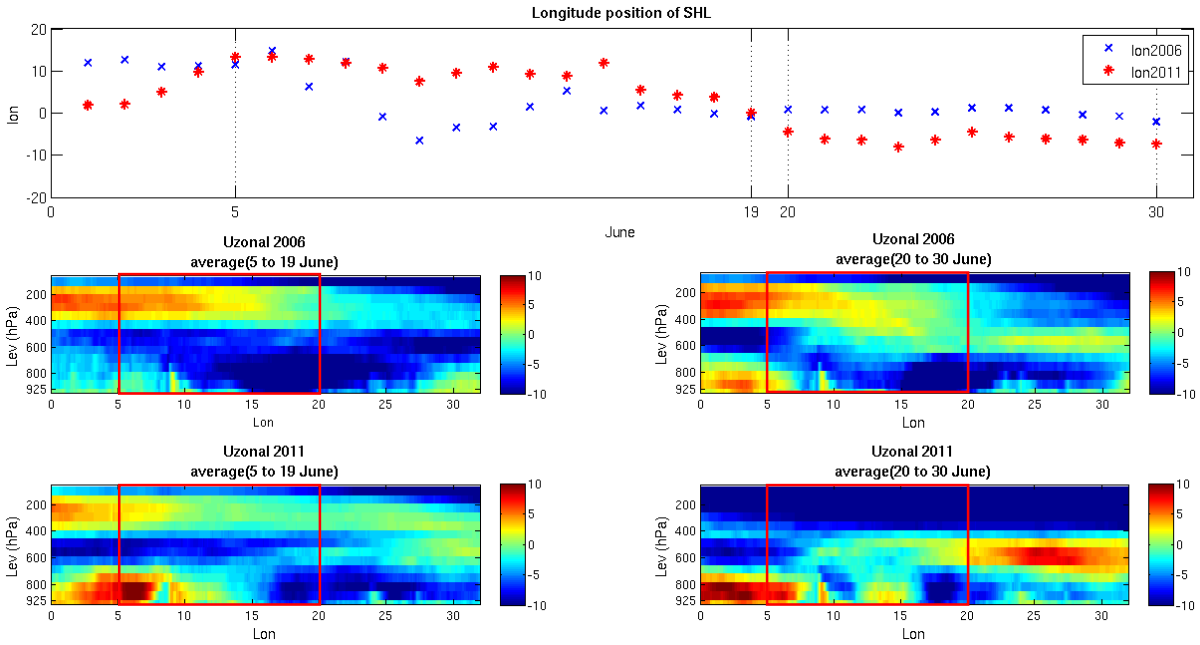


***Figure12**.a)longitude position of SHL; b) Uzonal average from 5 to 19 June 2006 and 2011; c) Uzonal average from 20 to 30 June 2006 and 2011 over 18°N and from 0 to 32 °E by level (hPa).*

Chapitre5 :
Conclusion & Perspectives

2006

2011

2016

Chapitre5 : Conclusion & Perspectives

5.1 Synthèse

Dans ce manuscrit, j'ai présenté l'état de l'art et les différents moyens disponibles pour mener à bien une étude, par la suite des interactions entre les variables climatologiques majeurs en Afrique de l'Ouest sur la dernière décennie qu'est organisée en deux volets ;

- J'ai tout d'abord analysé les variabilités saisonnières de la vapeur d'eau et de la poussière désertiques ainsi que leurs interactions avec la dépression thermique sur la période de 2002 à 2012 et leur impact sur le bilan radiatif en Afrique de l'Ouest.

- Ensuite, j'ai mis au point et analysé les interactions à petite et moyenne échelle des différents variables climatiques sur la région de Bodélé (première source de soulèvement de poussière au monde) tout en évaluant et précisant le facteur jouant le rôle le plus important sur le soulèvement et transport des aérosols désertiques.

Ci-dessous, je reviens plus en détails sur ces deux volets.

L'objectif de la première partie était d'analyser l'évolution spatio-temporelle des variables physiques AOD, IWV et SHL, quantifier leur impact sur le bilan radiatif, et de montrer le rôle de la vapeur d'eau et sa contribution au forçage de la dépression thermique.

Pendant les mois d'été de l'hémisphère nord, en réponse au chauffage de la surface par le rayonnement solaire, une dépression thermique très prononcée se développe au-dessus des vastes étendus au Sahara Central en Afrique de l'Ouest caractérisée par deux phases Est suivi d'un saut vers l'Ouest sur le Sahara en fin de juin.

En effet, ce saut rapide de la dépression engendre une aspiration du flux de Harmattan et un déplacement sud du FIT du côté de l'océan avec un mouvement latitudinal plus à l'est et vers le nord et qui atteint les 25° nord sur la période de juin et juillet ; ces deux mouvement se traduisent en une trajectoire nord-ouest passant sur un sol sec et nu avec de nombreuse sources de poussières d'aérosols minéraux. Associés à une considérable intensification, les courants de densité engendrés ainsi, sont capables de soulever une grande quantité de poussières désertiques.

J'ai étudié la dynamique saisonnière de cette dépression thermique de mai au septembre et son intensification pour les années de 2002 à 2012. J'ai constaté qu'il s'agit d'une migration autour de 21 juin avec un biais de 5 jours autour de cette date pour toute la période de 2002 à 2012 ; cette date est signalée comme date de déclanchement de la migration saisonnière.

Cette migration longitudinale à la deuxième moitié de mois de juin est suivie d'une intensification importante puis une diminution remarquable après le mois de juillet.

Entre les deux régions où s'installait la dépression thermique en phase est (région mousson) et ouest (région SHL), durant la saison estivale, la vapeur d'eau continue à progresser régulièrement sur ces deux régions et pour mieux comprendre et expliquer cette augmentation du IWV, j'ai étudié l'évolution de l'indice de végétation (NDVI) moyen sur la même période et saison et sur les deux régions concernées. Et j'ai constaté une augmentation considérable du NDVI (de l'ordre de 27%) sur la région plus en est (Monsoon) et dès le mois de juillet, période de développement des végétations lors de l'arrivée de la mousson Africaine. Par contre le NDVI restait toujours faible sur la région plus au nord, et cela peut se traduire par le fait que la vapeur d'eau sur cette région n'est pas d'origine évapotranspiration. Notons aussi que parmi les phénomènes qui peuvent causer la divergence en altitude ainsi l'intensification de la dépression thermique, la libération de chaleur latente due à la condensation en nuage de la vapeur d'eau et la convection profonde qui engendre des courants ascendants.

Par ailleurs, et pour quantifier l'impact des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif et leur contribution à intensifier la dépression thermique saharienne, j'ai utilisé des données du modèle de simulation STREAMER à fin d'estimer le forçage radiatif de jour comme de nuit. Des données de profils moyens mensuels d'extinctions des aérosols et de charge en eau prisent par CALIOP pour la saison d'Avril au Septembre de 2011 et pour les deux régions d'étude (Monsoon et SHL) sont utilisées comme paramètres d'entrée pour les calculs du modèle streamer.

Pour quantifier l'impact des AOD et IWV séparément sur les différents flux, j'ai appliqué une méthode d'inversion par interpolation pour extraire à partir des calculs du modèle STREAMER les différents flux en fonction des mesures des variables AOD et IWV. Cette méthode est appliquée pour le calcul des différents flux qu'on a combiné pour le calcul par la suite du flux global. On remarque bien

en région Monsoon le flux net augmente lorsque la DTS migre vers la région SHL où le flux global diminue à son tour. Une forte anti-corrélation pour la saison de Mai à Septembre moyenné sur la période de 2002 au 2012 est très prononcée entre le flux en ondes courtes (SW) et l'AOD qui absorbent les rayonnements infrarouges. Plus précisément les anomalies des flux montrent qu'en passant d'une journée peu polluée à d'autre plus polluée, le flux direct diminue et diffus augmente. Contrairement en IWV. Ainsi, l'AOD influe plus que la vapeur d'eau en SW par contre l'IWV a un impact plus important en LW.

La deuxième partie dans ce manuscrit décrit l'impact des LLJ, des vents liés à la mousson et des anomalies SHL sur la sédimentation et l'entraînement des particules de poussière minérale observées en juin 2006 et juin 2011 sur Bodélé.

Ces observations ont ensuite été interprétées à l'aide d'une simulation de modèle méso-échelle AROME.

Les analyses montrent une différence importante pour l'intensité de l'AEJ entre juin 2006 et 2011 ; Il est clair que l'AEJ en juin 2006 est beaucoup plus fort que celui en juin 2011 contre un vent à 300 hPa qui descend au-dessus de la région de Bodélé et crée une poussée plus importante et transport intense de la poussière vers l'ouest.

En effet, le maximum de soulèvement de poussière est prononcé du 5 au 19 juin 2006 associé à une oscillation longitudinale du SHL plus à l'ouest. En revanche, la position de longitude de SHL augmente et va plus à l'ouest dans la dernière période de Juin 2011.

L'analyse statistique des anomalies des aérosols désertiques et du vent zonal sur la région de la dépression Bodélé souligne l'importance de l'AEJ et du JET sur le soulèvement des poussières.

5.2 Perspectives

Les résultats pertinents auxquels a abouti ce travail de recherche, ouvrent la porte à de nombreux projets sur la compréhension des interactions et impact des variables climatiques à moyenne et grande échelle.

Les perspectives inspirées par ce travail s'articule sur trois axes :

-Etudier les interactions de la dépression thermique avec la mousson et les jets provenant de la péninsule Arabe, étudier à grande échelle les interactions entre la mousson Africaine et la mousson indienne et mieux comprendre la dynamique des flux d'humidité en Afrique de l'Ouest et à différente échelle.

Pour mener ces études à bien, les observations spatiales de CALIPSO MODIS et SEVIRI-MSG, qui offrent une bonne couverture spatiale et temporelle et permettent d'accompagner des travaux de modélisations à échelle plus grande.

- La campagne DACCIWA (Dynamics-Aerosol-Chimie-Cloud Interactions en Afrique de l'Ouest), réalisée récemment en juin-juillet 2016 –je faisais partie de l'équipe de scientifiques - (*Knippertz et al., 2017*), s'avère prometteuse et offre des observations de haute qualité, couvrant toute la chaîne de processus des émissions naturelles et anthropiques. Des données des observations intenses issues de cette campagne permettront d'évaluer des processus physiques, chimiques et biologiques pertinentes améliorant la surveillance du climat et de la composition atmosphérique de l'espace et servant au développement d'une nouvelle génération de modèles météorologiques et climatiques capables de représenter couplé les interactions nuage aérosols et contribuer à réduire les incertitudes dans les prévisions climatiques.

D'autre part, il s'avère primordial de combiner les observations spatiales, les simulations des modèles AROME et MERRA et les mesures issues des compagnes AMMA, FENNEC et DACCIWA pour évaluer plus précisément le forçage radiatif des aérosols désertiques et de la vapeur d'eau sur la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest et leur contribution à intensifier la dépression thermique en relation avec la dynamique des circulations à échelle plus grande.

- Par ailleurs, il serait intéressant de poursuivre des simulations faites par AROME sur un domaine plus large sont nécessaires pour faire le lien entre la petite échelle et les modifications à grande échelle sans être contraint par des conditions limites trop proches. Comme par exemple les modifications des circulations de grande échelle (jets, cellule de Hadley, saut de mousson, ...).

Bibliographie

Ackerman, A. S., M. P. Kirkpatrick, D. E. Stevens, and O. B. Toown, 2004: *The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. Nature, 432, 1014–1017. ACMAD, 2006: Continental climate watch bulletin. Bulletin 20, African Centre of Meteorological Application for Development (ACMAD).*

A. Agusti-Panareda, G. Balsamo et A. Beljaars, 2009: *Impact of improved soil moisture on the ECMWF precipitation forecast in West Africa. Geophys. Res. Lett.*

A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, M. Ahlgrimm, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, Anna Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier et J.-J. Morcrette, 2009: *The ECMWF reanalysis for the AMMA observational campaign. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*

Albrecht, B. A., 1989: *Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. Science, 245 (4923), 1227–1230.*

Alfaro, S. C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé, 1998: *Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particle sizes and binding energies. Geophysical Research Letter, 25(7), 991–994.*

Alfaro, S. C. and L. Gomes, 2001: *Modelling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. Geophysical Research Letter, 106(D16), 991–994.*

Alfaro, S. C., S. Lafon, J. L. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet, and M. Maillé, 2004: *Iron oxides and light absorption by pure desert dust: An experimental study. Journal of Geophysical Research, 109.*

Alpert, P. and E. Ganor, 2001: *Saharan mineral dust measurements from TOMS: Comparison to surface observation over the Middle East for the extreme dust storm, March 14-17, 1998. Journal of Geophysical Research.*

Alpert, P., B. Neeman, and Y. Shay-el, 1990: *Climatological analysis of mediterranean cyclones using ECMWF data. Tellus.*

Alpert, P. and B. Ziv, 1989: *The saharav cyclone - observations and some theoritical considerations. Journal of Geophysical Research.*

Andreae, M. O. and P. J. Crutzen, 1997: *Atmospheric aerosols: Biogechemical sources and role in atmospheric chemistry. Science, 276, 1052–1058.*

Aniko´ Kern, Judit Bartholy, E´ va E. Borba´s , Zolta´n Barcza, Rita Pongra´cz, Csaba Ferencz, 2008: *Estimation of vertically integrated water vapor in Hungary using MODIS imagery, Advances in Space Research 41 (2008) 1933–1945*

Aouizerats, B., O. Thouron, P. Tulet, M. Mallet, L. Gomes, and J. S. Henzing, 2010: *Development of an online radiative module for the computation of aerosol optical properties in 3-d atmospheric models: validation during the eucaari campaign.*

Ati, O. F., C. J. Stigter, and E. O. Olapido, 2002: *A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria. Int. J. Climatol., 22 (6), 731–742.*

Avila, L. A. and R. J. Pash, 1992: *Atlantic tropical systems of 1992. Mon. Wea. Rev.*

Banta, R., Y. L. Pichugina, and W. A. Brewer, 2006: *Turbulent velocity-variance profiles in the stable boundary layer generated by a noctural low-level jet. Journal of the Atmospheric Sciences.*
Banta, R., Y. L. Pichugina, and R. K. Newson, 2003: *Relatioship between low-level jet properties and turbulence kinetic energy in the noctural stable boundary layer. Journal of the Atmospheric Sciences.*

Barkan, J., H. Kutiel, and P. Kishcha, 2005: *Synoptics of dust transportation day from Africa toward Italy and central Europe. Journal of Geophysical Research.*

Barnes, G. M. and K. Sieckman, 1984: *The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. Mon. Wea. Rev., 112, 1782–1794.*

Barthe, C., N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, and F. Cazenave, 2010: *Multi-scale analysis of the 25–27 July 2006 convective period over Niamey: comparison between dopller radar observations and simulations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136 (S1), 190–208, doi: 10.1002/qj.539.*

Bellouin, N., A. Jones, J. Haywood, and S. A. Christopher, 2008: *Updated estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite observations and comparison against the Hadley centre climate model. J. Geophys. Res., 113 (D10205), doi: 10.1029/2007JD009385.*

Ben-Ami, Y., I. Koren, Y. Rudich, P. Artaxo, S. T. Martin, and M. O. Andreae, 2010: *Transport of North African dust from the bodélé depression to the amazon basin: a case study. Atmos. Chem. Phys., 10 (16), 7533–7544.*

Bénard, P., A. Marki, P. N. Neytchev, and M. T. Prtenjak, 2000: *Stabilization of nonlinear vertical diffusion schemes in the context of nwp models.*

Bengtsson, L. and S. Niemelä, 2008: *Nested arome simulations of convective precipitation. HIRLAM Newsletter 54, SMHI and FMI.*

Berry, G. and C. Thorncroft, 2005: *Case study of an intense African easterly wave. Mon. Wea. Rev., 133, 752–766.*

Berges, J.-.C, I. Jobard, F. Chopin et R. Roca. EPSAT-SG, 2009: *a satellite method for precipitation estimation; its concepts and implementation for the AMMA experiment. Ann. Geophysica, 2009.*

Besson, L., 2009 : *Processus physiques responsables de l'établissement et de la variabilité de la mousson africaine. Manuscrit de thèse.*

Bevis, M., S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes et R. 1992: *Ware. GPS Meteorology: Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System. J. Geophys. Res., vol. 97, pages 15,787–15,801.*

Bharmal, N. A., A. Slingo, G. J. Robinson, and J. J. Settle, 2009: *Simulation of surface and top of atmosphere thermal fluxes and radiances from the radiative atmospheric divergence using the ARM mobile facility, GERB data, and AMMA stations experiment. Journal of Geophysical Research, 114, 19 PP.*

Bielli, S. et R. Roca., 2009: *Scale decomposition of atmospheric water budget over West Africa during the monsoon 2006 from NCEP/GFS analyses. Clim. Dyn., vol. doi: 10.1007/s00382-009-0597-5.*

Bierwirth, E., et al., 2008: *Spectral surface albedo over morocco and its impact on radiative forcing of Saharan dust. Tellus.*

Binkowski, F. S. and S. Roselle, 2003: *Models-3 community multiscale air quality (cmaq) modell aerosol component 1. Model description. Journal of Geophysical Research, 108(D6), 4183, doi: 10.1029/2001JD001409.*
Blackadar, A. K., 1957: *Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bulletin of the American Meteorological Society, 83, 1–10.*

Borbely-Kiss, I., A. Z. Kiss, E. Koltay, G. Szabo, and L. Bozo, 2004: *Saharan dust episodes in hungarian aerosol: elemental signatures and transport trajectories. Journal of Aerosol Science, 35 (10), 1205–1224.*

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, J. Pelon, M. Chong, and A. Dabas, 2008: *Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 134 (632), 621–634.*

Bou Karam, D., C. Flamant, P. Tulet, M. C. Todd, J. Pelon, and E. Williams, 2009: *Dry cyclogenesis and dust mobilization in the intertropical discontinuity of the West African monsoon: a case study. J. Geophys. Res., 114, D05115, doi: 10.1029/2008JD010952.*

Bou Karam, D., Cyrille Flamant, Juan Cuesta, Jacques Pelon, and Earle Williams, 2007: *Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case.*

BouKaram, D., 2008: *Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en afrique de l'ouest. Ph.D. thesis, Université Paris 6.*

Bounoua, L. and T. N. Krishnamurti, 1991: *Thermodynamic budget of the five day wave over the Saharan desert during summer. Meteorology and Atmospheric Physics, 47 (1), 1–25.*

Brooks, N. P. and M. Legrand, 2000: *Dust variability over Northern Africa and rainfall in Sahel, in linking the climate change to landsurface change. Kluwer Academic Publishers, 1–25 pp.*

Bryan, G. H., J. C. Wyngaard, and J. M. Fritsch, 2003: *Resolution requirements for the simulation of deep moist convection. Mon. Wea.Rev., 131, 2394–2416.*

Burpee, R. W., 1972: *The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. Journal of the Atmospheric Sciences, 29, 77–90.*

Cadet, D. L. and S. H. Houston, 1984: *Precipitable water over West Africa and the Eastern/Central Atlantic Ocean during summer 1979. J. Meteor. Soc. Japan, 62, 761–774.*

Cakmur, R. V., R. L. Miller, and O. Torres, 2004: *Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. Journal of Geophysical Research, 109.*

Caldwell, P. and C. S. Bretherton, 2009: *Response of a subtropical Stratocumulus-Capped mixed layer to climate and aerosol changes. Journal of Climate.*

Callot, Y., 1987: *Géomorphologie et paléoenvironnements de l'atlas saharien au grand erg occidental: Dynamique éolienne et paléolacs holocènes. Ph.D. thesis, Université Paris 6, 412 pp.*

Callot, Y., B. Marticorena, and G. Bergametti, 2000: *Geomorphologie approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: Application to the Sahara desert. Geodinamica Acta, 13, 245–270.*
Camara, M., G. Jenkins, and A. Konare, 2010: *Impacts of dust on West African climate during 2005 and 2006. ACPD, 10 (2), 3053–3086.*

Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, and M. Wade, 2010: *Couplings between the Atlantic cold tongue, the Santa Helena anticyclone and the African monsoon in boreal spring and summer. J. Climate.*

Canut, G., 2010: *Intéraction mousson/harmattan, échanges de petite échelle. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.*

Carlson, T. N., 1969: *Synoptic histories of three African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. Mon. Wea. Rev., 97, 256–276.*

Cavalieri, O., et al., 2010: *Variability of aerosol vertical distribution in the sahel. Atmospheric Chemistry and Physics, 10 (24), 12 005–12 023.*

Cavazos, C., M. C. Todd, and K. Schepanski, 2009: *Numerical model simulation of the Saharan dust event of 6â11 march 2006 using the regional climate model version 3 (regcm3). Journal of Geophysical Research, 114, D12109, doi: 10.1029/2008JD011078.*

Cess, R. D., G. L. Potter, S. J. Ghan, and W. L. Gates, 1985: *effects of large injections of atmosphericsmoke and dust: A study of climate feedback mechanisms with one- and three-dimensional climate models. J. Geophys. Res., 90, 12,937–12,950.*

Chaboureau J.-P., Flamant C., Dauhut T., Kocha C., Lafore J.-P., Lavaysse C., Marnas F., Mokhtari M., Pelon J., Reinares Martínez I., Schepanski K., 2011: *Atmospheric Chemistry and Physics, European Geosciences Union, 2016, 16, pp.6977-6995: Fennec dust forecast intercomparison over the Sahara in June 2011.*

Chaboureau, J.-P., P. Tulet, and C. Mari, 2007: *Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from meteosat second generation satellite and a regional forecast model. Geophysical Research Letter, 34, L02822, doi: 10.1029/2006GL027771.*

Charba, J., 1974: *Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front. Mon. Wea. Rev., 102, 140–156.*

Chepil, W. S., 1951: *Properties of soil which influence wind erosion: Iv. sate or dry aggregate structure. Soil Sci., 72, 387–401.*

Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta, and E. S. Suares, 1995: *An additional low layer transport of sahelian and saharan dust over the northâeastern tropical atlantic. Geophysical Research Letter, 22 (23), 3191–3194.*

Chiapello, I., J. M. Prospero, J. Herman, and C. Hsu, 1999: *Detection of mineral dust over the North Atlantic Ocean and Africa with the nimbus 7 toms. Journal of Geophysical Research, 129, 9277–9291.*

Chin, M., R. Rood, S. J. Lin, J. F. Muller, and A. Thompson, 2000: *Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model gacard: Model description and global properties. Journal of Geophysical Research, 105, 24,671–24,687.*

Chomette, O., M. Legrand, and M. Marticorena, 1999: *Determination of the wind speed threshold for the emission of desert dust using satellite remote sensing in the thermal infrared. Journal of Geophysical Research, 104, 31 207–31 215.*

Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom, and J. Testud, 1987: *A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment inWest Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. Mon. Wea. Rev., 115, 670–694.*

Chou, C., P. Formenti, M. Maille, P. Ausset, G. Helas, M. Harrison, and S. Osborne, 2008: *Size distribution, shape, and composition of mineral dust aerosols collected during the African monsoon multidisciplinary analysis special observation period 0: Dust and Biomass-Burning experiment field campaign in Niger, January 2006. Journal of Geophysical Research, 113, 17 PP.*

Christensen, J., et al., 2007: *Regional climate projections. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 847–940.*

Chung, C., S. Nigam, and J. Carton, 2002: *SST-forced surface wind variability in the tropical Atlantic: an empirical model. Journal of Geophysical Research, 107, ACL4, doi: 10.1029/2001JD000324.*

Claquin, T., M. Schulz, Y. Balkanski, and O. Boucher, 1998: *Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. Tellus B, 50 (5), 491–505.*

Cook, K. H., 1997: *Large-scale atmospheric dynamics and Sahelian precipitation. J. Climate, 10, pages 1137–1152.*

Cook, K. H., 1999: *Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. J. Climate, vol. 12, pages 1165–1184.*

Cornforth, R., C. D. Thorncroft, and B. J. Hoskins, 2009: *The impact of moist processes on the African easterly jet–African easterly wave system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 135, 894–913.*

Courtier, P., et al., 1998: *The ecmwf implementation of threedimensional variational assimilation (3d-var). i: Formulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 124, 1783–1807, doi: 10.1002/qj.49712455002.*

Couvreux, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2010: *Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136(s1), 159–173, doi: 10.1002/qj.473.*

Crumeyrolle, S., 2008: *Impact des systèmes convectifs sur les propriétés hygroscopiques des aérosols: Analyse de deux cas d'étude durant la campagne amma. Ph.D. thesis, Université Toulouse III, Paul Sabatier, 225 pp.*

Crumeyrolle, S., P. Tulet, L. Gomes, L. Garcia-Carreras, C. Flamant, D. J. Parker, A. Matsuki, P. Formenti, and A. Schwarzenboeck, 2011: *Transport of dust particles from the Bodele region to the monsoon layer - AMMA case study of the 9–14 June 2006 period, Atmos. Chem. Phys., 11, 479–494.*
Cuesta, J., C. Lavaysse, C. Flamant, M. Mimouni, and P. Knippertz, 2010: *Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the hoggar massif, Algeria. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136, 174–189, doi: 10.1002/qj.439.*

Cuesta, J., J. H. Marsham, D. J. Parker, and C. Flamant, 2009: *Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. Atmos. Sci. Let., 10, 34–42.*

Cuesta, J., et al., 2008: *Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis filed campaign conducted in 2006. J. Geophys. Res., 113, D00C07, doi: 10.1029/2007JD009417.*
Cuxart, J., P. Bougeault, and J. L. Redelsperger, 2000: *A turbulence scheme allowing for mesoscale and large eddy simulations. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 126, 1–30.*

Dalmeida, G. A., 2986: *A model for Saharan dust transport. J. Clim. Appl. Meteoro., 25, 903–916.*
Davis, P. A., 2000: *Development and mechanisms of the nocturnal jet. Meteorol. Appl.*

D.B., R., et al., 2002: *The origin of high particulate concentrations over the United Kingdom, March 2000. Atmospheric Environment.*

Delmas, R., G. Mégie, and V. Peuch, 1995: *Physique et chimie de lâatmosphère. Echelles.*

Den Heever, S. C. V. and W. R. Cotton, 2004: *The impact of hail size on simulated supercell storms. Journal of the Atmospheric Sciences, 61 (13), 1596–1609.*

Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, and H. Laurent, 1999: *Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. Clim. Dyn., 15, 795–822.*

Diner, D., et al., 1998: *Multi-angle imaging spectroradiometer (misr) instrument description and experiment overview. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 36 (4), 1072–1087.*

Diongue, A., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, and R. Roca, 2002: *Numerical study of a Sahelian synoptic weather system: initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128, 1899–1927.*

Drobinski, P., P. Carlotti, J.-L. Redelsperger, R. M. Banta, V. Masson, and R. K. Newson, 2007: *Numerical and experimental investigation of the neutral atmospheric surface layer. Journal of the Atmospheric Sciences, 64, 137–156.*

Drobinski, P., B. Sultan, and S. Janicot, 2005: *Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset. Geophysical Research Letter, 32, L01705, doi: 10.1029/2004GL020710.*

Droegemeier, K. K. and R. B. Wilhelmson, 1987: *Numerical simulation of thundestorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. Journal of the Atmospheric Sciences, 44, 1180–1210.*

Dubief, J., 1953: *Les vents de sable dans le sahara francais. Colloques internationaux du CNRS, 45–70.*

Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker, 2002: *Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. Journal of the Atmospheric Sciences, 59 (3), 590–608.*

Dubovik, O., A. Smirnov, B. N. Holben, M. D. King, Y. J. Kaufmann, T. F. Eck, and I. Slutsker, 2000: *Accuracy assessments of aerosol properties retrieved from aerosol robotic network (aeronet) sun and sky radiance measurements. Journal of Geophysical Research, 105, 9791–9806.*

Duce, R. A., 1995: *Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and ther relationship to climate, in Aerosol Forcing of Climate. R. j. charlson, j. heintsenberg ed., Wiley, New-York, 43–72 pp.*

Dufresne, J., C. Gautier, P. Ricchiazzi, and Y. Fouquart, 2002: *Longwave scattering effects of mineral aerosols. Journal of the Atmospheric Sciences, 59 (12), 1959–1966.*

Dunion, J. P. and C. S. Velden, 2004: *The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. Bull. Amer. Meteor. Soc., 85 (3), 353–365.*
Egger, J., P. Alpert, A. Tafferner, and B. Ziv, 1995: *Numerical experiments on the genesis of saharav cyclones: Idealized simulations.*

Eltahir, E. A. B. and C. Gong, 1996: *Dynamics of wet and dry years in West Africa. J. Climate, 9, 1030–1042.*

Emanuel, K. A., 1995: *On thermally direct circulations in moist atmospheres. Journal of the Atmospheric Sciences, 52, 1529–1534.*

Engelstaedter, S. and R. Washington, 2007: *Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. Journal of Geophysical Research, 112, 14 PP.*

Engelstaedter, S. and R. Washinston, 2007: *Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. J. Geophys. Res., 112, D03103, doi: 10.1029/2006JD007195.*

Engelstaedter S., Washington R., Flamant C., Parker D. J., Allen C. J. T., Todd M. C., 2015: *Journal of Geophysical Research, Atmospheres, American Geophysical Union, 120 (10), pp.4417-4442: The Saharan heat low and moisture transport pathways in the central Sahara-Multiaircraft observations and Africa-LAM evaluation.*

Essaouini, K. and G. Hello, 2008: *Sensibilité des prévisions arome aux choix du couplage latéral et aux spécifications des conditions aux limites. Master report, MeteoFrance and Direction de la météorologie Nationale.*

Evan A. T., Flamant C., Gaetani M., Guichard F., 2016: *Nature, Nature Publishing Group, 531 (7595), pp.493-495: The past, present and future of African dust.*

Evan A. T., Fiedler S., Zhao C., Menut L., Schepanski K., Flamant C., Doherty O., 2015: *Aeolian Research, Elsevier, 16, pp.153-162: Derivation of an observation-based map of North African dust emission.*

Evan A. T., C. Flamant, C. Lavaysse, C. Kocha and A. Saci, 2015: *Water vapor forced greenhouse warming over the Sahara Desert and the recent recovery from the Sahelian drought, J. of Climate, 2015, 28, 1, 108-123 A.T. EVAN and S.MUKHOPADHYAY (2009) African Dust over the Northern Tropical Atlantic: 1955–2008.*

Evan A. T., Andrew K. Heidinger & Michael J. Pavolonis, 2006: *Development of a new over-water Advanced Very High Resolution Radiometer dust detection algorithm, Pages 3903-3924.*

Fontaine, B. Fontaine, P. Roucou et S. Trzaska., 2003: *Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. Geophys. Res. Letters, vol. 30, pages 101029–101032.*

Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti, 1999: *Parametrization of the increase of the eolian erosion thershold wind friction velocity due to soil moisture for semi arid areas. Ann. Geophys., 17, 149–157.*

Fink, A. and A. Reiner, 2003: *Spatio-temporal variability of the relation between African easterly waves and West African squall lines in 1998–1999. J. Geophys. Res., 108 (D11), 4332, doi: 10.1029/2002JD002816.*

Flamant, C., J.-P. Chaboureau, D. J. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, P. Timouk, and J. Pelon, 2007: *Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the intertropical discontinuity region of the West African monsoon. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133, 1–28.*

Flamant, C., P. Knippertz, D. J. Parker, J.-P. Chaboureau, C. Lavaysse, A. Agusti-Panareda, and L. Kergoat, 2009: *The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation*

of the intertropical discontinuity over West Africa. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 135, 139–159, doi: 10.1002/qj.357.

Foltz, G. R. and M. J. McPhaden, 2008: *Impact of Saharan dust on tropical north Atlantic sst. J. Climate, 21, 4168–4184.*

Fontaine, B. and S. Janicot, 1996: *Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. J. Climate, 9, 2935–2940.*

Fontaine, B., S. Janicot, and P. Roucou, 1999: *Coupled oceanatmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. Clim. Dyn., 15, 451–473.*

Fontaine, B., S. Louvet, and P. Roucou, 2008: *Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. Int. J. Climatol, 28, 1787–1798, doi: 10.1002/joc.1674.*

Formenti, P.,W. Elbert,W. Maenhaut, J. Haywood, and M. O. Andreae, 2003: *Chemical composition of mineral dust during the Saharan dust experiment (shade) airborne campaign in the cape verde region, september 2000. Journal of Geophysical Research, 108, 8576, doi: 10.1029/2002JD002408.*

Forster, P., et al., 2007: *Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*

Forster, P., et al., 2007: *Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. In: Climate change 2007: The physical science basis.contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Tech. rep., IPCC. Fig 2.20.*

Fouquart, Y. and B. Bonnel, 1980: *Comutations of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parameterization. Contrib. Atmos. Phys., 53, 35–62.*

Fraser, R. S. and Y. J. Kaufman, 1985: *The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Friedlander, S. K., 1977: Smoke, dust, and haze: fundamentals of aerosol behavior / S. K. Friedlander. Wiley.*

Gaetani M., Flamant C., Bastin S., Janicot S., Lavaysse C., Hourdin F., Braconnot P., Bony S, 2016: *Climate Dynamics, Springer Verlag: West African monsoon dynamics and precipitation: the competition between global SST warming and CO_2 increase in CMIP5 idealized simulations*

Gamo, M., 1996: *Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. Boundary-Layer Meteorol. 79, 265–278.*

Ganor, E. and Y. Mamane, 1982: *Transport of Saharan dust across the eastern mediterranean. Atmospheric Environment (1967), 16 (3), 581–587.*

Gantner, L. and N. Kalthoff, 2010: *Sensitivity of a modelled cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136, 471–482, doi: 10.1002/qj.425.*

Geiger, B., C. Meurey, D. Lajas, L. Franchistéguy, D. Carrer et J.-L. Roujean, 2008: *Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. Meteor. Applications, vol. 15, pages 411–420.*

Gill, A., 1982: *Atmosphere Ocean Dynamics, Vol. 30. Gillette, D. A., 1978: A wind tunnel simulation of the erosion of soil: Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production. Atmos. Environ., 12, 1735–1743.*

Gillette, D. A., J. Adams, A. Endo, D. Smith, and R. Khil, 1980: *Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. J. Geophys. Res., 85, 5621–5630.*

Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S. J. Lin, 2001: *Global simulation of dust in the atmosphere: Model description and assessment. J. Geophys. Res., 106, 20 255–20 273.*

GOUDIE (A.). 1978. *Dust storrns and their geomorphological implications. J. of&-idEnu., l(4): 291-300.*

Goudie, A. S. and N. J. Middleton, 2001: *Saharan dust storms: nature and consequences. Earth-Science Reviews, 56,1, 179(26)–204(26).*

Gounou, A., 2011: *Etude des processus pilotant les cycles diurnes de la mousson ouest africaine. Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier III, Toulouse, France.*

Greeley, R. and J. D. Iversen, 1985: *Wind as a geological process. Cambrigde Planetary Science Series, Cambridge University Press, 333.*

Grini, A., G. Myhre, C. S. Zender, and I. S. A. Isaksen, 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.*

Grini, A., P. Tulet, and L. Gomes, 2006: *Dust weather forecast using the mesonh atmospheric model. J. Geophys. Res., 111, doi: 10.1029/2005JD007007.*

Grist, J. P. et S. E. Nicholson., 2001: *A study of the dynamics factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. J. Climate, vol. 14, pages 1337–1359, 2001.*

Gu, G. and R. F. Adler, 2004: *Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. J. Climate, 17, 3364–3377.*

Gu, G., R. F. Adler, G. J. Huffman, and S. Curtis, 2004: *African easterly wave and their association with precipitation. J. Geophys. Res., 109, D04101, doi: 10.1029/2003JD003967.*

Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux, and F. Lavenu, 2008: *Surface thermodynamics and radiative budget in the sahelian gourma: Seasonal and diurnal cycles. J. Hydrol., doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.*

Guichard, F. et al., 2004: *Modeling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and singlecolumn models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 130, 3139–3172.*

Hagos, S. M. and K. H. Cook, 2007: *Dynamics of the West African monsoon jump. J. Climate, 20, 5264–5284.*

Hagos, S. M. and K. H. Cook, 2008: *Development f a coupled regional model and its application to the study of interactions between the West African monsoon and the eastern tropical Atlantic ocean. J. Climate, 18, 4993–5010.*

Hall, N. M. J., G. N. Kiladis, and C. D. Thorncroft, 2006: *Threedimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: Dynamical modes. Journal of the Atmospheric Sciences, 63, 2231–2245. Hamilton, R. A., J. W. Archbold, and C. K. M. Douglas, 1945: Meteorology of nigeria and adjacent territory. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 71 (309-310), 231–264.*

Hartmann, D. L., M. E. Ockbert-Bell, and M. L. Michelsen, 1992: *The effect of cloud type on earth's energy balance: global analysis. Journal of climate, 5, 1281–1304.*

Haywood, J., R. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux, 2005: *Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003, J. Geophys. Res., 110, D05105, doi: 10.1029/2004JD005232.*

Haywood, J., et al., 2003a: *Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. solar spectrum. J. Geophys. Res., 108 (D18), 8577, doi: 10.1029/2002JD002687.*

Haywood, J. M., S. R. Osborne, P. N. Francis, A. Keil, P. Formenti, M. O. Andreae, and P. H. Kaye, 2003b: *The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the c-130 aircraft during SAFARI 2000. Journal of Geophysical Research, 108, 14 PP.*

Haywood, J. M., et al., 2008: *Overview of the dust and biomassburning experiment and African monsoon multidisciplinary analysis special observing period-0. J. Geophys. Res., 113, D00C17, doi: 10.1029/2008JD010077.*

Haywood, J. M., Johnson, B. T., Osborne, S. R., Baran, A. J., Brooks, M., Milton, S. F., Mulcahy, J., Walters, D., Allan, R. P., Klaver, A., Formenti, P., Brindley, H. E., Christopher, S. and Gupta, P. (2011), *Motivation, rationale and key results from the GERBILS Saharan dust measurement campaign. Q.J.R. Meteorol. Soc., 137: 1106–1116. doi:10.1002/qj.797*

Heinold, B., I. Tegen, M. Esselborn, K. Kandler, P. Knippertz, and co authors, 2008: *Regional Saharan dust modelling during the samum 2006 campaign. Tellus, 61b, doi: 10.1111/j.1600-0889.2008. 00387.x.*

Herman, A., V. B. Kumar, P. A. Arkin, and J. V. Kousky, 1997: *Objectively determined 10–day African rainfall estimates created for famine early warning systems. Int. J. Remote Sensing, 18, 2147–2159.*

Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman, and J. P. Taylor, 2003: *Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE: 1. Terrestrial spectrum. J. Geophys. Res., 108 (D18), 8578, doi: 10.1029/2002JD02552.*

Holben, B., T. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. Buis, and A. Setzer, 1998: *Aeronet–a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. Remote Sensing of Environment, 66, 1–16. Holton, J. R., 1967: The diurnal boundary layer wind oscillation above slopping terrain. Tellus.*

Horvath, K., L. Fita, R. Romero, B. Ivancan-Picek, and I. Stiperski, 2006: *Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study. Adv. Geosci.*

Hoxit, L. R., 1975: *Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. Bound.-Layer Meteor.*

Hsu, N. C., S. C. Tsay, and J. R. Herman, 2004: *Aerosol properties over bright-reflecting source regions, IEEE trans. Geaosci. Remote Sens., 42, 557–569.*
Hulme, M. and N. Tosdevin, 1989: *The tropical easterly jet and Sudan rainfall: a review. Theor. Appl. Climatol., 39, 179–187.*

Koren, I., Yoram, J.K., Washington, R., C Todd, M., Rudich, Y., Martins, J.V. and Rosenfeld, D., 2006: *The Bodelé depression: a single spot in the ´ Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest.*

Ishizuka, M., M. Mikami, Y. Yamada, F. Yeng, and W. Gao, 2005: *An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a gobi site in the taklimankan desert. J. Geophys. Res., 11O, D18S03, doi: 10.1029/2004JD004709.*

Jaenicke, R., 1993: *Tropospheric Aerosols, in Aerosol-Cloud-Climate Interactions. Academic Press, San Diego, 1–27 pp.*

Jamie R. Banks, Helen E. Brindley, Matthew Hobby and John H. Marsham, 2014: *The daytime cycle in dust aerosol direct radiative effects observed in the central Sahara during the Fennec campaign in June 2011.*

Janicot, S., S.Gervois, B.Sultan, G.N. kiladis, 2010: *The Dynamics of the West African Monsoon. Part V: The Detection and Role of the Dominant Modes of Convectively Coupled Equatorial Rossby Waves.*

Janicot, S. et al., 2008a: *Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. Ann. Geophys., 26, 2569–2595.*

Janicot, S. et al., 2008b: *Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. Ann. Geophys., 26, 2569–2595.*

Jeffrey r. Key, and Axel J. Schweiger, tools for atmospheric radiative transfer, 1998: *streamer and fluxnet (1998), Computers & Geosciences Vol. 24, No. 5, pp. 443±451.*

Jickells, T. D., et al., 2005: *Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. Science, 308 (5718), 67–71.*

Jones, A., J. M. Haywood, and O. Boucher, 2007: *Aerosol forcing, climate response and climate sensitivity in the Hadley centre climate model. Journal of Geophysical Research, 112 (D20).*

Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo, 2004: *Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves. Geophysical Research Letter, 31.*

Jury, M. R. and M. J. Santiago, 2010: *Composite analysis of dust impacts on African easterly waves in the moderate resolution imaging spectrometer era. Journal of Geophysical Research, 115.*

Kahn, R. A., T. Z. Martin, R. W. Zurek, and S. W. Lee, 1992: *The Martian dust cycle. Bulletin of the American Astronomical Society.*

Kahn, R. A., A. Petzold, M. Wendisch, E. Bierwirth, T. Dinter, and co authors, 2008: *Desert dust aerosol air mass mapping in the Western Sahara, using particle properties derived from space-based multi-angle imaging. Tellus, 61B, doi: 10.1111/j.1600-0889.2008.00398.x.*

Kalu, A. E., 1979: *The African dust plume: its characteristics and propagation accross West African winter, in Saharan dust. New York, 95–118 pp.*

Kanji, Z. A. and J. P. D. Abbatt, 2006: *Laboratory studies of ice formation via deposition mode nucleation onto mineral dust and n-hexane soot samples. Journal of Geophysical Research, 111.*

Kardous, M., 2005: *Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes: Approche expérimentale et modélisation. Ph.D. thesis, Université Paris 12, 289 pp., Val-de-Marne.*

Karyampudi, V. M. and T. N. Carlson, 1988: *Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. Journal of the Atmospheric Sciences, 45, 3102–3136.*

Karyampudi, V. M. and H. F. Pierce, 2002: *Synoptic-scale influence of the Saharan air layer on tropical cyclogenesis over the Eastern Atlantic. Mon. Wea. Rev., 130, 3100–3128.*

Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, 2005: *Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate resolution imaging spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research, 110.*

Kellogg CA, Griffin DW.. Aerobiology and the global transport of desert dust. Trends Ecol Evol 21: 638-644.

Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2006: *Threedimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I: Obsevations. Journal of the Atmospheric Sciences, 63, 2212–2230.*

Knippertz, P., 2008: *Dust emissions in the West African heat through - the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances. Meteorol.Z.*

Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. M. O. Schulz, and L. Schütz, 2007: *Dust mobilization due to density currents in the atlas region: Observations from the Saharan mineral dust experiment 2006 field campaign. Journal of Geophysical Research, 112, D21 109, doi: 10.1029/2007JD008774.*

Knippertz, P. and A. H. Fink, 2008: *Dry-season precipitation in tropical West Africa and its relation to forcing from the extratropics. Mon. Wea. Rev., 136, 3579–3596.*

Knippertz, P. and M. C. Todd, 2010: *The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances. Journal of Geophysical Research, 115, 14 PP.*

Knippertz, P.et J. E. Martin., 2005 : *Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 131, pages 2337–2365.*

Knippertz, P., Fink, A. H., Deroubaix, A., Morris, E., Tocquer, F., Evans, M. J., Flamant, C., Gaetani, M., Lavaysse, C., Mari, C., Marsham, J. H., Meynadier, R., Affo-Dogo, A., Bahaga, T., Brosse, F., Deetz, K., Guebsi, R., Latifou, I., Maranan, M., Rosenberg, P. D., and Schlueter, A.: *A meteorological and chemical overview of the DACCIWA field campaign in West Africa in June–July 2016, Atmos. Chem. Phys. Discuss., doi:10.5194/acp-2017-345, in review, 2017.*

Kocha, C., J.-P. Lafore, P. Tulet, and Y. Seity, 2011: *High resolution simulation of a major West African dust storm: Comparison with observations and impact of dust. QJRMS, (137).*

Kocha, C. , 2011: *Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest: Observations et modélisation à échelle convective. PhD dissertation, Université Paul Sabatier, 204 pp. http://tel. archives-ouvertes.fr/tel-00741943.*

Konare, A., A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah, and X. Bi, 2008: *A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon. Journal of Geophysical Research, 113, D12206, doi: 10.1029/2007JD009322.*

Koren, I. and Y. J. Kaufman, 2004: *Direct wind measurements of Saharan dust events from terra and aqua satellites. Geophys. Res. Lett., 31, L06122, doi: 10.1029/2003GL019338.*

Koren, I., J. V. Martins, L. A. Remer, and H. Afargan, 2008: *Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the amazon. Science, 321.*

Krishnamurti, T. N., 1971: *Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer. J. Appl. Meteorol., 10, 1066–1096.*

Lafore, J.-P. and M. W. Moncrieff, 1989: *A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. J. Atmos. Sci., 46, 521–544.*

Lafore, J. P., et al., 1998: *The meso-nh atmospheric simulation system. Part i: adiabatic formulation and control simulations. Scientific objectives and experimental design. Ann. Geophys., 16, 90–109.*

Laing, A. G. and J. M. Fritsch, 1993: *Mesoscale convective complex in Africa. Mon. Wea. Rev., 121, 2254–2263.*

Lamb, P. J., 1978: *Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weathr anomalies: 1967 and 1968. Mon. Wea. Rev., 106, 482–491.*

Laskin, A., M. J. Iedema, A. Ichkovich, E. R. Graber, I. Taraniukb, and Y. Rudich, 2005: *Direct observation of completely processed calcium carbonate dust particules. Faraday Discuss. 130, 453–468.*

Lau, K. M., K. M. Kim, Y. C. Sud, and G. K. Walker, 2009: *A gcm study of the response of the atmospheric water cycle of West Africa and the Atlantic to Saharan dust radiative forcing. Annales Geophysicae, 27 (10), 4023–4037.*

Lau, K. M., M. K. Kim, and K. M. Kim, 2006: *Asian summer monsoon anomalies induced by aerosol direct forcing: the role of the Tibetan plateau. Climate Dynamics, 26 (7-8), 855–864.*

Lau, W. K. and K. Kim, 2007: *How nature foiled the 2006 hurricane forecasts. Eos, Transactions American Geophysical Union, 88 (9), 105.*

Laurent, H., 2005: *Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émisssions du nord-est de l'asie et du nord de l'afrique. Ph.D. thesis, Université Paris 12.*

Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009: *Seasonal evolution of theWest African heat low: a climatological perspective. Clim. Dyn., 33 (2-3), 313–330, doi: 10.1007/s00382-009-0553-4.*

Lavaysse C., Flamant C., Evan A., Janicot S., Gaetani M., 2016: *Climate Dynamics, Springer Verlag, 47 (11), pp.3479-3498: Recent climatological trend of the Saharan heat low and its impact on the West African climate.*

Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: *Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. J. Climate, 15, 187–202. Lebel, T., A. Diedhiou, and H. Laurent, 2003: Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales.J. Geophys. Res., 108, 1401–1411.*

Lélé, I. and M. P. Lamb, 2010: *Variability of the intertropical front (itf) and rainfall over the West African sudanâsahel zone. J. Climate, 23, 3984–4004, doi: 10.1175/2010JCLI3277.1.*

Legrand M. : *Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : visualisation, interprétation et modélisation. Thèse Sciences, Physique, univ. Lille, 200 p, 1990.*

Legrand, M., Plana-Fattori, A., et N'doume, C. N., 2001: *Satellite detection of dust using the ir imagery of meteosat, infrared di®erence dust index. Journal of Geophysical Research, 106 (D16), 18,251-18,274.*

Leroux, S., 2009: *Dynamique des ondes d'est africaines: origine, propagation et interaction avec leur environnement. Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.*

Leroux, S. and N. M. J. Hall, 2009: *On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet. J. Atmos. Sci., 66, 2303–2316.*

Levin, Z., E. Ganor, and V. Gladstein, 1996: *The effects of desert particles coasted with sulfate on rain formation in the eastern mediterranean. J. Appl. Meteor., 35, 1511–1523.*

Li, T. and S. Philander, 1997: *On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic ocean. J. Climate, 10, 813–817.*

Li, Z., 2004: *Observation, Theory, and Modeling of the Atmospheric Variability, chap. Aerosol and climate: A perspective from East Asia. World Sci.*

Liao, H. and J. H. Seinfeld, 1998: *Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. Journal of Geophysical Research, 103 (D24), 31,637–31,645.*

Linda Moser, Stefan Voigt, Elisabeth Schoepfer, and Stephanie Palmer, 2014: *Multitemporal Wetland Monitoring in Sub-Saharan West-Africa Using Medium Resolution Optical Satellite Data*

Liu, C. and M.W. Moncrieff, 1996: *A numerical study of ambiant flow and shear on density currents. Mon. Wea. Rev., 124, 2282–2303.*

Lothon, M., F. Said, F. Lohou, and B. Campistron, 2008: *Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. Mon. Wea. Rev., 136, 3477–3500.*

Lothon M., B. Campistron, M. Chong, F. Couvreux, F. Guichard, C. Rio and E. Williams, 2010: *Life cycle of a mesoscale circular gust front observed by a C-band Doppler radar in West Africa. Mon. Wea. Rev., doi: 10.1175/2010MWR3480.*

Lunt, D. J. and P. J. Valdes, 2002: *The modern dust cycle: Comparison of model results with observations and study of sensitivities, 3 December 2002, DOI: 10.1029/2002JD002316.*
Luo, C., N. Mahowald, and C. Jones, 2004: *Temporal variability of dust mobilization and concentration in source regions. Journal of Geophysical Research, 109, 13 PP.*

Lyamani, H., F. Olmo, and L. Alados-Arboledas, 2005: *Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer. Atmospheric Environment, 39 (38), 7276–7284.*

Maddox, R. A., 1980: *Meoscale convective complexes. Bull. Amer. Meteor. Soc., 61, 1374–1387.*

Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentisse, M. Schulz, and H. Rodhe, 1999: *Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. J. Geophys. Res., 104, 15 895–15 915.*

Mahowald, N. M., et al., 2005: *Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. Global Biogeochemical Cycles, 19.*

Mahrt, L., 1999: *Stratified atmospheric boundary layers. Bound.-Layer Meteor.*

Mallet, M., et al., 2009: *Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over west africa during march 2006. Atmospheric Chemistry and Physics Discussions, 9, 2967–3006.*

Markowicz, K. M., P. J. Flatau, A. M. Vogelmann, P. K. Quinn, and E. J. Welton, 2003: *Clear-sky infrared aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 129 (594), 2927–2947.*

Marsham, J. H., D. J. Parker, C. M. Grams, B. T. Johnson, W. M. F. Grey, and A. N. Ross, 2008: *Observations of mesoscale and boundary-layer scale circulations affecting dust transport and uplift over the Sahara. Atmos. Chem. Phys., 8, 6979–6993.*

Marticorena, B., 1995: *Modeling the atmospheric dust cycle: 2- simulations of sahran dust sources. Ph.D. thesis, Université Paris 7, 269 pp.*

Marticorena, B. and G. Bergametti, 1995: *Modeling the atmospheric dust cycle: 1-designed of a soil-derived dust emissions. J. Geophys. Res., 100(D8), 16 415–16 430.*

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doume, and M. Legrand, 1997a: *Modeling the atmospheric dust cycle: 2-simulations of sahran dust sources. J. Geophys. Res., 102, 4387–4404.*

Masson, V., 2000: *A physically-based scheme for the urban energy balance in atmospheric models. Boundary-Layer Meteorol. 94, 357–397.*

Mathon, V., 2001: *Etude climatologique des systèmes convectifs de meso-échelles en Afrique de l'Ouest (Climatological study of mesoscale convective systems overWest Africa). Ph.D. thesis, Université Paris 7, 238 pp.*

Mathon, V. and H. Laurent, 2001: *Life cycle of sahelian mesoscale convective cloud systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 127, 377–406.*

Mauritseb, T. and G. Svensson, 2007: *Observations of stably stratified shear-driven atmospheric turbulence at low and high Richardson numbers. Journal of the Atmospheric Sciences.*

May, P. T., 1995: *The Australian nocturnal jet and diurnal variations of boundary-layer winds over mt. isa in north-eastern Australia. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.*

Mbourou, G. N., J. J. Bertrand, and S. E. Nicholson, 1997: *The diurnal and seasonal cycles of Wind-Borne dust over Africa north of the equator. Journal of Applied Meteorology, 36 (7), 868–882.*

McCartney, E. J., 1976: *Optics of the Atmosphere: Scattering by Molecules and Particles. John Wiley and Sons.*

McFarlane, S. A., E. I. Kassianov, J. Barnard, C. Flynn, and T. P. Ackerman, 2009: *Surface shortwave aerosol radiative forcing during the atmospheric radiation measurement mobile facility deployment in Niamey, Niger. Journal of Geophysical Research, 114, doi: 10.1029/2008JD010491.*

McKenna-Neuma, C. andW. G. Nickling, 1989: *A theoritical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sedimentat by wind. Can. J. Soil Sci., 69, 79–96.*

Mera, R. J., Laing, A., & Semazzi, F. H. 6D. 4: *Variability of Atmospheric Moisture during the Boreal Spring in West Africa.*

Messager, C., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agusti-Panareda, C. M. Taylor, and J. Cuesta, 2010: *Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from research flights of 14 and 17 July 2006. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 136(s1), 107–124, doi: 10.1002/qj.469.*

Middleton, N. J. and A. S. Goudie, 2001: *Saharan dust: sources and trajectories. Transactions of the Institute of British Geographers, 26, 165–181.*

Miller, M. and A. Slingo, 2007: *The arm mobile facility and its first international deployment: Measuring radiative flux divergence in West Africa. 88 (8), 1229–1244.*

Miller, M. A. and A. Slingo, 2010: *The arm mobile facility and its first international deployment: Measuring radiative flux divergence in West Africa. Bulletin of the American Meteorological Society.*

Miller, R. L., I. Tegen, and J. Perlwitz, 2004b: *Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. Journal of Geophysical Research, 109.*

Milton, S. F., G. Greed, M. E. Brooks, J. Haywood, B. Johnson, R. P. Allan, A. Slingo, and W. M. F. Grey, 2008: *Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season: Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. Journal of Geophysical Research, 113, D00C02, doi: 10.1029/2007JD009741.*

Mitchell, T. P. and J. M.Wallace, 1992: *The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. J. Climate, 5, 1140–1156.*

Mondon, S. and J. L. Redelsperger, 1998: *A study of a fair weather boundary layer in togacoare: parametrization of surface fluxes on large scale and regional models for light wind conditions. Boundary-layer Meteorol. 88, 47–76.*

Morcrette, J.-J., 1989: *Description of the radiation scheme in the ecmwf model. Tech. Rep. 165, Res. Dep. of the European Center for Medium range Weather Forecasts.*

Moulin, C., et al., 1998: *Satellite climatology of African dust transport in the mediterranean atmosphere. Journal of Geophysical Research.*

Mounier, F. and S. Janicot, 2004: *Evidence of two independant modes of convection at intaseasonal timescale in theWest African summer monson. Geophysical Research Letter, 31, L16116, doi: 10.1029/2004GL020665.*

Mounier, F., G. N. Kiladis et S. Janicot, 2007: *Analysis of the dominant mode of convectively coupled kelvin waves in the West African monsoon.J. Climate, vol. 20, pages 1487–1503.*

Mounier, F., S. Janicot, and G. N. Kiladis, 2008: *The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. J. Climate, 21, 1911–1928.*

Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanré, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen, 2003: *Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign. Journal of Geophysical Research, 108 (D18), 8579.*

Myhre, G., C. R. Hoyle, T. F. Berglen, B. T. Johnson, and J. M. Haywood, 2008: *Modeling of the solar radiative impact of biomass burning aerosols during the dust and biomass-burning experiment (dabex). Journal of Geophysical Research, 113, doi: 10.1029/2008JD009857.*

Myhre, G., et al., 2004: *Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over the ocean. J. Atmos. Sci., 61, 499–513.*
Nicholson, S. E. and J. P. Grist, 2003: *The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. J. Climate, 16, 1013–1030.*

Nicholson, S. E., 1980: *The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. Mon. Wea. Rev., vol. 108, pages 473–487.*

Nuret, M., J.-P. Lafore, N. Asencio, H. Benichou, O. Bock, F. Favot, T. Montmerle, and Y. Seity, 2007: *Evaluation of meteo-france numerical weather prediction models during amma 2006-sop.Weather and Climate forecasting 004089, CNRM, MeteoFrance and CNRS.*

Okumura, Y. and S.-P. Xie, 2004: *Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. J. Climate, 17, 3589–3602.*

Omotosho, J., 1988: *Spatial variation of rainfall in Nigeria during the [‘] little dry season’. Atmospheric Research, 22 (2), 137–147.*

Osborne, S. R., B. T. Johnson, J. M. Haywood, A. J. Baran, M. A. J. Harrison, and C. L. McConnell, 2008: *Physical and optical properties of mineral dust aerosol during the dust and biomass-burning experiment. Journal of Geophysical Research, 113.*

Otto, S., M. de Reus, T. Trautmann, A. Thomas, M. Wendisch, and S. Borrmann, 2007: *Atmospheric radiative effects of an in situ measured Saharan dust plume and the role of large particles. Atmos. Chem. Phys., 7 (18), 4887–4903.*

Ozer, P., M. B. Ould Mohamed Laghdaf, S. Ould Mohamed Lemine, and J. Gassani, 2007: *Estimation of air quality degradation due to Saharan dust at Nouakchott, Mauritania, from horizontal visibility data. Water, Air and Soil Pollution, 178.*

Paradis, D., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, and V. Balaji, 1995: *African easterly wave and convection. Part I: Linear simulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 52, 1657–1679.*

Parker, D.J., A. Fink, S. Janicot, J.B. Ngamini JB, M. Douglas, E. Afiesimama E, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars A, F. Dide, A. Diedhiou,T. Lebel, J. Polcher et J.-L. Redelsperger, 2008: *The AMMA Radiosonde Program and its implications for the future of atmospheric monitoring over West Africa. Bull. Amer. Metero. Soc., vol. 89, pages 1015–1027.*

Parker, D. J., et al., 2005: *The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131, 2839–2860.*

Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, and F. Couvreux, 2009: *A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. Boundary-Layer Meteorol.*

Perlwitz, J., I. Tegen, and R. L. Miller, 2001: *Interactive soil dust aerosol Model in the GISS GCM 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols. Journal of Geophysical Research, 106 (D16), 18,167–18,192.*

Perry, M., T. Cahill, R. A. Eldred, D. Dutcher, and T. Gill, 1997: *Longrange transport of North African dust to the eastern united state. Meteorol. Atmos. Phys.*

Peters, M. and G. Tetzlaff, 1988: *The structure of West African squall lines and their environmental moisture budget. Meteorology and Atmospheric Physics, 39 (2), 74–84.*

Peyrillé, P., 2005: *Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel. Ph.D. thesis, UPS, 150pp.*

Peyrillé, P. and J.-P. Lafore, 2007: *A idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part II: Large-scale advection and the duirnal cycle. Journal of the Atmospheric Sciences, 64, 2783–2803.*

Peyrillé, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2007: *A idealized twodimensional framework to study theWest African monsoon. Part I: Validation and key controlling factors. Journal of the Atmospheric Sciences, 64, 2765–2782.*

Philander, S., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, G. Lau, T. Li, and R. Pacanowski, 1996: *Why the ITD is mostly north of the equator ? J.Climate, 9, 2970–2985.*

Philippon, N. and B. Fontaine, 2002: *The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy season: a monsoon regulation by soil wetness? Ann. Geophys., 20 (4), 575–582.*

Pinty, J. and P. Jabouille, 1998: *A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations, Conference of Cloud Physics Everett, WA, USA. 217–220.*

Plumb, R. A. and A. Y. Hou, 1992: *The response of a zonally symmetric atmosphere to subtropical thermal forcing: threshold behavior. Journal of the Atmospheric Sciences, 49, 1790–1799.*

Prezerakos, N., S. Michaelides, and A. Vlassi, 1990: *Atmospheric synoptic conditions associated with initiation of north-west African depression. International Journal of Climatology.*

Propsero, J., E. Bonatti, C. Schubert, and T. Carlson, 1970: *Dust in the Caribbean atmosphere traced to African dust storm. Earth and Plan. Sci. Lett.*

Propsero, J., R. Glaccum, and R. Nees, 1981: *Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. Nature.*

Propsero, J. and R. Nees, 1977: *Dust concentration in the atmosphere of the equatorial north Atlantic: possible relationship to the sahelian drought. Science.*

Prospero, J. and P. Lamb, 2003: *African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implication. Science.*

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E.Gill, 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.*

Pruppacher, H. R. and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation. Kluwer Academic, 954 pp.*

Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorology. Academic Press, New York and London, 296 pp.*

Ramanathan, V., P. Crutzen, J. Kiehl, and al., 2001: *Aerosols, climate, and the hydrological cycle. Science.*

Ramaswamy, V., B. Olivier, H. J., H. D., H. J., M. G., and al., 2001: *Radiative forcing of climate change, the scientific Sasis, Contribution of working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.*

Ramel, R., H. Gallée, and C. Messager, 2006: *On the northward shift of the West African monsoon. Clim. Dyn., 26 (4), 429–440, doi: 10.1007/s00382-005-0093-5.*
Redelsperger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy, and J.-P. Lafore, 2002: *Multi-scale description of a Sahelian weather system representative of the West African monsoon. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 128, 1229–1258.*

Redelsperger, J.-L. and J.-P. Lafore, 1988: *A three-dimensional simulation of a tropical squall line: convective orgaization and thermodynamic vertical transport. Journal of the Atmospheric Sciences, 45, 1334–1356.*

Redelsperger, J.-L., et al., 2006: *Amma, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. La meteorologie, 54.*

Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: *The structure and properties of African wave disturbance as observed during phase III of GATE. Mon. Wea. Rev., 105, 317–333.*

Reid, J. S., et al., 2003: *Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and ground-based remote sensing methods during the Puerto Rico dust experiment (pride). Journal of Geophysical Research, 108 (D19), 8586.*

Reinfried, F., I. Tegen, B. Heinold, O. Hellmuth, K. Schepanski, U. Cubash, H. Huebener, and P. Knippertz, 2009: *Simulations of convectively-driven density currents in the atlas region using a regional*

model: Impacts on dust emission and sensitivity to horizontal resolution and convection schemes. Journal of Geophysical Research, 114, D08 127.

Remer, L. A., et al., 2005: *The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. Journal of the Atmospheric Sciences, 62 (4), 947.*

Rennick, M. A., 1976: *The generation of African waves. Journal of the Atmospheric Sciences, 33, 1955–1969.*

Richardson, M., et al., 2007: *Measurements of heterogeneous ice nuclei in the western united states in springtime and their relation to aerosol characteristics. J. Geophys. Res., 112, doi: 10.1029/2006JD007500.*

Riehl, H., 1945: *Waves in the easterlies and the polar front in the tropics. Misc. Rep. 17, Dep. of Meteorol. Univ. of Chicago, 79 pp.*

Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou, and J.-L. Redelsperger, 2005: *Extratropical dry-air intrusions into the West African monsoon midtroposphere: an important factor for the convective activity over the Sahel. Journal of the Atmospheric Sciences, 62, 390–407.*

Roehrig, R., 2010: *Variabilité intra–saisonnière de la mousson africaine : Caractérisation et modélisation. Ph.D. thesis, Université Paris Est, Toulouse, France.*

Rowell, D.P., 2003: *The impacts of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. J. Climate, vol. 16, pages 849–862, 2003.*

Ryder C. L., Mcquaid J. B., Flamant C., Rosenberg P. D., Washington R., Brindley H. E., Highwood E. J., Marsham J. H., Parker D. J., Todd M. C., Banks J., 2015: *Atmospheric Chemistry and Physics, European Geosciences Union, 15 (14), pp.8479-8520: Advances in understanding mineral dust and boundary layer processes over the Sahara from Fennec aircraft observations.*

Samain,O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk et F. Lavenu, 2008 : *Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel. J. Geophys. Res, vol. 113,doi: 10.1029/2007JD009174.*

Sandu, I., 2007: *Impact de l'aérosol sur le cycle de vie des nuages de couche limite. Thèse de Doctorat, université TOULOUSE III. Schepanski, K., I. Tegen, and A. Macke, 2009: Saharan dust transport and deposition towards the tropical northern Atlantic. Atmospheric Chemistry and Physics, 9 (4), 1173–1189.*

Saux-Picart, S., C. Ottlé, B. Decharme, C. André, M. Zribi, A. Perrier, B. Coudert, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix et D. Ramier, 2009 : *Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. Journal of Hydrology, vol. 375, pages 287–295, 2009.*

Schmetz, J., P. Pili, S. Tjemkes, D. Just, J. Kerkmann, S. Rota, and A. Ratier, 2002: *An introduction to meteosat second generation (MSG). Bulletin of the American Meteorological Society.*

Schütz, L., 1980: *Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. Annals New York Academy of sciences, 515–532 pp.*

Schütz, L. and R. Jaenicke, 1981: *Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean, in Desert Dust: Origin, Characteristics and effects on Man, Vol. Spec. Pap. 186. T. L. Pewe, Geol. Soc. AM. Boulder, Colorado.*

Schütz, L. and K. A. Rahn, 1982: *Trace-element concentrations in erodible soils. Atmos. Environ., 16(1), 171–176.*

Schütz, L. and M. Sebert, 1987: *Mineral aerosols and source identification. J. Aerosol Sci., 18(1), 1–10.*

Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis, 1997: *Atmospheric chemistry and physics. Wiley interscience pub.*

Seinfeld, J. H. and S. N. Pandis, 1998: *Atmospheric chemistry and physics: From air pollution to climate change. John Wiley, New York, 1326 pp.*

Seinfeld, J. H., et al., 2004: *Ace-asia: Regional climatic and atmospheric chemical effects of Asian dust and pollution. 85 (3), 367–380.*

Semazzi, F. and L. Sun, 1997: *The role of orography in determining the sahelian climate. Int. J. climatol. 17, 581–596.*

Simmons, A., 1977: *A note on the instability of the African easterly jet. J. Atmos. Sci., 34, 1670–1674.*

Slingo, A., et al., 2006b: *Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. 33, L24817, doi: 10.1029/2006GL027869.*

Slingo, A., et al., 2008: *Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: meteorology and thermodynamic variables. Journal of Geophysical Research, 113, D00E01, doi: 10.1029/2008JD009909.*

Smith, E. A., 1986a: *The structure of the Arabian heat low. Part I: Surface energy budget. Mon. Wea. Rev., 114, 1067–1083.*

Smith, E. A., 1986b: *The structure of the Arabian heat low. Part II: Bulk tropospheric heat budget and implications. Mon. Wea. Rev., 114, 1084–1102.*

Smith, R. B. and M. J. Reeder, 1988: *On the movement and low-level structure of cold fronts. Mon. Wea. Rev.*

Sokolik, I. N. and O. B. Toon, 1996: *Direct radiative forcing by nthropogenic airborne mineral aerosols. Nature, 381 (6584), 681–683.*

Sokolik, I. N. and O. B. Toon, 1999a: *Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. Journal of Geophysical Research, 104 (D8), PAGES 9423â9444.*

Sokolik, I. N. and O. B. Toon, 1999b: *Incorporation of the mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to ir wavelengths. Journal of Geophysical Research, 104, 9423–9444.*

Solmon, F., P. Y. Chuang, N. Meskhidze, and Y. Chen, 2009: *Acidic processing of mineral dust iron by anthropogenic compounds over the North Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research, 114, D02 305.*

Solmon, F., M. Mallet, N. Elguindi, F. Giorgi, A. Zakey, and A. Konaré, 2008: *Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties. Geophysical Research Letters, 35 (24), doi: 10.1029/2008GL035900.*

Stanelle, T., B. Vogel, H. Vogel, D. Baumer, and C. Kottmeier, 2010: *Feedback between dust particles and atmospheric processes over West Africa in March 2006 and June 2007. Atmos. Chem. Phys., 10, 7553–7599.*

Stephens, G. L., et al., 2002: *The cloudsat mission and the a-train. Bulletin of the American Meteorological Society, 83, 1771–1790.*

Sultan, B. and S. Janicot, 2000: *Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. Geophysical Research Letter, 27, 3353–3356.*

Sultan, B. and S. Janicot, 2003: *TheWest African monsoon dynamics. Part II: The "preonset" and "onset" of the summer monsoon. J. Climate, 16, 3407–3427.*

Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou, 2003: *The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. J. Climate, 16, 3389–3406.*

Sultan, B., S. Janicot, and P. Drobinski, 2007: *Characterization of the diurnal cycle of the West African monsoon around the monsoon onset. J. Climate, 20, 4014–4032.*

Tanaka, T. Y., et al., 2005: *Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia. Atmospheric Environment, 39 (21), 3901–3909.*

Tanré, D., J. F. Geleyn, and J. Slingo, 1984: *First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMMWF low resolution global model, in Aerosols and their Climatic Effects, Vol. 133–177.*

Tanré, D., et al., 2003: *Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). J. Geophys. Res., 108 (D18), 8574, doi: 10.1029/2002JD003273.*

Taylor, C.M., 2008: *Intraseasonal Land-Atmosphere coupling in the West African monsoon. J. Climate, vol. 21, pages 6636–6648.*

Tegen, I., 2003: *Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. Quart. Sci. Rev., 22, 1821–1834, doi: 10.1016/S0277-3791(03)00163-X.*

Tegen, I. and I. Fung, 1994: *Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport and optical thickness. Journal of Geophysical Research, 99, 22 897–22 914.*

Tegen, I., S. P. Harrison, K. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe, and M. Heimann, 2002: *Impact of vegetation and preferential sources areas on global dust aerosol: Results from a model study. J. Geophys. Res., 107, 4576.*

Tegen, I. and A. A. Lacis, 1994: *Parameterization of mineral dust particle sizes and their radiative properties for climate impact studies, Snowbird, Utah. Aerosols and Atmospheric Optics: Radiative Balance and Visual Air Quality, International Specialty Conference, 393–305.*

Tegen, I. and A. A. Lacis, 1996: *Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. J. Geophys. Res., 101, 19 237–19 244.*

Tegen, I. and R. Miller, 1998: *A general circulation model study on the interannual variability of soil dust aerosol. J. Geophys. Res., 103, D20, doi: 10.1029/2008JD010952.*

Thorncroft, C. D. and M. Blackburn, 1999: *Maintenance of the African easterly jet. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 125, 763–786.*

Thorncroft, C. D., N. M. J. Hall, and G. N. Kiladis, 2008: *Threedimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: Genesis. Journal of the Atmospheric Sciences, 65, 3596–3607.*

Thorncroft, C. D. and B. J. Hoskins, 1994a: *An idealized study of African easterly waves. I: A linear view. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120, 953–982.*

Thorncroft, C. D. and B. J. Hoskins, 1994b: *An idealized study of African easterly waves. II: A nonlinear view. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120, 983–1015.*

Thouron, O., J. Brenguier, and P. Dubuisson, 2007: *Groupe de météorologie expérimentale et instrumentale: revision du schéma de transfert radiatif de méso-nh. Tech. Rep. 28, CNRM, MeteoFrance.*

Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter, 2007: *Mineral dust emission from the bodele depression northern chad, during bodex 2005. J. Geophys. Res., 112, D06207, doi: 10.1029/2006JD007170.*

Tomas, R. A. and P. J. Webster, 1997: *The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equatorial convection. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 123 (541), 1445–1482.*

Tomasini, M., J. P. Lafore, C. Piriou, R. Roca, K. Ramage, H. Laurent, C. Morel et S. Senesi, 2006 : *Atlas on a climatology of West African Mesoscale Convective Systems. AMMA EU projet Deliverable, vol. Du2.1.3.a.*

Tompkins, A. M., 2001: *Organization of tropical convection in low vertical wind shear: the role of cold pools. Journal of the Atmospheric Sciences, 58, 1650–1672.*

Tompkins, A. M., C. Cardinali, J.-J. Morcrette, and M. Rodwell, 2005: *Influence of aerosol climatology on forecasts of the African easterly jet. Geophysical Research Letter, 32 (10).*

Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason, 1998: *Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. J. Geophys. Res., 103, 17,099–17,110.*

Torres, O., Bhartia, P. K., Herman, J. R., Sinyuk, A., Ginoux, P., et Holben, B. N., 2002: *A long term record of aerosol optical depth from toms observations and comparaison to aeronet measurements. Journal of the Atmospheric Sciences, 59, 398-413.*

Tost, H., P. Jockel, A. Kerkweg, R. Sander, and J. Lelieveld, 2006: *Technical note: A new comprehensive scavenging submodel for global atmospheric chemistry modelling. Atmos. Chem. Phys., 6, 565–574.*

Trenberth, K. E. et L. Smith, 2009: *The three dimensional structure of the atmospheric energy budget: methodology and evaluation. Clim. Dyn., vol. 32, pages 1065–1079.*

Trenberth, K. E., 1991: *Climate diagnostics from global analyses: conservation of mass in ECMWF analyses. J. Climate, vol. 4, pages 707–722.*

Trigo, I. F., G. R. Bigg, and T. D. Davies, 2002: *Climatology of cyclogenesis mechanisms in the mediterranean. Mon. Wea. Rev.*

Trochkine, D., et al., 2003: *Mineral aerosol particles collected in dunhuang, china, and their comparison with chemically modified particles collected over japan. Journal of Geophysical Research, 108, 8642.*

Tulet, P., K. Crahan-Kaku, M. Leriche, B. Aouizerats, and S. Crumeyrolle, 2010: *Mixing of dust aerosols into mesoscale convective system: Generation, filtering and possible feebacks on ice anvils. Atmospheric Research, 96, 302–314, doi: 10.1016/j.atmosres.2009.09.011.*

Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure, and R. Rosset, 2005: *Orilam, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: On-line coupling into the meso-nh-c model and validation on the escompte campaign. Journal of Geophysical Research, 110, doi: 10.1029/2004JD005716.*

Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone, 2008: *The 7–13 Marh 2006 dust storm over West Africa: generation, transport and vertical stratification. Journal of Geophysical Research, 113, D00C08, doi: 10.1029/2008JD009871.*

Twomey, S., 1977: *The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. Journal of the Atmospheric Sciences, 34, 1149–1152.*

Vaughan, M. A., 2004: *Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products. Proceedings of SPIE, 16–30.*

Vilard, A., P. de Felice, and J. Oubuih, 1997: *Comparison of the African and 6–9 day wave-like disturbance patterns over West Africa and the tropical Atlantic during summer 1985. Meteorol. Atmos. Phys., 62, 91–99.*

Vizy, E. K. and K. H. Cook, 2009: *A mechanism for African monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. J. Geophys. Res., 114, D01104, doi: 10.1029/2008JD010654.*

Vogel, B., H. Vogel, D. BÃumer, M. Bangert, K. Lundgren, R. Rinke, and T. Stanelle, 2009: *The comprehensive model system COSMOART â radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale. Atmos. Chem. Phys., 9 (22), 8661–8680.*

Vukmirovic, Z., M. Unkasevic, L. Lazic, I. Tosic, S. Rajsic, and M. Tasic, 2003: *Analysis of the Saharan dust regional transport. Meteorology and Atmospheric Physics, 85 (4), 265–273.*

Walliser, D. E. and R. C. J. Somerville, 1994: *Preferred latitudes of the intertropical convergence zone. J. Atmos. Sci., 51, 1619–1639.*

Wang W., Evan A. T., Flamant C., Lavaysse C., 2015: *Science Advances , American Association for the Advancement of Science (AAAS), 2015, 1 (9), pp.e1500646: On the decadal scale correlation between African dust and Sahel rainfall: The role of Saharan heat low–forced winds.*

Ward, M. N., 1998: *Diagnosis and short-lead prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. J. Climate, 11, 3167–3191.*

Washington, R., M. Todd, N. J. Middleton, and A. S. Goudie, 2003: *Dust-Storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations. Annals of the Association of American Geographers, 93 (2), 297.*

Washington, R., M. C. Todd, S. Engelstaedter, S. Mbainayel, and F. Mitchell, 2006: *Dust and the low-level circulation over the bodele depression, chad: Observations from bodex 2005. J. Geophys. Res., 111, D03201, doi: 10.1029/2005JD006502.*

Webster, P. J., 1987: *The elementary monsoon. Monsoons, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., J. Wiley Co., New York, 3–32.*

Winker, D. M. and B. Hunt, 2007: *First results from caliop. Third Symposium on LIDAR Atmospheric Applications, 87th AMS Annual Meeting, San Antonio, Texas, 15-18 January 2007.*

Winker, D. M., J. Pelon, and M. P. McCornick, 2003: *The calypso mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. SPIE, 1–11.*

Wurzler, S., R. G. Reisin, and Z. Levin, 2000: *Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions. Journal of Geophysical Research, 105(D4), 4501–4512.*

Yin, Y., S. Wurzler, Z. Levin, and T. G. Reisin, 2002: *Interactions of mineral dust particles and clouds: Effects on precipitation and cloud optical properties. Journal of Geophysical Research, 107, 4724, doi: 10.1029/2001JD001544.*

Yoshioka, M., N. Mahowald, J. Dufresne, and C. Luo, 2005: *Simulation of absorbing aerosol indices for African dust. Journal of Geophysical Research, 110.*

Yoshioka, M., N. M. Mahowald, A. J. Conley, W. D. Collins, D. W. Fillmore, C. S. Zender, and D. B. Coleman, 2007: *Impact of desert dust radiative forcing on sahel precipitation: relative importance of dust compare to sea surface temperature variations, vegetation changes and greenhouse gas warming. J. Climate, 20 (1445–1467).*

Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen, 2004: *Quantifying mineral dust mass budgets: Terminology, constraints, and current estimates. Eos Trans. AGU, 85, 509–512.*

Zhang, C., P. Woodworth, and G. Gu, 2006: *The seasonal cycle in the lower troposphere over West Africa from sounding observations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132, 2259–2582, doi: 10.1256/qj.06.23.*
Zheng, X. and E. A. B. Eltahir, 1998: *The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. J. Climate, 11, 2078–2096.*

Zheng, X., E. A. B. Eltahir, and K. A. Emanuel, 1999: *A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and West African rainfall. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 125, 1129–1163.*