

Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest : Observations et modélisation à échelle convective

Cécile Kocha

▶ **To cite this version:**

Cécile Kocha. Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest : Observations et modélisation à échelle convective. Météorologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2011. Français. NNT : . tel-00741943

HAL Id: tel-00741943

https://theses.hal.science/tel-00741943

Submitted on 15 Oct 2012

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec :

Présentée et soutenue par :
Cécile KOCHA

Le mercredi 20 avril 2011

Titre :
INTERACTIONS ENTRE POUSSIERES DESERTIQUES ET CONVECTION PROFONDE EN AFRIQUE DE L'OUEST :
Observation et Modélisation à échelle convective

École doctorale et discipline ou spécialité :
ED SDU2E : Océan, Atmosphère et Surfaces Continentales

Unité de recherche :
CNRM-GAME (URA 1357) CNRS/Météo-France

Directeur(s) de Thèse :

Jean-Philippe LAFORE
Pierre TULET

Rapporteurs :
Cyrille FLAMANT
Jean-Yves GRANPEIX
Sylvie CAUTENET

Autre(s) membre(s) du jury :
Franc ROUX (Président)
Béatrice MARTICORENA (Examinatrice)
Jean-Pierre CHABOUREAU (Examinateur)
Yvonick HURTAUD (Invité)

UNIVERSITE PAUL SABATIER-TOULOUSE III
ED Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace
CNRM (Centre National de Recherche Météorologique)-GAME (Groupe d'Etudes de l'Atmosphère Météorologique)
(CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique)/Météo-France)

THÈSE

pour l'obtension du Doctorat spécialité
« **Météorologie** »

Interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest :

OBSERVATION ET MODÉLISATION À ÉCHELLE CONVECTIVE

Soutenue le 20 Avril 2011 par

CÉCILE KOCHA

Dirigée par :

JEAN-PHILIPPE LAFORE	**GAME**	**(Directeur)**
PIERRE TULET	**LACY**	**(Co-Directeur)**

Jury :

FRANK ROUX	**LA**	**(Président)**
CYRILLE FLAMANT	**LATMOS**	**(Rapporteur)**
JEAN-YVES GRANPEIX	**LMD**	**(Rapporteur)**
SYLVIE CAUTENET	**LAMP**	**(Rapporteur)**
BÉATRICE MARTICORENA	**LISA**	**(Examinateur)**
JEAN-PIERRE CHABOUREAU	**LA**	**(Examinateur)**
YVONICK HURTAUD	**DGA**	**(Invité)**

Donni ye Zirasun de ye,
môgô kele têgê-kala ti see ka lamini

Remerciements

Cette thèse représente ma première rencontre avec la recherche en météorologie. Ce domaine est le sujet de discussion favori des populations puisque tout le monde en a l'expérience et qu'il influence même notre humeur. Ainsi, j'ai beaucoup appris sur cette science grâce aux discussions que j'ai pu avoir, allant d'une simple rencontre à parler de "la pluie et du beau temps", à de longues discussions avec des passionnés et ce, où que ce soit dans le monde, du bar aux conférences, merci a tous.

Je tiens à remercier particulièrement mes directeurs de thèse qui ont eu la brillante idée de mélanger leurs expertises pour élaborer cette thèse. Merci Jean-Philippe Lafore pour ta disponibilité malgré tes obligations de chef d'équipe. Dure à convaincre, tu m'as appris à vérifier toutes les hypothèses, à amener des preuves et à les argumenter. Tu m'as fait partager son engouement pour la découverte et ton émerveillement devant la science, qui ont alimenté ma motivation. Tu m'as aussi appris à communiquer mes travaux en me disant que *"on a 10 doigts et au delà on y comprend plus rien. Et c'est encore mieux quand ça tient sur une seule main."*. Enfin, tu as su être patient lorsque j'en avais besoin du aux aléas de la vie. Merci Pierre Tulet, tu m'as beaucoup guidé techniquement et malgré l'éloignement géographique, tu as su être présent lorsque je doutais. Tout au long de ma thèse, nos discussions sur mes travaux se sont faites avec beaucoup d'opiniâtreté de la part des trois parties et j'ai eu beaucoup de plaisir à débattre avec deux experts dans deux domaines totalement différents pour finalement converger vers une idée.

Merci aussi surtout à mes collègues et amis Amanda *Gougou* et Romain *Cortex* et plus tardivement mais au moment le plus dur, Vaness. Vous étiez là pour les questions qu'on n'ose pas poser, pour les moments de craquage qu'ils soient négatifs ou positifs et même pour les vacances en Afrique. J'ai toute confiance en vous et ais eu beaucoup de chance d'être à vos côtés, merci. Je remercie bien sûr toute l'équipe MOANA, avec qui j'ai énormément échangé que ce soit des idées, des données, des impressions ou encore des états d'âmes. Merci d'avoir adhéré à la mise en place de la pause café qui n'existait pas dans cette petite équipe qui a doublé en 3 ans. Merci Françoise qui a essuyé les plâtres de mon initiation à la météorologie et a su me refiler sa passion, Nicole qui m'a rassuré, Florence la plus débrouillarde des informaticiennes, Jean-Luc pour ton recul, Aaron man et Dominique pour votre aide claire, Philippe pour tes conseils de stagiaire déjà docteur, Laurence, Fleur, Emmanuel, Marielle, Mathieu, Matthieu, Chrystelle, Odile, Mireille, Aude, d'avoir permis une bonne ambiance pour faire fructuer la science. Je remercie aussi l'équipe du GMAP et DP/COMPAS, dont particulièrement Yann, Eric, Véronique et Guillaume. Je remercie l'équipe MNPCA et particulièrement Odile, Suzanne, Laurent et Benjamin pour leurs conseils scientifiques plus orientés aérosols. Je me suis aussi baladée au LA où je tiens à remercier Marc Mallet et Fabien Solmon. Enfin, merci à Adrian Tompkins et toute l'équipe Earth System Physics de l'ICTP qui a apporté un avis plus extérieur sur mes travaux et m'a fait découvrir Trieste.

Merci au Jury d'avoir pris le soin de juger ma thèse et de l'avoir corrigée. Merci bien sûr à Régine qui m'a aidé dans la jungle administrative française, à Eric Brun pour m'avoir accueillie au CNRM et mis à disposition tout le matériel nécessaire à l'élaboration de cette thèse et enfin merci à Hyvonick Hurtaud de la DGA pour son intérêt à cette thèse.

Et, le plus important, sans qui je n'aurais pu avoir le courage de faire cette thèse, qui m'ont toujours soutenue et m'ont rappelé que *"il ne faut pas perdre sa vie à la gagner"* : ma mère, mon père, mon frère, mes grand-parents et mes ami(e)s (Jo, Flo, Philipo, Cédric, Amé, Amandinha, Fab, kcbamf, Ma petite soeur, et tous les autres ...).

Toulouse, le 5 décembre 2011.

Abstract & Résumé

The water resources of Western Africa depend on the African monsoon variability. This variability, which makes forecasting the monsoon difficult, is mainly related to deep convection. Moreover, this region is the main source of desert dust in the world. However, through absorption and diffusion of the solar fluxes, dust modifies the atmospheric radiative budget, the water cycle, and hence the convective development.

The convective scale operational model AROME has been coupled with a dust module. When evaluated with many observations from the AMMA field campaign, the model shown to be able to represent cases of deep convection explicitly and strong dust storms over the period of a month. The coupling with the dust module allows an accounting of the variability of the dust distribution in the atmosphere. It leads to a better representation of the daily extinction of solar radiation and atmospheric temperatures qualitatively and quantitatively.

The analysis of the radiative impact of dust was carried out for an extreme dust storm case (March 2006) and during the establishment of the monsoon (June 2006). In these case studies, on average, desert dust is well mixed within the Saharan boundary layer and then, advected southward above the monsoon flow. Through absorption of solar radiation, dust warms the atmosphere in the upper part of the dust plume and cools below. The impact of dust on potential vorticity is consistent with an increase (decrease) in thermal stability in the lower (upper) part of the dust plume with an increase (decrease) of the potential vorticity. These effects are found in the two case studies. However, their synoptic structures are different and don't have the same consequences.

Under dust storm conditions generated by a cold front (as is the case in March 2006), the dust optical depth is more than 4. It leads to a reduction of $34W/m^2/AOD$ of the visible fluxes and an increase of $25W/m^2/AOD$ of the infra-red fluxes at the surface. Then, the atmosphère is heated by 2˚C. Hence, the vertical gradient of potential vorticity initated by the cold front is amplified by two. The frontogenesis is amplified with an increase in ascent, an increase of cyclonic convergence and accompagnied by an increase in the moisture gradient near the surface. In contrast, within the dust layer, there is an increase in anticyclonic divergence. As a result, winds accelerate by 30% at the surface and inside the African Easterly Jet. Finally, through equilibrium, susidence increases behind the cold front. Thus, for this case, dust has a positive feeback leading to a general intensification of the storm. These effects enhance the predictability of the storm.

On the eve of the monsoon onset, in June 2006, dust breed an optical depth of 1 in average over the month. The destabilization of the atmosphere by the heating inside the dust plume is, that time, accompanied by a general humidification of the atmosphere. Convergence at the Inter-Tropical Convergence Zone is enhanced and there is a northward shift of the core of the intertropical convective zone and of the Subtropical Westerly Jet.This helps the initiation of the monsoon onset. However, the thermal stabilization induced by the cooling in the lower part of the dust plume (-3˚C at the surface), also causes a slowing down of the intensification of the heat low and the associated atmospheric circulations such as the monsoon flow, the Harmattan, the African Easterly Jet and the boundary layer ascent (-20%) over the heat low. So, this penalizes the initiation of the monsoon onset.

In the Saharan and the sub-Saharan regions, the humidity is generally the limiting factor for cloud formation. By moistening and cooling the lower layers, dust leads to a lower condensation level and increases the cloudiness. Identified by powerful density currents, the deep convection seems weakened in the evening at the benefit of the shallow convection. However, deep convection seems more active at night over orographic zones like the Aïr and the Hoggar. By modifing the convective activity, dust changes the cloud cover which can potentially lead to stronger radiative impacts than the direct effect of dust.

This thesis suggests that accounting for the coupling between the dust and the atmosphere may improve the forecast skill in West Africa.

Résumé : Les ressources en eau de l'Afrique de l'ouest dépendent de la variabilité de la mousson Africaine. Cette variabilité, rendant difficile la prévision de la mousson, est principalement reliée à la convection profonde. De plus, cette région est la première source de poussières désertiques au monde. Or par absorption et diffusion du flux solaire, ces poussières modifient le bilan radiatif atmosphérique, le cycle de l'eau et par conséquent le développement de la convection.

Le modèle opérationnel à échelle convective AROME à été couplé à un module de poussières désertiques. Evalué avec les nombreuses observations de la campagne AMMA, le modèle montre qu'il est capable de représenter correctement les cas de convection profonde de façon explicite et d'intenses tempêtes de poussières sur un mois. 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.

L'analyse de l'impact radiatif des poussières à été réalisée sur un cas extrême de tempête de poussière (mars 2006) et sur la période de mise en place de la mousson (juin 2006). Dans ces cas d'étude, les poussières sont bien mélangées dans la couche limite Saharienne et sont transportées au dessus du flux de mousson vers le sud. Par absorption du rayonnement solaire incident, les poussières réchauffent l'atmosphère dans la partie supérieure du panache et la refroidissent au dessous. L'impact des poussières sur le tourbillon potentiel est alors cohérent avec une augmentation (diminution) de la stabilité thermique dans la partie inférieure (supérieure) du panache de poussières avec une augmentation (diminution) du tourbillon potentiel. Ces effets se retrouvent dans les deux cas d'étude. Toutefois leurs structures synoptiques sont différentes ces mêmes effets n'entrainent pas les même conséquences.

Dans des conditions de tempête générée par un front froid, comme celle de mars 2006, l'épaisseur optique des poussières dépasse 4 et entraine une réduction $34W/m^2/AOD$ du rayonnement visible et une augmentation de $25W/m^2/AOD$ du rayonnement infra-rouge à la surface résultant en un chauffage de 2˚C de l'atmosphère. En conséquence, le gradient vertical de vorticité potentiel initié par le front froid est amplifié par deux. La frontogénèse est amplifiée avec une augmentation des ascendances et une augmentation de la convergence cyclonique accompagnée d'une augmentation du gradient d'humidité prés de la surface. Tandis qu'au sein de la couche de poussières, on assiste à une augmentation de la divergence anticyclonique. Les vents accélèrent alors de 30% en surface et dans le jet d'Est Africain entrainant une rétroaction positive sur le soulèvement des poussières et favorisant leur transport à grande échelle. Enfin, par équilibre, la subsidence est amplifiée à l'arrière du front. Les poussières entraînent donc ici une intensification générale de la tempête. Ces effets améliorent la prévisibilité de la tempête.

A la veille du saut de mousson, en juin 2006, les poussières engendrent une épaisseur optique de 1 en moyenne sur le mois. La déstabilisation de l'atmosphère par le chauffage au coeur du panache de poussières est cette fois accompagnée d'une humidification générale de l'atmosphère. La convergence au niveau du front intertropical est amplifiée et on assiste à un déplacement vers le nord du coeur de la zone de convection inter-tropicale et du coeur du jet d'Ouest subtropical. Ceci est favorable au saut de mousson. Cependant, la stabilisation thermique induite par le refroidissement dans la partie inférieure de la couche de poussière (-3˚C à la surface), entraine aussi un ralentissement de l'intensification de la dépression thermique et des circulations atmosphériques associées comme le flux de mousson, le flux d'Harmattan, le jet d'Est Africain et les ascendances de basses couches (-20%) au niveau de la dépression thermique. Or ceci est défavorable au saut de mousson.

Dans les régions Sahariennes et Subsahariennes, l'humidité est généralement le facteur limitant la formation de nuages. En humidifiant et en refroidissant les basses couches, les poussières abaissent le niveau de condensation et entraînent une augmentation de la nébulosité. Identifiée par de puissants courants de densité, la convection profonde semble affaiblie en soirée au profit de la convection peu profonde nuageuse. Toutefois la convection profonde semble plus active la nuit sur les zones orographiques de l'Aïr et du Hoggar. Par modification de la convection, les poussières changent la couverture nuageuse dont les impacts radiatifs sont plus forts que l'effet direct des poussières.

La prise en compte des effets semi-directs des poussières sont donc essentiels pour la prévision en Afrique de l'Ouest.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS **v**

ABSTRACT ET RÉSUMÉ **vii**

TABLE DES MATIÈRES **ix**

INTRODUCTION **1**

1 LA MOUSSON, LA CONVECTION PROFONDE ET LES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES EN AFRIQUE DE L'OUEST **5**
- 1.1 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST . . . 7
- 1.2 LA CONVECTION PROFONDE EN AFRIQUE DE L'OUEST : . . . 18
- 1.3 LES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES . . . 22
- 1.4 INTERACTIONS ENTRE MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET POUSSIÈRES DÉSERTIQUES . . . 34
- CONCLUSION . . . 44

2 STRATÉGIE ET OPTIMISATION DES OUTILS **45**
- 2.1 STRATÉGIE . . . 47
- 2.2 OBSERVATIONS . . . 50
- 2.3 MODÉLISATION . . . 56
- 2.4 CONFIGURATION DES EXPÉRIENCES . . . 75
- CONCLUSION . . . 81

3 TEMPÊTE DE POUSSIÈRES DÉSERTIQUES **83**
- 3.1 SIMULATION À HAUTE RÉSOLUTION D'UNE INTENSE TEMPÊTE DE POUSSIÈRES EN AFRIQUE DE L'OUEST : . . . 85
- 3.2 ARTICLE : HIGH-RESOLUTION SIMULATION OF A MAJOR WEST AFRICAN DUST-STORM : COMPARISON WITH OBSERVATIONS AND INVESTIGATION OF DUST IMPACT . . 87

4 INTERACTION ENTRE POUSSIÈRES DÉSERTIQUES ET CONVECTION PENDANT LA MISE EN PLACE DE LA MOUSSON **105**
- 4.1 CIRCULATION GÉNÉRALE ET PARTICULARITÉS DU MOIS DE JUIN 2006 : . . . 107
- 4.2 CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES ET ÉVALUATION DE LA SIMULATION DE RÉFÉRENCE 121
- 4.3 EFFETS SEMI-DIRECTS DES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES EN JUIN 2006 : . . . 129
- CONCLUSION . . . 154

CONCLUSION & PERSPECTIVES **157**

A ANNEXES **163**
- A.1 SENSIBILITÉ À LA DIFFUSION NUMÉRIQUE HORIZONTALE . . . 165
- A.2 CAPACITÉ À REPRÉSENTER LES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES : CAS D'ÉTUDE DU 1ER AU 30 JUIN 2006 . . . 166
- A.3 CYCLE DIURNE ET EFFETS DES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES SUR LE CYCLE DIURNE : . . 170

BIBLIOGRAPHIE **179**

Introduction

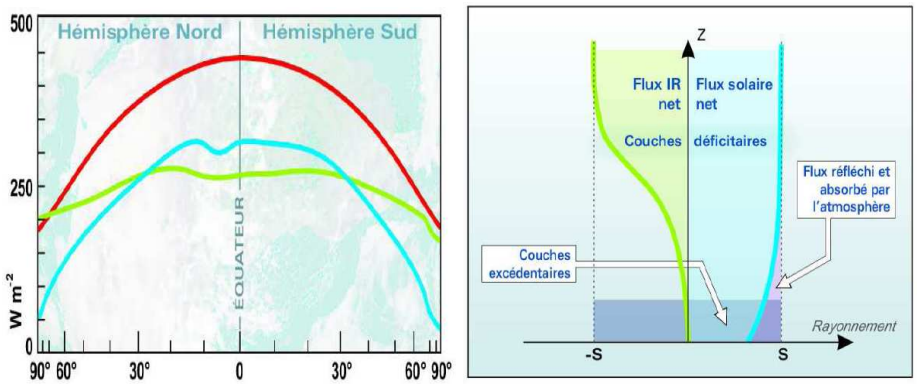
Le Sahara est une région dont le nom d'origine arabe *« As-Sahara »* signifie désert ou steppe. C'est le plus vaste désert chaud du monde. C'est un des endrois les plus hostiles sur Terre et la vie ne s'y aventure que très peu. Seules certaines tribus Touaregs y vivent en disant que *« le Sahara est un puits dont le chameau est la corde »*. On dit aussi qu'il y règne Djinn, l'esprit malin du sable. En effet, l'Afrique de l'Ouest ne manque pas de phénomènes violents capables de causer des tempêtes de poussières. Parmi ces phénomènes, les plus spectaculaires sont les Habbobs (en arabe). Ce sont des rafales de vent chargé de poussières, qui précèdent des orages et lignes de grains des plus violents sur Terre. Ils peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres et se déplacer sur des milliers de kilomètres. Il existe aussi un vent chaud appelé Harmattan (en français), Qibli, Ghibli, Xlokk ou encore Semoum (en arabe), Jugo (en slave), la Calima (aux canaries), Leveche (en espagnol), ... Tous les pays autour du Sahara sont touchés par ce vent meurtrier particulièrement violent (>100km/h), chargé de poussières et porteur de maladies.

Mais pourquoi s'intéresser aux interactions entre poussières désertiques et convection profonde en Afrique de l'Ouest ?

Contexte général :

L'atmosphère n'est pas un mélange homogène et isotrope. De grands déséquilibres sont perceptibles. L'énergie solaire reçue sur Terre est deux fois plus importante à l'équateur qu'aux pôles (Fig 1a, rouge). Une partie de cette énergie ($\sim$30%) est directement réfléchie vers l'espace alors que le reste est absorbé par la Terre (Fig 1a, bleue) pour être ensuite ré-émise par la Terre vers l'espace (Fig 1a, vert). Ainsi, les régions équatoriales sont excédentaires en énergie alors que les régions polaires en sont déficitaires.
Comment cette énergie est-elle redistribuée dans l'atmosphère ? De manière générale l'excédent d'énergie des régions équatoriales est advecté vers les pôles par l'atmosphère et par les océans. Par ailleurs, l'atmosphère est aussi en déséquilibre sur la verticale. En effet, l'atmosphère est quasi transparente au rayonnement solaire reçu sauf dans les basses couches où il est absorbé (Fig 1b, bleu) et entraîne un chauffage des basses couches. Par contre, le flux tellurique et latent émis par l'atmosphère est maximal à son sommet (Fig 1b, vert), entraînant un refroidissement des couches supérieures. Ainsi, l'atmosphère est excédentaire en énergie dans les basses couches et déficitaire en altitude. Cet excédant d'énergie est alors transporté en altitude par d'autres mécanismes comme la convection et utilisé majoritairement pour l'évaporation. **Les tropiques jouent donc un rôle pour initier et maintenir la circulation atmosphérique générale.**

Quelles conséquences ont les aérosols sur l'équilibre atmosphérique de la planète ? Bien qu'elles soient de taille micronique, **les trois milliards de tonnes** (Duce 1995, Ramaswamy et al. 2001) **de particules injectés dans l'atmosphère chaque année jouent un rôle important sur le bilan énergétique, le cycle de l'eau et l'équilibre dynamique de l'atmosphère** (Smith 1986b, Claquin et al. 1998, Sokolik and Toon 1999a, Myhre et al. 2003, Highwood et al. 2003, Haywood et al. 2003a, Tanré et al. 2003, Grini et al. 2006, Milton et al. 2008, Slingo et al. 2008, Cavazos et al. 2009, Mallet et al. 2009). Ils absorbent et diffusent les rayonnements solaires et telluriques, entraînent une modification du taux d'échauffement atmosphérique et peuvent servir de noyaux de condensation. Ils constituent ainsi un des agents cruciaux du changement climatique (Ramaswamy et al. 2001, Forster et al. 2007). L'impact des aérosols sur l'atmosphère dépend de leurs propriétés physico-chimique (Kaufman et al. 2005), de leur concentration, de leur distribution spatiale et temporelle (Todd et al. 2007), et de l'albédo du sol. Or ces paramètres présentent une forte variabilité et étant faiblement documentés, les aérosols sont une des plus grandes sources d'incertitude des projections des changements climatiques passés et futurs et de leur interprétation (Ramaswamy et al. 2001, Forster et al. 2007). Parmi ces aérosols émis dans l'atmosphère, 70% à 90% de la



(a) (b)

FIG. 1 – *(a) Bilan radiatif de la Terre. La courbe rouge représente le rayonnement solaire moyen reçu au sommet de l'atmosphère par cercle de latitude, la courbe bleue montre la partie de ce rayonnement qui est absorbée et la courbe verte représente le rayonnement infrarouge moyen émis vers l'espace. D'après Malardel (2005), Gill (1982). (b) Schéma du bilan radiatif moyen sur la verticale. La courbe bleue représente le flux net (compté positivement vers le bas) de rayonnement solaire en fonction de l'altitude. La courbe verte représente le flux radiatif net émis vers l'espace en fonction de l'altitude. D'après Malardel (2005), James (1994).*

concentration en nombre et 6% de la concentration en masse sont d'origine anthropique (Delmas et al. 1995).

Contexte ouest africain :

L'Afrique de l'Ouest est une source majeure de chaleur sur Terre, jouant un rôle déterminant sur le cycle saisonnier de l'eau des Tropiques et des latitudes moyennes. La mousson africaine est un des facteurs climatiques dominant en Afrique de l'Ouest. Celle-ci montre des interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère qui semblent contrôler sa dynamique et le cycle de vie des systèmes pluviométriques.

D'autre part, **l'Afrique de l'Ouest constitue la première source de poussières désertiques au monde** (Prospero et al. 2002). Or ce type d'aérosol représente 37% (Ramanathan et al. 2001) à 50% (Andreae and Crutzen 1997) des aérosols d'origine naturelles. Leurs propriétés physico-chimiques les rendent particulièrement absorbants dans le spectre visible et en font de mauvais noyaux de condensation. L'extinction solaire due à ces poussières désertiques est donc considérable (Fig 2) et leur longue durée de vie leur permet d'atteindre pratiquement toutes les régions du globe.

L'Afrique de l'Ouest constitue ainsi un système des plus appropriés pour étudier les interactions entre les poussières désertiques et l'atmosphère via leurs impacts radiatifs.

Contexte socio-économique :

La moitié de la population mondiale vit sous l'influence des moussons. Or ces dernières 50 années (de la fin des années 60s au milieu des années 90s) l'Afrique de l'Ouest subit une période de sécheresse pratiquement continue du Sahel au Golfe de Guinée (Lebel et al. 2003) (Fig 3a) marquant le plus grand déficit régional de pluie au monde (Fig 3b). Elle a entraîné une diminution de la moitié du cheptel, la disparition de certaines cultures et de fortes famines au Sahel. 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). **L'amélioration de la prévision saisonnière du système de mousson est donc déterminante pour la santé des populations et leur alimentation.**

Les ressources en eau de l'Afrique sub-Saharienne dépendent de la variabilité de la mousson Africaine. Cette variabilité, rendant la prévision de la mousson difficile, est principalement due à la convection. Or les poussières désertiques interagissent fortement avec ces systèmes convectifs. Ces dernières années

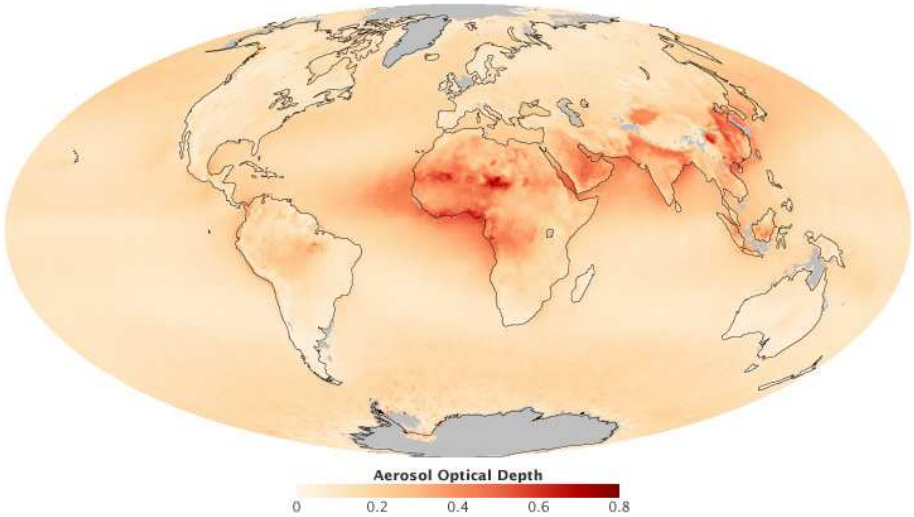
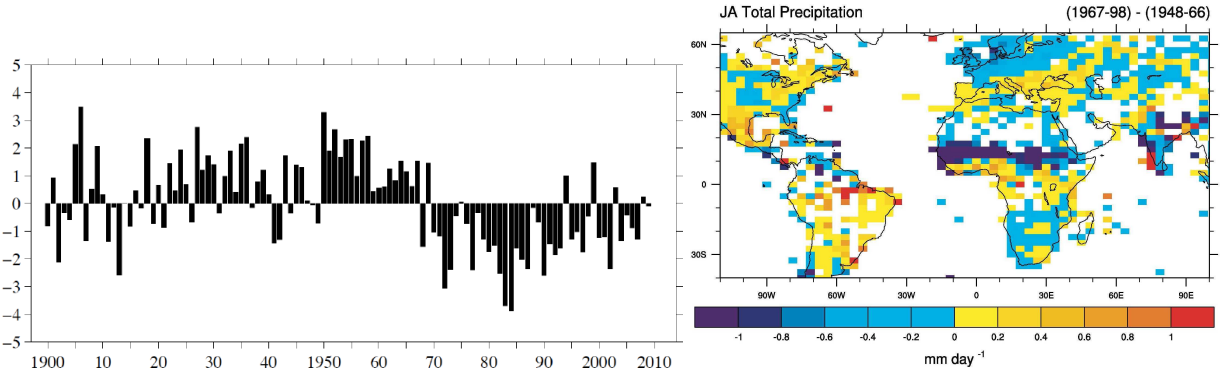


FIG. 2 – *Epaisseur optique des aérosols en moyenne de juin 2000 à mai 2010 mesuré par MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer). D'après Robert Simmon.*



(a) (b)

FIG. 3 – *(a) Série temporelle des anomalies de précipitation sur le Sahel (moyenne [10˚N ;20˚N], [20˚O ;10˚E]) de 1900 à 2009 (en cm/mois). Les anomalies ont été calculées par rapport à la moyenne sur la période 1900-2009. D'apres la NOAA/ESRL/PSD. (b) Ecart des précipitations entre 1948-66 et 1967-98. D'après Hulme and Tosdevin (1989).*

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).
Or en Afrique de l'ouest, une grande partie de la mortalité infantile est due à des maladies respiratoires. En effet par rapport aux seuils retenus par différentes réglementations environnementales[1], 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) et les événements de poussières désertiques 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).
La prévision des apports de poussières désertiques et la compréhension de leurs interactions avec l'atmosphère est donc devenue un enjeu important pour la santé des populations.

Enfin, en terme d'évolution climatique des précipitations, l'Afrique de l'Ouest est la région du monde qui montre le plus d'incertitudes avec la moitié des modèles de prévision numériques globaux qui projettent une diminution des pluies et l'autre moitié une augmentation (Christensen et al. 2007). **Dans un contexte de réchauffement climatique, dans une région où des sécheresses sont dévastatrices pour les populations, cette dernière incertitude sur l'évolution des précipitations en Afrique de l'Ouest met en évidence la nécessité d'améliorer la modélisation de la mousson africaine.**

[1] dictées par des directives européennes et par l'agence de protection environnementale américaine (US-EPA)

Problèmes à traiter :

Dans ce contexte, cette thèse s'intéresse aux interactions entre poussières désertiques et la mousson d'Afrique de l'Ouest via leurs impacts radiatifs et tente d'amener des éléments de réponse aux questions suivantes :

- Sommes nous capables de modéliser et de prévoir la convection profonde en Afrique de l'Ouest ?
- Sommes nous capables de modéliser et de prévoir les tempêtes de poussières désertiques ?
- Quels sont les impacts radiatifs des poussières désertiques ?
- Quelles sont les conséquences thermodynamiques de ces impacts radiatifs ?
- Quelles sont leurs conséquences sur la convection profonde ?
- Quelles sont leurs conséquences sur le cycle diurne ?

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

- **Chapitre 1 :** Présentation d'une revue de l'état de l'art concernant la structure énergétique de la mousson Africaine, point sur lequel les poussières désertiques jouent un rôle important. Sont décrites les caractéristiques particulières de la convection profonde dans les Tropiques, les caractéristiques intrinsèques des poussières désertiques et les conditions de leur présence en Afrique de l'Ouest. Enfin ce chapitre s'achève sur une discussion des études récentes concernant les interactions entre les poussières désertiques et l'atmosphère.

- **Chapitre 2 :** Ce chapitre expose la stratégie choisie pour tenter de répondre aux questions que cette thèse veut éclairer en fonction des outils disponibles aussi bien en moyens d'observation que de modélisation. Les capacités et limitations de chaque outils sont testées, les améliorations possibles sont effectuées et les limitations sont discutées afin de poser des hypothèses permettant d'avancer tout en relativisant le raisonnement et l'interprétation des résultats.

- **Chapitre 3 :** Une fois l'état de l'art et les bases techniques posés, une étude du cas de la tempête de sable, ayant eu lieu du 07 au 14 mars 2006, est menée dans le but de comprendre et de quantifier l'impact radiatif des poussières désertiques et leurs conséquences thermodynamiques. Les conditions de cette étude sont choisies extrêmes en quantité de poussières désertiques afin d'obtenir un signal clair de leur impact radiatif et dans une atmosphère assez sèche afin d'éviter toute autre interaction que radiative entre les poussières désertiques et l'atmosphère. Les résultats obtenus permettent d'estimer la prévisibilité de la visibilité à une semaine et de quantifier l'impact radiatif des poussières désertiques sur l'atmosphère dans un cas certes presque idéal mais qui reste particulier.

- **Chapitre 4 :** Ce dernier chapitre aborde une analyse qui se veut plus statistique et plus complexe qu'une étude de cas, sur tout le mois de juin 2006. Toujours dans un esprit de clarté du signal, cette période est choisie pour la quantité particulièrement forte de poussières désertiques mise en jeu et permet une quantification de l'impact radiatif des poussières désertiques. Cette période est humide et permet aussi d'aborder les interactions et rétroactions des poussières désertiques avec la convection profonde et son cycle diurne de manière statistique. Enfin, c'est une période charnière dans la mise en place de la mousson rendant cruciale l'amélioration de sa prévisibilité.

Cette thèse conclue par une revue et une discussion des principaux résultats pour finalement faire émerger de nouvelles problématiques.

1 La mousson, la convection profonde et les poussières désertiques en Afrique de l'Ouest

SOMMAIRE

1.1 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST 7
1.1.1 Principaux acteurs : 8
1.1.2 Cycle saisonnier : 11
1.2 LA CONVECTION PROFONDE EN AFRIQUE DE L'OUEST : 18
1.2.1 Particularités : 18
1.2.2 Facteurs influant : 20
1.3 LES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES 22
1.3.1 Sources : 22
1.3.2 Mécanismes de soulèvement : 23
1.3.3 Transport : 27
1.3.4 Dépôt : 29
1.3.5 Propriétés physico-chimiques : 30
1.4 INTERACTIONS ENTRE MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET POUSSIÈRES DÉSERTIQUES 34
1.4.1 Définition des effets indirects, directs et semi-directs des aérosols 35
1.4.2 Forçage radiatif : 36
1.4.3 Conséquences sur la thermodynamique : 40
CONCLUSION 44

COMPRENDRE les liens qu'il peut y avoir entre poussières désertiques et convection profonde passe par la caractérisation de leur origine, de leur cycle de vie et de leur rôle respectifs. L'Afrique de l'Ouest est un cadre d'étude particulier dont les principales caractéristiques sont décrites dans ce chapitre. Dans cet environnement, les principaux centres d'intérêts sont décrits, à savoir la convection profonde et les poussières désertiques. Enfin, l'état de l'art des interactions entre les poussières désertiques et l'atmosphère est discuté.

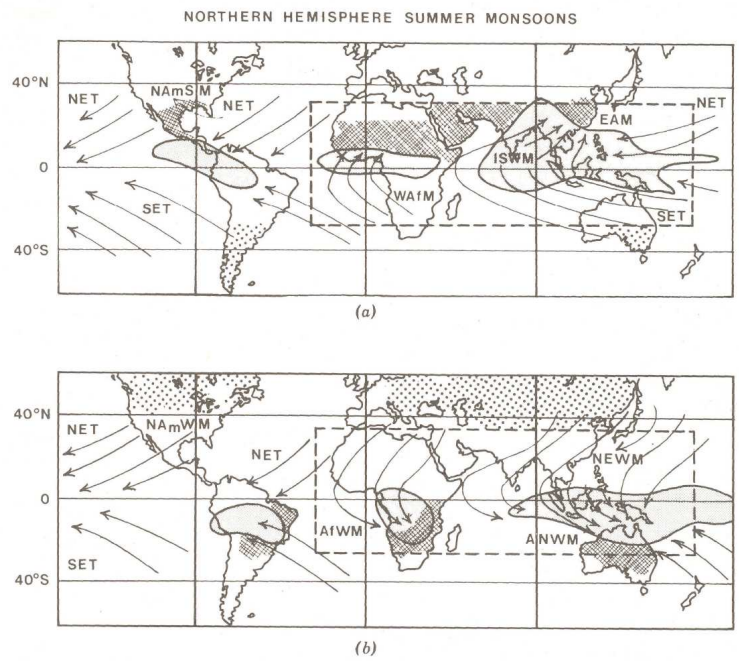
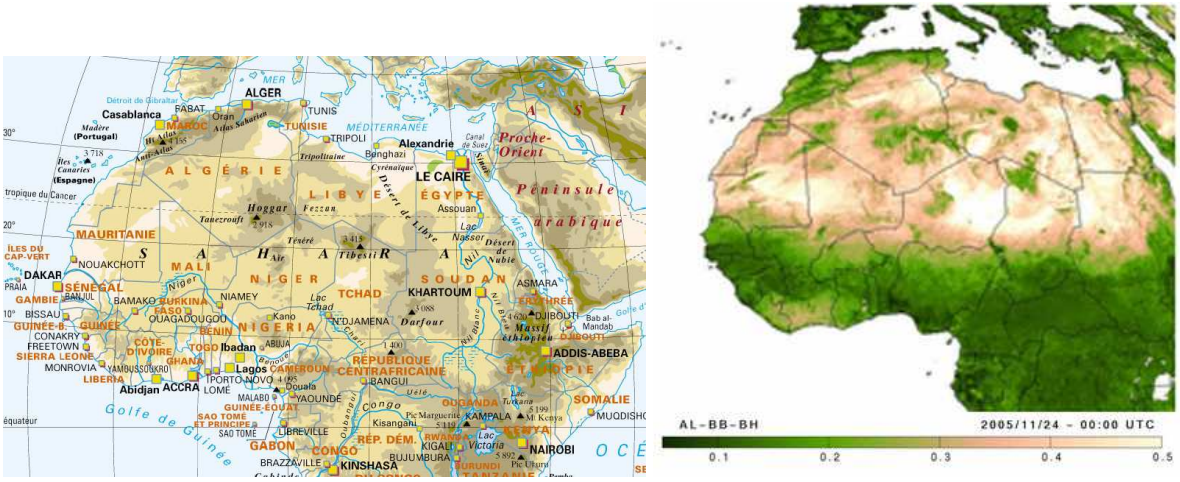


FIG. 1.1 – *Délimitation des régions de mousson pendant (a) l'été boréal et (b) l'hiver boréal. Les principaux vents de surface et les régions de maximum de précipitations sont indiqués par les flèches et les surfaces grisées. Les surfaces hachurées (pointillées) correspondent aux régions continentales avec un maximum (minimum) de température de surface. NET (SET) : NorthEast (SouthEast) Tradewinds. La région de mousson suivant les critères de rotation saisonnière des vents (Ramage 1971) et de l'alternance distincte entre des étés humides et des hivers secs est indiquée par le rectangle en trait tireté et concerne l'ISWM (Indian SouthWest Monsoon) et la WAfM (West African Monsoon). Les régions de brise de mer à échelle continentale sont indiquées en été (a) par EAM (East Asia Monsoon), NAmSM (North American Summer Monsoon) et en hiver (b) par NEWM (NorthEast Winter Monsoon), NWM (Australian NorthWest Monsoon), NAmWM (North American Winter Monsoon), AfWM (African Winter Monsoon). D'après Webster (1987).*

1.1 La mousson d'Afrique de l'Ouest

Les moussons sont causées d'une part par le fait que le maximum d'ensoleillement s'éloigne de l'équateur et d'autre part par le fait que le continent s'échauffe et se rafraîchit plus vite que la mer. Ce phénomène s'explique par la différence de propriétés physiques et notamment par une plus grande conductivité et inertie thermique de la mer par rapport aux continents. En été, l'ensoleillement est maximal sur le continent. Le sol réchauffe l'air au dessus qui tend à s'élever, créant une zone de basse pression locale au niveau du sol. Cela entraîne une circulation atmosphérique de la mer vers la terre à la manière d'une brise de mer à échelle continentale Ainsi, l'air humide au-dessus de l'océan est transporté au-dessus du continent. Cette humidité est alors transformée en précipitations par d'importants mouvements verticaux dans des orages convectifs. Cette circulation peut durer des semaines ou même des mois. Elle ne s'arrête que lorsque la température de surface de la mer devient aussi chaude que la température du continent. En conséquence de quoi, la boucle thermique ne peut plus se former. En hiver, la terre se rafraîchit plus vite que la mer et la circulation est inversée, allant de la terre vers la mer. Le gradient de température étant beaucoup plus faible en hiver qu'en été, la circulation hivernale est très faible et irrégulière.

Le gradient horizontal de température est un des mécanismes de base qui pilote la circulation de mousson (Plumb and Hou 1992). Cependant les effets de la rotation de la terre et les processus convectifs humides doivent être pris en compte pour expliquer la structure et le cycle saisonnier de la mousson. En effet, la mousson se différencie d'une "brise de mer à échelle continentale" par les caractéristiques suivantes :
- les vents de basse couche (>700hPa) sont déviés d'au moins 120° entre janvier et juillet (Ramage 1971) ;
- la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieure à 40% en janvier et juillet (Ramage 1971) ;
- le vent moyen est supérieur à $3m.s^{-1}$ pendant au moins 1 mois (Ramage 1971) ;



(a) (b)

FIG. 1.2 – *(a) Reliefs et (b) albédo mesuré par LandSaf, en l'Afrique de l'Ouest.*

- il y a une alternance entre saison sèche et saison humide ;
- à cause de l'humidité, le maximum d'ascendance n'a pas lieu à l'endroit le plus chaud (Gadgil 2003).
Ainsi, seules quelques zones terrestres (comme l'Inde, l'Afrique, ...) satisfont ces critères et sont pointées sur la Fig 1.1.

Le cas le plus marquant en la matière est celui de l'Afrique subsaharienne. La mousson d'Afrique de l'Ouest est reliée au déplacement semi-annuel de la Zone de convergence intertropicale (ITCZ) et à la différence de réchauffement entre le Sahara et la côte atlantique équatorial dans le golfe de Guinée. La ceinture pluvieuse des côtes africaines s'élargit, sans toutefois s'enfoncer très profondément à l'intérieur du continent, à la différence de ce qui se produit en Inde ou en Chine. En terme de précipitations, la mousson d'Afrique de l'Ouest varie jusqu'à 40% d'une année à l'autre, alors que la mousson indienne fluctue d'à peine 10%. Les régions semi-arides du Sahel et du Soudan voient ainsi une période de pluie très aléatoire seulement sur 3 mois dont dépend la survie de la population.

1.1.1 Principaux acteurs :

L'Afrique de l'Ouest présente une côte parallèle à l'équateur, peu de reliefs élevés (<1000m Fig 1.2a) et un gradient d'albédo essentiellement méridien (Fig 1.2b). Ces caractéristiques de symétrie zonale reflètent un cycle saisonnier de la mousson d'Afrique de l'Ouest essentiellement caractérisé par le mouvement méridien de la ITCZ et de la circulation atmosphérique associée. Cette symétrie zonale permet d'étudier la mousson d'Afrique de l'Ouest dans un plan vertical moyen (2D) méridien simplifiant la compréhension du système (Zheng and Eltahir 1998, Peyrillé et al. 2007, Peyrillé and Lafore 2007). Ainsi une vue moyenne méridienne permet de schématiser plus aisément sa structure et ses acteurs principaux (Fig 1.3) :

- **Flux d'Harmattan :** Les alizés de l'hémisphère nord balayent l'Afrique de l'Ouest du nord-est vers le sud-ouest et prennent alors le nom d'Harmattan. Ce vent chaud et sec est très turbulent dans les basses couches, peut aller jusqu'à 5km d'épaisseur et est très chargé en poussières désertiques.

- **Flux de mousson :** En été, le gradient de température méridien provoque une circulation du sud vers le nord. Les alizés de l'hémisphère sud dépassent alors l'équateur et s'orientent vers le nord-est. Ce vent de basse couche est appelé flux de mousson. Il est relativement plus froid que l'Harmattan, plus chargé en humidité par l'océan et son épaisseur ne dépasse généralement pas 2km.

- **Front Inter Tropical (ITD) :** Lorque le flux d'Harmattan rencontre le flux de mousson, il est moins dense et passe au dessus. La convergence de ces deux flux dans les basses couches s'appelle le Front Inter Tropical (ITD). Il se trouve niveau du minimum de géopotentiel.

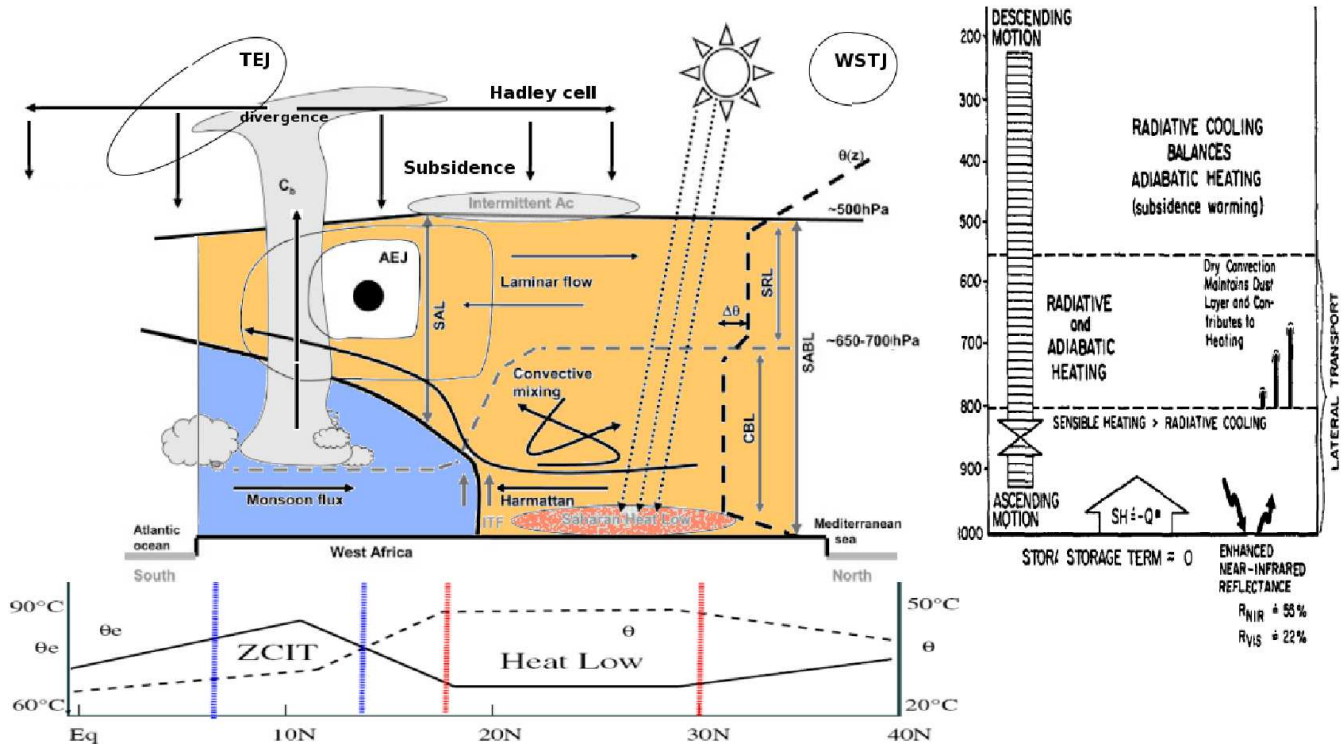


FIG. 1.3 – *Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticlae et les vents zonaux dominants. Sont aussi représentés les processus de mélange de la couche limite convective (CBL, Convective Boundary Layer), située en dessous de la couche résiduelle saharienne (SRL, Saharan Residual Layer). Ces deux couches forment la couche limite saharienne (SABL, Saharan Atmospheric Boundary Layer). La courbe noire en trait tireté épais montre la forme d'un profil typique de la température potentielle observée dans la région de la dépression thermique. La courbe grisée en trait tireté correspond au sommet de la couche limite de la CBL et $\Delta\theta$ est la différence de température potentielle observée à travers la couche stable séparant la CBL et la SRL. La courbe noire en trait plein épais indique les limites de la SABL. Adapté de Messager et al. (2010). Le graphique du bas représentante les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θe) dans la couche limite atmosphérique. Adapté de Peyrillé (2005). A droite, le schéma conceptuel de la structure de la dépression thermique d'Arabie. Le flux de chaleur sensible (SH) ne compense pas forcément le flux radiatif net (-Q*) à des échelles inférieures à la journée. Adapté de Smith (1986b)*

- **Jet d'Est Africain (AEJ) :** La forte baroclinie générée par la différence de température entre le flux de mousson et le flux d'Harmattan renforce les vents d'est avec l'altitude par équilibre du vent thermique (Burpee 1972, Thorncroft and Blackburn 1999). Ce vent d'est est maximum vers 600-700hPa et forme l'AEJ s'étendant de $\sim 30^{\circ}O$ à $30^{\circ}E$. Il est centré au niveau du maximum de baroclinie et suit donc les déplacements saisonniers de l'ITD.

- **Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ) :** La convergence en basse couche du flux de mousson et de l'Harmattan est évacué par ascendance et sous forme de chaleur latente au niveau du maximum de température potentielle équivalente (Sultan and Janicot 2003, Sultan et al. 2007) permettant une convection profonde très active appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale (ITCZ).

- **Jet d'Est Tropical (TEJ) :** La divergence créée en altitude associée à la circulation méridienne de Hadley et à la circulation zonale de Walker donne naissance au TEJ à 200hPa qui s'étend du sud de la mer de Chine à la côte ouest de l'Afrique.

- **Jet d'Ouest Sub-Tropical (WSTJ) :** La conservation du moment cinétique des parcelles exportées vers le nord par la branche descendante de la cellule de Hadley locale donne naissance au WSTJ vers 200hPa. En hiver, le WSTJ est aussi influencé par le gradient thermique entre le désert Saharien et les moyennes latitudes.

- **Dépression Saharienne –*Heat-Low*– :** Dans le centre de l'Afrique de l'Ouest, pendant les journées estivales, l'énergie solaire incidente est assez intense pour chauffer le sol. Cet excédent d'énergie est transmis aux basses couches de l'atmosphère essentiellement par flux sensible (Smith 1986a) (puisqu'il n'y a presque pas d'eau dans le sol). Une fois dans les basses couches de l'atmosphère, l'énergie est évacuée par turbulence et ascendance développant une zone de convection sèche intense et créant un minimum de pression, appelé dépression thermique. Ce phénomène est typique des régions désertiques au printemps-été.
La structure verticale de l'atmosphère à ce niveau est divisée en trois couches (Smith 1986a) dont les 2 premières constituent la couche limite atmosphérique Saharienne :
–> *Couche limite Saharienne :* Cette couche est caractérisée en surface par un flux sensible plus important que le refroidissement radiatif. La convection sèche en basse couche réchauffe alors par turbulence une couche limite convective pouvant atteindre ∼4km d'épaisseur (Gamo 1996, Cuesta et al. 2009, Messager et al. 2010). Cette couche est en moyenne ascendante et sa circulation est cyclonique. D'autre part, son cycle diurne est particulièrement fort (Parker et al. 2005). Le principal facteur responsable des variations diurne de la hauteur de couche limite est le bilan radiatif atmosphérique. Pendant la journée l'insolation entraîne le développement d'une couche limite convective plutôt turbulente. Pendant la nuit le refroidissement de la surface entraîne le développement d'une couche limite nocturne stratifiée avec au dessus la formation d'une couche résiduelle neutre (Stull 1988).
–> *Couche résiduelle Saharienne :*Cette couche se trouve juste au dessus de la couche limite Saharienne et peut aller jusqu'à ∼6km (∼500hPa) (Gamo 1996). Elle est caractérisée par un chauffage adiabatique et radiatif. Cette couche est bien mélangée, quasi neutre et à une dynamique plutôt laminaire (Flamant et al. 2007, Cuesta et al. 2008; 2009, Messager et al. 2010). Elle est isolée et persistante (elle ne subit que très peu le cycle diurne de la couche limite convective). Enfin, cette couche est caractérisée par une forte concentration en poussières désertiques qui jouent un rôle important sur la thermodynamique locale via leur impact radiatif.
–> *Couche subsidente :* Au dessus de ∼500hPa l'atmosphère est caractérisée par un chauffage adiabatique compensant le refroidissement radiatif. La circulation atmosphérique est dominée par la subsidence anticyclonique de grande échelle de la cellule de Hadley locale (Smith 1986b, Gamo 1996) qui renforce la divergence, assèche, réchauffe (adiabatiquement), stabilise la haute troposphère et empêche donc la formation de convection nuageuse.

Ces acteurs décrivent de façon générale la structure de la mousson. Seulement ces acteurs interagissent entre eux et ne sont pas fixés dans le temps. La section suivante s'attache donc à décrire leur évolution saisonnière et diurne.

1.1.2 Cycle saisonnier :

Période de chauffage sec (début janvier à fin mars) :

En hiver, l'ensoleillement est au plus faible et centré au dessus de l'équateur (Flux solaire incident < $200W.m^{-2}$ en janvier dans les observations Fig 1.4a et les simulations Fig 1.5a). Or à cette époque l'albédo est très fort (> 0,3 à Agoufou Fig 1.4b) entraînant une faible absorption du rayonnement incident par la surface ($\sim 250W.m^{-2}$, Fig 1.5b). Ces deux facteurs contribuent à un rayonnement net minimal dans l'année (< $20W.m^{-2}$ en janvier à Agoufou, Fig 1.4c) entraînant des températures de surface très basses sur l'Afrique de l'Ouest (< 25°C à 2m observé en janvier à Agoufou, Fig 1.6a et < 16°C au nord de 15°N Fig 1.5c). En revanche, dans le golfe de Guinée la température est très forte pendant l'hiver (>28°C à partir de février Fig 1.5c, au sud de 5°N délimitant la côte). Le gradient de température méridien entre l'océan et le continent est donc très faible n'induisant pas de circulation méridienne du sud vers le nord mais favorisant plutôt une circulation du nord vers le sud (Fig 1.7a, flèches).

Le faible gradient de pression entre le continent et l'océan n'entraîne pas de déviation des alizés qui convergent juste au dessus de l'équateur (Fig 1.7a, dépression thermique en couleur et ITD en ligne pointillé noire).

Les alizés de nord ne sont pas stoppés par le flux de mousson et descendent jusqu'à la côte sud de l'Afrique de l'Ouest. Ainsi, le flux d'Harmattan est au plus fort en hiver atteignant $6m.s^{-1}$ en moyenne (Fig 1.9a). Localement, il dépasse fréquemment les $10m.s^{-1}$ (Fig 1.7a). Or cette vitesse correspond généralement à la valeur seuil nécessaire soulèvement d'aérosols. En hiver, ce phénomène soulève ainsi de grandes quantités d'aérosols et entretient une épaisseur optique de 1 en moyenne (Fig 1.5d).

Sur l'océan, la présence de l'ITD combinée à des températures chaudes de la surface de la mer entraînent de fortes ascendances et beaucoup de chaleur latente favorisant la position de l'ITCZ au niveau de l'équateur qui entraînent des précipitations de l'ordre de $4mm.jour^{-1}$ en moyenne Fig 1.5e).

Etant donné la faiblesse de la mousson indienne en hiver, celle ci apporte peu d'énergie au TEJ. Celui-ci est donc très faible ($\sim 6m.s^{-1}$) et se situe juste au sud de l'ITCZ (Fig 1.9a, en isolignes).
En hiver, le WSTJ est influencé par le fort gradient thermique entre le désert Saharien et les moyennes latitudes. Il est alors au plus fort ($\sim 40m.s^{-1}$) et centré vers 25°N (Fig 1.9a, en isolignes).
Quant au AEJ, il est centré à la latitude du maximum de baroclinie, au sud de l'ITD, c'est à dire au niveau de la côte en hiver (Fig 1.9a, en isolignes).

Mise en place de la mousson, régime guinéen (début avril à fin juin) :

A partir de mai l'ensoleillement devient de plus en plus fort et se déplace vers le nord (SWin >$300W.m^{-2}$ à Agoufou, Fig 1.4a et Fig 1.5a). Ainsi, l'angle zénithal devient très faible (Fig 1.4a). Ce forçage solaire induit un premier maximum de rayonnement solaire absorbé par la surface vers 14°N (Fig 1.5b). Progressivement la température du sol et des basses couches augmente sur le désert jusqu'à mi-mai (Ramel et al. 2006) (T2m > 35°C Fig 1.6a, Fig 1.5c). Par conséquent l'émission infrarouge de la surface augmente (LWup > $500W.m^{-2}$ Fig 1.4a). Ajouté à cette perte radiative infrarouge, l'albédo du désert est de plus en plus fort (>0.35 début juin Fig 1.4b) induisant une forte réflexion du rayonnement solaire incident (SWup >$100W.m^{-2}$ Fig 1.4a). Au bilan le chauffage des basses couches de l'atmosphère par flux sensible reste cependant plus important que le refroidissement radiatif. L'excédent d'énergie en basse couche est alors évacuée par convection sèche au niveau de la dépression thermique. La dépression thermique s'intensifie et se situe préférentiellement au sud-ouest du Hoggar en juin (Fig 1.7b).

Le gradient de pression induit par le creusement de la dépression thermique saharienne en mai est assez intense et persistant pour entraîner un déplacement vers le nord des circulations atmosphériques. Les jets se déplacent vers le nord (Fig 1.9b). D'autre part l'amplification du gradient thermique méridien entraîne une accélération de l'AEJ qui atteint alors sa valeur maximal climatologique autour de $12m.s^{-1}$. Les alizés du sud accélèrent et renforcent le flux de mousson et l'ITD atteint l'intérieur des terres, passant de 5°N en avril à 15°N en juin (Nicholson and Grist 2003) (Fig 1.1.1b). Cette migration vers le nord peut

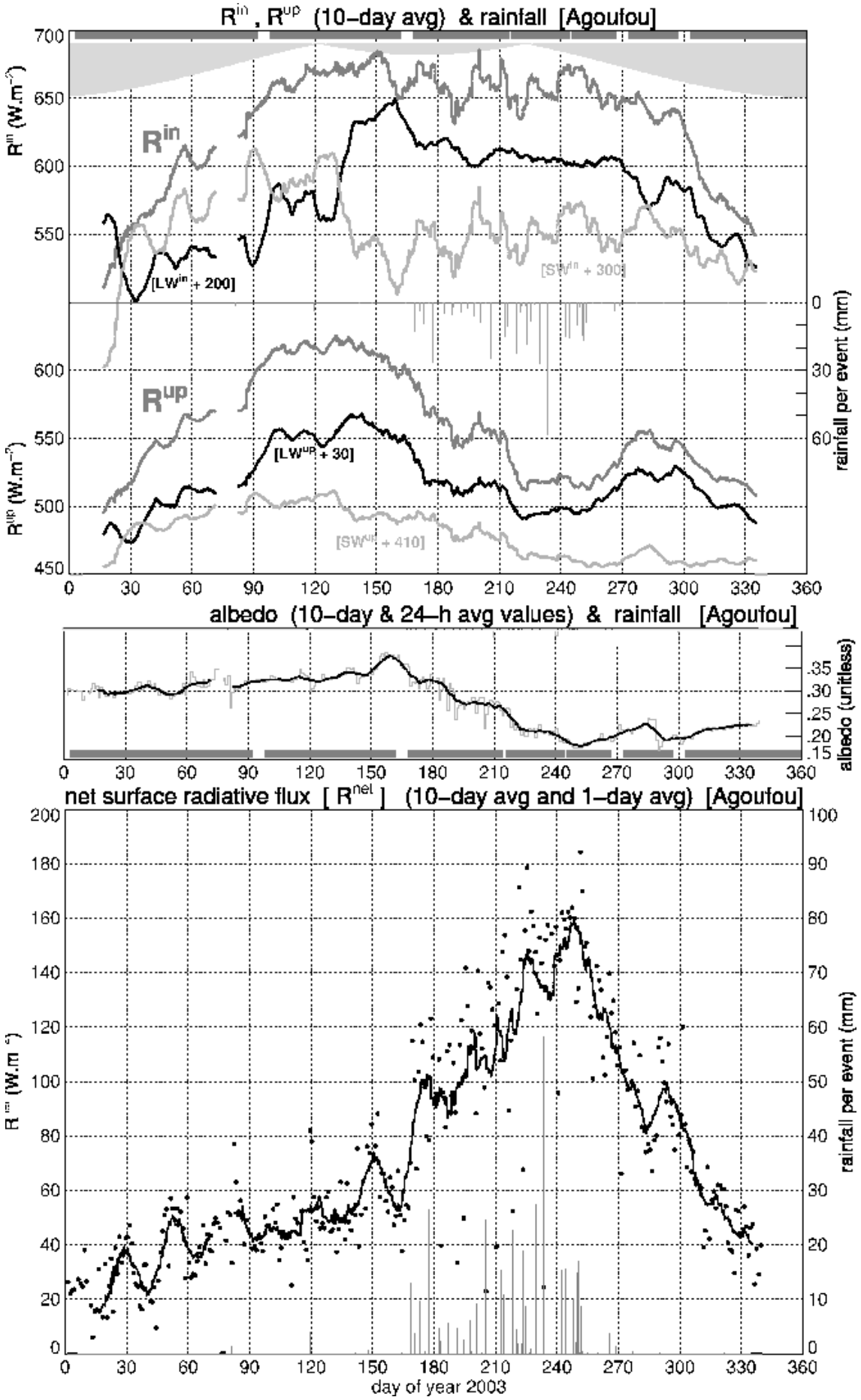


FIG. 1.4 – *Série temporelle : (a) des flux radiatifs incidents (Rin=SWin+LWin) ($W.m^{-2}$, courbes du haut) , des flux radiatifs sortant (Rup=LWup+SWup) ($W.m^{-2}$, courbes du bas), (b) de l'albedo, (c) du flux radiatif net ($W.m^{-2}$) et des précipitations par événements (mm, barres). Les courbes sont en moyenne sur 10 jours et les point sont des moyennes journalières pour l'année 2003 à la surface d'Agoufou [1.5°W ;15.3°N]. D'après Guichard et al. (2008).*

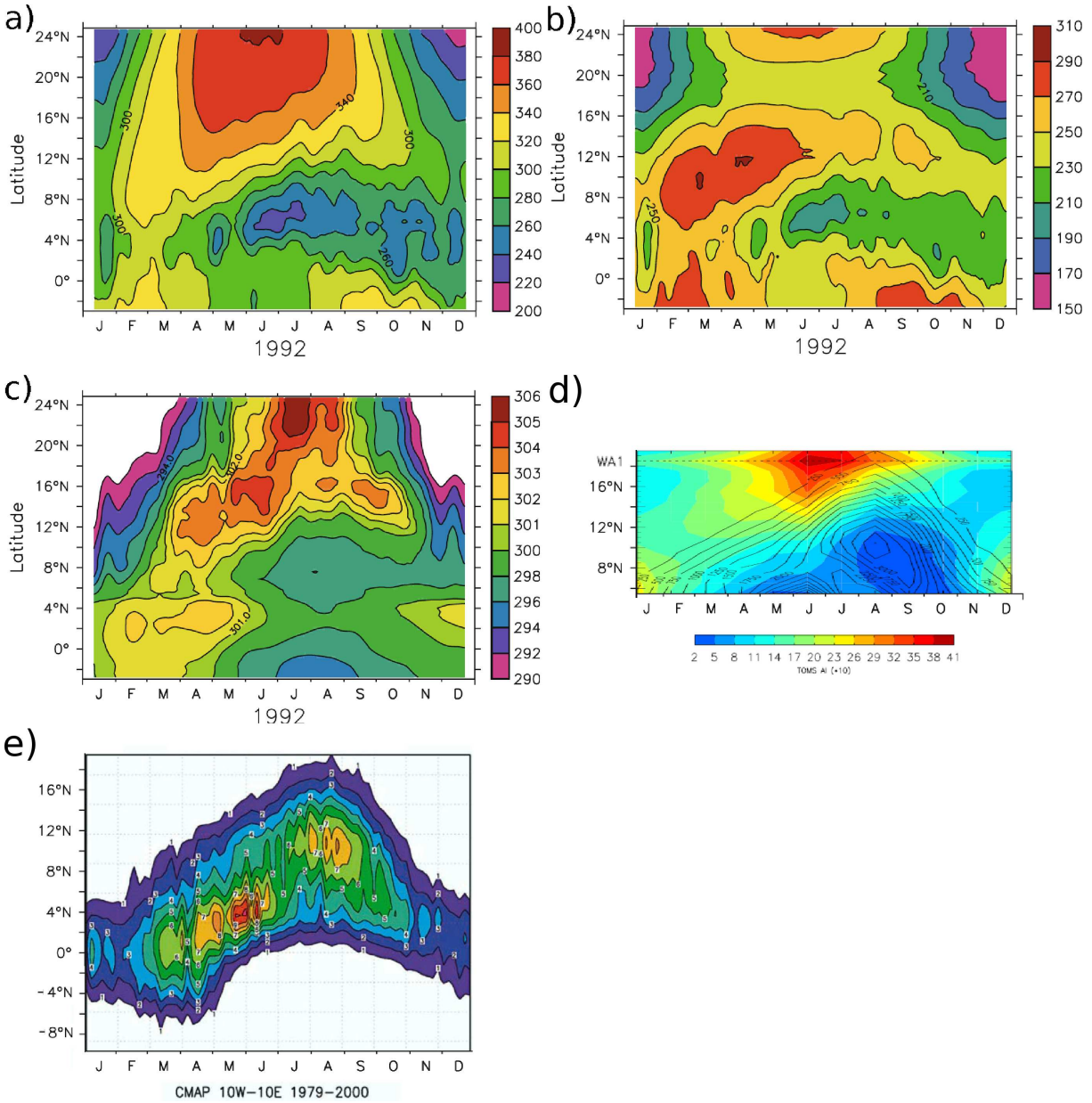


FIG. 1.5 – *Diagrammes temps-latitude : (a) du flux solaire incident à la surface ($W.m^{-2}$), (b) du flux solaire absorbé par la surface ($W.m^{-2}$), (c) de la température de la surface (K). Les champs sont filtrés sur 10 jours et ont été simulés par un modèle régional pour l'année 1992, d'après Ramel et al. (2006). (d) Diagrammes temps-latitude de l'indice d'aérosol de TOMS estimés sur la période 1982-1990 (x10, couleur), et précipitations dérivées de données à 0.5°/0.5° de 1961 à 1990 ($mm.an^{-1}$, isolignes) d'après (Engelstaedter and Washington 2007). (e) Diagramme temps-latitude du cycle annuel moyen des précipitations (mm) des données CMAP moyennées entre 10°W et 10°E pour la période 1979-2000, d'après S. Louvet*

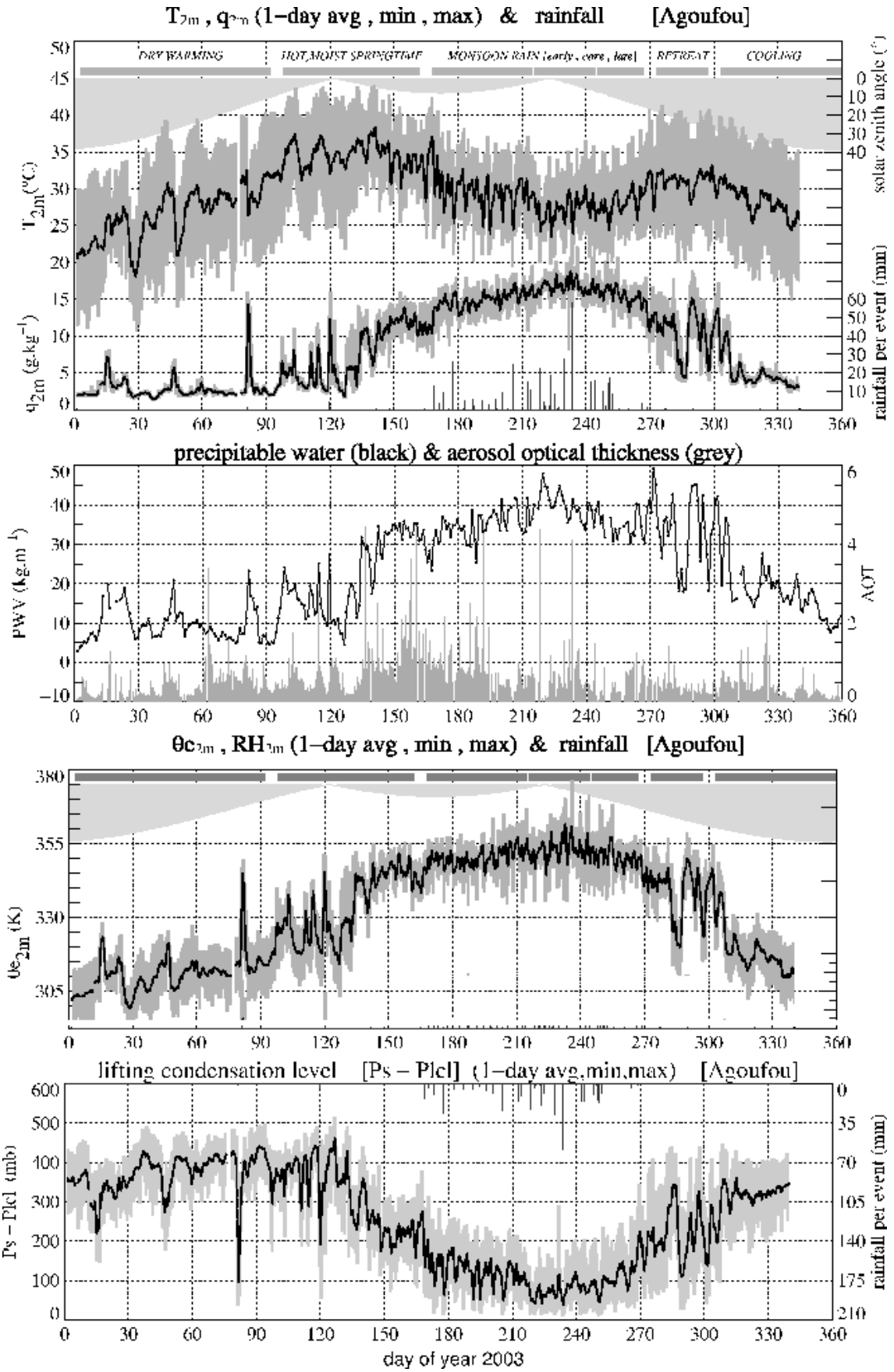


FIG. 1.6 – *Série temporelle : (a) de la température à 2m (°C) (courbe du haut), de l'humidité spécifique à 2m (g.kg−1) (courbe du bas), des précipitations par événements (mm, barres), (b) de l'eau précipitable ($kg.m^{-1}$) et de l'épaisseur optique (à 1020nm) (barres), (c) de la température potentielle équivalente (K) et (d) de l'épaisseur du niveau de convection libre (mbar). Les valeurs sont en moyenne journalières pour l'année 2003 à la surface d'Agoufou [1.5°W ;15.3°N]. D'après Guichard et al. (2008).*

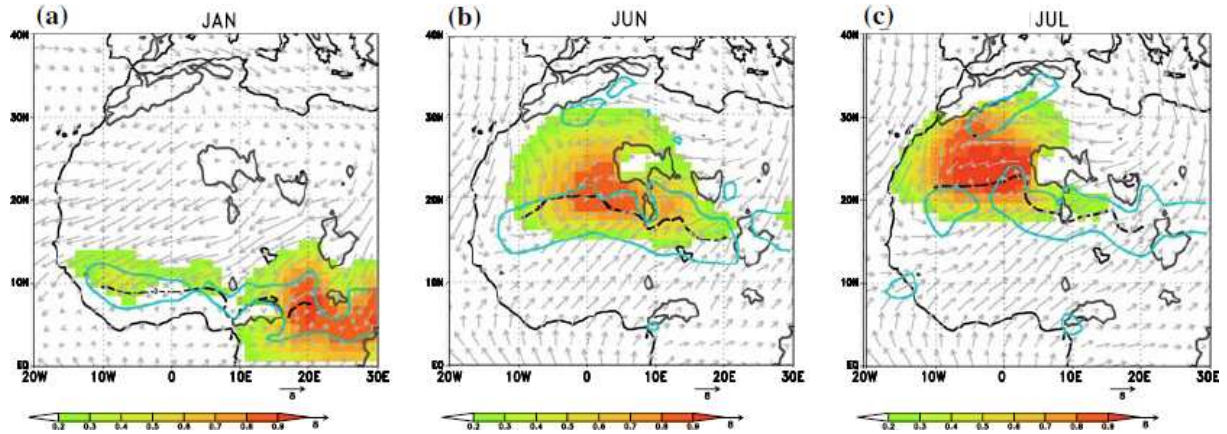


FIG. 1.7 – *Fréquence d'occurence mois par mois de la dépression thermique (couleur), vent à 925hPa ($m.s^{-1}$ vecteur, valeur $8.10^{-6}s^{-1}$ de la convergence horizontale (contour bleu), ITD (ligne noire pointillée, correspondant à la position minimum du géopotentiel à 925hPa entre 0°N et 28°N) et reliefs supérieurs à 925hPa (contour gris). D'après Lavaysse et al. (2009)*

être évaluée en moyenne autour du 14 mai (Sultan and Janicot 2003) et définit ainsi la date de *pré-onset*. En moyenne la vitesse de déplacement de l'ITD est de 8 $km.jour^{-1}$ pendant cette période (Lélé and Lamb 2010). Cependant, l'ITD ne progresse pas de manière régulière. En effet, Couvreux et al. (2010) observent des renforcements de la dépression thermique engendrant une aspiration du flux de mousson, froid et humide vers le nord qui va à son tour affaiblir la dépression thermique (Peyrillé et al. 2007) et rééquilibrer la thermodynamique de basse couche. Ces advections qui durent 4-5 jours sont appelés pulsations de mousson et permettent d'humidifier les basses couches du Sahel (l'eau précipitable passe de 10 à 35 $kg.m^{-2}$ à Agoufou Fig 1.6b).

La convergence des vents au niveau de l'ITD est propice à la création de vents forts de part et d'autre de celui-ci provoquant le soulèvement d'aérosols (Marsham et al. 2008, Bou Karam et al. 2009). D'autre part, des systèmes convectifs initiés au niveau de la ITCZ peuvent prendre une trajectoire nord-ouest et passer au dessus d'un sol encore sec et nu avec de nombreuses sources d'aérosols minéraux. Les courants de densité engendrés par ces systèmes sont alors capables de soulever une grande quantité de poussières désertiques (Knippertz et al. 2007, Flamant et al. 2009). Ainsi, en été la quantité d'aérosols dans l'atmosphère reste très importante et l'épaisseur optique garde des valeurs équivalentes au mois d'hiver ($\sim$1). Seulement, ils ne sont plus transportés vers le sud mais vers l'ouest ou vers le nord (Middleton and Goudie 2001) entraînant le déplacement du maximum d'AOD au centre de l'Afrique de l'Ouest (Fig 1.5d, AOD$\sim$1.5 en juin à Agoufou, Fig 1.6b).

En juin, le flux solaire incident poursuit son intensification et sa progression vers le nord Fig 1.5a). Or malgré cela le flux solaire absorbé par la surface diminue sur le Sahel (Fig 1.5b). Ce phénomène peut être en partie attribué à un albédo de plus en plus fort sur le Sahel (> 0,35 Fig 1.4b) dû au manque de végétation. D'autre part l'advection d'air frais et humide par le nord-ouest et le sud de l'Afrique, l'augmentation de la quantité d'aérosols et de l'occurrence de couverture nuageuse sur le Sahel peuvent contribuer à une réduction du rayonnement solaire incident à la surface de -25% ($-70W.m^{-2}$ entraînant un SWdown<$225W.m^{-2}$ Fig 1.4a). Ce manque d'énergie solaire en surface se traduit par un ralentissement de l'augmentation du Rayonnement net à la surface (Fig 1.4c) et une baisse de la température à 2m (Fig 1.6a). Le renforcement de la dépression thermique prend alors du retard sur la progression du soleil et peut induire un ralentissement de la progression du flux de mousson sur le continent (Ramel et al. 2006).

L'apport d'humidité par la progression du flux de mousson sur le continent n'est pas suffisant pour contrebalancer la forte inhibition de la convection sur le Sahel. La convection profonde est donc préférentiellement au niveau de la côte (Fig 1.5e). Cette position de l'ITCZ très sud en début de la saison des pluies entraîne très peu de systèmes convectifs sur remontant sur le Sahel. Janicot et al. (2008a) mesurent un taux de systèmes convectifs rapides de moyenne-échelle remontant sur le Sahel de 4 par jours en moyenne (Fig 1.8).

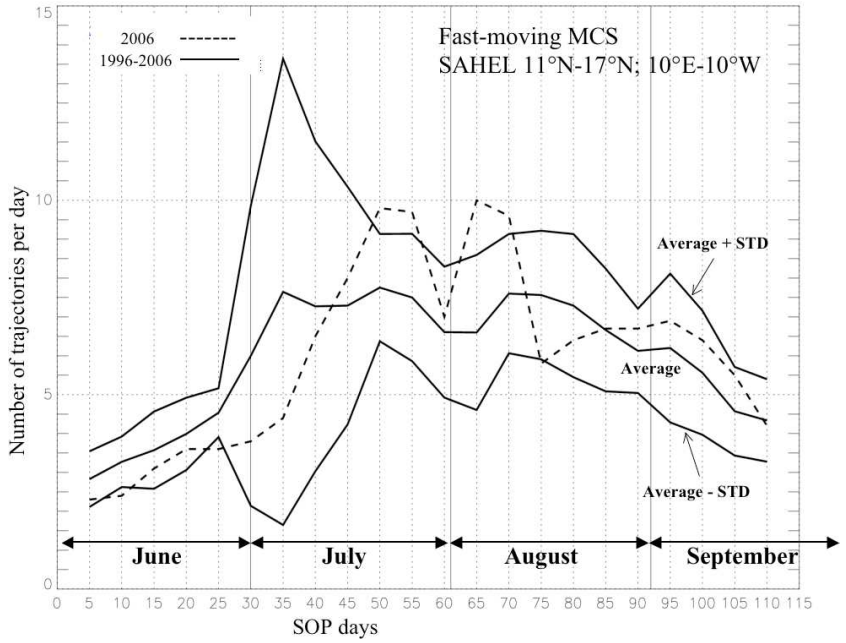


FIG. 1.8 – *Moyenne sur 5 jours du nombre de MCS se propageant à plus de 10m.s^{-1} détectés sur le Sahel [11°N-17°N/10°W-10°E] sur une moyenne de 1996-2006 avec l'écart type associé (lignes continues) et pour l'année 2006 (ligne pointillée). D'après Janicot et al. (2008a).*

Mousson, régime sahélien (fin juin à fin août) :

Fin juin, plusieurs acteurs de la mousson agissent pour provoquer le déplacement soudain – en moins de 10 jours (Sultan and Janicot 2000; 2003, Le Barbé et al. 2002)– de la ITCZ de 5°N à 10°N passant du régime guinéen au régime sahélien. Cette période appelée saut de mousson – *onset*– déclare le début de la mousson en Afrique de l'Ouest. En moyenne, la date de l'onset est estimée autour du 24 juin (écart type de 8 jours) (Sultan and Janicot 2000, Ati et al. 2002, Sultan and Janicot 2003, Fontaine et al. 2008) (Fig 1.5e). Bien que pas encore complètement expliquée, cette brusque rupture du cycle saisonnier entre deux états quasi permanents peut être expliquée par les phénomènes suivant :

- **Le refroidissement des océans :** Les alizés sont maximums au dessus de l'océan et entraînent un refroidissement intense de la surface océanique (<22°C Fig 1.5c). Ce refroidissement est dû à l'augmentation du flux de chaleur latente (Philander et al. 1996, Walliser and Somerville 1994, Xie and Saiki 1999), à des remontées d'eau froide (*upwelling*) (Mitchell and Wallace 1992, Okumura and Xie 2004, Hagos and Cook 2008) et au pompage d'Ekman (Philander et al. 1996, Li and Philander 1997, Caniaux et al. 2010)). Ce refroidissement de la température de l'océan rétroagit sur l'atmosphère induisant à la fois une intensification du gradient thermique méridien qui pousse la ITCZ vers le nord (Ward 1998, Okumura and Xie 2004) et une réduction de la chaleur latente entraînant une réduction des précipitations sur l'océan (Gu and Adler 2004, Okumura and Xie 2004, Caniaux et al. 2010). D'autre part, Matthews (2004) montre que 20 jours avant l'onset l'activité convective au dessus de l'océan pacifique impliquant un affaiblissement de la *Warm Pool* générant deux ondes troposphériques se propageant le long de l'équateur, une de Kelvin vers l'est et une de Rossby vers l'ouest. Elles se rejoignent sur l'Afrique et leur interférence favorise le déclenchement de la convection à 10°N et l'intensification du flux de mousson (par anomalie de vent d'ouest dans les basses couches générée par l'onde de Kelvin).

- **Le renforcement de la dépression thermique :** Fin juin marque le maximum de rayonnement solaire incident se trouvant vers 25°N (Fig 1.5a) et induisant un second maxima de rayonnement solaire absorbé par la surface (Fig 1.5b) contribuant à renforcer la dépression thermique (Ramel et al. 2006). D'autre part, la présence de l'Atlas favorise l'existence d'une faible pression à l'ouest du massif et une haute pression à l'est par effet dynamique de l'orographie (Semazzi and Sun 1997). Les circulations associées à l'ouest cyclonique et à l'est anticyclonique permettent de renforcer la convergence des vents au sud de l'Atlas (Sultan and Janicot 2003). La présence du Hoggar crée une faible pression par effet dynamique et permet alors une intensification de l'Harmattan sec et chaud qui repousse d'entrée maritime

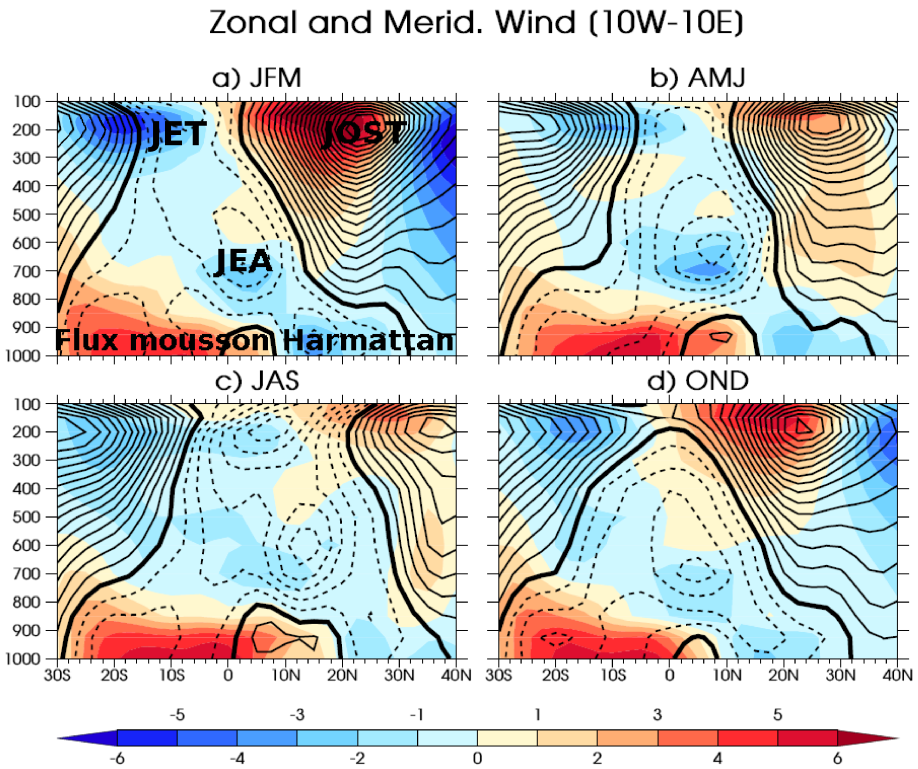


FIG. 1.9 – *Vent méridien ($m.s^{-1}$, couleur) et vent zonal ($m.s^{-1}$,isoligne zéro en gras et incrément de $2m.s^{-1}$ par contour) par trimestres, moyenné sur le transect 10°O-10°E, sur la période 1979-2007 à partir des réanalyses NCEP2. D'après Roehrig (2010).*

au nord-ouest de l'Afrique. La dépression thermique se déplace alors rapidement vers l'ouest, entre l'Atlas et le Hoggar centré vers 22°N et 2°O (Ramel et al. 2006, Lavaysse et al. 2009) (Fig 1.7c, couleur). Drobinski et al. (2005) montrent que le renforcement de la dépression thermique est maximal 10 jours avant l'onset de la mousson. L'intensification de la dépression thermique induit le renforcement de la circulation méridienne. En basse couche le flux de mousson est alors plus intense ($4m.s^{-1}$) et se déplace jusqu'à de 20°N (Lélé and Lamb 2010), Fig 1.7c, ligne pointillé noire). En altitude l'intensification de la circulation méridienne se traduit par une augmentation de la subsidence au dessus de la côte de guinée inhibant les précipitations dans cette zone (Zhang et al. 2006).

- **La progression du flux de mousson :** Hagos and Cook (2007) montrent que l'advection d'humidité en basse couche sur le Sahel par le flux de mousson devient alors plus forte que la composante divergente en moyenne troposphère et induit donc une augmentation de l'humidité en basse couche. L'augmentation à la fois de la température et de l'humidité sur le continent contribuent à la baisse du niveau de condensation libre et facilite le déclenchement de la convection. D'autre part, une instabilité inertielle se crée ayant tendance à déplacer la ITCZ vers le nord (Tomas and Webster 1997). Ce déplacement induit alors une rétroaction sur les précipitations étant d'une part positive sur le continent en augmentant l'humidité, les ascendance, la condensation et donc les précipitations et d'autre part négative sur l'océan en augmentant la subsidence inhibant les précipitations (Zhang et al. 2006).

- **La croissance de la végétation :** Les premières pluies permettent la croissance de la végétation qui entraîne une rétroaction positive sur les précipitations. En effet, l'augmentation de la rugosité intensifie la convergence (Cook 1997), la diminution de l'albédo entraîne une plus grande absorption de l'énergie dans le sol et enfin l'augmentation de l'évapotranspiration permet d'alimenter l'atmosphère en humidité (Zheng and Eltahir 1998, Zheng et al. 1999, Philippon and Fontaine 2002) d'autant plus que l'advection d'humidité de l'océan est de plus en plus faible à cause de la baisse de sa température de surface.

Ces différents acteurs permettent de déplacer rapidement le maximum de température potentielle équivalente que suit la ITCZ à 10°N (Fig 1.5e). Contrairement à la situation sur l'océan où la zone de convection profonde (ITCZ) est au dessus de la zone de convergence des vents (ITD) ; le nord du Sahel

constitue une zone très sèche induisant une forte inhibition convective entraînant un décalage entre l'ITCZ ($\sim$10°N) et l'ITD ($\sim$20°N).

A partir de juillet, l'intensité de la mousson augmente avec la température potentielle équivalente. L'apogée a lieu au moment où le rayonnement net incident est au plus fort, juste après le 2ème minimum d'angle zénithal solaire (fin août à Agoufou Fig 1.4c). Le gradient de température potentielle équivalente (c.a.d. le gradient d'entropie en basse couche) méridien est un bon indicateur de l'intensité de la mousson (Emanuel 1995, Eltahir and Gong 1996, Fontaine et al. 1999; 2002). En effet, plus le gradient d'énergie statique humide est fort, plus la convection sèche est intense dans la zone chaude de la dépression thermique. La circulation cyclonique en basses couches est donc renforcée entraînant une advection de vapeur d'eau plus forte et plus de convergence d'humidité sur Terre. Ce phénomène entretient alors la convection profonde de la ITCZ. Ainsi :
- à échelle locale, le gradient vertical d'énergie statique humide joue sur la stabilité de l'atmosphère et impacte l'occurrence des systèmes convectifs ;
- à grande échelle, le gradient méridien d'énergie statique humide joue sur l'intensité de la circulation de mousson (Peyrillé 2005).

En juillet-août, les moussons africaine et indienne sont au plus fort et nourrissent le TEJ qui atteint sa vitesse maximale (en moyenne $14 m.s^{-1}$ (Krishnamurti 1971) Fig 1.9c). Sur le continent, en parallèle de l'apparition de convection profonde en juin sur le continent, on observe le développement d'ondes d'est africaines (cf. section 1.2). L'AEJ, la convection profonde et les ondes d'est africaines interagissent de manière complexe (Leroux and Hall 2009, Cornforth et al. 2009) qui résulte en un affaiblissement du AEJ (Fig 1.9c).

Retrait de la mousson (début septembre à fin décembre) :

A partir de septembre, l'ensoleillement se réduit (Rin<$830 W.m^{-2}$ Fig 1.4a et Rnet perd $60 W.m^{-2}$ Fig 1.4c) et ne fournit plus l'énergie nécessaire au maintient de la mousson. La dépression thermique s'affaiblit et la ITCZ et les circulations atmosphériques associées se retirent lentement et progressivement. Contrairement à la mise en place de la mousson qui se fait par brusques avancées sur le continent (Couvreux et al. 2010), l'ITD recule en moyenne à une vitesse de 15km/jour (Lélé and Lamb 2010)). Le sol humide et recouvert de végétation associé à un retrait lent de la mousson n'entraîne que très peu de soulèvement d'aérosols dont les valeurs sont minimales sur l'année (AOD<0.5 Fig 1.6b, Fig 1.5d).

Les définitions de la convection profonde et des poussières désertiques qui suivent sont faites dans ce cadre spécifique de mousson Africaine.

1.2 La convection profonde en Afrique de l'Ouest :

La convection profonde est un phénomène à seuil, ce qui rend sa prévisibilité difficile. Cette section décrit les caractéristiques de la convection profonde en Afrique de l'Ouest et les phénomènes qui l'influencent.

1.2.1 Particularités :

En Afrique de l'Ouest, beaucoup de facteurs (air sec, subsidence, cisaillement, CIN[1], etc.) contribuent à inhiber la formation de la convection et permettent d'accumuler l'énergie. Toute la journée, l'atmosphère accumule de l'énergie grâce au rayonnement solaire. A partir d'un certain seuil, l'excédant d'énergie se relâche sous une forme de convection profonde très organisée. Ce seuil est généralement atteint en fin d'après midi entraînant un maximum d'initiation convective en début de soirée et un maximum d'activité convective pendant la nuit (Mathon 2001). La convection profonde humide n'est présente que pendant les

[1] Convective Inhibition

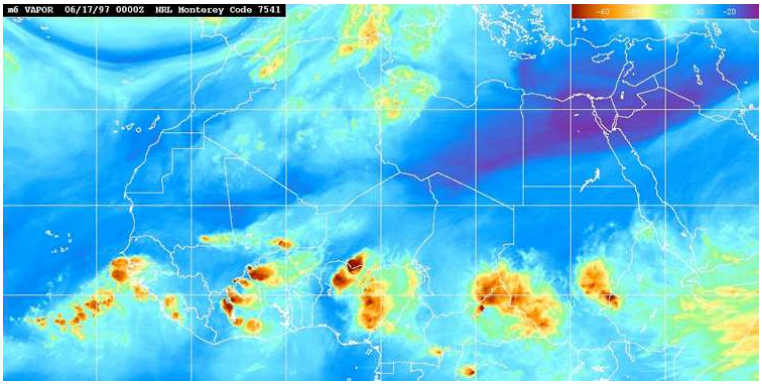


FIG. 1.10 – *Canal de vapeur d'eau du 17 juin 1997 à 0000 UTC de Météosat. En bleu les zones chaudes et sèches et en marrons les zones froides et humides à forte réflectivité traduisant les sommets des systèmes convectifs.*

3 mois de mousson lorsque le flux de mousson est en basses couches (Peters and Tetzlaff 1988). Sur le Sahel la variabilité de la convection profonde correspond à 10-25 jours pendant l'été (Sultan et al. 2003, Mounier and Janicot 2004, Mounier et al. 2008). Ce phénomène à seuil confère à la convection profonde un caractère instable et peut prévisible. Sur le Sahel, elle ne se manifeste en moyenne qu'une dizaine de fois seulement (Janicot et al. 2008b). Chaque événement produit de très fortes précipitations. Parmi ces événements convectifs organisés, les groupes de cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme commune sont appelés MCS[2]. La figure 1.10 montre un exemple de plusieurs MCSs à différents stades de développement sur l'Afrique de l'Ouest. Ils peuvent prendre plusieurs formes : en amas convectifs complexes (MCC[3]) (Maddox 1980) ou très organisés OCS[4] comme en cercle ou en ligne de grains (Hamilton et al. 1945, Zipser 1977, Lafore and Moncrieff 1989). Sur le Sahel les MCS ne se produisent que rarement, prenant le plus souvent la forme de lignes de grains qui à elles seules peuvent contribuer à environ 20% de la totalité des précipitations (Laing and Fritsch 1993, Mathon and Laurent 2001). La figure 1.11 schématise la structure d'une ligne de grain dont les caractéristiques principales sont les suivantes :

- **Une forte intensité des courants ascendants :** Les particules de la couche limite sous-nuageuse s'élèvent et forment de forts courants ascendants de l'ordre de $10 m.s^{-1}$. Plusieurs tours de la sorte se forment pour créer un flux principal ascendant de la couche limite sous convective (H, haute pression) vers la partie stratiforme (L, basse pression).

- **Une forte extension verticale :** Le sommet de la partie convective atteint et dépasse la tropopause ($\sim$16.5km), correspondant au phénomène de pénétration –*overshoot*– marquant un fort transfert de vapeur d'eau et particules (comme les poussières désertiques) vers la basse stratosphère.

- **De puissantes précipitations convectives :** L'air chargé d'humidité s'élève dans la tour convective jusqu'à ce qu'elles perdent leur flottabilité par entraînement ou en rencontrant un couche stable dans l'environnement (comme de l'entraînement transitoire d'air ambiant sec à faible θe qui forment des courants subsidents d'échelle convective qui croisent les ascendances en moyenne troposphère et plongent vers la surface). L'air humide dans la tour convective condense et forme de fortes précipitations (63% des précipitations totales sont produites dans la partie convective).

- **Une large enclume :** Les particules qui ne précipitent pas sont advectées dans la partie stratiforme. Celle-ci s'étale sur plusieurs centaines de kilomètres de large et de 500 à 1000km de long ($\sim 3.10^5 km^2$). Elle est principalement constituée d'hydrométéores qui s'agrègent progressivement et forment une zone de forte réflectivité. Cette large enclume entraîne un fort impact radiatif en réfléchissant le flux solaire incident et en émettant du flux thermique. En chutant, les particules dépassent l'isoligne 0°C et condensent pour produire 37% des précipitations.

[2]Mesoscale Convective System
[3]Mesoscale Convective Complexes
[4]Organised Convective Systems

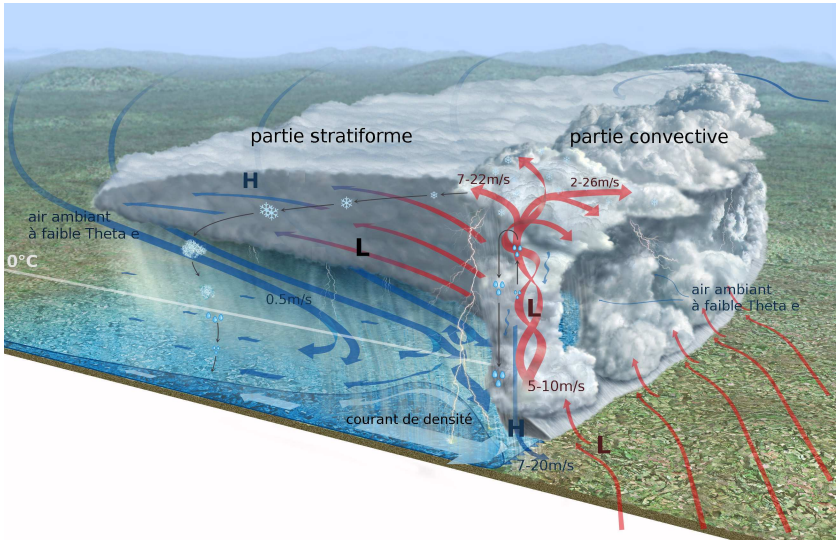


FIG. 1.11 – *Schéma d'une ligne de grain. Voir texte pour les détails. D'après Lafore et Poulain (2009).*

- **De forts courants descendants :** Derrière la partie convective, sous l'enclume, se trouvent des courants subsidents (de l'ordre de $0.5 m.s^{-1}$) initiés par le poids des précipitations stratiformes (Chong et al. 1987). Vers l'arrière du système, la flottabilité diminue et la couche nuageuse s'amincit. La différence de pression entre la partie arrière stratiforme (H, haute pression) et la partie centrale convective (L, basse pression) induit un courant jet d'air sec ambiant (Lafore and Moncrieff 1989) à faible température potentielle équivalente qui à tendance à faire évaporer les précipitations, refroidir l'air (le refroidissement peut atteindre 10°C car l'air Sahélien est très sec (Barnes and Sieckman 1984, Diongue et al. 2002)) et accentuer la subsidence sous le système.

- **De violents courants de densité :** En basse couche les courants subsidents d'air froid d'origine stratiforme et convective se rejoignent pour former un puissant courant de densité (d'épaisseur $\sim$2km) (Charba 1974, Goff 1976, Liu and Moncrieff 1996) s'étalant à l'avant et à l'arrière du système. Celui ci renforce la convergence (H, haute pression) au niveau du front de rafales. A l'avant du système, il soulève les parcelles d'air chaud formant de nouvelles cellules convectives et entretenant le MCS (Wilhelmson and Chen 1982, Redelsperger and Lafore 1988, Lafore and Moncrieff 1989, Tompkins 2001).

- **Un déplacement rapide :** la vitesse de groupe des lignes de grains est en moyenne 10-15$m.s^{-1}$.

- **Un longue durée de vie :**Les lignes de grains s'auto-entretiennent donc selon la boucle suivante : convection/précipitation/poche d'air froid/étalement du courant de densité/déclenchement de la convection. Cette boucle entretient le MCS de quelques heures à 3-4 jours, lui permettant parfois de traverser toute l'Afrique de l'Ouest.

1.2.2 Facteurs influant :

En Afrique de l'Ouest le déclenchement et l'organisation des lignes de grains sont principalement influencées par les facteurs suivants :

Déclenchement :

- **CIN**[5] **:** La CIN représente barrière d'énergie potentielle favorisant la subsidence qu'une parcelle d'air doit fournir pour dépasser le niveau de convection libre. Elle est plus forte si l'atmosphère est sec et stable. $CIN = \int_{Surface}^{NCL} g(\frac{Tv_{par}-Tv_{env}}{Tv_{env}})dz \ en \ (J.kg^{-1})$ avec g=9.8$m.s^{-2}$ accélération de la pesanteur, Tv_{env} la température virtuelle de l'environnement et Tv_{par} de la parcelle d'air et NCL le Niveau de Convection Libre (niveau à partir duquel la parcelle d'air est plus légère que son environnement).

[5]Convective INhibition

- **CAPE**[6] **:** Une fois le niveau de convection libre atteint, la CAPE représente l'énergie potentiellement disponible d'une parcelle d'air par dégagement de chaleur latente. Elle donne une estimation de l'instabilité atmosphérique : $CAPE = \int_{NCL}^{NE} g(\frac{Tv_{par} - Tv_{env}}{Tv_{env}})dz = \frac{w^2}{2}$ en $(J.kg^{-1})$ avec NE le Niveau d'équilibre (niveau où la température virtuelle de la parcelle d'air est égale à celui de son environnement) et w vitesse ascensionnelle apportée par la CAPE.

- **L'orographie :** Les reliefs comme le Fouta Djalon, le Mont Cameroun, l'Aïr, le plateau de Jos et les hauts plateaux éthiopiens (Fig 1.2a) sont des zones de déclenchement de la convection principalement par effet dynamique et thermique le jour (Yu 2010).

Organisation :

- **Cisaillement vertical de vent horizontal :** Les tourbillons d'axe horizontal favorisent l'organisation de la convection par interaction des courants de densité et des ascendances/subsidences avec l'environnement. En effet, une forte intensité du cisaillement entre le flux de sud-ouest dans les basses couches (flux de mousson) et de nord-ouest dans les couches moyennes (AEJ) jusqu'à 4km environ, est souvent observé juste avant une ligne de grain (Emanuel 1978, Barnes and Sieckman 1984). Une orientation normale de ce cisaillement par rapport à la ligne de grain (donc parallèle à son déplacement) favorise d'autant plus son organisation en ligne de grain rapide (Barnes and Sieckman 1984).

- **Les Ondes d'est africaines :** A partir de juin et pendant toute la période de mousson on observe des anomalies cycloniques du vent vers 700hPa appelées ondes d'est africaine (AEW[7]) sur l'Afrique Centrale et Occidentale et l'Atlantique Tropicale (Riehl 1945, Frank 1969, Carlson 1969). L'arrière de la dorsale est chaude tandis que le thalweg de l'onde est froid dans les basses couches et comporte une ascendance à l'avant du thalweg jusqu'à 200hPa correspondant au maximum de précipitations observées. Ces perturbations atmosphériques d'échelle synoptique (longueur d'onde de l'ordre de 3000km) se propagent à 25-30$km.h^{-1}$ d'est en ouest par instabilité barotrope-barocline de chaque côtés du AEJ (Burpee 1972, Rennick 1976, Simmons 1977, Thorncroft and Hoskins 1994a;b, Paradis et al. 1995, Kiladis et al. 2006). Deux types d'ondes sont répertoriés, l'une de période de 3-5 jours (Carlson 1969, Reed et al. 1977) et l'autre de 6-9 jours (Cadet and Houston 1984, Vilard et al. 1997, Diedhiou et al. 1999). Elles sont initiées par une perturbation suffisamment forte du AEJ (Hall et al. 2006) qui peut être d'origine convective à l'entrée du AEJ (Thorncroft et al. 2008) ou d'origine extratropicale (Leroux 2009). Ces AEW favorisent généralement la formation de systèmes convectifs autour du thalweg de l'onde (Reed et al. 1977, Fink and Reiner 2003, Barnes and Sieckman 1984, Gu et al. 2004, Kiladis et al. 2006) qui à leur tour entretiennent l'AEJ par renforcement des gradients de température (croissance barocline) et par l'apport de tourbillons de méso-échelle (anomalies de vorticité potentielle) (Frank 1978, Berry and Thorncroft 2005). Elles peuvent aussi intervenir dans la genèse des cyclones tropicaux (Carlson 1969, Avila and Pash 1992, Berry and Thorncroft 2005). Les liens entre AEW, AEJ et convection profonde constituent un système complexe et fait l'objet de beaucoup d'études (Leroux and Hall 2009, Cornforth et al. 2009).

- **Les intrusions d'air sec :** A une échelle intra-saisonnière, des intrusions d'air sec extra tropicales se détachent du jet polaire (sur l'Atlantique) en été et viennent jusque dans la moyenne troposphère à travers la région équatoriale (Roca et al. 2005). Sur le Sahel, ses structures filamenteuses d'air sec (<5%) jouent un rôle essentiel sur l'inhibition (par augmentation de la CIN) (Redelsperger et al. 2002) et/ou au contraire sur l'organisation de la convection profonde en lignes de grain (Roca et al. 2005).

En modifiant la thermodynamique, les aérosols désertiques sont susceptibles de modifier la mousson de façon globale et locale. Les systèmes convectifs peuvent alors être modifiés dans leur cycle diurne, leur déclenchement, leur propagation, leur organisation, ... Pour comprendre les impacts des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest, leurs caractéristiques sont décrites dans la section qui suit.

[6] Convective Available Potential Energy
[7] African Easterly Wave

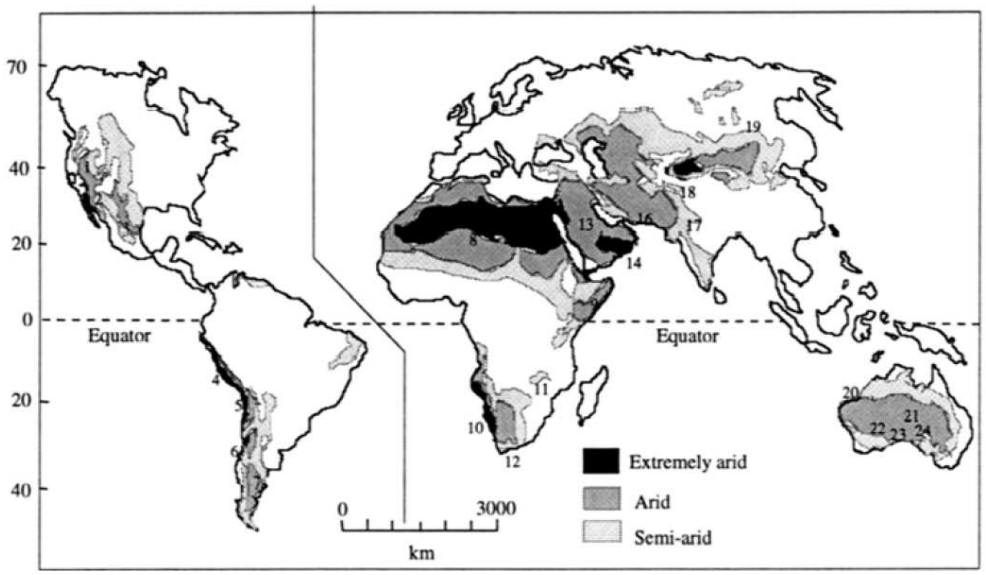


FIG. 1.12 – *Localisation des zones désertiques. D'après Nickling and Wolfe (1994), Shao and Lu (2000).*

1.3 Les poussières désertiques

Un aérosol est une suspension solide ou liquide dans un milieu gazeux. Dans l'atmosphère, sont appelées aérosols, toutes particules en suspension solides dans l'air sauf la glace. En fonction de leur propriétés chimiques, physiques et optiques, ces particules interagissent avec l'atmosphère. On distingue deux origines principales d'aérosols : anthropique ou naturelle. En terme de masse, les aérosols anthropiques ne représentent que 6% (Andreae and Crutzen 1997, Ramaswamy et al. 2001) cependant ces particules sont plus fines que les aérosols naturels et en terme de nombre, ils représentent environ 80% des aérosols (Delmas et al. 1995). Les aérosols d'origine désertiques représentent la première source mondiale en masse d'aérosols ayant un impact radiatif conséquent ($\sim$ $2000 Mt.an^{-1}$ ce qui représente 36% de la masse totale d'aérosols (Andreae and Crutzen 1997, Ramaswamy et al. 2001)). Les poussières désertiques sont les aérosols les plus denses, persistants et dispersés sur Terre (Prospero et al. 2002, Cavazos et al. 2009).

La plus signifiante source d'aérosol désertiques du monde est le Sahara, le plus grand désert du monde (Fig 1.12). En effet, près de 50% des émissions globales d'aérosols désertiques proviennent d'Afrique du nord (entre 500 et $1000 Tg.an^{-1}$, (Goudie and Middleton 2001, Zender et al. 2004, Mahowald et al. 2005)). Dans cette région la distribution par type d'aérosols montre une grande disparité d'aérosols en taille et en propriétés radiatives (Fig 1.13). Toutefois au nord de 15°N en Afrique de l'Ouest, les aérosols peuvent être considérés avec une certaine confiance (Osborne et al. 2008) comme des aérosols désertiques minéraux purs (Fig 1.13).

1.3.1 Sources :

En Afrique de l'Ouest il existe plusieurs types de sources d'aérosols désertiques répertoriés par Callot et al. (2000) sur la figure 1.14 en 4 zones principales plus ou moins productives en terme de poussières désertique suivant leur teneur en sable et leur rugosité :
- **ergs :** ce sont des dunes sableuses de forme variables, vives ou fixées (Marticorena 1995).
- **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 (sebkhas ou chott). Ces régions ont un potentiel d'émission de poussières très élevé (Israelevich et al. 2002, Prospero et al. 2002, Tegen et al. 2002, Zender et al. 2003aa). Ainsi,

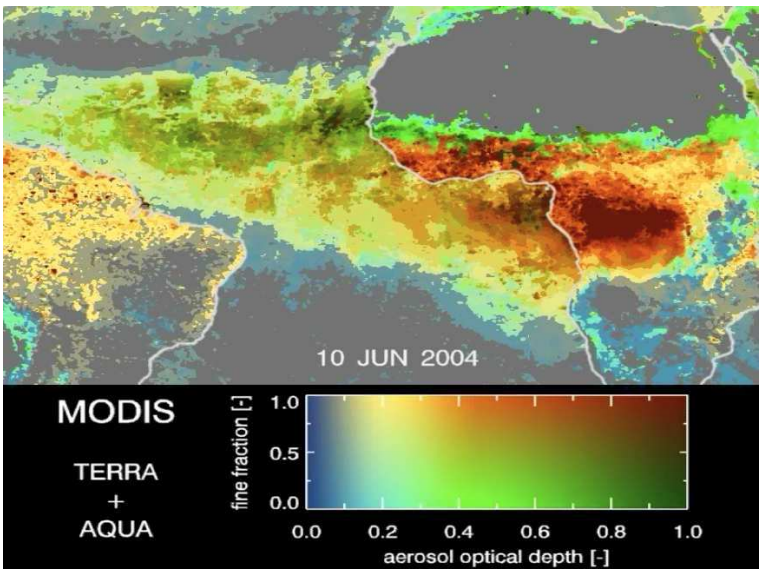


FIG. 1.13 – *Image de satellite MODIS représentant les aérosols le 10 juin 2004. La fraction fine (axe y) est nulle pour le mode grossier (vert correspondant aux poussières désertiques pures) et égale à 1 pour le mode fin (rouge correspondant aux feux de biomasse). L'AOD (axe x) est nulle des conditions propres (bleu) et égale à 1 pour des conditions polluée par la présence d'aérosols. Les parties grisées ne sont pas définies. D'après Kaufman et al. (2005).*

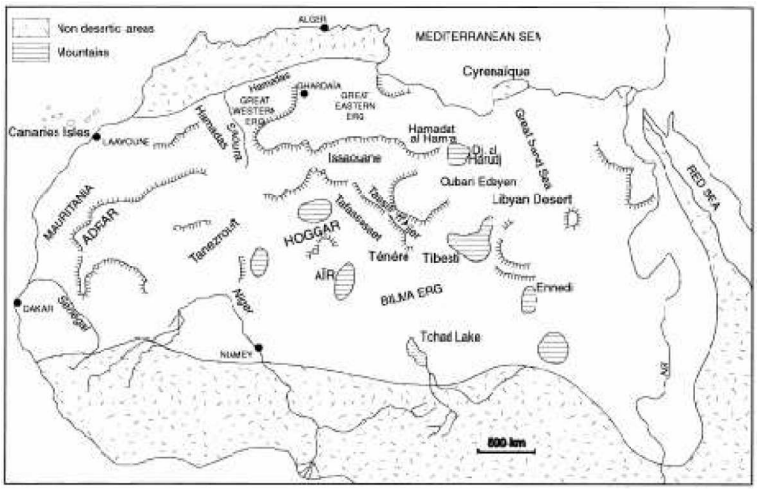


FIG. 1.14 – *Principaux types de sols présents en Afrique du Nord. D'après Callot et al. (2000)*

la dépression du Bodelé ($\sim$ 10800km^2) qui est la partie la plus profonde des paléolacs 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 $\sim$6-18% des émissions globales et peuvent atteindre $\sim 1 Tg.jour^{-1}$ 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).

Ces zones sont donc susceptibles d'être des sources d'aérosols seulement pour les activer, la végétation ne doit pas les recouvrir et l'érosion doit être assez puissante. Les mécanismes de soulèvement des aérosols et les processus associés sont décrits dans les sections suivantes.

1.3.2 Mécanismes de soulèvement :

Les sources d'aérosols sont principalement constituées d'agrégats (Petitjohn et al. 1972, Greeley and Iversen 1985). Le processus de soulèvement de ces grains de sable 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

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

TAB. 1.1 – *Seuil de vent moyen de surface suivant différents types de rugosités du sol z_0 estimé pour une atmosphère neutre. D'après COMET http ://www.meted.ucar.edu/*

vent (force, 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.

$$\vec{\tau} = \vec{p} + \vec{I_p} + \vec{F_{cap}} \tag{1.1}$$

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

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

U : vitesse du vent
U^* : vitesse de friction
μ_a : coefficient de viscosité dynamique de l'air
ρ_a : masse volumique de l'air
κ=0.4 : constante de Von Karman
z et z_0 : hauteur de la rugosité du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique
Ainsi, 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 d'Afrique de l'Ouest, les différents seuils de vent moyen de surface sont répertoriés dans le tableau 1.1.

- Poids, force de cohésions interparticulaires et capillarité : Dans un cas sec, lorsque la particule à un diamètre de 80μm, les forces de gravité et de cohésion interparticulaires s'équilibrent et la force de friction nécessaire pour soulever une particule est au plus bas (10cm/s). 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.
Pour chaque type de particules, le dépassement de la vitesse seuil permet de les déplacer et même les soulever. Des expériences en soufflerie (Gillette et al. 1982, Nickling and Gillies 1989, Kardous 2005) et des mesures in situ (AMMA) s'accordent pour les classer suivant différents processus dépendant de la taille des particules (Fig 1.15) :
- 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).
- Les particules entre 70 et 500 μm sont soulevées mais retombent directement sous leur poids. C'est le phénomène de saltation. 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

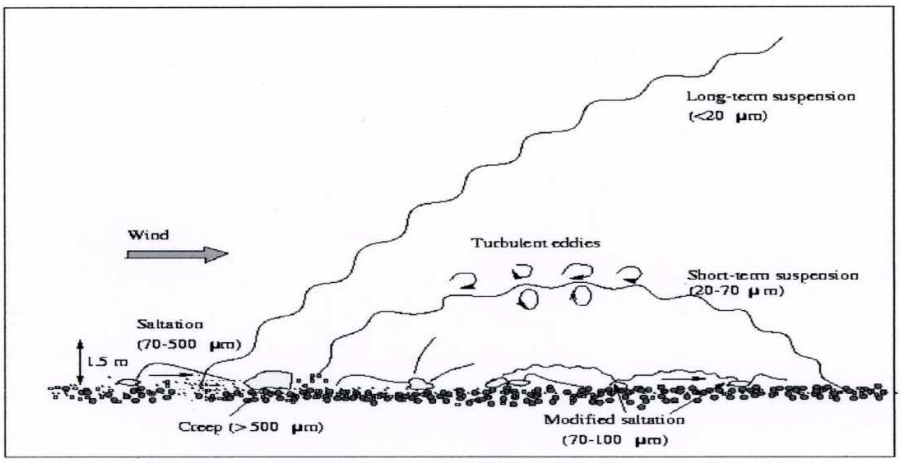


FIG. 1.15 – *Processus entraînant le mouvement des grains du sol en fonction de leur diamètre. D'après Shao and Lu (2000).*

- Une fois injectées dans l'atmosphère, les particules entre 20 et 70 μm se déposent assez rapidement, non loin des zones sources.
- Les particules soulevées < 20μm sont transportées sur de grandes distances et constituent le corps des tempêtes de sables (Nickling and Wolfe 1994, Duce 1995).

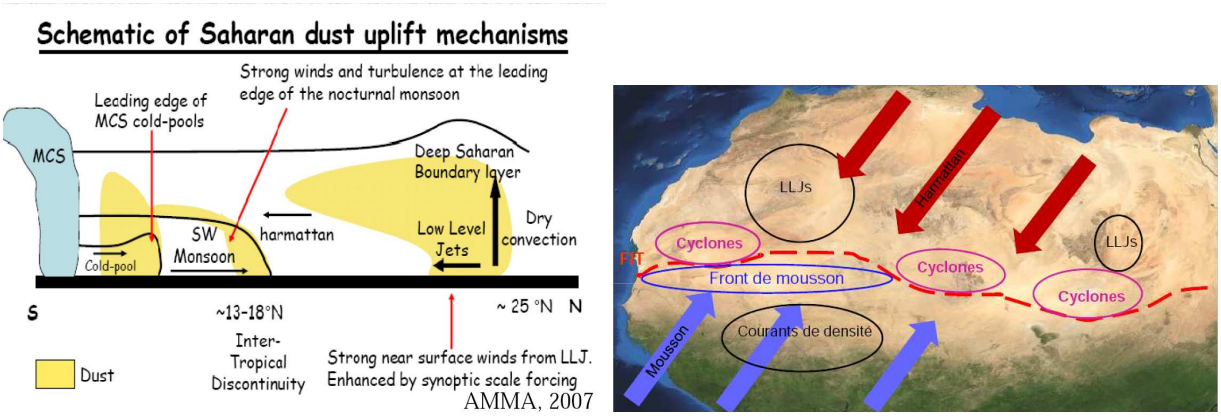
Processus météorologiques responsables du soulèvement des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest :

Ce ne sont pas les forts vents de grande échelle qui permettent de soulever les aérosols mais les rafales de petite échelle liées aux processus locaux (Engelstaedter and Washinston 2007) mettant en jeux l'érosion éolienne, hydrique et les actions thermique. En Afrique de l'Ouest, les phénomènes météorologiques produisant ces processus sont résumés sur la figure 1.16a, localisés sur la figure 1.16b et décrit ci-dessous :

- Jets de basses couches : Les jets de basse couche sont dûs à une oscillation d'inertie (Blackadar 1957) induite par la création d'une couche d'inversion au couché du soleil. En effet, privée du rayonnement solaire, la surface refroidit très vite, diminuant la turbulence et créant une inversion de température. 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 qui provoque des oscillations autour du vent géostrophique formant les jets nocturnes (Blackadar 1957, Hoxit 1975, Banta et al. 2003) au sommet de l'inversion. 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). Ce phénomène est favorisé par un environnement permettant la formation d'une forte inversion thermique (sec, sans vent et en ciel clair). 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 le Bodelé (BouKaram 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) (Fig 1.16b, LLJ[8]).

- Courants de densité orographiques : L'orographie force un mouvement ascendant de l'air humide qui s'évapore pendant la journée par chauffage radiatif, entraînant alors le refroidissement de l'air qui devient maximal dans l'après midi. Cet air se trouve alors plus froid et plus dense que l'air environnant (Droegemeir and Wilhelmso 1987) et subit alors un mouvement descendant atteignant la surface sous

[8]Low Level Jet



(a) (b)

FIG. 1.16 – *(a) Configurations typiques de la distribution verticale des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest (voir texte pour les détails). D'après C. Flamant. (b) Localisation des principaux processus météorologiques entraînant le soulèvement d'aérosols (voir texte pour les détails). Adapté de BouKaram (2008).*

forme de rafales. Ce type de courant de densité peut se propager très loin de leur lieu d'initiation montagneuse. Lorsqu'il passe 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) (Fig 1.16b).

- Cyclones méditéranéens, intrusions d'air froid –*cold surges***– :** Associé à la baroclinité à grande échelle et au Jet Stream, 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 *Sahrav* ou *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 événement 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 l'Atlas (Alpert and Ziv 1989, Prezerakos et al. 1990, Alpert et al. 1990, Barkan et al. 2005, Vizy and Cook 2009) (Fig 1.16b). Après le passage du front, une inhibition de la convection est observée jusqu'à 6 jours (baisse de la convergence) (Vizy and Cook 2009). Fin juin, la baisse d'occurrence des intrusions d'air froid coïncide avec la baisse du soulèvement de poussières désertique (Mbourou et al. 1997, Engelstaedter and Washinston 2007).

Cyclones Sahéliens secs : Le cisaillement de vent horizontal au niveau de l'ITD renforcé par la présence des Jets nocturnes (induits par le blocage orographique des masses d'air froides en provenance de la Méditerranée) entraîne la formation de cyclones au sud des massifs de l'Hoggar et de l'Aïr, au dessus du Sahel (Bou Karam et al. 2009). Ils occurrent donc pendant la saison de mousson lorsque l'ITD est au niveau du Sahel. Ces cyclones induisent de forts soulèvements d'aérosols et favorisent leur mélange sur la verticale (BouKaram 2008) (Fig 1.16b, en rose).

Convection sèche : Dans la région de la dépression thermique la convection sèche et la forte turbulence entraîne un flux important d'aérosols dans couche limite Saharienne qui peut aller jusqu'à 6km (cf. section 1.1.1) .

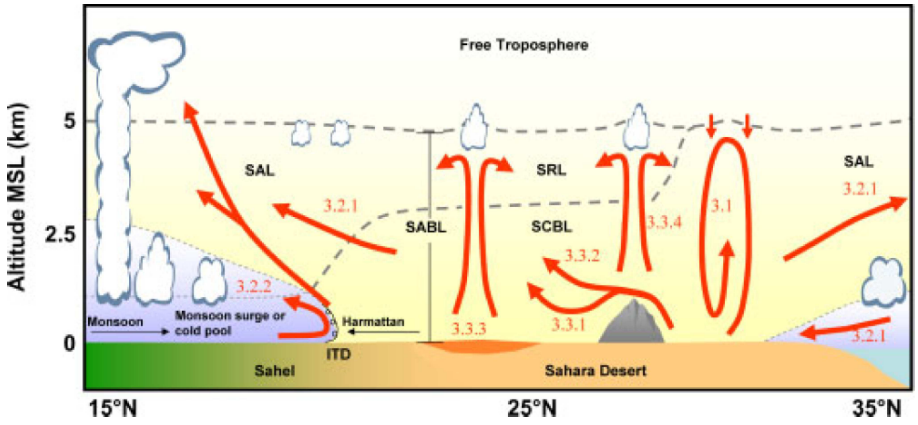


FIG. 1.17 – *Schéma illustrant les mécanismes (flèches rouges) qui contrôlent la structure de la couche limite Saharienne et de la redistribution verticale des poussières désertiques comme le mélange vertical diurne (3.1), le soulèvement dynamique (3.2) et effets topographiques (montagnes et anomalies d'albédo) (3.3). D'après Cuesta et al. (2009).*

Dynamique du Front Inter Tropical : La convergence au niveau de l'ITD est propice à la création de forts vents de surface de part et d'autre de l'ITD. Pendant la mousson, la nuit le flux de mousson remonte vers le Sahara comme un courant de densité soulevant de fortes quantités d'aérosols (Engelstaedter and Washinston 2007, Bou Karam et al. 2008, Marsham et al. 2008, Cuesta et al. 2010). Ce phénomène est maximum pendant les pulsations de mousson qui se produisent généralement en juin (cf. section 1.1.2) (Fig 1.16b, en bleu).

Haboobs : La convection profonde occurrent sur le Sahel seulement pendant la mousson, s'initie en fin d'après midi et est maximum la nuit (cf. section 1.2). Les courants de densités engendrés par ces événement convectifs ne soulèvent des poussières désertiques que lorsqu'ils passent au dessus d'une zone source (Sutton 1925, Idso et al. 1972, Droegemeir and Wilhelmso 1987, Knippertz 2008, Flamant et al. 2009; 2007, Tulet et al. 2010). Ils forment un front de poussières désertiques à l'avant du système, les aérosols modifient alors la thermodynamique via leur impact radiatif (cf. section 3) et peuvent jouer un rôle important sur le développement de convection profonde. Pendant la mousson la végétation recouvre les zones sources du sud du Sahel. Le maximum d'occurrence du soulèvement d'aérosols liés aux haboobs est donc au début de l'été, lorsque l'ITCZ est sur le continent et que le sol est encore sec (Fig 1.16b, en noir).

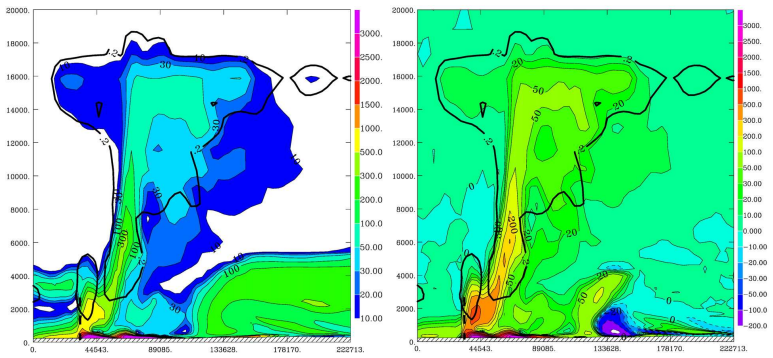
Ces mécanismes offrent les conditions dynamiques nécessaires pour l'injection des aérosols mobilisés dans l'atmosphère. Cette émission des poussières désertiques subit donc le cycle saisonnier, intra-saisonnier et diurne des processus météorologiques en jeux. Ainsi, on peut observer un cycle diurne d'émission d'aérosols en phase avec celui des vents en surface (Todd et al. 2007). Cependant, le cycle diurne des aérosols n'est pas encore bien représenté et peut varier de 55 à 75% en Afrique du Nord suivant la configuration des modèles (Luo et al. 2004).

1.3.3 Transport :

Une fois les poussières désertiques soulevées, elles peuvent rester en suspension dans l'atmosphère bien que les vents de surface puissent retomber en dessous de la valeur seuil nécessaire à leur soulèvement. En effet, dans la couche limite le transport des particules est géré par la turbulence, les brises thermiques, les limites frontales, etc. Ainsi, les aérosols peuvent être transportés dans l'atmosphère sur de grandes distances pendant quelques heures jusqu'à une dizaine de jours suivant les phénomènes météorologiques qu'ils rencontrent (Tegen and Lacis 1996, Mahowald et al. 1999, Ginoux et al. 2001).

Distribution verticale :

Plusieurs configurations typiques ont été observées en Afrique de l'Ouest et sont illustrées par la figure 1.17 :



(a) (b)

FIG. 1.18 – *Distribution verticale de la concentration en masse des poussières désertiques ($\mu g.m^{-3}$, en couleur) dans un MCS au 1er juillet à 20 UTC vers Niamey à partir des simulation du modèle MésoNH (a) sans lessivage des aérosols et (b) différence entre la simulation avec et sans lessivage. L'isoligne noire correspond à la la limite nuageuse, délimitée par le rapport de mélange de l'eau nuageuse à $0.2\mu g.m^{-3}$. D'après Tulet et al. (2010).*

- Près des sources, les aérosols récemment soulevés (cf. section 1.3.2) restent proches de la surface (généralement en dessous de 2km au niveau du Sahel (Osborne et al. 2008)). Au dessus de cette couche l'air est clair (Marsham et al. 2008).
- Puis, ils sont généralement transportés sur la verticale par convection sèche au niveau de la dépression thermique ou au niveau des dépressions topographiques (Yoshioka et al. 2005). Ils restent alors concentrés dans une couche d'air élevée, à l'intérieur de la couche limite Saharienne. Il se forme alors trois couches distinctes : de l'air clair de la surface au sommet de la couche limite convective, une couche de poussières désertiques dans la couche résiduelle Saharienne et à nouveau de l'air clair au dessus (Flamant et al. 2007).
- Les phénomènes de saut hydrauliques notamment dûs à la présence du Hoggar peuvent aussi entraîner une élévation des poussières désertiques (Drobinski et al. 2007, Cuesta et al. 2009).
- Ces configurations peuvent être observées simultanément avec par exemple une couche fraîchement soulevée entre le sol et 1km et une autre advectée entre 1.5 et 4 km Cuesta et al. (2010).
- Dans l'après midi, la turbulence induite par l'instabilité thermique favorise le développement vertical de la couche limite et un mélange homogène des différentes couches de poussières (Cuesta et al. 2008). On observe alors parfois au niveau de la dépression thermique, des couches d'aérosols désertiques allant du sol jusqu'à 6km de haut (Gamo 1996). La distribution verticale des aérosols peut donc être reliée au cycle diurne de la convection sèche sur le Sahara (Cuesta et al. 2010).
- Cet air Saharien chargé en aérosols peut aussi passer au dessus du flux de mousson (Canut 2010) (Fig 1.3). Il apparaît alors trois couches atmosphériques thermodynamiquement très différentes : une basse couche très humide constituée par le flux de mousson du sud-ouest, au dessus une couche d'air Saharien laminaire du nord-est très concentrée en poussières désertiques et enfin au dessus de $\sim$500hPa, l'air est clair et à tendance à être subsident.
- Les aérosols peuvent aussi être transportés dans les nuages convectifs jusqu'à la troposphère moyenne et supérieure (> 16km) à raison d'environ $6 particules.cm^{-3}$ (Fig 1.18) (Tulet et al. 2010).

Distribution horizontale :

Depuis leur émission au nord de l'Afrique, les aérosols sont transportés suivant trois trajectoires préférentielles selon la saison (Fig 1.19) :

- **Transport transatlantique :** Le flux d'Harmattan est un des principaux éléments gouvernant le transport des poussières désertiques vers l'Afrique de l'Ouest (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 2986) 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))
- vers l'Ouest en été (12% des poussières annuelles sont transportées vers l'Atlantique (Dalmeida 2986)

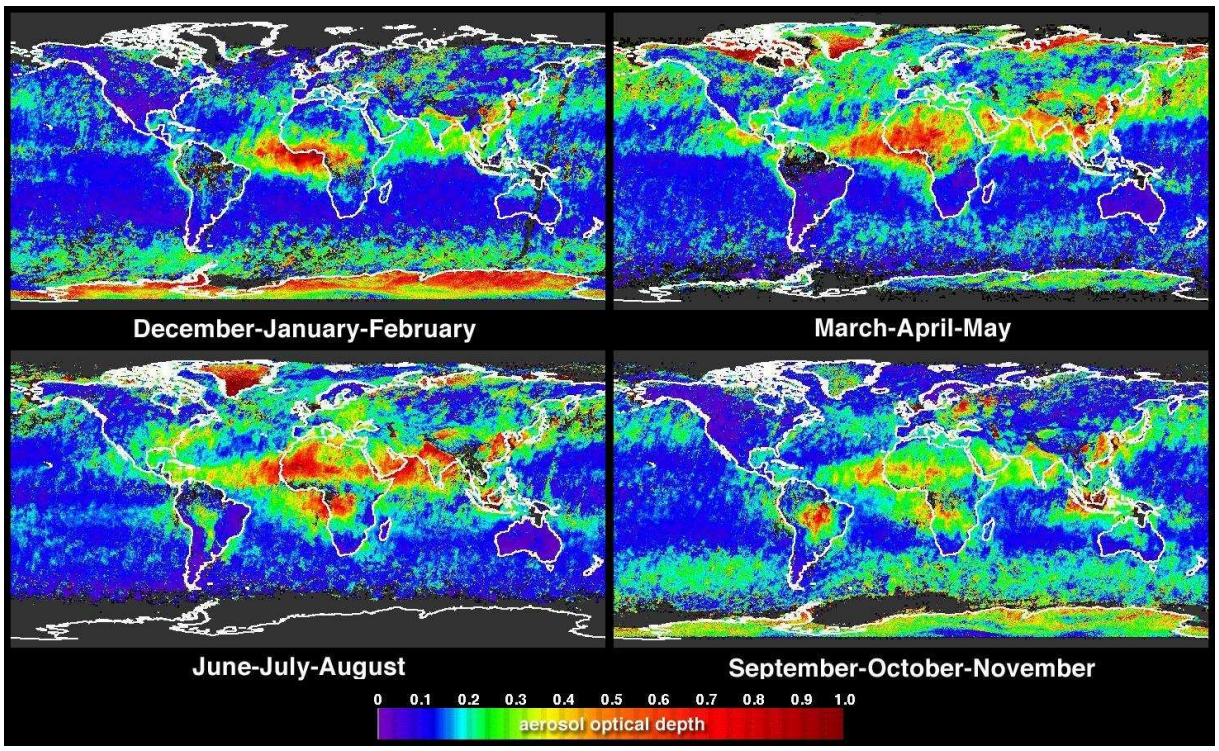


FIG. 1.19 – *Epaisseur optique estimée par MODIS, moyenné par trimestre à 550nm*

et pouvant atteindre les Antilles (Propsero et al. 1970, Propsero and Nees 1977). Par ailleurs, en été le flux de mousson et l'activité cyclonique permettent un transport à des altitudes généralement plus élevées qu'en hiver (Chiapello et al. 1995).

- **Transport Méditerranéen :** Entre Mars et Aout, les basses pressions au dessus de la Méditerranée et l'activité cyclonique sur la côte nord de l'Afrique entraînent un flux non-négligeable (12% (Dalmeida 2986)) de poussières désertiques vers la Méditerranée (Ganor and Mamane 1982, Moulin et al. 1998, Borbely-Kiss et al. 2004) (atteignant parfois l'Europe (Ansmann et al. 2003, Vukmirovic et al. 2003, Lyamani et al. 2005) et même la Scandinavie (Franzén et al. 1994) et l'Angleterre (D.B. et al. 2002))

- **Transport vers le moyen Orient :** De mars à novembre, des panaches issus du Sahara Oriental sont transportés vers la péninsule Arabique (Alpert and Ganor 2001, Israelevich et al. 2003) (parfois jusqu'au Japon et l'Asie du sud (Tanaka et al. 2005))

1.3.4 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, etc. Une description simple des forces agissant sur la particule dans un fluide est donné 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 (Equ. 1.3).

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

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
v_{gp} vitesse gravitationnelle de la particule
η : viscosité du d'air
Ainsi les aérosols sont principalement dispersés et déposés dans l'atmosphère selon deux voies :
- le dépôt sec par sédimentation sous l'action de la gravitation et par impaction sur les reliefs

- le dépôt humide par incorporation des particules dans les nuages (*washout*) et abattement des particules par la pluie (lessivage, *rainout*). Le lessivage par un MCS peut atteindre $200\mu g.m^{-3}$ dans les précipitations convectives et $3000\mu g.m^{-3}$ dans le courant de densité ce qui représente presque la totalité des poussières désertiques générées par le MCS (Fig 1.18) (Tulet et al. 2010). Cependant, lorsque les précipitations s'évaporent il y a relâchement de poussières désertiques sèche dans l'atmosphère (pouvant aller jusqu'à $200\mu g.m^{-3}$, Fig 1.18b, (Tulet et al. 2010)).

Ces processus variés sont parfois très irréguliers (comme la convection profonde) ce qui confère aux poussières désertiques une très grande variabilité en terme de distribution spatiale et temporelle. La quantité de poussières désertiques, leurs distribution en taille et en masse dans l'atmosphère est donc en constante évolution.

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 ($\sim 180 - 260 Mt.an^{-1}$ dans l'Atlantique Nord (Mahowald et al. 1999)), elles représentent des éléments nutritifs déterminants pour l'activité phytoplanctonique (Jickells et al. 2005, Mahowald et al. 2005, Solmon et al. 2009).

1.3.5 Propriétés physico-chimiques :

L'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement électromagnétique dépend de leur dimension, de leur forme, de leur composition et de leur distribution. Or pendant le transport les poussières désertiques subissent des transformations par différents processus physiques et chimiques (conversions gas-particules, coagulations avec d'autres types d'aérosols, etc.) affectant ainsi leur distribution spatiale, leur granulométrie, leurs propriétés physiques, chimiques et optiques et par conséquent modifiant leur influence sur le climat, la météorologie, la santé et les écosystèmes. De ce fait, le forçage radiatif des aérosols désertiques est très difficile à estimer.

Composition chimique :

Bien qu'en constante évolution, la composition des aérosols minéraux est principalement dictée par la composition des sources d'où ils sont soulevés. Ainsi, en Afrique de l'Ouest ils sont principalement constitués d'argiles, de feldspaths, de quartz, calcite, etc. Ce sont des matériaux à forte teneur en silicium, aluminium, calcium et fer (Schütz and Rahn 1982, Schütz and Sebert 1987, Marticorena et al. 1997a, Sokolik and Toon 1999b, Reid et al. 2003, Chou et al. 2008)

Distribution en taille :

Les poussières désertiques ne dépassent généralement pas $100\mu m$. Leur distribution en taille dépend essentiellement de la nature du sol (%Argile, rugosité, humidité, etc.) et de la force du vent en surface (plus le vent est fort, plus les collisions entre particules permettent l'émission de particules fines). Une fois dans l'atmosphère, la distribution en taille des particules évolue. Les grosses particules sédimentent rapidement (leur durée de vie est relativement courte (4-5 jours) (Schütz 1980, Schütz and Jaenicke 1981)). Les particules fines coagulent (Seinfeld and Pandis 1998), s'éclatent ou s'épaississent par l'ajout de matière secondaire issue de l'oxidation des gaz (acides, gaz à faible tension de vapeur saturante, etc.) (Tulet et al. 2005). Tous ces processus font ainsi évoluer la distribution en taille des aérosols dans l'atmosphère. On observe généralement une distribution multi-modale des aérosols mise en évidence par Junge (1963), formalisée par Whitby (1978) (schématisé par la Fig 1.20) et décrites par une loi log-normale (Jaenicke 1993).

Le coefficient d'Angström (Ang) qui définit la dépendance spectrale de l'extinction du rayonnement par une particule, donne une information sur la taille d'une particule :

$$Ang_{1-2} = -\frac{ln(\frac{\tau(\lambda_1)}{\tau(\lambda_2)})}{ln\frac{\lambda_1}{\lambda_2}} \tag{1.4}$$

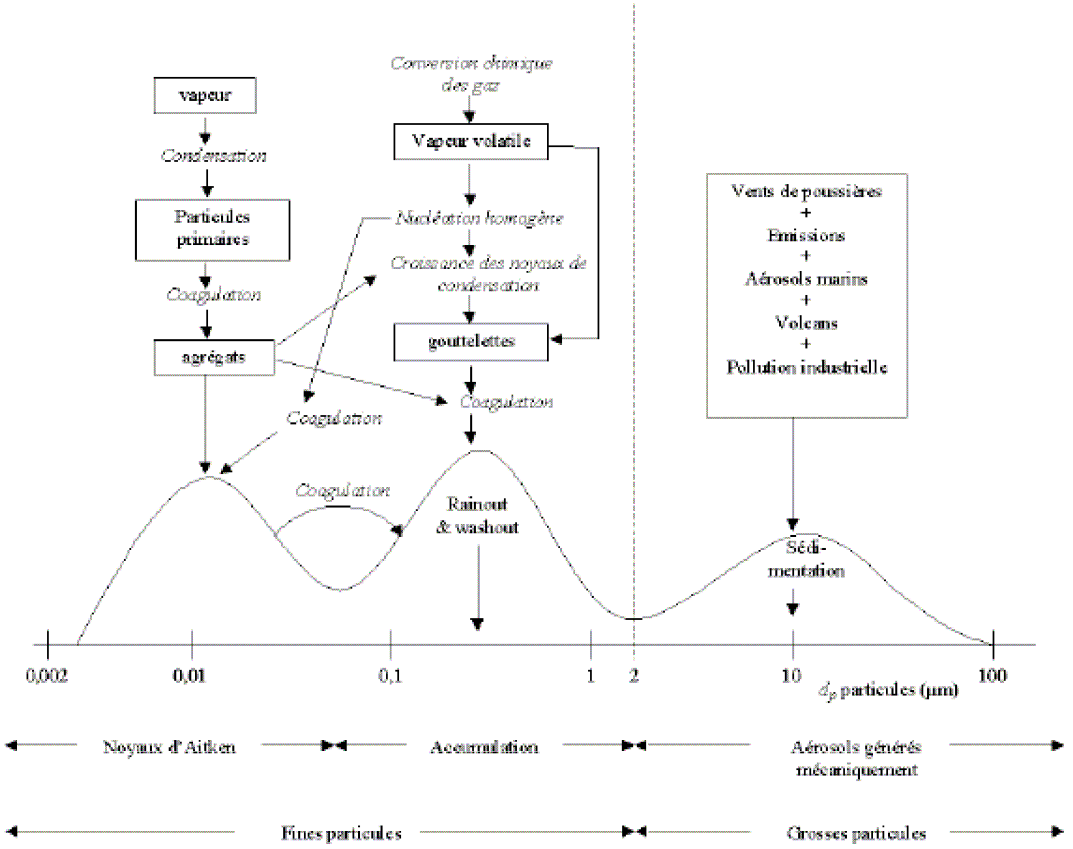


FIG. 1.20 – *Description et processus de formation des différents modes d'aérosols dans l'atmosphère. D'après (Whitby 1978).*

λ : longueur d'onde.
τ : extinction du rayonnement par le milieu traversé.
Plus la dépendance spectrale de la particule est grande, plus le coefficient d'Angström est grand et plus la particule est petite. Ainsi on observe au nord de l'ITD un coefficient d'Angström généralement inférieur à 0.5 traduisant la dominance de grosses particules, caractéristique des aérosols désertiques (Fig 1.21).

Propriétés hygroscopiques :

De part leur composition (cf. section 1.3.5), les aérosols minéraux ne sont que très peu solubles dans l'eau. Ils ne sont donc pas propices à agir comme noyaux de condensation nuageux aux sursaturations généralement rencontrées (Pruppacher and Klett 1997). Cependant, ils peuvent être transportés dans les nuages convectifs jusqu'à la moyenne et haute troposphère (Tulet et al. 2010) où ils peuvent agir comme noyaux de glace (Kanji and Abbatt 2006, Richardson et al. 2007).

Par ailleurs, lors de leur transport les aérosols peuvent subir différents processus comme l'évaporation de pluies sulfatées (Wurzler et al. 2000, Formenti et al. 2003), la coagulation avec des particules de sulfate, l'oxydation du SO_2 (Levin et al. 1996), réactions acido-basiques (Laskin et al. 2005). Ces processus engendrent la formation d'une pellicule de surface de matière soluble (sulfate, nitrate et chlorure) autour des particules d'aérosols (Levin et al. 1996, Yin et al. 2002, Trochkine et al. 2003, Crumeyrolle 2008) augmentant ainsi leur hygroscopicité.

Ces propriétés hygroscopiques ont des effets indirects sur la convection qui sont décrit dans la section 1.4.1.

Propriétés optiques :

Une particule soumise à un rayonnement électromagnétique peut interagir avec celui ci soit en le diffusant, soit en l'absorbant. Ces interactions sont formalisées par le transfert radiatif qui décrit l'évolution du

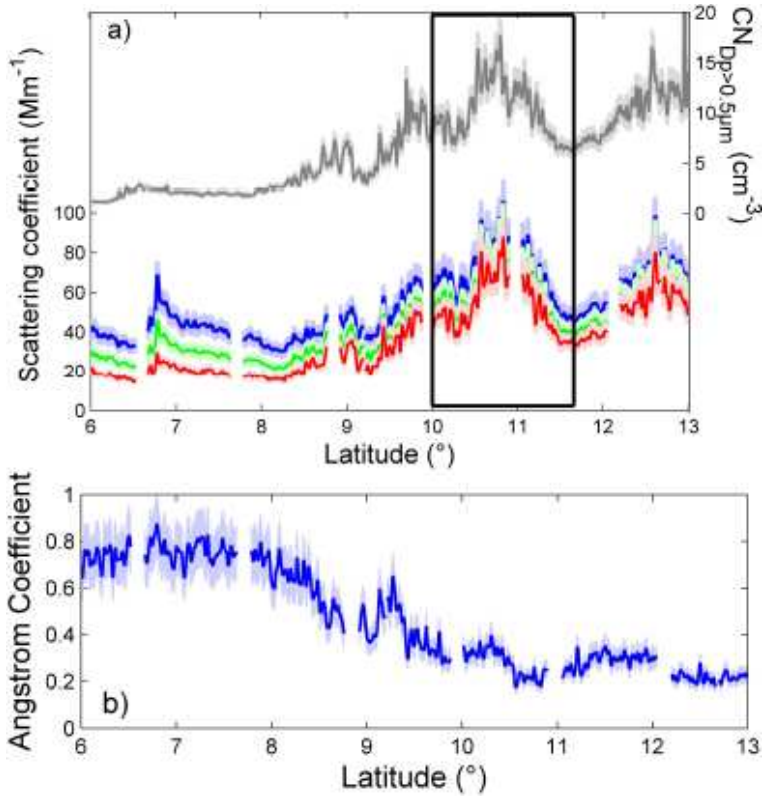


FIG. 1.21 – *Série en fonction de la latitude de (a) coefficient de diffusion observé sur l'ATR-42 entre 10 :30UTC et 13 :30UTC le 13 juin pour 3 longueurs d'ondes différentes (450nm bleu, 550nm vert et 700nm rouge) ; la concentration des particules de diamètre supérieur à 0,5µm (gris) et (b) le coefficient d'angström calculé à partir du coefficient de diffusion (le bleu clair correspond à la barre d'erreur incluant les incertitudes de calcul et de mesure du coefficient de diffusion). Le rectangle noir représente la zone où la quantité de poussières désertiques est maximale. D'après Crumeyrolle et al. (2010).*

rayonnement en interaction avec la particule et dépend des propriétés optiques de celle-ci.

Ces interactions rayonnement-particule présentent des effets spectraux si la gamme de longueurs d'onde du rayonnement incident et la taille des particules sont proches. Les rayons médians des aérosols désertiques sont généralement compris entre 0.32 et 4.33 μm, comparables avec les longueurs d'onde du rayonnement solaire visible. Ainsi, l'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement se fait principalement dans le spectre du visible compris entre 0.185 et 4 μm (Fig 1.23). Certaines particules de poussières désertique sont assez grosses pour diffuser et absorber le rayonnement infrarouge (e.g. Claquin et al. (1998), Dufresne et al. (2002), Highwood et al. (2003), Markowicz et al. (2003), Haywood et al. (2005), Bharmal et al. (2009)). Toutefois, leur impact dans cette gamme de longueur d'ondes est d'un ordre de grandeur inférieur à l'impact dans le visible. De plus les fortes incertitudes qui y sont associées ne permettent pas de les quantifier avec exactitude. Par conséquent, l'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement infrarouge n'est pas prise en compte dans cette étude.

La somme du rayonnement absorbé et diffusé est appelé rayonnement atténué. Pour quantifier extinction, absorption et diffusion du rayonnement par une particule, on définit trois propriétés optiques : l'efficacité d'extinction, l'albédo de simple diffusion (qui exprime le rapport entre diffusion et extinction) et le facteur d'asymétrie (qui caractérise l'anisotropie de la diffusion).

C'est la taille et la composition d'une particule qui déterminent ses propriétés optiques (Sokolik and Toon 1999b). Pour les calculer, on peut appliquer la théorie de la diffusion de Mie (1908), qui permet de résoudre les équation d'électromagnétisme pour une particules sphérique (McCartney 1976). Ainsi, l'intensité du rayonnement diffusée dans une direction $I(\theta\phi)$ d'une une particule sphérique illuminée par un rayonnement d'intensité I_o est :

$$I(\theta\phi) = \frac{\lambda^2}{4\pi}(|S_1(\theta)|^2 sin^2(\phi) + |S_2(\theta)|^2 cos^2(\phi))I_o \tag{1.5}$$

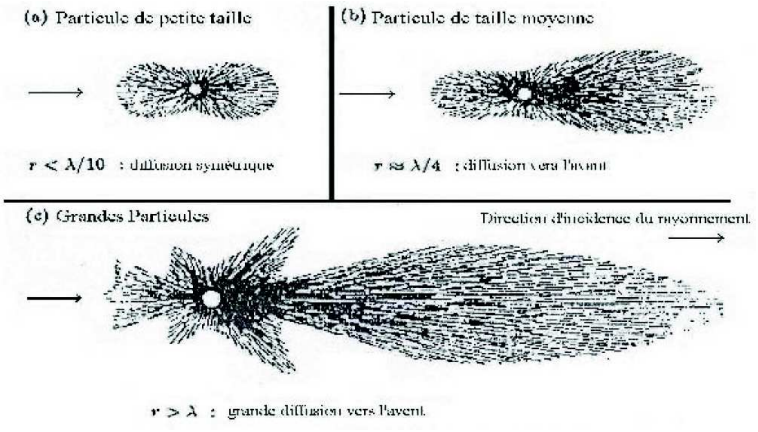


FIG. 1.22 – *Diffusion par différentes tailles de particules. D'après (McCartney 1976).*

θ : angle de diffusion
ϕ : angle de polarisation
S_1 et S_2 : amplitude de diffusion de Mie

Pour quantifier l'absorption et la diffusion du rayonnement par une particule, on définit la section efficace d'extinction (σ_{ext}) comme la somme de la section efficace de diffusion (σ_{diff}) et de la section efficace d'absorption (σ_{abs}) :

$$\sigma_{ext} = \sigma_{diff} + \sigma_{abs} \tag{1.6}$$

Pour une particule sphérique de rayon r, les sections efficaces d'extinction, d'absorption et de diffusion s'écrivent comme le produit des sections efficaces normalisées d'extinction Q_{ext}, d'absorption Q_{abs} et de diffusion Q_{diff} par la section géométrique de la particule :

$$\sigma_{ext,abs,diff} = \pi.r^2.Q_{ext,abs,diff} \tag{1.7}$$

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, et de la longueur d'onde, λ, du rayonnement électromagnétique qui interagit avec elle.

L'anisotropie de la diffusion est caractérisée par le facteur d'asymétrie g'. 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 $P(\Omega, r, \lambda)$, fonction qui donne la probabilité qu'un photon incident dans la direction $\Omega(\theta, \phi)$ soit diffusé dans la direction $\Omega'(\theta', \phi')$:

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

Dans l'atmosphère, une couche d'aérosol désertique est un système composé d'un grand nombre de particules de tailles différentes, en interaction avec le rayonnement. On définit alors des propriétés optiques moyennes pour la couche d'aérosol. Ces propriétés sont, l'épaisseur optique (τ), l'albédo de diffusion simple (ω_0 ou SSA pour *single scattering albedo*), le facteur d'asymétrie (g) qui sont des grandeurs nécessaires à la résolution du transfert radiatif. Elles sont calculées en pondérant les propriétés optiques des particules d'aérosols désertiques par leur distribution en taille respective $n(r)$:

$$\beta_{ext,abs,diff}(\lambda) = \int_0^\infty Q_{ext,abs,diff}(r, \lambda) \pi r^2 n(r)\, dr \Big/ \int_0^\infty n(r)\, dr \tag{1.9}$$

L'épaisseur optique représente l'atténuation du flux de photons à un travers la couche de poussières désertiques d'épaisseur Δz et est définie comme :

$$\tau(\lambda) = \int_0^{+\infty} \beta_{ext}(\lambda)\, dz \tag{1.10}$$

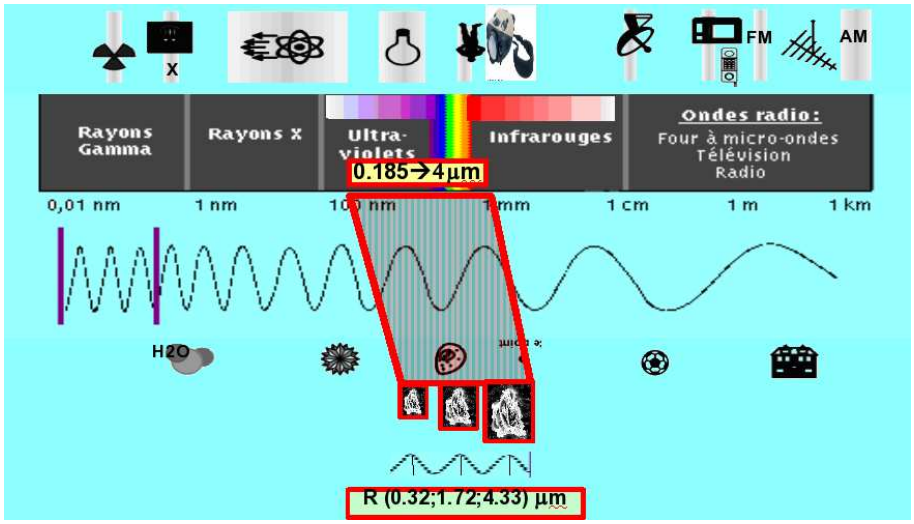


FIG. 1.23 – *Gammes de longueur d'onde sur lesquelles les poussières désertiques ont un impact radiatif*

L'albédo de diffusion simple s'écrit :

$$\omega_0(\lambda) = \frac{\beta_{diff}(\lambda)}{\beta_{ext}(\lambda)} \tag{1.11}$$

Il traduit la probabilité que des photons interceptés par le système soient diffusés. On définit également le coalbédo, égal à $1 - \omega_0$, pour caractériser la partie de rayonnement electromagnétique absorbée.

Le facteur d'asymétrie est donné par :

$$g(\lambda) = \int_0^{+\infty} n(r) r^2 (Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} g'(r,\lambda) dr \Big/ \int_0^{+\infty} n(r) r^2 (Q_{ext} - Q_{abs})_{(r,\lambda)} dr \tag{1.12}$$

Contrairement à la plupart des particules d'aérosols (aérosols sulfatés, composés organiques, ...) qui sont quasiment de pures diffusants (SSA$\sim$1), les particules d'aérosol désertiques sont essentiellement diffusants (vers le bas, g$\sim$0,67 à 500nm) mais absorbent aussi de manière significative dans le spectre visible. L'absorption dépend de la nature de la particule (en particulier de la partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe) et de la longueur d'onde de la radiation incidente. Les oxydes de fer sont des absorbant efficaces du rayonnement solaire (Alfaro et al. 2004, Lafon et al. 2006). Ainsi, les aérosols désertiques ($\sim$5% d'oxyde de fer) ont des albédos de simple diffusion (ω_0) variant de 0.81 +-0.06 à 0.96 +- 0.01 à 660nm.

L'indice de réfraction et la granulométrie sont donc des paramètres critiques pour déterminer l'effet radiatif global des poussières désertiques (Sokolik and Toon 1996). D'une manière générale, la variabilité et la méconnaissance des propriétés absorbantes des aérosols minéraux constitue l'une des principales sources d'incertitude pour la quantification de leur impact radiatif c'est à dire leurs effets direct et semi-directs décrits dans la section 1.4.1.

1.4 Interactions entre mousson d'Afrique de l'Ouest et poussières désertiques

La mousson d'Afrique de l'Ouest est dépendante de l'équilibre énergétique. Celui ci est en partie modulé par la convection et les aérosols désertiques. Leurs interactions sont complexes et vont dépendre à la fois des propriétés physico-chimiques des aérosols et de leurs rétroactions avec la convection. En effet les aérosols atmosphériques exercent une influence significative (pouvant être négative ou positive) sur le budget

radiatif (i.e. énergétique) de l'atmosphère (e.g. Smith (1986b), Highwood et al. (2003), Haywood et al. (2003a), Tanré et al. (2003), Grini et al. (2006), Milton et al. (2008), Slingo et al. (2008), Cavazos et al. (2009), Mallet et al. (2009)). Cette influence se manifeste soit en diffusant et absorbant le rayonnement électromagnétique (effets directs), soit en influençant les processus de nucléation nuageuse et les propriétés microphysiques des nuages (effets indirects) ou encore en modifiant la structure thermodynamique de l'atmosphère via leurs impacts radiatifs (effets semi-directs). Actuellement le bilan net des effets des aérosols sur l'état thermodynamique de l'atmosphère reste mal estimé et est une des principales sources d'incertitudes dans les modèles numériques (Claquin et al. 1998, Forster et al. 2007).

1.4.1 Définition des effets indirects, directs et semi-directs des aérosols

Effets indirects

Les aérosols ont un effet indirect sur le climat à travers leur interaction avec la microphysique nuageuse. En effet, pour que la vapeur d'eau condense en gouttelettes nuageuses et/ou noyaux glaçogènes aux sursaturations rencontrées dans l'atmosphère, il faut un substrat de condensation. C'est le rôle que jouent les aérosols dans la formation des nuages. Ainsi, suivant les propriétés hygroscopiques des aérosols, leur impact sur le développement et le cycle de vie des nuages peut être plus ou moins significatif et par conséquent modifient indirectement le bilan radiatif de la planète.

De par leurs propriétés hygroscopiques, les poussières désertiques sont de mauvais CCN (cloud condensation nuclei) et plutôt de bons IN (Ice nuclei).

Ainsi,lorsqu'ils sont transportés en haute troposphère, ils peuvent jouer le 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 distribution et la morphologiedes cristaux de glace (Nelson 2001) et par voie de conséquence, leur sédimentation. Cet effet indirect des poussières désertiques peut affecter les caractéristiques dynamiques, thermodynamiques, la durée de vie des enclumes et les précipitations convectives (den Heever and Cotton 2004, Gilmore et al. 2004).

Lorsqu'ils sont maintenus assez longtemps dans l'atmosphère, par mélange avec des gaz condensables (sulphates, nitrates, ..), leurs affinité hygroscopique augmente (Crumeyrolle 2008). Ces aérosols deviennent alors activable à des plus faibles sursaturations. En zone saturée, les aérosols désertiques amplifient la formation de gouttelettes et ce qui engendre une augmentation de l'albédo du nuage (Twomey 1977). De plus ces changements microphysiques (diminution de la taille des gouttelettes) diminuent l'efficacité des précipitations conduisant à un prolongement de la durée de vie des nuages (second effet indirect, (Albrecht 1989)). Récemment des études ont montré qu'en réalité les interactions aérosol-nuages sont complexes, et fortement couplées entre la dynamique, la microphysique, et le rayonnement, et qu'il est encore difficile d'en tirer des conclusions et des lois généralisables (Ackerman et al. 2004, Sandu 2007, Caldwell and Bretherton 2009).

Effet direct :

Les aérosols atmosphériques exercent une influence significative sur le budget radiatif (i.e. énergétique) de la planète en diffusant et absorbant le rayonnement électromagnétique. C'est l'effet direct des aérosols.

De part leurs propriétés optiques (cf. 1.3.5), les poussières désertiques absorbent et diffusent une partie du rayonnement. La partie diffusée se fait principalement en direction de la surface. Une partie du rayonnement sera rétrodiffusée vers l'espace. Le reste du rayonnement subira absorptions et diffusions multiples au sein de la couche d'aérosols.

D'autre part, bien que l'interaction des aérosols désertiques avec le rayonnement infrarouge soit faible par rapport à leurs interactions avec le rayonnement visible, ces derniers peuvent engendrer un effet de serre. Cet effet a tendance à contrebalancer l'effet des poussières désertiques sur le rayonnement visible. Toutefois, pendant le jour les aérosols désertiques diminuent le rayonnement incident à la surface qui

entraîne généralement une diminution de la température de surface. Le rayonnement thermique réémis est alors diminué , réduisant l'effet de serre. Par contre, la nuit le seul effet direct des aérosols est l'effet de serre. Pour les fortes épaisseurs optiques, l'apport d'énergie par effet de serre compense rarement la perte par extinction du rayonnement visible à la surface (Markowicz et al. 2003, Slingo et al. 2006a, Milton et al. 2008).

Effets semi-directs :

L'absorption ou la diffusion d'une partie du rayonnement par les aérosols dans une colonne atmosphérique engendre des modifications de l'état thermodynamique de l'atmosphère. Toutes les conséquences associées sont les effets semi-directs des aérosols. Ils sont très nombreux et dépendent fortement de la configuration du système surface, atmosphère, aérosols.

Les impacts semi-directs des poussières désertiques sont complexes car ils dépendent de nombreux paramètres. Les différentes configurations qui ont déjà été observées sont détaillées dans la section suivante.

1.4.2 Forçage radiatif :

Le forçage radiatif des aérosols désertiques est définit ici comme le changement du flux net radiatif dans l'atmosphère (au sommet et à la surface) dû à leurs effets direct et semi-directs.

Forçage radiatif au sommet de l'atmosphère :

Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère dû aux effets des aérosols désertiques et à leurs impacts peut être positif ou négatif. En effet, le signe de ce forçage dépend essentiellement de l'albédo de la surface au dessus de laquelle ils se trouvent (Fraser and Kaufman 1985) :

- 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. C'est pour cette raison que les satellites ne différencient pas une surface désertique et une couche de poussières désertiques.

- Lorsque les poussières désertiques se trouvent au dessus d'une surface dont l'albédo est plus élevé que celui des poussières désertiques, le rayonnement solaire réfléchit au sommet de l'atmosphère sera moins important. Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère sera défini positif.

- Inversement, si les poussières désertiques se trouvent au dessus d'une surface sombre (e.g. une surface recouverte par la végétation ou un océan), le rayonnement réfléchit au sommet de l'atmosphère par la couche de poussière désertique sera beaucoup plus fort qu'en ciel clair.

L'estimation de l'impact radiatif des poussières désertiques au sommet de l'atmosphère faite par la combinaison de satellites (Li 2004) et de mesures avions (Haywood et al. 2003b, Highwood et al. 2003) est estimé globalement à -19$W.m^{-2}$. Ce forçage augmente de 24 $W.m^{-2}$ lorsque l'albédo augmente de 0.32. En Afrique de l'Ouest l'albédo passe de environ 0.1 vers 5°N à 0.5 vers 15°N (Fig 1.2). L'effet radiatif des poussières désertiques au sommet de l'atmosphère est donc susceptible d'être négatif (positif) au dessus de la végétation (du désert) induisant un refroidissement (réchauffement) de l'atmosphère (Bierwirth et al. 2008, Solmon et al. 2008).

Forçage radiatif atmosphérique :

Lorqu'on considère une couche d'atmosphère chargée en poussière désertique, la partie haute de la couche reçoit la totalité du rayonnement incident ainsi qu'une partie du rayonnement rétrodiffusé par les particules situées en-dessous . Si l'énergie reçue par cette couche est plus forte qu'en ciel clair, ceci induit un réchauffement de l'atmosphère par absorption et diffusion dans la partie supérieure de la couche de

poussières désertiques (Omotosho 1988, Tegen and Miller 1998, Camara et al. 2010). L'extinction dû aux aérosols désertiques est estimé globalement à environ 5% de l'extinction totale atmosphérique (Dubovik et al. 2002). Les aérosols désertiques induisent un déséquilibre du bilan énergétique atmosphérique. Il peut alors contribuer à 20% du forçage radiatif atmosphérique (Otto et al. 2007).

La partie inférieure de la couche d'aérosols ne reçoit plus qu'une faible partie du rayonnement incident. Si ce rayonnement incident devient plus faible qu'en ciel clair, toute la partie inférieure à la couche de poussières désertique deviendra plus froide qu'en période de ciel clair (Omotosho 1988, Camara et al. 2010). Pour un albédo donné, une relation empirique à été établie entre le forçage radiatif atmosphérique, le changement de température et l'AOD. Ainsi, McFarlane et al. (2009) observent une relation logarithmique entre la différence de température de l'atmosphère (DT) et l'épaisseur optique dans le visible diffus et direct :

$$DT = -log(AOD(directSW)) + log(AOD(diffuseSW)) \tag{1.13}$$

Les mesures à Niamey de Janvier à Avril montrent un forçage radiatif atmosphérique égal à $DR = -15.6 - 88.4\ .AOD$ en $W.m^{-2}$ correspondant à une différence de température de : $DT = -0.02 - 0.12\ .AOD$ en K.

Forçage radiatif à la surface :

Le rayonnement solaire atteignant la surface à été atténué par diffusion et absorption par la couche de poussières désertiques entraînant une baisse considérable de l'énergie reçue par la surface. Toutefois l'influence des aérosols sur le rayonnement solaire dépend aussi de la nature de la surface au dessus de laquelle ils se trouvent.

- Si la surface est très sombre (végétation, océan), le rayonnement solaire incident déjà fortement atténué est en quasi totalité absorbé par la surface. Selon les observations satellites les poussières désertiques sont l'espèce d'aérosol contribuant le plus à l'AOD visible au dessus des océans et induisent une réduction sensible de la température de surface des océans (Myhre et al. 2003, Lau and Kim 2007). Pendant l'été boréal, les concentrations de poussières désertiques sont fortes l'océan Atlantique nord et expliquent à elles seules 35% de la variabilité de température de surface océanique observée (étude pour la période 1984-2000 ; 10˚N-25˚N-20˚W–60˚W) (Foltz and McPhaden 2008).

- Si la surface a un fort albédo, le rayonnement réfléchit vers l'atmosphère peut être re-diffusé par les aérosols. Une partie est absorbée et diffusée vers le haut, contribuant au chauffage de la couche de poussière et le reste est réfléchi vers le bas, contribuant à réchauffer la surface. Cet effet peut alors induire un réchauffement encore plus intense de la couche d'aérosols et atténuer le refroidissement radiatif à la surface. Toutefois, sur le désert l'impact radiatif net des poussières désertiques sur la température de surface reste généralement négatif (Miller and Tegen 1998, Camara et al. 2010).

D'autre part, dans l'après-midi, le chauffage de couche de poussières devient assez fort pour que les particules puissent émettre un rayonnement infrarouge non-négligeable. En effet, cet ajout d'énergie vers le sol peut contrebalancer le refroidissement de la surface induit par la réduction de rayonnement solaire incident (Miller et al. 2004a). Ainsi, si la concentration de particules est assez grande et que le rayonnement visible incident est faible (e.g. la nuit) le forçage radiatif net à la surface par les poussières désertiques peut alors être observé positif (Liao and Seinfeld 1998, Claquin et al. 1998, Forster et al. 2007).

En résumé, l'impact radiatif des poussières désertiques peut être positif ou négatif dépendant très fortement de leur distribution en taille, de leur concentration, de leur distribution spatiale et temporelle, de leurs propriétés optiques et de l'albédo du sol au dessus duquel ils se trouvent. Or ces paramètres ne sont pas encore bien définis et leurs incertitudes constituent un fort frein dans la compréhension des impacts radiatifs des poussières désertiques. Le tableau 1.25 est un récapitulatif non-exhaustif montrant la large gamme de valeurs des impacts radiatifs des poussières désertiques observés et modélisés.

				TOA (W/m2/AOD)																ATM (W/m2/AOD)								BOA (W/m2/AOD)							
ref	zone	outil	time	AOD	DSWnet (=+reflected)	DSWnet/DES	DSWnet /VEG	DSWnet /O	DLWnet (+=emitted)	DLWnet/DES	DLWnet/O	DRnet (-=+reflected)	DRnet/DES	DRnet/VEG	DRnet/O	DT	(+=+absorbed)	DSWnet/DES	DSWnet/O	DLWnet (-=-received)	DLWnet/DES	DLWnet/O	DRnet (+=+absorbed)	DRnet/DES	DRnet/VEG	DRnet/O	DTSW	DTLW	DT	DSWnet (-=-received)	DSWnet/DES	DSWnet/O	DSWdown	DSWup	DLWnet (+=-emitted)	DLWnet/DES	DLWnet/O	DLWup	Drnet (-=-received)	DRnet/DES	DRnet/VEG	DRnet/O	DT	DTLW	DSHF
McFarlance 09	Niamey	OBS (ARF)	JMA	0,5																							6,6																		-0,1		
Fouquart 87	Niamey	OBS		1,0																							5,8	-0,2	4,4																	
Mallet 09	09N17N10W 20E	MNH	09-12/03/2006	0,9	-12,5	5,6	-7,0		-1,2			-13,7					133,0			-145,5			139,7				5,8	-0,2	5,6	-53,8	-62,5	-145,0			-145,0			-153,5	-102,9	-102,9	-100,0				-0,7	6,3	-105,5
Slingo 06	Niamey	OBS	07-13/03/2006	3,4	-29,4	-29,4			-8,8			-38,2					73,5			-73,5			29,4							-73,5	-73,5	-73,5			-29,4			-29,4							-3,8		
Milton 08	Niamey	OBS (ARM-GERB)	06-08/03/2006	3,5	25,7	25,7			-10,0			15,7					82,9			-57,1			115,7				5,7								-42,9			-100,0	-100,0							
Derimian 08	Mbour	OBS (broad-band)	10/03/2006 12h	2,0	-40,0							-13,3											18,3															-31,7								
Zhou 05	Global	OBS		1,0																-64,0											-48,0	-80,0													
Myhre 03		OBS SHADE	19-29/09/2000		-50,0				8,0			-80,0																																		
Highwood 03	coast west	OBS plane SHADE	19-29/09/2000						-6,5																																					
Ackerman 92	Arabie	OBS sat AVHRR ERBE	july 1985	1,3	52,0	52,0			19,0	28,0	10,0	62,0				62,0																														
Haywood 03	namibia	obs C130	2000 safari		-130,0																																									
Tanré 03	sahara cape vert	obs SHADE	19-29/09/2000	1,5	-86,7						8,7					-78,0																														
Li 04	Ocean 15N25N45W 15W	OBS (MODIS)	JJA	0,4	-35,0	-35,0														-65,0																									
Meloni 04	Mediterrannee	OBS (MISR)		1,0	-12,5															-59,0													-59,0												
Hsu 2000	over land	sat (ERBE TOMS)	july 1985						-36,0	-36,0																	3,5	-3,0	0,3																	
Kim 05	Asian seaboeard	OBS onboard C130		1,0																-89,0																									
Zhang 03	saharian desert	SAT CERES MODIS MISR	sept 2000	1,0					15,0	15,0																																				
Liao 98		transfert rad model		1,0																															1,2											
Otto 07	Sahara+Ocean	model Transfert Radiatif	ACE2 97	0,7	27,1	146,5		-92,3	13,5	15,5	11,5	40,5	162,0	-80,9			-271,1	-120,3	-237,4	298,3	266,8	329,7	72,6	-80,3	225,5	-37,7	-40,0	-35,3				-32,0	-24,2	-24,5	-23,8	-147,4	242,3	-147,4		-306,4			
Quijano 00	Saharan	model Transfert Radiatif		1,0	1,5	50,0		-47,0	15,0	15,0	15,0	15,0	65,0	-35,0									162,4	212,4																				

FIG. 1.24 – *Tableau récapitulatif des différentes mesures ponctuelles et globales, sur l'impact radiatif des poussières désertiques, dans le rayonnement visible et infrarouge, au sommet de l'atmosphère, absorbé au sein de l'atmosphère, et à la surface. Les valeurs sont normalisées par rapport à l'AOD pour pouvoir comparer l'efficacité du forçage radiatif des poussières désertiques.*

| | | |

1.4.3 Conséquences sur la thermodynamique :

Les nombreux impacts des effets radiatifs des poussières désertiques et les fortes incertitudes associées ne permettent pas d'établir un comportement non équivoque de leurs conséquences thermodynamiques. Toutefois, un grand nombre d'études montrent une influence non négligeable de l'impact radiatif des poussières désertiques sur la thermodynamique en Afrique de l'Ouest. Ces modifications peuvent entraîner des boucles de rétroactions complexes et sont encore mal comprises. Dans la suite, une discussion de l'état de l'art sur ce sujet est détaillée.

Forçage radiatif négatif dans les basses couches : stabilisation

La distribution horizontale et verticale des aérosols en Afrique de l'Ouest peut se présenter sous différentes formes. De manière générale sur l'Afrique de l'Ouest, les poussières désertiques sont bien mélangées dans la couche résiduelle Saharienne (Camara et al. 2010) (cf. section 1.3.3). Dans ce cas de figure ils ont tendance à induire une réduction de la température en basse couche et une augmentation de la température dans le niveau supérieur de la couche de poussière désertiques (cf. section 1.4.1). Cette configuration a pour effet une stabilisation de l'atmosphère (Miller et al. 2004b, Yoshioka et al. 2007, Konare et al. 2008, Solmon et al. 2008, Camara et al. 2010, Cuesta et al. 2010).

- 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).

- La couche de poussière peut entraîner un découplage des couches limites atmosphériques Sahariennes. En effet, pour une couche de poussières comprise entre 2.5 et 5.5km d'altitude et ayant un AOD de 0.66, Otto et al. (2007) observent une augmentation de l'humidité relative de +4% à 2.5 km et de +35% à 5.5km correspondant à la conservation d'un rapport de mélange à peu près constant. Le profil de température montre une inversion au dessus et au dessous de la couche de poussière désertiques, inhibant le mélange de la couche de poussière avec les les masses d'air au dessus et au dessous.

- Localement, le chauffage atmosphérique peut induire une évaporation des nuages. Le profil vertical de température et d'humidité est plus stable, entraîne une inhibition de la convection. Le développement vertical de la couche limite Saharienne est ainsi limité (Cuesta et al. 2010).

- Si la région est sujette à de la convection profonde, cet effet peut se traduire par une diminution des précipitations au niveau de la couche de poussières désertiques (Miller et al. 2004b, Yoshioka et al. 2007, Konare et al. 2008, Solmon et al. 2008, Camara et al. 2010). Dunion and Velden (2004) montrent que les effets des poussières désertiques sur la couche limite Saharienne entraînent une diminution de l'humidité relative atmosphérique et une augmentation du cisaillement de vent induisant une inhibition de la convection profonde dans les cyclones tropicaux.

- Ces changements de température ont aussi un effet à plus large échelle sur les gradients de température horizontaux. Ainsi, une diminution de la température en basse couches au niveau du Sahel peut entraîner une baisse du gradient thermique méridien et un affaiblissement du flux de mousson (Camara et al. 2010).

- Au niveau du flanc sud des jets, on peut constater un renforcement du JEA et un affaiblissement du JET dans plusieurs études de modélisation (Tompkins et al. 2005, Chaboureau et al. 2007, Konare et al. 2008, Solmon et al. 2008, Camara et al. 2010).

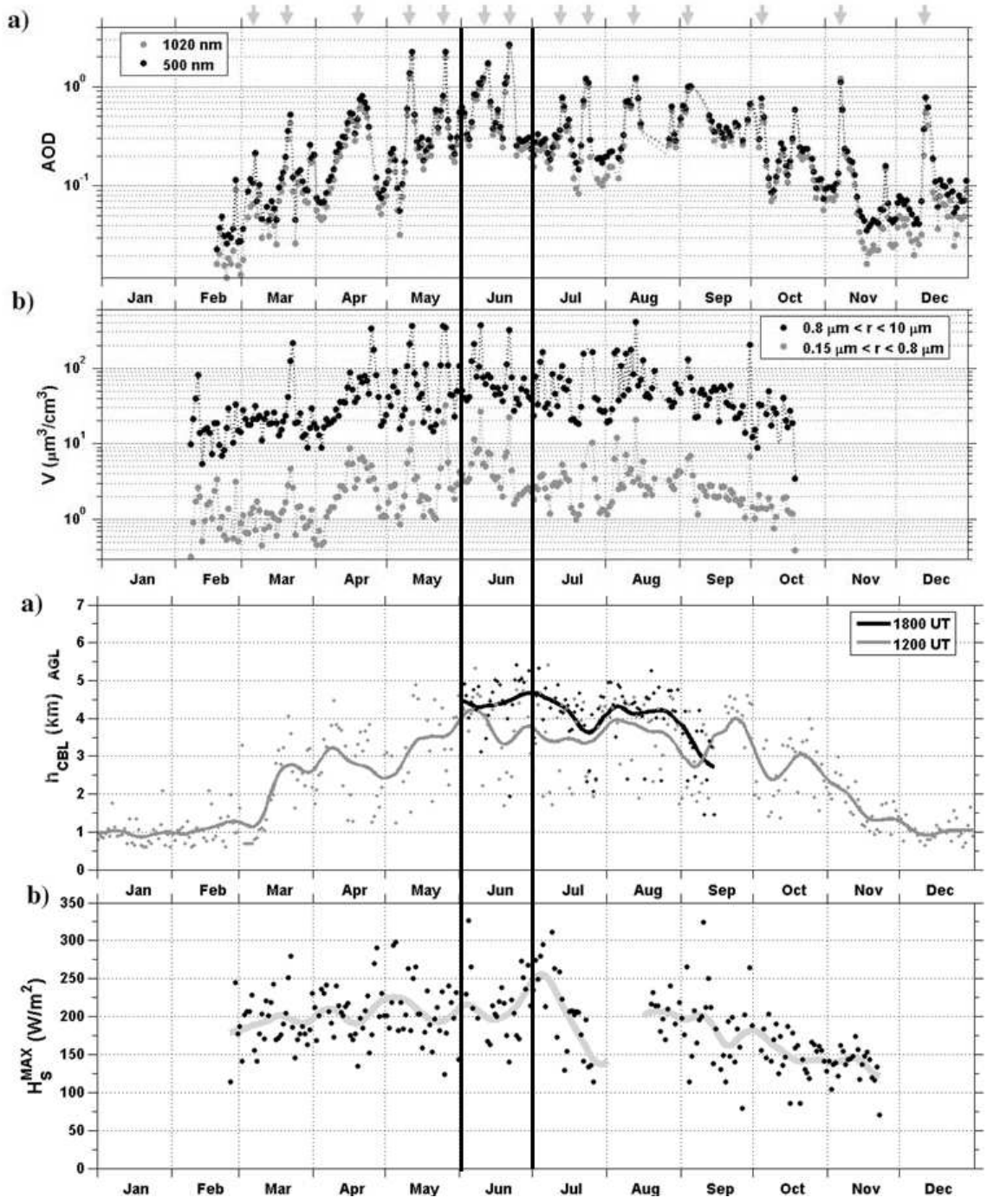


FIG. 1.26 – *(a) Hauteur de couche limite convective déterminée à 1200 (gris) et 1800 (noir) UTC par les sondages à Tamanrasset. (b) Flux sensible turbulent maximum journalier (moyenné entre 1100 et 1300 UTC). Les valeurs journaliéres sont indiquées par des points et les valeurs filtrée sur une bande passante de 10 jours sont représentées par les lignes continues sur l'année 2006. D'après Cuesta et al. (2008)*

Forçcage radiatif positif dans les basses couches : déstabilisation

Durant l'après midi, l'émission infrarouge peut contrebalancer le refroidissement de la surface (Liao and Seinfeld 1998, Claquin et al. 1998). La température de surface augmente et par conséquent les flux sensibles (et latents si le sol est humide) à la surface peuvent augmenter. D'autre part, les poussières désertiques tout juste soulevées peuvent être confinées dans les premières couches atmosphériques et induire un apport d'énergie radiative dans les basses couches. Cette configuration à pour effet une déstabilisation de l'atmosphère.

- Pendant la mousson vers 10°N, l'augmentation de la température potentielle équivalente dans les basses couches induit une augmentation de l'instabilité atmosphérique. Celle ci peut alors entraîner un renforcement de la convection profonde et du JEA (Chaboureau et al. 2007).

- Dans la région Saharienne, la couche limite est caractérisée par la présence d'une couche d'aérosols assez dense qui peut constituer un facteur de déstabilisation favorisant la convection sèche (Bounoua and Krishnamurti 1991). La hauteur de la couche limite Saharienne dépend essentiellement des bilans d'énergie à la surface et des conditions météorologiques comme la subsidence ou l'advection d'air soit sec et chaud soit froid et humide (cf. section 1.1.1).

Début juin, la couche limite convective est déjà très développée sur le Sahara (autour de 4 km à Tamanrasset Fig 1.26a). La forte quantité d'aérosols présents dans les basses couches (AOD Fig 1.26a) absorbe le rayonnement solaire incident tout au long de la journée et favorise le développement de la couche limite (Fig 1.26c) par convection sèche (Chaboureau et al. 2007, Vogel et al. 2009). Pendant la nuit, les aérosols libèrent l'énergie emmagasinée et ralentissent le refroidissement radiatif. Les poussières désertiques peuvent donc contribuer à une diminution du cycle diurne de la couche limite. En favorisant la convection sèche la journée et empêchant la subsidence la nuit, cette couche de poussière désertique peut donc entraîner un développement rapide de la couche limite qui atteint déjà son sommet à 1200 UTC (Fig 1.26c). En début de mousson les poussières désertiques contribuent aux échanges entre la couche limite convective Saharienne et la couche résiduelle laminaire (Cuesta et al. 2010).

A partir de fin-juin, la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère commence à diminuer et découvre le ciel qui devient de plus en plus clair laissant passer le flux solaire pendant la journée. La forte subsidence nocturne entraîne une diminution de la hauteur de couche limite jusqu'à 3.5km en moyenne à 1200 UTC (Fig 1.26c). Par contre vers 1800 UTC le rayonnement solaire incident a eut le temps de chauffer le sol provoquant de la convection sèche et amenant la hauteur de couche limite à 4.5km en moyenne (Fig 1.26c).

Combinaison des effets de stabilisation et de déstabilisation :

La concentration d'aérosols oscille sur une période de 3-5 jours de juin à août et de 6-9 jours de août à septembre or ces fréquences correspondent à celle des AEWs (cf. section 1.2.2, Fig 1.27) (Jones et al. 2004, Knippertz and Todd 2010). En effet, 20% du soulèvement et environ 15% de la variabilité saisonnière des concentrations d'aérosols désertiques seraient liés à l'activité des AEWs. Plusieurs relations entre les AEW et les poussières désertiques ont été établies :

- Environ cinq jours avant le passage de l'onde d'est, l'intensité de la dépression thermique augmente ce qui correspond à une augmentation de la convection sèche en basse couches (cf. section 1.1.1). Une couche de poussières désertiques peut alors être générée par la turbulence en basse couche et rétroagir sur la convection sèche par chauffage des basses couches pouvant atteindre $0{,}25 K.jour^{-1}$ à 850hPa (Jones et al. 2004). En renforçant le développement de la couche limite convective Saharienne (cf. section 1.4.3) (Bounoua and Krishnamurti 1991), les aérosols favorisent déclenchement d'AEW (Jones et al. 2004, Thorncroft et al. 2008). Ce premier effet des aérosols montre donc une interaction positive des aérosols sur les AEWs.

- Deux-trois jours avant le maximum d'AOD, une intense pulsation du flux de mousson le fait re-

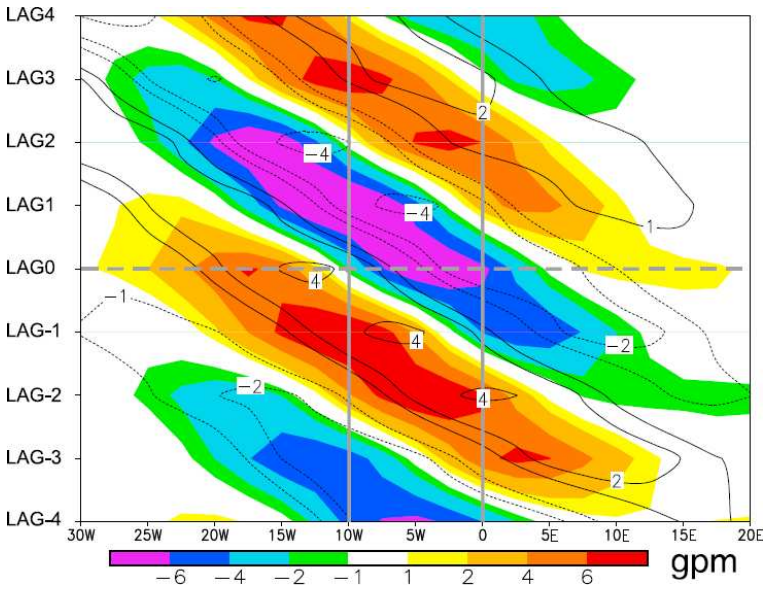


FIG. 1.27 – *Diagramme longitude-temps des perturbations de la hauteur du géopotentiel entre 15°N et 20°N, associé à un écart-type de +2 dans un filtre pass-haut des Index d'aérosol TOMS moyennés sur la région centrale-ouest du Sahara (lignes grises). Les analyses sont basées sur les données journalières de juin à septembre pour 1979-1992. Les données ont été relevées à 1000hPa (couleurs) pour leur importance vis à vis de la mobilisation des poussières et à 700 hPa (isolignes noires) afin de refléter à la fois l'activité AEW et des perturbations extratropicale de niveau supérieurs. D'après Knippertz and Todd (2010).*

monter jusqu'au sud de la dépression thermique, advectant de l'humidité et entraînant le soulèvement de poussières désertiques (Marsham et al. 2008). La figure 1.27 illustre le déplacement vers l'ouest d'AEWs (Kiladis et al. 2006). Autour de 700hPa, 4 jours avant le passage de l'AEW une anomalie négative de géopotentiel peut être associée à une précédente AEW ou perturbation extratropicale. Elle est suivie par une anomalie positive de poussières désertiques à 1000hPa. Cette pulsation du flux de mousson vers le nord est donc peut être due à la précédente intensification de la dépression thermique ou reliée au passage d'une forte onde extratropicale interagissant avec une AEW (Knippertz and Todd 2010).

- L'apport d'humidité par convection profonde qui se développe au niveau du FIT est alors souvent évaporée par la présence de la couche d'air Saharien très sec en moyenne troposphère, créant des courants de densité très intenses (Haboobs). Lorsqu'ils passent au dessus des sources de poussières désertiques, ces haboobs entraînent encore plus de soulèvement de poussières désertiques au sein de la dépression thermique (cf. section 1.3.2). (Sutton 1925, Idso et al. 1972, Droegemeier and Wilhelmson 1987, Knippertz 2008, Flamant et al. 2009; 2007, Tulet et al. 2010).

- Au passage de l'AEW, l'intensification des gradients de pression induit le soulèvement d'aérosols par le renforcement des vents de nord-est associés (Karyampudi and Carlson 1988). Ajouté à cela, se développent fréquemment des jets nocturnes, sources de poussières désertiques au matin (cf. section 1.3.2) (Todd et al. 2007, Knippertz 2008, Schepanski et al. 2009). La figure 1.27 illustre le passage d'AEWs à 700hPa associées à l'intensification de l'indice d'aérosols.

- Les aérosols désertiques sont alors mélangés dans la couche limite Saharienne. Ils peuvent alors être advectés au dessus du flux de mousson par les vents de nord de la prochaine AEW passante (Knippertz and Todd 2010). A 1000hPa un flux de sud-ouest se met en place. Les poussières désertiques forment alors une couche en altitude qui a tendance à stabiliser l'atmosphère, amincir la couche limite convective et inhiber la convection profonde (cf. section refstabilisation) (Bounoua and Krishnamurti 1991). Ce deuxième effet des poussières désertiques peut limiter l'intensification de l'AEW (Jury and Santiago 2010).

Ainsi, les poussières désertiques peuvent renforcer les pulsations de la dépression thermique, du flux de mousson et des AEW par variation de l'altitude de la couche de poussières (Bounoua and Krishnamurti

1991).

Transportés par la couche d'air Saharienne, les aérosols peuvent être advectés au dessus du flux de mousson puis jusqu'à l'ouest du bassin Atlantique (Carlson 1969). La couche de poussière désertiques peut alors influencer l'évolution des ondes d'est et des cyclones tropicaux avec une influence :
- soit positive (Karyampudi and Carlson 1988, Karyampudi and Pierce 2002) en provoquant des pulsation sur la dynamique de la dépression thermique (par modulation du profil vertical de température et de la hauteur de couche limite) ;
- soit négative (Dunion and Velden 2004) en induisant une stabilisation de l'atmosphère (par réchauffement de la moyenne troposphère), un cisaillement vertical de vent (par accélération du JEA) et une intensification des subsidence instaurées (par intrusion d'air sec dans les cyclones tropicaux).

Ainsi, l'impact radiatif positif ou négatif des poussières désertiques peut avoir de fortes conséquences sur la circulation atmosphérique locale ou à large échelle. Ces modifications atmosphériques peuvent à leur tour agir sur la distribution des poussières désertiques et modifier leurs impacts radiatifs. Par exemple en basses couches, le renforcement (affaiblissement) du mélange turbulent dû aux impacts radiatifs des poussières désertiques peut entraîner une rétroaction positive (négative) sur l'érosion en surface et donc sur l'émission de poussières désertiques (Kahn et al. 1992). En effet, Perlwitz et al. (2001), Miller et al. (2004b) estiment que l'impact des aérosols engendrent une diminution du flux sensible à la surface, de la turbulence en basse couche et une stabilisation de la couche limite, pouvant réduire de 15% l'émission de poussières désertiques. Ces rétroactions complexifient les relations entre poussières désertiques et atmosphère.

Conclusion

L'état de l'art concernant la mousson Africaine est récent ($\sim$1970-80) et les mécanismes qui la régissent font encore l'objet de nombreux débats. Pourtant elle joue un rôle clé dans l'équilibre énergétique terrestre. Quant à l'impact radiatif des poussières désertiques sur l'atmosphère, la communauté scientifique ne s'y intéresse que depuis une quinzaine années et il reste mal estimé. Il représente la plus grande source d'incertitude dans les modèles de prévision numérique (Forster et al. 2007) et à fortiori dans la détermination du climat passé et futur (Yoshioka et al. 2007, Forster et al. 2007).

Outre le fait que la convection profonde et les poussières désertiques ont des cycles saisonniers très différents, leur variabilité interanuelle et intrasaisonnière est très forte. Ainsi, très peu de régularité peut être observée sur leur interactions. Les interactions aérosols-rayonnement sont multiples et de nombreux couplages existent entre les aérosols et le cycle de l'eau. Nonobstant toutes les incertitudes sur leurs effets, nous retiendrons qu'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 (directs et semi-directs) deviennent prépondérants face aux effets sur la microphysiques (indirects) (Koren et al. 2008). Ces effets direct et semi-directs 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 sur le développement de la convection profonde. Dans la mesure où les nuages représentent un paramètre déterminant dans le bilan énergétique terrestre puisqu'ils refroidissent en moyenne la Terre de -18W/m^2 (Hartmann et al. 1992), il y a là une action potentiellement forte des aérosols sur le bilan radiatif terrestre par modification de la couverture nuageuse.

Stratégie et optimisation des outils 2

SOMMAIRE

2.1 STRATÉGIE 47
2.1.1 Outils d'observation : 47
2.1.2 Outils de modélisation : 47
2.1.3 Méthodologie 49
2.2 OBSERVATIONS 50
2.2.1 Instruments de mesure : 50
2.2.2 Supports aux instruments : 52
2.2.3 Données d'observations intégrées dans modèles numériques : 56
2.3 MODÉLISATION 56
2.3.1 Capacité à représenter la convection profonde : Cas d'étude du 25-26 Juillet 2006 57
2.3.2 Récapitulatif des différents Tests de sensibilité sur l'Afrique de l'Ouest 62
2.3.3 Dynamique du modèle 62
2.3.4 Description des principales paramétrisations physiques 64
2.3.5 Module de poussières désertiques 68
2.4 CONFIGURATION DES EXPÉRIENCES 75
2.4.1 Choix des conditions initiales et aux limites : 75
2.4.2 Dérive, sensibilité à l'échéance : 78
CONCLUSION 81

COMME nous l'avons vu au chapitre précédent, l'étude des aérosols désertiques et de leurs interactions avec la convection profonde met en jeux plusieurs échelles de temps et d'espace. En effet, les systèmes convectifs sont des phénomènes rapides (qui se développent dans l'heure) pouvant se propager sur des échelles de temps et d'espace allant jusqu'à des milliers de kilomètres sur plusieurs jours.

L'étude des interactions entre poussières désertiques et convection profonde nécessite donc :
- une résolution spatiale de l'ordre du kilomètre pour d'une part localiser et résoudre la convection profonde et d'autre part bien représenter les phénomènes associés au soulèvement des poussières désertiques ;
- 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 le développement de la convection ;
- une durée d'analyse suffisamment longue (de l'ordre d'une semaine) pour représenter tout le cycle des aérosols et leurs interactions avec l'atmosphère.

Dans ce chapitre, est présentée la stratégie utilisée pour répondre à ces objectifs suivant les capacités et limitations des moyens disponibles. Les limitations de chaque outils d'observation sont décrites. Quant aux outils de modélisation, leurs capacités sont discutées et les améliorations possibles de ces outils sont réalisées.

2.1 Stratégie

La stratégie dépend bien sur des phénomènes qui sont étudiés mais aussi des moyens disponibles. Est exposé dans cette section le choix de chaque outils et la méthodologie utilisée pour combiner leurs capacités afin d'atteindre les objectifs fixés.

2.1.1 Outils d'observation :

Pour analyser l'impact régional des événements de poussières désertiques sur leur environnement, ce n'est que depuis 2004 que plusieurs campagnes de mesures ont été conduites comme ACE-Asia[1], SHADE[2], PRIDE[3], GERBILS[4], DABEX[5], RADAGAST[6]. Seulement ces campagnes de mesures n'ont pas mis en oeuvre une stratégie multi-disciplinaires indispensable à notre étude. En 2006, la période d'observations intensives du programme AMMA (Redelsperger et al. 2006) en Afrique de l'Ouest a déployé un réseau de mesures au sol et aéroportées couplé à un ensemble d'observations satellites à des résolutions spatiales et temporelles couvrant une gamme très large, compatible avec nos objectifs de recherche et surtout comprenant des mesures concernant différentes disciplines comme les aérosols, les bilans radiatifs, le cycle de l'eau et la dynamique.

Ce réseau très dense d'observations et unique sur l'Afrique de l'Ouest nous permet de décrire précisément l'état réel de l'atmosphère. Cependant, ces précieuses informations ne suffisent pas toujours à comprendre le rôle de chaque processus. En effet, l'impact de chaque composant ne peut être isolé (par exemple, les aérosols sont le plus souvent accompagnés d'air sec empêchent d'isoler leur impact respectif sur la convection). La modélisation est un laboratoire numérique qui offre la possibilité supplémentaire d'étudier et vérifier le rôle des processus physiques par le biais d'étude de sensibilité (retrait de boucles de rétroactions, changements d'états initiaux, etc.).

2.1.2 Outils de modélisation :

La modélisation des aérosols désertiques et de la convection profonde et de leur propagation demande une forte puissance de calcul pour combiner une fine résolution et un grand domaine de simulation. La représentation des processus météorologiques dépend fortement de la résolution spatiale et temporelle. Les modèles Simulation Numérique Directe ont une grille pouvant atteindre le mètre et sont capables de résoudre les équations différentielles gouvernant la turbulence et représentant l'écoulement de la couche limite et les petits nuages. Seulement les calculateurs disponibles actuellement n'ont pas la puissance pour effectuer ce type de simulation à très haute résolution que pour des domaines couvrant quelques kilomètres. Si l'on veut modéliser un plus grand domaine, la résolution doit être dégradée et il faut donc recourir à des paramétrisations sous-maille pour représenter la convection peu profonde, la physique des nuages, les échanges de chaleur et d'humidité entre la surface et l'atmosphère, le frottement et la turbulence près du sol, les ondes atmosphériques et l'effet des montagnes sur l'écoulement atmosphérique, etc. Pour une puissance de calcul donnée il est nécessaire de faire un compromis entre résolution et taille du domaine alors que l'étude des interactions entre aérosols et convection profonde nécessite de concilier à la fois une fine résolution et un grand domaine.

Résolution :

Le cycle annuel des aérosols minéraux au niveau des zones sources d'Afrique de l'Ouest n'est pas relié au vent moyen mais aux rafales de petite échelle (Engelstaedter and Washinston 2007). Une résolution trop

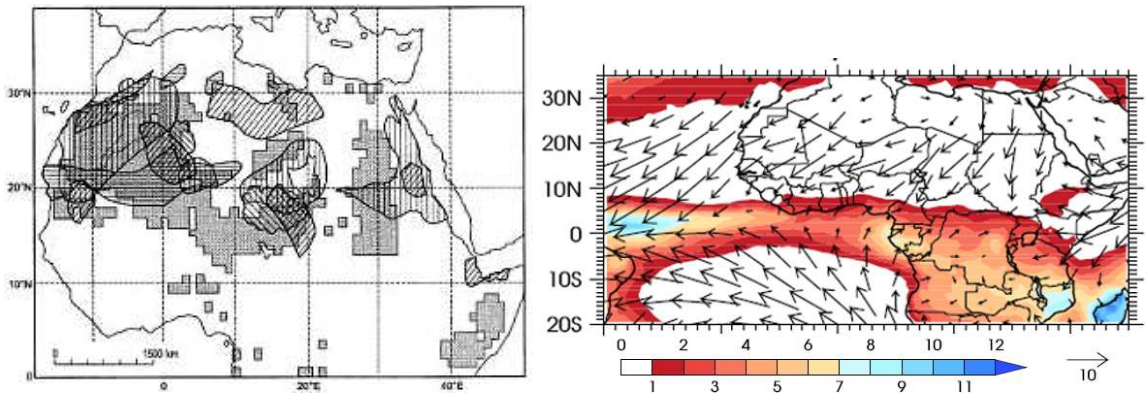
[1] Regional Climatic and Atmospheric Chemical Effects of Asian Dust and Pollution, Seinfeld et al. (2004)
[2] Saharan Dust Experiment, Tanré et al. (2003)
[3] Puerto Rico Dust Experiment, (Reid et al. 2003)
[4] GERB Intercomparison of Longwave and The Observations Shortwave radiation, Haywood et al. (2005)
[5] Dust and Biomass-burning Experiment, Myhre et al. (2008)
[6] Radiative Atmospheric Divergence utilisant les données ARM (Atmospheric Radiation Measurement) et GERB, (Miller and Slingo 2007, Haywood et al. 2008)

lâche (>5 km) ne prendrait donc pas en compte les tourbillons ou les plumes convectives et les champs de vent moyens pourraient sous-estimer les rafales de vents à la surface à plus de 50% comparé aux observations (Tegen and Miller 1998, Tegen 2003). La simulation des rafales de vent responsables du soulèvement des aérosols nécessite donc une maille assez fine pour être correctement représentés.
Par ailleurs, l'étude des rétroactions aérosols-convection profonde requiert une résolution explicite de la convection profonde pour dépendre le moins possible des paramétrisations qui représentent difficilement le déclenchement de la convection (Guichard et al. 2004), phase clé où les poussières désertiques pourraient avoir un effet majeur que l'on souhaite étudier. En effet, dans les modèles régionaux l'étude des rétroactions entre poussières désertiques et convection profonde est difficile car elles dépendent beaucoup du schéma de convectif utilisé (Reinfried et al. 2009). La question de la résolution minimale requise pour simuler explicitement la convection est ouverte étant donné que la taille des tourbillons convectifs couvre une large gamme allant de la centaine de mètres à la dizaine de kilomètres. Idéalement et comme recommandé par l'étude de Bryan et al. (2003), il faudrait travailler à des résolutions de l'ordre de 100m pour résoudre la convection ce qui n'est possible actuellement qu'en mode recherche et sur des domaines de taille limitée, de l'ordre de 100km. Ainsi pour les applications opérationnelles les centres de prévision numérique mettent en oeuvre actuellement des résolutions de 1 à 3 km (2,5km pour AROME à Météo-France). En Afrique de l'Ouest, étant donné la forte épaisseur des cellules de convection profonde (autour de 17km) et leur grande taille, l'expérience démontre que des résolutions de 5km permettent des simulations réalistes des systèmes convectifs de grande extension (tels que les lignes de grains) et de leurs interactions avec l'écoulement synoptique (Diongue et al. 2002, Barthe et al. 2010, Gantner and Kalthoff 2010).

Domaine :

L'étude des tempêtes d'aérosols demande avant tout une bonne représentation des zones sources d'aérosols. Ces zones sources se trouvent majoritairement situées au nord et à l'est de l'Afrique de l'Ouest (Kalu 1979, Dalmeida 2986, Dubief 1953, Middleton 1986, Brooks and Legrand 2000, Middleton and Goudie 2001) Fig 2.1a). Le domaine de simulation choisi doit donc s'étendre au moins jusqu'à 30°N et 35°E pour inclure les principales sources d'aérosols en amont de la zone d'étude de leurs impacts radiatifs. D'autre part, les vents s'engouffrant dans la dépression du Bodelé sont des phénomènes géophysiques qui peuvent s'étendre sur plus de 1000km (Todd et al. 2007). Ils forment des panaches d'aérosols qui se propagent à travers toute l'Afrique de l'Ouest. La représentation de l'initiation et de la propagation de ces phénomènes nécessite donc un domaine supérieur à 1000km.
Par ailleurs, la convection profonde est le plus souvent initiée dans la Zone de Convection Inter Tropicale (ZCIT) dont la limite nord est autour de 7°N en hiver lorsqu'elle est au plus sud (Fig 2.1b). Pour représenter les systèmes convectifs, le domaine doit donc aussi s'étendre jusqu'à 7°N ce qui se trouve loin des zones sources de poussières désertiques. D'autre part, les systèmes convectifs sont généralement reliés à des phénomènes de grande échelle comme les ondes d'est Africaine (Leroux 2009) qui nécessitent un domaine supérieur à 1000km pour être correctement représentés, insistant sur la nécessité d'un grand domaine de simulation.

Ainsi, il est question d'un domaine minimum de 7°N à 30°N et de 3°W à 35°E, une résolution horizontale minimale de 5 km, une résolution verticale minimale de 41 niveaux (comprenant 20 niveaux en dessous de 5km et dont le premier niveau est à 17m) et un pas de temps de 60s pour une simulation de 1 mois. Actuellement, seul les modèles opérationnels à aire limité permettent de résoudre de telles matrices en un temps raisonnable. Ce type de modèle allie efficacité et réalisme à des échelle de temps et d'espace qui sont de l'ordre des phénomènes reliés aux poussières désertiques et surtout permettant une résolution explicite de la convection. Récemment, un certain nombre de modèles de ce type ont été développés ba-



(a) (b)

FIG. 2.1 – *(a) Synthèse d'études localisant les sources d'émission d'aérosols désertiques. Les différents contours représentent les différentes études. D'après Middleton and Goudie (2001). (b) Climatologie des précipitations GPCP (mm/jour) établie sur la période 1979-2007 pour la saison de janvier à mars (couleur), climatologie du vent ($m.s^{-1}$) à 925hPa des ré-analyses NCEP2 (vecteurs). D'après Roehrig (2010).*

sés sur des idées scientifiques similaires tel que WRF[7], MRI-LNH[8], l'Unified Model[9], LMK[10], GEM[11] et AROME[12]. Chaque modèle comporte différentes forces et faiblesses qui peuvent jouer dans l'interprétation des résultats. Pour l'instant, aucune étude d'intercomparaison regroupant tous les modèles n'a été réalisée. 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 (Lafore et al. 1998) par Tulet et al. (2008), Mallet et al. (2009). Ce modèle est donc adapté à l'étude des interactions entre convection profonde et poussières désertiques.

2.1.3 Méthodologie

Le couplage d'AROME au module d'aérosol ajoute un coût de calcul de l'ordre de 10%. Pour cette raison de coût numérique, le modèle AROME utilisé actuellement en opérationnel n'active pas le schéma explicite d'aérosols mais une climatologie mensuelle des coefficients d'extinction basée sur les observations de Tegen and Fung (1994) (section 2.3.4). Celle ci n'est pas très influente aux latitudes tempérées puisque la quantité d'aérosols minéraux y est négligeable. Cependant, aux latitudes tropicales, l'épaisseur optique est très variable et peut atteindre des valeurs supérieures à 5 pendant une tempête de poussières désertiques (cf. Chapitre 3) entraînant des conséquences non-négligeables sur la thermodynamique (Grini et al. 2006). Un des objectifs de cette étude est de quantifier les erreurs qu'engendrerait la non-prise en compte de la variabilité des poussières désertiques sur les prévisions en Afrique de l'Ouest. Pour cela, il est avant tout nécessaire de représenter correctement le cycle des poussières désertiques (soulèvement par les jets, par les courants de densité, lessivage et dépôt). Or cette tâche n'est pas aisée car les particules ont un impact radiatif entraînant de forts changements de la thermodynamique (cf. chapitre 1) qui à son tour agit sur le soulèvement d'aérosols. Il faut donc bien comprendre et quantifier cet impact radiatif et ses conséquences sur la thermodynamique pour correctement représenter le soulèvement d'aérosols.

Pour comprendre le rôle des aérosols, leur impact radiatif a été isolé grâce à deux configurations de simulation :

[7] Weather Research Facility, développé par les Etats-Unis par plusieurs instituts, dérive du modèle MM5.

[8] développé par l'Agence Météorologique Japonaise.

[9] développé par le Met Office au Royaume Unis en coopération avec la communauté scientifique Anglaise. La résolution horizontale peut atteindre 1.5km.

[10] Lokal Model, Kürzesfrist, développé par le groupe Européen COSMO (Allemagne, Suisse, Italie, Grèce, Pologne et Roumanie) sous le contrôle de DWD (Deutscher Wetterdienst, centre national météorologique Allemand), la résolution horizontale atteint 2,6km.

[11] Global Environment Multiscale, développé par Environnement Canada.

[12] Applications of Research to Operations at Mesoscale, développé par Météo-France en collaboration avec le CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), une grande partie du code à été développée en collaboration avec l'ECMWF et les partenaires européens ALADIN. Il est utilisé à une résolution de 2,5km.

- **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 au module d'aérosol décrit par la suite (section 2.3.5) pour comprendre l'apport des poussières désertiques.

Ainsi, le modèle AROME est confronté aux observations disponibles afin d'évaluer son degré de réalisme. Pour mettre en évidence l'impact radiatif des poussières désertiques la méthode suivante est adoptée : lorsqu'on remarque une tendance dans les observations que les simulations CTRL ne reproduisent pas et que les simulations DUST reproduisent, on peut alors soupçonner la causalité de l'impact radiatif des poussières désertiques dans cette tendance observée. Ainsi, même si l'impact des poussières désertiques dans les observations ne peut être isolé, la différence entre les deux modèles le met évidence. De plus, même si le biais du modèle n'est pas forcément amélioré (ce qui n'est pas l'objectif premier), la tendance des prévisions est meilleure.

2.2 Observations

Différentes techniques de mesures existent afin de sonder et évaluer l'état et la composition de l'atmosphère. Malgré les incertitudes associées aux instruments et aux techniques de mesure, les informations qu'elles apportent contiennent la signature de la réalité atmosphérique. Une connaissance complète dans l'espace et le temps de toutes les variables atmosphériques serait idéale malheureusement cela n'est pas possible du fait des limitations dues aux supports de mesure (sols, aéroportées, satellitaires), aux incertitudes des instruments ainsi que les importants moyens humains et financiers que leur mise en place demande. Les données d'observation apportent une double information ; Elles permettent une compréhension partielle de l'état de l'atmosphère mais servent également d'étalons et de données d'initialisation aux modèles numériques. L'utilisation de la modélisation et des observations est donc complémentaire. Dans cette section nous présentons succinctement les différentes données utilisées au cours de ces travaux qui nous ont permis d'étudier les aérosols et l'atmosphère en Afrique de l'Ouest et confronter au mieux les sorties du modèle AROME.

2.2.1 Instruments de mesure :

Radiomètres

Les radiomètres sont des instruments largement utilisés en sciences de l'atmosphère afin d'estimer, par exemple : des flux radiatif, le couvert nuageux, le type et l'altitude des nuages, les propriétés des aérosols ou bien encore les concentrations de différents composés gazeux (vapeur d'eau, CO_2, ozone, ...). Un radiomètre est un instrument passif qui mesure l'intensité d'un flux de rayonnement électromagnétique dans différents domaines de longueurs d'ondes. Les intervalles spectraux considérés peuvent être larges ("broadband spectrometer") pour estimer par exemple le bilan radiatif, ou centrés sur certaines longueurs d'onde ("narrow band" spectrometer) afin d'identifier des composés atmosphériques particuliers. Si la mesure du rayonnement est effectuée en fonction de la longueur d'onde, on parle de spectro-radiomètre. Les radiomètres à balayage sont des instruments que l'ont retrouvent couramment sur de nombreuses plateformes satellites.

L'utilisation des différents canaux d'un radiomètre permet d'isoler certains composés atmosphériques (e.g. aérosols). Cependant il est parfois difficile de discriminer précisément la contribution des différents constituants atmosphériques. En effet certains composés interagissent avec le rayonnement électromagnétique dans des intervalles spectraux souvent proches et qui parfois se recouvrent. A titre d'exemple, les estimations du contenu en aérosol basées sur des différences de température de brillance entre ciel poussiéreux et ciel clair dans les bandes spectrales 12.0mm-10.8mm et 10,8mm-8.7mm sont difficiles

lorsque des nuages d'altitudes (cirrus) sont présents. En effet la température de brillance de ces nuages est proche de celle des couches d'aérosols désertiques pouvant induire les algorithmes d'inversion à identifier une scène comportant des aérosols comme contaminée par des nuages.

Haywood et al. (2003a) montrent que durant la campagne SHADE, les panaches d'aérosols désertiques dont l'épaisseur optique dépasse 1.5 sont parfois identifiés dans les inversions satellitaires comme des nuages par les algorithmes de "cloud-screening" (algorithmes qui déterminent si un pixel observé est contaminé par la présence de nuage ou si le pixel observé correspond à du ciel clair). De manière générale, Myhre et al. (2004) notent que la plus grande source de disparité entre les différents produits aérosols dérivés de mesures satellitaires est due aux hypothèses utilisées dans les algorithmes de "cloud-screening". Certaines techniques d'estimation de l'épaisseur optique des aérosols par des capteurs satellitaires reposent sur les canaux visibles des radiomètres. La principale limitation est généralement due à la réflectance de la surface terrestre. En effet la contribution des aérosols sur les radiances mesurées au sommet de l'atmosphère est faible devant le signal réfléchi par la surface. Si celle ci est trop réfléchissante (e.g. surfaces désertiques) l'inversion des mesures n'est pas fiable voir parfois impossible. Certains capteurs utilisent alors d'autres stratégies (e.g. observation d'une même scène sous différents angles, utilisation de la polarimétrisation du rayonnement électromagnétique, utilisation de canaux proche UV ou la réflectance de surface est faible...) afin de s'affranchir de la contribution de la surface.

Spectrographes

Le nadir spectrographe mesure le rayonnement solaire rétrodiffusé par l'atmosphère et la surface. A l'aide de ce type d'instrument, on peut calculer un indice d'aérosol, à partir de l'atténuation spectrale de la diffusion de Rayleigh due à l'absorption des aérosols. Les capteurs satellitaires TOMS ou OMI définissent par exemple un indice d'aérosol à partir d'une mesure de la dépendance spectrale dans l'ultraviolet (à 331 et 360 nm) de la radiance d'une atmosphère chargées en aérosols (qui contient la diffusion de Mie, la diffusion de Rayleigh et l'absorption). La radiance mesurée diffère de celle d'une atmosphère sans aérosol (diffusion de Rayleigh pure) recalculée théoriquement à l'aide d'un code de transfert radiatif. Dans la plupart des cas, l'indice d'aérosol est positif pour les aérosols absorbants (aérosols désertiques et aérosols carbonés) alors qu'il est négatif pour les aérosols non absorbants. Une des limitations de ce genre d'estimation est la dépendance avec l'altitude de la couche d'aérosol de cet indice (Chiapello et al. 1999, Hsu et al. 2004). Le changement d'altitude d'un panache d'aérosol entraîne un changement du signal qui peut donc être interprété à tort comme un changement de la concentration en aérosols.

Photomètres

Les photomètres sont des spectroradiomètres qui mesurent depuis la surface l'atténuation directe du rayonnement solaire. Ils permettent de mesurer avec précision l'épaisseur optique des aérosols car il n'y a pas de contribution de la surface dans le signal mesuré. En effet le photomètre vise le soleil à l'opposé d'un satellite qui observe en direction de la surface. Le projet AERONET (AERosol RObotic NETwork http ://aeronet.gsfc.nasa.gov/ (Holben et al. 1998)), est un réseau constitué de photomètres automatisés (spectroradiomètres CIMEL) distribués globalement sur plus de 200 sites. AERONET archive de manière opérationnelle les mesures d'atténuation de radiance solaire et de brillance du ciel effectués par les photomètres. Ce réseau fourni une base de données robuste des épaisseurs optiques des aérosols. Ces données sont couramment utilisées comme référence pour la validation des modèles numériques et des inversions satellites. Conjointement aux mesures d'attenuation solaire (qui permettent d'estimer l'épaisseur optique) les inversions des mesures de radiance du ciel effectuées dans le plan alumcantar permettent de fournir des informations supplémentaires sur la granulométrie et les propriétés optiques des aérosols (fonction de phase, albédo de simple diffusion, indices de réfraction imaginaires et complexes, ...). L'incertitude sur la mesure de l'épaisseur optique des données AERONET est estimée à $\pm$ 0.015 à la longueur d'onde 440 nm tandis que l'incertitude sur l'albédo de simple diffusion est elle estimée à $\pm$ 0.03 lorsque l'épaisseur optique est supérieure à 0.2 ($\pm$ 0.07 sinon)) (Dubovik et al. 2000). Il faut noter que ces mesures ne sont possibles que durant la journée puisqu'elles sont basées sur la mesure de l'atténuation du rayonnement solaire.

LIDAR

Le LIDAR[13] réalise des profiles et permet d'accéder localement à la structure verticale de l'atmosphère. Le principe de l'instrument est basé sur un faisceau LASER qui sonde l'atmosphère dans le visible et/ou le proche infrarouge de façon instantanée, sans perturbation du milieu. Le signal émit par le LIDAR interagit avec les différents constituants atmosphériques présents. Un télescope enregistre alors le signal rétrodiffusé. Les propriétés des constituants peuvent ensuite être déduites en exploitant différents processus physiques responsable de la rétrodiffusion du signal. Il existe différents types de LIDAR dont la mesure peut être soit basée sur la rétrodiffusion élastique, d'autres sur l'absorption différentielle, ou bien encore l'effet Doppler (LIDAR utilisés pour mesurer la vitesse du vent) ou encore la polarisation Raman.

La rétrodiffusion du faisceau LASER[14] est fonction de la concentration des particules et de leur pouvoir réflecteur (Flamant et al. 2007). Plus les particules ont une taille proche de la longueur d'onde de la source laser, plus elles réfléchissent le signal. Les LIDAR dont la gamme de longueur d'onde est comprise entre 500 et 1000 nm, sont très sensible aux aérosols désertiques dont la taille est généralement comprise dans la gamme des 0.1-0.5μm. Cependant, la portée du LIDAR dépend de la puissance de l'émetteur LASER. Généralement, à partir d'une épaisseur optique de 3-4, le signal est complètement atténué (situation pouvant être rencontrée lors de fortes tempêtes de sable, ou lorsque des nuages épais, type nuages convectifs sont présents). Certains LIDAR mesurent le signal rétrodiffusé à plusieurs longueurs d'ondes (e.g. 532 et 1064 nm pour le LIDAR CALIOP à bord du satellite CALIPSO) permettant d'identifier de façon encore plus précise les panaches d'aérosols en utilisant l'information apportée par la dépendance spectrale du signal mesuré (Cavalieri et al. 2010). Ce type de LIDAR embarqué sur satellite permet de réaliser des coupes verticales de l'atmosphère le long de la trace du satellite. En revanche la faible largeur du spot (90m) ne permet pas une couverture géographique étendue. De plus, la mesure depuis l'espace implique que le signal mesuré provenant du bas de l'atmosphère est moins précis que le signal provenant du haut de l'atmosphère du fait de l'atténuation progressive du signal. La figure 2.2 montre un exemple de coupe verticale obtenue par le LIDAR CALIPSO. On voit que lorsque les instruments passent au dessus d'un nuage, il ne sont plus capable d'observer les aérosols. Les LIDAR sont des instruments actifs, ils peuvent donc être opérationnels de jour comme de nuit.

RADAR

Le RADAR[15] est un instrument actif qui utilise les ondes radio pour détecter et déterminer la position et la vitesse des hydrométéores (gouttelettes nuageuses, gouttes de pluie, neige, glace ...). Un émetteur envoie des ondes radio, qui sont réfléchies par la cible et détectées par un récepteur. Lorsque les ondes électromagnétiques émises dans une direction rencontrent des particules, elles sont rétrodiffusées vers le RADAR. Le rapport entre la puissance de l'onde rétrodiffusée et de l'onde émise est liée à la force des échos (en dBz). Lorsque ceux-ci sont des précipitations, ce rapport est lié à l'intensité des précipitations. Le temps d'aller-retour entre l'onde émise et l'onde reçue permet de déterminer la distance de l'écho. La vitesse de chute des particules est mesurée à partir du changement de fréquence du signal par effet Doppler. Les ondes sont émises dans un faisceau de forme conique, et le volume scruté par le faisceau est d'autant plus important qu'on se trouve loin du RADAR comme c'est le cas pour les RADARs embarqués sur des plateformes satellites.

2.2.2 Supports aux instruments :

Les instruments de mesures présentés ci-dessus sont embarqués sur différents types de supports (station sols, aéroportées, satellitaires ...). Les différents supports présentent leurs avantages et leurs inconvénients en matière d'échantillonnage spatial et temporel. Dans cette section on rappelle succinctement ces différents points :

[13] Light Detection And Ranging
[14] Llight Amplification by Stimulated Emission of Radiation
[15] RAdio Detection And Ranging

Outils	Station	Produit utilisé	Résolution des produits
Spectroradiomètre MISR[a]	Satellite Terra (orbite polaire)	épaisseur optique et propriétés des aérosols	4 bandes spectrales (443,555,670,870 nm), 1 donnée journalière par pixel (10h30 à l'équateur, répétitivité au dessus d'un même point de 9 jours), résolution des produits de niveau 3 de 0.5°x0.5°
Spectroradiomètre MODIS[b]	satellites Aqua et Terra (orbites polaires)	épaisseur optique et ratio fin et grossier des aérosols	36 bandes spectrales, 2 données journalières (à 10h30 et 13h30), répétitivité au dessus d'un même points <2 jours. résolution des produits de niveau 3 de 1°x1°
Radiomètre à balayage SEVIRI[c]	satellite géostationnaire Meteosat 8	index et épaisseur optique des aérosols	12 canaux (0,5-14nm), positionné à [3,5°W-0°N]. produit à la résolution de la grille AROME. Valeur instantanée toutes les 3 heures la journée.
Spectrographe OMI[d]	satellite Aura (orbite polaire)	aérosol index et épaisseur optique des aérosols	2 canaux (UV 270-380nm et VIS 350-500nm). résolution des produits de niveau 3 de 0.25°x0.25° et 1°x1° suivant l'algorithme (méthode multi-bandes ou proche-UV). 1 donnée journalière (13h30 à l'équateur), répétitivité au dessus d'un même point <2 jours
Lidar à rétrodiffusion CALIOP[e]	satellite CALIPSO [f] (orbite polaire)	signal rétrodiffusé et distribution verticale des aérosols	2 canaux (532–1064nm), résolution : verticale de 30m (à 532 nm), horizontale de 333m et 1km entre -0.5–8.2 et 8.2–20 km d'altitude respectivement ; passage ∼7/mois sur l'Afrique de l'Ouest
Photomètres AERONET[g]	stations sol : Tamanrasset, Agoufou, Cinzana, Banizoumbou, Ouagadougou, Djougou, Ilorin	épaisseur optique et propriétés des aérosols	ponctuelle ; toutes les 15 min (en journée) ; mesures dans différents canaux entre 340-1600 nm

TAB. 2.1 – *Instruments utilisés au cours de cette étude pour détecter les aérosols désertiques*

[a] Multiangle Imaging SpectroRadiometer Diner et al. (1998)
[b] Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer Remer et al. (2005)
[c] Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager Schmetz et al. (2002)
[d] Ozone Monitoring Instrument Torres et al. (1998)
[e] Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (Vaughan 2004)
[f] Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (Winker et al. 2003, Winker and Hunt 2007), fait partie de la constellation de satellites spatial A-train (Stephens et al. 2002)
[g] Aerosol Robotic Network : radiomètre, Cimel Electronique Sun photometers Holben et al. (1998)

Instrument	Station	Produit utilisé	Résolution
RADAR CPR[a]	satellite CloudSat (orbite polaire)	Profile de nuage	Fréquence 94Ghz, empreinte=1.4km*4km, 2 valeurs par jour entre 10W-10E (à 13h30 et 1h30)
Radiomètre IIR[b] associé au lidar la nuit	satellite CALIPSO (orbite polaire)	contexte de la mesure lidar et caractéristiques microphysiques des nuages	3 canaux dans l'infrarouge thermique (8.65μm, 10.6μm,12.05μm), champ de vue au sol 64km centré sur le spot lidar
Camera à champs large WFC[c] assimilée au lidar le jour	satellite CALIPSO (orbite polaire)	contexte de la mesure lidar	Imageur mono canal à 645nm, champ de vue au sol 60km centré sur le spot lidar
TMI[d]	satellite en orbite inclinée [e]	estimation des précipitations	3h, 0.25˚x0.25˚ entre [35˚S ;35˚N]
système ISIS. Algorithme basé sur les mesures Infra rouges.	du satellite géostationnaire Meteosat 8	Suivi de systèmes convectifs, Température du sommet des nuages (<235K=convectif)	30min
CMAP[f]	données in situ + estimations satellitaires	champs de précipitations	2.5˚x2.5˚
système RFE v2 (Algorithme)[g]	Satellites géostationnaires et stations sols	estimation des précipitations	journalier, 0.1˚x0.1˚ , [40˚S ;40˚N],[20˚W ;55˚E]
Radio-Sondages	sites : Tamanrasset, Niamey, Agadez, Djougou, ...	profils thermodynamiques	2,4,8 par jour suivant la période et les stations
Réanalyses "AMMA" ECMWF[h]	Modèle global avec assimilation de donnée,	Vents 3D, température, épaisseur optique des aérosols	résolution 0.5˚ ; Valeurs journalières à 12h
Données synoptiques	stations sols	visibilité, nébulosité, températures, vents, précipitations	échantillonnage de ponctuel jusqu'à toutes les 3H
Radiomètres MFRSR[i], SKYRAD[j], GNRAD[k], etc	déployés à Niamey par l'ARM[l]	flux radiatifs à la surface	de qq sec à 1 mn
modèle de surface ISBA[m]		flux radiatifs nets, sensibles et latents à la surface	
NOAA[n] Interpolated OLR[o]	Satellite géostationnaire NOAA 18 (pour les données après sep 2005)	flux radiatifs infrarouges net au sommet de l'atmosphère	journalière, 2.5˚x2.5˚
LandSaf[p]. Algorithme basé sur les mesures du radiomètre SEVIRI.		flux radiatifs visibles descendants au niveau de la surface.	30mn, résolution spatiale de MSG/SEVIRI

TAB. 2.2 – *Instruments utilisés au cours de cette étude pour observer la thermodynamique de l'atmosphère*

[a] Cloud Profiling RADAR Stephens et al. (2002)
[b] Infrared Imager Radiometer
[c] Wide Field of view Camera
[d] TRMM Microwave Imager
[e] Tropical Rainfall Measuring Mission
[f] CPC Merged Analysis of Precipitation, citep S. Louvet
[g] NOAA's CPC (Climate Prediction Center) Rainfall Estimation (Xie and Arkin 1996, Herman et al. 1997, Xie 2001). Utilisant des données des capteurs micro-ondes SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager) et AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit) du programme DMSP (Defense Meterological Satellite Program), des capteurs infrarouge de Meteosat 7 ainsi que les jauges du GTS.
[h] European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, http ://bddamma.ipsl.polytechnique.fr/ecmwf-amma-re-analysis.html
[i] Multifilter Rotating Shadowband Radiometer
[j] Sky Radiometers on Stand for Downwelling Radiation
[k] Ground Radiometers on Stand for Upwelling Radiation
[l] US Department of Energy's Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Climate Research Facility Miller and Slingo (2010)
[m] Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère Noilhan and Planton (1989)
[n] National Oceanic Atmospheric Administration
[o] Outgoing Longwave Radiation
[p] Land Surface Analysis Satellite Applications Facility

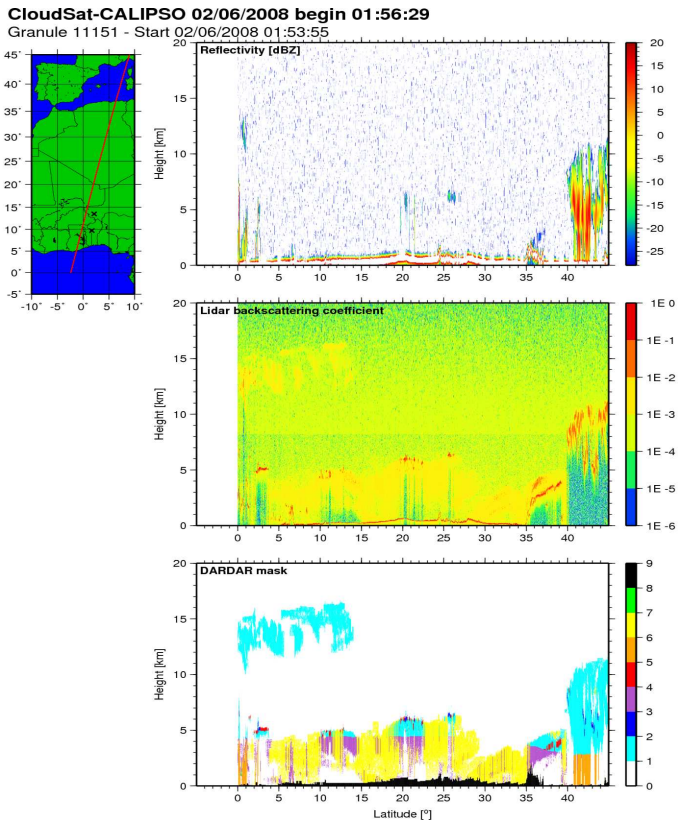


FIG. 2.2 – *Coupe verticale du LIDAR CALIPSO le 2 juin 2008 dont la trace est reporté sur la carte (en haut à gauche). Les profils verticaux à droites de la figures représentent respectivement la réflectivité RADAR mesurée par CLOUDSAT (RADAR également embarqué à bord de CALIPSO), le profile LIDAR du signal rétrodiffusé enregistré par CALIOP et le masque qui identifie les différents composés atmosphériques identifiés. Les valeurs oranges du masque correspondent à la pluie, le bleu ciel à la glace, le jaune aux aérosols*

- Les mesures au sol ont l'avantage d'apporter des données à une fréquence temporelle élevée (jusqu'à la dizaine de seconde pour certaines observables). En contrepartie ces mesures sont ponctuelles dans l'espace et ne sont pas toujours représentatives de la situation à plus grande échelle. Dans cette étude nous avons utilisé les données synoptiques régionales qui correspondent aux mesures météorologiques effectués sur différents sites dans la région ouest africaine. Nous avons utilisé les données de température à deux mètres, les vents à dix mètres, la nébulosité, la visibilité et les relevées pluviométriques. La nébulosité et la visibilité sont des données estimées par les opérateurs sur place. Par conséquent une incertitude liée à la subjectivité humaine est associée à ce type de données. En parallèle les données de radiosondage (profils de température, vents, humidité) ont également été utilisés. Les radiosondages sont effectués à des fréquences journalières limitées (maximum quatre par jour). Nous avons également utilisé les mesures d'épaisseur optiques AERONET pour valider les champs d'aérosols simulés par AROME au niveau des sites du réseau.

- Les vols avions permettent de fournir une information plus large allant de plusieurs dizaines de km à quelques centaines de km et permettent également d'effectuer des profils verticaux en effectuant des vols en palier. Différents instruments peuvent être embarqués sur des avions (radiomètres, LIDAR, compteur de particules d'aérosols ou d'hydrométéores, température,...) selon les objectifs de la mission. En revanche la vitesse d'échantillonnage des instruments est moins élevée qu'au sol du fait de la vitesse de déplacement de l'avion (plusieurs centaine de mètres par seconde). Cela peut par exemple être une limitation pour l'étude de la microphysique des nuages qui sont traversés trop rapidement.

- Les satellites offrent quant à eux la couverture géographique maximale. Néanmoins, différents types de satellites existent. En météorologie opérationnelle on place généralement les satellites sur des orbites géostationnaires. Ce type de satellite observe toujours la même face de la planète permettant un échantillonnage à des fréquences relativement élevées (de l'ordre de la quinzaine de minute), et continues sur des périodes allant jusqu'à la dizaine d'années. En revanche ces orbites éloignées de la planète impliquent

une plus faible résolution spatiale. Les satellites à orbite basse, (e.g. les satellites à orbite polaire de la constellation A-Train), permettent une observation à plus haute résolution spatiale. Ces satellites observent l'ensemble du globe une à deux fois par jour. Cependant la largeur de la fauchée des instruments embarqués ne permet pas forcément d'échantillonner tous les jours un même point.

2.2.3 Données d'observations intégrées dans modèles numériques :

Les données d'observations servent également à contraindre certains outils numériques (réanalyses, modèle de surfaces, ...). Les produits proposés par ces modélisations utilisent la combinaison des informations apportées par différents jeux d'observations et offrent des outils supplémentaires pour les études météorologiques et climatiques. Dans le cadre spécifique de l'Afrique de l'ouest que l'on considère, les produits retenus sont les données des réanalyses "AMMA" du centre européen (ECMWF), et des données provenant des résultats du modèle de surface ISBA dans le cadre du projet ALMIP.

L'analyse météorologique est la combinaison d'observations et d'un modèle numérique. Le principe des (ré)analyses météorologiques repose sur l'assimilation de donnée météorologiques dont le but est d'incorporer des jeux d'observations en utilisant un système d'assimilation. La qualité d'une (ré)analyse dépend à la fois des observations météorologiques et de leur système d'analyse. Le système d'assimilation de données et prévision du centre européen a été relancé spécifiquement dans le cadre d'AMMA en utilisant en plus des données habituelles, les archives spécifiques de radio sondage obtenues pendant la campagne. Elles constituent le meilleur produit de réanalyse disponible pour la région.

L'idée du projet ALMIP est quant à elle de forcer des modèles de surfaces avec des données de qualité les plus résolues (dans l'espace et le temps) disponibles afin de comprendre les processus clefs et les échelles qui leur correspondent. Les sorties du modèle de surface ISBA ont été utilisées dans cette étude pour obtenir entre autre les flux radiatifs net, sensibles et latents à la surface.

Les tableaux 2.1 et 2.2 résument les différents types de mesures utilisés au cours de cette étude (instruments/outils et leurs supports) ainsi que l'information apportée.

2.3 Modélisation

Le modèle numérique AROME (Seity et al. 2010) rassemble la sophistication de la partie physique d'un modèle de recherche (Méso-NH[16] Lafore et al. (1998)) et les qualités d'efficacité du coeur dynamique non-hydrostatique d'un modèle régional (ALADIN[17]) permettant 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.

La section suivante décrit les différentes caractéristiques du modèle et les améliorations qui sont portées pour satisfaire les objectifs de cette thèse. Pour cela, plusieurs cas d'étude ont été réalisés. Un cas mettant en scène de violents systèmes convectifs pour évaluer la capacité du modèle à représenter la convection profonde en Afrique de l'Ouest, un cas extrême de tempête de sable pour évaluer la capacité du modèle à simuler le cycle de vie des poussières désertiques. Enfin, un dernier cas d'étude regroupant événements convectifs et poussières désertiques sur un mois à permis d'évaluer la capacité du modèle à prévoir de longues périodes.

[16] Modèle de recherche de Méso-échelle Non Hydrostatique
[17] Aire Limitée Adaptation Dynamique Développement INternational

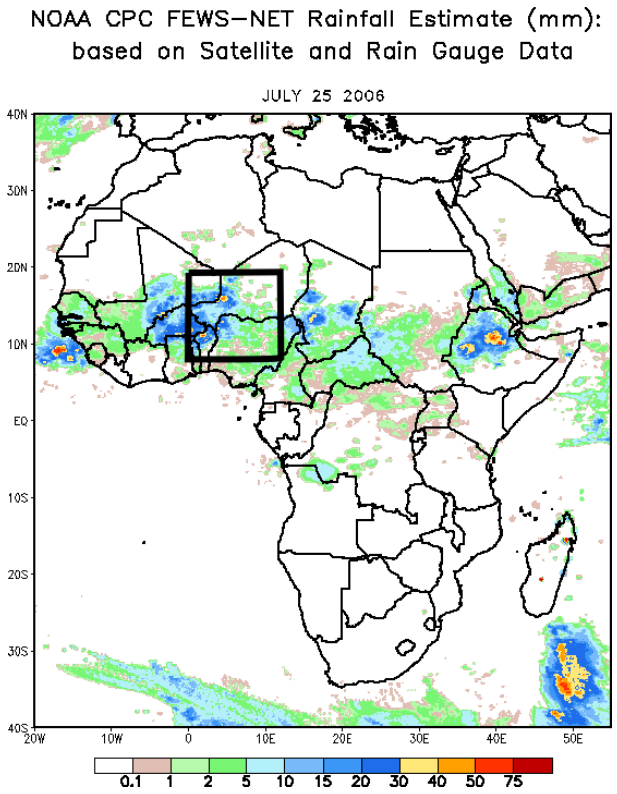


FIG. 2.3 – *Précipitations cumulées sur 24h (06-06h) le 25/07/2006 estimées par NOAA, CPC, FEWS-NET basés sur des données provenant des satellite et des pluviomètres [http ://aoc.amma-international.org/]. Le carré noir représente le domaine de simulation pour les modèles AROME et Méso-NH sur le cas d'étude du 25-26 Juillet 2006.*

2.3.1 Capacité à représenter la convection profonde : Cas d'étude du 25-26 Juillet 2006

La convection joue un rôle crucial pour expliquer la forte variabilité du système mousson sur l'Afrique de l'Ouest. Les poussières désertiques qui sont soulevées et transportées en abondance dans ces régions interagissent fortement avec ces systèmes convectifs. Or comme la convection est un phénomène à seuil, sa prévisibilité est particulièrement difficile. Le modèle AROME appartient à la nouvelle génération de modèle de prévision à haute résolution (2,5km) permettant de traiter explicitement la convection profonde pour en améliorer la prévision. Avant d'être utilisé en opérationnel (date de mise en opérationnel : décembre 2008), des améliorations étaient nécessaires dont quelques unes jouent sur la capacité du modèle à reproduire des phénomènes cruciaux pour notre étude tels que la représentation de la convection ou les propriétés optiques des aérosols.
AROME a principalement été développé avec l'objectif d'une utilisation opérationnelle sur la France. Or les conditions météorologiques aux latitudes tempérées ne sont pas les mêmes que dans les tropiques. Il est donc intéressant d'étudier le comportement du modèle AROME dans l'environnement tropical d'Afrique l'Ouest où se développent des phénomènes très différents tels que d'intenses systèmes convectifs, de violentes tempêtes de sable, etc. (Chapitre 1)

Pour évaluer la représentation de la convection profonde par AROME nous avons réalisé une simulation à une résolution de 2,5km, couplé à ALADIN sur un cas fortement convectif dont le domaine est représenté sur la figure 2.3.

La période du 25 et 26 juillet 2006 correspond au passage d'une onde d'est Africaine intense mise en évidence par Janicot et al. (2008a). Cette onde d'est correspond à une forte oscillation du vent méridien qui favorise généralement la convection profonde. Nous étudions les systèmes convectifs particulièrement intenses ayant lieu pendant cette période dont la description de la situation synoptique est détaillée par Barthe et al. (2010) :
- un 1er système convectif démarre sur une zone humide avec du relief : le nord du plateau de Jos ($7^{\circ}E; 12^{\circ}N$, centre du domaine, dont les sols alentours sont humides avec le lac Komadougou) et se

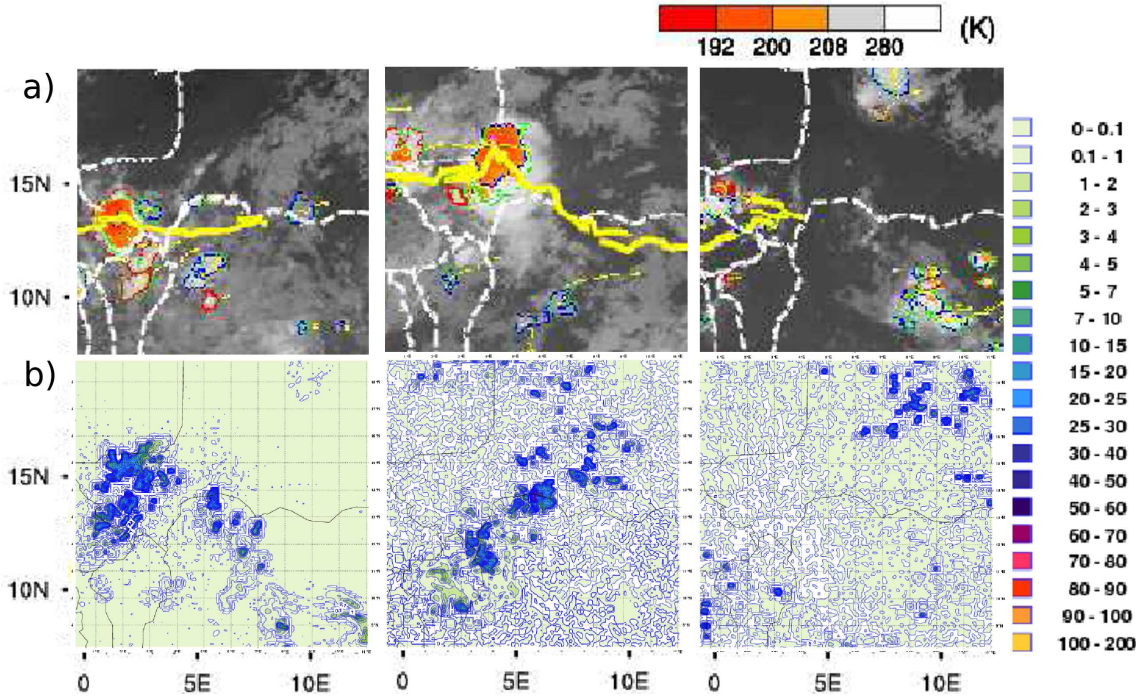


FIG. 2.4 – *(a) : Température infrarouge (K) estimée par MCS Tracking le 25/07/2006 à 0752 UTC (gauche) puis à 2352 UTC (centre) et le 26/07/2006 à 1537 UTC (droite). La ligne jaune représente la trajectoire des systèmes convectifs observés (Barthe et al. 2010). (b) : Réflectivité RADAR à 700hPa (mm/h) qui correspond au 25/06/2006 à 08 UTC (gauche) puis à 24 UTC (centre) et le 26/07/2006 à 16 UTC (droite) simulées par AROME à 2,5km très diffusif (ARO1 +++ DIFF(P) cf. Tab 2.3). Cette réflectivité RADAR ne correspond pas à la température infrarouge observée mais donne une idée de l'emplacement et de l'intensité des systèmes convectifs.*

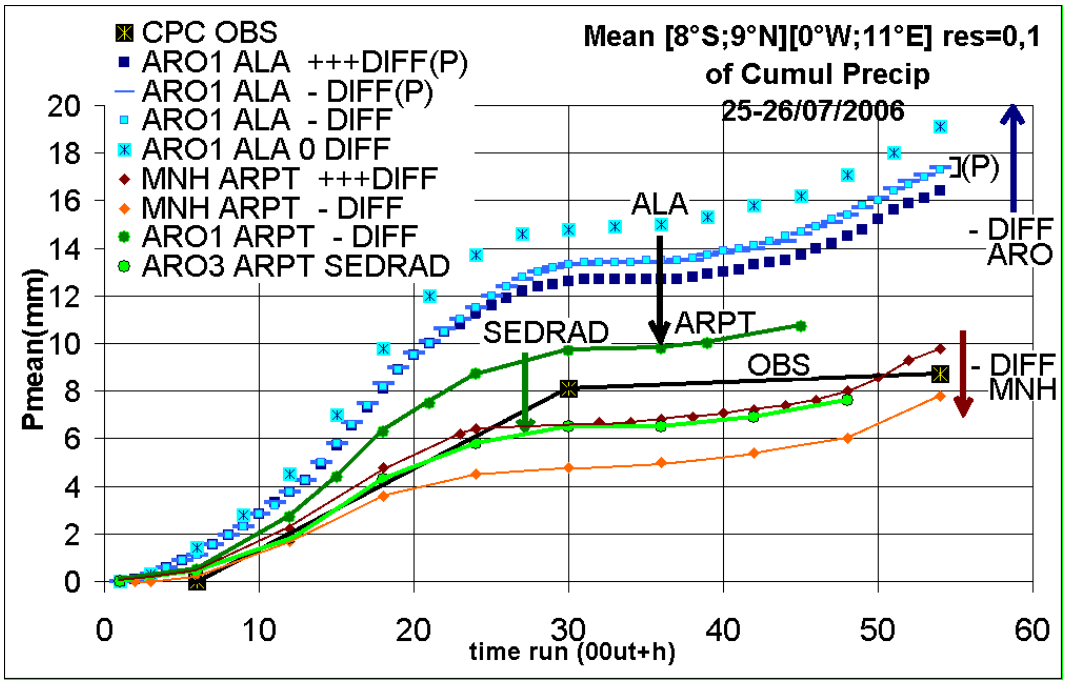


FIG. 2.5 – *Cumul des précipitations sur le 25-26 Juillet, moyennées sur $[8°S - 9°N][0°W - 11°E]$ pour les observations CPC RFE2 (noir), le modèle AROME (verts et bleus) et le modèle Méso-NH (marrons). Les études de sensibilité sont les suivantes : sensibilité à la diffusion (pour AROME : ARO1 ALA +++ DIFF(P) –> ARO1 ALA - DIFF(P) –> ARO1 ALA 0 DIFF et pour Méso-NH : MNH ARPT +++ DIFF –> MNH ARPT – DIFF) ; sensibilité à la dépendance de la diffusion à la pression (ARO1 ALA - DIFF(P) –> ARO1 ALA - DIFF) ; sensibilité au couplage (ARO1 ALA - DIFF –> ARO1 ARPT - DIFF) ; sensibilité à l'amélioration du rayonnement et à la sédimentation des pluies (ARO1 ARPT - DIFF –> ARO3 ARPT SEDRAD). Pour le détail des configurations de chaque simulation voir Tab 2.3.*

propage vers l'Ouest pour atteindre son apogée juste au sud de Niamey (où passe le fleuve Niger) le 25 juillet à 09 UTC (Fig 2.4 a, gauche),
- puis un 2ème démarre légèrement plus à l'est ($10^{\circ}E; 11^{\circ}N$, centre-est du domaine, proche du lac Tchad) et se propage vers le nord-ouest avec une apogée juste au nord de Niamey le 25 juillet à 23 UTC (Fig 2.4 a, centre).
- Le 26 juillet vers 15 UTC de la convection isolée démarre au sud-ouest de l'Aïr ($10^{\circ}E; 19^{\circ}N$ nord-est du domaine, zone très montagneuse dont le sud-ouest est inondable par la rivière Azaouagh) et se propage vers l'ouest. On observe par ailleurs quelques noyaux de convection isolés sur le plateau de Jos et vers Niamey (Fig 2.4 a, droite, zones de faible relief).

Au 1ère ordre, les précipitations prévues avec AROME sur ce cas sont beaucoup trop fortes. En moyenne sur le domaine $[8^{\circ}S - 9^{\circ}N]$ $[0^{\circ}W - 11^{\circ}E]$, les simulations produisent 2 fois plus de pluies que les observations CPC (Fig 2.5 CPC=noir, AROME=bleu foncé : ARO1 ALA +++DIFF(P), les autres courbes montrent des tests de sensibilité qui seront détaillés dans le paragraphe suivant). Le maximum de pluies le 25/07/2006 ne dépasse pas 56mm/24h pour les observations en pluviomètre (placé à Sabon Birini, Niger $11,9^{\circ}N; 3,6^{\circ}E$) alors que AROME peut aller jusqu'à 242mm/24h ce jour là. Il faut toutefois prendre en compte que les mesures en pluviomètre sont ponctuelles et le maximum réel de pluie peut passer à côté, malgré cela 242mm/24h arrive très rarement et ne semble pas réaliste ici. Pourtant, le modèle AROME représente les principaux systèmes observés au bon endroit et au bon moment :
- Un 1er système convectif s'initie sur le plateau de Jos prend la bonne trajectoire pour se retrouver vers Niamey le 25 juillet à 08 UTC (Fig 2.4 b, gauche).
- Un 2ème système convectif s'initie plus au nord ($\sim 2^{\circ}$ trop au nord) du plateau de Jos pour se propager vers l'ouest et presque atteindre Niamey le 26 juillet à 24 UTC (Fig 2.4 b, milieu).
- Le 26 juillet vers 16 UTC de la convection isolée apparaît au sud de Niamey et au sud de l'Aïr. Il faut noter que contrairement aux observations il n'y pas de convection isolée sur le plateau de Jos et au nord de Niamey à ce moment de la journée car le modèle a simulé un événements convectif plus tôt dans la journée qui n'est pas apparu dans la réalité. Il s'est initié sur le plateau de Jos et s'est propagé jusqu'à Niamey ce qui peut avoir déchargé l'atmosphère de son énergie potentielle dans ces zones.
Ce système convectif mis à part, AROME représente donc une distribution des précipitations réaliste sur les 2 jours comparé aux observations CPC (Fig 2.6 a, b, c, d) mais avec une granulométrie plus grossière. L'excès de précipitations est donc lié ici à un système convectif en plus mais surtout à une production beaucoup trop importante de précipitations par événements.

Sur ces 2 jours, le modèle MésoNH (même physique qu'AROME) couplé à ARPEGE-Tropique simule la bonne quantité de précipitations comparé aux observations CPC (Fig 2.5 CPC=noir, NésoNH=marron, AROME=bleu foncé). Pourtant Méso-NH reproduit exactement les mêmes systèmes convectifs qu'AROME donnant une distribution spatiale des précipitations très similaire (Fig 2.6 c, d, e, f). La différence de quantité de précipitation ne s'explique pas par une fréquence plus importante de systèmes convectifs ou une différence de scénario. Par contre, le modèle AROME représente des noyaux de précipitation avec une granulométrie plus grossière, plus étendus et plus intenses. De plus on remarque la formation de courants de densités excessifs sous les systèmes convectifs avec des rafales dépassant 25m/s avec AROME contre 15m/s pour MésoNH (Fig 2.7 a, c, les figures de droite montrent des tests de sensibilité qui seront détaillés dans le paragraphe suivant). AROME organise donc des courants descendants à une échelle horizontale plus grande et les systèmes convectifs s'organisent alors pour former de puissantes tours convectives produisant des structures divergentes de vent en surface faisant penser à des *"feux d'artifices"*.

Sur d'autres cas d'études comme par exemple pendant la campagne de mesure AMMA en 2006, le modèle AROME à été utilisé en prévision et de la même manière qu'aux latitudes tempérées (équipes GMAP, DPR et GMME de Météo-France), ces simulations ont mit en évidence un problème principal illustré par le graphique 2.8 qui montre globalement que :
- les modèles dont la convection profonde est paramétrée comme ARPEGE-Tropique, l'ECMWF et ALADIN-AMMA produisent trop de précipitations dans la gamme 1-10mm
- et que par contre le modèle AROME dont la convection profonde est résolue explicitement produit trop

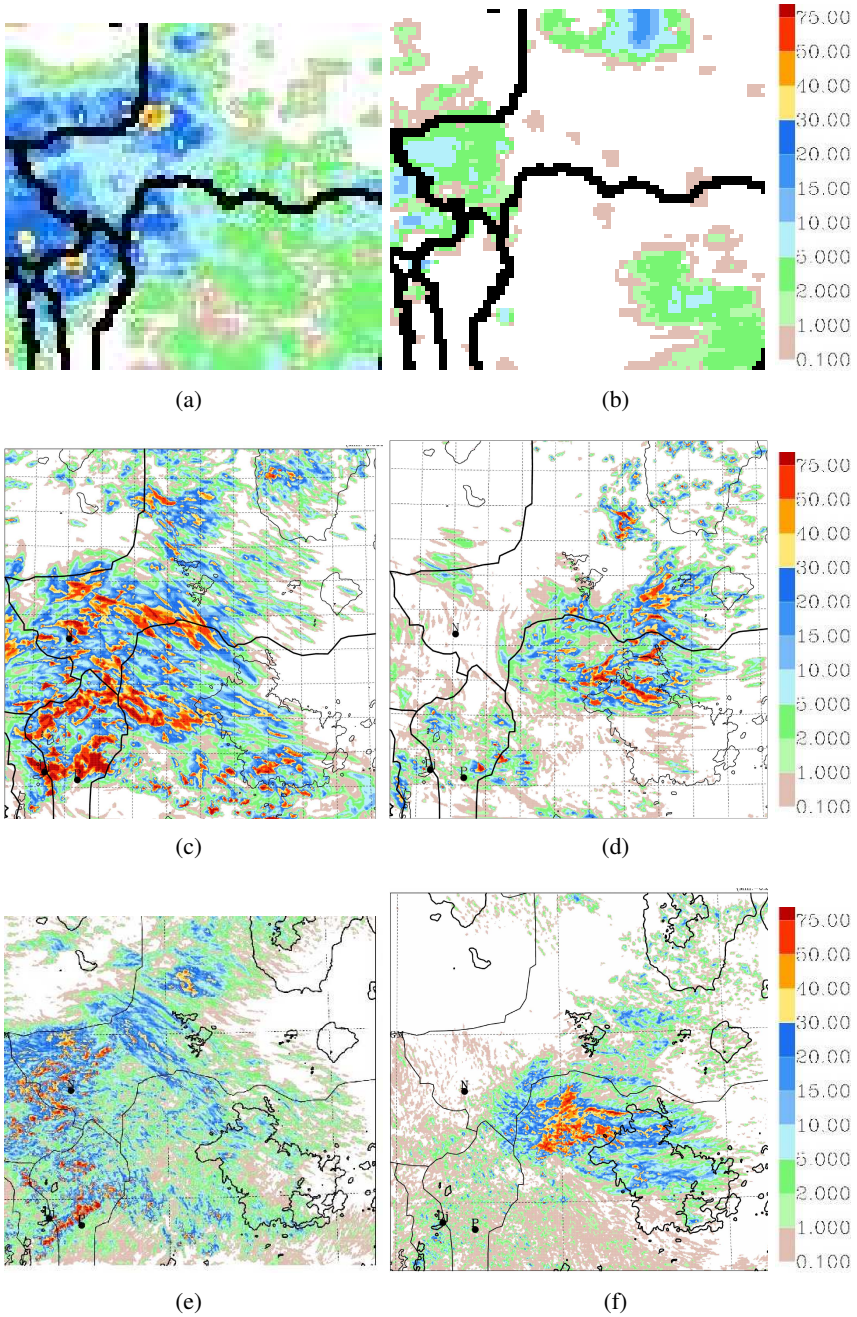


FIG. 2.6 – *Précipitations cumulées de 06h à 06h le 25/07/2006 (à gauche) et le 26/07/2006 (à droite) des données estimées par NOAA, CPC, FEWS–NET basés sur des données provenant des satellite et des pluviomètres [http ://aoc.amma-international.org/] (a), (b) ; des données simulées par le modèle AROME à 2,5km couplé à ALADIN (ARO1 +++ DIFF(P) cf. Tab 2.3) (c), (d) ; et des données simulées par MésoNH à 2,5km couplé à ARPEGE-Tropique par N. Asencio (ARO1 +++ DIFF(P) cf. Tab 2.3) (e), (f).*

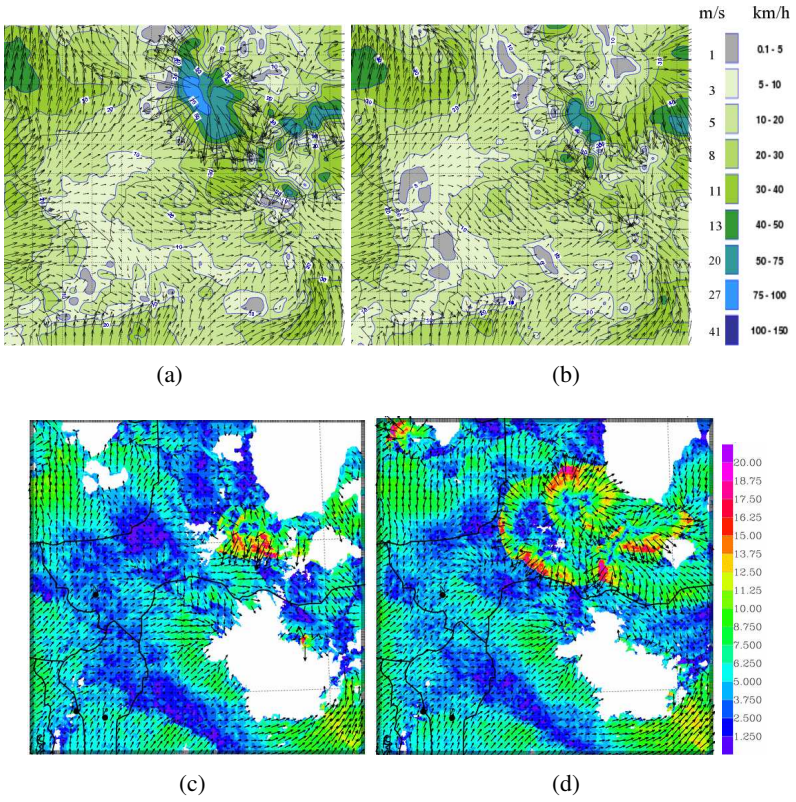


FIG. 2.7 – *Vent à 950hPa (direction en flèches et module en couleur) à 20h le 26/07/2006 simulées par le modèle AROME (a) (b) et MésoNH (c) (d) par N. Asencio avec les mêmes conditions limites et initiales : ALADIN. On observe l'initiation du courant de densité créé par le système convectif. Les figures de droite sont des études de sensibilité à une diminution de la diffusion. Pour AROME, on passe de la simulation de référence très diffusive (1600s) (a) (ARO +++ DIFF(P)) à un temps d'amortissement équivalent à MésoNH (6500s) et une diffusion ne dépendant pas de la pression (b) (ARO - DIFF). Pour MésoNH, dont la diffusion ne dépend pas de la pression, le temps d'amortissement passe de 2000s (c) (MNH +++ DIFF) à 7200s (d) (MNH – DIFF) (cf. 2.3).*

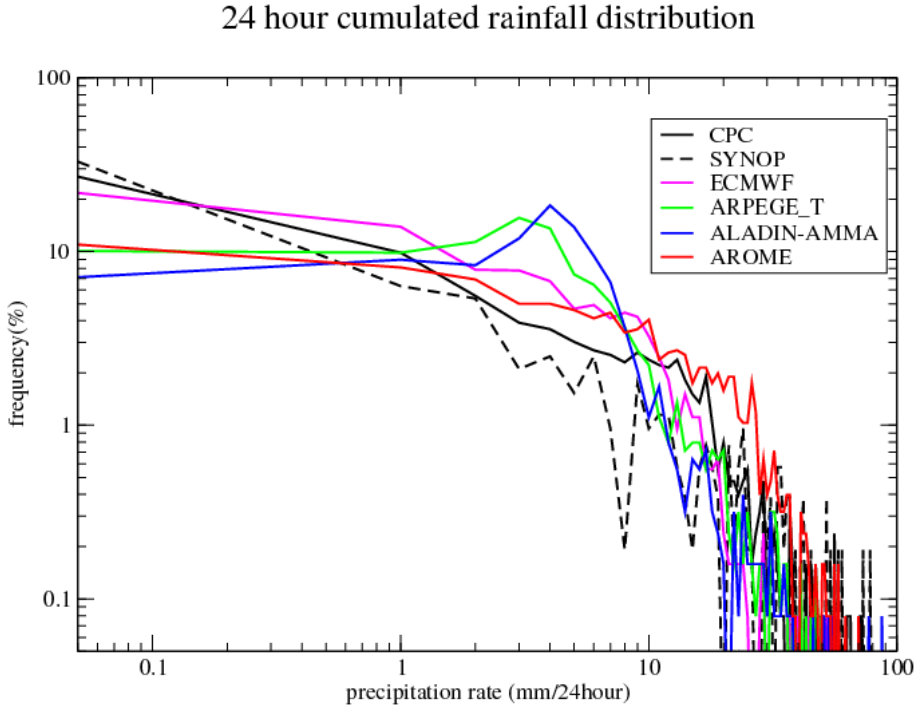
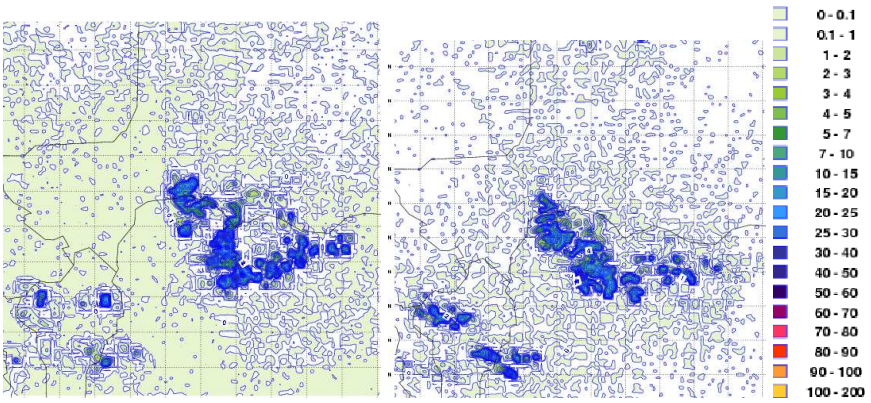


FIG. 2.8 – *Distribution des précipitations cumulées sur 24h moyennées sur une grille* $1^{\circ}x1^{\circ}$ *sur un domaine de* $[7^{\circ}N;16^{\circ}N][1^{\circ}E;9^{\circ}E]$ *de 14 jours pluvieux du mois d'août 2006. CPC en noir, SYNOP en noir pointillés, ECMWF en rose, ARPEGE-Tropique en vert, ALADIN-AMMA en bleu et AROME en rouge (Nuret et al. 2007).*



(a) (b)

FIG. 2.9 – *Réflectivité RADAR à 700hPa ($mm.h^{-1}$) à 02h le 27/07/2006 simulée par le modèle AROME. On observe la forme du nuage et la nébulosité environnante. La figures de droite est une étude de sensibilité à une diminution de la diffusion. On passe de la simulation de référence très diffusive (1600s) (a) (ARO +++ DIFF(P)) à un temps d'amortissement équivalent à MésoNH (6500s) et une diffusion ne dépendant pas de la pression (b) (ARO - DIFF).*

peu de faibles précipitations et trop de fortes précipitations.

Ainsi, ce cas montre qu'AROME est bien capable de reproduire une situation stable (sans événements convectifs) mais lorsque l'atmosphère est propice au développement d'événements convectifs, il provoque fréquemment des *feux d'artifices*. Ces forts courants entretiennent artificiellement les systèmes convectifs et peuvent entraîner des précipitations excessives. Ces résultats confirment les études précédentes aux moyennes latitudes (équipes GMAP, DPR et GMME de Météo-France) et sur l'Afrique de l'Ouest (Nuret et al. 2007). Ces tendances ne peuvent être laissées de côté pour notre étude car la représentation des courants de densité et du lessivage engendrés par les systèmes convectifs est cruciale pour la représentation du cycle de vie des poussières désertiques. Pour comprendre et résoudre ce défaut, nous avons mené plusieurs études de sensibilités en collaboration avec les équipes GMAP, DPR et GMME de Météo-France qui sont détaillées dans la section 2.3.2.

2.3.2 Récapitulatif des différents Tests de sensibilité sur l'Afrique de l'Ouest

Le tableau 2.3 est un récapitulatif non-exhaustif des différents tests de sensibilité effectués en Afrique de l'Ouest afin d'améliorer la configuration du modèle AROME. Le détail des études de sensibilité est expliqué dans les sections suivantes au fur et à mesure de la description des paramétrisations.

Ces tests ont permis d'amener le modèle à une version compatible avec nos objectifs. Les principales caractéristiques de la version finale du modèle sont décrites dans les sections suivantes.

2.3.3 Dynamique du modèle

La dynamique du modèle est déterminante pour la représentation des rafales de vent soulevant les poussières désertiques et pour la représentation systèmes convectifs.

AROME est un modèle à aire limitée spectral bi-Fourier avec un schéma semi-implicite, semi-Lagrangien qui lui permet d'être rapide en temps de calcul (long pas de temps). Il utilise des équations dynamique compressible de type Laprise suivant des coordonnées de masse hybride (Seity et al. 2010).

L'organisation d'un pas de temps suit les étapes suivantes :
- début du pas de temps (champs dynamiques en représentation spectrale)
- passage des champs du domaine spectral au domaine en points de grille par transformation de Fourier
- calcul des tendances physiques

expérience	cas d'étude	couplage	grille	changements	résultats
ARO1 +++ DIFF(P)	25-27/07/2006 00ut+54h	ALADIN AMMA prévisions Cutoff 3h	427x434 [5.7E ;13.5N] 2.5km 60s	τ_{amort} 1600s ; Tanré	**référence :** présence de *feux d'artifices* et de précipitations trop intenses par rapport aux observations
ARO1 – DIFF(P)	”	”	”	6500s	**– de diffusion numérique :** – de *feux d'artifices* mais + de précipitations par rapport à ARO1 +++ DIFF(P)
ARO1 – DIFF	”	”	”	6500s ; Cst(P)	**diffusion non dépendante de la pression :** + de mélange des vents (– de divergence à 200hPa) et peu de sensibilité sur les précipitations par rapport à ARO1 – DIFF(P)
ARO1 0 DIFF	”	”	” 30s (instable à Dt=60s)	0s ; Cst(P)	**pas de diffusion :** beaucoup – de*feux d'artifices* mais beaucoup + de précipitations que ARO1 – DIFF
MNH +++ DIFF (N.Asencio)	25-27/07/2006 00ut+48h	ARPEGE tropique		2000s ; Cst(P)	**référence MésoNH :** beaucoup moins de précipitations que ARO1 +++ DIFF(P)
MNH - DIFF (N.Asencio)	”	”	”	7200s ; Cst(P)	**– de diffusion :** – précipitation que MNH +++ DIFF (effet inversse d'AROME)
ARO1 ARPT	25-27/07/2006 00ut+48h	ARPEGE tropique prévisions Cutoff 3h	” 60s	6500s ; Cst(P)	**sensibilité au couplage :** – précipitation que ARO1 – DIFF (ALADIN) mais plus que MNH - DIFF (ARPEGE-Tropique) et toujours trop par rapport aux observations
ARO1 DT	”	”	” 30s	”	**changement du pas de temps :** pas d'impact important sur les précipitations : = ARO1 ARPT
ARO2 Tegen	”	”	” 60s	Tegen	**changement de la climatologie des aérosols :** + précipitations
ARO3 SEDRAD	”	”	”	nouveau schéma radiatif	**amélioration de la sédimentation des pluies et du rayonnement :** – de précipitation que ARO1 ARPT. Résultats très proche des observations : version finale des paramètres du modèle
ARO3 5km	”	”	5km	”	**résolution :** pas de changement du cumul de précipitation par rapport à ARO3 SEDRAD
ARO3 DOM	07-15/03/2006	ARPEGE tropique Analyse Cutoff 6h	421x441 [6E ;15.5N] 5km 60s	module d'aérosol	**changement du domaine, du cas d'étude et couplage au module d'aérosol :** Cumul de précipitation trop fort au sud et mauvaise distribution des aérosols par rapport aux observations
ARO4 GRA	”	”	”	granulo AMMA	**nouvelle granulométrie du module d'aérosols :** meilleure distribution en masse et en nombre des aérosols désertiques que ARO3 DOM mais manque de poussières à l'est du domaine
ARO5 MARS	06-16/03/2006	”	”	”	**prise en compte du spin up des aérosols :** spin up inférieur à 1 jour ne permettant pas de soulever plus d'aérosol à l'est du domaine
AROME CTRL/DUST	06-16/03/2006 et 01-31/06/2006	”	564x852 [18.5E ;15N] 5km 60s	DUST et Tegen	**prise en compte de plus de sources d'aérosols au nord et à l'est :** meilleur distribution en temporelle et spatiale des aérosols que ARO5 MARS : version finale des paramètres du module d'aérosol

TAB. 2.3 – *Tests de sensibilités*

- calcul des advections par un schéma semi-Lagrangien
- passage des champs du domaine en points de grille au domaine spectral par transformation de Fourier
- résolution semi-implicite spectral du pas de temps suivant
- calcul des dérivées horizontales dans le domaine spectral

La diffusion numérique se présente de manière simplifiée sous la forme suivante dans les différents modèles (Bénard et al. 2000, Gospodinov et al. 2002) :

$$\frac{DX}{Dt} = \varphi(X) - K\nabla^n X \tag{2.1}$$

φ(X) : physique du modèle
$-K\nabla^n X$: diffusion numérique (Laplacien d'ordre n)

Le schéma semi-Lagrangien n'agit que sur les variables spectrales et traite chaque champs par un filtre indépendant. Le champ de température est donc diffusé différemment du vent alors que l'humidité et les hydrométéores ne sont pas du tout diffusées. Ces différences peuvent induire des déséquilibres. D'autre part, elle agit sur les niveaux modèles quasi-horizontaux ce qui peut introduire des circulations parasites, spécialement à méso-échelle. En effet, la diffusion est censée filtrer les ondes courtes et ne pas affecter les grandes longueurs d'ondes or à méso-échelle (autour de 2,5km) ce schéma peut même induire une amplification des grandes longueurs d'ondes (Vaña et al. 2006). D'autre part il n'est pas conservatif et traite mal la déformation du fluide ce qui peut entraîner une mauvaise représentation des tours convectives dans lesquelles le fluide est très rapidement étiré. Pour finir, ce schéma d'advection semi-Lagrangien est naturellement diffusif. Ajouté à cela les réglages utilisés sont ceux obtenus pour des modèles de plus grande échelle (modèles ALADIN/ARPEGE à 10 et 50km de résolution). On peut donc penser que la diffusion numérique est trop forte dans AROME. C'est donc une première piste d'étude pour éliminer les *feux d'artifices*.

Des tests de sensibilité à la diffusion numérique dans AROME (cf. Annexe A.1) montrent que réduire la diffusion numérique dans AROME diminue l'amplification irréaliste des vents lors du développement de systèmes convectifs sans pour autant ralentir le développement et la propagation du système convectif lui-même. Une meilleure organisation des systèmes convectifs engendre une augmentation des précipitations pouvant aller jusqu'à 17% sur le cas du 25-26 Juillet 2006 (Fig 2.5). Cette tendance peut être liée à la diminution du mélange au bord du système convectif qui amplifie les gradients entre le système convectif et l'environnement favorisant son organisation. D'autre part, une diffusion qui n'est pas fonction de la pression entraîne une distribution verticale plus réaliste des vents lors d'un passage de système convectif (cf. Annexe A.1).

Nous utiliserons donc cette version (ARO1 - DIFF, cf. Tab 2.3.2) pour la suite. Il faut toutefois garder à l'esprit que les causes profondes des différences de comportement entre les modèles MésoNH (discrétisation explicite en points de grille) et AROME (discrétisation semi implicite en spectral) ne sont pas encore bien élucidés et des études de cas académiques sont en cours par Malardel et al. notamment sur la question de représentation de la déformation du fluide et de la conservation du schéma semi-Lagrangien.

2.3.4 Description des principales paramétrisations physiques

Les caractéristiques essentielles des paramétrisations physiques représentants des processus sous-maille codés dans le modèle AROME sont présentées ci-après. Les modifications et études de sensibilités qui ont été faites sont détaillées puis rassemblées en un seul test de sensibilité dont le résultat est illustré à la fin de cette partie par souci de clarté et de synthèse.

Le schéma Semi Lagrangien Horizontal Diffusion :

La diffusion horizontale est déterminante pour la conservation des traceurs comme les poussières désertiques. Le schéma SLHD[18] peut être utilisé pour diffuser les variables qui ne le sont pas comme les

[18] Semi Lagrangien Horizontal Diffusion, (Vaña 2003, Vaña et al. 2006)

hydrométéores ou l'humidité. Ce schéma est basé sur les opérateurs semi-Lagrangiens, non-linéaire ce qui permet d'activer la diffusion à partir des propriétés physiques de l'écoulement. Dans les latitudes tempérées, la diffusion de l'humidité atténue les faibles pluies et déplace les fortes précipitations sans les réduire. Elle n'a donc pas été activée. Seule la diffusion des hydrométéores a engendré un impact positif en réduisant les maxima et en conservant les faibles précipitations.

Rayonnement :

Le schéma radiatif est déterminant dans l'étude de l'impact radiatif des poussières désertiques. Il permet de calculer le taux de refroidissement/chauffage par radiation pour chaque couche de l'atmosphère. Il prend en compte les effets des nuages, de la vapeur d'eau, du CO2 et des particules d'aérosols. Le code radiatif est basé sur celui du modèle opérationnel ECMWF (Morcrette 1989). Les effets radiatifs de l'atmosphère sont résolus en utilisant une approximation à 2 flux dans les modèles colonnes en tenant compte de la pente de la surface. Les flux radiatifs sont séparés en une partie montante et une partie descendante (Fouquart and Bonnel 1980). Pour les ondes longues (infrarouge), la méthode de k-corrélation est utilisée.

Le code de transfert radiatif du Centre Européen est validé pour des simulations d'échelle globale et Thouron et al. (2007) montrent qu'il n'est pas adapté aux échelles fines comme celles d'AROME. En effet, lorsque la condensation sous-maille est activée, le modèle génère des mailles partiellement nuageuses et il est nécessaire de déterminer quel est l'hypothèse de recouvrement de ces fractions nuageuses. Le calcul de l'angle zénithal effectif dépend du recouvrement à chaque niveaux par les nuages, les aérosols, etc. Seulement cette hypothèse n'est plus réaliste lorsque le nombre de niveaux devient trop important comme celui d'AROME car pour un même volume de particules, la part de ciel clair n'est pas la même lorsque le nuage est concentré dans une seule couche ou s'étale aléatoirement sur plusieurs couches. L'hypothèse de recouvrement maximum aléatoire pour le calcul de la part de ciel clair et de recouvrement aléatoire pour le calcul de l'angle zénithal solaire est adoptée car elle est particulièrement adaptée à la présence de multi-couches.

Ces modifications améliorent le flux au sommet des nuages, la représentation de la base des cumulus et stratocumulus et calcul du taux de réchauffement/refroidissement que la condensation sous maille soit activée ou pas.

Turbulence :

La turbulence permet de prendre en compte le transport sous-maille lié aux petits tourbillons. Celle ci est souvent générée par la convection et joue un rôle important dans le soulèvement des poussières désertiques. La paramétrisation de la turbulence est basée sur celle du modèle Méso-NH utilisant le schéma 'Cuxart' (Cuxart et al. 2000) d'ordre 1 et demi gérant une équation pronostique d'énergie cinétique turbulente.

Une étude de sensibilité à la descente en résolution avec Méso-NH de 2,5km à 1km et 500m met en évidence une accumulation d'énergie excessive dans les courtes longueurs d'onde dans l'atmosphère libre. La turbulence 3D permet de réduire légèrement cet excès d'énergie. A 5km de résolution ce problème n'apparaît pas.

Microphysique :

La microphysique détermine la représentation des nuages qui à leur tour ont des conséquences sur le bilan radiatif atmosphérique. La microphysique des nuages établit les conversions entre les divers états de l'eau dans l'atmosphère. Elle est basée sur celle du modèle Méso-NH utilisant le schéma à 1 moment 'ICE3' qui calcule l'évolution des masses de vapeur d'eau et de 5 espèces d'hydrométéores (liquide précipitant et non précipitant, glace, neige, graupel).

Des tests de sensibilité aux seuils d'autoconversion (nuage/pluie, glace/neige), au paramètre d'interception de la distribution des pluies de Marshall-Palmer, à l'évaporation des pluies et sublimation de la

neige et des graupels ont permis un réglage plus fin de la microphysique. D'autre part, pour prévoir la sédimentation des précipitations, le modèle AROME utilise une approche statistique initialement implantée dans ARPEGE et ALADIN développée par Bouteloup et al.. Cette méthode est beaucoup moins coûteuse que la méthode de découpage du pas de temps (eulérienne) utilisée par Méso-NH.

Une première amélioration a consisté à ajouter au contenu en eau précipitante celui du flux entrant dans la couche afin de retrouver le même résultat en sédimentation eulérienne et statistique et une 2ème a consisté à distinguer les vitesses de chutes pour les probabilités des particules dans la couche en début de pas de temps et celles du niveau supérieur pour éviter l'accumulation lorsque les niveaux se resserrent. Ces améliorations ne changent pas les cumuls de précipitations et ne permettent pas d'expliquer la surestimation des précipitations sur les différents cas d'études de phénomènes convectifs aux latitudes tempérées (Lac et al.).

Schéma de convection peu profonde :

Le schéma de convection peu profonde utilisé pour paramétriser le transport lié aux thermiques dans la couche limite sèche et nuageuse est EDKF[19] Pergaud et al. (2009). Une étude de sensibilité montre que lorsque le schéma de convection peu profonde (EDKF) est activé cela entraîne une dissipation très forte (voir excessive) des spectres d'énergie dans les courtes longueurs d'onde. Le schéma de convection profonde n'est pas activé dans cette étude puisque la résolution est assez fine pour la résoudre explicitement.

Surface :

Les processus de surface ont chacun leurs propre balance d'énergie et de masse et échangent eau, énergie et chaleur avec l'atmosphère. Ces processus sont calculés par un modèle de surface appelé SURFEX (Surface Externalisée) auquel AROME est couplé. Le schéma de surface a une description plus détaillée de la surface qui nécessite une agrégation des paramètres pour passer de la surface à l'atmosphère.
Il existe 4 types de sols dans SURFEX :
- **Les surfaces d'eau liquide ou glacé** sont pronostiquées par un modèle 1 dimension pour la couche de mélange océanique (SEA_FLUX) (Mondon and Redelsperger 1998) et par un schéma thermodynamique pour les lacs (WATER_FLUX).
- **les villes** sont représentées par le modèle TEB (Town Energy Budget) (Masson 2000) qui calcule une distribution sous-maille des canyons urbains à partir des données ECOCLIMAP[20].
- **Le sol naturel et la végétation** sont gérés par le schéma ISBA (Soil Biosphere and Atmosphere) (Noilhan and Planton 1989) qui repose sur l'agrégation des propriétés de surface fournies par les données ECOCLIMAP. ISBA estime les flux de surface de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement qui vont permettre d'évaluer le soulèvement d'aérosols et les échanges chimiques avec l'atmosphère qui sont gérés par des modules annexes tel que DEAD (Dust Entertainment And Deposition, Zender et al. (2003ab)) ou alors proviennent de données climatologiques comme celle de Tegen and Fung (1994) pour les aérosols.

Climatologie des aérosols

Les distributions en taille, spatiales et temporelles des aérosols désertiques dont la taille est plus petite que 10 μm de rayon ont été calculées avec un modèle global de poussières désertiques (Tegen and Fung 1994) qui fournit les concentrations pour 8 tailles de particules dont le rayon effectif varie entre 0.1 et 10 μm transportées indépendamment (Tegen and Lacis 1994). L'épaisseur optique qui en découle est représentée sur la figure Fig 2.10. On peut remarquer que la plupart des aérosols sont concentrés sur l'Afrique de l'Ouest tout au long de l'année avec un maxima de juin à août. Cependant les valeurs des épaisseurs optiques moyennes sur 3 mois n'excèdent pas 0,13 localement ce qui ne semble pas très élevé.

Un cas d'étude aux latitudes tempérées de Essaouini and Hello (2008) montre que l'ajout des effets radiatifs des aérosols de la climatologie de Tanré et al. (1984) dans le modèle entraîne une diminution des pluies d'environ 5% dans les latitudes tempérées. L'atmosphère est chargée en aérosols absorbant

[19] Eddy-Diffusivity Kain-Fritsch
[20] ECOCLIMAP

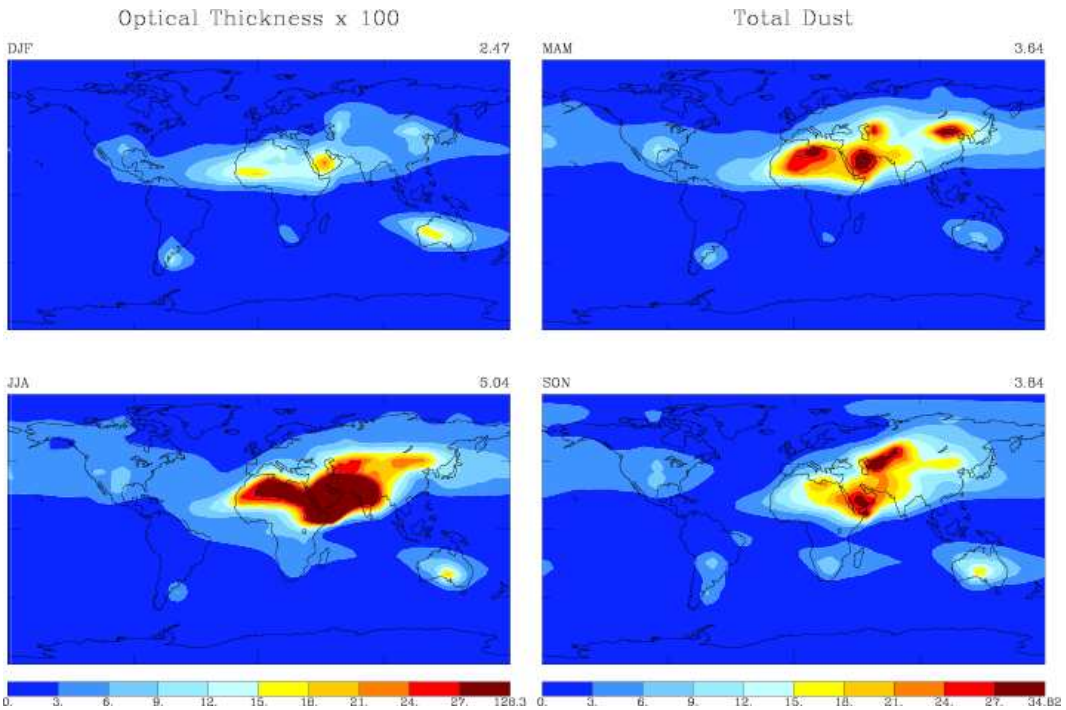


FIG. 2.10 – *Epaisseur optique (x100) par trimestre pour tous les aérosols (Tegen 2003)*

et diffusant le flux solaire incident ce qui implique un stockage de la chaleur dans l'atmosphère et un refroidissement dans les basses couches (cf. Chapitre 1). Cette stratification de l'atmosphère est plus stable et freine le déclenchement de la convection. Récemment cette climatologie à été actualisée grâce à la climatologie de Tegen and Fung (1994) dont les ordres de grandeurs sont bien différents, par exemple, les aérosols d'origine marine sont $\sim$100 fois moins importants que dans la climatologie de Tanré et al. (1984). Cette diminution de la concentration en aérosols entraîne moins de stabilisation de l'atmosphère et donc une ré-augmentation des précipitations de 4% dans les latitudes tempérées (Essaouini and Hello 2008). Nous utiliserons la climatologie de Tegen and Fung (1994) qui est la plus proche des observations.

Résolution spatiale et temporelle :

La dégradation de la résolution de 2.5km à 5km n'a pas engendré de conséquences significatives sur le cumul de précipitations sur les cas d'étude (cf. section 2.3.2).

L'interpolation dans l'advection semi-Lagrangienne induit une diffusion numérique d'autant plus grande que le pas de temps est grand. Aux latitudes tempérées, l'augmentation de la résolution temporelle entraîne une augmentation des précipitations. Cependant, une diminution du pas de temps par 2 n'entraîne pas de changement notable sur les précipitations du cas du 25-26 Juillet 2006 en Afrique de l'Ouest (Fig 2.5).

Résumé des tests de sensibilité aux paramétrisations physiques du modèle

Sur l'Afrique de l'Ouest, les études de sensibilité suivantes : diffusion SLHD (ARO1 ARPT), résolution temporelle (ARO1 DT), climatologie (ARO2 Tegen), sédimentation des pluies et à l'hypothèse de recouvrement (ARO3 SEDRAD) et résolution spatiale (ARO3 5km), montrent au final que la prise en compte de toutes ces améliorations entraînent une diminution non négligeable des précipitations de l'ordre de 1/3, se rapprochant sensiblement des observations CPC (Fig 2.5 et Tab 2.3. On passe de la simulation ARO1 ARPT (ronds vert foncé) à la simulation ARO3 SEDRAD (vert clair) plus proches des observations CPC (noir)).

Toutes ces améliorations permettent de mieux comprendre comment se comporte un schéma dynamique de type spectral pour une haute résolution. Quelques progrès sont encore attendus notamment au niveau des réglages des coefficients de la diffusion numérique mais globalement, dans sa dernière version,

la comparaison aux observations montre qu'une approche des modèles à résolution explicite permet de coller de façon réaliste aux systèmes convectifs en Afrique de l'ouest en terme d'intensité, de localisation et d'occurrence. Cependant quelques différences persistent entre la simulation et la modélisation dû au caractère particulièrement instable de la convection et témoignent d'une prévisibilité restant difficile.

2.3.5 Module de poussières désertiques

Pour modéliser le soulèvement et le transport des aérosols désertiques, il faut connaître aussi bien la nature du sol que les conditions météorologiques (section 1.3.2). Avec l'arrivée de bases de données globales pour les sources d'aérosols, de récents efforts ont été fait pour développer des modèles capables de prévoir les tempêtes de sables comme le Naval Advanced Aerosol Prediction System (NAAPS), le Air Force Dust Transport Application (DTA), les modules d'aérosol des modèles atmosphériques RegCM, RAMS ou COAMPS, COSMO... et enfin le module d'aérosols DEAD qui est couplé aux modèles atmosphériques comme le NCAR CCM3, NCAR CAM3, NASA GEOS4, MésoNH ALADIN et AROME.

Le module de poussières désertiques utilisé par AROME à été développé par Grini et al. (2006). Le cycle de vie des poussières désertiques peut être décomposé en trois phases : l'émission depuis les surface sableuses, le transport atmosphérique et le dépôt (sec ou humide). Les processus d'émission sont gérés par le modèle DEAD au sein du modèle de surface ISBA, les processus de transports, de dépôt et de lessivage sont gérés par le schéma d'aérosol log-normal ORILAM (Organic Inorganic Log-normal Aerosol Model, Tulet et al. (2005)). Enfin, les interactions avec le schéma radiatif sont pris en compte au sein de l'atmosphère du modèle AROME (Grini et al. 2006).

Émission des poussières désertiques

Pour représenter de manière plus réaliste les processus spécifiques de soulèvement des aérosols le modèle DEAD possède sa propre couche limite dans laquelle la vitesse de friction, le type de sol, et le contenu en eau des sols sont pris en compte.

Les particules susceptibles d'être soulevées et transportées sur de longues distances, doivent être de diamètre inférieur à 20μm (section 1.3.3). C'est la teneur du sol en argile qui détermine la quantité de particules fines potentiellement disponibles. Ensuite, le phénomène de saltation permet d'évacuer une partie de ces particules fines dans l'atmosphère. Ainsi, pour des sols dont la teneur en argile est entre 0 et 20% le flux de particules émises dans l'atmosphère (F) est directement proportionnel au flux de saltation (G_{salt}).
Flux vertical de particule (Marticorena et al. 1997a) :

$$F = G_{salt} 100 exp\{(13,4\% Argile - 6) ln 10\} \tag{2.2}$$

%Argile : part du contenu en argile dans le sol Cette expression empirique à été testé pour différents sols par Laurent (2005) et permet de retrouver des flux d'émissions avec un niveau de confiance indépendant du type de sol. Cependant, elle ne considère pas le fait que le sol peut ne pas être meuble, c'est à dire ne pas avoir de matière érodable disponible pour l'érosion éolienne. Sur des sols encroûtés, le flux d'émission serait surestimé (BouKaram 2008).

Le flux horizontal de saltation (G_{salt}) est directement proportionnel à la vitesse de friction seuil (U^*_{tw}) qui détermine la vitesse de vent minimale pour soulever les grosses particules présentes sur la zone source. Ce flux est définit par l'émission d'aérosols dans un flux perpendiculaire à l'écoulement (Bagnold 1941) puis leur transport dans un flux parallèle à l'écoulement proportionnel au flux d'émission (Marticorena et al. 1997a).
Flux de saltation (kg.m^{-1}.s^{-1}) (White 1979) :

$$G_{salt} = \frac{C_{salt} \rho_{air} U^{*3}}{g} \{1 - \frac{U^*_{tw}}{U^*}\} \{1 + \frac{U^*_{tw}}{U^*}\}^2 \tag{2.3}$$

C_{salt}= constante d'ajustement réglée suivant le modèle
ρ_{air} : masse volumique de l'air

g : constante de gravité
U^*_{tw} : vitesse de friction seuil
U* : $vitesseduvent$

La vitesse minimale de soulèvement de particule dépend essentiellement de la taille des grains (D_p), de la rugosité (R_g) et de l'humidité du sol (W). En effet, dans des conditions humides, la force de capillarité augmente la cohésion entre les particules. Cette résistance intervient lorsque l'humidité du sol (W) devient supérieure à l'humidité résiduelle du sol (Ws) :
si W > Ws alors la vitesse de friction seuil (m.s^{-1}) (Fécan et al. 1999) :

$$U^*_{tw} = U^*_t\{1 + 1,21(W - Ws)^{0,68}\}^{0,5} \tag{2.4}$$

sinon :

$$U^*_{tw} = U^*_t \tag{2.5}$$

W : humidité du sol en masse (% masse d'eau / masse sol sec)
$Ws = 0,17(\%Argile) + 0,14(\%Argile)^2$: humidité résiduelle

La friction seuil en conditions sèches U^*_t dépend de la rugosité du sol (Rg) et de la friction seuil en conditions lisses U^*_{tp}.
La rugosité du sol ne facilite pas l'arrachement des agrégats (Marticorena and Bergametti 1995) :

$$U^*_t = \frac{U^*_{tp}}{R_g} \tag{2.6}$$

avec $R_g = 1 - \{\frac{ln(\frac{Z_0}{Z_{0S}})}{ln[0,35(\frac{10}{Z_{0S}})^{0,8}]}\}$
$Z_{0S} = 33,3\,10^{-6}$m : Hauteur de rugosité d'une surface lisse
$Z_0 = 100,0\,10^{-6}$m : Hauteur de rugosité totale

Enfin, dans des conditions de surface lisse, en sol meuble et sec, plus le diamètre de la particule (D) est grand, plus le vent de surface devra être fort pour la soulever :

En fonction du nombre de Reynolds seuil : $Re* = \frac{U^*_t D}{v}$
v : viscosité cinématique
D : diamètre de la particule

Si $0,03 \leq Re* \leq 10$ alors (Marticorena and Bergametti 1995) :

$$U^*_{tp} = \{\frac{0,1666681\rho_p g D}{-1 + 1,928Re*^{0,0922}}[1 + \frac{6,10^{-7}}{\rho_p g D^{2,5}}]\}^{0,5}\rho_{air}^{-0,5} \tag{2.7}$$

Si $Re* \geq 10$ alors (Marticorena and Bergametti 1995) :

$$U^*_{tp} = \{0,0144\rho_p g D[1 - 0,0858e^{-0,0617(Re*-10)}][1 + \frac{6,10^{-7}}{\rho_p g D^{2,5}}]\}^{0,5}\rho_{air}^{-0,5} \tag{2.8}$$

ρ_p : masse volumique de la particule
$\rho_{air} = 0,00123g.cm^{-3}$: masse volumique de l'air
D : diamètre de la particule

Pour pouvoir déterminer la quantité d'aérosols émis dans l'atmosphère il faut donc avant tout prévoir avec exactitude la vitesse du vent en surface (Alfaro et al. 1998). Les vitesses de friction seuil des aérosols potentiellement disponibles sont bien définies. L'arrachement des aérosols ne dépend donc plus maintenant que de l'intensité du frottement en surface qui doit dépasser cette vitesse de friction seuil pour générer de fines particules en suspension dans l'air. L'émission d'aérosols dépend donc de la précision de ce paramètre. Or, il à été observé que les zones d'émission d'aérosols ne sont pas reliées aux

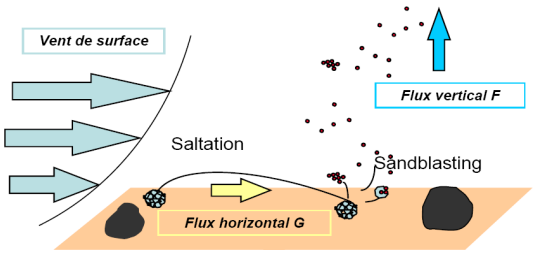


FIG. 2.11 – *Description des processus d'émission des aérosols dans l'atmosphère. Lorsque le vent moyen à 10m est assez fort, le seuil d'érosion est dépassé et les processus de saltation et de sandblasting fonction de la nature et de l'humidité du sol, induisent un flux vertical d'aérosols désertiques dans l'atmosphère. (Voir texte pour les détails). D'après (Laurent 2005).*

changements de la force du vent moyen en surface mais sont dûs aux événements de vents forts de petite échelle (Engelstaedter and Washinston 2007). En effet, le champs de vent moyen de basse résolution peut sous-estimer la vitesse du vent de pointe à la surface (tourbillons de poussière, plumes de poussière convective, etc) de 50% comparé aux observations (Tegen and Miller 1998, Tegen 2003). Pour pallier à ce problème, AROME bénéficie d'une haute résolution et d'une paramétrisation sous-maille des vents (dont la variabilité est dominée par la convection sèche) améliorant significativement l'émission de poussières désertiques dans les expériences de Cakmur et al. (2004), Grini et al. (2005).

Déterminer la stabilité de la couche limite de surface est un enjeu important car elle va déterminer la turbulence du vent. Celle ci peut atteindre des valeurs de Reynolds d'environ 10^9 et rend leur mesure difficile. Toutefois, suivant les caractéristiques de la surface on peut établir une équation plus générale prenant en compte la rugosité et la stratification de la surface.

$$Force\ de\ frottement\ en\ surface :\ U^* = (\frac{\tau}{\rho})^{0,5} = \kappa \frac{U(z)}{ln(\frac{Z}{Z_0}) + \psi_m(\frac{Z}{L})} \tag{2.9}$$

κ=0,38 : constante de Von Karman
L (m) : longueur de Monin-Obukhov, son signe dépend de la stabilité thermique de la couche limite
$\frac{Z}{L}$: stabilité thermique de la couche limite de surface, positif en situation stable et négatif en situation instable
ψ_m : fonction de la stabilité thermique de la couche limite de surface, positif en situation stable et négatif en situation instable et nulle en situation neutre.

Le schéma 2.11 illustre la modélisation du soulèvement des aérosols dans le modèle DEAD. Pour obtenir l'émission des aérosols désertiques, le modèle AROME doit fournir au module d'aérosol les paramètres suivant :
- $U(z)$: vent moyen à 10m
- W : humidité des sols
- Z_0, Z_{0S} : hauteur de rugosité aérodynamique (lisse et rugueuse)

Transport et dépôt des aérosols minéraux

Une fois dans l'atmosphère, les concentrations volumiques et en nombre des particules évoluent très vite en fonction des processus météorologiques en présence tel que le transport par advection, coagulation, transformation gaz-particules, la sédimentation sous le poids des particules, ou encore le lessivage par les précipitation.

- **La sédimentation** (dépôt sec D_s) suit le principe de la diffusion Brownienne :

$$D_s = \{\frac{\kappa T}{6\pi\nu\rho_{air} r_p}\} C_c \tag{2.10}$$

$$et\ dépend\ de\ la\ vitesse\ gravitationnelle\ des\ particules :\ V_{g,p} = \{\frac{2g\rho_p}{9\nu\rho air} r_p^2\} C_c \tag{2.11}$$

κ : Constante de Bolzman
T : température ambiante
ν : vitesse cinétique de l'air
$\rho_p et \rho_{air}$: la masse volumique de la particule et de l'air
r_p : le rayon de la particule
g : l'accélération de la pesanteur
C_c : le coefficient de glissement

- **Le lessivage** (dépôt humide) à été amélioré récemment (et testé sur le modèle Méso-NH par Tulet et al. (2010)) à partir des résultats de la campagne AMMA montrant qu'une part importante ($6 part.cm-3$) d'aérosols trop petit pour être lessivés (<$1\mu m$) pouvaient atteindre la troposphère via les tours convectives et engendrer des rétroactions sur les nuages (Aouizerats et al. 2010). Le lessivage est donc déterminé explicitement suivant la taille des particules en utilisant une approche cinétique pour calculer le transfert de masse des aérosols dans le nuage et les gouttelettes de pluies (Seinfeld and Pandis 1997, Pruppacher and Klett 1997, Tost et al. 2006). Ainsi, les petites particules (<$20\mu m$) sont collectées efficacement par diffusion brownienne (Pruppacher and Klett 1997) dans les gouttes nuageuses et les gouttes de pluies mais plus le diamètre des particules est grand, plus l'efficacité de collection diminue. Pour les particules entre 0.2 et $2\mu m$, les particules deviennent un peu trop larges pour être collectées par diffusion brownienne et trop petites pour être collecté de façon inertielle (car elles suivent les lignes de courant autour des gouttes). Enfin, pour les grosses particules (>$20\mu m$), la collection est inertielle et est très efficace ($\sim$1). Le transfert de la masse d'aérosol entre le nuage et les gouttes de pluies se fait par processus d'auto-conversion et et d'accrétion (Pinty and Jabouille 1998). Lors de la chutte des gouttes, la sédimentation de la masse d'aérosols dans les gouttes de pluie est résolue suivant la technique numérique de fractionnement du pas de temps.
Transfert de masse d'aérosols :

$$\frac{dM_p}{dt} = -\lambda_M M_p = -\underbrace{\frac{1.35\, C_{LW}\, Diff_p}{r_{cloud}^2}}_{Pour\ les\ nuages} = -\underbrace{\frac{3\, E\, F_{rain}}{2\, r_{rain}}}_{Pour\ la\ pluie} \tag{2.12}$$

Mp : masse sèche d'aérosol
λ_M : (s^{-1}) coefficient de lessivage qui vaut :
C_{LW} $(g.cm^{-3})$: contenu en eau
$Diffp$ $(m^2.s^{-1})$: diffusivité de la particule
r_{cloud} (m) : rayon des gouttes de nuage
r_{rain} (mm) : rayon des gouttes de pluie
E : efficacité de collection
F_{rain} $(kg.m^{-2}.s^{-1})$: flux de precipitation effectif

- Les transformations chimiques des particules (coagulation, vieillissement, transformation gaz-particules, ...) ne sont pas prises en compte car le coût de calcul deviendrait trop important. Ainsi, les transfert de masse d'aérosols dans les gouttes ne change pas la distribution en taille des aérosols. La masse d'aérosols libérés dans l'atmosphère après évaporation des gouttes de pluie est supposée proportionnelle à la quantité d'eau évaporée (Chin et al. 2000) (ce qui peut induire une surestimation du relachement d'aérosols dans l'atmosphère car l'évaporation partielle des gouttes n'est pas prise en compte).

Distribution en taille des aérosols minéraux

L'équation dynamique contrôlant l'évolution pronostique de la distribution en taille des aérosols dans l'atmosphère est donnée par Friedlander (1977), Seinfeld and Pandis (1997) :

$$\frac{\partial n(R)}{\partial t} = f(n(R))\ avec\ n(ln\ R) = \frac{N}{\sqrt{2\pi} ln\sigma_g} exp(-\frac{ln^2(\frac{R}{R_g})}{2ln^2(\sigma_g)}) \tag{2.13}$$

n : fonction de distribution en nombre des particules pour chaque mode
R : rayon des particules (μm)

Mode (i)	fin	moyen	grossier
Fraction de la concentration en nombre $\frac{N_i}{N}$ (%)	97.52	1.95	0.52
Fraction massique $\frac{M_i}{M}$ (%)	0.08	0.92	99
coefficient de dispertion en taille σ_i	1.75	1.76	1.70
Diamètre médian en nombre $R_{gn}(\mu m)$	0.078	0.64	5.0
Diamètre médian en masse $R_{gm}(\mu m)$	0.20	1.67	11.6

TAB. 2.4 – *Paramètres Log-normaux de la distribution en taille utilisée dans le modèle AROME (Crumeyrolle et al. 2010)*

N : concentration volumique en nombre des particules ($part.m^{-3}$)
R_g : rayon médian en nombre des particules (μm)
σ_g : coefficient de dispersion en taille des particules

La particularité du modèle ORILAM est de garder explicite la composition et la distribution des aérosols grâce à l'utilisation de moments d'ordre 0, 3 et 6 correspondant respectivement à la concentration en nombre, au rayon médian et à la dispersion en taille des particules (Binkowski and Roselle 2003, Tulet et al. 2005) :
Ainsi le moment d'ordre k sera défini en ($\mu m.cm^{-3}$) :

$$M_k = \int_0^\infty R^k n(R) dR \; avec \; pour \; chaque \; mode \; i : \; M_{k,i} = N_i R_{g,i}^k exp(\frac{k^2}{2} ln^2(\sigma_{g,i})) \tag{2.14}$$

Le moment d'ordre 0 donne la concentration en nombre des particules pour le mode i ($part.m^{-3}$) :

$$N_i = M_{0,i} \tag{2.15}$$

Le moment d'ordre 3 donne le rayon median des particules pour le mode i (μm) :

$$R_{g,i} = (\frac{M_{3,i}^4}{M_{6,i} M_{0,i}^3})^{\frac{1}{6}} \; avec : \; M_{3,i} = \frac{3}{4\pi} V_i \tag{2.16}$$

Le moment d'ordre 6 donne le coefficient de dispersion en taille des particules pour le mode i :

$$\sigma_{g,i} = exp(\frac{1}{3} \sqrt{ln(\frac{M_{0,i} M_{6,i}}{M_{3,i}^2})}) \; avec \; R_{g,i} \; fixé : M_{6,i} = \frac{M_{3,i}^4}{R_{g,i}^6 M_{0,i}^3} \tag{2.17}$$

La loi log-normale de distribution en taille des aérosols de Jaenicke (1993) (cf. section 1.3.5) est un bon compromis entre réalisme et coût calcul. La distribution en taille utilisée généralement en modélisation est celle de Alfaro and Gomes (2001) : AG01 (Fig 2.12, lignes bleues). De récentes mesures de distribution en taille ont été réalisées en Afrique de l'Ouest par avion (ATR-42) pendant le mois de Juin 2006 de la campagne AMMA (Fig 2.12, lignes rouges). Les mesures près du sol et des sources de poussières désertiques montrent que même si la paramétrisation AG01 représente bien le flux massique d'émission de particules, elle sous-estime la concentration en nombre des particules fines (Crumeyrolle et al. 2010).

Les particules fines d'aérosols désertiques 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. Pour pallier à ce manque de particules fines, un nouveau spectre de taille de particules à été réalisé par Crumeyrolle et al. (2010). Il est basé sur le spectre granulométrique en 3 modes log-normaux de Alfaro and Gomes (2001). La concentration totale en nombre est celle des observations AMMA et la concentration totale volumique est celle du schéma AG01. Le spectre granulométrique obtenu est représenté sur la figure 2.12 en lignes noires et résumé sur le tableau 2.4.

Transfert radiatif des aérosols minéraux

L'efficacité de la diffusion de la lumière (f) dépend de l'angle zénithal solaire incident (θ), des propriétés optiques des aérosols (l'épaisseur optique τ, l'albédo de simple diffusion ω et le facteur d'assymétrie g)

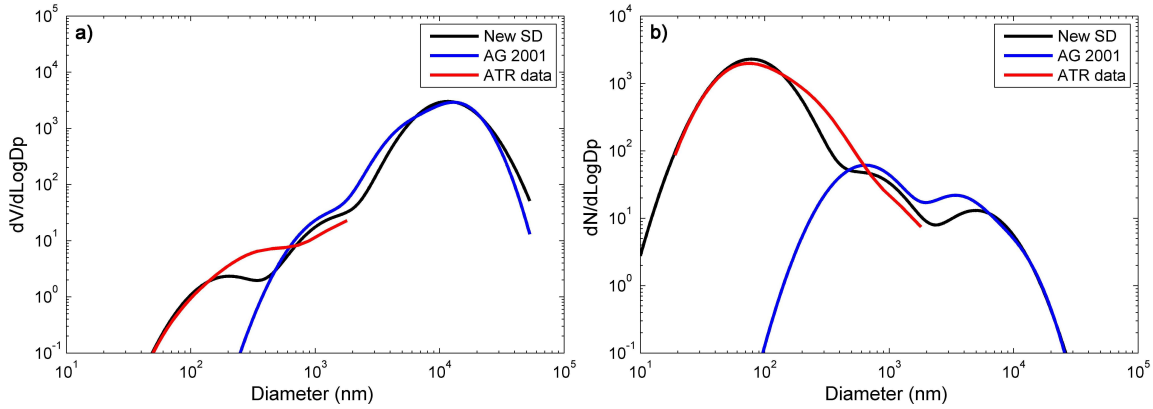


FIG. 2.12 – *Nombre (a) et volume (b) de la distribution en taille des particules donnée par Alfaro and Gomes (2001) (lignes bleus), par les observations aéroportées de l'ATR-42 (lignes rouges) et de la nouvelle distribution en taille proposée par l'étude de Crumeyrolle et al. (2010) et utilisée dans les paramétrisations Méso-NH et AROME (lignes noires).*

λ (nm)	217.5	345	550	925	2285	3190
$k_r - k_i i$	1.448–0.00292i	1.448–0.00292i	1.478–0.01897i	1.4402–0.00116i	1.41163–0.00106i	1.41163–0.00106i

TAB. 2.5 – *Indices de réfraction par longueur d'onde (Tulet et al. 2008)*

(cf. section 1.3.5) pour chaque couche et de leur disposition dans l'atmosphère (illustré sur le schéma 2.13). L'angle zénithal solaire est connu de part les coordonnées géographiques et l'heure de la simulation. Lorsque le rayonnement solaire traverse des couches atmosphériques il est diffusé et son angle d'incidence s'en trouve modifié. La résultante donne l'angle zénithal effectif incident qui tient compte de la décroissance du rayonnement solaire direct (*Io –> I*) et de l'augmentation de la part diffuse du rayonnement descendant (*f*) par diffusion des couches supérieures (schéma 2.13). L'estimation des propriétés optiques et de la quantité de particules rencontrées par les ondes en chaque couche est donc crucial pour déterminer la part de réchauffement/refroidissement radiatif de l'atmosphère. Or ces paramètres évoluent au cours de la durée de vie des particule dans l'air (émission, coagulation, éclatement, vieillissement, dépôt, lessivage, etc) ce qui entraîne beaucoup d'incertitudes dans la détermination des impacts radiatifs des aérosols.

Pour pouvoir paramétrer les interactions des aérosols avec le rayonnement, les particules sont considérées sphériques. Cette hypothèse nous permet d'utiliser la théorie de Mie qui résout le problème de diffusion de la lumière par une sphère (Mie 1908). Le premier paramètre à considérer est l'indice de réfraction (K=$k_r - k_i i$) qui dépend de la composition chimique de l'aérosol et de la longueur d'onde (λ) (Tab 2.5) (Tulet et al. 2008). La table de Mie renseigne alors sur les propriétés optiques des aérosols en fonction de la taille de la particule (R_g) et de la longueur d'onde (λ) pour calculer l'efficacité d'extinction $Q_{ext}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)$ qui est définie comme la somme des fractions diffusées ($Q_{diff}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)$) et absorbées ($Q_{abs}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)$) du rayonnement incident (Aouizerats et al. 2010). Pour palier au calcul explicite des flux qui est très coûteux, 3 paramètres optiques définissant l'impact radiatif de l'aérosol sont calculés en fonction de la fonction de distribution en taille des particules (n(R)) et de la longueur d'onde (λ) : le

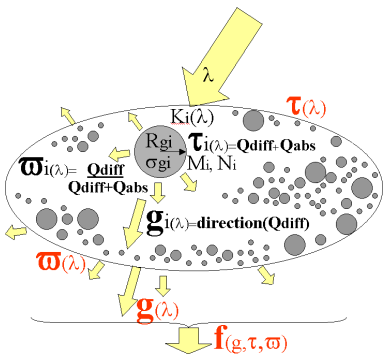


FIG. 2.13 – *Schéma de l'impact des aérosols sur le rayonnement incident (voir texte pour les détails).*

coefficient d'extinction ($\tau_i(\lambda)$ qui est définie par l'efficacité d'extinction $Q_{ext}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)$), l'albedo de simple diffusion ($\omega_i(\lambda)$ qui est définie par la fraction diffusée ($Q_{diff}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)/Q_{ext}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda)$)) et le facteur d'assymétrie ($g_i(\lambda)$ qui donne la direction principale de la diffusion du rayonnement incident, schéma 2.13) Enfin, les aérosols désertiques étant très réactifs aux longueur d'onde autour de 550μm, les diagnostiques optiques seront validés à cette longueur d'onde et ramenés à une seule taille d'aérosol par pondération de Delta-Eddington sur les 3 modes lognormaux de tailles d'aérosols en suivant les équations de Cess et al. (1985) :

- Extinction :

$$\tau(\lambda) = \sum_i \tau_i(\lambda) \; avec \; \tau_i(\lambda) = \int_0^{+\infty} Q_{ext}(R_{g,i}, \sigma_{g,i}, \lambda) \pi R^2 n(R) dR M_i Z \tag{2.18}$$

- Albédo de simple diffusion :

$$\omega(\lambda) = \frac{\sum_i \omega_i(\lambda)\tau_i(\lambda)}{\tau(\lambda)} \; avec \; \omega_i(\lambda) = \frac{\int_0^{+\infty} Q_{diff}(R,\lambda)\pi R^2 n(R) dR}{\int_0^{+\infty} Q_{ext}(R,\lambda)\pi R^2 n(R) dR} \tag{2.19}$$

- Facteur d'asymétrie :

$$g(\lambda) = \frac{\sum_i \omega_i(\lambda)\tau_i(\lambda)g_i(\lambda)}{\tau(\lambda)\omega(\lambda)} \; avec \; g_i(\lambda) = \frac{\int_0^{+\infty} g'(R,\lambda) Q_{diff}(R,\lambda) R^2 n(R) dR}{\int_0^{+\infty} Q_{diff}(R,\lambda)\pi R^2 n(R) dR} \tag{2.20}$$

Ces trois paramètres permettent de déterminer la fraction diffusée (cf. chapitre 1) :

$$f(\lambda) = \frac{\sum_i \omega_i(\lambda)\tau_i(\lambda)g_i(\lambda)^2}{\tau(\lambda)\omega(\lambda)} \tag{2.21}$$

avec i = espèce de diffusants (ici les 3 modes d'aérosols mais ce schéma est aussi utilisé pour les particules nuageuses, la vapeur d'eau, le CO2, etc.). Le schéma 2.13 illustre l'action de chaque variables.
$M_i(kg.m^{-3})$: concentration en masse des particules pour le mode i
Z : hauteur du niveau considéré.

Les diagnostiques optiques des aérosols en sortie d'AROME pour chaque niveaux sont donc :
- g, le facteur d'asymétrie : angle principal de dispersion (=1 par devant et =– 1 par derrière)
- ω, l'albédo de simple diffusion : dispersion des ondes électromagnétiques sur la particule (nulle pour une dispersion totale et égale à 1 pour aucune dispersion)
- τ, l'extinction : atténuation des ondes radiatives, elle correspond à l'épaisseur optique lorsqu'elle est intégrée sur la verticale
- $\sigma_{g,i}$, la concentration en masse et en nombre ($\mu g.m^{-3}$ et $part.m^{-3}$)
- $R_{g,i}$, les rayons médians en masse et en nombre (μm)

Le schéma 2.14 récapitule les principaux processus liés aux aérosols désertiques paramétrés dans le modèle AROME et ne manque plus que d'être validé. Ce module d'aérosols à été testé avec le modèle MésoNH (Grini et al. 2006, Chaboureau et al. 2007, Tulet et al. 2008, Bou Karam et al. 2009, Crumeyrolle et al. 2010) dont le comportement dynamique est différent de celui d'AROME (cf. section 2.3.2) et requiert donc un réglage adapté aux caractéristiques du modèle AROME. Le flux d'émission de particules dans l'atmosphère (F) est directement proportionnel à un coefficient d'ajustement C_{salt} dans l'équation 2.3. Ce coefficient à été réglé sur un cas d'étude bien documenté de la tempête de sable du 6 au 15 Mars 2006 (Slingo et al. (2006b), Tulet et al. (2008), Milton et al. (2008), Cavazos et al. (2009), Mallet et al. (2009), Stanelle et al. (2010), cf. chapitre 3), l'une des plus intense documentée sur Terre grâce à la campagne AMMA. Ces conditions extrêmes ont permis de tester le module de poussières désertique pour une large gamme d'épaisseurs optiques. Le réglage obtenu est 8 fois plus fort que dans Méso-NH. Les différences qui pourraient expliquer cette différence entre les deux modèles sont essentiellement sur la résolution horizontale et verticale qui joue sur l'émission de poussières et sur le schéma dynamique qui

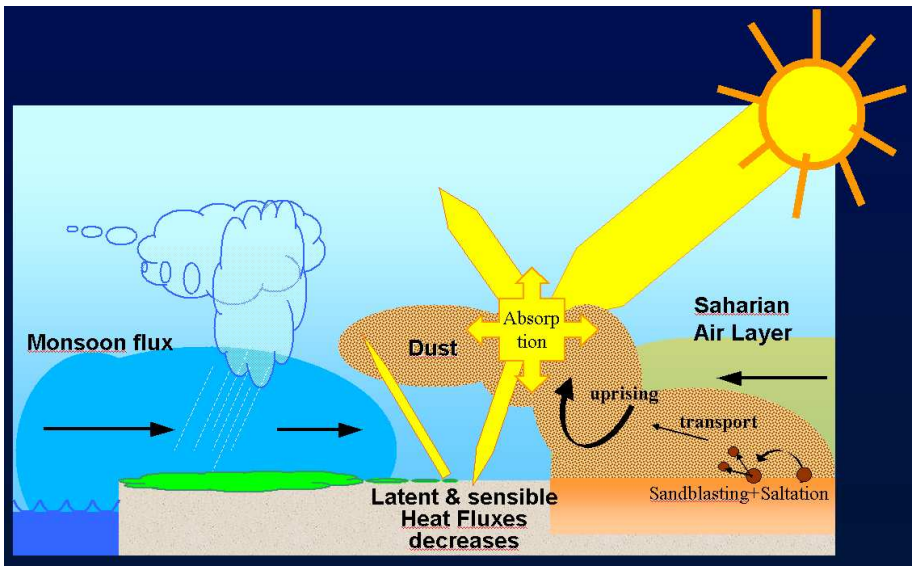


FIG. 2.14 – *Schéma des processus clés liés au cycle de vie des aérosols désertiques et leurs interactions avec le flux solaire. Dans la couche limite Saharienne, les puissants vents du nord balayent le sol et soulèvent les aérosols par sand-blasting. Ils sont ensuite transportés dans l'atmosphère où ils interagissent avec le rayonnement solaire. L'absorption et la diffusion des rayons entraînent le chauffage de la couche d'aérosols et le refroidissement des couches d'air en dessous engendrant d'importants changements thermodynamiques. Ces aérosols peuvent être transportés vers le sud pour y être déposé, inséminant des zones non sableuses. Plus au sud, les systèmes convectifs soulèvent ces aérosols d'une part et d'autre part les redéposent par lessivage.*

pourrait jouer sur le transport des poussières. Le chapitre 3 discute le réalisme de ce réglage sur un cas d'étude réalisé par les deux modèles.

En résumé, les paramétrisations dynamiques et physiques, la résolution spatiale et temporelle et le module de poussières désertiques ont été évalués et améliorés pour amener le modèle AROME à reproduire les conditions météorologiques particulières de l'Afrique de l'Ouest. Il ne manque plus que de configurer le modèle pour les expériences que nous voulons analyser.

2.4 Configuration des expériences

Le modèle AROME est un modèle à aire limitée, il est donc nécessaire de fournir l'état de l'atmosphère qui l'entoure par des modèles globaux. Le choix de ces conditions aux limites et initiales est crucial car elles influencent beaucoup le comportement du modèle. Sont donc étudiées ici quelles conditions sont les plus favorables pour AROME en environnement Tropical.

D'autre part, l'utilisation opérationnelle ne s'étend pas à plus de 30h de simulation sans ré-initialisation. Or les tempêtes de sable peuvent durer plus de 2 jours et leurs rétroactions sur la thermodynamique demandent quelques jours pour s'équilibrer. Si le modèle est ré-initialisé, les rétroactions sont perdues. Une évaluation d'AROME pour des durées de simulation supérieures à 2 jours jusqu'à une semaine sans ré-initialisation est donc nécessaire.

2.4.1 Choix des conditions initiales et aux limites :

Le modèle coupleur ARPEGE[21], utilisé par Météo-France en opérationnel est un modèle spectral avec une grille gaussienne pour le calcul des points de grille. Il en existe 2 versions : ARPEGE-France avec

[21] Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

un système de coordonnés étirées et ARPEGE-Tropiques avec une grille régulière (résolution : 0,5° et 41 niveaux) permettant de représenter la bande tropicale à plus fine échelle. Pour être plus proche des valeurs observées, il est possible de recalculer la trajectoire de chaque paramètre en fonction des observations sur différents temps (méthode d'assimilation 4D-Var (Courtier et al. 1998)). Les sorties sont des analyses disponibles toutes les 6h sur un domaine de -60°W à 40°E et 35°N à 35°S de 2005 à 2007.
Lors de la transmission des informations du modèle global à celui méso-échelle, le saut de résolution entre les deux peut engendrer de fortes discontinuités. ALADIN est un modèle de résolution intermédiaire (résolution horizontale 9,9 km et 41 niveaux pour la verticale) qui peut permettre d'atténuer ce saut de résolution. Différents coupleurs ont été testés pour identifier la combinaison la plus réaliste en Afrique de l'Ouest :

- Bengtsson and Niemelä (2008) ont fait une étude de sensibilité aux conditions initiales et latérales sur les précipitations aux latitudes tempérées en couplant AROME aux modèles HIRLAM et ALADIN. On peut remarquer que les conditions initiales jouent un rôle majeur dans les premières 12h, ensuite ce sont les conditions latérales qui influencent les prévisions. Ils montrent une forte influence de la représentation de la structure verticale de l'humidité spécifique, de la stabilité verticale et des vents horizontaux. Aux latitudes tempérées, AROME nécessite des conditions initiales particulièrement humides pour déclencher la formation des nuages, cependant une fois les nuages générés l'advection d'humidité par les conditions latérales entraîne une sur-estimation des précipitations. Ainsi, coupler AROME à un modèle trop humide pourrait exacerber sa tendance au développement de systèmes convectifs trop violents. Ce problème qui à été identifié précédemment devient beaucoup plus important dans des régions très convectives comme le sud de l'Afrique de l'Ouest. Il ne serait donc pas judicieux de le coupler à des modèles favorisant les fortes précipitations comme ALADIN (cf. section 2.3.2).

- En 2007, le tracé des cartes de précipitations (Fig 2.15) montre qu'un couplage d'AROME avec l'ECMWF serait peut être la meilleure option puisque à l'époque c'est le modèle qui représente le mieux la distribution des précipitations en Afrique de l'Ouest sur l'année 2006. Ceci est aujourd'hui encore plus intéressant avec la création des Ré-analyses AMMA de l'ECMWF qui profitent d'une grande quantité d'observations et montrent une meilleure estimation des précipitations en terme de quantité et de distribution. Seulement en 2007 la configuration d'AROME demande un post-traitement pour être couplé avec l'ECMWF. Les scores de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest mettent en avant une corrélation avec les observations CPC de 0,21 avec ARPEGE-Tropique et 0,19 avec ALADIN pour un biais de -7% (Nuret et al. 2007). Le cas du 25-26 Juillet montre qu'AROME couplé à ALADIN surestime les précipitations de 1/3 comparé aux observations CPC (Fig 2.5 ARO1 ALA -DIFF (ronds bleu clair) versus ARO1 ARPT -DIFF (vert foncé), plus proches des observations CPC (noir). Pour le détail des simulations cf. Tab 2.3). Un couplage avec ARPEGE-Tropique ramène cette surestimation à 1/4 comparé aux observations (Fig 2.5 en vert).

Ainsi, bien que la résolution d'ARPEGE-Tropique soit 10 fois supérieure à celle d'AROME, l'état de l'atmosphère d'ARPEGE-Tropique est celle qui correspond le mieux aux conditions initiales et aux limites attendues par le modèle AROME.

Concernant les aérosols, aucune variable pronostique de concentration d'aérosols n'est fournie par le modèle ARPEGE-Tropique. Les conditions initiales et aux limites des aérosols désertiques seront donc prises à partir de la climatologie des aérosols de Tegen and Fung (1994).

Le modèle AROME est donc configuré avec les paramétrisations et les conditions aux limites et initiales adaptées à la représentation des systèmes convectifs particulièrement violents d'Afrique de l'Ouest. Par la suite cette version du modèle AROME, basée sur ARO3 SEDRAD (cf. Tab 2.3). A noté qu'elle s'appelle ARO3 5km lorsqu'elle est étendue à un domaine de simulation plus large et avec une résolution de 5km comprenant les principales sources de poussières désertiques afin d'implanter le module de poussières désertiques dont les tests sont détaillés dans la section précédente 2.3.5.

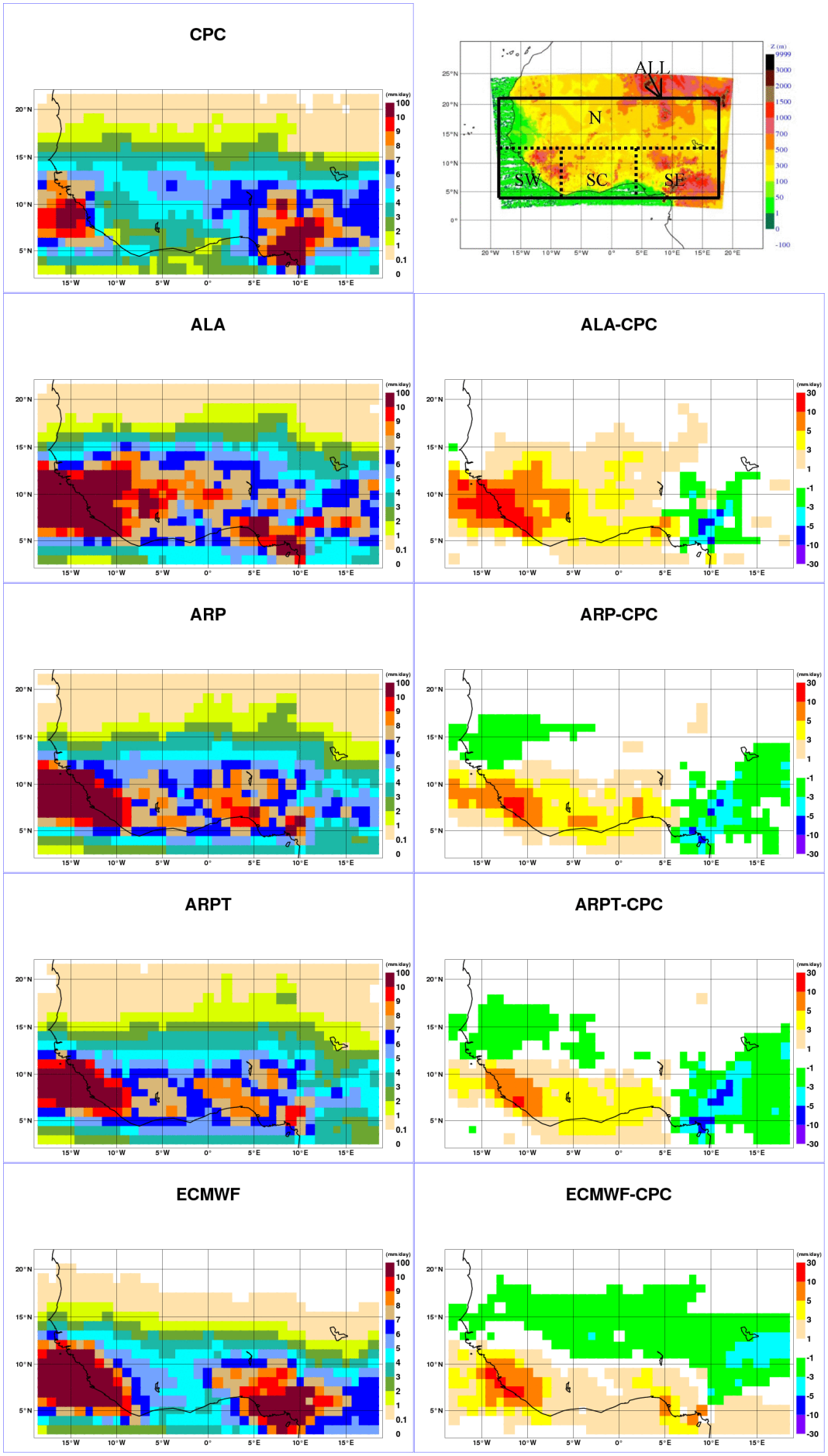


FIG. 2.15 – *Moyenne journalière des précipitations (mm/jours) sur les mois de Juin à septembre 2006 pour (à gauche) les estimations NOAA/CPC(RFE2), les simulations ALADIN, ARPEGE, ARPEGE-Tropique et l'ECMWF. (à droite) : l'orographie sur le domaine en question et les anomalies de précipitations par rapport aux estimations NOAA/CPC(RFE2) des simulations ALADIN, ARPEGE, ARPEGE-Tropique et l'ECMWF (Nuret et al. 2007).*

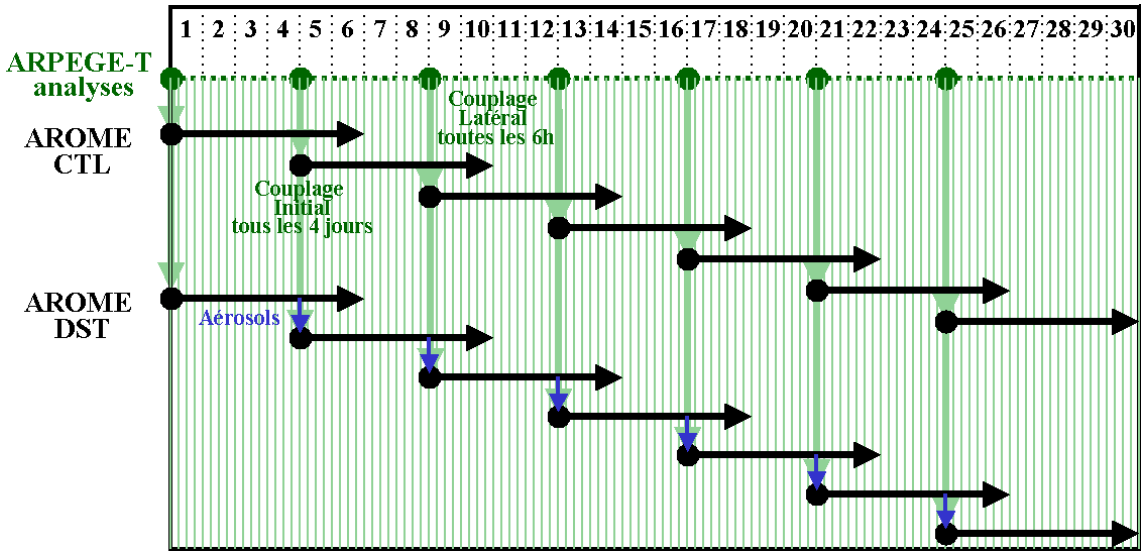


FIG. 2.16 – *Configuration des simulations AROME pour simuler 1 mois complet. Le modèle est couplé aux limites latérales par ARPEGE-Tropique toutes les 6h. Une ré-initialisation de tous les champs sauf les aérosols est faite tous les 4 jours. Les simulations sont faites jusqu'à +6 jours.*

2.4.2 Dérive, sensibilité à l'échéance :

Un modèle de prévision numérique du temps à haute résolution est initialisé avec un état de l'atmosphère qui peut être différent de son équilibre intrinsèque. Le modèle recrée son propre équilibre à l'intérieur du domaine même s'il est forcé aux limites latérales. Au bout d'un moment il pourrait dériver complètement et s'éloigner de la réalité. Il serait ensuite impossible d'établir des comparaisons avec les observations. A l'inverse, trop contraindre le modèle par des ré-initialisation de toute l'atmosphère l'empêcherait d'établir un nouvel équilibre par interaction avec les aérosols. Il faut donc un compromis entre donner le temps au modèle de créer des interactions entre aérosols et convection profonde et ne pas laisser dériver le modèle ce qui pourrait nous éloigner des observations.

Pour analyser une éventuelle dérive du modèle, une étude à été réalisée sur un mois en réinitialisant les paramètres physiques essentiels (vent, température, humidité) avec les analyses du modèle global ARPEGE-Tropique tous les 6 jours pour chaque version du modèle (CTRL et DUST). Pour simuler 1 mois, 14 simulations de 6 jours sont réalisées avec une superposition des premiers et derniers jours (Fig 2.16). Le nombre de simulation est estimé assez important pour donner une estimation significative de la dérive du modèle par rapport à l'échéance.
Une marge d'en moyenne 2° au bords du domaine à été supprimée pour se libérer du couplage au limites latérales toutes les 6h et ne regarder que la dérive du modèle AROME.
D'autre part, le modèle global ARPEGE-Tropique ne contient pas d'aérosols pronostiques. Ainsi, à chaque ré-initialisation, les aérosols désertiques de la simulation DUST seraient ramenés vers des valeurs quasi nulles. Au cours d'un événement intense de poussière désertique, une ré-initialisation stopperait net la progression de la tempête et induirait une forte phase d'adaptation (spin up). Si la simulation dure plus de 6 jours il est donc préférable de garder les aérosols modélisés par la simulation précédente. Les aérosols minéraux ne sont donc jamais réinitialisés.

La dérive de quelques variables importantes dans l'interprétation de l'impact radiatif des poussières désertiques sont analysées ci-dessous :

Température de surface

La température de surface des analyses à 0h avoisine les 27°C en moyenne (fig2.17a). AROME répond par un fort spin down de 4.2°C sur le 1er jour puis reste à peu près stable (température de surface fig2.17a). Ce réajustement est classique lorsque l'on couple 2 modèles dont l'équilibre radiatif n'est pas le même. A partir du deuxième jour, la tendance moyenne est à la hausse de +0.5°C pour la simulation CTRL et de +0.4°C pour la simulation DUST. Or en cette période de pré-mousson, le maximum d'ensoleillement

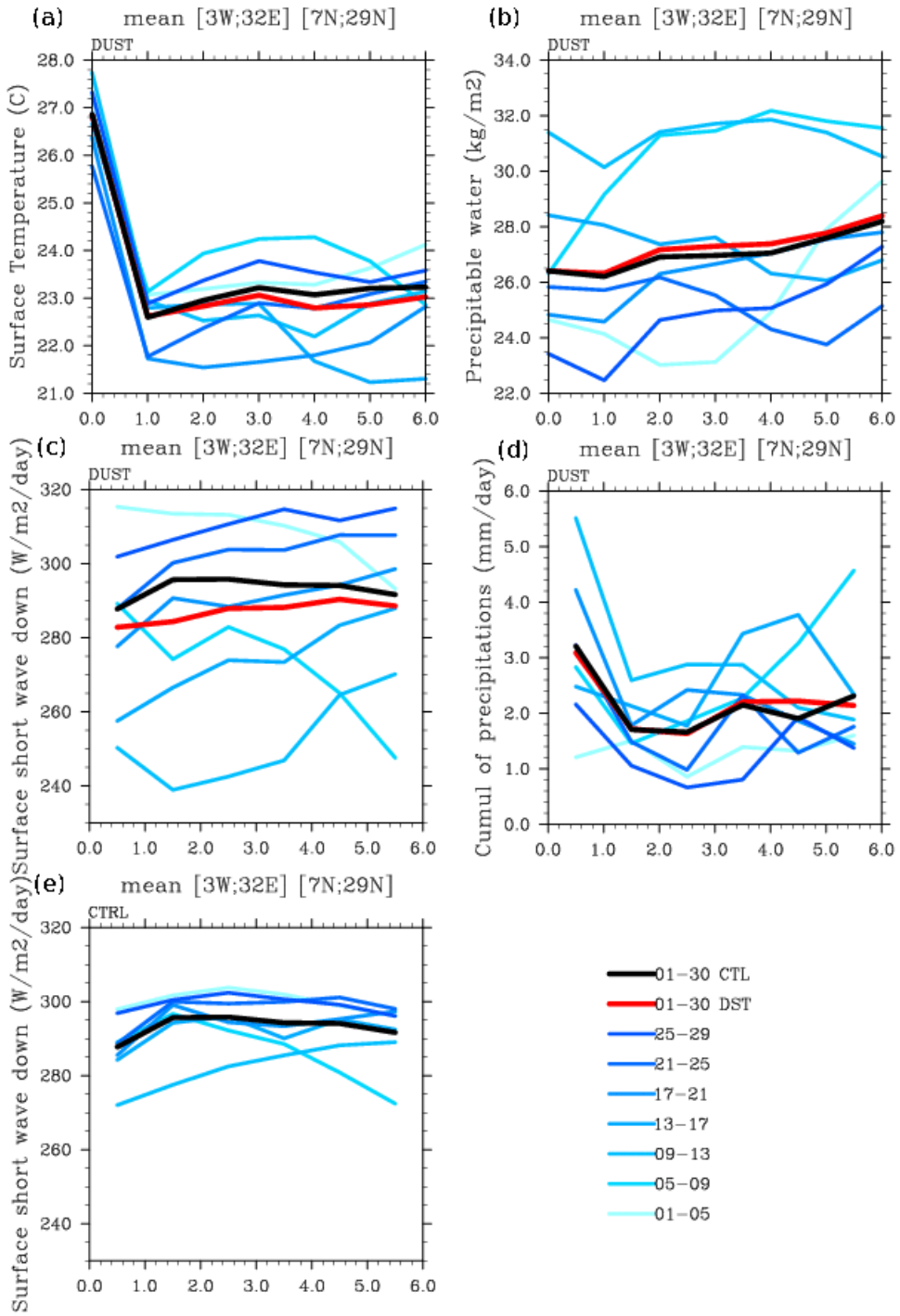


FIG. 2.17 – *(a) Précipitations cumulées sur 24h. (b) Eau précipitable et (c) température de surface à 00h. Flux solaire incident cumulé sur 24h pour l'expérience DUST (d) et pour l'expérience CTRL (e). Valeurs moyennées sur [3W ;32E] [7N ;29N]. En abscisse sont représentés les jours de simulation. La valeur à 0 correspond à l'analyse ARPEGE-Tropique. Les courbes bleues sont les differentes semaines de Juin pour la simulation DUST pour (a),(b),(c),(d) et pour la simulation CTRL pour (e). La courbe rouge est la moyenne des simulations DUST et la noire est la moyenne des simulations CTRL.*

s'installe progressivement sur la zone d'étude. Les poussières désertiques montrent une atténuation de la hausse de la température.

Eau précipitable

L'eau précipitable montre de grandes variations en amplitude suivant les semaines du mois de juin ($\pm 4\ kg.m^{-2}$ Fig 2.17b). Ces oscillations peuvent être reliées aux fortes variations en latitude de la mousson qui sont caractéristiques de cette période de mise en place de la mousson. Par exemple à Agoufou, au mois de juin, les mesures d'eau précipitable peuvent aller de 24 à $42 kg.m^{-1}$ (eau précipitable à Agoufou en bleu fig1.6). En moyenne sur le mois, les deux simulations (DUST et CTRL) suivent une tendance à la hausse d'environ $1.5 kg.m^{-2}.semaine^{-1} \simeq 6.5 kg.m^{-2}.mois$ (Fig 2.17b). Cette tendance témoigne de l'avancée de la mousson plus au nord sur le continent. Elle est réaliste comparé aux mesures effectuées à Agoufou au mois de juin qui montrent une évolution approchant $+5 kg.m^{-2}.mois^{-1}$ (Fig 1.6). D'autre part, l'ajout des aérosols entraîne une légère humidification de l'atmosphère (n'excédant pas $0.5 kg.m^{-2}$).

précipitations

Les précipitations subissent un spin down sur le 1er jour quelle que soit la simulation et quelle que soit la semaine dans le mois (Fig 2.17d). Ce réajustement est assez caractéristique des modèles de prévision numérique. L'état initial donné par les analyses doit avoisiner les conditions idéales pour créer beaucoup de pluie. Le 2ème jour, le modèle trouve un équilibre beaucoup moins favorable pour la convection profonde et les précipitations diminuent. Ce nouvel équilibre est plus proche du taux de précipitation observé. Ce nouveau régime moins précipitant reste stable jusqu'à 6 jours. On remarque que sur cette zone il n'y a que très peu de différences sur la quantité de précipitations entre la simulation avec et sans poussières désertiques.

Flux solaire incident

En Juin le flux solaire incident diminue progressivement. On retrouve par contre que le flux solaire incident subit de fortes variations à cette période de transition ($75 W.m^{-2}$ Fig 2.17c). En effet, l'apparition de systèmes convectifs très brefs qui ont pouvoir réfléchissant très fort, entraîne une variation importante du flux incident à la surface suivant les événements. Ajouté à cela, les événements de poussières désertiques interviennent dans l'absorption et la réflexion du rayonnement solaire incident. Dans les observations, cette variation peut atteindre une amplitude de $140 W/m^{-2}$ à Agoufou (SWin à Agoufou fig1.6). L'impact radiatif des poussières désertiques montre une part importante (40%) sur cette variabilité en regard à la simulation la simulation CTRL qui montre une amplitude de seulement $30 W.m^{-2}$ (Fig 2.17e).

Ainsi, il existe un fort spin down du modèle AROME sur le premier jour pour les précipitations et la température de surface. Ces déséquilibres sont liés à des conditions initiales des analyses du modèle global ARPEGE-Tropique incompatibles avec l'équilibre intrinsèque du modèle AROME. A partir du 2ème jour, le modèle AROME a trouvé son état d'équilibre et ne semble pas poursuivre une dérive non climatique. Le 1er jour de simulation est donc supprimé dans les analyses qui suivent car il correspond à la mise en équilibre du modèle. Ne constatant pas à première vue de forte dérive du modèle sur les derniers jours, les cas d'étude intéressants peuvent être suivis jusqu'à 6 jours sans ré-initialisation.

Le couplage du modèle au module d'aérosols apporte une représentation plus réaliste des variations du flux solaire incident, paramètre essentiel contrôlant le bilan radiatif à la surface. Ces résultats donnent une entrevue de l'importance de la prise en compte des poussières désertiques dans les modèles de prévision numériques en Afrique de l'Ouest. Les chapitres 3 et 4 discutent plus en profondeur leurs impacts.

Conclusion

Dans ce chapitre il est question de savoir si les outils disponibles sont capables de répondre aux problématiques posées.

Le réseau d'observations récemment déployé pendant AMMA permet une analyse multi-disciplinaire et multi-échelle compatible avec nos objectifs. Ces observations donnent un échantillon de la réalité observée suivant les limitations des instruments et les résolutions permises par leurs supports. En effet, sur un sol à fort albédo 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 parcimonie mais restent indispensables à l'analyse des résultats et constituent la référence des études qui suivent.

La modélisation est un laboratoire expérimental qui apporte la possibilité supplémentaire de modifier les conditions atmosphériques afin de comprendre les processus physiques. Le modèle AROME est adapté en terme d'efficacité pour répondre aux exigences de taille de domaine et de résolution que demande l'étude des interactions entre poussières désertiques et convection profonde. Cependant ce modèle à été développé très récemment dans l'objectif d'une utilisation opérationnelle dans les latitudes tempérées. Il a donc été nécessaire d'étudier le comportement du modèle et de l'adapter aux régions d'Afrique de l'Ouest. Pour cela, plusieurs études de cas ont été réalisées.
La première, sur un cas de convection profonde intense (du 25 au 26 juillet 2006) permet de mettre en évidence la capacité du modèle à reproduire les événements convectifs particulièrement intenses caractéristiques des régions Tropicales. Les résultats montrent une tendance du modèle à produire des courants de densité trop intenses entretenant artificiellement les systèmes convectifs dont la bonne prévision est cruciale pour la représentation du cycle de vie des poussières désertiques. Pour résoudre ce problème, différentes améliorations touchant au schéma de diffusion numérique, à certaines paramétrisations physiques et à la résolution temporelle ont permis de mieux comprendre comment se comporte un schéma dynamique de type spectral pour une haute résolution et ont permis d'atteindre une version du modèle capable de reproduire les systèmes d'Afrique de l'Ouest en terme d'intensité, de localisation et d'occurrence autant à 2.5 km qu'à 5 km de résolution horizontale.
Le deuxième cas d'étude concerne une intense tempête de sable (du 06 au 14 mars 2006). Celui ci a permit d'implanter et d'ajuster le module de poussières désertiques permettant un soulèvement réaliste des poussières désertiques. Le réglage obtenu est 8 fois plus important que dans le modèle Méso-NH et le temps d'équilibrage est inférieur à la journée. Ce cas d'étude a aussi permis de déterminer la taille exacte du domaine pour posséder la quantité suffisante de sources de poussières désertiques pour leur transport dans l'atmosphère. Le domaine est ainsi fixé en latitude de 7°N à 30°N et de 3°W à 35°E en longitude.
Ainsi, la version obtenue des paramétrisations du modèle est capable de simuler à la fois les intenses systèmes convectifs et les puissantes tempêtes de sables d'Afrique de l'Ouest.
Seulement avant de passer à l'analyse des résultats, la configuration du modèle doit être optimum. Les conditions initiales et aux limites sont testées avec plusieurs coupleurs et montrent que le modèle ARPEGE-Tropique est le mieux adapté au modèle AROME en Afrique de l'Ouest.
Pour finir, l'analyse des interactions entre convection profonde et poussières désertiques nécessite des durées de simulations dont le réalisme n'a encore pas été évalué en Afrique de l'Ouest. Le dernier cas d'étude dure un mois (juin 2006) et regroupe à la fois de violents systèmes convectifs et une forte quantité de poussières désertiques. Ce dernier est configuré avec un chevauchement des simulations de deux jours afin de tester la sensibilité du modèle à l'échéance. Cette étude montre une forte adaptation décroissante (spin down) du modèle AROME sur le 1er jour pour la température de surface et les précipitations et amène le modèle à un nouvel équilibre plus proche des valeurs observées. A partir du 2éme jour, le modèle AROME a trouvé son équilibre et aucune des variable analysées ne semble poursuivre une dérive non climatique. Ainsi, le 1er jour de simulation ne peut être analysé puisqu'il correspond à la mise en équilibre du modèle. Ne constatant pas à première vue de forte dérive du modèle sur 6 jours, les études de cas intéressants peuvent être analysées jusqu'à 6 jours sans ré-initialisation. Par ailleurs, le couplage du modèle au module d'aérosols apporte une représentation plus réaliste des variabilité du flux solaire incident, paramètre essentiel à la prévision météorologique puisqu'il contrôle le bilan radiatif à la surface.

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 cette étude. En effet, les tests portés sur les paramétrisation et sur la configuration du modèle permettent d'obtenir des simulations répondant aux exigences de nos problématiques. Enfin, ce chapitre aborde l'importance de la prise en compte de l'impact radiatif des poussières désertiques dans les modèles de prévision numérique en Afrique de l'Ouest qui est discuté dans les chapitres suivants.

Tempête de poussières désertiques 3

SOMMAIRE

3.1 SIMULATION À HAUTE RÉSOLUTION D'UNE INTENSE TEMPÊTE DE POUSSIÈRES EN AFRIQUE DE L'OUEST : 85
3.2 ARTICLE : HIGH-RESOLUTION SIMULATION OF A MAJOR WEST AFRICAN DUST-STORM : COMPARISON WITH OBSERVATIONS AND INVESTIGATION OF DUST IMPACT . . 87

L'ANALYSE de l'impact radiatif des poussières désertiques sur la thermodynamique et la dynamique atmosphérique requiert des concentrations importantes de poussières désertiques pour être significatives. Une tempête de poussière désertique entre dans ces conditions. Ce type d'évènement apparaît une centaine de fois dans l'année en Afrique de l'Ouest (Koren and Kaufman 2004, Washington et al. 2006). L'intense tempête de poussières du 7 au 15 mars 2006 est une des plus forte mesurée sur Terre (Cavazos et al. 2009) et présente des conditions idéales. Les quantités de poussières sont significatives permettant la mise en évidence de leur signature thermodynamique dans les observations et les simulations. Guidée par un puissant front froid, le vent de nord garantit une forte probabilité de n'avoir que des poussières désertiques comme type d'aérosol.

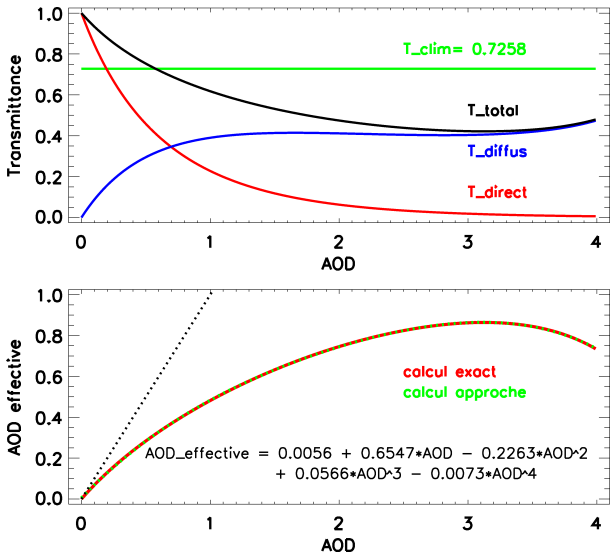


FIG. 3.1 – *Contribution des Transmitances en fonction de l'AOD pour le calcul de l'AOD effectif*

3.1 Simulation à haute résolution d'une intense tempête de poussières en Afrique de l'Ouest :

Les résultats de ce chapitre sont sous forme d'article (cf. Article 3.2) qui expose en résumé les résultats suivants :

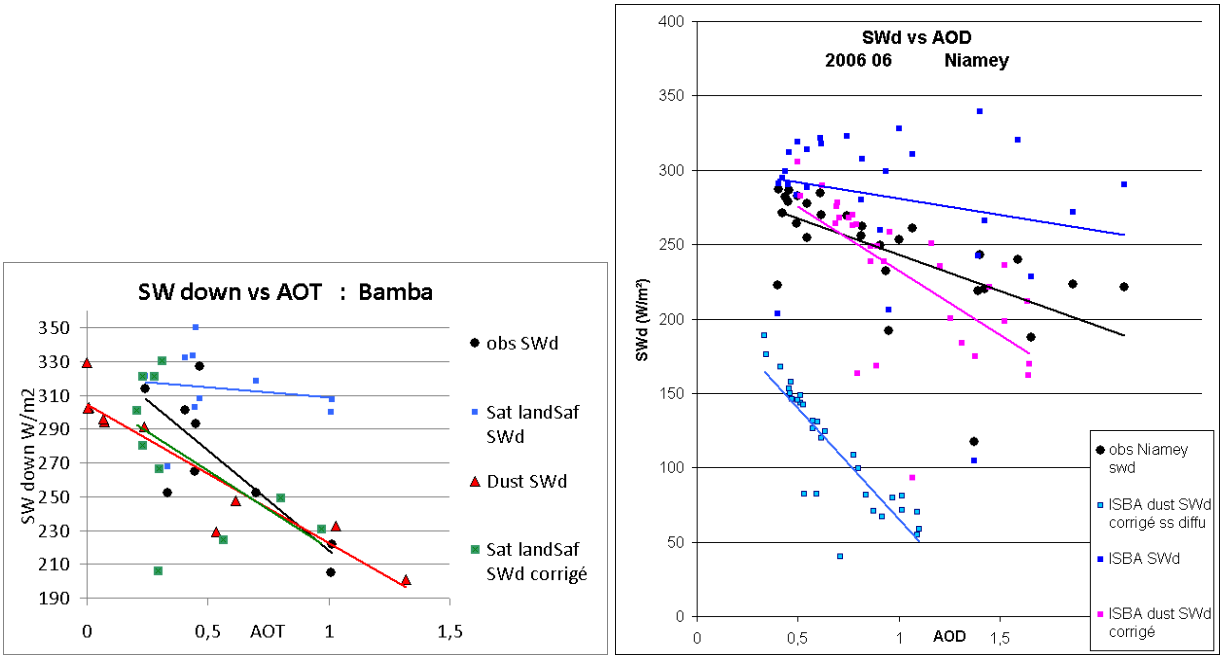
Pour mettre en évidence les impacts radiatifs des poussières désertiques sur la thermodynamique et la dynamique de l'atmosphère, l'intense tempête de poussières désertiques du 7 au 15 mars (Slingo et al. 2006b) est simulée avec (DUST) et sans (CTRL) le couplage au module de poussières désertiques. D'après les nombreuses observations permises par la campagne AMMA (cf. Article 3.2 Section 2.1), le modèle AROME est capable de représenter de façon qualitative et quantitative la signature de la tempête de poussières (cf. Article 3.2 Section 3).

Les observations sol montrent que la présence de poussières désertiques réduit le rayonnement visible incident d'environ 34 $W.m^{-2}.AOT^{-1}$ et augmente le rayonnement infrarouge incident d'environ 25 $W.m^{-2}.AOT^{-1}$ à la surface. Sur ce cas, AROME DUST surestime l'impact des poussières dans le visible entraînant une sousestimation du rayonnement solaire incident à la surface. Par ailleurs, le module de poussières ne tient pas compte de leur impact dans l'infrarouge ce qui entraîne une sous-estimation du rayonnement infrarouge incident à la surface. Par conséquent, le Rayonnement net à la surface est sous-estimé (cf. Article 3.2 Section 4.1). Les observations sol permettent une validation certes quantitative mais à faible couverture spatiale. Les multiples observations réalisées dans cette région montrent que l'impact radiatif des poussières désertiques est réaliste (cf. Article 3.2 Section 4).

En complément, des comparaisons de flux solaire incident des observations sols avec les produits satellites comme Saf Land montre que les satellites ne prennent pas en compte la variabilité journalière de l'extinction solaire des poussières désertiques et montrent des biais atteignant $\sim$+50$W.m^{-2}.AOT^{-1}$ (exemple du site Bamba Fig 3.2). Suite à cette anomalie, une correction à été apportée sur le produit SW down de Saf Land en fonction de l'AOD opérationnel provenant du modèle ECMWF (J-L. Rougean, D. Carrer).

$$SWdown_{corr} = \frac{SWdown_{safland}}{T_{clim}} * exp(-AOD_{eff}) \tag{3.1}$$

$T_{clim} = 0.7258$
AOD_{eff}=AOD de l'ECMWF modifié par rapport à la transmitance voir figure 3.1



(a) (b)

FIG. 3.2 – *(a) SW down en fonction de l'AOD à Bamba. Observations aux stations de flux AMMA du SW down en fonction de l'AOD de MSG seviri (ronds noirs), le produit satellite LandSaf SW down en fonction de l'AOD de MSG seviri (petits carrés bleus), le produit satellite LandSaf SW down corrigé par J-L. Rougean et D. Carrer en fonction de l'AOD de l'ECMWF (gros carrés verts), le modèle AROME (triangles rouges). Chaque point représente une moyenne journalière du 6 au 16 mars. (b) SW down en fonction de l'AOD à Niamey. Observations aux stations ARM du SW down en fonction de l'AOD AERONET de Banizoumbou (ronds noirs), le produit satellite LandSaf SW down en fonction de l'AOD AERONET de Banizoumbou (petits carrés bleus foncé), le produit satellite LandSaf SW down corrigé par J-L. Rougean et D. Carrer en fonction de l'AOD de l'ECMWF sans prendre la diffusion en compte (petits carrés bleu clair), le produit satellite LandSaf SW down corrigé par J-L. Rougean et D. Carrer avec la diffusion en fonction de l'AOD de l'ECMWF (petits carrés roses). Chaque point représente une moyenne journalière du 1 au 30 juin 2006.*

Le produit ALMIP (de Rosnay and Polcher 2006), qui utilise le produit Land Saf est en cours de test avec cette correction qui pourrait combler les biais jusqu'alors observés en saison sèche (correction faite par A. Boone). Une amélioration de la correction est en cours de validation et a été testée sur le mois de juin 2006 (Fig 3.2).

Les comparaisons avec des observations montrent que le couplage avec le module de poussière permet de représenter une meilleure signature de la tempête en terme de température (cf. Article 3.2 Section 4.2, 5.1). Leur impact sur la vorticité potentielle est cohérent avec le chauffage intense au coeur du panache de poussière (plus de 2°C) aboutissant à un dipôle vertical d'anomalie de vorticité potentielle avec des valeurs plus fortes en basses couches et des valeurs plus faibles dans la partie supérieure du panache de poussière (cf. Article 3.2 Section 5.2). Ces effets se traduisent par un renforcement de l'intensité de la tempête avec une augmentation des ascendances du niveau du front froid, une augmentation de la convergence cyclonique près de la surface et une augmentation de la divergence anticyclonique dans la partie supérieure de la couche de poussières. De plus, la subsidence est amplifiée en amont de la tempête et les vents de nord sont accélérés. Enfin, l'impact le plus marquant est l'accélération des vents d'Est, au niveau du front en basses couches et au niveau du Jet d'Est Africain ($3m.s^{-1}$, +30%), augmentant l'émission de poussières désertiques et leur transport à long terme vers l'Ouest.

Plus au sud, l'évaluation des pluies grâce au produit TRMM montre que le module de poussières désertiques apporte une meilleur estimation des pluies qualitativement et quantitativement. En effet, pendant la tempête, la stabilisation thermique de l'atmosphère du aux poussières désertiques permet une diminution des précipitations. Par contre, après le passage de la tempête, l'humidité plus forte en basses

couches entraîne une augmentation des précipitations (not shown).

De fortes concentrations de poussières désertiques peuvent donc avoir des conséquences non négligeables sur la thermodynamique et la dynamique de la petite à la moyenne échelle. Ces résultats suggèrent que le couplage aux poussières désertiques est nécessaire dans la prévision de ce genre d'événements.

Cette étude de cas dans des conditions de tempête reste cependant unique et ne peut être généralisée. L'étude doit donc être étendue sur une période plus longue et représentative de l'impact moyen des poussières désertiques. De plus, cette période est très sèche au nord et nous renseigne peu sur les interactions des poussières désertiques avec la convection profonde au sein du panache de poussières.

3.2 Article : High-resolution simulation of a major West African dust-storm : comparison with observations and investigation of dust impact

RMetS
Royal Meteorological Society

High-resolution simulation of a major West African dust-storm: comparison with observations and investigation of dust impact

C. Kocha,[a]* J.-P. Lafore,[a] P. Tulet[a,b] and Y. Seity[a]
[a]*CNRM/GAME, URA 1357 (CNRS/Météo-France), Toulouse, France*
[b]*LACy (CNRS, Université de La Réunion, Météo-France), Saint-Denis de la Réunion, France*

*Correspondence to: C. Kocha, GAME/CNRS/MeteoFrance, GMME/MOANA, 42 av. Gaspart Coriolis, Toulouse, 31057, France. E-mail: kcbamf@hotmail.com

This study focuses on the radiative impacts of dust on the thermodynamics and dynamics of a major Saharan dust-storm that occurred between 7 and 15 March 2006. The implementation of a dust module within the convective-scale operational model AROME permitted a 10-day simulation at high resolution (5 km) over a large domain (6.5–30°N; 3°W–33°E). The model is able to represent most of the life cycle of this dust-storm and of the principal dust sources. According to the comparison with a complete and comprehensive set of measurements obtained within the framework of the AMMA field campaign in 2006, the simulation succeeds in representing the main thermodynamic and radiative features of the storm both qualitatively and quantitatively. As compared with a simulation without the dust, the coupling with the dust module provides signatures of the storm that are in better agreement with radiation and temperature observations. The intense heating in the core of the dust plume (more than 2°C) resulted in a large vertical dipole of potential vorticity anomaly with higher values at low levels and weaker values at mid levels, either in the lower and the upper part of the dust plume respectively. This shows that the coupling with dust reinforces the intensity of the cold extratropical outbreak with more ascent at the cold front, more cyclonic convergence near the surface, and more anticyclonic divergence aloft. Also, the subsidence is increased at the rear of the outbreak with more northerly winds. A major result is the acceleration of the easterly along-front flow (∼3 m s^{-1}) at low levels and in the African Easterly Jet, increasing the emission of dust and its westward long-range transport.
Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

Key Words: dust; radiative; thermodynamic; dynamic; convective-scale; modelling

Received 2 March 2011; Revised 29 July 2011; Accepted 12 August 2011; Published online in Wiley Online Library

Citation: Kocha C, Lafore J-P, Tulet P, Seity Y. 2011. High-resolution simulation of a major West African dust-storm: comparison with observations and investigation of dust impact. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.927

1. Introduction

The numerous and complex chains of processes involved in the Earth system at different scales are major obstacles for advances in weather, climate and Earth-system prediction. The regional-to-global impact of Saharan sand- and dust-storms is a good example of this complexity, as illustrated by Shapiro *et al.* (2010). Tropospheric aerosols from desert storms significantly influence the atmospheric radiation balance, thereby affecting weather and climate (e.g. Kaufman *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2004). For instance, precipitation in the Sahel and West African monsoon can be modulated by aerosols (Yoshioka *et al.*, 2007; Solmon *et al.*, 2008). In addition, extratropical cyclones can interact with soil properties and mountainous terrain over the Sahara to generate very large amounts of dust (Todd

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

et al., 2008a) during the dry season. In consequence, about 350 million people are at risk of meningococcal meningitis in sub-Saharan Africa (Kelly-Hope and Thompson, 2008). On reaching the Atlantic, the Saharan dust plume can affect tropical cyclogenesis (Evan *et al.*, 2006; Schwendike, 2010). The long-range transport of Saharan dust to the Amazon can sustain the rain forest (Nobre *et al.*, 2010). The dust can also reach Europe, impacting visibility, health and local weather. Saharan dust deposition in the Atlantic Ocean supplies nutrients to ocean biota, thus affecting the carbon dioxide cycle and providing additional feedback to the climate system (Ballabrera-Poy *et al.*, 2007).

Nevertheless, many uncertainties still remain in our understanding and modelling of aerosols and their impact on the radiation and energy balance of the atmosphere (Forster *et al.*, 2007). For instance, their generation through sandblasting and saltation are complex processes, which depend both on the low-level wind at fine scales and on the vegetation and soil properties (humidity, texture: Cavazos *et al.*, 2009). The proper treatment of their transport requires accurate advection schemes and the distinction between different modes to treat their sedimentation. Their radiative impact through scattering and absorption (direct effect) depends on their optical properties, which have been partially documented. Aerosols also modify the physics and lifetime of clouds by acting as cloud condensation nuclei (indirect effect). All these processes interact with the atmospheric system forming a complex chain of feedbacks that are only partially understood, and therefore difficult to properly simulate both qualitatively and quantitatively (Twomey, 1977; Levin *et al.*, 1996; Goudie and Middleton, 2001; Luo *et al.*, 2003; Chaboureau *et al.*, 2007; Crumeyrolle *et al.*, 2008)

Major progress has been made in recent years both in modelling and in the area of observations. An increasing number of models treat the coupling with aerosols from the regional up to the global scale (Stier *et al.*, 2005; Solmon *et al.*, 2006; Bellouin *et al.*, 2008; Milton *et al.*, 2008; Tulet *et al.*, 2008; Stanelle *et al.*, 2010, among many others). Also, a number of short-range dust prediction systems are now operational (Nickovic *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2007). Todd *et al.* (2008b) presented an intercomparison of five regional models with dust modules over the Bodélé depression, the world's greatest single dust source region. The Bodélé Dust Experiments (BoDEx 2005) (Washington *et al.*, 2006) provided a reference for this intercomparison. Overall, the models reproduced many of the observed key features of the meteorology and the large dust plumes, but underestimated the low-level jet and surface wind. However, there is at least an order-of-magnitude range in model estimates of key quantities including dust concentration, dust burden, dust flux, and aerosol optical thickness (AOT). This high degree of model uncertainty for Africa is similar to the one reported by Uno *et al.* (2006) for another intercomparison of nine models over eastern Asia. So a considerable amount of work and research is still needed to reduce this dispersion by improving the representation of processes, surface conditions, dust properties and the calibration of models, based on better documentation and knowledge of such dust events.

For a long time, there was a lack of complete observational datasets to document the aerosol physical and optical properties, their sources, and to assess their representation and feedback by the aforementioned new generation of models. The West African Multidisciplinary Monsoon Analysis (AMMA: http://amma-international.org/) field campaign (Redelsperger *et al.*, 2006) provided an excellent opportunity to overcome this lack of observations for northern Africa, which is considered to be the world's largest source of mineral dust. During the period from 7 to 15 March, a major dust-storm developed over the Sahara, which was documented by AMMA observations (Slingo *et al.*, 2006). This 'golden' case of a Saharan dust-storm has already been studied in detail and simulated by many models to assess their skill for resolutions between 63 and 12 km (Milton *et al.*, 2008; Tulet *et al.*, 2008; Cavazos *et al.*, 2009, Mallet *et al.*, 2009; Stanelle *et al.*, 2010) and to study its impact on the radiation budget. The spatial resolution is one of the numerous remaining issues that need to be addressed in order to properly simulate dust sources and their coupling with the atmosphere. Fine-scale topographical structures can locally accelerate the surface flow and impact the sources. Also, a better representation of small-scale features such as the intertropical discontinuity (ITD: Bou Karam *et al.*, 2008), dry and moist convection (Flamant *et al.*, 2007) over the Sahel and the Sahara, and associated dust uplift and transport can affect dust activity and the interactions with the atmosphere.

The new generation of high-resolution numerical weather prediction (NWP) models and the development of aerosol modules raise new questions: do we need to couple such operational models with an aerosol module? Does high resolution improve the forecast of dust events and of the atmosphere owing to the coupling? In this study, we implemented the Organic Inorganic Lognormal Aerosol Model (ORILAM) aerosol scheme (Tulet *et al.*, 2005; Grini *et al.*, 2006) within the French convective-scale operational model Applications of Research to Operational Mesoscale (AROME: Seity *et al.*, 2011). The main goals of this article are two-fold: first, to evaluate the simulation of the 7–15 March 2006 Saharan dust-storm by AROME coupled with ORILAM using the complete set of measurements and, second, to identify the radiative, thermodynamic and dynamic impacts of dust. This article represents a necessary first step towards addressing these questions. Besides the high resolution (5 km), the originality of this work, in comparison with the previously cited studies for this dust-storm, is the diversity of measurements, products and methods used to evaluate the simulations and to identify the impact of aerosols. Because of the high degrees of uncertainty associated with the processes involved in a dust-storm, it is important to use the maximum amount of available data in order to better control the simulation and to understand its behaviour.

Section 2 presents observations, the model and the simulation design. After a summary of the synoptic situation, section 3 analyses the simulated dust distribution and visibility associated with this storm as compared with observations. Section 4 is dedicated to the impact of dust at the surface in terms of radiation budget and temperature. Section 5 analyses the impact in the atmosphere on the mass field and on the dynamics of the storm. Section 6 summarizes and discusses the main results.

2. Methodology

2.1. Observations

In order to evaluate the high-resolution simulations presented in this paper, we used a subset of the measurements

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

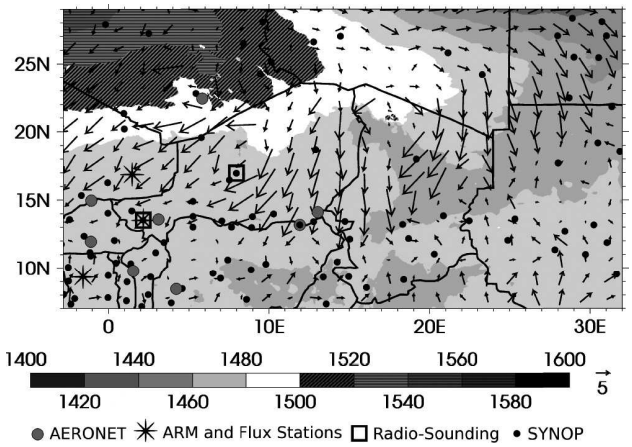


Figure 1. Geopotential at 850 hPa (shading, in metres) and 10 m surface wind field (vector, m s^{-1}) on 8 March 2006 at 0600 UTC over the AROME domain of simulation. The location of observations is indicated as follows: small black dots for the network of SYNOP surface observations, large grey dots for the seven stations of the AERONET network, squares for Niamey and Agadez radiosoundings, and stars for ARM and flux stations.

performed within the framework of the AMMA field campaign in 2006 (Lebel *et al.*, 2010). For the 6–14 March dust-storm, this included the following observation systems.

- To document the spatial distribution of the dust plume and its evolution, we used the MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue (http://ladsweb.nascom.nasa.gov/) product at a (1 day × 1°) resolution. This aerosol retrieval algorithm uses the blue channels, where the surface contribution is relatively low (Hsu *et al.*, 2004, 2006). It fills in data gaps over bright surfaces, such as those over the Sahara, where the dust-storm developed.
- For a more quantitative description, we used the seven AERONET (Aerosol Robotic Network of sun-photometers: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/index.html) stations (Tamanrasset, Agoufou, Banizoumbou, Maine Soroa, Ouagadougou, Djougou and Illorin) located in the domain of interest (large grey dots on Figure 1) over West Africa, in the 8° to 22°N latitude band. These stations measure the aerosol optical properties (aerosol single-scattering albedo, asymmetry factor, refractive index and AOT) (Dubovik and King, 2000; Dubovik *et al.*, 2000, 2002). The AOT accuracy is about ±0.01 (Holben *et al.*, 2001). These photometric measurements are possible only during the day and in cloud-free conditions. Also, weak AOT values (<0.2) are not detected.
- To document the direct radiative impact of dust, we used several ground-based stations (Niamey, Djougou, Bamba), which provided radiative fluxes (stars on Figure 1). The Atmospheric Radiation Measurement-Mobile Facility (ARM-MF) in Niamey from the Radiative Atmospheric Divergence using ARM-MF, GERB and AMMA Stations (RADAGAST) project (Miller and Slingo, 2007) provided the most complete set of data for our purpose.
- The SYNOP operational network of surface stations of the World Meteorological Organization (WMO: http://www.wmo.int) (95 stations over the domain of study) provided temperature, humidity and wind measurements, and visibility at 3 h intervals with a relatively good coverage for this region (see small black dots on Figure 1).
- A major achievement of the AMMA project was the upgrading and reinforcement of the radiosonde network during the intensive field campaign in 2006 (Parker *et al.*, 2008). In this study, we used all available radiosoundings from Niamey and Agadez (squares on Figure 1), at frequencies of 6 h for Niamey and 12 h for Agadez, to characterize the signature of the dust-storm in the vertical direction and its evolution.

2.2. *Description of model and dust module*

The simulations presented were performed with the French high-resolution NWP regional model AROME (Seity *et al.*, 2011), which has been operational over a domain covering France since the end of 2008. This non-hydrostatic regional model takes advantage of both the IFS/ARPEGE/Aladin system (dynamical adiabatic core, data assimilation, software) (Courtier *et al.*, 1994) and the Méso-NH research system (Lafore *et al.*, 1998) for most of its physical parametrizations (microphysics, turbulence, shallow convection, surface). AROME is a spectral model and uses a two time-level, semi-implicit, semi-Lagrangian discretization scheme on an A-grid. It allows high numerical efficiency with time steps greater than 60 s at a 2.5 km spatial resolution, which is suitable for operational uses. More details and references are provided in Seity *et al.* (2011).

Mineral dust is parametrized following Grini *et al.* (2006). In this parametrization, the three log-normal modes are generated and transported by the ORILAM log-normal aerosol scheme (Tulet *et al.*, 2005). The ORILAM model simulates transport, sedimentation and dry and wet deposition by following the evolution of two moments (Tulet *et al.*, 2005). Aerosol scavenging is explicitly determined according to a kinetic approach to calculate the aerosol mass transfer in cloud and rain droplets as defined by Seinfeld and Pandis (1998), Pruppacher and Klett (1997) and Tulet *et al.*, (2010). Regarding emission processes, dust aerosols are mobilized using the Dust Entrainment And Deposition model (DEAD: Zender *et al.*, 2003), which calculates dust fluxes from wind friction speeds. The physical basis of the model is taken from Marticorena and Bergametti (1995), in which dust fluxes are calculated as a function of saltation and sandblasting processes. Here, the DEAD model was introduced on-line in the Interactions Soil–Biosphere–Atmosphere (ISBA) surface scheme (Noilhan and Mahfouf, 1996) where dust mass fluxes are sent to the atmosphere consistently with the fluxes of momentum, energy and humidity. The initial dust size distribution contained three modes with median radii of 0.039, 0.3205, 2.5 μm and standard deviations of 1.75, 1.76, 1.7, respectively, as defined by Crumeyrolle *et al.* (2011). The dust module first introduced in the MésoNH research model (Lafore *et al.*, 1998), has been implemented within AROME for operational applications. The current study is the first application of the dust module in AROME.

AROME uses the European Centre for Medium-range Forecasts (ECMWF) 2004 radiation transfer model (Fouquart and Bonnel, 1980; Morcrette and Fouquart, 1986). This means that clouds and aerosols in the short-wave spectrum are taken into account using the delta-Eddington transformation (Joseph *et al.*, 1976). For short-wave effects, a refractive index of the dust aerosols is chosen using

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

AERONET retrievals for each site (Dubovik *et al.*, 2000) and corresponds exactly to the same refraction index as used in the Méso-NH model dust module (Tulet *et al.*, 2008). The ORILAM scheme calculates the short-wave radiation transfer at six wavelengths, using extinction coefficients, asymmetry factors and single-scattering albedo. To reduce computational cost, these optical properties were computed and put into look-up tables using the Mie code of Evans *et al.* (1998). The standard formulation of absorption, diffusion and re-emission of long-wave (LW) radiation for aerosols from the ECMWF model was used here. Because uncertainties were still large in the representation of the correct size distribution and on LW refractive indices, in the dust module, we treated interactions between dust particles and waves only up to 4 μm. So dust/LW interactions are not fully treated. In this formulation, a fraction of the 550 nm aerosol optical depth is added to the long-wave optical depth for CO_2 and H_2O, which in turn is used to calculate the absorption and re-emission of long-wave radiation. The fraction is constant for each long-wave band and aerosol type.

2.3. Experiment design

The simulations started at 0000 UTC on 6 March 2006 and ended at 0000 UTC on 16 March. Initial and coupling fields (temperature, wind and humidity) were provided by the operational large-scale ARPEGE-Tropique model analyses, which do not account for dust. The lateral boundary conditions were updated every 6 h. The horizontal resolution was 5 km with 41 levels in the vertical and the time step was 60 s. The vertical resolution varied between 35 m and ∼1 km between the surface and the upper troposphere. The simulation domain (Figure 1) was defined from 6.5°N to 30°N and from 3°W to 33°E, and it included most of the potential dust source regions. It corresponded to a very large number of physical grid points (840 × 552 × 41), the maximum possible with our present computational power at this high resolution. Nevertheless, this domain could not catch the westerly part of the storm corresponding to the dust plume that reached the Atlantic Ocean as simulated, for instance, by Milton *et al.* (2008) and Tulet *et al.* (2008) at a much lower resolution range. Also, the dust sources associated with the southern flank of the Atlas Mountains at the beginning of the storm were not included in this domain. Two AROME simulations are presented here: a control simulation (CTRL hereafter) without any coupling with the dust module, and a simulation coupled with the dust module (DUST hereafter). For the CTRL experiment, the Tegen climatology of March was prescribed for radiative transfer computations. For the DUST experiment, the dust distribution, both initial and at the lateral boundaries, was set to low values. The spin-up for the dust field is less than 24 h.

The advantages of the present simulations are their duration (10 days) and the large size of the domain covered at high resolution, which contains most of the dust sources. The high resolution improves the simulation of surface wind variability, which is expected to be a key factor in forecasting dust distribution (Engelstaedter and Washington, 2007).

3. Distribution of dust

3.1. Synoptic situation

The 6–12 March 2006 dust-storm described by Slingo *et al.* (2006) in terms of its physical and radiative properties is one of the most dramatic dust events ever recorded (Cavazos *et al.*, 2009). It was driven by large-scale dynamics and behaved similarly to an earlier large outbreak in March 2004 analysed by Knippertz and Fink (2006). Its initiation in the Atlas Mountains can be traced back to a tropical–extratropical interaction, involving the building of a large-scale ridge in the mid-Atlantic, significant trough extension over southern Europe, and advection of a surface cold front over North Africa, as noted by Milton *et al.* (2008). In consequence, on 5 March, a high-pressure centre developed over the Atlas Mountains, associated with low pressure over the Mediterranean Sea. This dipole pattern drove a strong cold surge over Africa as illustrated by Figure 1 on 8 March, with surface winds exceeding 10 m s^{-1}, which lifted mineral aerosols (Marticorena *et al.*, 2007; Todd *et al.*, 2007). Flow channelling around the Aïr and south of the Tibesti mountains, and over the Bodélé Depression as clearly illustrated by Figure 1, contributes to activate the preferential sources of dust for this storm. In this section we analyse the skill of the DUST simulation in capturing the main features of the dust distribution associated with this storm as compared with observations.

3.2. Evolution of the AOT spatial distribution

Figure 2 shows the evolution of the spatial distribution of the mean daily AOT from 7 to 11 March 2006 simulated by AROME (left column) and compares it with the Deep Blue estimate (right column). The ability of Deep Blue to detect dust over bright surfaces, such as the Sahara and the Sahel, over which the dust-storm developed, is clearly illustrated: for instance, the Bodélé dust source was quite active during the period of 8–10 March. This is an important evolution for satellite retrievals of dust relative to products used previously in the study of this dust-storm (OMI in Milton *et al.* (2008); MODIS/AQUA in Tulet *et al.* (2008)). Hopefully, the dry conditions in March reduced the occurrence of clouds which limits the lack of Deep Blue AOT data (white areas in Figure 2, right column).

On the first day of the simulation (6 March), the AOT was weak (not shown) due to the model spin-up (dust initialized at a low concentration typical of clear sky conditions) but the location of its maximum to the west of the Hoggar fitted with Deep Blue data. On 7 March (1st line of Figure 2), the dust band along the cold front was well reproduced for its location and shape although it was still underestimated, which may have been partly due to the 'low concentration' set-up of dust at the inflow boundaries. On 8 March, the cold front reached 13°N (Figure 1). After its passage over the Hoggar, Aïr and Tibesti mountains, Deep Blue detected a significant reinforcement of the AOT over southern Niger, northern Nigeria and Chad. AROME forecast this second burst of dust correctly. The flow circulation simulated at a high resolution by AROME close to the surface (Figure 1) reproduced the channelling around the Aïr, south of Tibesti and over the Bodélé Depression. The resulting wind accelerations appeared to be responsible for the dust emission at locations in agreement with Deep Blue (2nd line of Figure 2). The dust

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

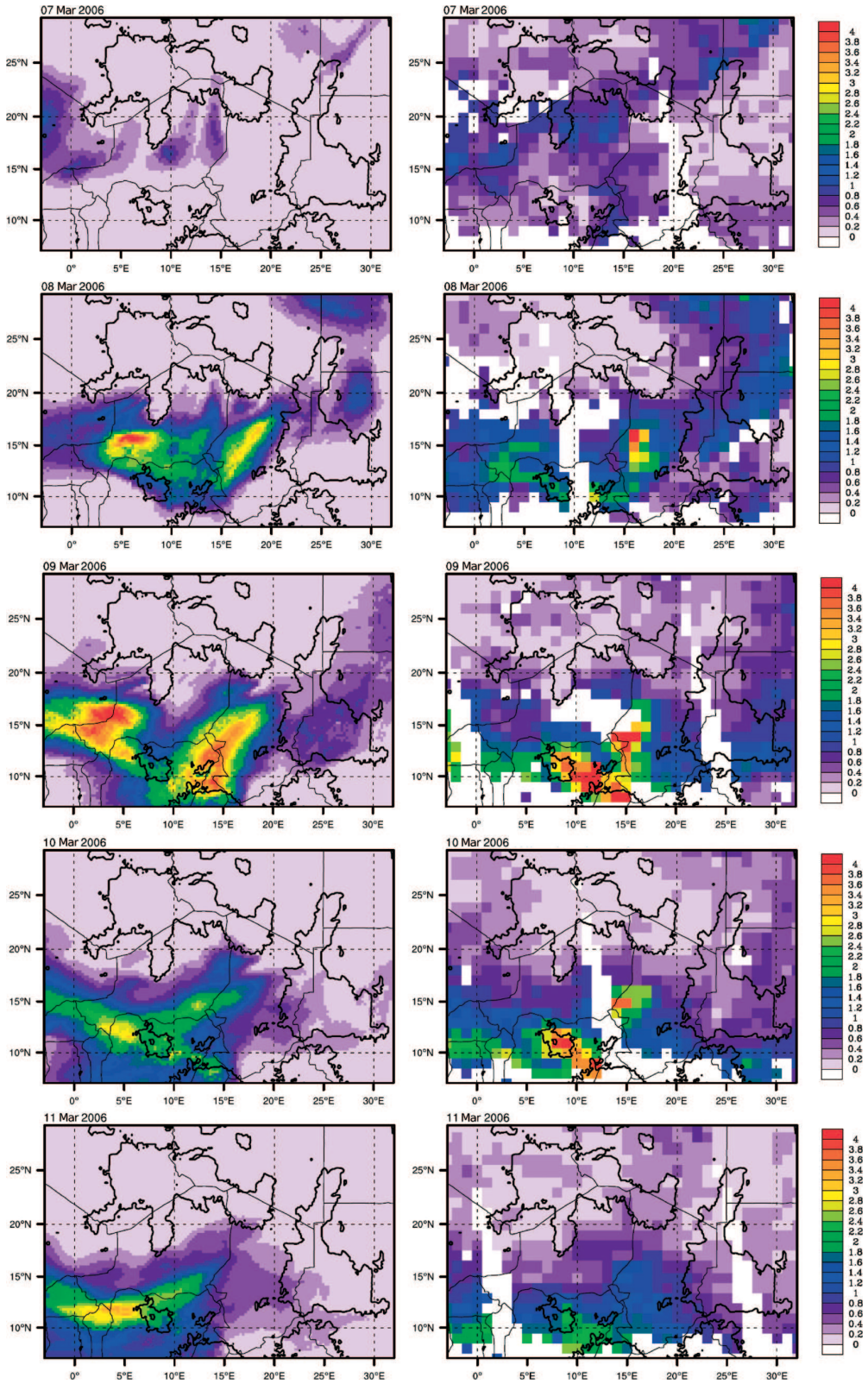


Figure 2. Spatial distribution of the mean daily AOT from 7 to 11 March 2006, as simulated by AROME-DUST (left column) and as estimated by Deep Blue (right column). Missing values for Deep Blue due to clouds or lack of satellite observations appear as white areas. Relief above 600 m is outlined by the heavy black contour.

plume detected by Deep Blue reached Niamey on 7 March in agreement with the ARM measurement (0930 local time) as analysed by Slingo *et al.* (2006). The simulations were 12 h late in forecasting the passage of the cold outbreak and the arrival of the associated dust plume over Niamey during the night of 7–8 March.

On the ensuing two days (9–10 March), the dust-storm reached its mature stage while moving southward and reaching Ghana, Togo, Benin and Nigeria. Nevertheless, the Bodélé source stayed very active, feeding an intense dust plume over Chad and Nigeria. The latter, easterly part of the dust plume was realistically simulated by DUST. In

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

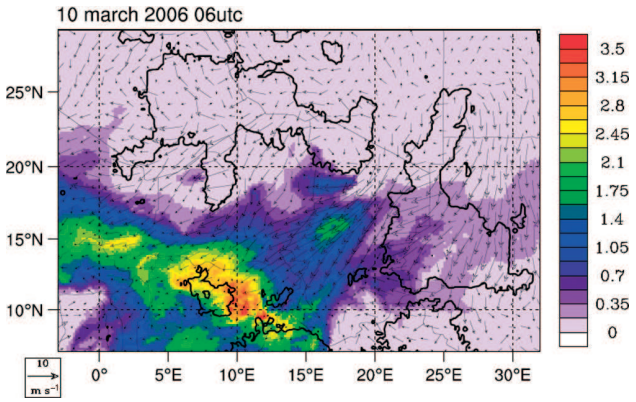


Figure 3. Spatial distribution of the instantaneous AOT (colour) and 10 m surface wind field (vector) on 10 March 2006 at 0600 UTC as simulated by the DUST experiment.

contrast, the westerly part moved to the south more slowly by staying over Burkina Faso instead of northern Ghana. A comparison with the ECMWF AMMA re-analysis (Agustí-Panareda *et al.*, 2010) indicated that the DUST simulation suffered from insufficient northerly winds (not shown) in this westerly part of the domain, in coherence with a lack of southward penetration of dust.

Figure 3 provides an instantaneous picture of the storm on 10 March at 0600 UTC. It reveals the high spatial variability of the AOT field, smoothed on Figure 2, when averaged over a full day. The 10 m surface wind is still strongly accelerated over the Bodélé area. The southward penetration of the cold front is blocked around 10°N, so that the surface flow is accelerated zonally along the front and its meridional component decreases as compared with two days earlier (Figure 1).

On 11 March the dust-storm began to decline although the Bodélé source was still active, as seen by Deep Blue and as simulated (last line of Figure 2). The storm dissipated over the next four days (not shown) moving towards the south-west. It is worth noting that, on the last day of the DUST simulation (15 March), a residual band of dust was caught as observed with a reactivation of the Bodélé dust source.

3.3. *Comparison with AERONET*

The Deep Blue estimate gave a qualitative evaluation of the simulation of the dust-storm. In order to better evaluate the model performance, Figure 4 compares the evolution of the simulated AOT with that observed by six AERONET stations within the domain. The comparison at Tamanrasset (2°W, 23°N, southern flank of the Hoggar) has been omitted as only weak AOTs were observed by the photometer and detected by Deep Blue. DUST reproduced this particular feature with no dust in the nearby lee of the Hoggar (left column of Figure 2).

The simulated AOT at locations above 12°N (Agoufou, Banizoubou and Maine Soroa) agree with AERONET measurements. The passage of the dust-storm is well captured in intensity with AOT peaks up to 4 and the following relaxation to weaker values. The major discrepancy concerns the late arrival of dust at Banizoumbou close to Niamey (1 day delay) as already seen in Figure 2. The arrival at Agoufou (15°N) on 8 March is correct, but with some underestimation of the AOT. For stations to the south (Ouagadougou, Djougou, Ilorin), there is a clear underestimation of the simulated AOT. It is consistent with the lack of southward penetration of the storm noted (Figure 2) and discussed previously. A reason for this problem could be found in the composition of the aerosols, which are a mixture of organics, black carbon, sulphates, sea salt, and mineral aerosols when moving to the south, whereas the dust is mainly mineral over northern arid regions (Haywood *et al.*, 2008). The present DUST simulation only considers the dust aerosols.

3.4. *Visibility*

The previous comparison is very useful since it provides reference values for the AOT. Nevertheless, it is not necessarily representative since local-scale parameter values are used for variables which can have large spatio-temporal variability. To complete this evaluation, we used the SYNOP surface network (95 stations), which provide visibility at 3 h intervals. For DUST, the visibility VIS (in metres) was retrieved from the extinction EXT (in m^{-1}) by dusts simulated at the first model level (17 m) following the empirical simple exponential formulation: $\mathrm{VIS} = 10^4\ e^{-23\ \mathrm{EXT}}$. Figure 5(a) and (b) compare the evolution of the mean daily visibility with the latitude as observed by SYNOP stations and as simulated. The spatio-temporal sampling was the same for the DUST simulation as for the SYNOP observations when available. Values were averaged in zonal boxes (3°W–22°E) 1° latitude wide.

The SYNOP stations illustrate the signature of the dust-storm (Figure 4(a)) with a drastic reduction of visibility from more than 10 km to less than 2 km over the whole domain, in agreement with values noted by Slingo *et al.* (2006) at Niamey (locally less than 1 km). The visibility footprint at the surface lasts about 3 days and propagates southwards at a speed of ∼3.5 m s^{-1} up to 12°N. South of 12°N, the propagation weakens and stops around 8°N. The simulated visibility footprint agrees with observations up to 12°N but fails to represent its penetration at lower latitudes. So, although the visibility only involves dust content close to the surface, Figure 5 confirms the main conclusion drawn above for the AOT.

4. Impact of dust at the surface

4.1. *Radiation budget at the surface*

Taking advantage of the quasi-zonal orientation of the dust band, Figure 6(a) depicts the mean daily meridional distribution of AOT averaged between 3°W and 20°E on 10 March, when accumulated dust reached its maximum. The Deep Blue AOT retrieval is a maximum (2.3) around 9°N, and decreases regularly northward from 11°N to 21°N (0.3). The AOT distribution simulated by DUST fits with Deep Blue estimates north of 12°N but is underestimated to the south, which is consistent with previous figures due to the lack of southward penetration of the storm and because of a lack of representation of each type of aerosol. The Tegen March dust climatology used by the CTRL simulation cannot capture the storm with a flat, weak (∼0.2) AOT distribution. In contrast, north of 20°N, the AOT simulated by DUST is lower than the Tegen AOT, suggesting an almost dust-free atmosphere after the passage of the storm. Nevertheless, this was difficult to observe as the accuracy of the observations

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

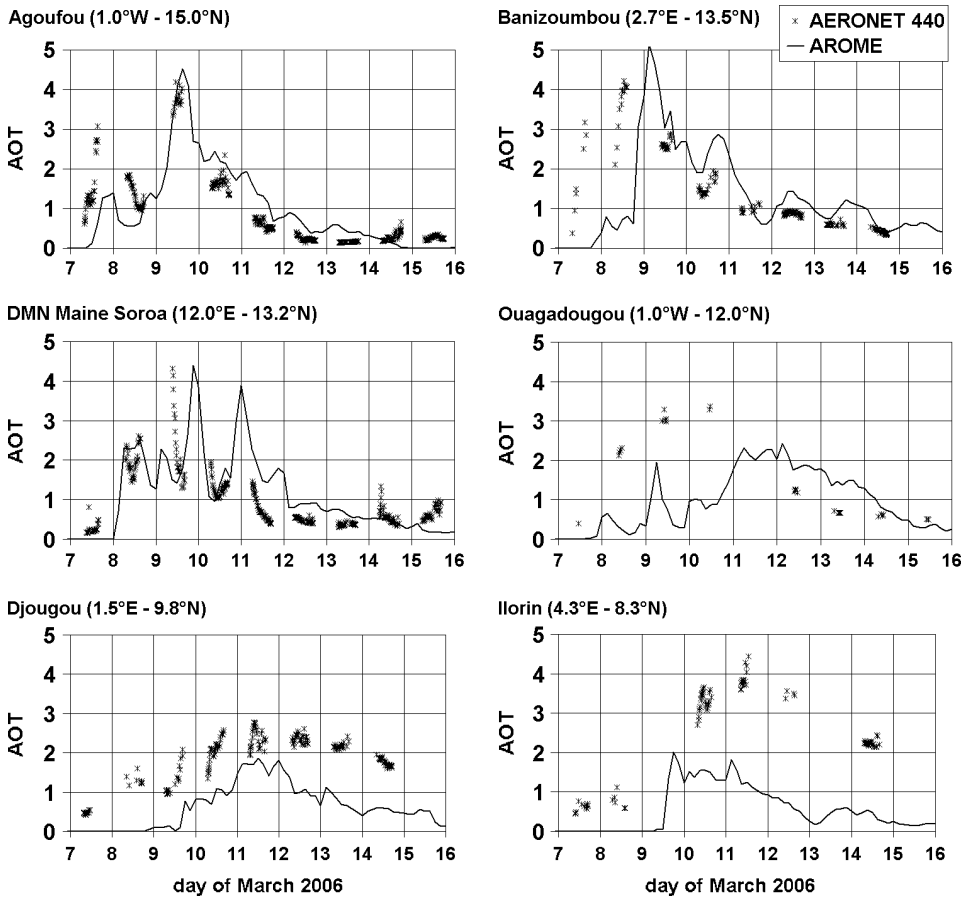


Figure 4. Time evolution of AOT, 7–15 March 2006, at Agoufou, Banizoumbou, Maine Soroa, Ouagadougou, Djougou and Ilorin as observed by AERONET stations (dots) and as simulated by AROME (curves).

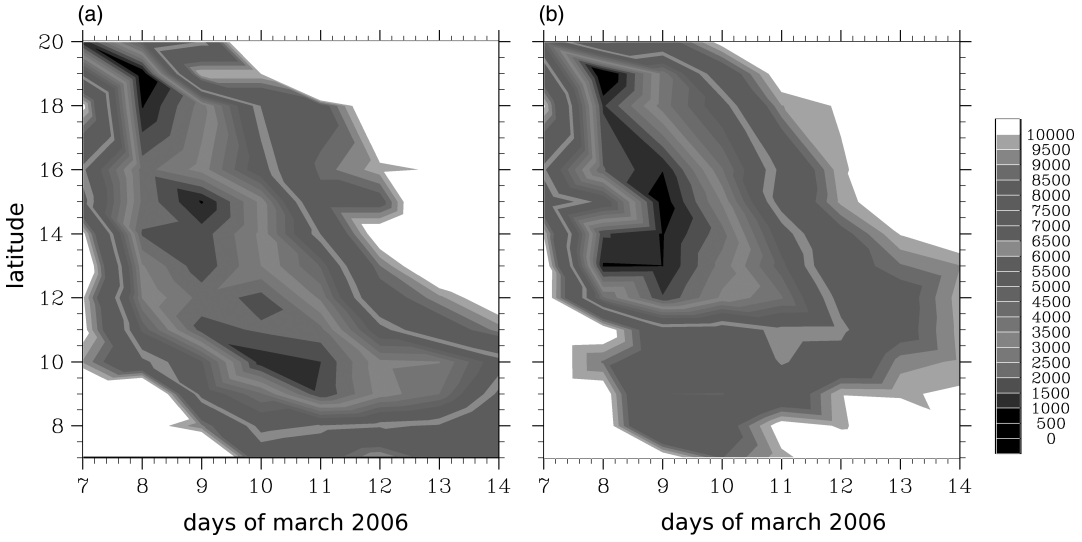


Figure 5. Time–latitude diagrams of the mean daily visibility (in metres) as (a) observed by SYNOP surface stations and as (b) simulated by AROME-DUST at the same location with the same temporal sampling. Values are averaged in zonal boxes (3°W–22°E) of 1° latitude width. For DUST simulation, visibility is retrieved from the extinction simulated at the first model level.

was not sufficient to detect such weak AOT over areas with high albedo.

In the light of the AOT meridional distribution, we now analyse the mean radiation budget at the surface on 10 March as provided by the two simulations (DUST and CTRL). Dust drastically reduced the short-wave downward (SW_{down}) flux (orange curves) south of 20°N. In contrast, north of 20°N, the SW_{down} flux was stronger for the DUST simulation than for the CTRL one, as there was less dust than in the Tegen climatology. Figure 7(a) uses the ARM and AERONET measurements around Niamey to assess the skill of DUST in simulating this direct impact of dust on the SW_{down} surface flux for the entire 6–16 March period. Below an AOT of 1.5, DUST fits reasonably well with the direct observations but, for higher AOT, DUST overestimates the direct dust impact. Globally, the difference of slopes of the regression

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

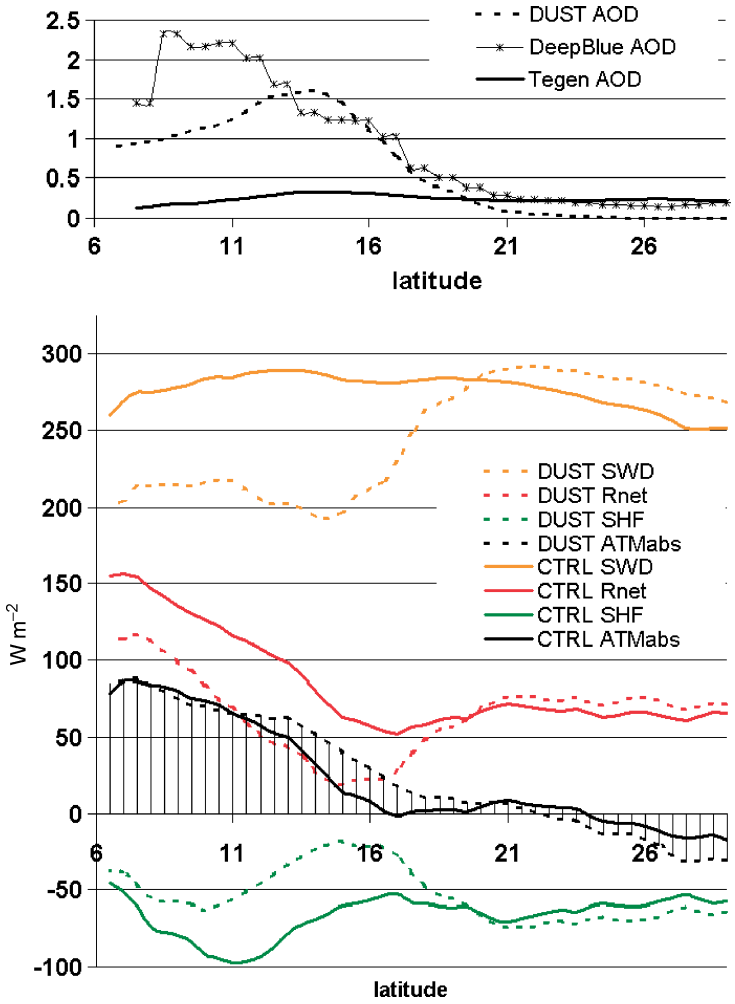


Figure 6. Mean meridional distribution on 10 March 2006: (upper) of AOT for DUST simulation, Deep Blue estimate and Tegen climatology used by CTRL simulation; (lower) of simulated radiation budget at the surface with four terms: the SW_{down} flux (orange curves), the net radiative flux R_{net} (red), the sensible heat flux SHF (green) and the atmospheric absorption ATM_{abs} (black). Values are averaged over the full day and zonally in the band of longitudes (3°W–22°E). Downward fluxes (W m^{-2}) are positive, whereas SHF is negative since upward.

lines (Figure 7(a)) gives a simulated mean reduction of −50 W m^{-2}/AOT as compared with the observed value of −34 W m^{-2}/AOT. Such behaviour could be due to the low single-scattering albedo (SSA) simulated at ∼0.90 for the bulk dust at 560 nm inside the dust plume on 10 March, in agreement with Mallet *et al.* (2009) simulations calibrated with AMMA observations. Another, complementary explanation could be an underestimation of the diffusion by dust, which can become very efficient for large AOT (>1) as suggested by Slingo *et al.* (2006) from ARM-MF observations and radiation computations for the same dust-storm. Similar behaviour and values were obtained for the Bamba site (not shown) at 17°N, 1°W. Going back to Figure 6(b), it can be seen that the difference in SW_{down} fluxes between the DUST and CTRL simulations is directly proportional to their difference in AOT, resulting in a maximum of impact (−80 W m^{-2}) of the dust in the 13–15°N band.

The resulting impact on the net surface radiation R_{net} (red curves) is less (−50 W m^{-2}) because of the loss due to the dust albedo and to less long-wave (LW) emission by a colder surface. Nevertheless, Figure 7(b) indicates that the observed LW_{down} flux at Niamey was increased by +25 W m^{-2}/AOT by dust. Similar behaviour was observed at Bamba (not shown). In the present DUST simulations, this effect it not taken into account since there are still large uncertainties in the representations of size distribution and LW refractive indices. Nevertheless, all things considered, the simulated net radiation agreed with observations (not shown) at Niamey and Agoufou (9.7°N, 1.6°E).

The net surface radiation R_{net} feeds heat fluxes at the surface. North of 11°N, due to dry conditions, all of the R_{net} is converted into sensible heat flux (SHF: green curves of Figure 6(b) symmetric with the red R_{net} curves), whereas the SHFs decrease southward due to moister conditions (loss of the above symmetry). In consequence, a dust-storm reduces sensible and latent heat fluxes. The difference between the net radiative flux at the top of the atmosphere (not shown) and at the surface (red curves) provides the atmospheric absorption (black curves with vertical shading).

The difference between the DUST and CTRL curves provides the atmospheric absorption due to dust. Three bands of latitude can be distinguished. South of 11°N, there is no change in the atmospheric absorption between the two simulations, possibly because of opposite radiative effects due to dust increase and cloud decrease (not shown) in the DUST simulation. On the contrary, from 11 to 20°N, more AOT over a stronger ground albedo reinforces the atmospheric absorption by 20 W m^{-2} in the DUST simulation. Moreover, the cloud cover increase in this band (not shown) may reinforce the absorption. North of 20°N,

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

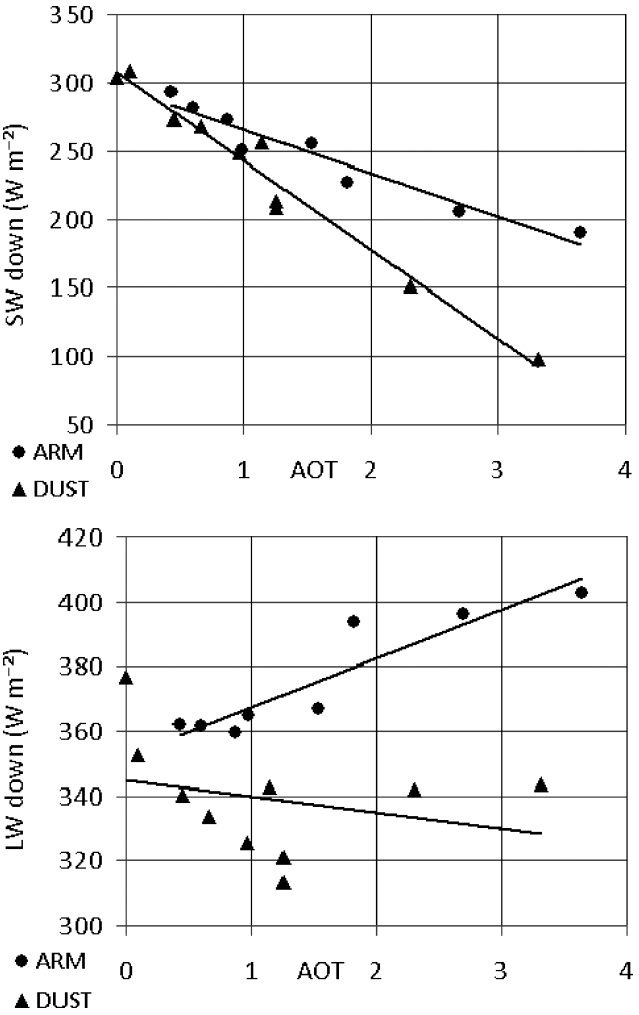


Figure 7. Scatter plots of (upper) SW_{down} and (lower) LW_{down} versus AOT at Niamey location for DUST simulation (red triangles) and ARM radiative measurements (black dots). ARM fluxes are plotted versus AOT observed at the Banizoubou AERONET station 50 km east of Niamey. Each point represents a mean over a day of the period 6–16 March.

DUST simulates more emission from the atmosphere than CTRL, due to a weaker dust loading than in the Tegen climatology during March.

4.2. *Impact on surface temperature*

Radiative measurements are very localized and difficult to make, so here we try to assess the impact of dust by using the SYNOP surface network, which has a better spatio-temporal coverage over the region. Figure 8 compares the 2 m surface temperature simulated by DUST and CTRL experiments with SYNOP observations averaged in the (3°W–22°E, 8°N–16°N) domain with exactly the same spatio-temporal sampling.

The amplitude of the diurnal cycle is very large (16°C) before the dust-storm. The arrival of the extratropical cold surge generates drastic cooling at the domain scale maximum (∼−8°C) around 10 March. The recovery is slow and takes more than 5 days. The storm also leads to a temperature reduction of the diurnal cycle (10°C). As the storm is driven by the large-scale dynamics, it is not particularly surprising that the impact of dust at the surface is weak (difference between DUST and CTRL experiments). The only major difference concerns the maximum temperature at noon,

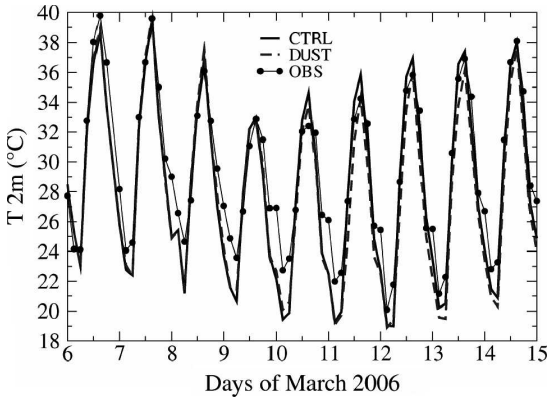


Figure 8. Evolution of the mean 2 m surface temperature observed by SYNOP ground stations (points) as compared with CTRL (continuous line) and DUST (dashed line) simulations. The spatio-temporal sampling is the same for simulations as for available data of the 95 SYNOP stations of the (3°W–22°E, 8°N–16°N) domain.

with a decrease of 1 to 2°C due to dust, which results in a better fit with SYNOP observations. Nevertheless, as shown in the next section, the heating by dust becomes larger with increasing altitude within the dust layer. Even more interesting is the fact that both simulations overestimate the morning temperature minimum during the dust-storm (∼−3°C on 10 March). In consequence, the simulations fail to sufficiently reduce the diurnal cycle amplitude (13°C). Although the reasons for this may be many, for instance the difficulty of simulating a stratified thin surface layer during the night, a major reason could be the approximation of neglecting the positive impact of dust on LW_{down} fluxes as observed by ARM at Niamey (Figure 7(b)).

To further analyse the dust-storm signature at the surface, the diurnal cycle is removed. Figure 9 presents time–latitude diagrams of the 2 m surface temperature. To remove the strong meridional temperature gradient, deviations from the mean zonal values are plotted. SYNOP observations (Figure 9(a)) depict the strong cooling signature of the storm propagating southward, which is a maximum at 17°N, still intense at 13°N and then weakens southward (but is still seen at 8°N). The surface cooling occurs within the area where the visibility decreases to below 5 km (outlines on Figure 9(a)). The CTRL (Figure 9(b)) simulation compared with SYNOP observations is a little too cold on 9–10 March, and too warm for the next two days. The DUST simulation (Figure 9(c)), as compared with the CTRL, partially suppresses these biases. A comparison with the AOT time–latitude diagram (Figure 9(d)) simply reveals the impact of dust warming the surface outside the dust plume where the Tegen climatology used in the CTRL simulation is stronger, whereas the surface cools within the dust plume. So although the storm is driven by large-scale dynamics, the coupling with dust improves the cooling footprint of the storm at the surface.

5. Impact of dust on the free atmosphere

5.1. *Temperature*

As the radiative impact of aerosols depends on their vertical distribution, Figure 10(a) depicts the meridional vertical cross-section of the potential temperature θ, averaged over the longitude band (3°W–22°E) and during the entire day of 10 March. The cold surge penetration from the north

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

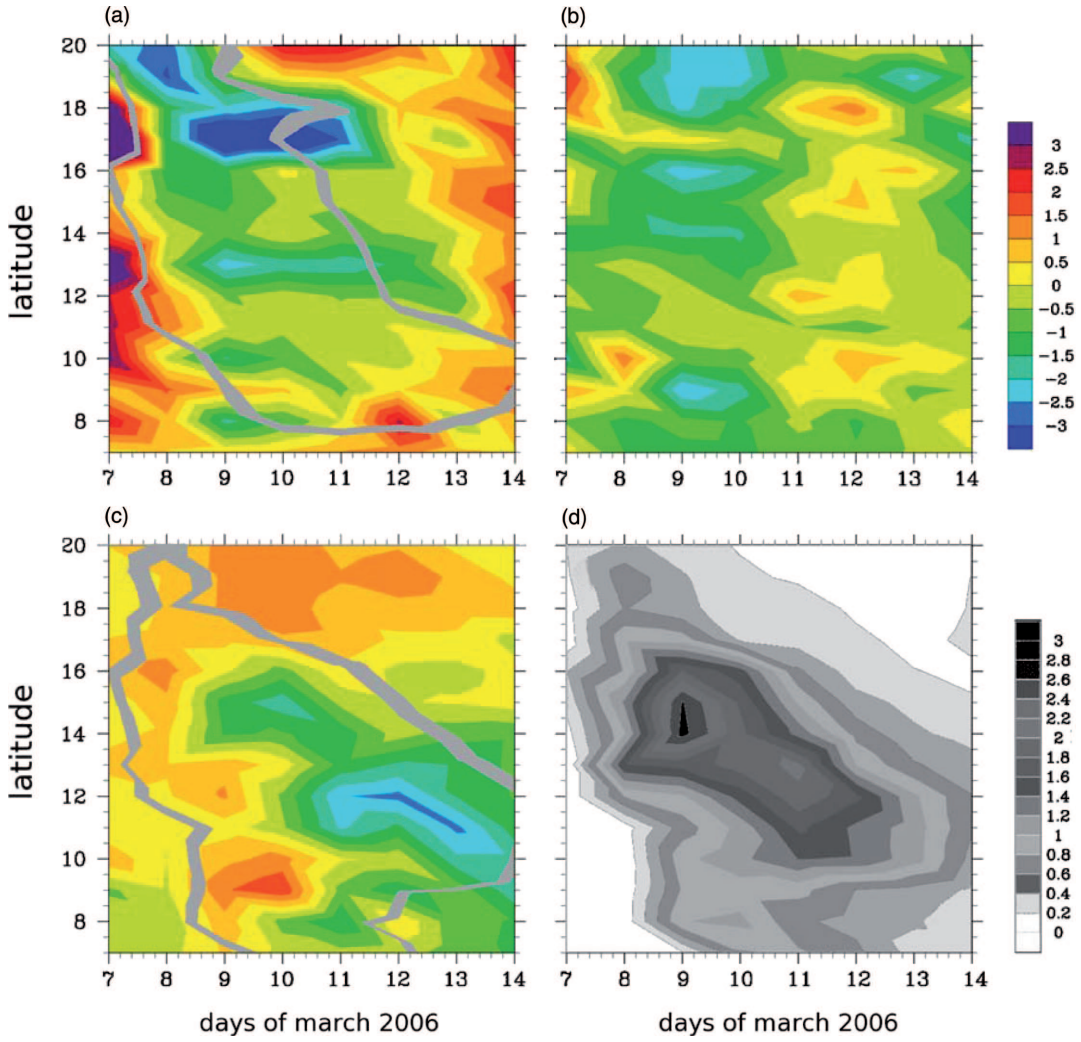


Figure 9. Time–latitude diagrams of the 2 m surface temperature (colour scale): (a) as observed by SYNOP stations, (b) for the difference CTRL-SYNOP, (c) the difference DUST-CRTL and (d) of the AOT simulated by DUST (grey scale). To remove the strong diurnal cycle analysed by the previous Figure 8, mean daily values are used. To remove the strong temperature meridional gradient, deviations from the mean zonal values are plotted. The superimposed broad grey line outlines: on (a) visibility less than 5 km at the surface, on (c) the dust-storm region with simulated AOT greater than 0.5.

is clearly illustrated by the cold wedge (green-blue-purple triangle), with northerly winds. Since 10 March is at the end of the cold surge event, its southward motion is weak. At this time the dust plume is characterized by its extinction (dotted area with black isolines), which is maximum around 850 hPa at about 13°N and reaches 500 hPa. It presents a sloping surface rising southward and is above the ground south of 10°N. The dust plume is confined to a region of easterly wind contributing to westward dust transport.

The impact of dust on the temperature field is shown in Figure 10(b) as the difference between the two experiments DUST and CTRL. It accounts both for the direct radiative impact of dust and for all the atmospheric feedbacks (semi-direct impact) after four days of simulation. The dust plume coincides with a significant warming (up to +2.2°C), which is well correlated with the dust extinction. This is consistent with the atmospheric absorption due to dust between 11° and 20°N, already analysed in Figure 6(b). South of 10°N (ITD), the heating is at high levels (∼700 hPa), whereas cooling occurs at low levels in the westerly monsoon thin layer. Cooling (as much as −1°C) occurs above 620 hPa above the dust plumes, so dynamical feedbacks are certainly involved as analysed in the next subsection.

Figure 11 compares simulations with the available high-frequency radiosoundings performed at Niamey in order to characterize and assess the temperature signature of the dust-storm over the vertical and its evolution over the period of 7–14 March. We consider daily means so as to remove the strong diurnal cycle up to 2 km, and deviations are computed from the average at each altitude. A temperature drop of about 6°C characterizes the arrival of the storm at Niamey over the period of 7–14 March, and is followed by a recovery in about 4 days. The cooling is maximum at 600 m and concerns low levels up to 2 km. It is followed by a rising colder layer 1 km deep, which reaches 2.5 km on 14 March. Both simulations succeed in representing this signature, which is driven by the large-scale dynamics and partly forced at the domain lateral boundaries. For CTRL, discrepancies in magnitude are about ±1°C (Figure 11(b)), but with a well-defined sloping wave pattern rising with time (see thick and fine lines on Figure 11(b) for positive and negative differences respectively). The impact of dust (Figure 11(c)) is to warm the atmosphere between the two positively sloped axes (fine lines), roughly corresponding to the dust plume (Figure 11(d)), and to cool it above and below. As a result, accounting for dust in the DUST experiment allows an improved simulation of the temperature vertical signature

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

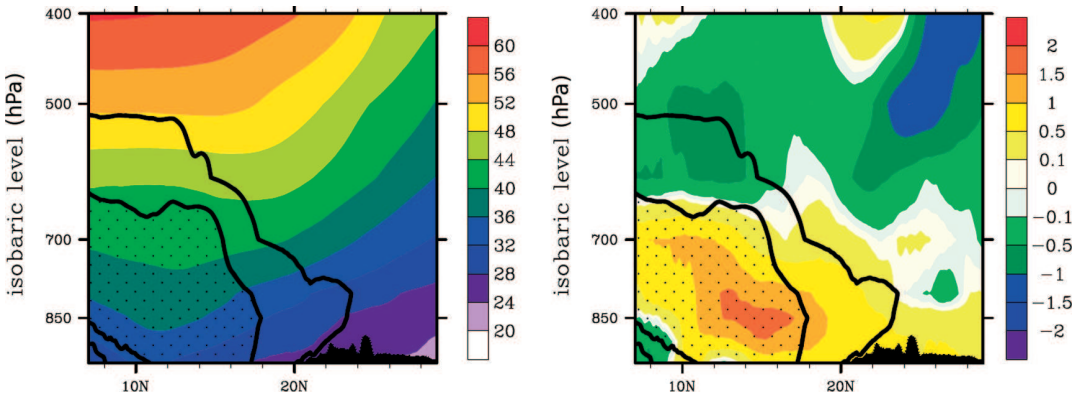


Figure 10. Meridional vertical cross-section of the potential temperature θ, averaged over the band of longitudes (3°W–22°E) and during the whole day of 10 March: (left) for θ of the DUST simulation and (right) for the difference $\delta\theta$ of simulations DUST-CRTL. The first extinction black isoline (at 0.005 m^{-1}) outlines the dust plume, while the second one, at 0.05 m^{-1}, outlines a dotted area corresponding to the core of the dust plume.

of the dust-storm passage at Niamey. We drew similar conclusions when analysing the radiosoundings performed at Agadez (not shown) at a lower frequency (every 12 h) and at a latitude (17°N) where the dust concentration is lower (Figure 6(a)).

5.2. *Dynamics*

The direct effect of dust is to alter the radiative budget, resulting in heat sources and sinks. Such modifications of the mass field induce a dynamical response of the atmosphere affecting the mass field. Such feedbacks are complex and non-local. The potential vorticity (PV) approach, owing to its quasi-conservative properties and to some balance hypotheses, is a good tool for tackling the above interactions (Hoskins *et al.*, 1985). As PV is the scalar product of the gradient of potential temperature and absolute vorticity vectors, the direct impact of dust on the temperature field induces sources/sinks of PV, and the fluid will keep and transport these dust PV anomalies. The only loss/gain will be through the lateral boundaries of the domain.

Figure 12 shows the mean daily meridional vertical cross-section of (a) PV averaged between (3°W–22°E) on the 10 March and (b) the contribution of dust, δPV, taken as the PV difference between the DUST and CRTL experiments. The extratropical outbreak is well identified (Figure 12(a)) by a southward penetration of high PV (0.3 PV units). South of 20°N, a sloped layer of moderate PV (up to 0.2 PV units) is detected at mid levels along the sloping top of the dust plume, whereas weak PV values are detected in the core of the dust plume. The leading edge of the outbreak at the surface is well identified at 10°N, as for a cold front, by a high PV maximum (0.5 PV units).

This intrusion of a relatively high-PV air mass over Africa drastically reduces the large Rossby radius prevailing in the Tropics and results in a more balanced flow. Also, it increases the source of PV due to heating/cooling by dust, as it is the scalar product of the change in the temperature gradient with the absolute vorticity vectors. The resulting δPV (Figure 12(b)) can be explained with the help of the $\delta\theta$ structure (Figure 10(b)). Below about 850 hPa, where the heating by dust is maximum, the vertical stratification is increased, resulting in a large positive δPV (up to +0.2 PV units at the surface). The opposite effect occurs above, on a larger area (green on Figure 12(b)) but of weaker amplitude (−0.1 PV units), and thus the dust plume redistributes PV vertically (as convection) with the characteristic vertical dipole of δPV depicted in Figure 12(b). Thus south of 20°N, dust significantly reinforces the PV structure associated with the outbreak. North of 20°N, outside the dust plume, the PV is a little weakened. The interpretation of the impact of dust in this part of the storm is more complex as it is the result of PV transport and its redistribution by dust along the trajectories.

Figure 13 gives the same meridional vertical cross-section as in Figure 12, for the wind components (zonal U_z, meridional V_m and vertical W) and the corresponding dust impacts on winds (difference between DUST and CTRL simulations for zonal δU_z, meridional δV_m and vertical δW wind). For the vertical mean slab considered here, because of its large width (25° in longitude), the zonal component U_z is the main contribution to the rotational (balanced) part of the flow, whereas the circulation in the slab (V_m and W) is the major contributor to the divergent (unbalanced) part of the flow. The circulation (left column of Figure 13) resembles that of a midlatitude cold front with a 'narrow' ascending band (2 cm s^{-1}) up to 600 hPa at 10°N. It is associated with strong surface cyclonic convergence of the meridional wind at low levels and anticyclonic divergence above 850 hPa and is maximum at 700 hPa. The extratropical cold air mass subsides (−2 cm s^{-1} at 400 hPa) and moves southward. The effect of dust is to reinforce the circulation (right column of Figure 13). The heating in the dust plume (Figure 10(b)) reinforces ascent south of 19°N and subsidence to the north in coherence with a southerly perturbation of meridional wind at low levels south of 16°N (yellow area for δV_m, Figure 13), and a reverse flow perturbation around 700 hPa (blue area). Also, the low-level cyclonic circulation (δU_z, Figure 13) is reinforced in agreement with the positive δPV anomaly below 850 hPa, with the opposite effect (stronger anticyclonic) above in the region of negative δPV anomaly (Figure 12(b)). This impact of dust is responsible for a significant increase (3 m s^{-1}) in the low-level easterly wind (blue area of δU_z, Figure 13) along the northern flank of the cold front at the surface (∼10°N) and the reverse westerly perturbation (orange area) on its southern flank. The anticyclonic circulation on the southern flank of the negative δPV anomaly accelerates the African Easterly Jet at 7°N (3 m s^{-1}).

In summary, the above analysis suggests that dust significantly increases the outbreak dynamics, with stronger ascent at the cold front and subsidence at the rear. The

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

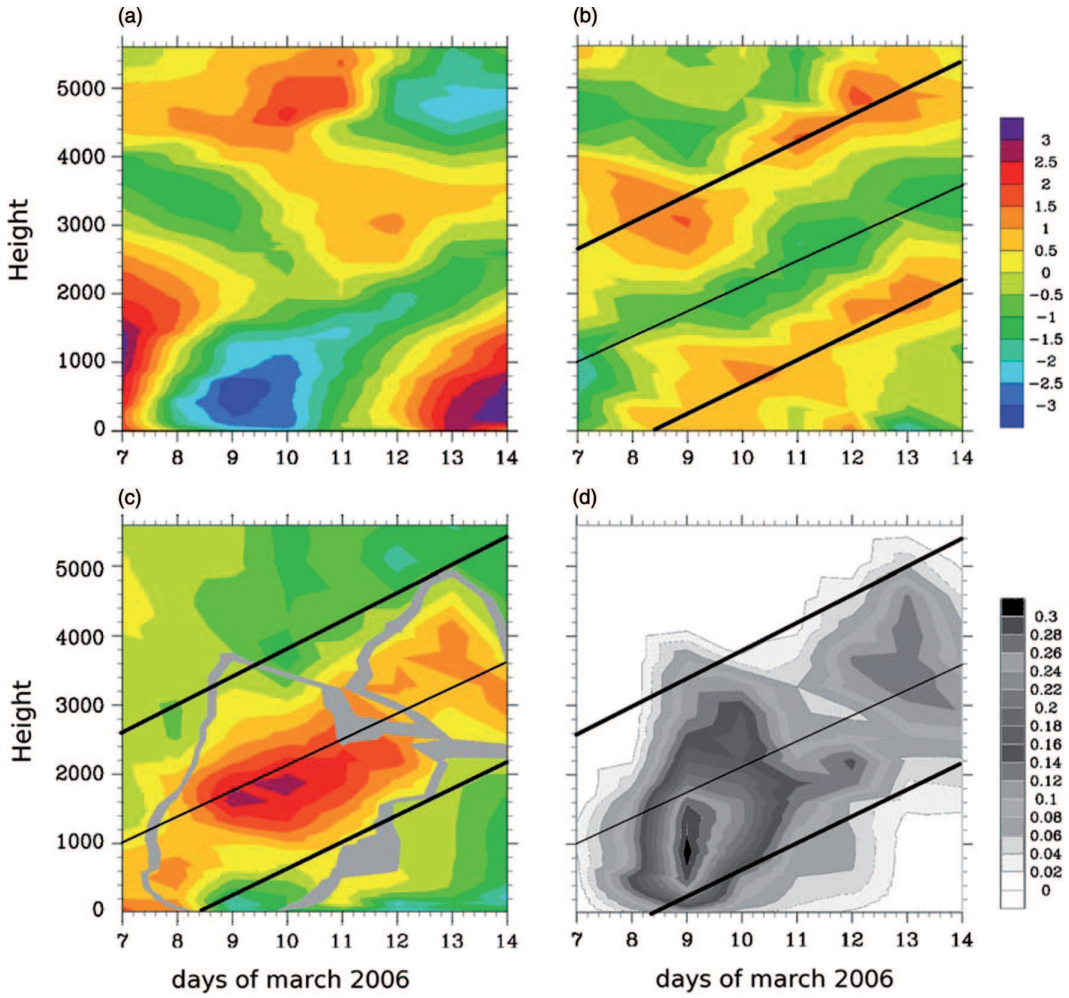


Figure 11. Evolution of the vertical profiles of temperature deviation (colour scale in K) from 7 to 14 March 2006 at Niamey (a) for radiosoundings (RS), (b) for the difference CTRL-RS, (c) for the difference DUST-CTRL and (d) of dust extinction simulated by DUST (grey scale in km^{-1}). Deviations are computed from the average at each altitude. Daily means are considered to remove the diurnal cycle. The superposed thick grey line on (c) outlines the dust-storm region with simulated extinction greater than 0.08.

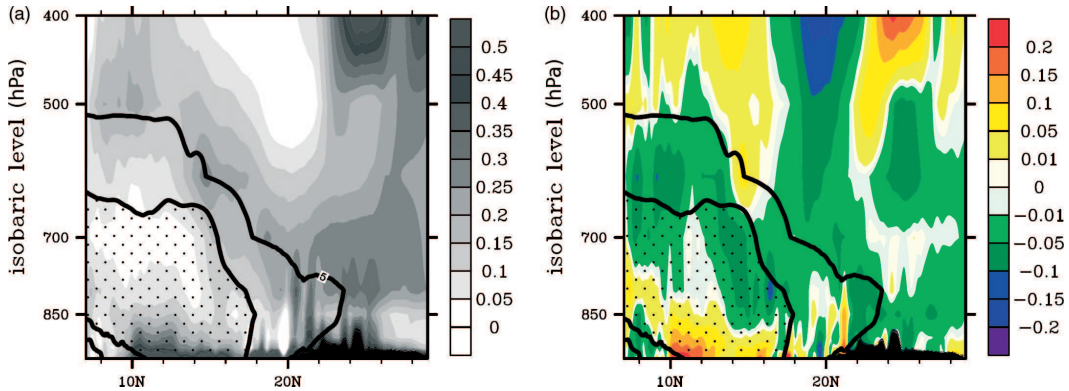


Figure 12. As Figure 10 for (a) the potential vorticity (PV) field and (b) the difference δPV of simulations DUST-CRTL.

balanced circulation is also amplified, with a stronger cyclonic–anticyclonic vertical dipole ahead of the outbreak in the region of the dust plume. The structure of the PV anomaly due to dust is consistent with such changes in the dynamics.

6. Conclusion

In this study, we implemented a dust module within the French convective-scale operational model AROME. Our first goal was to evaluate this AROME-Dust version for the 7–15 March 2006 Saharan dust-storm through the use of the complete and comprehensive set of measurements obtained within the framework of the AMMA field campaign in 2006. To accomplish this goal, we performed, for the first time, 10-day simulations at a high resolution (5 km) over a large domain (6.5–30°N; 3°W–33°E) representing the main part of the life cycle of this major dust-storm and the main dust sources.

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

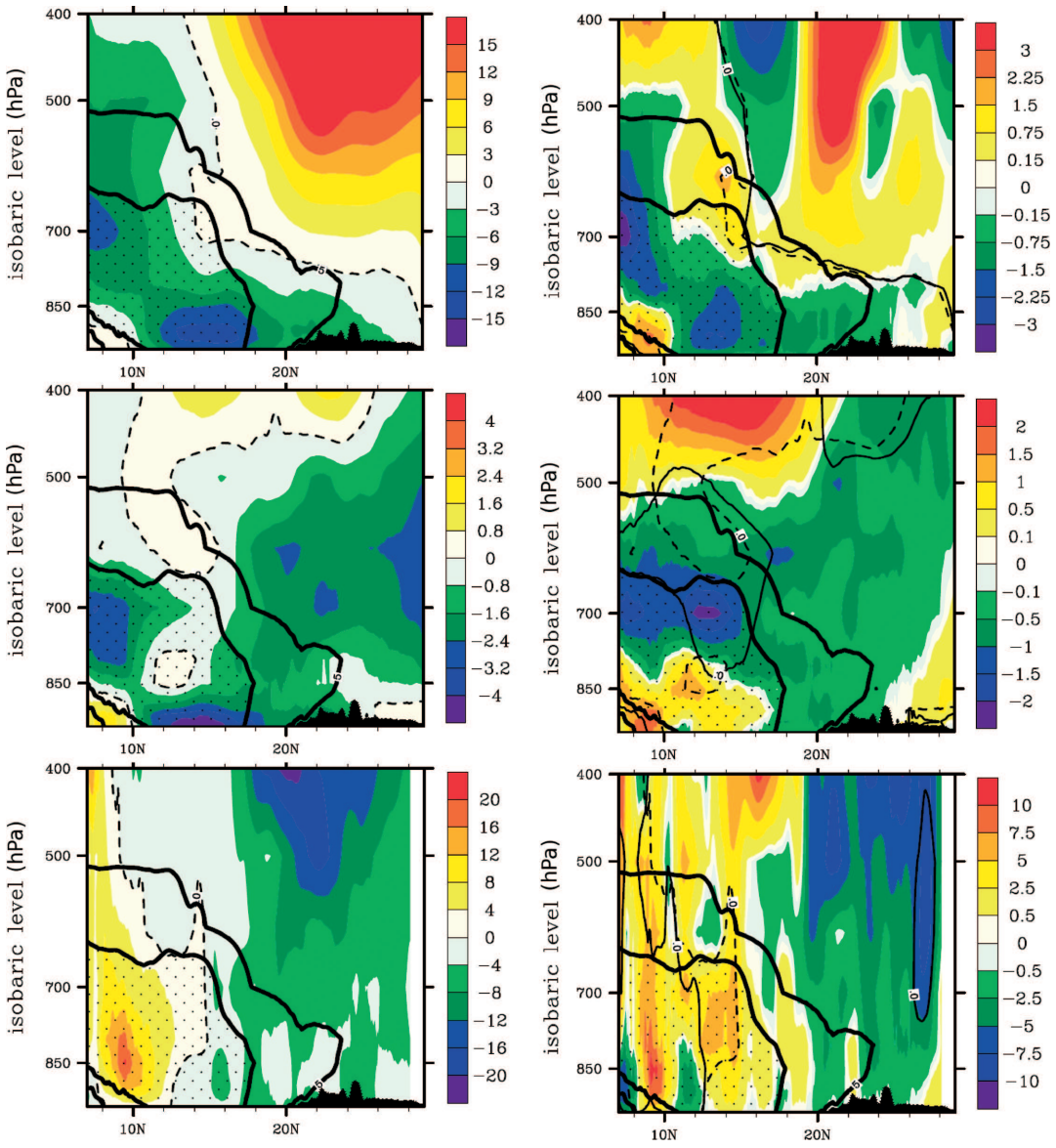


Figure 13. Mean daily meridional vertical cross-sections, as Figure 10, for: (1st row) meridional wind V_m (m s^{-1}) and its difference δV_m, (2nd row) zonal wind U_z (m s^{-1}) and its difference δU_z, and (last row) vertical wind W (mm s^{-1}) and its difference δW for the DUST experiment. The 'zero' isoline of the corresponding wind component is superimposed as a dashed line.

The comparison with observations involved five types of measurements: the MODIS Deep Blue product for the evolution of the spatial distribution of dust, seven AERONET stations for a quantitative evaluation of the AOT, radiative measurements at three locations including the ARM-MF in Niamey, 95 SYNOP ground stations for the temperature and visibility signature at the surface, and high-frequency radiosoundings at two locations to study the vertical temperature signature of the storm passage. The simulations succeeded in representing the main thermodynamic and radiative features of the storm, which were in agreement with the above set of measurements both qualitatively and quantitatively. The small-scale accelerations of the flow south of the Hoggar, Aïr and Tibesti mountains after the passage of the cold front are realistic and generate significant quantities of dust in the privileged source zones, such as the Bodélé Depression and south Aïr. The only major discrepancy is the lack of penetration of the storm south of 10°N, as seen from all the measurements: temperature, visibility at the surface and AOT in particular. We suggest two reasons for these discrepancies: the present DUST simulation only takes the dust aerosol into account, whereas the composition of aerosols is a mixture of organics, black carbon, sulphates, sea salt, and mineral aerosols when moving to the south. Also, the coupling fields from the ARPEGE-Tropiques operational analysis used to impose lateral boundary conditions lacked northerly winds in this southern region as compared with the ECMWF AMMA re-analysis. A detailed comparison with surface fluxes suggests that the decrease of SW_{down} at the surface is overestimated by the present simulation (−50 versus −34 W m^{-2}/AOT). In contrast, observations suggest an increase of LW_{down} at the surface (+25 W m^{-2}/AOT). This latter effect of dust is not taken into account in the present simulation. Nevertheless, the net surface radiation R_{net} agrees fairly well with observations. Therefore, further work is needed to focus on improving the extinction of SW fluxes by dust, especially for high AOT, and on processing the dust impact on the LW fluxes. Simulated surface temperature

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

minima in the morning were too cold, which seems to be related to the present approximation for the LW fluxes.

Our second goal was to assess the impact of dust on the storm itself by running a second simulation performed without the dust module and using the Tegen March dust climatology for radiative computations. The differences between the two simulations provide the total impact of dust, including a direct impact through radiative processes and the feedback of the dynamics (semi-direct impact). Comparisons with observations show that the coupling with the dust module provides signatures of the storm in better agreement with observations for temperature. Then we analysed the impact of dust on the storm dynamics. The signature in terms of potential vorticity (PV) is coherent with the intense heating in the core of the dust plume (more than 2°C). This resulted in a large vertical dipole of PV anomaly with higher values at low levels and weaker values at mid levels in the upper part of the dust plume. It reinforced the intensity of the cold extratropical outbreak, i.e. more ascent at the cold front with more cyclonic convergence near the surface, more anticyclonic divergence above at mid levels. A major result is the acceleration of the easterly along-front flow ($\sim$3 m s^{-1}) at low level and in the African Easterly Jet, increasing the source and lifting of dust and its westward long-range transport. Also, the subsidence is increased at the rear of the outbreak with more northerly wind.

More simulations will be necessary over a larger domain and for other cases to confirm this significant impact detected on the storm dynamics. Also, they are needed to treat the westerly part of the storm corresponding to the extension of the dust plume reaching the Atlantic Ocean. Nevertheless, the above results already suggest that, in the future, operational models will have to be combined with an aerosol module and that, in some cases, this will improve the forecast of dust events and of the atmosphere itself. Kocha (2011) simulated the whole month of June 2006 at high resolution over a large domain. The simulation corresponds to a peak of dust activity due to fine-scale processes such as flow of relief and moist convection without precipitation at the surface, which are very efficient in lifting dust. The high resolution at that period appears crucial for the representation of those dust sources. Recent operational forecasts during the Fennec experiment in June 2011 confirmed the above results, and AROME's skill in forecasting dust convective events and dust-storms associated with cold outbreaks.

Acknowledgements

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, United Kingdom, USA and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific co-ordination and funding is available on the AMMA International web site http://www.amma-international.org.

This work was performed in the framework of a PhD funded by the Direction Générale des Armées (DGA).

References

Agustí-Panareda A, Beljaars ACM, Ahlgrimm M, Balsamo G, Bock O, Forbes R, Ghelli A, Guichard F, Köhler M, Meynadier R, Morcrette J-J. 2010. The ECMWF re-analysis for the AMMA observational campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 1457–1472.

Alfaro SC, Gomes L. 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *J. Geophys. Res.* **106**: 18075–18084.

Ballabrera-Poy J, Murtugudde R, Zhang R-H, Busalacchi AJ. 2007. Coupled ocean–atmosphere response to seasonal modulation of ocean color: Impact on interannual climate simulations in the tropical Pacific. *J. Climate* **20**: 353–374.

Bellouin N, Jones A, Haywood JM, Christopher SA. 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.

Bou Karam D, Flamant C, Knippertz P, Reitebuch O, Pelon J, Chong M, Dabas A. 2008. Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **134**: 621–634.

Cavazos C, Todd MC, Schepanski K. 2009. Numerical model simulation of the Saharan dust event of 6–11 March 2006 using the Regional Climate Model version 3 (RegCM3). *J. Geophys. Res.* **114**: D12109, DOI: 10.1029/2008JD011078.

Chaboureau J-P, Tulet P, Mari C. 2007. Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model. *Geophys. Res. Lett.* **34**: L02822, DOI: 10.1029/2006GL027771.

Courtier P, Thépaut J-N, Hollingsworth A. 1994. A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**: 1367–1387.

Crumeyrolle S, Gomes L, Tulet P, Matsuki A, Schwarzenboeck A, Crahan K. 2008. Increase of the aerosol hygroscopicity by cloud processing in a mesoscale convective system: A case study from the AMMA campaign. *Atmos. Chem. Phys.* **8**: 6907–6924.

Crumeyrolle S, Tulet P, Gomes L, Garcia-Carreras L, Flamant C, Parker DJ, Matsuki A, Formenti P, Schwarzenboeck A. 2011. Transport of dust particles from the Bodélé region to the monsoon layer - AMMA case study of the 9–14 June 2006 period. *Atmos. Chem. Phys.* **11**: 479–494.

Dubovik O, King MD. 2000. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.* **105**: 20673–20696.

Dubovik O, Smirnov A, Holben BN, King MD, Kaufman YJ, Eck TF, Slutsker I. 2000. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.* **105**: 9791–9806.

Dubovik O, Holben BN, Eck TF, Smirnov A, Kaufman YJ, King MD, Tanré D, Slutsker I. 2002. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.* **59**: 590–608.

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

Evan AT, Dunion J, Foley JA, Heidinger AK, Velden CS. 2006. New evidence for a relationship between Atlantic tropical cyclone activity and African dust outbreaks. *Geophys. Res. Lett.* **33**: L19813, DOI: 10.1029/2006GL026408.

Evans KF. 1998. The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer. *J. Atmos. Sci.* **55**: 429–446.

Flamant C, Chaboureau J-P, Parker DJ, Taylor CM, Cammas J-P, Bock O, Timouk F, Pelon J. 2007. Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **133**: 1175–1189.

Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, Berntsen T, Betts R, Fahey DW, Haywood JM, Lean J, Lowe DC, Myhre G, Nganga J, Prinn R, Raga G, Schulz M, Van Dorland R, Bodeker G, Boucher O, Collins WD, Conway TJ, Dlugokencky E, Elkins JW, Etheridge D, Foukal P, Fraser P, Geller M, Joos F, Keeling CD, Kinne S, Lassey K, Lohmann U, Manning AC, Montzka S, Oram D, O'Shaughnessy K, Piper S, Plattner G-K, Ponater M, Ramankutty N, Reid G, Rind D, Rosenlof K, Sausen R, Schwarzkopf D, Solanki SK, Stenchikov G, Stuber N, Takemura T, Textor C, Wang R, Weiss R, Whorf T. 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*. Cambridge University Press: Cambridge, UK.

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

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

Goudie AS, Middleton NJ. 2001. Saharan dust storms: Nature and consequences. *Earth-Sci. Rev.* **56**: 179–204.

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

Haywood JM, Pelon J, Formenti P, Bharmal N, Brooks ME, Capes G, Chazette P, Chou C, Christopher S, Coe H, Cuesta J, Derimian Y, Desboeufs K, Greed G, Harrison M, Heese B, Highwood EJ, Johnson B, Mallet M, Marticorena B, Marsham J, Milton SF, Myhre G, Osborne SR, Parker DJ, Rajot J-L, Schulz M, Slingo A, Tanré D, Tulet P. 2008. Overview of the Dust and Biomass-burning Experiment and African Monsoon Multidisciplinary Analysis Special Observing Period-0. *J. Geophys. Res.* **113**: D00C17, DOI: 10.1029/2008JD 010077.

Holben BN, Tanré D, Smirnov A, Eck TF, Slutsker I, Abuhassan N, Newcomb WW, Schafer JS, Chatenet B, Lavenu F, Kaufman YJ, Vande Castle J, Setzer A, Markham B, Clark D, Frouin R, Halthore R, Karneli A, O'Neill NT, Pietras C, Pinker RT, Voss K, Zibordi G. 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.* **106**: 12067–12097.

Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**: 877–946.

Hsu NC, Tsay S-C, King MD, Herman JR. 2004. Aerosol properties over bright-reflecting source regions. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **42**: 557–569.

Hsu NC, Tsay S-C, King MD, Herman JR. 2006. Deep Blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing* **44**: 3180–3195.

Joseph JH, Wiscombe WJ, Weinman JA. 1976. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.* **33**: 2452–2459.

Kaufman YJ, Tanré D, Boucher O. 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* **419**: 215–223.

Kelly-Hope L, Thomson MC. 2008. Climate and infectious diseases. Pp 31–70 in *Seasonal Forecasts, Climate Change and Human Health: Health and Climate*. Thomson MC, Garcia-Herrera R, Beniston M (eds). *Advances in Global Change Research*, Vol. 30, Springer.

Knippertz P, Fink AH. 2006. Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 1153–1177.

Kocha C. 2011. '*Interactions between dust and deep convection in West Africa: Observation and convective resolution modelling*.' PhD dissertation, Université Paul Sabatier, 204 pp.

Lafore J-P, Stein J, Asencio N, Bougeault P, Ducrocq V, Duron J, Fischer C, Héreil P, Mascart P, Masson V, Pinty JP, Redelsperger J-L, Richard E, Vilà-Guerau de Arellano J. 1998. The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**: 90–109.

Lebel T, Parker DJ, Flamant C, Bourlès B, Marticorena B, Mougin E, Peugeot C, Diedhiou A, Haywood JM, Ngamini JB, Polcher J, Redelsperger J-L, Thorncroft CD. 2010. The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**(S1): 8–33.

Levin Z, Ganor E, Gladstein V. 1996. The effects of desert particles coated with sulfate on rain formation in the eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteorol.* **35**: 1511–1523.

Li Z. 2004. Aerosol and climate: A perspective from East Asia. Pp 501–525 in *Observation, Theory, and Modeling of Atmospheric Variability*. World Scientific.

Liu M, Westphal DL, Walker AL, Holt TR, Richardson KA, Miller SD. 2007. COAMPS real-time dust storm forecasting during Operation Iraqi Freedom. *Weather and Forecasting* **22**: 192–206.

Luo C, Mahowald NM, del Corral J. 2003. Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution. *J. Geophys. Res.* **108**: 4447, DOI: 10.1029/2003JD003483.

Mallet M, Tulet P, Serça D, Solmon F, Dubovik O, Pelon J, Pont V, Thouron O. 2009. Impact of dust aerosols on the radiative budget, surface heat fluxes, heating rate profiles and convective activity over West Africa during March 2006. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* **9**: 2967–3006.

Marticorena B, Bergametti G. 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.* **100**: 16415–16430.

Marticorena B, Bergametti G, Aumont B, Callot Y, N'Doumé C, Legrand M. 1997. Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *J. Geophys. Res.* **102**: 4387–4404.

Miller MA, Slingo A. 2007. The ARM mobile facility and its first international deployment: Measuring radiative flux divergence in West Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 1229–1244.

Milton SF, Greed G, Brooks ME, Haywood JM, Johnson B, Allan RP, Slingo A, Grey WMF. 2008. Modeled and observed atmospheric radiation balance during the West African dry season: Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. *J. Geophys. Res.* **113**: D00C02, DOI: 10.1029/2007JD009741.

Morcrette J-J, Fouquart Y. 1986. The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations. *J. Atmos. Sci.* **43**: 321–328.

Nickovic S, Kallos G, Papadopoulos A, Kakaliagou O. 2001. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.* **106**: 18113–18129.

Nobre C, Brasseur GP, Shapiro MA, Lahsen M, Brunet G, Busalacchi AJ, Hibbard K, Seitzinger S, Noone K, Ometto JP. 2010. Addressing the complexity of the Earth system. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **91**: 1389–1396.

Noilhan J, Mahfouf J-F. 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. *Global and Planetary Change* **13**: 145–159.

Parker DJ, Fink AH, Janicot S, Ngamini J-B, Douglas M, Afiesimama E, Agustí-Panareda A, Beljaars ACM, Didé F, Diedhiou A, Lebel T, Polcher J, Redelsperger J-L, Thorncroft CD, Wilson GA. 2008. The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **89**: 1015–1027.

Pruppacher HR, Klett JD. 1997. *Microphysics of Cloud and Precipitation.* Kluwer Academic.

Redelsperger J-L, Thorncroft CD, Diedhiou A, Lebel T, Parker DJ, Polcher J. 2006. African Monsoon Multiplidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **87**: 1739–1746.

Schwendike J. 2010. '*Convection in an African Easterly Wave over West Africa and the eastern Atlantic: A model case study of Hurricane* Helene *(2006) and its interaction with the Saharan Air Layer*.' PhD thesis, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie.

Seinfeld JH, Pandis SN. 1998. *Atmospheric Chemistry and Physics: From air pollution to climate change.* Wiley Interscience: New York.

Seity Y, Brousseau P, Malardel S, Hello G, Bénard P, Bouttier F, Lac C, Masson V. 2011. The AROME-France convective-scale operational model. *Mon. Weather Rev.* **139**: 976–991.

Shapiro MA, Shukla J, Brunet G, Nobre C, Béland M, Dole R, Trenberth K, Anthes R, Asrar G, Barrie L, Bougeault P, Brasseur G, Burridge D, Busalacchi A, Caughey J, Chen D, Church J, Enomoto T, Hoskins BJ, Hov Ø, Laing A, Le Treut H, Marotzke J, McBean G, Meehl G, Miller M, Mills B, Mitchell JFB, Moncrieff M, Nakazawa T, Olafsson H, Palmer TN, Parsons D, Rogers D, Simmons A, Troccoli A, Toth Z, Uccellini L, Velden C, Wallace JM. 2010. An Earth-system prediction initiative for the twenty-first century. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **91**: 1377–1388.

Slingo A, Ackerman TP, Allan RP, Kassianov EI, McFarlane SA, Robinson GJ, Barnard JC, Miller MA, Harries JE, Russell JE, Dewitte S. 2006. Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophys. Res. Lett.* **33**: L24817, DOI: 10.1029/2006GL027869.

Solmon F, Giorgi F, Liousse C. 2006. Aerosol modelling for regional climate studies: Application to anthropogenic particles and evaluation over a European/African domain. *Tellus* **58B**: 51–72.

Solmon F, Mallet M, Elguindi N, Giorgi F, Zakey A, Konaré A. 2008. Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties. *Geophys. Res. Lett.* **35**: L24705, DOI: 10.1029/2008GL035900.

Stanelle T, Vogel B, Vogel H, Bäumer H, Kottmeier C. 2010. Feedback between dust particles and atmospheric processes over West Africa during dust episodes in March 2006 and June 2007. *Atmos. Chem. Phys.* **10**: 10771–10788.

Stier P, Feichter J, Kinne S, Kloster S, Vignati E, Wilson J, Ganzeveld L, Tegen I, Werner M, Balkanski Y, Schulz M, Boucher O, Minikin A, Petzold A. 2005. The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmos. Chem. Phys.* **5**: 1125–1156.

Todd MC, Washington R, Martins JV, Dubovik O, Lizcano G, M'Bainayel S, Engelstaedter S. 2007. Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.* **112**: D06207, DOI: 10.1029/2006JD007170.

Todd MC, Washington R, Raghavan S, Lizcano G, Knippertz P. 2008a. Regional model simulations of the Bodélé low-level jet of northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005). *J. Climate* **21**: 995–1012.

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

Todd MC, Bou Karam D, Cavazos C, Bouet C, Heinold B, Baldasano JM, Cautenet G, Koren I, Perez C, Solmon F, Tegen I, Tulet P, Washington R, Zakey A. 2008b. Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad. *J. Geophys. Res.* **113**: D24107, DOI: 10.1029/2008JD010476.

Tulet P, Crassier V, Cousin F, Suhre K, Rosset R. 2005. ORILAM, a three-moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *J. Geophys. Res.* **110**: D18201, DOI: 10.1029/2004JD005716.

Tulet P, Mallet M, Pont V, Pelon J, Boone A. 2008. The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification. *J. Geophys. Res.* **113**: D00C08, DOI: 10.1029/2008JD009871.

Tulet P, Crahan-Kaku K, Leriche M, Aouizerats B, Crumeyrolle S. 2010. Mixing of dust aerosols into a mesoscale convective system: Generation, filtering and possible feedbacks on ice anvils. *Atmos. Res.* **96**: 302–314.

Twomey S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.* **34**: 1149–1152.

Uno I, Wang Z, Chiba M, Chun YS, Gong SL, Hara Y, Jung E, Lee S-S, Liu M, Mikami M, Music S, Nickovic S, Satake S, Shao Y, Song Z, Sugimoto N, Tanaka T, Westphal DL. 2006. Dust model intercomparison (DMIP) study over Asia: Overview. *J. Geophys. Res.* **111**: D12213, DOI: 10.1029/2005JD006575.

Washington R, Todd MC, Engelstaedter S, Mbainayel S, Mitchell F. 2006. Dust and the low-level circulation over the Bodélé Depression, Chad: Observations from BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.* **111**: D03201, DOI: 10.1029/2005JD006502.

Yoshioka M, Mahowald NM, Conley AJ, Collins WD, Fillmore DW, Zender CS, Coleman DB. 2007. Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation: Relative importance of dust compared to sea surface temperature variations, vegetation changes, and greenhouse gas warming. *J. Climate* **20**: 1445–1467.

Zender CS, Bian HS, Neuman D. 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: Description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.* **108**: 4416, DOI: 10.1029/2002JD002775.

Copyright © 2011 Royal Meteorological Society

4 *Interaction entre poussières désertiques et convection pendant la mise en place de la mousson*

SOMMAIRE

4.1 CIRCULATION GÉNÉRALE ET PARTICULARITÉS DU MOIS DE JUIN 2006 : 107
4.1.1 Anticyclones : 107
4.1.2 Dépression thermique : 107
4.1.3 Langue d'eau froide : 108
4.1.4 Front Inter Tropical : 109
4.1.5 Flux d'Harmattan : 111
4.1.6 Zone de Convergence Inter-Tropicale : 112
4.1.7 Structure verticale moyenne en juin 2006 : 113
4.1.8 Aérosols : 115
4.2 CARACTÉRISTIQUES GÉNÉRALES ET ÉVALUATION DE LA SIMULATION DE RÉFÉRENCE 121
4.2.1 Dépression thermique 121
4.2.2 Front Inter-Tropical, flux de mousson et d'Harmattan 121
4.2.3 Zone de Convergence Inter Tropicale 124
4.2.4 Structure verticale 124
4.2.5 Poussières désertiques 126
4.3 EFFETS SEMI-DIRECTS DES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES EN JUIN 2006 : 129
4.3.1 Différences de propriétés optiques des poussières désertiques dans les simulations 130
4.3.2 Impacts radiatifs : 132
4.3.3 Impacts thermiques : 134
4.3.4 Etude des basses couches : 135
4.3.5 Impacts dynamiques : 137
4.3.6 Impacts sur l'humidité : 139
4.3.7 Impact sur la stabilité de l'atmosphère : 140
4.3.8 Bilan des effets thermodynamiques des poussières désertiques moyens : 141
4.3.9 Impacts sur la convection : 143
4.3.10 Impacts sur le cycle diurne : 147
CONCLUSION 154

COMME l'a montré le chapitre 3, de fortes concentrations de poussières désertiques peuvent avoir des conséquences non négligeables sur la thermodynamique et la dynamique de la petite à la moyenne échelle. Cependant cet événement est une tempête et ces conditions extrêmes ne sont pas fréquentes et ne

peuvent être généralisées. L'étude doit donc être étendue sur une période plus longue et représentative de l'impact moyen des poussières désertiques. De plus, cette période est très sèche et ne nous renseigne pas sur les interactions des poussières désertiques avec la convection profonde. Pour pouvoir combiner une forte concentration de poussières désertiques et la convection profonde sur une longue période, le mois de juin semble approprié. En effet, contrairement aux autres périodes de l'année, le mois de juin cumule des conditions particulièrement favorables au soulèvement d'aérosols : un sol sec, de fort vents d'Harmattan et une forte activité convective peu précipitante sur le Sahel conduisant à une forte teneur en aérosols. Les poussières désertiques pourraient alors jouer un rôle sur cette période de mise en place de la mousson particulièrement difficile à prévoir.

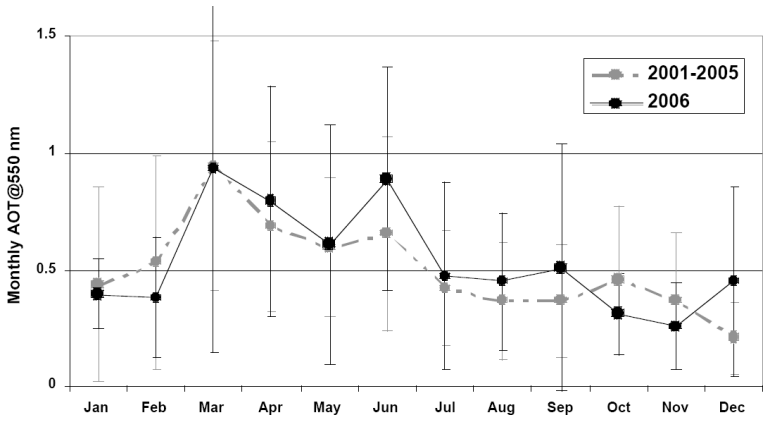


FIG. 4.1 – *Epaisseur optique des aérosols mesurée à 550nm à Banizoumbou (13.3˚N/2.7˚E ; Niger) de 2000 à 2005 (gris) et pour 2006 (noir). Les valeurs sont moyennées mensuellement à partir des valeurs journalières moyennes des mesures Aeronet. Les barres d'erreur représentent l'écart type mensuel (Janicot et al. 2008b).*

4.1 Circulation générale et particularités du mois de Juin 2006 :

En juin 2006, le soulèvement d'aérosols atteint des valeurs équivalentes au mois de mars, le mois le plus productif en terme de soulèvement d'aérosols, ce qui est considérable en comparaison aux années 2000 à 2005. Par exemple à Banizoumbou, l'AOD est autour de 0.9 en mars et en juin 2006 (Fig 4.1). En mars 2006 cette intensité est équivalente à celle observée sur la moyenne des mois de Mars entre 2000 et 2005. En revanche, Juin 2006 représente une augmentation de 28% par rapport à la moyenne des mois de Juin entre 2000 et 2005 (Fig 4.1). L'avènement des conditions météorologiques permettant un taux particulièrement élevé de poussières désertiques en juin 2006 sont décrites ci-dessous.

4.1.1 Anticyclones :

Au cours du mois de Juin de l'année 2006, il y a un renforcement des principaux anticyclones au voisinage de l'Afrique de l'ouest. D'après le bulletin semestriel de l'ACMAD (2006)[1], on note que :
- L'anticyclone des Açores se renforce (passant de 1027 à 1033hPa) et se déplace vers le sud-ouest. Initialement centré au nord-est de l'océan Atlantique nord (46˚N/06˚W), il se déplace vers sud-ouest (31˚N/27˚W).
- Les anticyclones de St Hélène et de Mascareignes fusionnent sur le sud-est de l'océan Atlantique sud.
- Au nord du continent Africain, l'anticyclone de Lybie s'intensifie à la mi-avril et se déplace anormalement vers le nord-ouest. Il est alors centré sur la Tunisie au lieu de la Lybie (Drobinski et al. 2007).
Ces anomalies d'intensité et de position des anticyclones influencent les Alizés, la position de la dépression thermique (Lavaysse et al. 2009) et par conséquent jouent un rôle important sur la configuration et la mise en place de la mousson en 2006.

4.1.2 Dépression thermique :

Au mois de juin 2006, la dépression thermique est centrée à l'ouest du Hoggar (22˚N/4˚E) et est caractérisée par une température potentielle à 850hPa atteignant 30˚C (Fig 4.2a). Par rapport aux années précédentes, l'intensité moyenne de la dépression thermique ne montre pas de fortes anomalies en juin 2006 (ACMAD 2006). Par contre, Lavaysse et al. (2009) montre des anomalies de son emplacement caractérisées par une fréquence d'occurrence plus élevée tout autour du Hoggar et plus faible sur le Hoggar en comparaison à la climatologie (1979-2001) (Fig 4.3).
L'analyse de l'évolution de la température et de la pression près de la surface pendant l'année 2006 (Fig 4.4 de Janicot et al. (2008b)) met en évidence pour le mois de juin 2006 :

[1] African Centre of Meteorological Application for Development, http ://www.acmad.ne

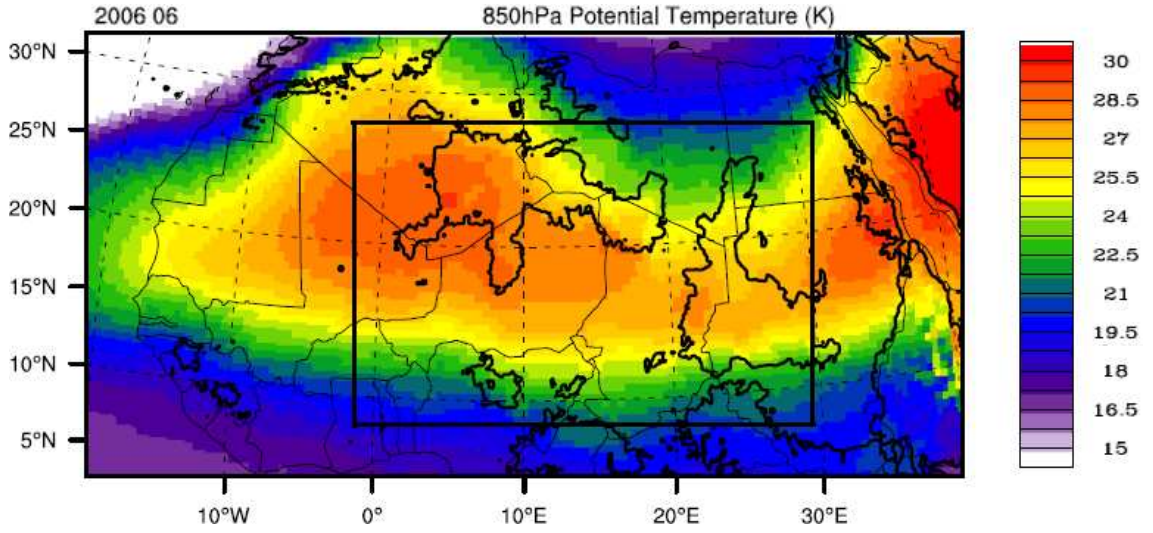


FIG. 4.2 – *Température potentielle à 850hPa des ré-analyses de l'ECMWF. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006. Le cadre rectangulaire représente le domaine des simulations AROME.*

- Une augmentation des températures de basses couches. En effet, elles passent pratiquement de leur valeur annuelle minimale à leur valeur maximale (+5˚C en surface) (Fig 4.4a,b). Cette augmentation de la température en basses couches tend à épaissir la couche limite et à renforcer la dépression thermique (cf. Chapitre 1.1.1).
- Un déplacement du maximum de température de basses couches du sud du Hoggar au nord-ouest du Hoggar (c.a.d. de 17˚N à 22˚N et de 3˚E à 3˚W, Fig 4.4a,b). Cet onset de la dépression saharienne est légèrement tardif (autour du 18 juin) mais reste proche de la valeur climatologique ((Lavaysse et al. 2009)). Ce retard peut expliquer l'anomalie positive d'occurrence de la dépression thermique au sud du Hoggar (Fig 4.3).
- Le déplacement et l'intensification des températures de basses couches ne sont pas progressifs. En effet, le déplacement en latitude se fait sous forme d'un saut et l'augmentation de la température n'advient qu'une fois que la dépression thermique prend sa place climatologique entre le Hoggar et l'Atlas (Fig 4.4a). Ce saut est cohérent avec l'anomalie négative d'occurrence de la dépression thermique sur le Hoggar (Fig 4.3).
- Fin juin, le maximum de température de basses couches est positionné près de l'Atlas (Fig 4.4a,b) et montre une anomalie nord-ouest par rapport à la climatologie. Celle ci peut expliquer l'anomalie d'occurrence de la dépression thermique au nord-ouest du Hoggar (Fig 4.3). Cette position de la dépression thermique est cohérente avec l'anomalie nord-ouest du positionnement de l'anticyclone de Lybie.
- Alors que la température augmente dans la zone de la dépression thermique durant tout le mois de juin, de manière contradictoire, on note que la pression de surface ramenée au niveau de la mer augmente de 1009 à 1011hPa (Fig 4.4c) durant la même période. Ce n'est qu'après le 25 juin que la pression en surface diminue tandis que la température en basses couches continue à augmenter.

En juin 2006, la dépression thermique saharienne n'est donc pas très intense. Avec quelques jours de retard, elle se déplace du sud-est du Hoggar au nord-ouest de celui-ci, montrant une anomalie nord-ouest par rapport à la climatologie. Ces anomalies de la dépression thermique sont importantes car elle représente un des paramètres déterminants pour la configuration des flux de mousson et d'Harmattan (Lavaysse et al. 2009).

4.1.3 Langue d'eau froide :

Un autre phénomène est essentiel pour déterminer les gradients de pression pilotant les flux d'Harmattan et de mousson : la langue d'eau froide dans le Golfe de Guinée. En 2006, celle-ci présente une anomalie chaude de +1˚C voir +2˚C localement. Ce réchauffement réduit considérablement le gradient thermique entre le continent et l'océan, moteur principal de la mousson africaine (Caniaux et al. 2010). Ajouté à cela, les alizés de sud sont plus faibles sur l'océan en juin 2006 (Fig 4.3). Cette anomalie réduit le phénomène d'upwelling qui joue habituellement un rôle de refroidissement de la surface de la mer. Cette anomalie

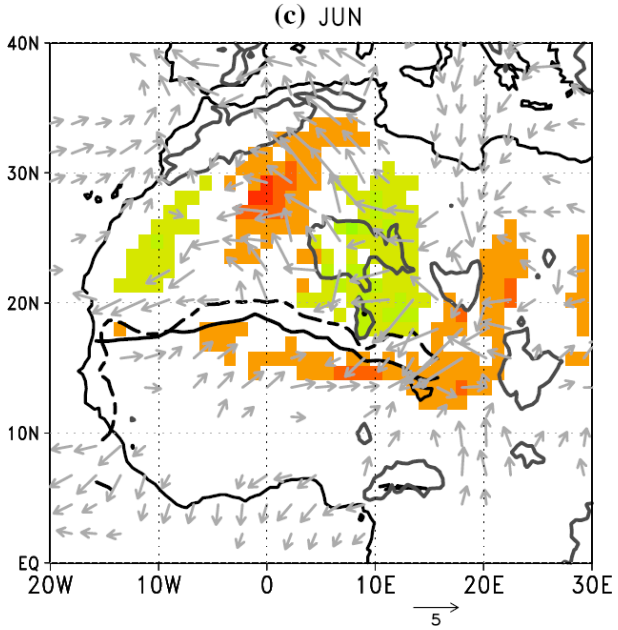


FIG. 4.3 – *Anomalies de la fréquence d'occurrence de la dépression thermique (couleurs) et du vent à 925hPa (vecteurs) du mois de juin 2006 par rapport à la climatologie (1979-2001). L'isoligne noire représente la position moyenne de l'ITD en juin 2006 (ligne continue) et climatologique (ligne pointillée). Valeurs des ré-analyses ERA40 du modèle ECMWF. D'après Lavaysse et al. (2009).*

des alizés de sud entraîne donc une rétroaction positive sur l'anomalie chaude de la langue d'eau froide (Lamb 1978, Fontaine and Janicot 1996).

4.1.4 Front Inter Tropical :

Compte tenu de l'inhabituel faible gradient thermique entre le continent et l'océan, le flux de mousson est anormalement faible et peu étendu vers le nord (Fig 4.3, flèches). Cette configuration conduit à un FIT[2] placé très sud pour la saison, c'est à dire autour de 16°N en moyenne au lieu de 17°N (Fig 4.3, lignes noires respectivement continue et pointillée).

Par ailleurs, on observe une grande différence entre la limite nord et sud de l'ITD (limite nord autour de 18°N en noir et sud autour de 13°N en rouge Fig 4.5). Ceci indique une grande variabilité des vents de basse couche. Cette variabilité peut être spatiale et/ou temporelle.

A partir du 25 Juin, la dépression thermique est assez puissante pour entraîner le flux de mousson vers le nord. Le FIT remonte de 18°N à 22°N en juillet (Fig 4.5). Cette évolution du saut de mousson est tardive (Sultan et al. 2007) et est cohérente avec les relatives fortes pressions de surface observées jusqu'au 25 juin. Ce retard de l'onset dynamique permet de ne pas repousser le flux d'Harmattan vers le nord. Or conserver un flux d'Harmattan pénétrant au sud permet d'entretenir le transport d'aérosols vers le sud par ce processus. En 2006, le FIT reste autour de 16°N jusqu'au 25 juin, on peut donc s'attendre à un transport d'aérosols par le flux d'Harmattan au moins jusqu'à 16°N jusqu'à la fin du mois.

On note par ailleurs, des oscillations nord-sud du FIT dans la gamme 3-5 jours pouvant atteindre 5° d'amplitude en juin 2006 (Fig 4.5). 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.

D'autre part, les vents en surface montrent des disparités spatiales entre l'est et l'ouest du Hoggar avec, à l'Est, un fort flux d'Harmattan repoussant le FIT vers le Sud et à l'Ouest, un fort flux de mousson repoussant le FIT vers le nord. En juin 2006 ces disparités sont accentuées. En effet, la figure 4.3 montre

[2]front intertropical

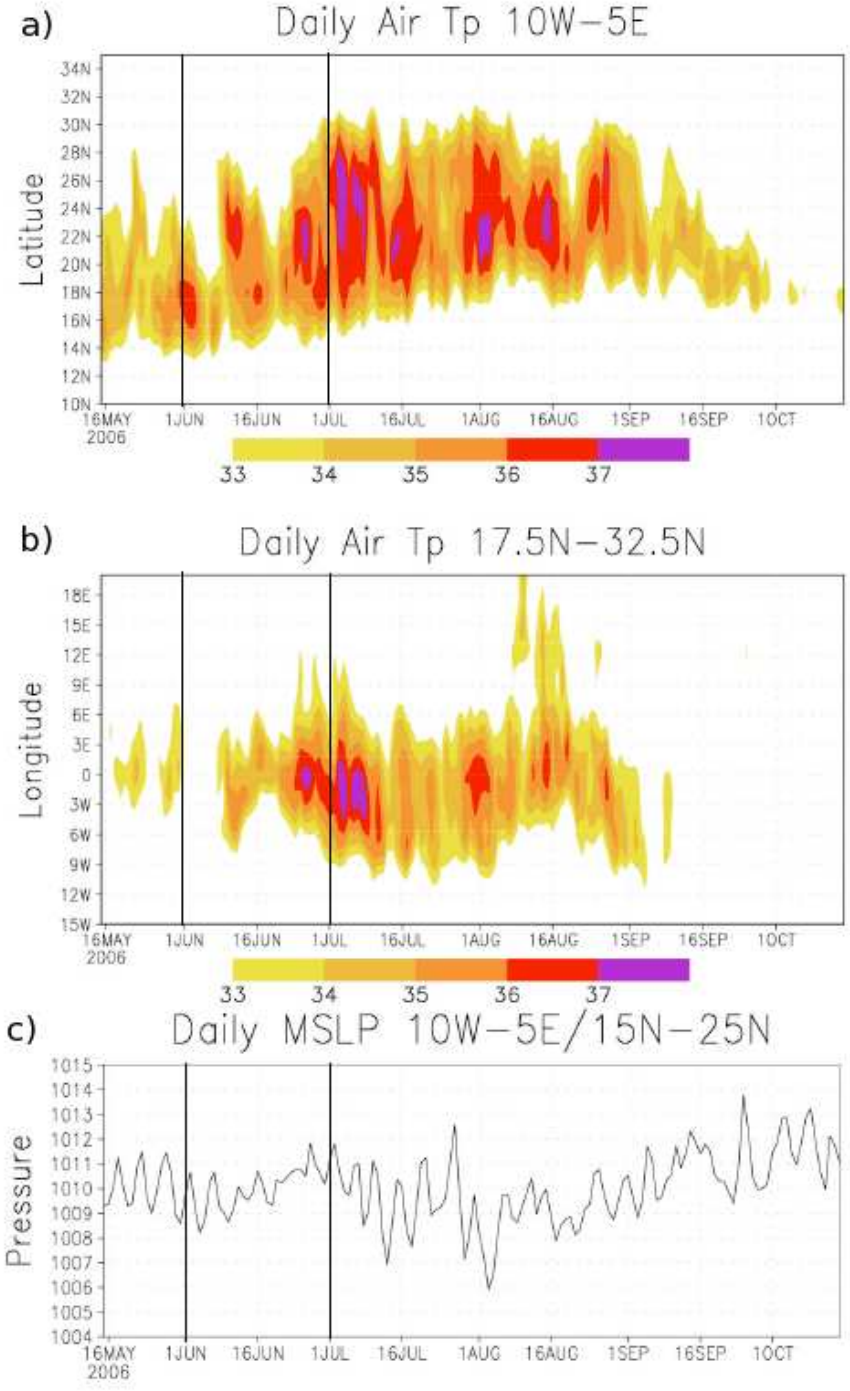


FIG. 4.4 – *(a) Diagramme latitude-temps de la température (˚C) moyennée sur les longitudes [10˚W-5˚E]. (b) Diagramme longitude-temps de la température (˚C) moyennée sur les latitudes [17.5˚N-32.5˚N]. (c) Série temporelle de la pression ramenée au niveau de la mer (hPa) moyenné sur le domaine [15˚N-25˚N] [10˚W-5˚E]. Valeurs en moyennes journalières dans les premiers niveaux du modèle (sigma 0.995) à partir du modèle ECMWF (Janicot et al. 2008b).*

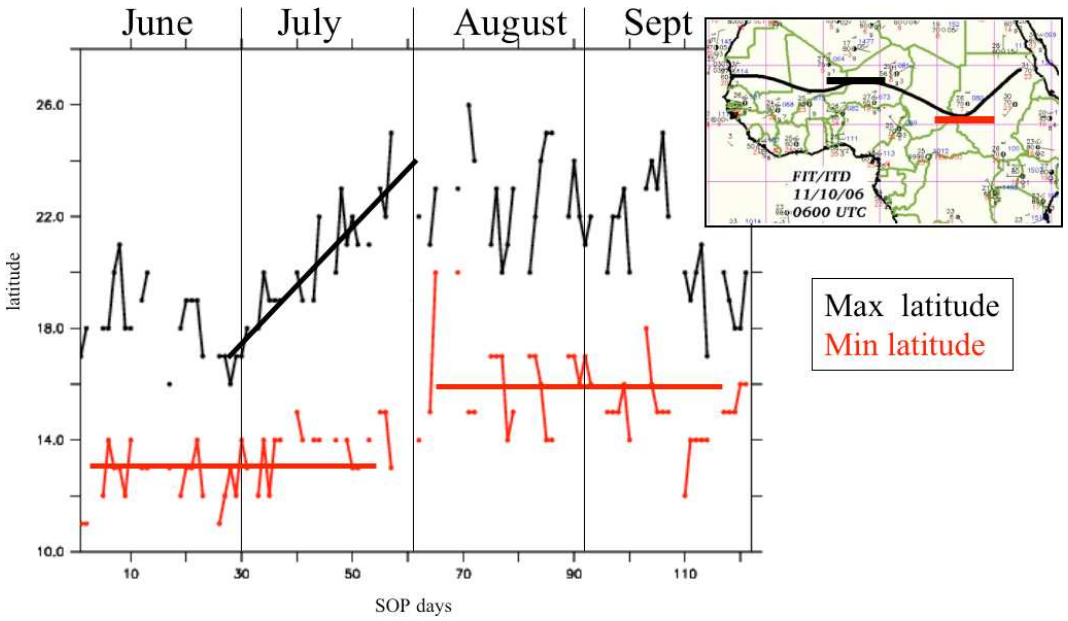


FIG. 4.5 – *Latitude du front inter-tropical basé sur les observations journalières ACMAD pour la limite nord (en noir) et la limite sud (en rouge) entre 15°W et 30°E. L'axe des temps démarre le 1er juin (Janicot et al. 2008b).*

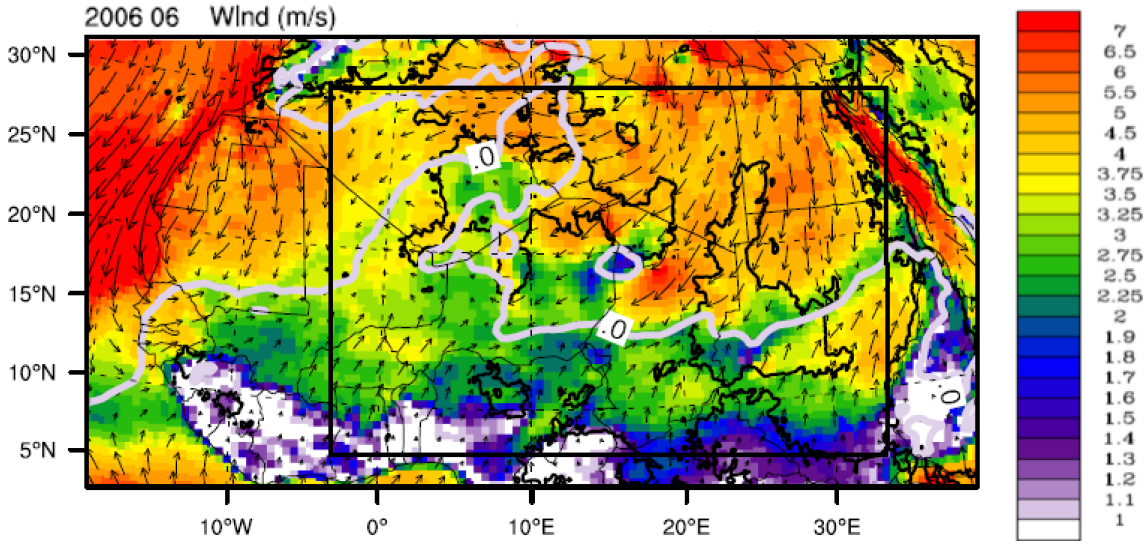


FIG. 4.6 – *Module du vent à la surface des ré-analyses ECMWF (m/s). Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

une accélération des vents de nord à l'est du Hoggar et une accélération des vents de sud à l'ouest du Hoggar. Ces anomalies de vent en surface sont en accord avec une anomalie nord-ouest de l'anticyclone de Lybie et de la dépression thermique (Lavaysse et al. 2009).

4.1.5 Flux d'Harmattan :

En juin 2006 le flux d'Harmattan est particulièrement fort et s'étend très au sud par rapport à la climatologie (Fig 4.3, flèches). En moyenne mensuelle, les vents de surface de nord-est des réanalyses de l'ECMWF atteignent 13°N à l'est du 10°E (Fig 4.6). Il atteint en moyenne $7m.s^{-1}$ et localement dépasse fréquemment les $10m.s^{-1}$ (Fig 4.6). Cette région est caractérisée par de nombreuses sources d'aérosols. En juin 2006, la forte pénétration vers le sud du flux d'Harmattan est donc favorable à d'intenses soulèvements de poussières désertiques et à leur transport en basses couches jusqu'à des latitudes relativement sud ($\sim$12°N).

Lorsque le flux d'Harmattan est canalisé entre le mont Tibesti (autour de 21°N/17°E) et le mont Darfour (autour de 14°N/24°E) (Fig 4.6) on remarque que l'amplitude moyenne du vent en surface dépasse $7m.s^{-1}$. Cette accélération se trouve juste en amont de la zone de dépression du Bodelé (autour de

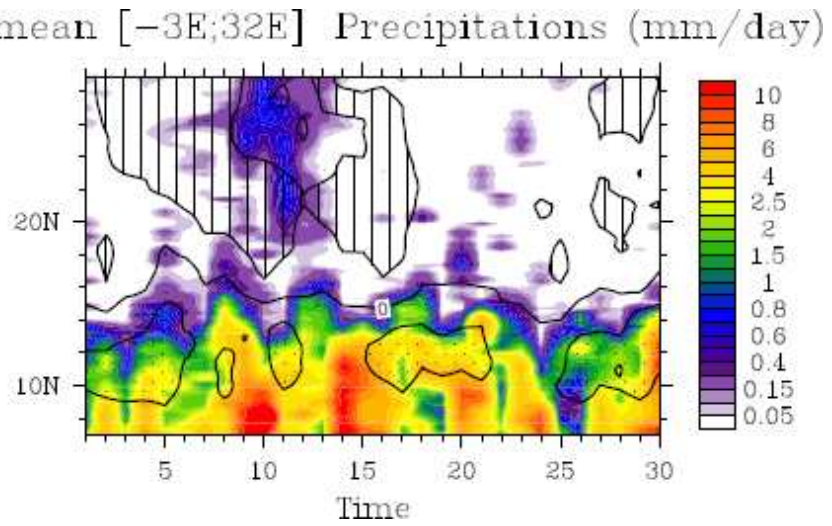


FIG. 4.7 – *Diagramme temps-latitude du vent méridien des ré-analyses AMMA des simulations ECMWF (isolignes : -3m.s^{-1} entourant les pointillés, zéro et 3m.s^{-1} entourant les hachures) et cumul des précipitations observé par le produit RFE2 (couleurs). Valeurs journalières sur le mois de juin moyennées de 3°W à 32°E.*

17°N/17°E) la rendant donc propice au soulèvement d'aérosols.

La figure 4.7 montre l'évolution des vents méridiens et des précipitations sur le mois 2006 moyennés zonalement de 3°W à 32°E. A partir du 18 juin, le flux d'Harmattan perd de son intensité (inférieur à $3m.s^{-1}$ en moyenne journalière Fig 4.7). Cette diminution se produit au même moment que le saut de la dépression thermique (cf. section 4.1.2). A plus petite échelle temporelle le flux d'Harmattan peut être perturbé par les pulsations de mousson (zone pointillée Fig 4.7).

4.1.6 Zone de Convergence Inter-Tropicale :

Bien que le FIT soit placé très au sud en juin 2006, la ZCIT garde sa position climatologique autour de 5°N et ne montre pas d'anomalie significative sur les précipitations (ACMAD 2006). Toutefois, on observe moins de MCS apparaissant sur le Sahel en juin 2006 par rapport à la climatologie (Janicot et al. 2008b).

Localement, on observe plus fréquemment des MCSs se développant sur le Darfour (14°N/24°E) (précipitations > $8mm.jour^{-1}$, Fig 4.8a).

En dehors de la ZCIT, juin 2006 est caractérisé par une activité précipitante exceptionnelle au sud de l'Algérie (Fig 4.8a) avec un événement majeur du 8 au 13 juin (Fig. 4.7. Ainsi à Tamanrasset (22.5°N/5.3°E, Algérie), en juin 2006 il pleut plus que pendant la mousson (Cuesta et al. 2010). Cette anomalie peut être reliée à la mise en place de la dépression thermique au nord-ouest du Hoggar, entraînant une circulation cyclonique dont la branche sud remonte du sud-ouest (golfe de guinée) jusqu'au nord-est du Sahara (est de la Méditerranée). Ainsi, à l'ouest de 15°E, les vents de sud peuvent aller jusqu'à 29°N (Fig 4.6). Ces vents de sud proviennent de l'océan et créent une advection d'humidité du sud-ouest au nord-est. Sur le Sahel, l'air est encore très sec à cette époque et l'advection d'humidité très au nord se traduit par un brusque saut d'humidité. Cette masse d'air relativement humide est propice au déclenchement de la convection dans la région du Mont Hoggar. Toutefois, au voisinage de l'Harmattan, les masses d'air environnantes restent très sèches entraînant une évaporation des précipitations probablement très importante. La résultante est une convection profonde très faiblement précipitante à la surface (précipitations < $1mm.jour^{-1}$, Fig 4.8a). Cependant, elle est identifiable par une OLR[3] inférieure à $280W.m^{-2}$, signature de l'occurrence de systèmes convectifs (Fig 4.8b). Ces événements convectifs faiblement précipitants induisent cependant de forts courants de densité pouvant entraîner d'importants soulèvements d'aérosols.

Après le saut de mousson dynamique (autour du 25 juin 2006 cf. section 4.1.4), la remontée au nord du FIT s'accompagne généralement d'un déplacement des systèmes convectifs vers le nord. Or en 2006,

[3]Outgoing Longwave Radiation

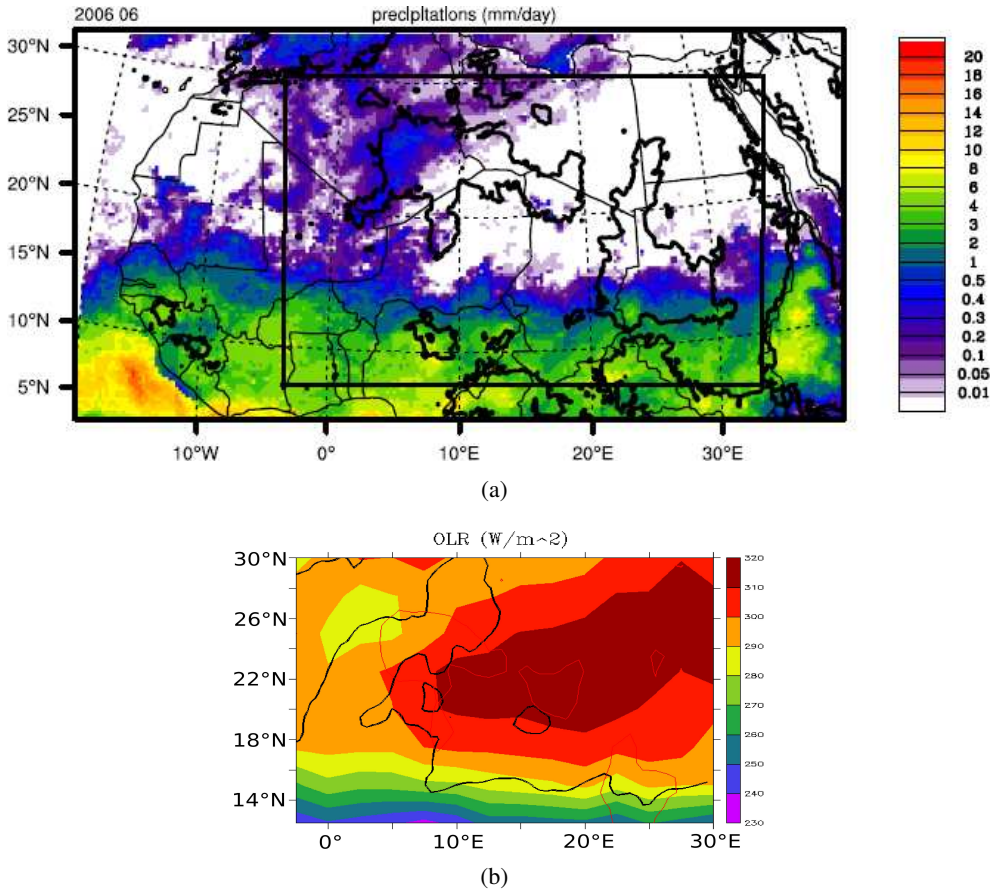


FIG. 4.8 – *(a) Précipitations du produit RFE2. (b) OLR du produit NOAA. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

on remarque la présence d'un acteur de grande échelle contrôlant fortement la convection en Afrique de l'ouest : l'activité de l'oscillation Madden-Julian en Inde et dans l'ouest du Pacifique (Matthews 2004, Mounier and Janicot 2004). Le 25 juin cette oscillation montre une augmentation de la divergence dans les hautes couches au niveau de l'Inde et de l'ouest du Pacifique, témoignant de l'activité convective de la mousson Indienne. Cette oscillation est caractérisée par un nombre d'onde 1, qui correspond à une réponse convergente au dessus de l'Afrique de l'ouest, inhibant la convection. La montée dynamique du flux de mousson le 25 juin ne s'accompagne donc pas d'un saut de mousson des précipitations (Fig 4.7). Après le 25 juin, l'inhibition de la convection entraîne une diminution des courants de densité sur le Sahel et donc un affaiblissement du soulèvement d'aérosols par ce processus. Sur le Sahel, les fortes précipitations commencent seulement le 5 juillet avec 10 jours de retard par rapport au saut de mousson dynamique.

4.1.7 Structure verticale moyenne en juin 2006 :

Nous analysons maintenant la structure verticale dans un plan méridien de l'écoulement moyenné zonalement dans la bande de longitude [3°W ;18°E] à l'échelle de tout le mois de juin 2006. Cette zone correspond à la localisation moyenne de la plume d'aérosols désertiques observée et simulés durant toute cette période et qui sera décrite dans la section suivante.

Vents zonaux :

Le JEA est habituellement maximal au mois de juin (Sultan and Janicot 2003). En juin 2006, il n'est pas très puissant et s'étend très au sud : dans la climatologie (1979-1999) il se situe entre 5°N et 13°N alors qu'en 2006 il s'étend jusqu'à l'équateur. Cet affaiblissement est consistant avec le faible gradient de température méridien en surface, principal moteur du JEA (cf. section 4.1.2). Par contre, après de saut de mousson dynamique (autour du 25 juin en 2006, cf. section 4.1.4), le centre du JEA passe de 10°N à 15°N,

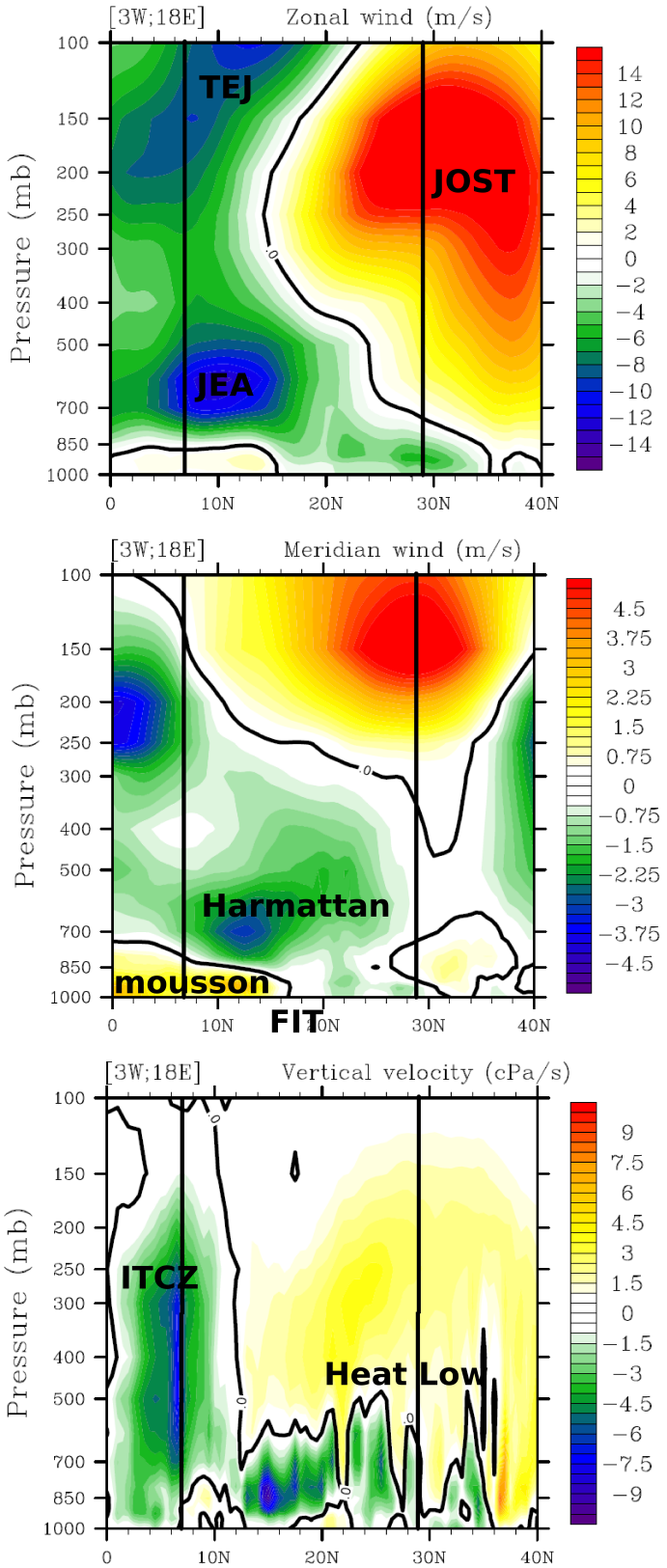


FIG. 4.9 – *Coupe verticale méridienne du (a) vent zonal (m/s), (b) vent méridien (m/s) et (c) vitesses verticales (Pa/s) des réanalyses de l'ECMWF, moyennées zonalement dans la bande [3°W ;18°E] et sur tout le mois de juin 2006. L'isoligne de vent nul est en noir. Les lignes noires verticales représentent les limites du domaine AROME.*

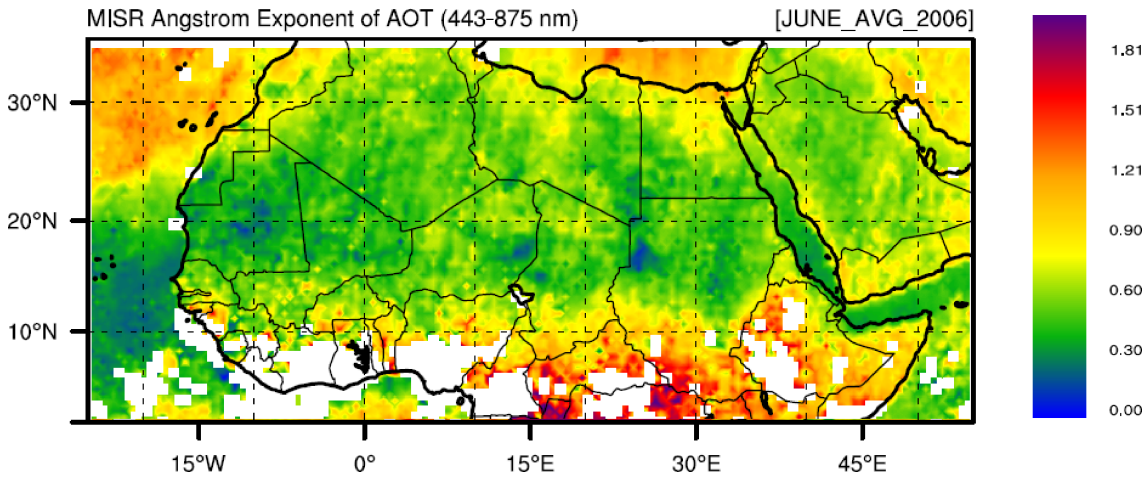


FIG. 4.10 – *Coefficient d'Angstrom du produit MISR moyenné sur juin 2006. D'après Malavelle et al. (2011))*

et sa partie nord atteint même par moments Tamanrasset (5,5˚E/22,8˚N, Algérie) (Cuesta et al. 2008).

Entre 6 et 16 km se trouve le JOST qui se déplace vers le nord en cette période. En juin 2006, il s'attarde sur le Mali, entraînant des vents d'ouest inhabituels en juin jusqu'à 20˚N (Fig 4.9a) (Cuesta et al. 2008). On observe ainsi des vents d'ouest entre 7 et 16 km à Tamanrasset Cuesta et al. (2008)).

Autour de 15km, le JET remonte vers le nord en cette période. En juin 2006 il est encore sur la zone guinéenne et reste faible. Cette configuration est cohérente avec une mousson Indienne faible pour sa partie ouest (Janicot et al. 2008a) puisque la mousson indienne est reconnu comme la source principale du JET. Fin juin on observe cependant le flanc nord du JET à Tamanrasset (Cuesta et al. 2008).

La force et la localisation de ces jets vont déterminer le transport des aérosols désertiques en altitude. Ils peuvent donc être transportés vers l'ouest par le JEA ou le JET vers l'Atlantique ou advectés par le JOST pour être redirigés vers le nord-est de l'Afrique voire vers l'Europe.

Vents méridiens :

Tandis que flux de mousson n'excède pas 800hPa, le flux d'Harmattan s'étend aisément jusqu'à 500hPa (Fig 4.9b) et passe au dessus du flux de mousson au sud du FIT. On peut donc s'attendre à ce qu'une grande quantité de poussières désertiques contenues dans le flux d'Harmattan soit transportée par celui-ci au dessus du flux de mousson.
Par ailleurs on remarque un vent méridien moyen positif au dessus de 26˚N (Fig 4.9b). Cette anomalie de vent correspond à la remontée très au nord du flux de mousson à l'ouest de 15˚E entraînant une moyenne positive sur la bande de longitude considérée [3˚W ;18˚E].

Vitesses verticales :

L'ITCZ située à 5˚N, force des structures d'ascendances jusqu'à des altitude de 200hPa (Fig 4.9c). Notons également que l'ITCZ correspond à une forte divergence du vent méridien dans la haute troposphère (Fig 4.9b)
Au nord de l'ITCZ, au-dessus de 500hPa se trouve la zone subsidente de la branche nord de la cellule de Hadley. Cette zone de subsidence à tendance à contenir les poussières désertiques en dessous de 500hPa. Tandis qu'en dessous on retrouve la partie ascendante de la dépression thermique ayant tendance à maintenir les aérosols en suspension dans l'atmosphère (Fig 4.9c).

4.1.8 Aérosols :

Nous résumons ci-dessous les grandes caractéristiques de la distribution des aérosols telle qu'elle est observée en juin 2006.

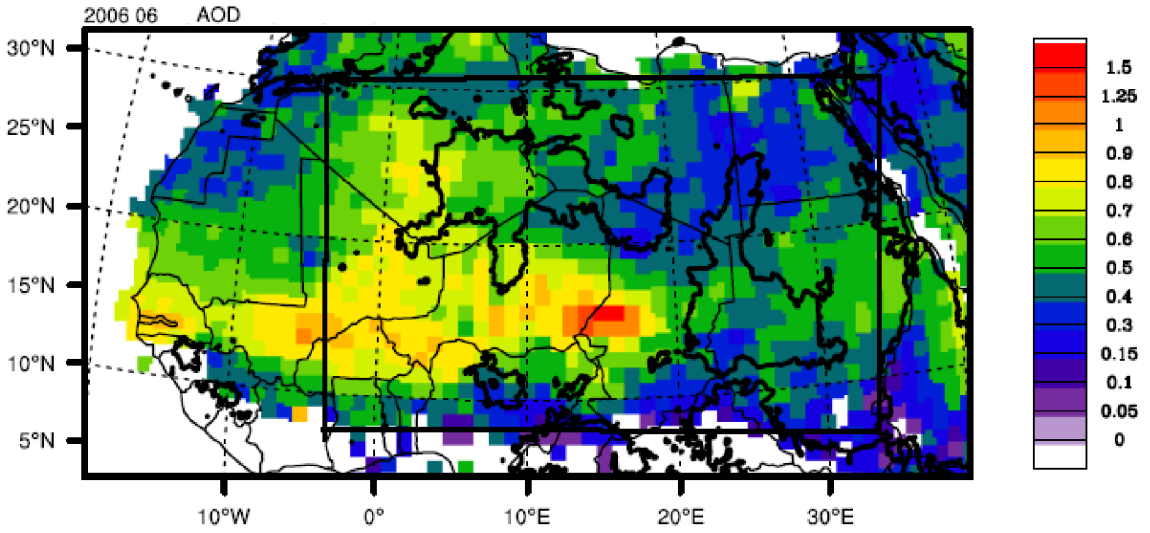


FIG. 4.11 – *AOD du produit Deep Blue. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

Distribution horizontale :

Durant le mois de juin, d'autres types d'aérosols peuvent apparaître. Par exemple, les carbones suie peuvent avoir un effet radiatif important. En juin 2006, le coefficient d'Angström ne dépasse pas 0.5 sur l'Afrique de l'ouest (Fig 4.10). Cette valeur indique que les particules d'aérosol sont grossières (comme les poussières désertiques). On peut donc supposer que les fortes valeurs d'AOD obtenues en juin sont principalement dues aux poussières désertiques dont l'Afrique de l'ouest est la plus grande source mondiale.

Les produit Deep Blue et MISR nous permettent d'estimer l'AOD sur des zones désertiques (Fig 4.11). En moyenne sur le mois de juin 2006 il apparaît une large zone avec un AOD supérieur à 0.9 s'étendant de l'ouest du Darfour à la façade Atlantique de l'Afrique de l'ouest et remontant sur l'ouest du Hoggar. Sur le nord de l'Afrique de l'Ouest, de telles valeurs mensuelles d'AOD sont rarement dépassées dans l'année.

Le produit Deep Blue localise un fort pic d'AOD à 1.5 en moyenne sur Juin (16°N/15°E) légèrement à l'ouest de la zone du Bodelé (Fig 4.11). Ce décalage entre le maximum d'épaisseur optique et la zone d'émission d'aérosols la plus probable peut s'expliquer par la difficulté des satellites à faire la distinction entre l'albédo des poussières désertiques soulevées et l'albédo d'un sol sableux (cf. chapitre 2.2).

A l'ouest de 10°E, on trouve deux branches de forts AOD, vers le Nord et vers l'Ouest avec des maximum locaux dépassant 1 (Fig 4.11). Il est peu probable que la seule advection des poussières issues de la zone source du Bodelé puisse expliquer la structure de ce panache et ces maximum locaux. Par la suite une analyse plus poussée permettra d'identifier les différent mécanismes contribuant à former cette distribution spatiale des aérosols désertiques, au mois de juin 2006, avant l'établissement de la mousson sur le Sahel.

Au sud de 10°N, l'AOD ne dépasse pas 0,3 (Fig 4.11) sans doute en relation avec la convection associée à la ZCIT ($\sim$ 5°N) agissant comme un puits d'aérosols par lessivage.

La zone à l'est du Darfour montre un AOD moins fort ($\sim$0.7 Fig 4.11) qui correspond principalement à des émissions plus faibles localement et à l'éloignement des sources de poussières situées généralement dans la péninsule Arabique d'où un transport sur une longue distance.

Distribution verticale :

Seule des mesures lidar sur satellite peuvent fournir une estimation globale de la distribution verticale des poussières désertiques. Cependant en juin 2006 nous ne disposons d'observations CALIPSO que sur quelques courtes périodes. Pour cette analyse qualitative globale, nous avons donc utilisé les observations

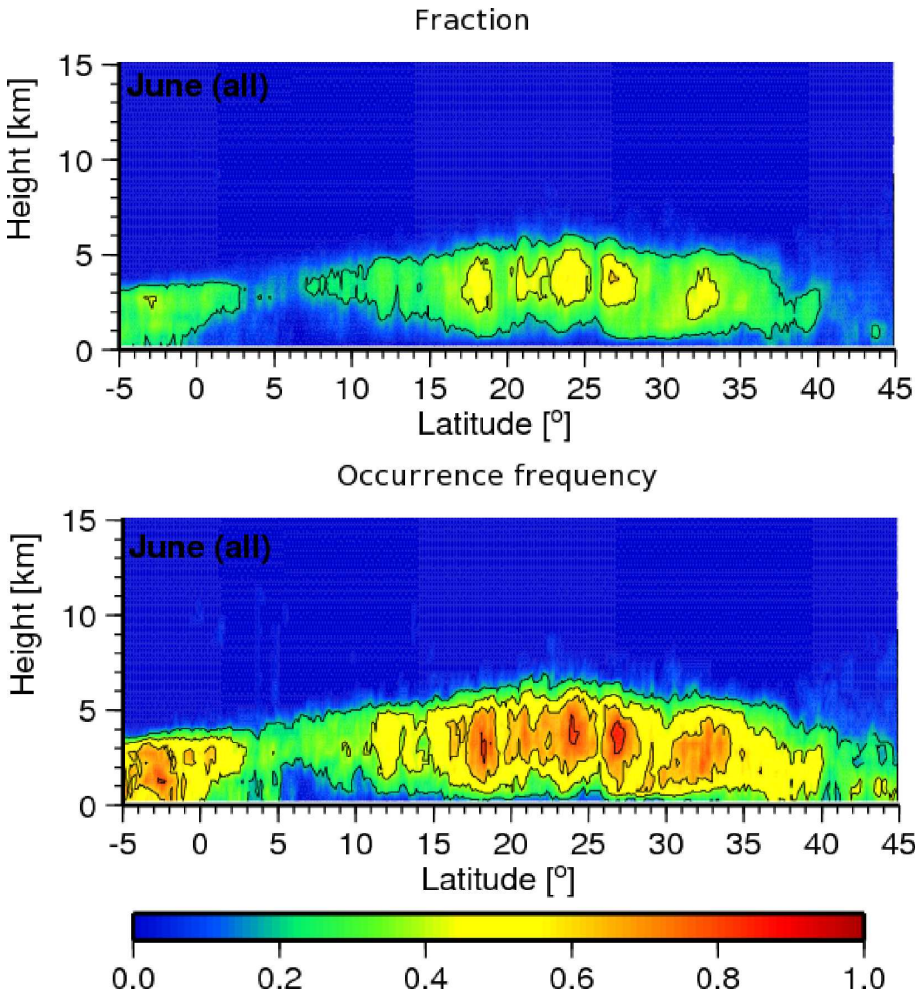


FIG. 4.12 – *Coupe verticale méridionale de la fréquence d'occurrence moyenne d'une fraction d'aérosols supérieure à 3% (à gauche) et la moyenne de la fraction d'aérosols (0,01%) (à droite). Valeurs observées par CALIPSO à 1h30 du matin et du soir. Valeurs moyennées zonalement sur les fauchées entre 10°W à 10°E sur l'ensemble du mois de juin 2008. D'après D. Bouniol et Reading.*

CALIPSO de tout un mois de juin 2008, année assez proche de 2006 pour l'intensité du panache de poussières désertiques et la météorologie en juin (communication personnelle de D. Bouniol). La figure 4.12 présente la coupe verticale méridienne moyennée entre 10°W et 10°E de la fraction d'aérosols et de la fréquence d'occurrence moyenne sur l'ensemble du mois de juin 2008.
Les aérosols apparaissent confinés dans les 3 à 6 premiers kilomètre de l'atmosphère.

Dans le Golfe de Guinée (au sud de 5°N) on note une couche d'aérosols avec une forte fréquence d'occurrence mais une faible fraction moyenne (il y a donc souvent des aérosols mais en faible quantité). Cette couche s'étend jusqu'à la surface sur une épaisseur de 3-4 km. Le fort coefficient d'Angström (Fig 4.10) suggère une nature plus fine de ces aérosols.

La région la plus riche en aérosol désertique se situe sur le continent entre 16°N et la côte méditerranéenne ($\sim$ 35°N). Elle atteint son maximum d'épaisseur (6 km) au niveau de la dépression thermique entre 19 et 26°N. La subsidence de la cellule d'Hadley coiffant la dépression thermique au dessus de 5km (Fig 4.9c) limite l'extension verticale de ce panache de poussière. En revanche, au dessous l'ascendance moyenne et la convection sèche dans l'intense couche limite (CL) saharienne permettent le transport vertical des poussières et un fort mélange dans la couche limite (Fig 4.12). Notons cependant que la couche de poussière culmine au-dessus (6 km) de la couche limite Saharienne (4-5 km), ce que nous tâcherons d'expliquer à l'aide des simulations.

En basses couches au niveau de la dépression thermique (entre 19°N et 26°N), la concentration d'aérosol est faible de 10°W à 10°E (Fig 4.12). Les zones sources d'aérosols n'étant pas principalement situées

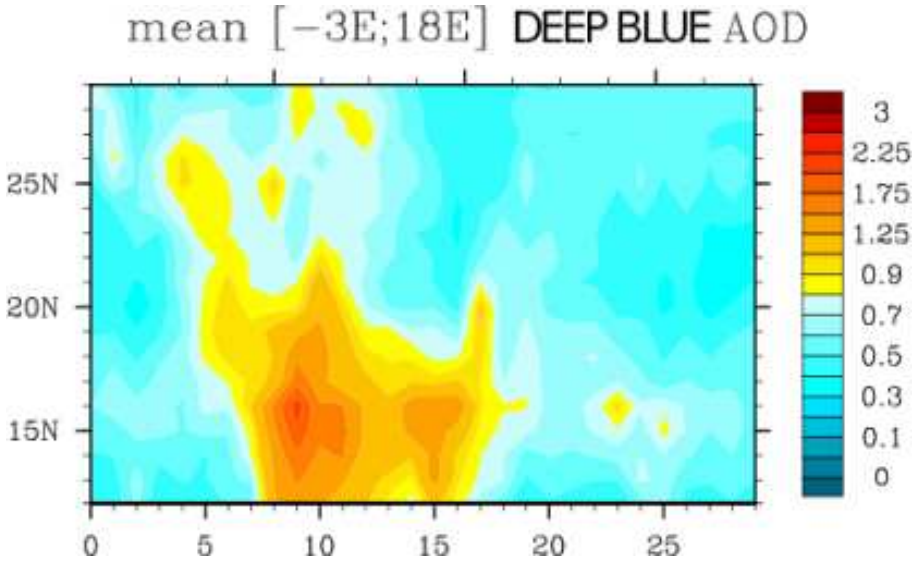


FIG. 4.13 – *Diagramme temps-latitude de l'AOD journalier observée par le produit Deep Blue. Valeurs moyennées zonalement de 3°W à 18°E sur le mois de juin 2006.*

dans cette zone, le transport des poussières vers le sud-ouest en juin semble se faire principalement au dessus de 925hPa.
Au nord de la dépression thermique (∼26° à ∼35°N) entre le Hoggar et l'Atlas, la couche de poussière est moins épaisse. Cette forte concentration en basses couches est en rapport avec une couche limite moins épaisse et des soulèvements importants de poussières dans cette région.
Sur le flanc sud de la dépression thermique (16-19°N) à proximité du FIT, la concentration en poussières reste très importante et proche de la surface. Cette recrudescence d'aérosols peut provenir de la source du Bodelé se trouvant juste à l'est du domaine.

Initialement confinées au sein de la couche limite Saharienne, les poussières désertiques sont ensuite transportées plus au sud. Au niveau du FIT (∼16°N) elles sont surélevées et passent au dessus du flux de mousson. Ainsi, la concentration d'aérosols tend vers zéro entre la surface et 850hPa (sommet du flux de mousson), (Fig 4.12).
Entre le FIT (∼16°N) et la ZCIT (∼5°N), le panache de poussières s'affaisse et perd de son intensité sans doute par lessivage au fur et à mesure que la fréquence de la convection précipitante augmente.

Pour finir, notons que le maximum d'intensité du panache de poussières entre 19°N et 26°N dans la dépression thermique détecté par CALIPSO en 2008 (Fig 4.12 est aussi observé par le produit AOD de MISR en 2006 mais n'est pas observé par l'estimation Deep Blue plaçant le maximum du panache sur la bande Sahélienne (Fig 4.11). Ceci traduit l'extrême difficulté à détecter les poussière sur des zones désertiques à fort albédo, ce qui nous incitera à beaucoup de prudence lorsque on confrontera les résultats de simulation avec les restitutions satellitales.

Distribution temporelle :

La figure 4.13 montre l'évolution sur tout le mois de juin 2006 du profil méridien moyen de l'AOD estimé par le produit Deep Blue. La nette réduction de cette estimation de l'AOD au nord de 16°N traduit la sous estimation en lien avec les forts albédos de surface (voir section précédente).

Ce mois est caractérisé par une série d'événements de poussières désertiques particulièrement intenses avec des AOD dépassant 0.9 en moyenne de 3°W à 18°E sur la période du 3 au 18 juin. Cette période est due à un enchaînement de phénomènes entraînant un fort soulèvement d'aérosols (systèmes convectifs, cold surges, jets nocturnes, etc). Après le 18 juin, la convection profonde est moins active et le flux d'Harmattan est plus faible. Les émissions de poussières désertiques sont par conséquent moins intenses et l'AOD moyen de 3°W à 18°E ne dépasse pas 0.7 (Fig 4.13).

période	événement	initiation et déplacement	AOD
01-04	Large courant de densité (évaporation des pluies avant d'atteindre le sol) (Knippertz et al. 2007, Kahn et al. 2008, Heinold et al. 2008, Reinfried et al. 2009)	Atlas –> sud-ouest	1.75
05-06	Convection profonde (Flamant et al. 2007; 2009) et intrusion d'air sec	Tillabéri –> nord-ouest	2.25
08-11	Cold surge (le 8 une anomalie de -2,9˚C à 30˚N se propage jusqu'à 17.5˚N le 11 avec une anomalie de -0.2˚C) (Vizy and Cook 2009)	Qattarah –> sud-ouest	4
09-14	Jets nocturnes (Flamant et al. 2009)	Bodelé –> ouest	4
11	Convection profonde (Crumeyrolle et al. 2010)	Togo –> ouest	3.25
12	Convection profonde (Crumeyrolle et al. 2010)	Ilorin –> ouest	3
13	Convection profonde (Crumeyrolle et al. 2010)	Djougou –> ouest	2
14-17	Cold surge (le 14 une anomalie de -4,7˚C à 30˚N se propage jusqu'à 17.5˚N le 17 avec une anomalie de -2,5˚C) (Vizy and Cook 2009) et intrusion d'air sec extra-tropical (Janicot et al. 2008a)	Qattarah –> sud-ouest	3.5
17	Convection profonde (Slingo et al. 2008)	Niamey –> ouest	1.75
19-23	Onset dynamique et convection sèche (Janicot et al. 2008a)	Hoggar et Bodelé	1.5
25	Intrusion d'air sec extra-tropical (Janicot et al. 2008a, Cuesta et al. 2010)	Bodelé –> ouest	2.5

TAB. 4.1 – *Événements de poussières de juin 2006 ayant été étudiés, avec en résumé quelques caractéristiques en terme de processus en jeux, d'intensité (AOD moyen observé), de localisation, ainsi que les références aux publications.*

Le tableau 4.1 répertorie les principaux événements de poussières de juin 2006 documentés par la SOP1 d'AMMA qui ont fait l'objet d'études détaillées à partir de cette riche base d'observations et de simulations spécifiques. Ce tableau résume quelques caractéristiques de ces événements en terme de processus en jeux, d'intensité, de localisation ainsi que les références aux publications. La période de forte activité du 5-17 juin correspond effectivement à des évènements AOD moyens entre 2 et 4.

La figure 4.14 montre le produit « aérosol » de Météosat 8 à 1200 UTC pour tous les jours du mois de juin 2006. On peut ainsi identifier la série d'événements contribuant à former un intense panache de poussières à l'échelle du mois. Les poussières désertiques (en rose) sont clairement localisées sur les zones désertiques au nord du 15˚N dont certaines associées à des évènements convectifs provenant les latitudes tempérées. Les événements sont plus faibles en fin de période. Par ailleurs la ZCIT est clairement identifiée au sud par les masses convectives (en rouge).

Pour résumer, le mois de juin 2006 rassemble des conditions idéales pour étudier l'interaction aérosol-convection, objectif principal de cette thèse. En effet, d'une part l'anticyclone de Libye particulièrement intense cette année là induit un fort flux d'Harmattan à l'est permettant d'atteindre des valeurs d'épaisseur optique équivalentes au mois le plus productif en terme de soulèvement d'aérosols (mars). D'autre part, le déplacement vers l'ouest de la dépression thermique Saharienne entraîne dans sa circulation cyclonique la remontée particulièrement nord du flux de mousson permettant l'occurrence de nombreux systèmes convectifs sur l'ouest du Sahel. La combinaison de ces conditions particulières augmente l'activité convective et la quantité d'aérosols ; situation favorable à l'étude des interactions entre convection profonde et aérosols.

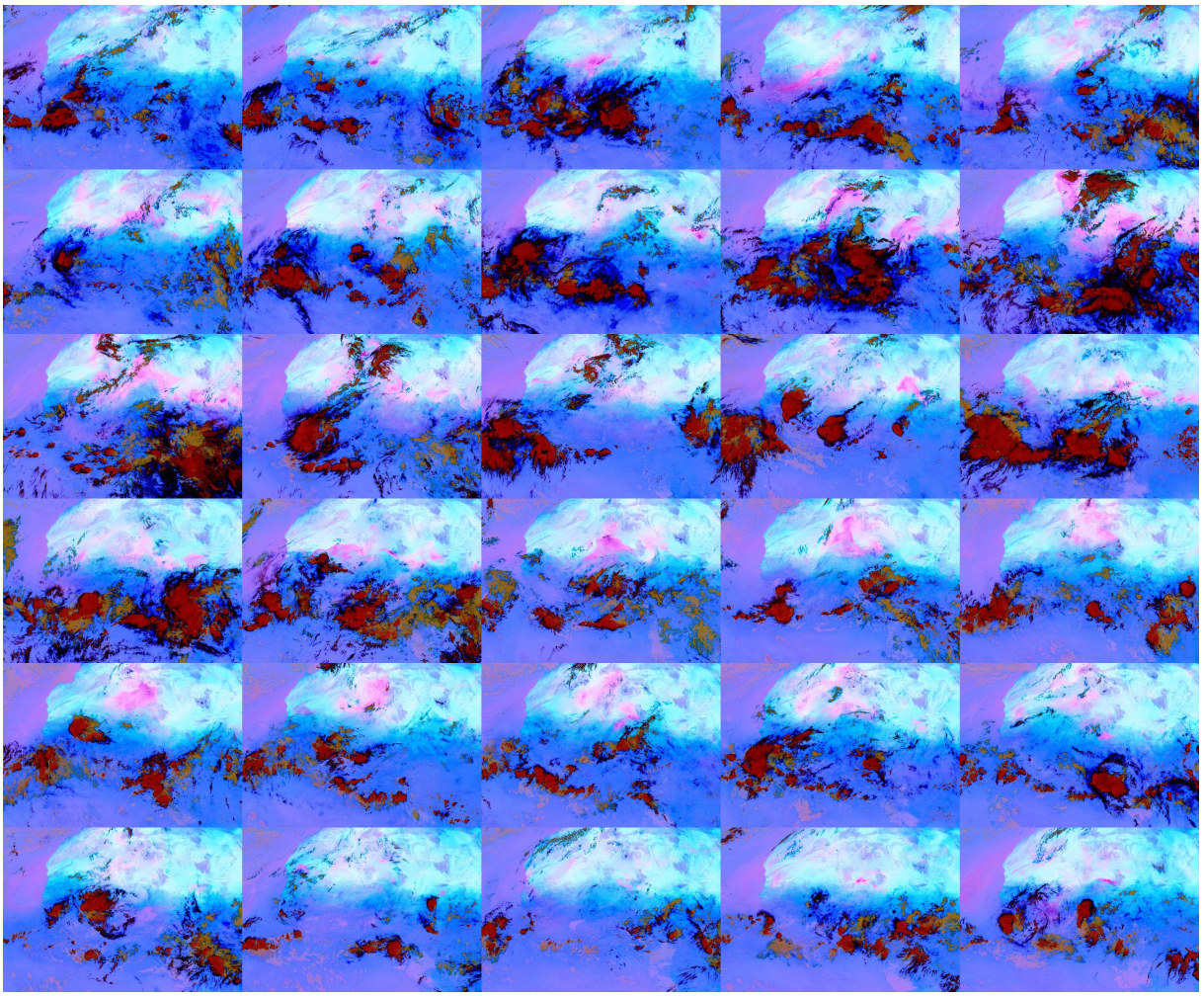


FIG. 4.14 – *Progression journalière à 12h du 1er au 30 Juin 2006 (de gauche à droite) des produits du satellite Meteosat 8 avec en rose les poussières désertiques, en bleu la vapeur d'eau, en rouge la convection profonde, en noir les nuages hauts et fins et en marron les nuages bas et fins. D'après RADAGAST (voir e.g. Slingo et al. (2006b)).*

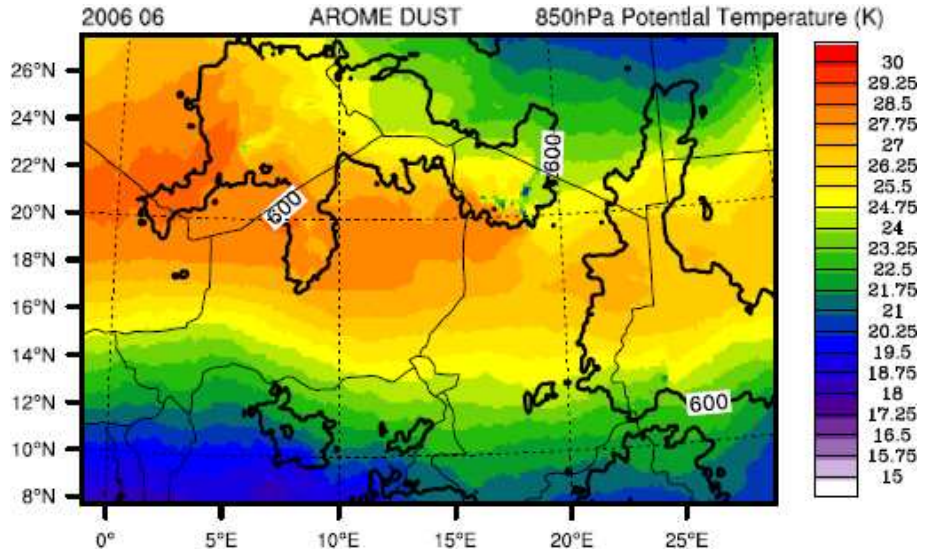


FIG. 4.15 – *Température potentielle moyenne à 850hPa en juin 2006. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

4.2 Caractéristiques générales et évaluation de la simulation de référence

L'objectif principal de ce dernier chapitre est d'étudier le couplage entre les poussières et l'atmosphère via le rayonnement (effets semi-directs) sur l'ensemble du mois de juin 2006. Notre approche s'appuie sur un ensemble de 2 simulations à haute résolution (5 km) avec (DUST) et sans (CTRL) couplage avec les aérosols. La simulation CTRL prend en compte des tables de coefficients d'extinction de la climatologie de TEGEN pour 6 classes aérosols (urbain, volcanique, continental, maritime, désertique, stratosphérique). En revanche, la simulation DUST, recalcule les propriétés optiques des poussières désertiques explicitement calculées par le modèle. Pour les autres classes d'aérosols, la simulation DUST utilise la climatologie de Tegen. Après avoir présenté dans la section 4.1 précédente les caractéristiques du mois de juin 2006, cette section 4.2 présente les caractéristiques générale de la simulation DUST et son évaluation par rapport aux observations disponibles.

4.2.1 Dépression thermique

L'intensité ($\sim$ 30°C) et la position moyenne (ouest du Hoggar) de la température potentielle simulée à 850hPa (Fig 4.15) est très proche des réanalyses de l'ECMWF (Fig 4.2). Une bonne estimation de ce paramètre est très encourageante pour le réalisme de la simulation puisque la dépression thermique qu'il caractérise est un acteur essentiel de la mousson africaine.

Les figures 4.16a et b illustrent l'évolution de la température à deux mètres sur le domaine AROME. La comparaison avec la réanalyse du CEPMMT (Fig 4.4a et b) n'est pas directe car le domaine AROME n'englobe pas toute la dépression thermique mais elles donnent une bonne estimation de son évolution. En effet, le déplacement du centre de la dépression thermique vers le nord-ouest et le saut de température observé autour du 18 juin sont reproduits. En parallèle la figure 4.16c montre une augmentation de la pression de surface (+$\sim$2 hPa) traduisant un affaiblissement de la dépression thermique en juin 2006 en accord avec la réanalyse (Fig 4.4c).

4.2.2 Front Inter-Tropical, flux de mousson et d'Harmattan

En moyenne la position du FIT autour de 16°N est bien représentée (Fig 4.17 versus ECMWF de la Fig 4.3). La bonne prévision de cette limite est déterminante dans la prévision du transport des poussières désertiques par le flux d'Harmattan vers le sud et la prévision de leur point de passage au dessus du flux

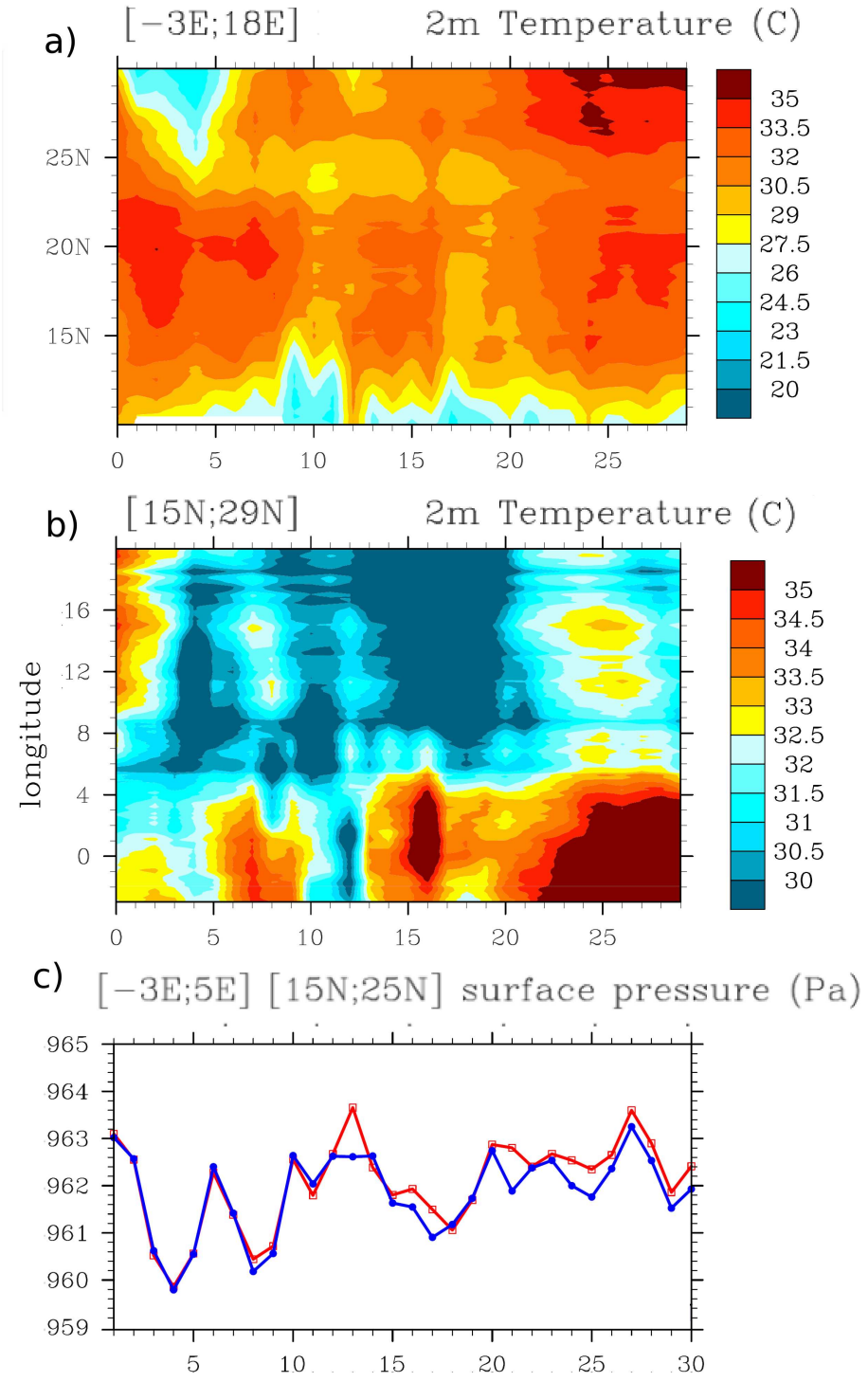


FIG. 4.16 – *(a) Diagramme latitude-temps de la température à 2m (˚C) moyennée sur les longitudes [3˚W ;18˚E]. (b) Diagramme longitude-temps de la température à 2m (˚C) moyennée sur les latitudes [15˚N ;29˚N]. (c) Série temporelle de la pression de surface (hPa) moyenné sur le domaine [15˚N ;25˚N] [3˚W ;5˚E] (en rouge). Valeurs en moyennes journalières à partir de la simulation AROME DUST (sauf pour la courbe bleu figure (c) qui correspond à la simulation CTRL).*

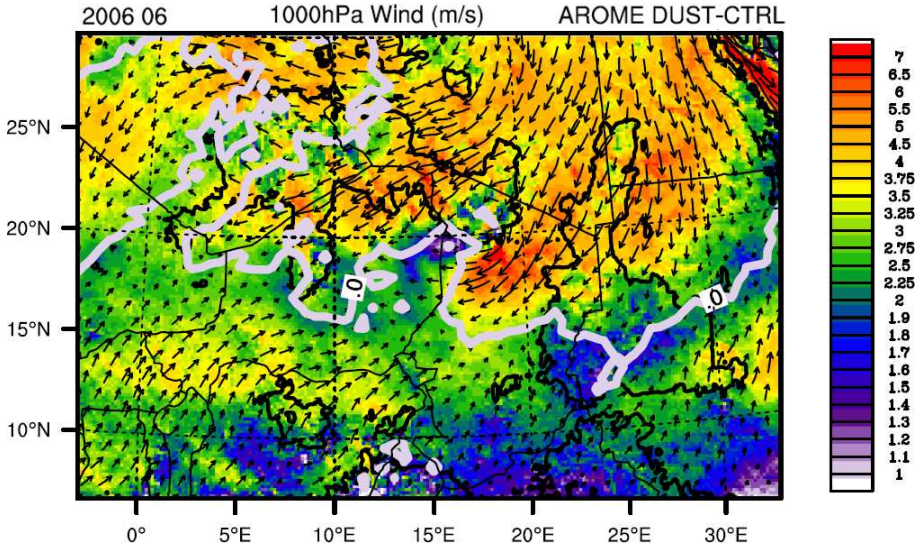


FIG. 4.17 – *Module du vent à la surface simulé par AROME DUST (m/s). Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

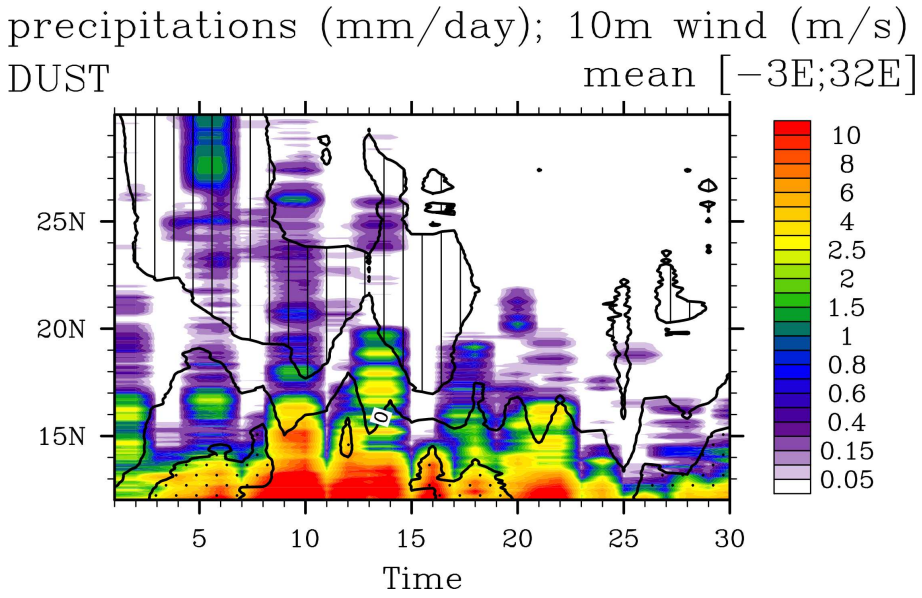


FIG. 4.18 – *Diagramme temps-latitude du vent méridien (isoligne de vent nul, en rayé vent dépassant -3m/s et en points vent dépassant 3m/s) et cumul des précipitations (couleurs). Valeurs journalières simulées par AROME DUST sur le mois de juin moyennées de 3°W à 32°E.*

de mousson.

A l'ouest de 10°E, les vents de sud remontent jusqu'à 29°N entraînés par la dépression thermique à l'ouest du Hoggar (Fig 4.17 versus Fig 4.6). La bonne représentation de cette anomalie est cruciale pour l'advection d'humidité sur le Hoggar, indispensable pour la prévision des systèmes convectifs sur celui-ci.

La figure 4.17 du vent de surface illustre l'apport de la haute résolution permettant de simuler l'effet du relief à fine échelle avec des accélérations locales pouvant jouer un rôle important pour soulever les poussière. Cependant les structures de l'écoulement à plus grande échelle de la réanalyse (Fig 4.6) sont parfaitement reproduites par la simulation DUST. A l'est de 10°N, l'intensité des vents de surface dans le flux d'Harmattan atteint des valeurs réalistes de $7 m.s^{-1}$. Notons la canalisation et l'accélération du flux d'Harmattan entre le Darfour et l'Air, propice aux soulèvements de poussières désertiques.

L'évolution des vents méridiens à la surface représentés sur la figure 4.18 retrace correctement les principales pulsations de mousson et particulièrement le retard atypique du saut de mousson en 2006 (versus Fig 4.7).

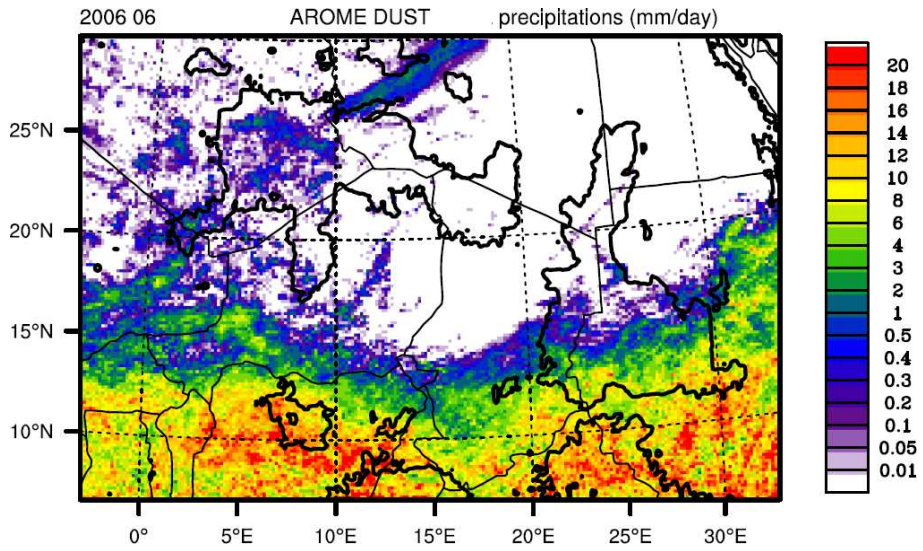


FIG. 4.19 – *Précipitations simulées par AROME DUST ($mm.jr^{-1}$). Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

L'affaiblissement du flux d'Harmattan après le 18 juin est bien reproduit (Fig 4.18 versus Fig 4.7). Cet affaiblissement présage une diminution du soulèvement de poussières désertiques par ce processus.

4.2.3 Zone de Convergence Inter Tropicale

AROME simule correctement la localisation des précipitations associées à la ZCIT à l'échelle du mois de juin 2006 ainsi que sa limite nord ($\sim$ 12°N) sur le Sahel. Par contre il surestime fortement (rapport dépassant 2) leur intensité : les maxima dépassent les $20mm.jr^{-1}$ (Fig 4.19) alors qu'elles atteignent $10mm.jr^{-1}$ dans les estimations du produit RFE2 (Fig 4.8). Ce biais déjà bien identifié pour les fortes précipitations convectives sur l'Afrique, semble relié au schéma d'advection semi-lagrangien utilisé à haute résolution (cf. Chapitre 2.3). Il est actuellement étudié pour remédier à ce problème.

Au nord de 12°N dans le Sahel et le Sahara dans la zone du panache de poussières désertiques, la représentation des précipitations moyennes est très réaliste. La limite nord des précipitations et les événements convectifs sur le Hoggar ont la bonne intensité et sont bien placés (Fig 4.19 versus Fig 4.8). Une analyse détaillée des simulations montre qu'AROME représente correctement la séquence d'événements intenses sur le Hoggar autour du 10 juin 2006 (Fig 4.18 versus Fig 4.7). Cette période est suivie d'une période de calme en terme de précipitations. Ainsi, AROME représente bien le retard atypique du saut de mousson en juin 2006.

En conclusion, malgré les limites actuelles d'AROME surestimant les précipitations dans la ZCIT lessivant ainsi beaucoup trop les aérosols dans cette zone, AROME a un bon comportement au nord de 12°N dans la zone du panache de poussières désertiques. Ces simulations sont donc utilisées par la suite pour étudier les mécanismes de formation et de transport des poussières sur le Sahel et le Sahara, et leur couplage avec l'atmosphère et plus particulièrement la convection qui reste très peu précipitante. Les analyses des simulations qui suivent se concentrent sur le panache de poussière donc sur domaine limité au sud à 12°N.

4.2.4 Structure verticale

La position et l'intensité des jets est réaliste (Fig 4.20a versus Fig 4.9a) ce qui est crucial pour le transport zonal des poussières désertiques. On retrouve entre autre l'anomalie du JOST beaucoup sud cette année là.

La structure verticale des vents méridiens est aussi bien représentée (Fig 4.20b versus Fig 4.9b). On notera l'anomalie de vent de sud au nord de 25°N due à la remontée du flux de mousson sur le Hoggar.

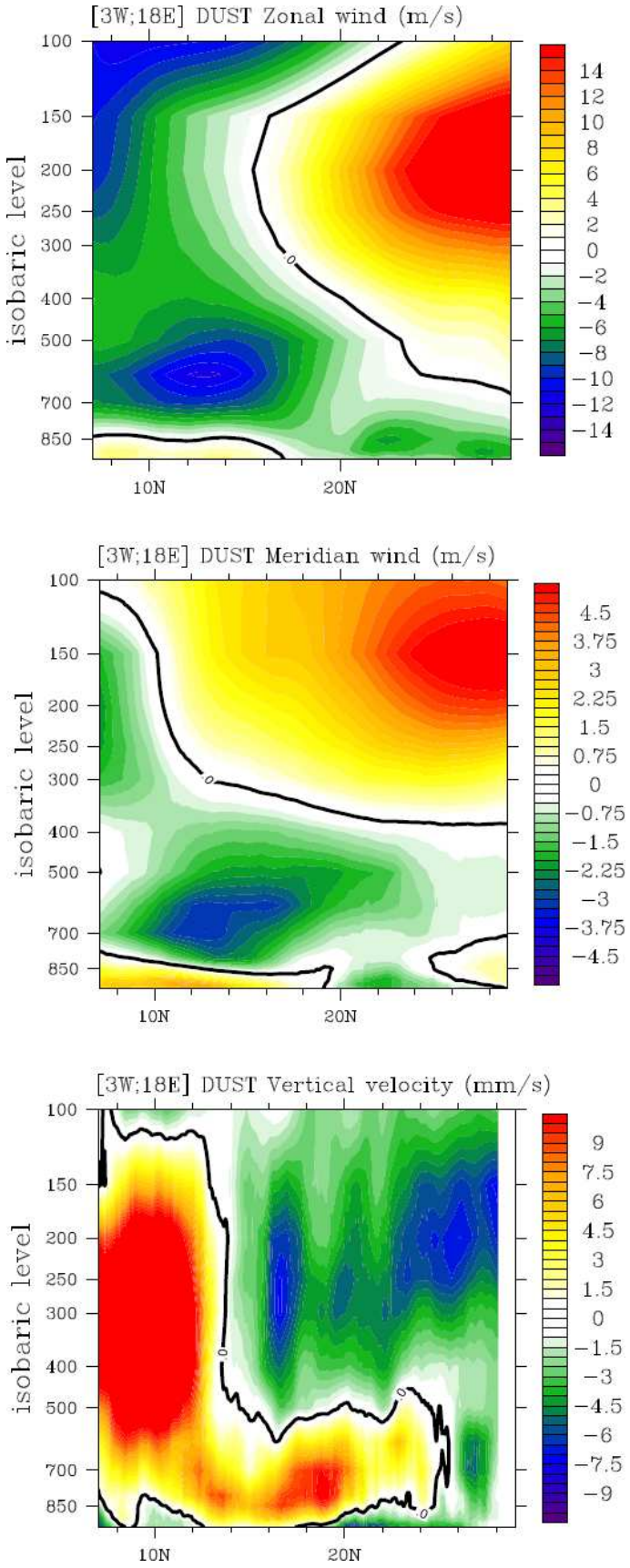


FIG. 4.20 – *Coupe verticale méridienne du (a) vent zonal (m/s), (b) vent méridien (m/s) et (c) vent vertical (mm/s), simulés par AROME DUST, moyennés zonalement sur la bande [3°W ;18°E] et sur tout le mois de juin 2006. L'isoligne de vent nul est en noire.*

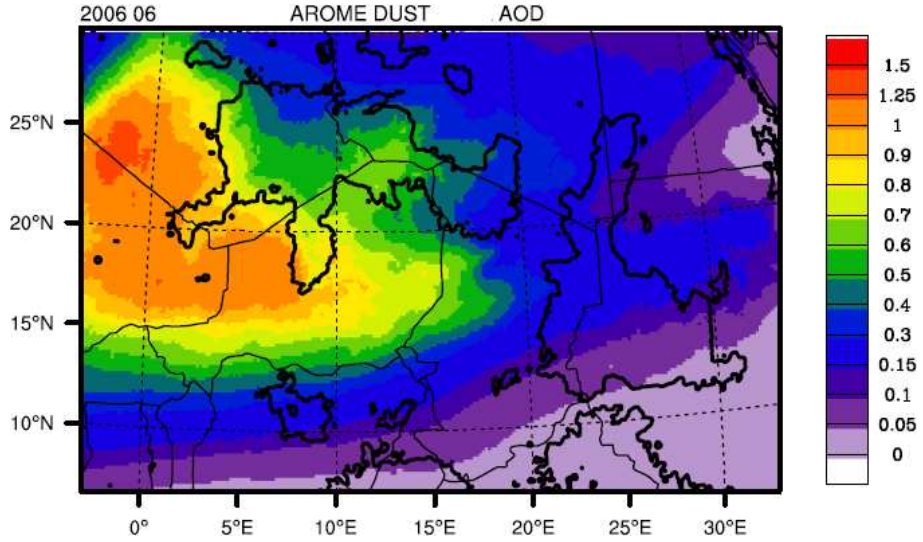


FIG. 4.21 – *AOD simulé par AROME DUST. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

Enfin, la vitesse verticale illustre la structure verticale classique de la dépression thermique avec l'ascendance de grande échelle (jusqu'à 1 cm/s) dans la couche limite saharienne surmontée au-dessus de 500 hPa par la subsidence (-0.5 cm/s) de la cellule directe d'Hadley (Fig 4.20c versus Fig 4.9c).

4.2.5 Poussières désertiques

Distribution horizontale

La structure et la localisation du panache de poussières simulé par AROME à l'échelle du mois sont réalistes comparés au produit Deep Blue (Fig 4.21 versus Fig 4.11). La simulation donne une image précise des poussières qui sont clairement concentrées sur les flancs sud à est des massifs du Tibesti, Aïr et Hoggar. La comparaison quantitative avec Deep Blue est difficile puisque ce type de produit satellite a du mal à détecter les aérosols sur les surfaces à fort albédo. AROME trouve ainsi un panache moyen plus intense (1,1) que Deep Blue (0,8) particulièrement à l'ouest du Hoggar (supérieur à 1,5). Ce fort maximum simulé semble cohérent avec la structure méridienne estimé par Calipso (4.12) suggérant un fort maximum d'extinction et d'épaisseur à ces latitudes (22-26°N). La distribution spatiale de Deep Blue suggère cependant une sous-estimation par AROME des poussières en aval de la source du Bodelé (0,8 contre 1,5). De plus Arome simule très peu de poussières à l'est de 20°E (4.21 alors que Deep Blue indique un AOD plus faible mais non négligeable de $\sim$0,5. Ceci semble en partie relié à la condition limite à la frontière qui est en amont du domaine de simulation car elle prescrit un flux pratiquement nul d'aérosol.

Comparaison avec le réseau d'observation Aeronet

Pour aller plus loin dans l'évaluation de la qualité de la simulation des poussières par AROME, nous utilisons maintenant les AODs fournis par les stations Aeronet permettant une évaluation de l'évolution des AOD fourni par AROME. A cette fin la Figure 4.22 compare les évolutions de l'AOD simulé et observé sur l'ensemble du mois de juin 2006 à la localisation de 7 stations ARONET du domaine de simulation. Les observations ne sont possibles que le jour et correspondent (croix) alors qu'AROME fournit des données en continu à la fréquence de 3h (trait continu).

Pour les 5 sites situés au nord du 12°N, AROME reproduit correctement l'évolution de l'AOD et son intensité ainsi que la série d'événements intenses dans la période du 3 au 18 juin. Notons plus particulièrement la capture de l'évènement extrême à Tamanrasset les 11-12 juin (AOD max de 4). Hélas l'absence d'observation à Agoufou mi-juin, empêche de détecter cet événement qu'AROME simule aussi à cette localisation. Cependant l'évolution à Cinzana est sous-estimée d'un facteur 2. Mais cela peut être dû à l'hétérogénéité naturelle du panache et donc au manque représentativité spatiale des mesures ponctuelles.

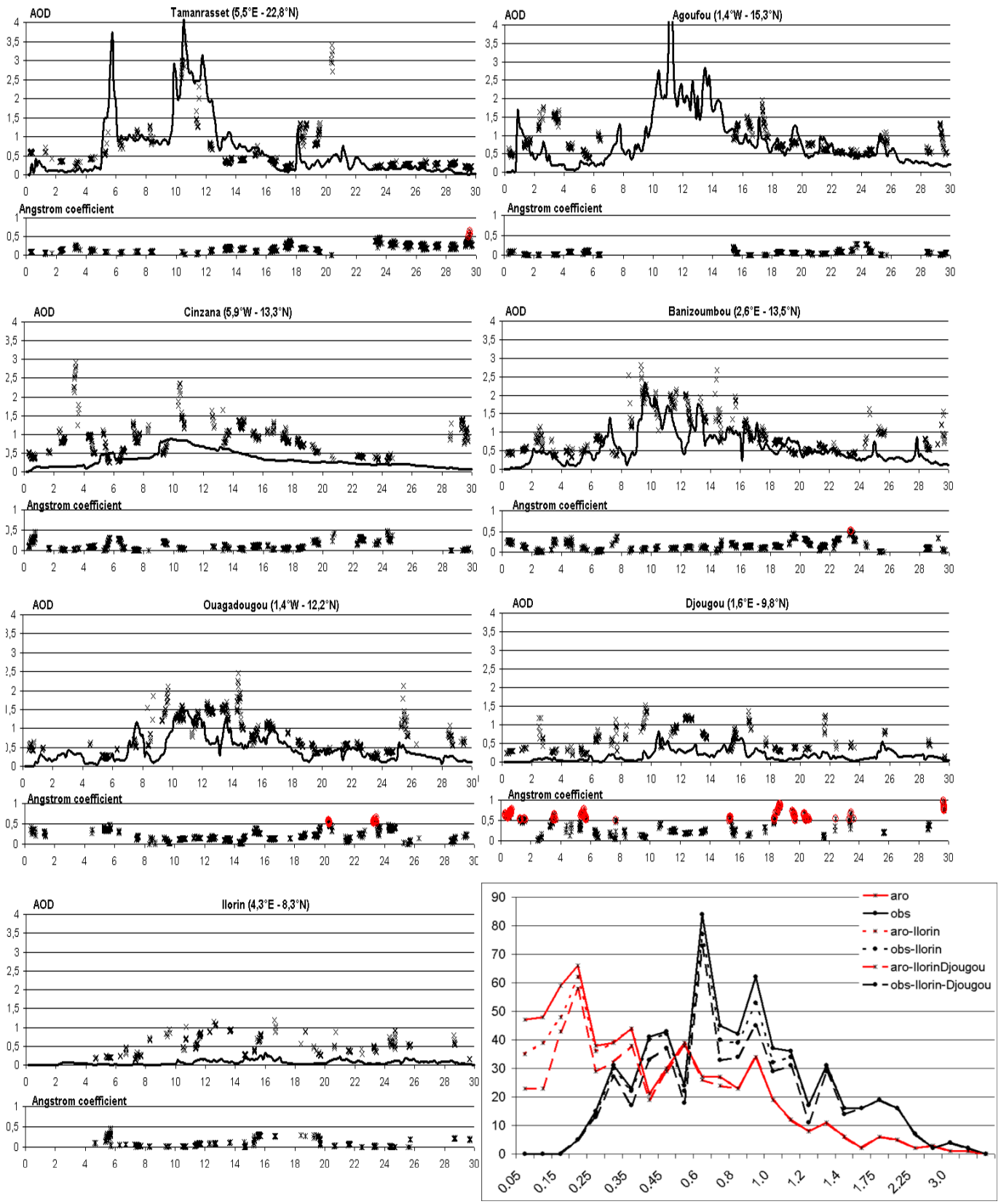


FIG. 4.22 – *Evolution temporelle sur le mois de juin 2006 pour les 7 stations Aeronet du domaine simulé : de l'épaisseur optique des aérosols mesuré par Aeronet à 440mm (étoiles noires) et simulé par AROME DUST (trait continu), et coefficient d'Angstrom mesuré par Aeronet (étoiles noires). Les ronds rouges représentent les valeurs au dessus de 0.5 qui correspondent à des particules plus petites. Le dernier graphique représente la distribution en nombre d'occurrence de l'épaisseur optique des aérosols mesuré par Aeronet (lignes noires) et simulé par AROME DST (échantillonné sur les données Aeronet) (lignes rouges). Les distribution en pointillés correspondent aux distributions sans les stations au sud de 12°N (Ilorin et Djougou).*

Au sud du 12°N (Djougou et Ilorin) AROME sous-estime nettement l'AOD. Les raisons peuvent être multiples. L'origine de ces aérosols n'est pas que désertique comme confirmé par le coefficient d'Angström dépassant fréquemment 0,5 à Djougou suggérant une nature organique que la simulation DUST ne représente pas. De plus la proximité de la ZCIT augmente le puits d'aérosols par lessivage processus surestimé par AROME suite à un fort biais des précipitations noté au sud de 12°N (cf. section 4.2.3). D'autres causes ne sont pas exclues comme une faiblesse du flux de nord au dessus du flux de mousson ou des problèmes d'ordre numérique liées à AROME (non conservation de la masse du schéma d'advection semi-lagrangien).

Les distributions de l'AOD (dernière figure du panel (Fig 4.22) observé et simulé sont assez différentes avec un maximum d'occurrence observé dans la gamme d'AOD de 0,6 à 1 alors que la simulation indique un maximum d'occurrence pour des AOD plus faibles ($\sim$ 0,2) puis une décroissance qui augmente au-delà de 1. Comme le seuil de détection d'Aeronet est 0,2 (Dubovik et al. 2000) alors que la simulation suggère un maximum d'occurrence des faibles AODs, la comparaison est partiellement biaisée. Les site au sud du 12°N (Djougou et Ilorin) contribuent fortement à l'occurrence de faibles AOD simulés si bien que la comparaison des distributions observées et simulées se rapprochent si on ne tient pas compte de ces sites (courbes pointillées de Fig 4.22) correspondant à des aérosols essentiellement désertiques.

En résumé, cette comparaison avec le réseau Aeronet montre que la distribution d'aérosols désertiques simulés par AROME est réaliste au nord du 12°N et à l'ouest de 18°E. En dehors de cette zone, à l'Est et au Sud la teneur en aérosol semble sous estimée pour différentes raisons assez bien cernés (lessivage, précipitations simulées trop fortes au sud, aérosols non désertiques, condition limites latérales des simulations sans poussières désertiques). Pour la suite de l'analyse des simulations nous nous focaliserons sur la zone (12°N-30°N ; 3°W-18°E) où AROME a un comportement réaliste et où la concentration en poussières est la plus importante.

Distribution temporelle

La simulation à haute résolution (5 km) de l'ensemble du mois de juin 2006 sur un large domaine même réduit à la zone du panache (2000 km x 1500 km) fournit un ensemble de données inégalé documentant l'activité des poussières désertiques. Nous avons ainsi analysé l'ensemble des événements déjà étudiés (cf table 4.1) et comparé aux observations. L'annexe A.2 montre une comparaison journalière entre AROME et DeepBlue. Les occurrences d'événements de poussières désertiques et de ciel clair sont bien reproduits. A titre d'exemple l'enchaînement des événements du 9 au 14 (Fig A.3) induisant de forts AOD (>4 localement) est bien reproduite. Cette période à forte concentration en poussières désertiques joue sûrement sur l'anomalie positive de poussières en Juin 2006. Elle ne représente pas un unique phénomène mais regroupe plusieurs événements dont l'enchaînement conduit à un fort soulèvement de poussières désertiques (courants de densités de l'Atlas, intrusion d'air sec, convection profonde, ... cf table 4.1). Ces phénomènes sont regroupés en quelques jours mais pourraient être étalés sur le mois. Par conséquent, les moyennes mensuelles effectuées sont représentatives des événements habituels en juin et ne sont pas biaisées par un événement singulier.

Une analyse détaillée de chaque événement est extrêmement longue et il est difficile d'en tirer des conclusions claires. Nous avons donc privilégié pour la suite une analyse statistique de cette base de données numérique pour en extraire des informations significatives sur les interactions en jeu entre les aérosols et l'atmosphère que la très forte variabilité spatio-temporelle et inter-événements cache. Avant de passer à cette analyse statistique, le diagramme d'Hovmüller de l'AOD simulé (Fig. 4.23) directement comparable à celui fourni par le produit Deep Blue (Fig 4.13) montre la capacité des simulations à reproduite la série d'événements de poussières désertiques s'étendant du 4 au 19 juin. La sous-estimation de l'AOD par Deep Blue au nord de 16°N est ici clairement confirmé par une coupure irréaliste à cette latitude. La simulation montre que les événements jusqu'au 15 juin concernent une très large bande de latitude jusqu'à 30°N en accord avec les mesures CALIPSO (Fig 4.12). Cette période marquée par un plus fort flux d'Harmattan indique de fortes interactions avec les latitudes tempérées, avec en particulier une anomalie sud du jet d'ouest sub-tropical (JOST) favorable au développement des tels événements.

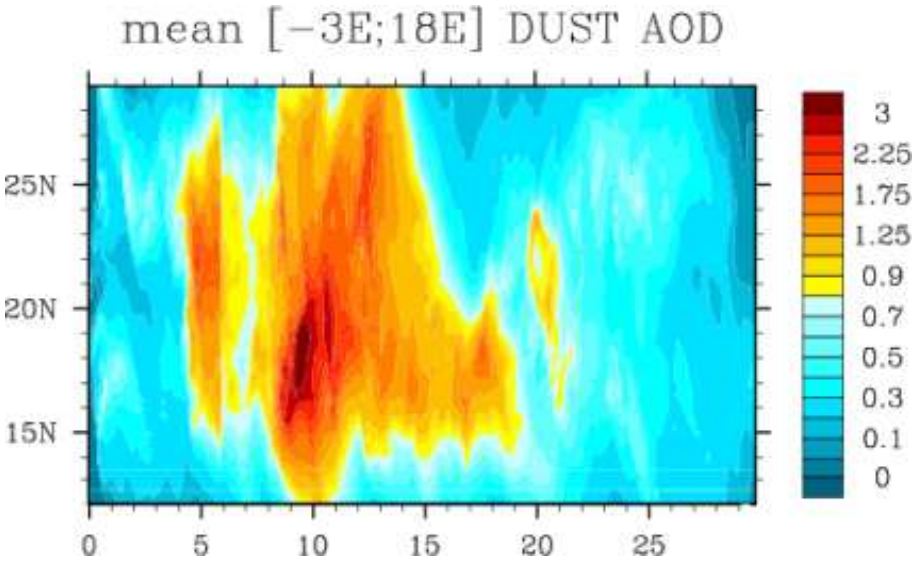


FIG. 4.23 – *Diagramme temps-latitude de l'AOD toutes les 3h simulé par AROME DUST. Valeurs moyennées de 3°W à 18°E.*

Distribution verticale

La distribution verticale des poussières désertiques moyennée sur le domaine [3°W ;18°E] (Fig 4.24) montre une couche de poussières désertiques bien mélangées dans la couche limite saharienne. Elle présente les mêmes caractéristiques que les observations satellites (cf. section 4.1.8). Toutefois, cette moyenne plus étendue de la distribution verticale des aérosols fait apparaître un retour du panache de poussières désertiques vers l'est, pris dans le JOST (isoligne de vent zonal nul Fig 4.24). On remarque que les poussières désertiques les plus élevées (dépassant les 400hPa soit 6 km) dans les observations CALIPSO se trouvent autour de cette latitude (c.a.d. 25°N, Fig 4.12). Cependant ce panache en altitude (au-dessus de 500hPa) n'apparaît pas aussi clairement dans le produit CALIPSO (Fig 4.12) sûrement lié au fait que les observations ne s'étendent pas à plus de 10°E. En effet, lorsque la moyenne s'arrête plus à l'ouest, on peut remarquer que les poussières désertiques sont plus concentrées en basses couches dans les latitudes au nord de 20°N.

Pour résumer la simulation AROME DUST reproduit de façon réaliste les principales caractéristiques du mois de juin 2006 au nord de 12°N et à l'ouest de 18°E. En effet, au sud de 12°N le modèle produit un excédent de précipitations et un déficit d'AOD. A l'est de 18°E l'AOD simulé est aussi trop faible. Or ces imperfections ne semblent pas induire de conséquences significatives sur la thermodynamique au nord et à l'ouest de ces limites. L'étude des effets semi-directs des poussières désertiques peut donc se faire sur la zone [3°W ;18°E][12°N ;29°N].

4.3 Effets semi-directs des poussières désertiques en juin 2006 :

L'objectif ici est de caractériser l'impact de la prise en compte de la variabilité des poussières désertiques sur l'atmosphère. Pour l'isoler de manière statistique, deux simulations d'un mois ont été réalisées. La simulation DUST modélise le cycle de vie des poussières désertiques et leurs impacts radiatifs dans le visible (cf. Chapitre 2.3.5). Ces impacts jouent sur l'équilibre énergétique de l'atmosphère qui à son tour agit sur la distribution de ces poussières et modifie alors leur impact radiatif. Les interactions entre l'atmosphère et les poussières désertiques sont complexes, non-linéaires et montrent une grande variabilité. Par exemple, l'émission des poussières désertiques, lié au vent de surface, est impactée par la distribution

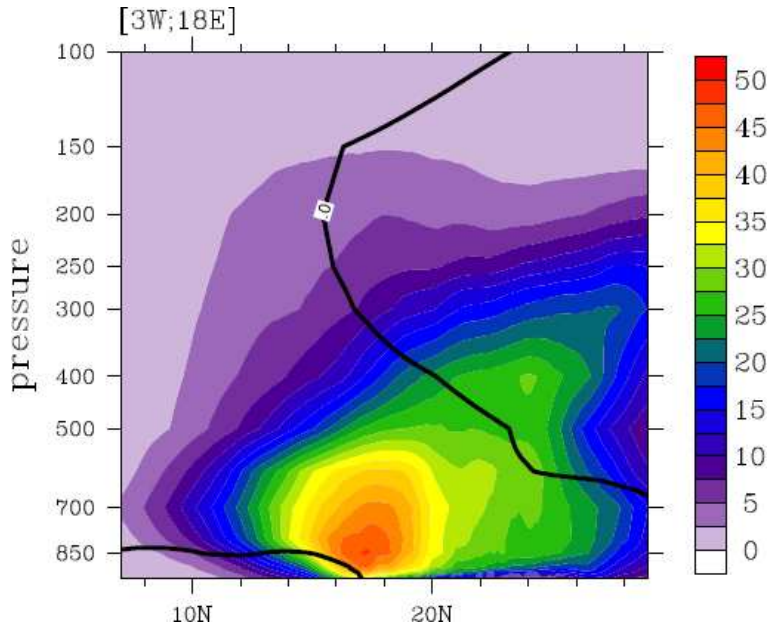
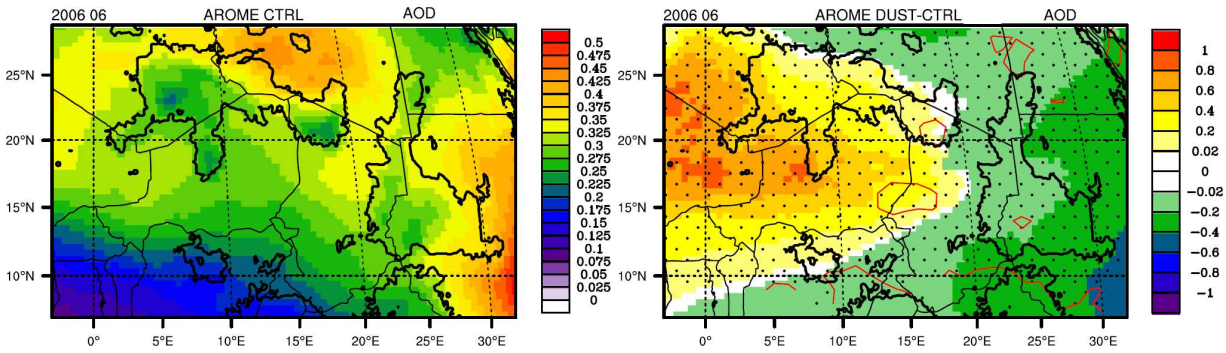


FIG. 4.24 – *Moyenne mensuelle de la coupe verticale méridienne de l'extinction (x1000 m^{-1}) simulée par AROME DUST. Valeurs moyennées de 3°W à 18°E sur le mois de juin 2006. L'isoligne zéro du vent zonal est superposée en noir.*



(a) (b)

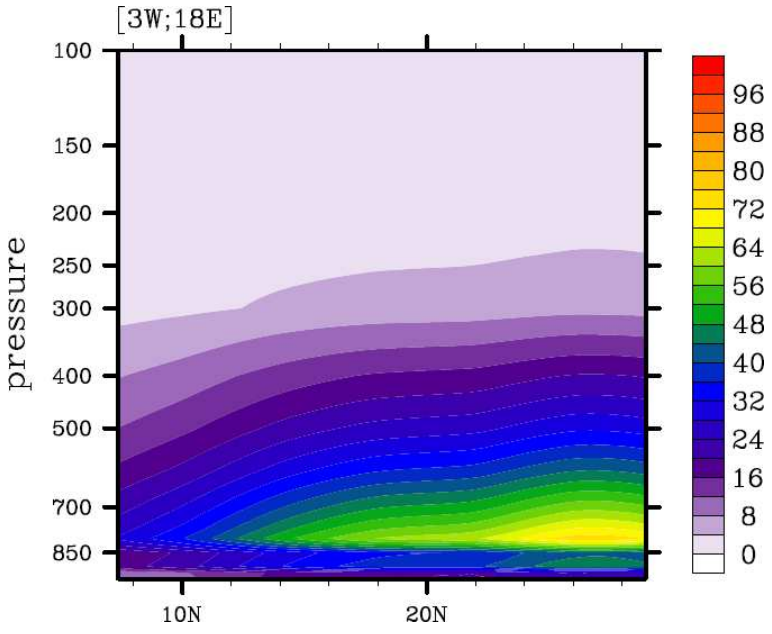
FIG. 4.25 – *(a) AOD en moyenne mensuelle de la simulation AROME CTRL (Climatologie des poussières désertiques de Tegen). (b) Différence d'AOD entre les simulations DUST et CTRL et AOD du produit Deep Blue (isoligne rouge à 0.3 et 1).*

verticale des poussières (via les flux radiatifs) entraînant une rétroaction parfois positive, parfois négative sur le soulèvement de poussières désertiques. En revanche, la simulation CTRL considère une distribution climatologique de coefficients d'extinction fixé pour les poussières désertiques. Aussi, cette simulation ne prend pas en compte la forte variabilité de la distribution des aérosols désertiques pendant le mois de Juin 2006, ainsi que les multiples rétroactions qui sont résolues dans la simulation DUST.

La différence entre la simulation DUST et la simulation CTRL nous permet d'estimer les rétroactions thermodynamiques de l'atmosphère via l'effet radiatif des poussières désertiques. L'objectif principal n'est pas seulement de quantifier l'impact radiatif des poussières désertiques, mais de comprendre les rétroactions entre l'atmosphère et les poussières désertiques. Enfin, cette étude permettra d'estimer l'apport de la modélisation explicite des poussières désertiques, sur les principaux processus météorologiques de l'Afrique de l'Ouest.

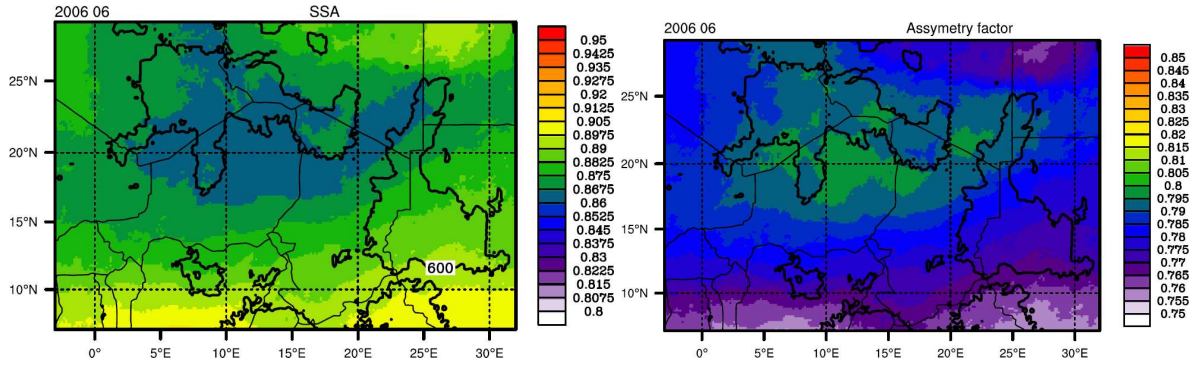
4.3.1 Différences de propriétés optiques des poussières désertiques dans les simulations

En terme d'AOD, le panache de poussières désertiques simulé par la simulation DUST apparaît nettement plus fort que la climatologie de Tegen utilisé dans la simulation CTRL (Fig 4.25b). Or l'AOD de la simulation CTRL (Fig 4.25a) est en moyenne sous-estimé et sa distribution spatiale est différente vis à



(a)

FIG. 4.26 – *Extinction en moyenne mensuelle de la simulation AROME CTRL (Climatologie des poussières désertiques de Tegen).*



(a) (b)

FIG. 4.27 – *(a) Albédo de simple diffusion et (b) facteur d'asymétrie des poussières désertiques. Valeurs moyennes sur la colonne atmosphérique simulées par AROME DUST. Valeurs moyennées à 1200UTC sur le mois de juin 2006.*

vis des mesures des produits Deep Blue et MISR (Fig 4.11). En effet, la zone d'AOD intense du Bodelé jusqu'à l'ouest de l'Afrique et remontant sur l'ouest du Hoggar est de l'ordre de 0,9 pour DeepBlue (Fig 4.11), de 1 pour AROME DUST (Fig 4.21) et seulement de 0,35 pour AROME CTRL (Fig 4.25). Tandis qu'au nord du Hoggar et à l'est du Darfour, les valeurs sont de l'ordre de 0,35 pour DeepBlue (Fig 4.11), de 0,3 pour AROME DUST (Fig 4.21), et atteignent 0,5 pour AROME CTRL (Fig 4.25).
La structure verticale des poussières désertiques est aussi importante pour déterminer leur impact direct. Le maximum de poussières désertiques en juin se trouve autour de 800hPa dans la simulation CTRL (Fig 4.26) et autour de 850hPa pour AROME DUST (4.24). Ainsi, bien que les valeurs de la simulation de CTRL restent trop faibles, la distribution verticale des deux simulations présente un maximum autour de la même altitude.
Par ailleurs, la variabilité temporelle n'est pas prise en compte dans la simulation CTRL. L'AOD est donc lissé à l'échelle du mois dans la climatologie de TEGEN. Ceci pose un problème de représentativité du bilan radiatif, notamment lors des phénomènes extrêmes, que ce soit dans les situations sans aérosols (AOD nul), ou dans les situations de tempêtes comme celle de l'épisode de Mars 2006 (voir chapitre 3). La modélisation interactive des poussières désertiques amène une distribution et une variabilité temporelle et spatiale plus réaliste des poussières désertiques.

Les propriétés de diffusion des poussières désertiques de la simulation DUST sont calculées en fonc-

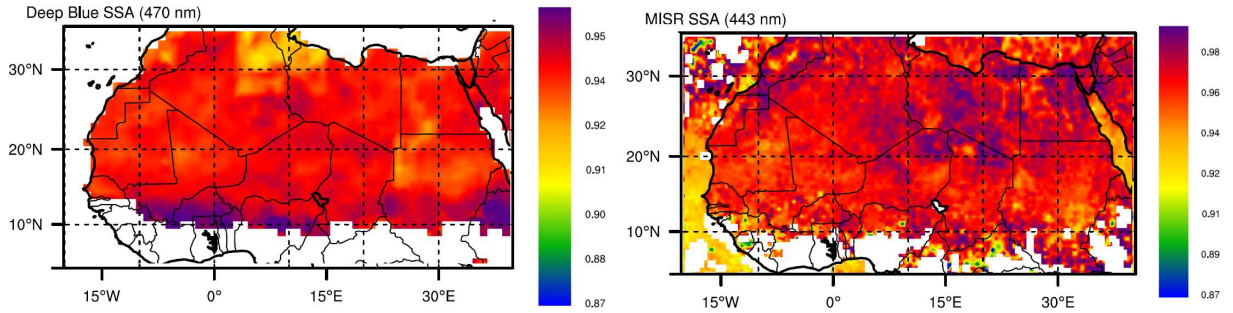


FIG. 4.28 – *Albédo de simple diffusion des aérosols observés par les produits Deep Blue (à gauche) et MISR (à droite). Valeurs en moyennées sur le mois de juin 2006. D'après Malavelle et al. (2011)*

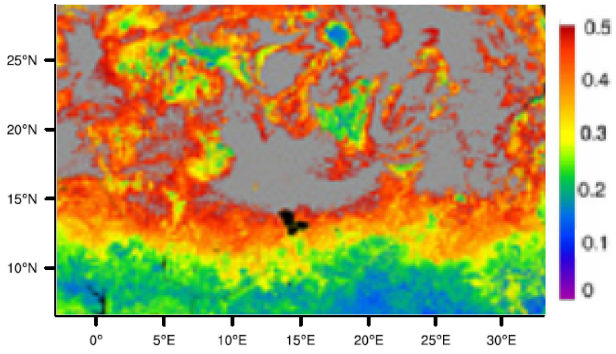


FIG. 4.29 – *Albédo de la surface donné par MODIS (saturé à 0.5).*

tion de la distribution en taille des particules et de la longueur d'onde incidente (cf. Chapitre 2.3.5). En juin 2006, le SSA[4] moyen sur toute la colonne atmosphérique résultant de la simulation DUST est compris entre 0.86 et 0.92 (Fig 4.27a). Cette valeur est un peu faible par rapport aux valeurs estimées par les satellites MISR et Deepblue autour de 0.95 (Fig 4.28) indiquant une absorption plus forte dans le modèle en juin 2006. Cependant, l'évaluation des SSA faite avec les observations AERONET montre des SSA entre 0,88 et 0,91 respectivement à 360 et 560nm (Mallet et al. 2009). Par ailleurs, même si l'hypothèse de particules sphériques semble raisonnable (Milton et al. 2008), elle entraîne une surestimation d'environ 10% sur les mesures de SSA et de facteur d'asymétrie (**?**Bellouin et al. 2008, Milton et al. 2008).

Le facteur d'asymétrie montre une diffusion principalement dirigée vers le sol (Fig 4.27b). On peut donc s'attendre à une faible rediffusion du rayonnement solaire vers l'espace et une forte absorption de la part des poussières désertiques dans la simulation DUST. L'extinction, résultante de l'absorption et de la diffusion, est réaliste dans la simulation DUST (cf. section 4.2).

4.3.2 Impacts radiatifs :

Le panel de gauche de la figure 4.30 illustre le bilan atmosphérique du rayonnement visible net. Une analyse de la situation permet de mettre en évidence les caractéristiques suivantes.
- Tout d'abord la forte similarité entre le profil de l'absorption atmosphérique totale (Fig 4.30b) et le pattern d'AOD de la simulation DUST (Fig 4.21), suggère que le paramètre principal contrôlant l'absorption atmosphérique est la concentration de poussière désertiques.
- Au sud de 10°N, la fréquence de systèmes convectifs (Fig 4.8) entraîne une forte réflection du rayonnement visible au sommet de l'atmosphère (SWnet[5] $<300 W.m^{-2}$, Fig 4.30a) et un plus faible rayonnement visible incident à la surface (Swnet $<190 W.m^{-2}$, Fig 4.30c).
- Entre 10°N et 14°N, les systèmes convectifs se font plus rares et la végétation est dense. Le flux solaire net à la surface dépasse alors $230 W.m^{-2}$ (Fig 4.30c).
- Au dessus des surfaces à fort albédo (albédo>0.5, Fig 4.29), le rayonnement visible net est plus faible à la surface (Swnet $<190 W.m^{-2}$, Fig 4.30c) et au sommet de l'atmosphère (Swnet $<330 W.m^{-2}$, Fig 4.30a). On note également que ces surfaces réfléchissantes (Fig 4.29) permettent une absorption plus efficace du

[4]Single Scattering Albedo
[5]rayonnement visible net

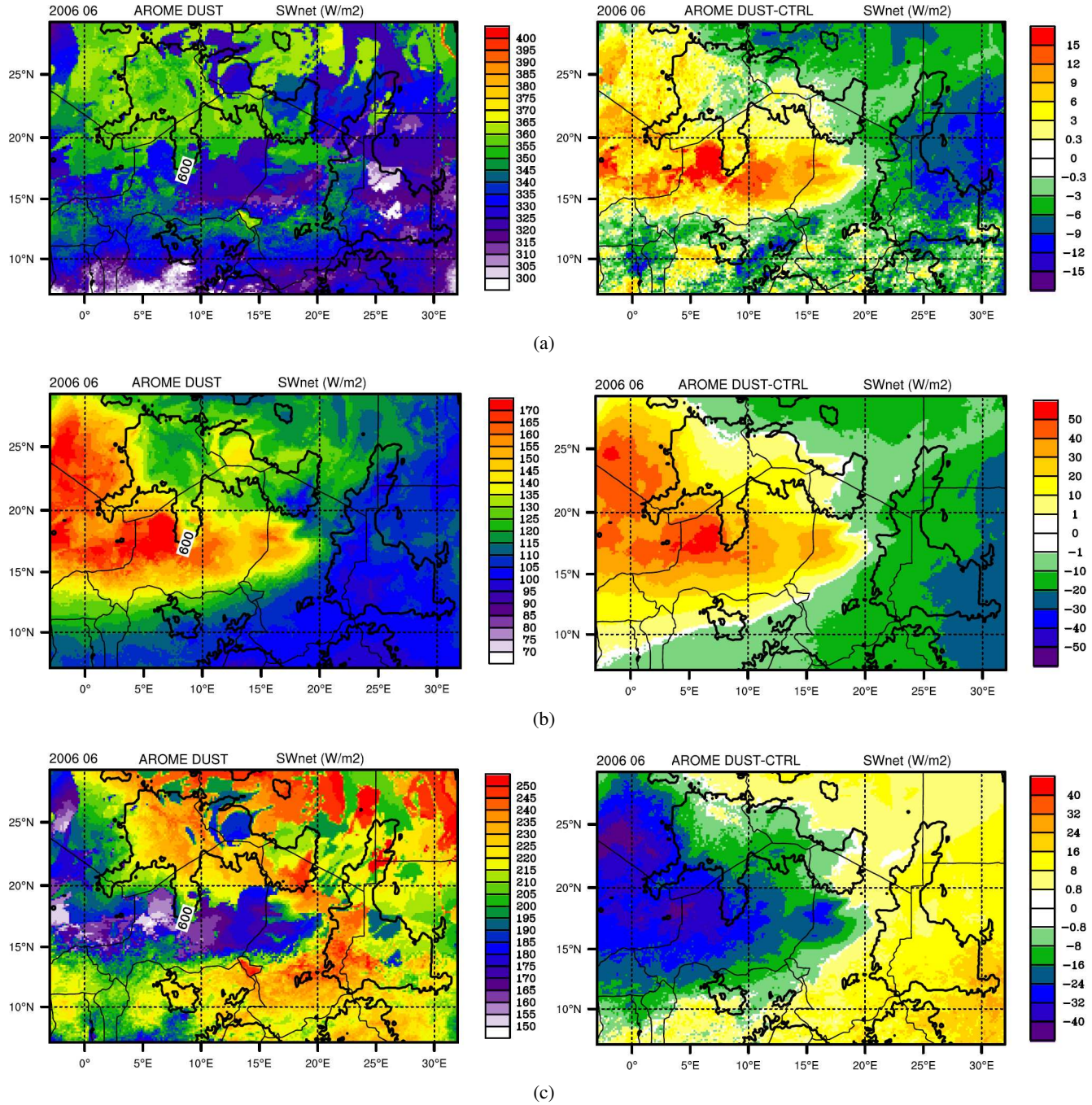


FIG. 4.30 – *Flux solaire net ($W.m^{-2}$) de la simulation AROME DUST à gauche et de la différence entre les simulations DUST et CTRL à droite. Les valeurs sont moyennées sur le mois de juin 2006 (a) au sommet de l'atmosphère, (b) absorbé par l'atmosphère et (c) à la surface.*

SSA∼0.87 et albédo :	∼0.3	∼0.5
incident net au sommet :	$+8W.m^{-2}.AOD^{-1}/360 \simeq +2\%$	$+21W.m^{-2}.AOD^{-1}/330 \simeq +6\%$
absorbé par l'atmosphère :	$+58W.m^{-2}.AOD^{-1}/155 \simeq +37\%$	$+78W.m^{-2}.AOD^{-1}/170 \simeq +46\%$
incident net à la surface :	$-50W.m^{-2}.AOD^{-1}/205 \simeq -24\%$	$-57W.m^{-2}.AOD^{-1}/160 \simeq -36\%$

TAB. 4.2 – *Impact moyen des poussières désertiques par unité d'AOD dans les longueurs d'ondes visibles sur la zone [3°W;18°E] en fonction de l'albédo de surface.*

rayonnement visible par l'atmosphère de l'ordre de 5 à $10W.m^{-2}$ (Fig 4.30b) pour une augmentation de l'albédo autour de 0.1.
Ainsi, le bilan radiatif atmosphérique dépend ici essentiellement de la concentration en poussières désertiques, de l'albédo du sol et de l'occurrence de systèmes convectifs.

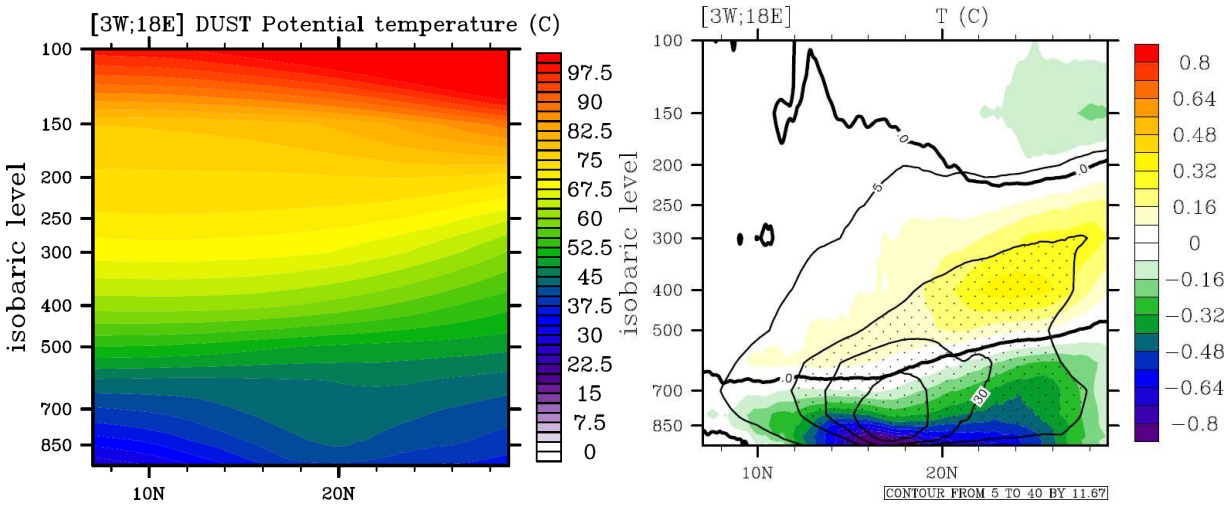
Le panel de droite de la figure 4.30 illustre l'impact des poussières désertiques sur le bilan atmosphérique du rayonnement visible net.
- Que ce soit au sommet, à la surface ou au sein de l'atmosphère, on retrouve par la différence entre les deux simulations, la signature des poussières désertiques. Cela suggère que l'effet direct des poussières désertiques joue un rôle prépondérant sur le bilan radiatif atmosphérique.
- La présence de poussières entraîne une augmentation d'environ 2% du rayonnement visible net au sommet de l'atmosphère par unité d'AOD ($8W.m^{-2}.AOD^{-1}$ en moins sont réfléchis vers l'espace par absorption ou rediffusion vers le sol par l'atmosphère, Fig 4.30a).
- La présence de poussières désertiques entraîne une diminution d'environ 24% du rayonnement visible net à la surface par unité d'AOD ($50W.m^{-2}.AOD^{-1}$ en moins arrivent à la surface essentiellement par absorption du rayonnement visible par l'atmosphère, Fig 4.30c).
- Par conséquent les poussières désertiques entraînent une augmentation de l'absorption d'environs 37% du rayonnement visible net au sein de l'atmosphère par unité d'AOD ($58W.m^{-2}.AOD^{-1}$ sont absorbés en plus dans le visible, Fig 4.30b).
- Au nord, à l'est et au sud du domaine AROME, la différence entre les deux simulations montre un AOD plus faible dans la simulation DUST et induit donc des effets inverses sur le bilan radiatif (Fig 4.30 droite).
- Le tableau 4.2 donne un exemple de l'impact radiatif des poussières désertiques par unité d'AOD pour différents albédos. Plus la surface est réfléchissante, plus l'absorption des poussières désertiques est efficace. Pour un albédo du sol inférieur à 0.2 et un SSA autour de 0.87, l'impact des poussières désertiques au sommet de l'atmosphère peut même s'inverser et devenir négatif. Dans ce cas les poussières désertiques induisent une réflexion du rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère plus importante que la surface en atmosphère claire. Cette inversion due à un albédo faible est essentiellement visible sur le lac Tchad et au sud de 12°N (Fig 4.30a).

Le bilan radiatif atmosphérique est donc modifié en fonction de la concentration des poussières désertiques et l'albédo du sol. Toutefois ces changements peuvent aussi être dus à des changements de l'atmosphère impactant le rayonnement visible comme l'apparition de nuages. Pour comprendre ces effets semi-directs des poussières désertiques, les parties suivantes se consacrent à étudier l'influence des poussières désertiques sur la dynamique, la stabilité de l'atmosphère et la convection profonde.

4.3.3 Impacts thermiques :

La coupe verticale méridienne de la température potentielle (Fig 4.31a) montre une structure typique de l'Afrique de l'ouest (Thorncroft and Blackburn 1999). On y retrouve une couche limite particulièrement épaisse (∼500hPa) et bien mélangée au nord de 16°N, caractéristique de la couche limite Saharienne.

La figure 4.31b montre l'effet de la redistribution du rayonnement visible sur la température de l'atmosphère. Elle se traduit par un chauffage de la partie supérieure de la couche de poussières et un refroidissement en dessous.



(a) (b)

FIG. 4.31 – *Coupe verticale méridienne de (a) la température potentielle (°C) simulé par AROME DUST et (b) la différence de température (°C) entre les simulations DUST et CTRL. Le zéro est en isoligne épaisse noire. L'extinction de la simulation DUST est représenté par les isolignes noires fines entourant les points. Les valeurs sont moyennées sur juin 2006, de [3°W ;18°E].*

Autour de 850hPa, la dépression thermique perd jusqu'à $1°C.AOD^{-1}$ tandis que la pression en basses couches au niveau de la dépression thermique augmente de 0.5hPa (Fig 4.16c). Cet affaiblissement de la dépression thermique peut avoir de fortes conséquences sur l'équilibre dynamique de la mousson Africaine.

Autour de 18°N l'extinction due aux poussières désertiques est concentrée dans les basses couches entre 925 et 600hPa (Fig 4.31b pointillés). Celle-ci induit un chauffage d'environ $0.3°C.AOD^{-1}$ entre 600 et 300hPa et un refroidissement dépassant $1°C.AOD^{-1}$ à la surface (Fig 4.31b couleur). Plus au nord (>22°N), le chauffage de l'atmosphère devient plus important tandis que le refroidissement des basses couches est moindre. A cette latitude, la structure verticale des poussières désertiques est distribuée selon deux couches distinctes. Ces différences suggèrent une rétroaction de l'atmosphère différente au nord de 22°N qui sera investiguée grâce à d'autres paramètres dans les parties suivantes.

4.3.4 Etude des basses couches :

La figure 4.32 montre qu'à la surface le refroidissement dépasse les $3°C.AOD^{-1}$. Ce refroidissement est cependant inhomogène. Par exemple à l'ouest du Hoggar, à l'ouest du Bodelé et au sud de 14°N, le refroidissement associé aux poussières est moins fort (Fig 4.32). Cette tendance peut être liée à un plus faible albédo de surface dans cette région ou à un changement de l'atmosphère induisant plus de chauffage dans les basses couches, comme par exemple une baisse de la nébulosité, une advection de masses d'air plus chaudes, etc. Ces rétroactions demandent la prise en compte d'autres paramètres pour être analysés.

La coupe horizontale de la différence de direction des vents à 10m permet de faire apparaître de façon claire un forçage anticyclonique des poussières autour du Hoggar (Fig 4.33, flèches à comparer avec la figure 4.17). La dépression thermique est associée à une structure cyclonique en basses couches centrée en juin 2006 à l'ouest du Hoggar. La présence de poussières désertiques à donc tendance à ralentir la circulation cyclonique de la dépression thermique en basses couches.

D'autre part, on peut remarquer une intensification des vents à 10m au niveau du FIT sur une bande d'environ 5° de latitude (Fig 4.33a, couleur). Celle ci est cohérente avec l'intensification des vitesses verticales et confirme une convergence plus forte des vents de surface.

Comme montré sur les coupes verticales, on remarque que l'amplitude des flux d'Harmattan et de mousson diminue en moyenne (Fig 4.33a, couleur). Or cet effet semble contradictoire avec l'intensifica-

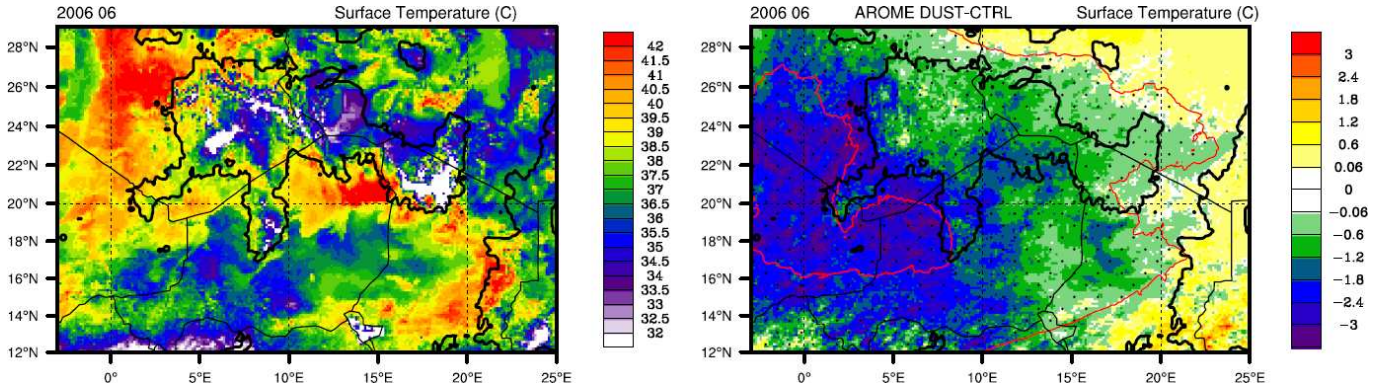


FIG. 4.32 – *Température de surface de la simulation AROME DUST à gauche et de la différence entre les simulations DUST et CTRL à droite. L'AOD est en isolignes rouges entourant les points. Le relief à 600m est en isolignes noires. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006.*

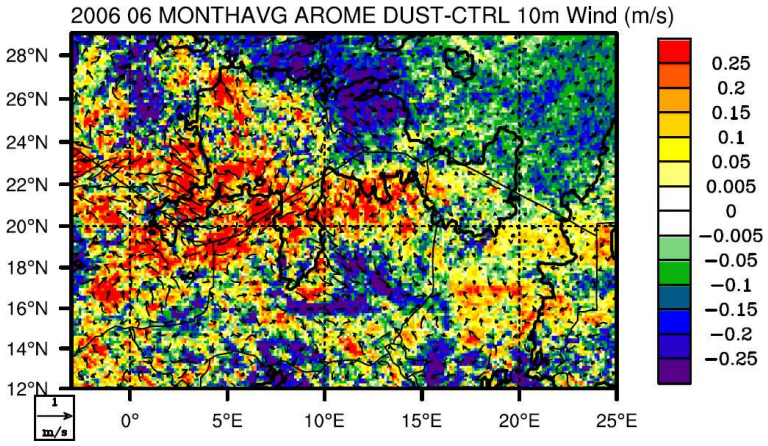


FIG. 4.33 – *Différence du module et de la direction du vent à 10m entre les simulations AROME DUST et CTRL. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006. Le relief à 600hPa est en isoligne noire.*

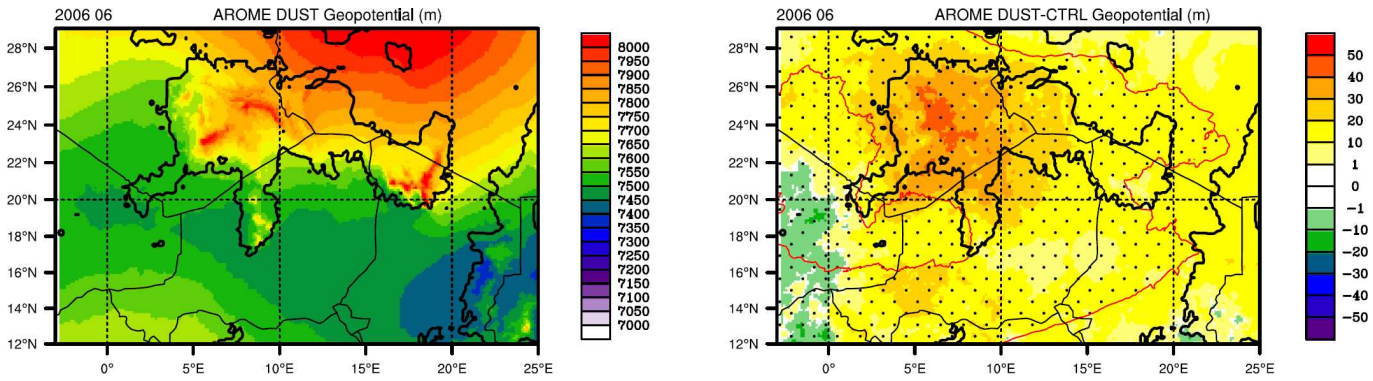


FIG. 4.34 – *Géopotentiel à 925hPa (m) pour (à gauche) la simulation DUST et (à droite) la différence entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006. Le relief à 600hPa est en isoligne noire et le panache de poussières désertiques simulé est en isolignes rouges entourant les pointillés.*

tion de la convergence des vents au niveau du FIT.

Plus localement, au niveau du flux de mousson, l'impact des poussières désertiques montre des disparités sur les vents à 10m. Ces disparités apparaissent au niveau de l'ITCZ et peuvent traduire des changements de la convection.

Au niveau de l'ITD le géopotentiel à 925hPa est faible (Fig 4.34, gauche). L'impact des aérosols en basses couches est une augmentation générale du géopotentiel à 925hPa pouvant aller jusqu'à 0.5hPa sur le Hoggar (Fig 4.34, droite). Ceci indique que la couche limite est plus basse. Ceci est cohérent avec l'effet de refroidissement, de stabilisation et de diminution des ascendances dans les basses couches induit par la présence de poussières désertiques (cf. sections précédentes). Le maximum d'augmentation du géopotentiel en basses couches est centré sur le Hoggar en accord avec le centre de la circulation anticyclonique. Notons par ailleurs une légère augmentation du géopotentiel au sud du Hoggar et par contre, une légère diminution au sud-ouest du Hoggar. Ces changements ont tendance à forcer un vent de Nord-Est plus important, des hauts géopotentiels vers les faibles.

4.3.5 Impacts dynamiques :

En réponse aux changements de stabilité de l'atmosphère, les circulations dynamiques vont être modifiées (Fig. 4.35).

Vents zonaux (Fig 4.35a) :

En basses couches (<850hPa) les poussières désertiques induisent un forçage anticyclonique autour de 25°N. L'orientation Ouest du flux d'Harmattan est amplifiée au sud de 25°N. L'isoligne zéro du vent zonal permet (parmi d'autres paramètres) de délimiter le FIT. Celui ci est légèrement plus au nord lorsqu'on prend en compte les poussières désertiques (isoligne rouge versus bleue).

Au niveau du JEA (∼600hPa), les poussières désertiques entrainent une diminution des vents d'Est (le JEA est ralenti d'environ 5%) au sud de 25°N. Tandis qu'au nord, les vents d'Ouest sont ralentis de $1 m.s^{-1}$ dans la partie inférieure du JOST, déplaçant plus en altitude la base du JOST (isoligne rouge versus bleue). Ces impacts induisent un forçage cyclonique.

Au dessus de 350hPa, les vents zonaux sont déplacés vers l'ouest de 25°N jusqu'au sud du domaine. Ceci engendre une accélération du JET et un ralentissement d'environ 10% de la partie sud du JOST. Plus au nord le JOST est accéléré. Ainsi, les poussières désertiques entraînent un forçage anticyclonique autour de 25°N à 250hPa. Le coeur du JOST se décale alors vers le nord mais sa structure moyenne ne bouge pas par rapport à la simulation CTRL (isoligne rouge versus bleue).

Vents méridiens (Fig 4.35b) :

Dans les basses couches (<850hPa) la partie amont du flux de mousson et de l'Harmattan sont décélérées, tandis qu'à environ 2° du FIT, le flux de mousson est amplifié. Ces modifications se font sans changer la position moyenne du FIT sur [3°W-18°E]. L'accélération des vents autour de celui ci est associée à une augmentation de la convergence des vents au niveau du FIT.

A 600hPa, les vents de nord sont décélérés au sud et accélérés au nord, induisant une anomalie de convergence cohérente avec le forçage cyclonique des poussières désertiques. On peut aussi noter que la partie inférieure du JEA est accélérée vers le nord.

Au dessus de 350hPa les vents de nord sont diminués au sud de 25°N et accélérés au nord. Cet impact induit une divergence des vents autour de 25°N, en accord avec le forçage anticyclonique des poussières désertiques.

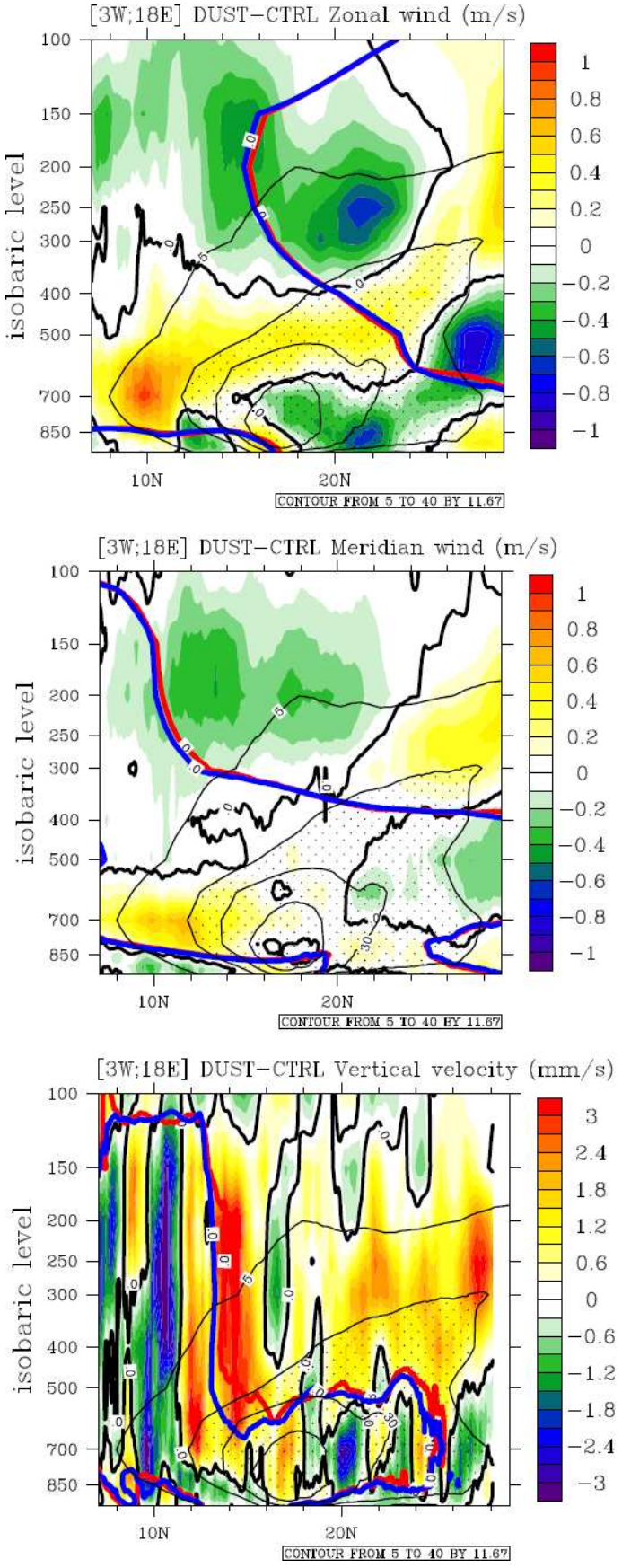
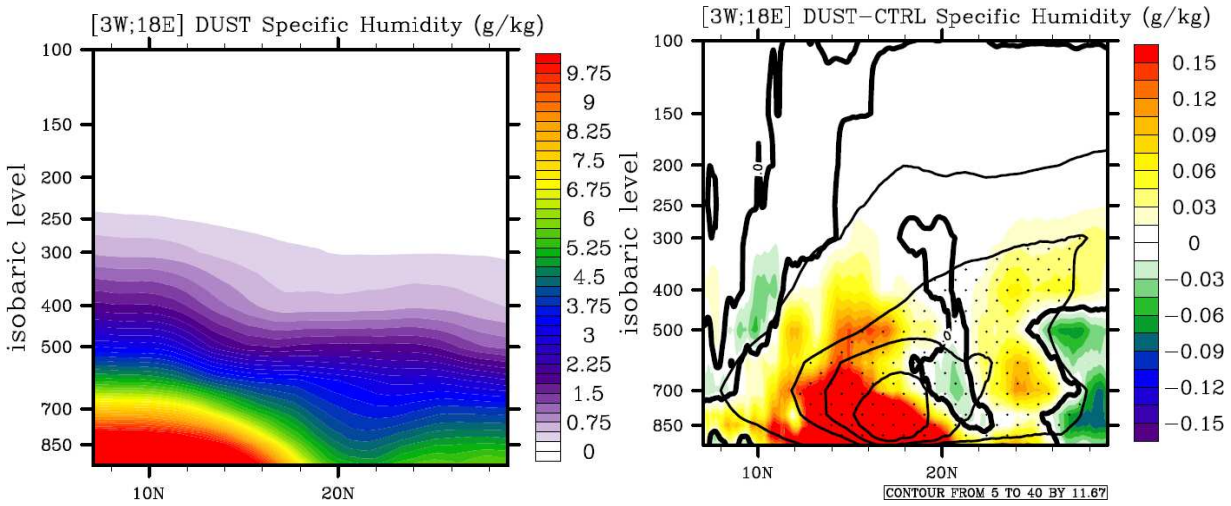


FIG. 4.35 – *Coupe verticale méridienne de la différence du (a) vent zonal (m/s), (b) vent méridien (m/s) et (c) vent vertical (mm/s) entre les simulations AROME DUST et CTRL. Le vent vertical est une moyenne glissante par pas de 0,4° de latitude. L'isoligne de différence nulle est en noire. L'isoligne de vent zéro est en rouge (bleu) pour la simulation DUST (CTRL). L'extinction est représentée en isolignes noires fines entourant les pointillés. Les valeurs sont moyennées zonalement sur la bande [3°W ;18°E] et sur tout le mois de juin 2006.*



(a) (b)

FIG. 4.36 – *Coupe verticale méridienne de (a) l'humidité spécifique (g/kg) simulée par AROME DUST et (b) différence d'humidité spécifique entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs en moyenne sur [3°W ;18°E] et sur tout le mois de juin 2006.*

Vitesses verticales (Fig 4.35c) :

En moyenne sur le mois de juin 2006, au nord de 18°N, les aérosols désertiques situés sous l'isobare 600 hPa, induisent une diminution de l'ascendance (d'environ 20%, -1,5$mm.s^{-1}$), tandis que ceux situés au-dessus provoquent une diminution de la subsidence (d'environ 20% -2$mm.s^{-1}$). Cette tendance est cohérente avec le chauffage de la partie haute de la couche de poussières qui conduisent à une déstabilisation de la couche supérieure de l'atmosphère et une stabilisation de la couche inférieure. Cet effet est en accord d'une part avec le forçage cyclonique et convergent autour de 600hPa et d'autre part avec le forçage anticyclonique et divergent au dessus et au dessous de 600hPa (cf. sections précédentes).

Au niveau de l'ITD (autour de 16°N), les ascendances sont amplifiées en basses couches. En première hypothèse, cette anomalie pourrait être du à une augmentation de la convergence des vents en basses couches observable sur les figures 4.35a et b.

Par ailleurs, les ascendances au niveau de l'ITCZ sont affaiblies au sud de 12°N (d'environ 20%, -3$mm.s^{-1}$). Par contre les ascendances de la partie nord de l'ITCZ sont amplifiées (d'environ 45%, +2,5$mm.s^{-1}$). La diminution des ascendances au sein de l'ITCZ pourrait être liée à un affaiblissement de la convection profonde dans cette zone. Compte tenu de la faible présence de poussières au niveau de l'ITCZ, cet effet résulte d'effets semi-directs induits par la présence de poussières désertiques au nord de l'ITCZ. Cet affaiblissement de la partie sud ascendante de l'ITCZ (au sud de 11°N) pourrait être reliée à l'affaiblissement de la partie subsidente de la cellule de Hadley (au nord de 13°N). Enfin, l'amplification de la partie nord de l'ITCZ associée à l'affaiblissement de la partie sud pourrait signaler un déplacement vers le nord de la convection. Il est cependant difficile de conclure à partir de ces seuls paramètres.

4.3.6 Impacts sur l'humidité :

En Afrique de l'ouest le gradient d'humidité méridien est fort en basses couches, passant de plus de 15g/kg dans le flux de mousson (en moyenne au sud de 16°N) à moins de 6g/kg dans le flux d'Harmattan (nord de 16°N) (Fig 4.36a).

La figure 4.36b montre l'impact des poussières désertiques sur la concentration de l'humidité dans l'atmosphère. On observe une augmentation de l'humidité en basses couches jusqu'à 26°N (>10% et dépassant 2g/kg par endroits). Cette anomalie humide est cohérente avec la diminution des ascendances de basses couches induites par la stratification thermique de l'atmosphère (cf. section 4.3.3). En revanche, au niveau du FIT, les poussières désertiques entraînent une intensification des ascendances et de la conver-

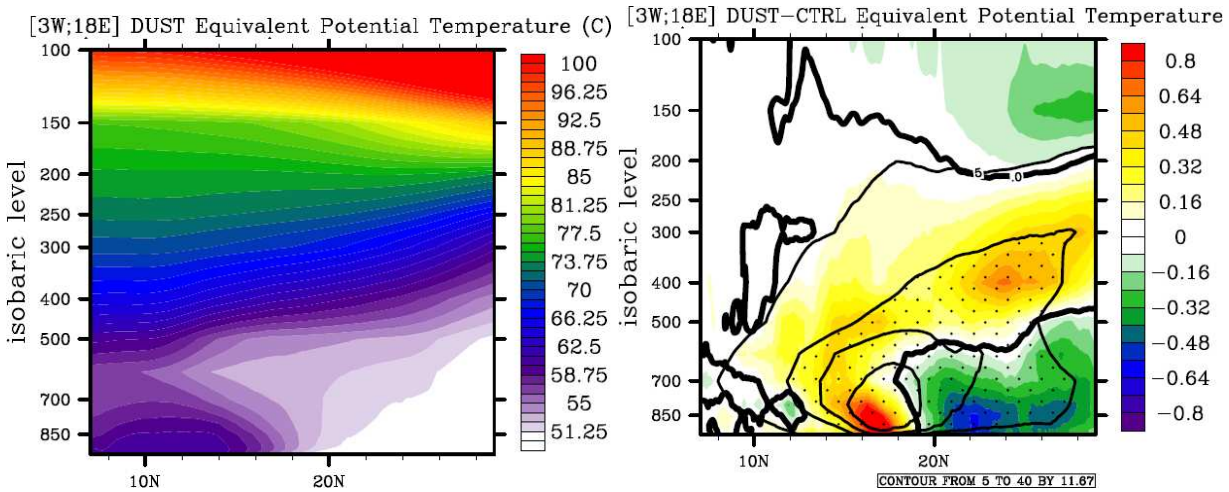


FIG. 4.37 – *Coupe verticale méridienne de la (a) température potentielle équivalente simulée par AROME DUST et (b) différence de température potentielle équivalente entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs en moyenne sur [3°W;18°E] et sur tout le mois de juin 2006.*

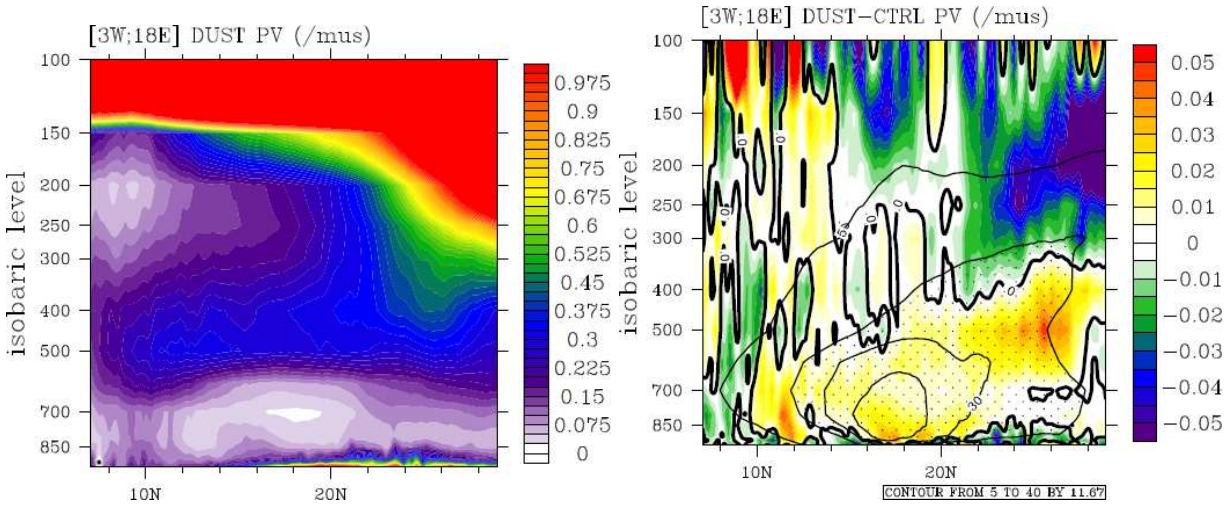
gence des vents (cf. section 4.3.5). L'humidification des basses couches au niveau du FIT (∼16°N) pourrait dans ce cas être cohérente à une advection d'humidité par le flux de mousson et/ou à une diminution des vents d'Harmattan (Fig 4.35b). Elle est aussi cohérente avec une activité plus intense de la partie nord de l'ITCZ.
Plus au nord, la présence de poussières désertiques a tendance à entraîner une diminution de l'humidité en basses couches et une augmentation de l'humidité au dessus de 450hPa. Cette humidification des couches supérieures de l'atmosphère est cohérente avec la diminution de la subsidence au dessus de 500hPa (cf. section 4.3.5).

4.3.7 Impact sur la stabilité de l'atmosphère :

La température potentielle équivalente permet de comparer des masses d'air ayant différents contenus en humidité et différentes pressions. Ainsi, elle donne une mesure de l'instabilité thermique de l'air.

Le profil vertical méridien de température potentielle équivalente montre une structure typique de l'Afrique de l'ouest (Fig 4.37a). On repère le maximum de température potentielle équivalente en basses couches autour de 10°N générant un gradient vertical instable de l'atmosphère au niveau de l'ITCZ.

La présence de poussières désertiques impacte l'atmosphère de manière différente au sud et au nord de 19°N (Fig 4.37b).
- Entre 16°N et 19°N, le gradient vertical instable de l'atmosphère est accentué par une augmentation de la température potentielle équivalente dépassant 2°C (∼3%) en basses couches. Cette augmentation de température potentielle équivalente est due à une augmentation de l'humidité (Fig 4.36b), qui compense le refroidissement en basses couches induit par la présence de poussières désertiques (Fig 4.31b).
- Au nord de 19°N, la température potentielle équivalente montre une forte stabilisation de l'atmosphère. Au dessus de 500hPa elle augmente de 0,5°C et en dessous elle baisse de 0,5°C. Cette stratification reflète essentiellement la structure verticale plus stable de température induite par la présence d'aérosols (Fig 4.31b). L'augmentation de la température potentielle équivalente au dessus de 500hPa est accentuée par l'augmentation simultanée d'humidité dans cette zone (Fig 4.36b).
- En dessous de 500hPa, le gradient méridien de température potentielle équivalente entre le sud et le nord de 19°N est fortement augmenté (+0.8°C au sud et -0.5°C au nord ce qui amplifie le gradient méridien d'environ 30%). Cette modification à tendance à accélérer la circulation méridienne du flux de mousson.



(a) (b)

FIG. 4.38 – *Coupe verticale méridienne de la (a) vorticité potentielle simulée par AROME DUST et (b) différence de vorticité potentielle entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs en moyenne sur [3˚W ;18˚E] et sur tout le mois de juin 2006.*

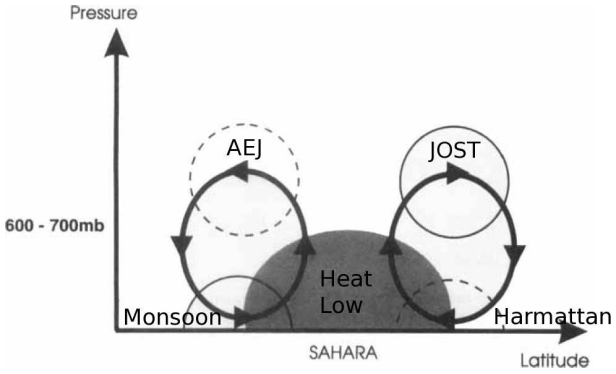


FIG. 4.39 – *Schéma illustrant la réponse des champs de vent au chauffage sensible profond dans la région Saharienne. L'ombre indique la zone de chauffage en forme de dôme et les lignes solides épaisses surmontées de flèches montrent la circulation méridionale résultante qui se forme aux bords sud et nord du désert en réponse à ce chauffage. A travers la conservation du moment angulaire, les branches vers le pôle et vers l'équateur de ces cellules en rotation résultent en une accélération vers l'est (noté en lignes solides fines) et vers l'ouest (noté en lignes pointillées fines) respectivement. Les branches ascendantes de ces cellules dépassent la zone de chauffage, aboutissant au rafraîchissement adiabatique nécessaire au maintien de l'équilibre du vent thermique au dessus du maximum du JEA autour de 600-700hPa. D'après Thorncroft and Blackburn (1999)*

4.3.8 Bilan des effets thermodynamiques des poussières désertiques moyens :

Les poussières désertiques induisent en premier lieu un changement de la température potentielle de l'atmosphère. L'atmosphère réagit alors à ce déséquilibre par transformation de l'énergie, en moment cinétique. Le mouvement des masses d'air modifie alors la température locale. Or dans une atmosphère isentrope (adiabatique et sans frottement), la vorticité potentielle est conservée. Elle fait le lien entre l'évolution de la température potentielle et l'évolution du moment cinétique.

La structure verticale de la vorticité potentielle est illustrée sur la figure 4.38a. Elle montre des caractéristiques typiques de l'Afrique de l'ouest (Thorncroft and Blackburn 1999). On y retrouve l'anomalie positive de vorticité potentielle en moyenne troposphère autour de 10˚N (moins marquée à cette époque qu'en aout) et la très faible vorticité potentielle (<0,05 / μs) en basse troposphère entre 12˚N et 29˚N. La vorticité potentielle au niveau de la dépression thermique est faible car elle à tendance à être advectée en hauteur et chaque côté. L'anomalie positive de vorticité potentielle en moyenne troposphère coïncide avec le chauffage de l'ITCZ (Fig 4.20c). La zone de vorticité très faible coïncide avec le chauffage convectif sec et la couche limite profonde bien mélangée de la dépression thermique. Le gradient méridional négatif

de vorticité potentielle entre ces deux régions autour de 13°N et 600hPa coïncide avec le maximum du JEA (Fig 4.20a).

Le chauffage/refroidissement de l'atmosphère dû aux poussières désertiques entraîne des modifications de la vorticité potentielle (Fig 4.38b).
La zone de faible vorticité potentielle au niveau de la dépression thermique est une zone où la concentration de poussières est maximale en juin (pointillés). La présence de ces poussières à tendance a combler cette anomalie de faible vorticité potentielle. Cette anomalie positive est consistante avec une structure thermique plus stable de l'atmosphère dans la couche de poussières désertiques (Fig 4.31b).
Au dessus du panache de poussières désertiques, la tendance est inversée et les valeurs de vorticité potentielles sont réduites. Cette anomalie négative de vorticité potentielle est consistante avec la réduction de la stabilité thermique au dessus du panache de poussières désertiques (Fig 4.31b).
Le gradient positif de vorticité potentielle autour de 13°N et 600hPa est alors considérablement réduit à la fois par une augmentation de la vorticité potentielle en basses couches et par une diminution au dessus du panache de poussières. Cet effet est à nouveau consistant avec l'affaiblissement du JEA dans la simulation DUST (Fig 4.35a).
Par ailleurs, on remarque un dipôle significatif de changement de vorticité potentielle au nord de 22°N. Celui ci marque une augmentation (+10%) de la vorticité potentielle jusqu'à 350hPa puis une diminution (-10%) jusqu'à 125hPa. Le gradient de vorticité potentielle est réduit au niveau des bords sud et ouest du JOST. Ces anomalies correspondent à une diminution des vents d'ouest dans la simulation DUST (Fig 4.35a) et confirme le déplacement vers le nord du coeur du JOST.

Ainsi, en réduisant le chauffage au niveau de la dépression thermique (cf. section 4.3.3), les poussières désertiques semblent freiner l'advection de vorticité potentielle en hauteur et de part et d'autre de la dépression thermique (cf. section 4.3.7). Les gradients méridiens de vorticité potentielle sont réduits et les vents zonaux et méridiens induits par ce processus sont ralentis (Fig 4.39). Cet impact est cohérent avec l'atténuation des flux de mousson et d'Harmattan, le ralentissement du JEA, de la partie sud du JOST et la diminution des ascendances au niveau des basses couches de la dépression thermique (cf. section 4.3.5).

En revanche, cet effet ne peut expliquer l'augmentation de la convergence des vents et de l'humidité au niveau du FIT ainsi que l'intensification de la partie nord de l'ITCZ (par une augmentation des ascendances et de l'humidité) (cf. section 4.3.6). Il n'explique pas non plus l'accélération du TEJ et de la partie nord-est du JOST (cf. section 4.3.6).

Dans les couches supérieures de l'atmosphère (>350hPa), la vorticité potentielle est augmentée au sud de 14°N et diminuée au nord. Cet effet pourrait traduire un ralentissement du transfert de vorticité potentielle de l'ITCZ vers les latitudes nord en haute altitude. Cet effet est cohérent avec un affaiblissement de l'ITCZ au sud et une augmentation au nord. Le renforcement des ascendances et de l'advection d'humidité dans la partie nord de l'ITCZ et leur diminution dans la partie sud de l'ITCZ pourrait expliquer l'augmentation des vents et de l'humidité dans les basses couches au niveau du FIT. Enfin, elle pourrait être reliée à un décalage vers le nord du JOST, expliquant sa diminution à l'ouest et son augmentation à l'est.
Le chauffage des couches supérieures de l'atmosphère par les poussières désertiques induisent une diminution de la flotabilité cohérente avec une diminution de la divergence des vents et une humidification de l'atmosphère dans cette zone. Ce phénomène est en accord avec la théorie de l'aspiration par chauffage en altitude induisant un déplacement vers le nord de l'ITCZ mis en évidence sur la mousson Africaine et Asiatique par Lau et al. (2006; 2009). Toutefois, le déplacement de l'ITCZ ne peut être relié ici à une intensification des cellules de Walker et de Hadley puisque le domaine utilisé n'englobe pas l'ensemble de ces circulations

Ainsi, en juin 2006, à la vieille du saut de mousson, les poussières désertiques semblent bloquer l'intensification de la dépression thermique et les circulations qui y sont associées comme le flux de mousson, d'Harmattan, le JEA et les ascendances au niveau de la dépression thermique. En revanche, le chauffage en altitude et l'humidification de l'atmosphère induit par les poussières désertiques semblent ici provoquer un déplacement vers le nord du coeur de l'ITCZ. Ce déplacement est associé à un déplacement vers

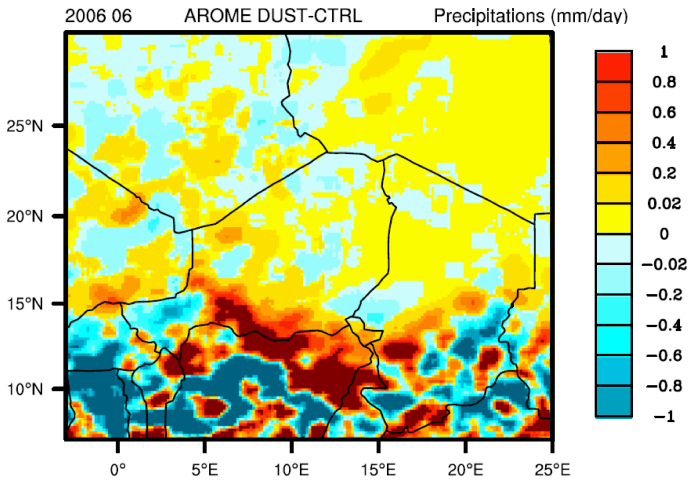


FIG. 4.40 – *Différence des précipitations (mm/jours) entre les simulations DUST et CTRL. Moyenne glissante sur 1° carré en moyenne sur tout le mois de juin 2006.*

le nord du coeur du JOST et une humidification importante du flux de mousson. Au bilan, ces modifications de l'atmosphère n'entraînent pas de déplacement significatif du FIT entre les deux simulations et le saut de mousson n'intervient pas plus tôt. Même si le saut de mousson est en grande partie contrôlé par les phénomènes de grande échelle, les poussières désertiques jouent un rôle important sur l'instabilité barotropique-baroclinique. Il donc serait intéressant de poursuivre cette simulation en Juillet pour savoir si le saut de mousson serait impacté par la présence de poussières désertiques.

4.3.9 Impacts sur la convection :

Pour comprendre l'influence des poussières désertiques sur l'ITCZ en Afrique de l'ouest, le champ de précipitations est un diagnostique complexe. En effet, les précipitations reflètent le caractère « tout ou rien » des systèmes convectifs et leur différence montre par conséquent des champs très bruités (Fig 4.40). Toutefois une tendance moyenne peut être observée : les précipitations semblent réduites au sud de 12°N et augmentées autour de 13°N entre 3°E et 18°E (Fig 4.40). Cette zone est juste en bordure de l'ITCZ où les précipitations sont faibles (Fig 4.19).

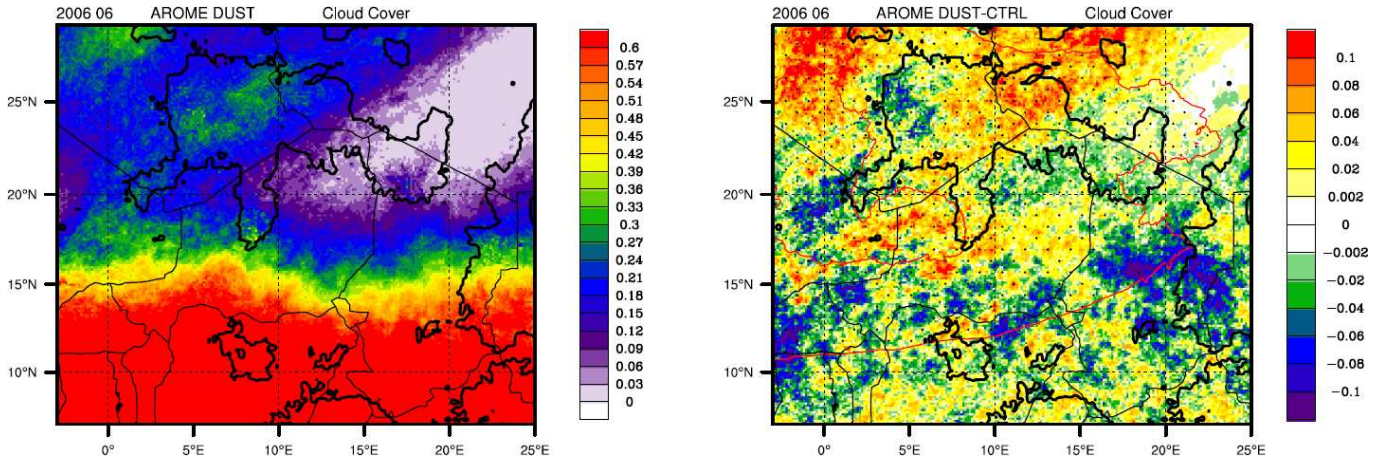
La nébulosité nous donne une estimation moins bruitée que les précipitations de la présence de convection (Fig 4.41a, à gauche). De la même manière, les champs de vapeur d'eau intégré sur toute la colonne atmosphérique et de CAPE[6] ne sont pas des témoins directs des systèmes convectifs mais ils permettent d'estimer la probabilité d'occurrence de convection (Fig 4.41b et c, à gauche). Ces champs montrent un gradient méridien très fort avec un maximum au niveau de l'ITCZ.

Le panel de droite de la figure 4.41 montre l'impact des poussières désertiques sur la nébulosité, l'eau atmosphérique et la CAPE avec une augmentation dépassant 10% sur la zone [14°N ;19°N] ;[3°W ;18°E], et une diminution plus au sud (Fig 4.41a, b et c, à droite). Cet impact serait cohérent avec une activité plus intense au nord de l'ITCZ et la forte advection d'humidité en basse couches entre 16°N et 19°N.

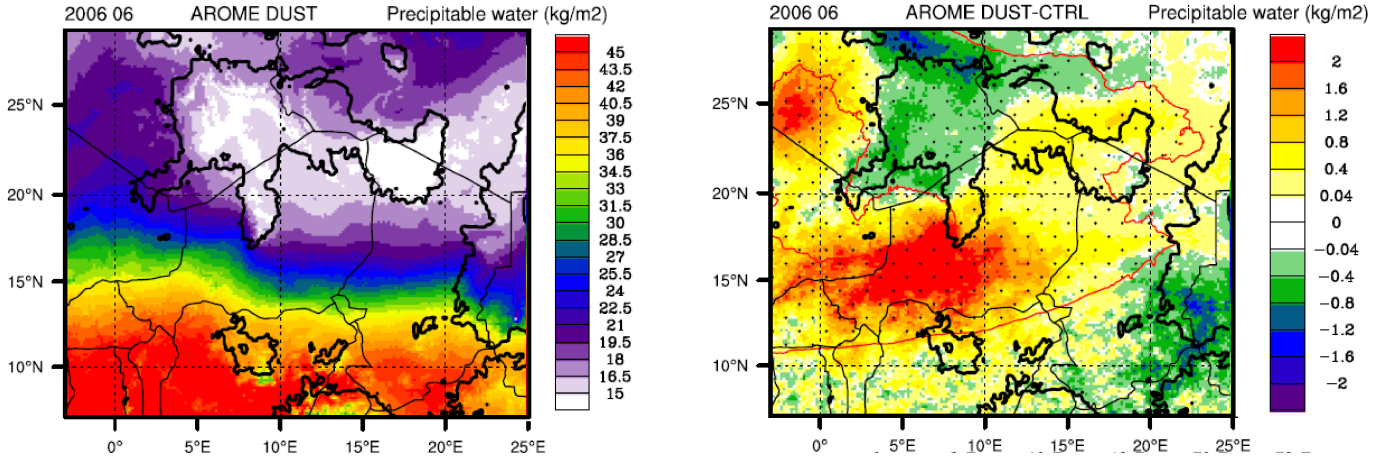
Cependant, au nord de 15°N les précipitations sont nulles ou très faibles (Fig 4.19) et ne peuvent faire l'étude de comparaisons (Fig 4.40). Les champs de nébulosité, de vapeur d'eau et de CAPE montrent une augmentation dépassant 20% à l'ouest du Hoggar et une diminution sur le Hoggar (Fig 4.41a, b et c, à droite). Un faible changement de nébulosité peut entraîner une forte diminution du flux solaire incident à la surface et accentuer l'effet de refroidissement en basses couches des poussières désertiques. Par contre, les valeurs des champs de nébulosité, vapeur d'eau et de CAPE ne sont pas assez intenses pour jouer significativement sur la convection profonde (Fig 4.41a, b et c, à gauche).

Pourtant cette région est particulièrement intéressante car l'impact des poussières désertiques y montre à la fois une stabilisation thermique et dynamique de l'atmosphère (cf. section précédente) mais aussi une

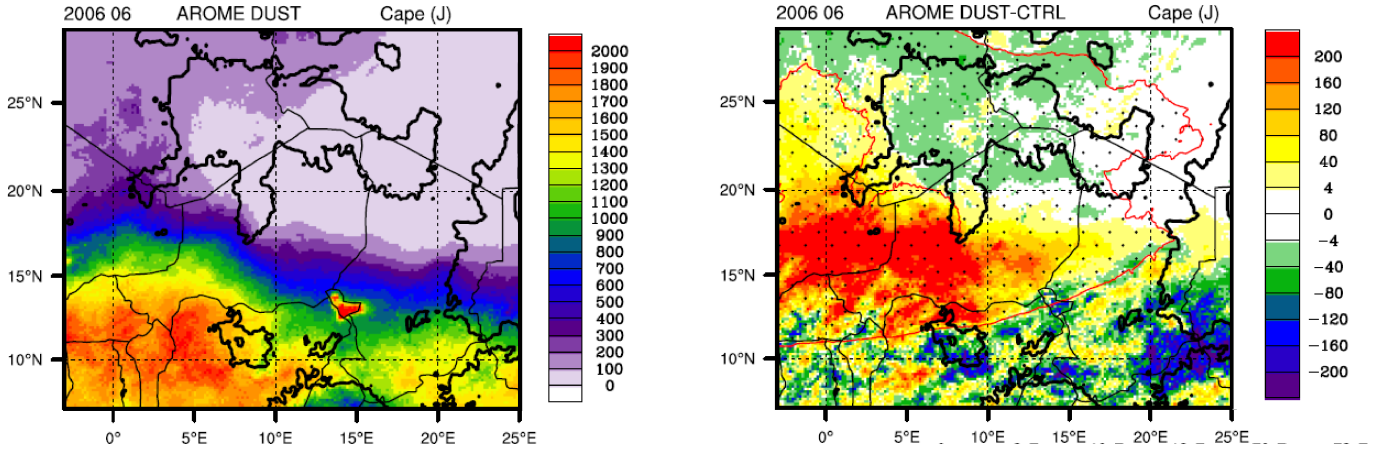
[6]Convective Available Potential Energy



(a)



(b)



(c)

FIG. 4.41 – *(a) Couverture nuageuse, (b) Vapeur d'eau atmosphérique intégrée sur toute la colonne atmosphérique ($kg.m^{-2}$) et (c) CAPE (J) pour (à gauche) la simulation DUST et (à droite) la différence entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006. Le relief à 600hPa est en isoligne noire et le panache de poussières désertiques simulé est en isolignes rouges entourant les pointillés.*

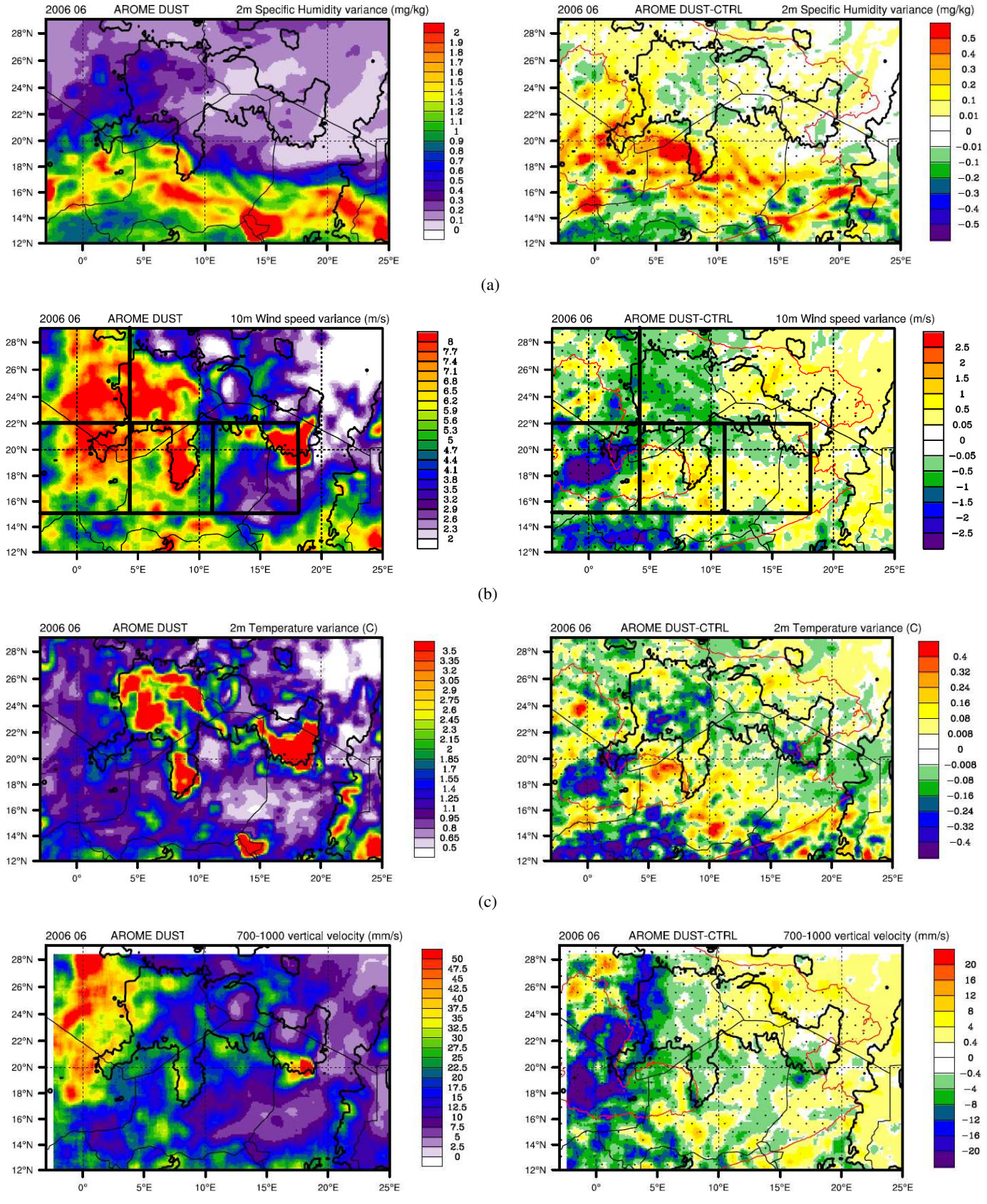


FIG. 4.42 – *Vapeur d'eau atmosphérique intégrée sur toute la colonne atmosphérique ($kg.m^{-2}$) de la (a) simulation DUST et (b) différence entre les simulations DUST et CTRL. Valeurs moyennées sur le mois de juin 2006. Le relief à 600hPa est en isoligne noire et le panache de poussières désertiques simulé est en isolignes rouges entourant les pointillés.*

amplification de paramètres favorable à la convection comme la CAPE et témoins de sa présence comme la nébulosité.

De plus, comme l'illustre le panel d'observations satellites fournies par MSG-SEVIRI (Fig 4.14, en rouge), la convection profonde n'apparait pas seulement au niveau de l'ITCZ mais aussi sur le nord du Sahel et parfois même sur le Sahara. Seulement dans cette région aride, les précipitations de cette convection localisée n'atteignent pas le sol car elles sont évaporées dans l'air Saharien très sec. Cette particularité favorise certainement des courants de densité très intenses (Grandpeix and Lafore 2010, Grandpeix et al. 2010) source essentielle d'aérosols. Comme le suggèrent les panaches de poussières désertiques en forme d'arcs se propageant devant les systèmes convectifs (Fig 4.14, en rose), les courants de densité produits par cette convection profonde sont responsables de nombreux soulèvements de poussières désertiques en juin 2006.

L'analyse de l'impact des poussières désertiques sur ce type de convection isolée dont les précipitations n'atteignent pas le sol, demande des diagnostiques adaptés. Or c'est près de la surface que la signature de cette convection est la plus forte sous forme de variabilité spatiale générée par les courants de densité (rafale de vents, baisse de température, convergence d'humidité, de la turbulence en basses couches, ...). Pour identifier l'occurrence de courants de densités, une variance glissante sur 1° carré à donc été réalisée sur les champs à 5km de résolution de vent à 10m, température à 2m, humidité à 2m et vitesse verticale de la surface à 700hPa sur le mois de juin 2006 (Fig 4.42). A échelle locale (<1°), on peut ainsi remarquer une forte disparité de la variabilité spatiale pour chaque champs indiquant des caractéristiques différentes de la convection (Fig 4.42, à gauche). Tandis que le panel de droite de la figure 4.42 montre l'influence des poussières désertiques sur cette variabilité.

La variabilité de l'humidité à 2m caractérise très clairement la zone du FIT, zone de fort gradient méridien humide (Fig 4.42a, gauche). La simulation DUST montre alors un net déplacement de la zone de gradient humide de 4° vers le nord (Fig 4.42a, droite). Par contre, ce déplacement n'est pas accompagné d'un déplacement du FIT (Fig 4.35b). L'augmentation de vapeur d'eau (Fig 4.41b, droite) et de sa variabilité en basses couches au niveau du Sahel serait-elle alors la trace d'une augmentation de l'occurrence d'événements convectifs ?

- Sur les reliefs et le lac Tchad la variabilité spatiale de la température à 2m dépasse 5°C tandis qu'elle n'excède pas 2°C en plaine (Fig 4.42c, gauche). Sur les reliefs, ces différences sont essentiellement liées à la diminution de la température avec l'altitude. En revanche, sur le lac, cette différence de température est directement liée à l'influence de l'albédo (lac) sur la température en basses couches. En moyenne les poussières désertiques ont tendance à diminuer la variabilité de la température de surface sur les reliefs et le lac Tchad (Fig 4.42c, droite). En plaine, l'impact des aérosols est disparate suivant les zones. Au sud et à l'ouest du Hoggar la variabilité de la température en plaine est augmentée. Quant à l'ouest de l'Adrar et au sud de 14°N, elle est diminuée. Un changement de la variabilité locale de la température de surface peut être relié à la modification de la turbulence en basses couches.

- La variabilité du vent horizontal à 10m fait apparaitre les vents anabatiques sur les zones montagneuses mais aussi les passages de courant de densité principalement au sud de 14°N et à l'ouest du Hoggar (Fig 4.42b, gauche). La présence de poussières désertiques engendre principalement une diminution de la variabilité du vent à 10m au sud-ouest du Hoggar, au sud de 14°N et sur le Hoggar. Partout ailleurs, elle est faiblement augmentée. Les systèmes convectifs induisent de fortes variations du vent horizontal en basses couches (convergence, courants de densité, ...).

- La variabilité du vent vertical entre la surface et 700hPa est un marqueur de la turbulence. Cette turbulence est exacerbée en cas d'initiation de convection. On remarque une importante zone de turbulence en basses couches au niveau de la dépression thermique et sur les reliefs (Fig 4.42d, gauche). La présence de poussières désertiques induit une forte diminution de la turbulence en basses couches sur les reliefs et le sud-ouest du Hoggar (Fig 4.42d, droite). Par contre à l'ouest du Hoggar, elle est augmentée.

On observe ainsi une augmentation non négligeable de la variabilité de la température, du vent horizontal et de l'humidité en basses couches au sud du Hoggar et une diminution au sud de 14°N. Sur le Sahara, la variabilité de la température, du vent horizontal et vertical augmentent nettement tandis qu'au sud-ouest du Hoggar ils diminuent. Ces diagnostiques peuvent être des témoins du passage de courants de densité induisant de fortes discontinuités. Ces dipôles méridiens réduction/augmentation du passage de courants de densités pourraient confirmer l'hypothèse d'une occurrence plus forte de convection profonde au nord. Ces effets sont forts au sud et à l'ouest du Hoggar, en plein dans le panache de poussières désertiques. Une augmentation de l'activité convective peut se manifester par une augmentation du nombre de systèmes et/ou de leur puissance et/ou de leur durée de vie mais ne se manifeste pas ici par une augmentation des précipitations.

Dans cette région Saharienne, l'humidité est généralement le facteur limitant le déclenchement et la propagation de la convection profonde. Malgré la forte stabilisation thermique (augmentation de la CIN[7]) engendrée par l'effet direct des poussières désertiques, l'augmentation de l'humidité (cf. partie 4.3.6) pourrait permettre une augmentation assez forte de la CAPE pour générer de la convection dans le panache de poussières désertiques.
D'autre part les effets locaux des poussières désertiques sont variables suivant leur concentration, leur distribution et l'albédo du sol (stabilisation/déstabilisation de l'atmosphère). Cette variabilité crée des hétérogénéités et des instabilités locales qui sont alors propices au développement de convection.
Par ailleurs, la convection dans l'ITCZ peut déclencher des ondes de gravité troposphériques dont une partie se propage vers le nord piégée dans un profil de stabilité bicouche (stable/moins-stable). Elle peux alors favoriser le déclenchement de la convection sur le sahel et le Sahara (Peyrillé and Lafore 2007). Or les poussières désertiques ont tendance à favoriser ce profil bicouche (stable/moins-stable) permettant de guider la propagation des ondes de gravité vers le nord qui pourrait alors stimuler le déclenchement de convection isolée plus au nord sur le Sahara.

Enfin, cette modification de la convection est un effet semi-direct important pouvant soit amplifier, soit contrebalancer l'effet direct des poussières désertiques. En effet, l'augmentation de la turbulence causée par la convection à tendance à atténuer la stratification induite par l'effet direct des poussières désertiques. Tandis que l'augmentation de la couverture nuageuse à tendance à amplifier le refroidissement de la surface engendré par l'extinction du rayonnement solaire par les poussières désertiques.

Les poussières désertiques peuvent donc entraîner une modification de la distribution spatiale des systèmes convectifs en modifiant les zones plus ou moins favorables à l'initiation et au développement de la convection. Seulement ces moyennes mensuelles ne permettent pas de mettre en évidence si ces changements sont accompagnés d'une modification temporelle de l'initiation et du développement de la convection.

4.3.10 Impacts sur le cycle diurne :

L'analyse du cycle diurne de l'impact des poussières désertiques permet de discriminer leurs effets suivant l'heure de la journée ce qui peut apporter de nouveaux éléments de compréhension en particulier lorsqu'en moyenne journalières certains effets sont antagonistes.

Cycle diurne des poussières désertiques :

Le cycle diurne de l'AOD des poussières désertiques illustré sur la figure 4.43 à gauche montre une évolution de la présence des poussières suivant l'heure de la journée. La valeur maximale de l'AOD se situe autour de 18h.
La différence par rapport à la moyenne (Fig 4.43, centre) permet de mettre en évidence la contribution de chaque zone suivant l'heure de la journée. Le Bodelé contribue à l'AOD mensuel essentiellement entre 9h et 18h tandis que le sud et l'ouest du Hoggar contribuent entre 18h et 24h.

[7]Convective INhibition

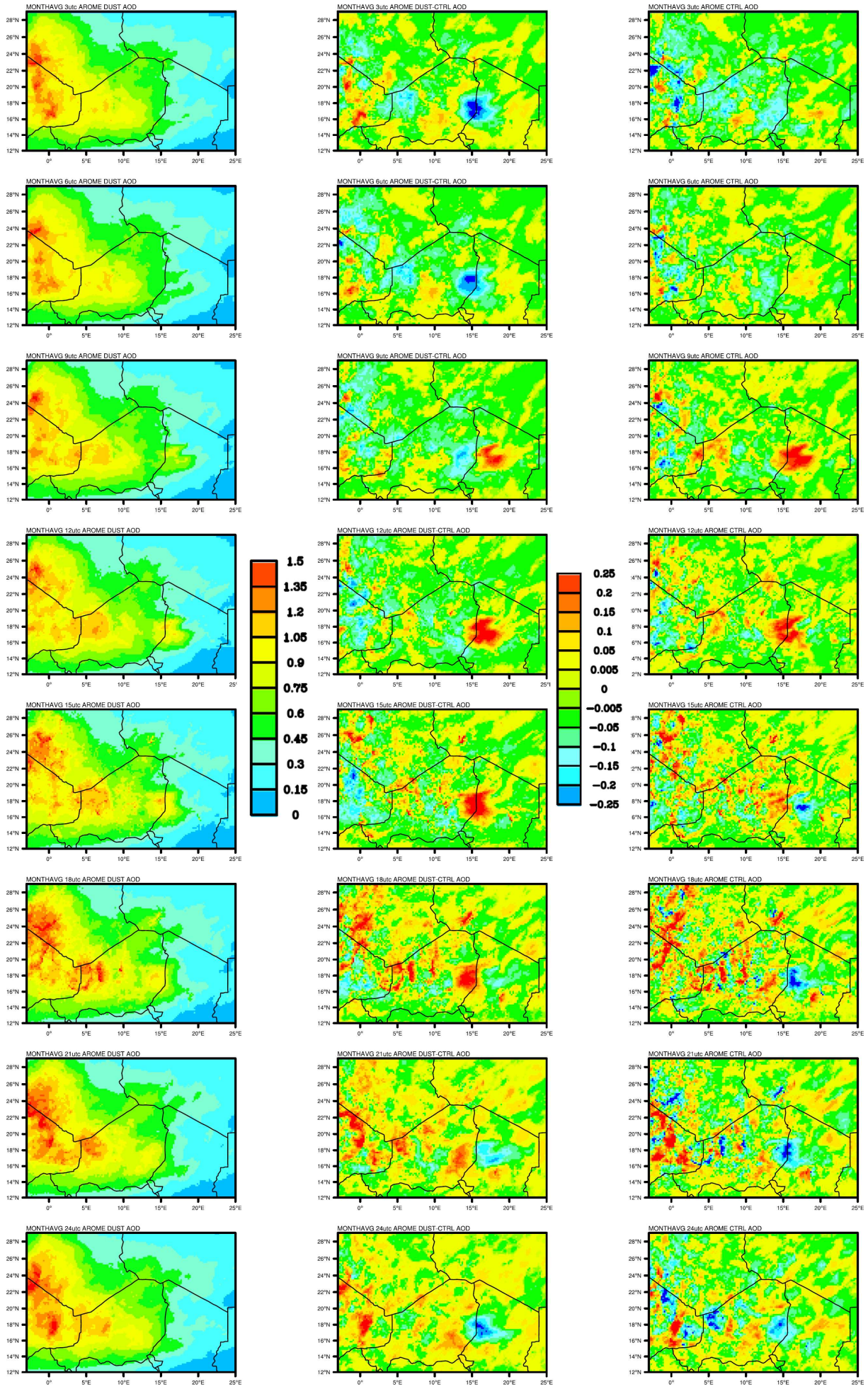


FIG. 4.43 – *Moyennes mensuelles : des valeurs instantanées de l'épaisseur optique des poussières désertiques toutes les 3h simulées par AROME DUST à gauche, en différentiel par rapport à la moyenne mensuelle au centre et en différentiel par rapport aux 3h précédentes à droite.*

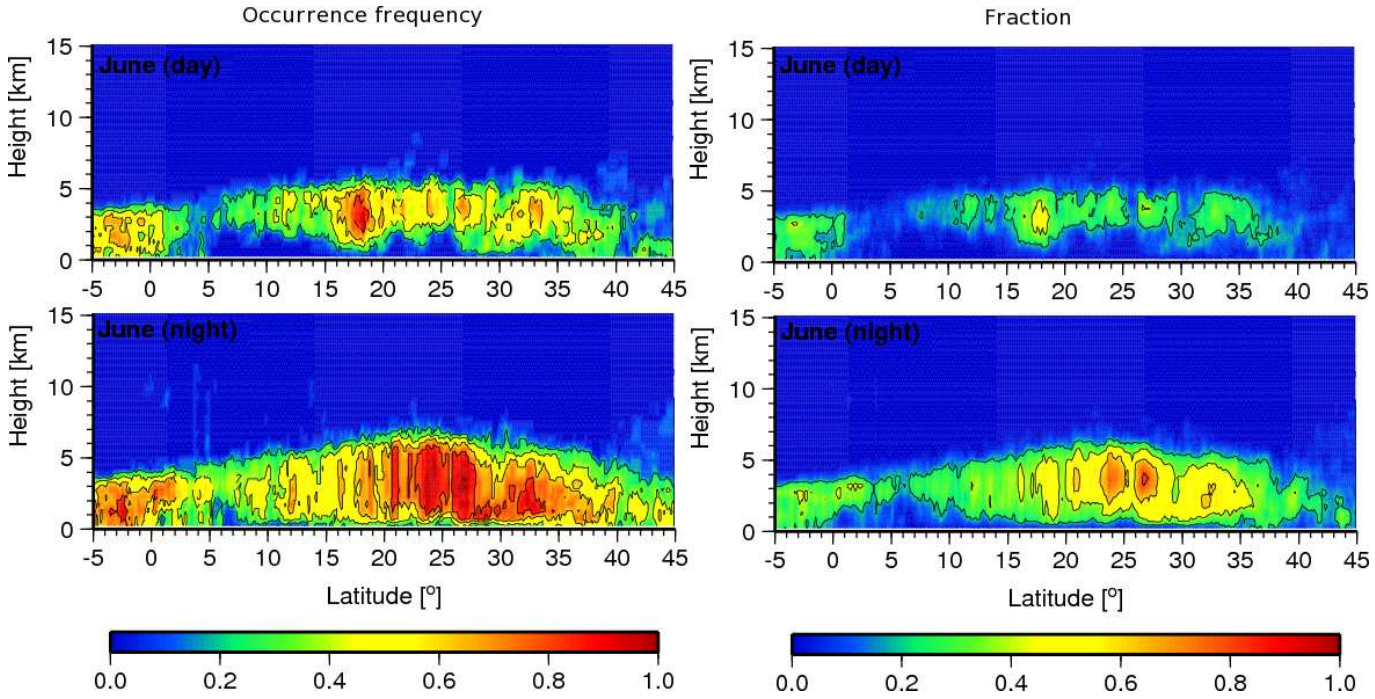


FIG. 4.44 – *Coupe verticale méridionale de la fréquence d'occurrence moyenne d'une fraction d'aérosols supérieure à 3% (à gauche) et la moyenne de la fraction d'aérosols (0,01%) (à droite). Valeurs observées par CALIPSO à 1h30 pendant la journée (en haut) et la nuit (en bas). Valeurs moyennées zonalement sur les fauchées entre 10°W à 10°E sur l'ensemble du mois de juin 2008. D'après D. Bouniol et Reading.*

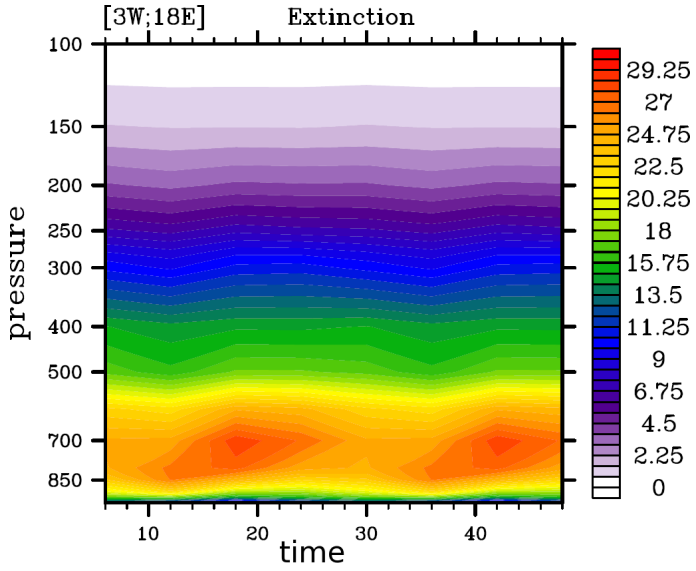


FIG. 4.45 – *Coupe verticale moyenne en fonction de l'heure de la journée de l'extinction (*1000) des poussières désertiques simulées par AROME DUST sur la zone [3°W ;18°E] ; [7°N ;29°N] sur l'ensemble du mois de juin 2006.*

L'évolution toutes les 3h (Fig 4.43, droite) donne une indication sur les soulèvements de poussières désertiques, leurs déplacements, et leurs zone de dépots. Au niveau du Bodelé, la production de poussières débute vers 6h et se poursuit intensément jusqu'à 12h (>0.2 AOD/h), puis diminue à partir de 15h. Un dipôle zonal négatif/positif indique le transport des poussières vers l'ouest. L'amplitude du cycle diurne de la production au niveau du Bodelé est forte. Au niveau de la zone sud et ouest du Hoggar, la production de poussières désertiques débute autour de 15h de façon plus éparse qu'au niveau du Bodelé. Des structures en formes d'arcs de cercles de l'apparition de poussières désertiques sont observables. Elles sont productives jusqu'à minuit. A 21h apparaissent des zones de perte de poussières désertiques soit par advection, soit par dépôt sec ou humide. Ces caractéristiques suggèrent des zones de productions en lien avec la convection dans cette zone. En effet, les systèmes convectifs ont la particularité de créer d'intenses dipôles positif/négatif en forme d'arc de cercle par formation de poussières désertiques dans les courants de densité et de lessivage en aval par les pluies (Tulet et al. 2010).

Le cycle diurne de la distribution verticale des poussières désertiques joue sur l'impact radiatif des poussières désertiques et par conséquent sur leur contribution au bilan de chaleur. La figure 4.44 montre la fréquence d'occurrence et la fraction de poussières observées par le LIDAR de l'A-Train au niveau de l'Afrique de l'ouest. Le LIDAR est plus sensible la nuit ce qui ne permet pas une étude quantitative du cycle diurne. Toutefois, on observe une concentration maximale des poussières désertiques entre 3 et 4 km à 13h30 alors qu'elle est bien mélangée entre la surface et 7km à 1h30. Ces observations semblent donc montrer une élévation des poussières désertiques entre 13h30UTC et 1h30UTC et un brassage de la couche limite entre 1h30UTC et 13h30UTC. Par ailleurs, la position en latitude du maximum montre elle aussi un cycle diurne avec un maximum autour de 18˚N le jour (latitude du Bodelé) et entre 24˚N et 27˚N la nuit (latitude du Hoggar).
La simulation préalablement évaluée permet de détailler ce cycle diurne et montre effectivement une élévation du maximum d'extinction de 850hPa à 700hPa entre 9h et 18h (Fig 4.45). Leur concentration aussi augmente pour être maximale à 18h. Enfin, à partir de 15h, les poussières désertiques sont bien mélangées dans la couche limite comme observé par CALIPSO.

Ainsi, les observations et le modèle semblent confirmer une activation de la source du Bodelé au matin et une activation des sources plus au nord le soir. Au matin, les jets nocturnes et la progression du FIT vers le nord peut expliquer le soulèvement important de poussières désertiques au niveau du Bodelé et leur élévation au dessus du flux de mousson. Tandis que pendant le soir, les sources de poussières désertiques au nord peuvent être activées et brassées dans la couche limite par l'activité convective plus intense en début de soirée.

Cycle diurne de la thermodynamique et dynamique en basses couches :

Le panel de figures en annexe A.3 illustre le cycle diurne (toutes les 3h) de différents paramètres comme la température, le vent et l'humidité et leur variance sur un degrès carré en moyenne sur le mois de juin 2006. La colonne de droite montre l'impact des poussières désertiques sur ces variables. Les zones présentant le plus de différences entre les deux simulations en relation avec l'activité convective qui se développe sont représentées sur la figure 4.42b.

- Est [11˚E ;18˚E] ; [15˚N ;22˚N]
- Centre [4˚E ;11˚E] ; [15˚N ;22˚N]
- Ouest [3˚W ;4˚E] ; [15˚N ;22˚N]
- Nord [3˚W ;4˚E] ; [22˚N ;29˚N]

Outre le fait quelles montrent des différences particulières de l'impact des poussières désertiques, d'autres particularités différencient ces zones. la zone Est à été choisie car c'est la zone de convection profonde la plus proche du Bodelé. Or le Bodelé montre la plus forte amplitude de cycle diurne des poussières désertiques de la région. Les trois autres zones ont été choisies car l'activité convective y est renforcée associée à l'influence des reliefs (Aïr, Adrar et Hoggar). Ainsi, sur ces trois zones, la localisation de la convection est assez proche dans les deux simulations, nous permettant d'analyser le cycle diurne de

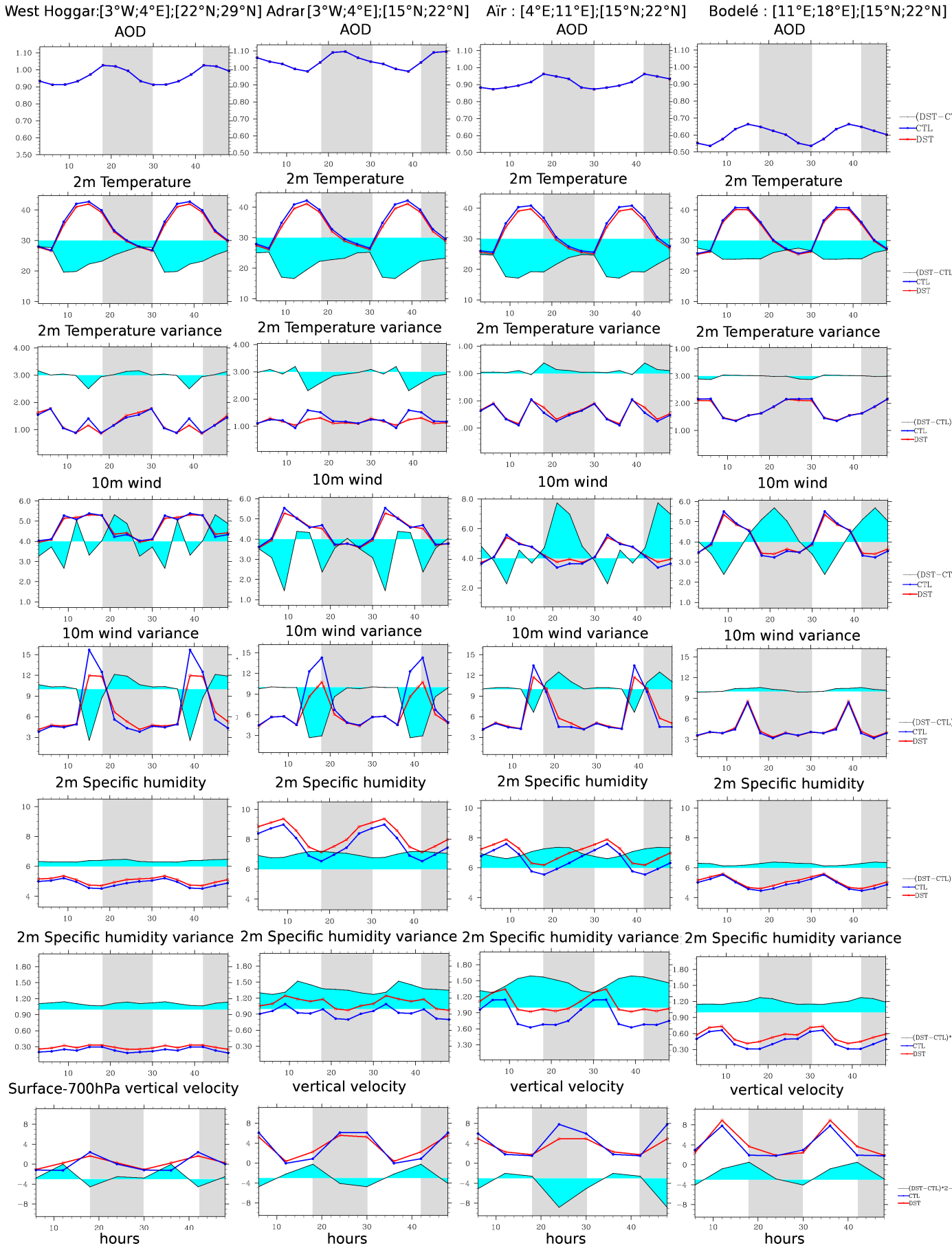


FIG. 4.46 – *Moyennes mensuelles simulées par AROME CTRL (en bleu) et DUST (en rouge) et leur différence (en bleu clair) sur les zones : Nord [3°W ;4°E][22°N ;29°N], Ouest [3°W ;4°E][15°N ;22°N], Centre [4°E ;11°E][15°N ;22°N], Est [11°E ;18°E][15°N ;22°N] respectivement sur les colonnes de gauche à droite. Pour de haut en bas : l'AOD, la température à 2m, la variance sur 1 degrès carré de la température à 2m, le vent à 10m, la variance sur 1 degrès carré du vent à 10m, l'humidité spécifique à 2m, la variance sur 1 degrès carré de l'humidité spécifique à 2m et la vitesse verticale moyenne entre la surface et 700hPa. Les valeurs sont prises toutes les 3h sauf pour la vitesse verticale qui est échantillonnée toutes les 6h. Le grisé montre les périodes de nuit.*

la convection sans qu'il soit trop influencé par des différences de localisation d'initiation.

Par soucis de clarté et de synthèse, la figure 4.46 récapitule les résultats de ces zones sous forme de moyenne mensuelle du cycle diurne pour chaque paramètres. Il montre d'une part comment le cycle diurne de chaque paramètre évolue en fonction des zones géographiques et d'autre part l'impact des poussières désertiques sur leur comportement. Les analyses qui suivent s'appuient à la fois sur le panel en annexe A.3 et sur la figure récapitulative 4.46.

Le plus faible AOD est simulé au niveau du Bodelé. Bien qu'elle soit la source la plus productive de poussières désertiques ($\sim$0.6 avec une forte amplitude de 0.17), celles-ci sont advectées vers l'ouest et le nord-ouest auxquelles s'ajoutent la production locale de poussières. Ainsi la zone de l'Adrar détient le plus fort AOD ($\sim$1.05 avec une amplitude faible de 0.12). Le cycle diurne de l'AOD au niveau du Bodelé est minimal à 6h et maximal à 15h. Plus à l'ouest, l'amplitude des cycles diurne est moins forte et décalée avec un maximum à 18h (minimum à 6h) vers l'Aïr et à l'ouest du Hoggar. Quant à la zone de l'Adrar le cycle diurne est inversé avec celui du Bodelé avec un maximum à minuit et un minimum à 15h. Ces différences d'amplitude, d'intensité et de phasage sont liés à différents processus régionaux de soulèvement de poussières désertiques.

- Température à deux mètres : Le cycle diurne de la température est voisin pour chaque zone. La seule différence est un Léger décalage horaire entre la zone Est (au zénith à 13h) et la zone Ouest (au zénith à 15h).

- Variance spatiale de la température à deux mètres : Elle dépend essentiellement du relief. Pour éliminer cet artefact, la moyenne a été retirée, ce qui permet de mettre en évidence le cycle diurne de variabilité de la température. Elle est maximum au niveau du flux de mousson et sur les reliefs entre 15h et 18h puis en plaine de 21h à 6h (Annexe A.3). En plaine, cette variabilité fait probablement intervenir les circulations dynamiques (e.g. jets nocturnes). Le cycle diurne de chaque zone montre alors deux maxima plus ou moins marqués.

- Module du vent à dix mètres : Le cycle diurne du vent à 10m apporte des informations sur le type de structures associées au soulèvement des poussières désertiques (Fig A.8 gauche et centre). En moyenne, les vents sont plus intenses autour de 9h et plus faibles vers 21h, ce qui est cohérent avec d'autres études (Parker et al. 2005, Lothon et al. 2008). Le flux de mousson présente un cycle diurne marqué. Il est maximal vers 9h et s'étend jusqu'à 16°N. Ensuite autour de 18h, il a tendance a s'épaissir et a s'affaiblir, et se déplace vers 12°N. Par ailleurs, sa zone frontale est moins marquée. L'évolution du flux de mousson est fortement piloté par les processus convectifs et la dynamique de couche limite. A partir de 15H, le flux d'Harmattan est plus intense. La canalisation du flux d'Harmattan au niveau du Bodelé (due à l'orographie) est toujours présente mais est marquée d'un fort cycle diurne, maximum autour de 9h et minimum vers 18h. Ce cycle diurne du vent à 10m montre un déphasage systématique de 6h avec celui des poussières désertiques sur le Bodelé.

- Variabilité du vent à dix mètres : Dans cette région, la variabilité du vent à dix mètres est principalement indicative des rafales de vent et renseignent sur le passage de courants de densité. Celles-ci montrent un pic le soir (entre 15h et 18h) associé au déclenchement de convection.

- Humidité spécifique à deux mètres : L'humidité spécifique en basses couches est maximum juste avant le pic de variance du vent (principalement associé à la convection profonde) et minimum juste après. Or la convection profonde à pour effet un assèchement des basses couches.

- Variabilité de l'humidité spécifique à deux mètres : Le champ de variabilité de l'humidité spécifique montre essentiellement le fort gradient d'humidité présent au niveau du FIT. Le déplacement diurne du FIT montre ainsi un retrait entre 9h et 12h plus rapide que sa mise en place.

- Vitesse verticale moyenne entre la surface et 700hPa : Le cycle diurne des vitesses verticales en basses couches sur les zones de l'Adrar et de l'Aïr est maximum pendant la nuit. Cette évolution peut être

reliée avec le développement de processus convectifs en soirée et la dynamique de couche limite. Sur le Hoggar, ce maximum apparaît plus tôt (vers 18h) et les vitesses verticales sont en moyennes négatives la journée. Cette zone se trouve au niveau de la dépression thermique et cette subsidence peut alors être reliée à la cellule descendante de Hadley. Les cycles diurnes de la vitesse verticale sont en opposition de phase avec celui de la zone du Bodelé qui voit un maximum en journée et un minimum la nuit. A l'ouest du Hoggar, le maximum apparaît vers 18h et le minimum au matin. Ce maximum d'ascendance pourrait être associé au maximum de convergence au niveau du FIT qui lui précède de quelques heures dans cette zone.

Impact des poussières désertiques sur le cycle diurne de la thermodynamique et dynamique en basses couches :

- Température à deux mètres : Les poussières désertiques induisent une diminution de la température sur toutes les zones et à toute heure. L'impact des poussières désertiques sur le cycle diurne de la température dépend essentiellement de l'AOD moyen et du cycle diurne du rayonnement solaire. En moyenne, le cycle diurne de la température à 2m est diminué d'environ 5% (au maximum -1.2˚C/AOD à 12h sur la zone Ouest). En effet, les poussières désertiques modélisées interagissent avec le rayonnement solaire et pas avec le rayonnement tellurique. De plus, pour ces zones, le cycle diurne des poussières désertiques est négligeable devant le cycle diurne imposé par le rayonnement solaire (alors même s'il y a plus de poussières la nuit sur la zone Ouest, l'impact des poussières est maximum la journée). Ainsi, l'impact direct des poussières désertiques dépend essentiellement du rayonnement visible incident. On peut toutefois observer une légère augmentation de l'impact radiatif des poussières désertiques sur la température à 2m au moment du maximum d'AOD. La nuit, la diminution de la température à 2m est un impact semi-direct. On peut noter qu'entre la zone ouest du Hoggar qui atteint -1˚C le jour (pour un AOD de 0.9) et la zone du Bodelé qui ne baisse que de 0.5˚C le jour (pour un AOD de 0.6), il y a le même impact la nuit, c'est à dire -0.2˚C. L'intensité de la baisse de température la nuit n'est donc pas seulement reliée à la diminution de température durant la journée et met en valeur l'importance des effets semi-directs des poussières désertiques.

- Variance spatiale de la température à deux mètres : L'impact des poussières désertiques intervient essentiellement le soir entre 15h et 18h, lorsque la variabilité de la température est minimale en plaine. Pour les zones à l'ouest du Hoggar et vers l'Adrar, elle est diminuée alors que dans la zone de l'Aïr elle est augmentée vers 18h. La diminution de la variabilité de la température à deux mètres aux abords des reliefs est probablement en lien avec une diminution de l'activité convective entre 15h et 18h dans la simulation DUST. Par contre, l'augmentation au niveau de l'Aïr, peut être liée à un déplacement des systèmes convectifs en lisière du flux de mousson vers le nord.

- Module du vent à dix mètres : La présence de poussières désertiques induit en moyenne une augmentation du vent au niveau du FIT et une diminution des flux d'Harmattan et de mousson (Fig A.8 droite). Plus précisément, entre 15h et 18h l'impact des poussières désertiques est moins marqué (nombreux dipôles positif/négatif) alors qu'entre 21h et 24h le vent est augmenté de l'ordre de 12% au niveau du FIT ce qui peut engendrer une rétroaction positive sur le soulèvement de poussières désertiques. L'évolution de intensité du vent en basses couches est très marqué, présentant un maximum de vent la journée et un minimum la nuit. La présence de poussières désertiques entraîne un lissage et une diminution (d'environ 10%) du cycle diurne du vent à dix mètres. Le vent de la simulation DUST est donc en moyenne plus régulier temporellement.

- Variabilité du vent à dix mètres : La simulation DUST enregistre une diminution du pic de variabilité du vent à dix mètres d'environ 20% dans toutes les zones sauf au niveau du Bodelé où le pic est augmenté. En revanche, de 18h à 24h la variabilité du vent est augmentée dans toutes les zones sauf vers l'Adrar. Ainsi, les courants de densités semblent être moins intenses entre 15h et 18h sauf sur le Bodelé où ils semblent légèrement plus forts. En revanche, entre 18h et 24h la variabilité des vent est plus importante (sauf vers l'Adrar), ce qui peut s'expliquer par une durée de vie plus longue et/ou un retard dans le déclenchement des systèmes convectifs.

- Humidité spécifique à deux mètres : On constate sur la simulation DUST, que l'humidité de basse couche est augmentée d'environ 10% (dont le maximum d'augmentation se trouve entre 18h et 24h). Ce phénomène peut être associé à une baisse de l'activité convective qui à lieu en début de soirée et à pour effet un assèchement des basses couches. Cependant, dans ces région, la faible humidité est un facteur limitant le développement de la convection profonde. L'augmentation de l'humidité peut donc ensuite favoriser le développement de convection profonde dans ces zones arides.

- Variabilité de l'humidité spécifique à deux mètres : Les poussières désertiques induisent une augmentation nette de cette variabilité surtout entre 15h et 18h pour les zones concernées par le passage du FIT (fort gradient d'humidité), c'est à dire surtout sur les zones sud. Cette augmentation du gradient d'humidité peut être relié à l'augmentation de la convergence à ce niveau. Or ce paramètre peut être favorable au développement de la convection profonde.

- Vitesse verticale moyenne entre la surface et 700hPa : A l'exception de la région du Bodélé, les poussières désertiques induisent une réduction du cycle diurne en augmentant les ascendances en journée et en les réduisant la nuit. Sur la zone du Bodelé, les ascendances sont augmentées. Ce phénomène peut s'expliquer par la présence de poussières désertiques proches de la surface (zone source), ayant tendance a renforcer le chauffage des basses couches. En revanche, sur la zone de l'Aïr, les ascendances ont tendance à être atténuées. Cet tendance peut s'expliquer par la stratification thermique renforcée par la présence des poussières désertiques en altitude.

En résumé, le cycle diurne de l'effet direct des poussières désertiques dépend essentiellement du cycle diurne du rayonnement visible incident. L'impact des poussières désertiques réduit le cycle diurne de la température à deux mètres, du vent à dix mètres et de l'humidité dans toutes les zones. On peut alors constater en moyenne pendant le jour une diminution de la température et du vent dans la simulation DUST. En début de soirée, l'humidité et la vitesse verticale augmentent tandis que la variance des vents et de la température diminuent sur les zones directement influencées par l'orographie. Ces effets coïncident pour indiquer une diminution de la convection profonde et un développement plus important de la couche limite sèche. Par contre, la nuit on peut parfois remarquer une augmentation du vent, de la variance du vent et de la variance de la température (e.g. zones Ouest du Hoggar et de l'Aïr). Ces effets se traduisent au contraire par une convection profonde plus active. Les observations montrent, sur 1 degrès carré, une forte influence de la variabilité de la température et de l'humidité de surface et de l'orientation du vent en basses couches sur le développement des systèmes convectifs (Gounou 2011).

Conclusion

Le mois de juin 2006 rassemble des conditions idéales pour étudier l'interaction aérosol-convection. En effet, d'une part l'anticyclone de Libye particulièrement intense cette année là induit un fort flux d'Harmattan à l'Est permettant un soulèvement d'aérosols au niveau du Bodelé proche des valeurs annuelles maximales. D'autre part, le déplacement vers l'ouest de la dépression thermique Saharienne entraîne dans sa circulation cyclonique la remontée particulièrement au nord du flux de mousson permettant l'occurrence de nombreux systèmes convectifs sur l'ouest du Sahel. Avant la mousson, la végétation n'a pas encore poussé sur le nord du Sahel et les systèmes convectifs sont peu précipitants et provoquent de forts courants de densités permettant le soulèvement de poussières désertiques sans leur lessivage. La combinaison de ces conditions particulières permet une concentration de poussières désertiques et une activité convective significative pour l'étude de leurs interactions.
La simulation AROME DUST reproduit de façon réaliste les principales caractéristiques du mois de juin 2006.

En juin 2006, à la vieille du saut de mousson, les poussières désertiques semblent bloquer l'intensi-

fication de la dépression thermique et les circulations qui y sont associées comme le flux de mousson, d'Harmattan, le JEA et les ascendances au niveau de la dépression thermique. En revanche, le chauffage en altitude et l'humidification de l'atmosphère induit par les poussières désertiques semblent ici provoquer un déplacement vers le nord du coeur de l'ITCZ. Ce déplacement est associé à un déplacement vers le nord du coeur du JOST et une humidification importante du flux de mousson. Au bilan, ces modifications de l'atmosphère n'entraînent pas de déplacement significatif du FIT entre les deux simulations et le saut de mousson n'intervient pas plus tôt. Même si le saut de mousson est en grande partie contrôlé par les phénomènes de grande échelle, les poussières désertiques jouent un rôle important sur l'instabilité barotropique-baroclinique. Il donc serait intéressant de poursuivre cette simulation en Juillet pour savoir si le saut de mousson serait impacté par la présence de poussières désertiques.

Dans les régions saharienne et subsaharienne, l'humidité est généralement le facteur limitant le déclenchement et la propagation de la convection profonde. Ainsi, l'augmentation de l'humidité en basses couches s'accompagne au nord d'une augmentation de l'eau précipitable, de la CAPE et de la nébulosité. De plus, les poussières désertiques ont tendance à favoriser ce profil bicouche (stable/moins-stable) permettant de guider la propagation des ondes de gravité vers le nord qui pourrait alors stimuler le déclenchement de convection isolée plus au nord sur le Sahara. Plus localement, les effets des poussières désertiques sont variables suivant leur concentration, leur distribution et l'albédo du sol (stabilisation/déstabilisation de l'atmosphère). Cette variabilité crée des hétérogénéités et des instabilités locales qui sont alors propices au développement de convection. Ces paramètres semblent montrer une augmentation de la petite convection dans les régions saharienne et subsaharienne.

Le cycle diurne de l'effet direct des poussières désertiques dépend essentiellement du cycle diurne du rayonnement visible incident. L'impact des poussières désertiques réduit le cycle diurne de la température à deux mètres, du vent à dix mètres et de l'humidité. Pendant le jour la température et le vent diminuent. En début de soirée, l'humidité et la vitesse verticale augmentent tandis que la variance des vents et de la température diminuent sur les zones directement influencées par l'orographie. Ces effets coïncident pour indiquer une diminution de la convection profonde vers 18hUTC et un développement plus important de la couche limite sèche en soirée. Par contre, la nuit on peut parfois remarquer une augmentation du vent, de la variance du vent et de la variance de la température. Ces effets se traduisent au contraire par une convection profonde plus active.

L'impact des poussières désertiques sur la convection ne se résume pas à un déplacement de la zone de convection, mais peut aussi se traduire par un retard du déclenchement de la convection, d'un affaiblissement de la convection ou encore d'une augmentation de la durée de vie des systèmes convectifs.
Une modification de la convection est un effet semi-direct important pouvant soit amplifier, soit contrebalancer l'effet direct des poussières désertiques. En effet, l'augmentation de la turbulence causée par la convection a tendance à atténuer la stratification induite par l'effet direct des poussières désertiques. Tandis que l'augmentation de la couverture nuageuse a tendance à amplifier le refroidissement de la surface engendré par l'extinction du rayonnement solaire par les poussières désertiques.

Par ailleurs, les gradients méridiens de vorticité potentielle sont importants pour la détermination de l'instabilité barotropique-baroclinique. Au niveau de l'AEJ, la structure de ces gradients de vorticité potentielle est particulièrement importante car elle détermine le développement des ondes d'Est Africaines (Burpee 1972). Toutefois, l'impact mensuel des poussières désertiques n'est pas forcément représentatif de leur impact à plus petite échelle. Les ondes d'est Africaines ont une période de 3-5 jours et les poussières désertiques ont aussi des périodes plus ou moins intenses. L'analyse de leurs interactions nécessite un filtrage afin d'isoler ce signal particulier.

Conclusion & Perspectives

Conclusion

Les ressources en eau de l'Afrique de l'Ouest dépendent de la variabilité de la mousson Africaine. Cette forte variabilité, rendant difficile sa prévisibilité, est principalement reliée à la convection profonde. Cette région est la plus grande source de poussières désertiques au monde. En modifiant le bilan énergétique et le cycle de l'eau, les poussières désertiques jouent un rôle déterminant sur le développement de la convection profonde. Seulement, les interactions aérosols-rayonnement sont multiples et de nombreux couplages existent entre les aérosols et le cycle de l'eau entraînant de fortes incertitudes. L'objet de cette thèse était donc d'améliorer la compréhension des interactions entre poussières désertiques et convection profonde.

L'étude des aérosols désertiques et de leurs interactions avec la convection profonde met en jeu plusieurs échelles de temps et d'espace. En effet, les systèmes convectifs et les émissions de poussières désertiques sont des phénomènes à seuil, mettant en jeu la turbulence de fine échelle, et pouvant se propager sur des échelles d'espace et de temps allant jusqu'à des milliers de kilomètres sur plusieurs jours. Pour étudier ces phénomènes et leurs interactions, il faut des outils multi-échelles. Pour cela, le réseau d'observations AMMA (période d'observation intensive en 2006), permet une analyse multi-disciplinaire et multi-échelle en Afrique de l'Ouest des bilans d'eau, des bilans radiatifs et des caractéristiques des poussières désertiques. En complément de ces observations, le modèle AROME (opérationnel fin 2008), adapté en terme d'efficacité pour répondre aux exigences de taille de domaine et de résolution que demande l'étude des interactions entre poussières désertiques et convection profonde, est utilisé.

À cette fin, le modèle doit être capable de représenter les violents systèmes convectifs d'Afrique de l'Ouest. Cette condition est cruciale autant pour la prévision du système mousson que pour la représentation du cycle de vie des poussières désertiques. L'étude de cas de convection profonde intense du 25 au 26 Juillet 2006 a permis de procéder à différentes améliorations du modèle. Un ensemble de tests de sensibilité (schéma de diffusion numérique, plusieurs paramétrisations physiques, résolution temporelle, ...) à permis de mettre au point une version d'AROME capable de reproduire les systèmes convectifs d'Afrique de l'Ouest en terme d'intensité, de localisation et d'occurrence autant à 2.5 km qu'à 5 km de résolution horizontale.

D'autre part, AROME doit aussi être capable de modéliser et prévoir les tempêtes de sables. Pour cela nous avons mis en place des diagnostiques optiques des poussières désertiques et procédé à l'ajustement du module de poussières désertiques dans AROME. Le cas extrême de tempête de poussières désertiques du 7 au 15 mars 2006 a permis d'évaluer le temps d'équilibrage du modèle qui est inférieur à la journée. Ce cas d'étude a aussi permis de déterminer le domaine minimal nécessaire pour représenter à la fois la quantité suffisante de sources de poussières désertiques, leur transport dans l'atmosphère, et leur interaction avec la convection profonde qui est de [7°N-30°N] ;[3°W-35°E]. Enfin, ce cas d'étude montre que le modèle est capable de représenter qualitativement et quantitativement les émissions et l'évolution des poussières désertiques en Afrique de l'Ouest.

Au cours de ces deux cas d'étude, les conditions initiales et aux limites ont été testées avec plusieurs coupleurs disponibles. Il en résulte que les analyses du modèle ARPEGE-Tropique sont les mieux adaptées au modèle AROME en Afrique de l'Ouest.

L'analyse statistique des interactions entre convection profonde et poussières désertiques nécessite des durées de simulations d'un mois minimum. Il s'agit alors de vérifier si ces durées ne peuvent donner

lieu à une dérive du modèle. L'étude de 14 simulations de 6 jours initialisées à différentes échéances a été réalisée sur le mois juin 2006 ou de violents systèmes convectifs et une forte quantité de poussières désertiques sont présents. Cette étude montre qu'à partir du deuxième jour de simulation, le modèle AROME a trouvé son équilibre et aucune des variable analysées (eau précipitable, température, flux radiatifs, ...) ne dérive au cours des 6 jours de simulation. Cependant les poussières désertiques ne sont pas des variables pronostiques des analyses ARPEGE-Tropiques. Elles ne peuvent donc pas être réinitialisées. La simulation du mois de juin 2006 à été réalisée en réinitialisant les variables du modèle tous les 4 jours sauf les champs de poussières désertiques. La comparaison aux observations montre que le modèle AROME est capable de prévoir de façon qualitative et quantitative les poussières désertiques sur l'ensemble du mois.

A la suite de ces travaux, le modèle est donc capable de représenter à la fois la convection profonde de façon explicite et le cycle de vie des poussières désertiques, sur un mois.

L'analyse des impacts radiatifs des poussières désertiques sur la thermodynamique et la dynamique de l'atmosphère a ensuite été menée. Pour cela, l'intense tempête de poussières désertiques du 7 au 15 mars 2006 est simulée avec et sans le couplage au module de poussières désertiques. En moyenne sur ce cas, les poussières désertiques sont bien mélangées dans la couche limite saharienne au nord, et se trouvent au dessus du flux de mousson plus au sud.

Les observations montrent que la présence de poussières désertiques réduit le rayonnement visible incident de 34 $W.m^{-2}.AOT^{-1}$ et augmente le rayonnement infrarouge incident de 25 $W.m^{-2}.AOT^{-1}$ à la surface. Sur ce cas d'étude, l'impact radiatif simulé par le modèle est proche des observations.

Par absorption et diffusion du rayonnement solaire incident, les poussières désertiques ont tendance à réchauffer l'atmosphère et refroidir les basses couches. En terme de température, le couplage d'AROME avec le module de poussières désertiques permet alors une meilleure représentation de la signature de la tempête ce qui améliore sa prévisibilité.

L'impact sur le tourbillon potentiel est cohérent avec le chauffage intense au coeur du panache de poussière (+2°C) et conduit à un dipôle vertical d'anomalie de tourbillon potentiel, avec des valeurs plus fortes en basses couches et des valeurs plus faibles dans la partie supérieure du panache de poussière.

Ces effets se traduisent par un renforcement de l'intensité de la tempête avec une augmentation des ascendances du niveau du front froid extratropical pénétrant sur l'Afrique, une augmentation de la convergence cyclonique près de la surface et une augmentation de la divergence anticyclonique dans la partie supérieure de la couche de poussières. De plus, la subsidence est amplifiée à l'arrière du front froid et les vents de nord sont accélérés.

Enfin, l'impact le plus marquant est l'accélération des vents d'Est, au niveau du front en basses couches et au niveau du Jet d'Est Africain (+3$m.s^{-1}$ soit +30%), augmentant l'émission de poussières désertiques et leur transport à longue distance vers l'Ouest.

Pour résumer, la simulation de cette tempête de poussière suggère une rétroaction positive des poussières sur la tempête (Kocha et al. 2011). Les fortes concentrations de poussières désertiques ont donc des conséquences significatives sur la thermodynamique et la dynamique de la petite à la moyenne échelle. Ces résultats suggèrent que le couplage et la prise en compte des impacts radiatifs des poussières désertiques est nécessaire pour une meilleur prévision de ces événements extrêmes.

A partir de ces résultats, nous pouvons désormais considérer une situation où de fortes charges en aérosols désertiques sont simultanément présentes avec des forts systèmes convectifs afin d'analyser leurs interactions. Le mois de juin 2006 est retenu car il cumule les conditions favorables au soulèvement d'aérosols : un sol sec, de fort vents d'Harmattan, avec en parallèle, une forte activité convective peu précipitante sur le Sahel.

On retrouve sur la moyenne mensuelle, une distribution comparable des poussières désertiques à celle observée en mars 2006, avec les poussières désertiques bien mélangées dans la couche limite saharienne et au dessus du flux de mousson. Les poussières désertiques augmentent l'absorption du rayonnement visible de 38% dans l'atmosphère mais réduisent le rayonnement visible à la surface de 37%. Ces effets entraînent un réchauffement de l'atmosphère dans la couche supérieure du panache de poussières désertiques et un refroidissement des basses couches. L'impact sur la tourbillon potentiel conduit à un dipôle vertical d'anomalie de tourbillon potentiel. Ces effets se traduisent par une augmentation des ascendances du niveau du Front InterTropical, une augmentation de la convergence cyclonique près de la surface et une augmentation de la divergence anticyclonique dans la partie supérieure de la couche de poussières au niveau du front intertropical. Plus au nord, la subsidence de la cellule descendante de Hadley est amplifiée. Tous ces effets sont cohérents avec les effets constatés sur le cas de mars.

Cependant, en juin 2006, à la veille du saut de mousson, les poussières désertiques bloquent l'intensification de la dépression thermique et les circulations qui y sont associées c'est à dire, le flux de mousson, d'Harmattan, le Jet d'Est Africain et les ascendances au niveau de la dépression thermique. En revanche, le chauffage en altitude et l'humidification de l'atmosphère induit par les poussières désertiques provoquent ici un déplacement vers le nord du coeur de la Zone de Convergence InterTropicale. Ce déplacement est associé à un déplacement vers le nord du coeur du Jet d'Ouest SubTropical et une humidification importante du flux de mousson. Au bilan, ces modifications de l'atmosphère n'entraînent pas de déplacement significatif du Front InterTropical entre les deux simulations.

Dans les régions saharienne et subsaharienne, l'humidité est généralement le facteur limitant le déclenchement et la propagation de la convection profonde. Ainsi, l'augmentation de l'humidité en basses couches s'accompagne au nord d'une augmentation de l'eau précipitable, de l'énergie potentielle disponible pour la convection et de la nébulosité. Un refroidissement et une humidification des basses couches entraînent un niveau de condensation plus bas. Localement, les effets des poussières désertiques sont variables suivant leur concentration, leur distribution et l'albédo du sol (stabilisation/déstabilisation de l'atmosphère). Cette variabilité crée des hétérogénéités et des instabilités locales qui sont alors propices à la turbulence et au développement de la couche limite convective. De plus, ce profil bicouche (stable/moins-stable) permet de guider la propagation des ondes de gravité vers le nord. Celles-ci stimulent le déclenchement d'évènements convectifs isolés plus au nord (sur le Sahara). Ces mécanismes favorisent l'augmentation de la convection nuageuse peu profonde dans les régions saharienne et subsaharienne.

Suivant les zones et l'heure de la journée, les effets des poussières désertiques sont différents. Le cycle diurne de l'effet direct des poussières désertiques dépend essentiellement du cycle diurne du rayonnement visible incident. L'impact des poussières désertiques réduit le cycle diurne de la température à deux mètres, du vent à dix mètres et de l'humidité. Pendant le jour la température et le vent diminuent. En début de soirée, l'humidité et la vitesse verticale augmentent tandis que la variance des vents et de la température diminuent sur les zones directement influencées par l'orographie. Ces effets coïncident pour indiquer une diminution de la convection profonde vers 18hUTC et un développement plus important de la couche limite sèche en soirée. Par contre, la nuit on constate une augmentation du vent, de sa variance et de celle de la température, à l'Ouest de l'Aïr et du Hoggar. Ces effets traduisent au contraire une convection profonde plus active.

En juin 2006, la présence de poussières désertiques induit donc une augmentation moyenne de la convection nuageuse peu profonde, une diminution de la convection profonde en soirée et par endroits une augmentation de la convection profonde la nuit.

La modification de la convection par les poussières désertiques est un effet semi-direct dont les impacts radiatifs sont encore plus forts que l'effet direct des poussières désertiques. Cela confirme la nécessité de la prise compte des effets radiatifs des poussières désertiques dans les modèles de prévision en Afrique de l'Ouest voir dans les modèles de plus grande échelle.

Au final, cette thèse illustre l'effet "boule de neige" des poussières désertiques sur l'Afrique de l'ouest. La puissance des effets des poussières désertiques ne réside pas tant sur leur impact direct local (i.e.

atténuation du rayonnement incident) mais dans les implications que ces impacts engagent. En effet la spécificité des poussières désertiques est d'agir sur la seule source d'énergie arrivant sur terre. En modifiant le bilan énergétique terrestre dès sa base, des phénomènes qui résultent de l'équilibrage énergétique de la planète vont être eux aussi modifiés. Or ces phénomènes (comme les jets ou la convection profonde) ont une influence encore plus forte sur l'équilibre atmosphérique car ils mettent en jeu beaucoup plus d'énergie. Ainsi, les poussières désertiques agissent en cascade de l'échelle locale à l'échelle régionale voir planétaire.

Perspectives

Tout d'abord, concernant les incertitudes de modélisation de la distribution spatio temporelle des aérosols, quelques améliorations possibles ont été mises en évidence. En effet, le modèle AROME représente correctement les poussières désertiques au nord de 12°N. Mais plus au sud il sous estime parfois l'épaisseur optique des aérosols comparé à certaines observations par les stations sols.

Cette sous-estimation peut être due à la sous représentation des autres espèces d'aérosols. Bien qu'ils soient plus rares au nord de l'Afrique de l'Ouest, des aérosols carbonés peuvent être présents et contribuer à l'épaisseur optique des aérosols. Une paramétrisation de ces aérosols dans le modèle AROME pourrait peut-être améliorer les bilans radiatifs simulés au sud de 12°N.

De plus, les précipitations trop importantes au sud de 12°N entraînent une sur-estimation du lessivage des poussières désertiques. Une autre cause de la sous-estimation de l'épaisseur optique des aérosols au sud peut être une mauvaise conservation des poussières advectées du schéma semi-Lagrangien. Des travaux sur ce schéma sont en cours. L'amélioration du schéma permettra peut être une meilleure représentation de la présence de poussières vers les zones de forte convergence comme la zone inter-tropicale ou au sein des systèmes convectifs.

Enfin, le transport des poussières désertiques dans le modèle est aussi influencé par l'écoulement de grande échelle qui est imposé aux limites du domaine par le coupleur. Or les réanalyses de l'ECMWF montrent de bien meilleures corrélations avec les observations dans cette région d'Afrique de l'Ouest. Il serait donc intéressant d'évaluer si les prévisions du modèle AROME sont améliorées avec ce coupleur.

Au niveau de l'impact radiatif des poussières désertiques, il a été mis en évidence dans cette thèse que dans les observations, l'impact radiatif des poussières désertiques dans le rayonnement infrarouge est significatif. En effet de nombreuses études montrent que les distributions en tailles des aérosols désertiques comportent un mode grossier, c'est-à-dire des particules de diamètre supérieurs au micromètre, capable d'interagir avec les longueurs d'onde caractéristiques du rayonnement tellurique. Or AROME ne tient pas compte de l'impact direct des poussières dans l'infrarouge cependant il intègre leurs effets semi-directs dans l'infrarouge (e.g. par chauffage de l'atmosphère, changement de la nébulosité, ...). Ainsi, les comparaisons avec les observations permettent la quantification de l'effet direct manquant dans le modèle. La sous-estimation du rayonnement infrarouge incident à la surface induite par cette non prise en compte n'est pas négligeable. Il apparaît ainsi nécessaire de mieux comprendre cet effet direct dans le rayonnement tellurique afin de le prendre en compte dans les modèles.

Lorsque les concentrations en aérosols atteignent de fortes valeurs comme c'est souvent le cas en Afrique de l'Ouest, les effets radiatifs (directs et semi-directs) deviennent prépondérants face aux effets sur la microphysique (indirects). Seulement lorsqu'ils vieillissent leurs propriétés hygroscopiques augmentent et peuvent alors jouer sur la convection. Il serait donc aussi intéressant de savoir si la prise en compte simultanée de ces deux effets pourrait améliorer la prévisibilité de la convection.

Par ailleurs ces résultats ont mis en avant d'autres problématiques qui sont analysables avec les outils déjà disponibles.

Nous avons remarqué que les poussières désertiques jouent un rôle important sur les gradients méridiens de tourbillon potentiel et devraient donc affecter l'instabilité barotrope-barocline. Même si le

saut de mousson est en grande partie contrôlé par les phénomènes de grande échelle, la modification de cette instabilité pourrait jouer un rôle sur l'avènement du saut de mousson. Il serait donc intéressant de poursuivre des simulations en Juillet pour savoir si le saut de mousson serait retardé par la présence de poussières désertiques. Cependant des études 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, ...).

A plus petite échelle temporelle, la structure des gradients de tourbillon potentiel est particulièrement importante au niveau du Jet d'Est Africain, car elle détermine le développement des ondes d'Est Africaines. Celles ci ont une période de 3-5 jours. On peut remarquer qu'il existe plusieurs modes de variabilité de la concentration des poussières désertiques dont une similaire de 3-5 jours. L'analyse des interactions entre ondes d'est africaines et poussières désertiques de manière plus approfondie nécessite un filtrage temporel afin d'isoler ce signal particulier. Les outils mis en place dans cette thèse sont capables de réaliser des simulations de plus d'un mois rendant possible cette analyse statistique et physique.

A plus fine échelle encore, la forte quantité de poussières désertiques soulevées par les courants de densité à l'avant des systèmes convectifs peuvent impacter localement leur développement, leur structure et leur propagation. En effet, les simulations AROME avec sans le couplage aux poussières désertiques montrent des propagations différentes de systèmes convectifs initiés aux mêmes endroits. Une analyse plus poussée de cas convectifs bien simulées permettra alors d'analyser plus en profondeur les mécanismes en jeu à échelle locale. Le modèle opérationnel AROME est adapté à ce type d'analyse grâce à sa fine résolution. Pour mettre en valeur ces effets, il s'agira dans un premier temps d'effectuer un composite des systèmes s'initialisant au même endroit dans les deux simulations afin de comparer leurs vitesses de propagation de manière statistique. La simulation du mois de juin effectué dans cette thèse s'y prête particulièrement bien de part sa durée et les nombreux systèmes convectifs passant sur des sols secs soulevant une forte quantité de poussières désertiques.

Aussi, cette thèse montre que cette version de la climatologie de Tegen n'est pas forcément adaptée en terme de quantité de poussières désertiques. Pour pouvoir analyser si une meilleure estimation de la quantité de poussières désertiques améliore les prévisions ou si c'est la variabilité des poussières désertiques à fine échelle (<mois) qui est importante pour la prévision intra-saisonnière de la mousson ; il faudrait reporter la moyenne mensuelle obtenue par la simulation DUST dans la climatologie de la simulation CTRL. Cette expérience pourra apporter des réponses pour savoir si pour améliorer la prévision, les efforts doivent être portés sur une meilleure climatologie ou sur le développement des paramétrisations d'un module de soulèvement de poussières.

Enfin, le projet FENNEC dont la campagne d'observation intensive se déroulera en juin 2011, au niveau de la dépression thermique, est idoine. Il permettra peut être de réduire les incertitudes de mesure de l'impact radiatif des poussières désertiques par de nouvelles observations. Le modèle AROME couplé au module de DUST sera utilisé en opérationnel ce qui permettra de tester en temps réel sa capacité à prévoir la mise en place de la mousson Africaine mais aussi de tester le réglage du module de poussières désertiques. La comparaison des effets directs et semi-directs des poussières désertiques sur les mois de juin 2006 et 2011 testera la robustesse des résultats du cas de juin 2006. Enfin, les nombreux modèles numériques en cascades d'échelles impliqués dans ce projet (AROME, MésoNH, RAMS, ALADIN, LMD, CHIMERE) permettront aussi d'analyser les différences de comportement des modèles vis à vis de l'impact des poussières désertiques. La comparaison d'AROME avec des modèles à plus large échelle permettra peut être de faire apparaître les apports de la petite échelle comme par exemple le soulèvement des poussières désertiques et les processus convectifs. Enfin, cette campagne d'observations au niveau du Sahara ce qui permettra d'approfondir les questions initiées par la campagne AMMA sur ces zones peu observées.

Annexes

A

SOMMAIRE

A.1 SENSIBILITÉ À LA DIFFUSION NUMÉRIQUE HORIZONTALE 165
A.2 CAPACITÉ À REPRÉSENTER LES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES : CAS D'ÉTUDE DU 1ER AU 30 JUIN 2006 166
A.3 CYCLE DIURNE ET EFFETS DES POUSSIÈRES DÉSERTIQUES SUR LE CYCLE DIURNE : . . 170

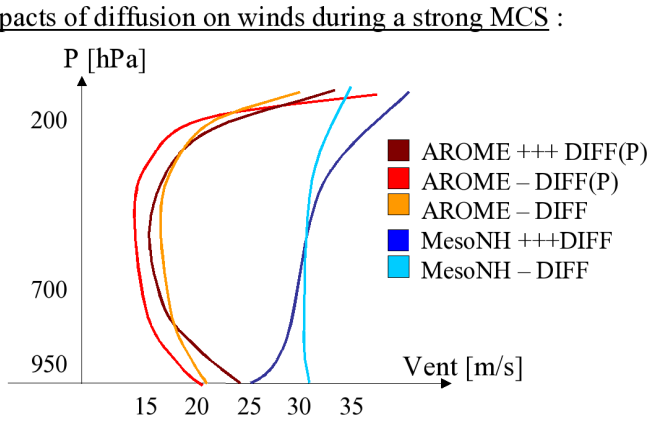


FIG. A.1 – *Schématisation de la sensibilité du module du vent ($m.s^{-1}$) à la diffusion. Les vents aux niveaux 950, 700, 500 et 200hPa de plusieurs cas de systèmes convectifs à plusieurs échéances sur le cas du 25-26 juillet 2006 en Afrique de l'Ouest ont été moyennés pour construire ce schéma récapitulatif avec les études de sensibilités suivantes : baisse de la diffusion (pour AROME : ARO1 +++ DIFF(P) (marron) –> ARO1 - DIFF(P) (rouge) et pour MésoNH : MesoNH +++ DIFF (bleu foncé) –> MesoNH - DIFF (bleu clair)) ; dépendance de la diffusion à la pression (ARO1 - DIFF(P) (rouge) –> ARO1 - DIFF (jaune)). Pour le détail des simulations voir Tab 2.3*

A.1 Sensibilité à la diffusion numérique horizontale

Une diminution de la diffusion numérique entraîne plus d'énergie contenue dans les petites échelles. Toutefois dans AROME l'annulation totale de la diffusion "explicite" montre toujours une atténuation de l'énergie dans les petites échelles car il reste des processus de dissipation dûs au schéma d'advection semi-Lagrangien induisant une diffusion "implicite". Ainsi, en Afrique de l'Ouest, les courants de densité sont atténués : les vents à 950hPa simulés par AROME sous le système convectif du 26/07/2006 à 20h sont réduits et passent de 100km/h à 75km/h maximum (Fig 2.7 a, b). Par contre pour Méso-NH dont la diffusion était réglée de façon optimale, les vents à 950hPa sont amplifiés (Fig 2.7 c, d).

D'autre part, la diminution (on passe de ARO +++ DIFF(P) à ARO1 - DIFF(P)) voir l'annulation (ARO1 0 DIFF) (cf. Tab 2.3) de la diffusion dans AROME engendre une augmentation des précipitations pouvant aller jusqu'à 17% sur le cas du 25-26 Juillet 2006 (Fig 2.5 forte diffusion = ARO1 ALA +++DIFF(P) (carrés bleus foncés), pas de diffusion = ARO1 ALA 0 DIFF (carrés bleus très clairs)). Alors que pour MésoNH utilisé dans les mêmes conditions, la diminution de la diffusion réduit les précipitations (Fig 2.5 forte diffusion = MNH ARPT +++DIFF (losanges marrons foncés), faible diffusion = MNH ARPT - DIFF (losanges oranges)). Les systèmes s'initient plus tôt et se propagent plus rapidement. La couverture nuageuse évolue avec la baisse de la diffusion en faisant apparaître des structures plus rassemblées (Fig 2.9) pouvant entraîner des impacts non-négligeables sur le bilan radiatif. Réduire la diffusion numérique dans AROME diminue donc l'amplification irréaliste des vents lors du développement de systèmes convectifs sans pour autant ralentir le développement et la propagation du système convectif lui-même et leur meilleure organisation peut être liée à la diminution du mélange au bord du système convectif qui amplifie les gradients entre le système convectif et l'environnement.

D'autre part, cette diffusion numérique est fonction de la pression (variation en $\frac{1}{P}$ des coefficients) ce qui induit une divergence irréaliste des vents aux alentours de 200hPa lors d'intenses systèmes convectifs (ARO1 +++ DIFF, Fig A.1, marron). Or sur ce cas d'étude, la diminution de la diffusion dans AROME à pour conséquence une augmentation des vents à 200hPa ce qui peut être lié à la meilleure organisation des systèmes entraînant une divergence des vents plus intenses dans la haute troposphère (ARO1 - DIFF(P), Fig A.1, rouge). Méso-NH dont la diffusion n'est pas fonction de la pression ne rencontre pas ce problème (MNH +++ DIFF, bleu foncé et MNH - DIFF, bleu clair Fig A.1). Dans AROME une diffusion qui n'est pas fonction de la pression entraîne une distribution verticale plus réaliste des vents lors d'un passage de système convectif (ARO1 - DIFF, Fig A.1 jaune).

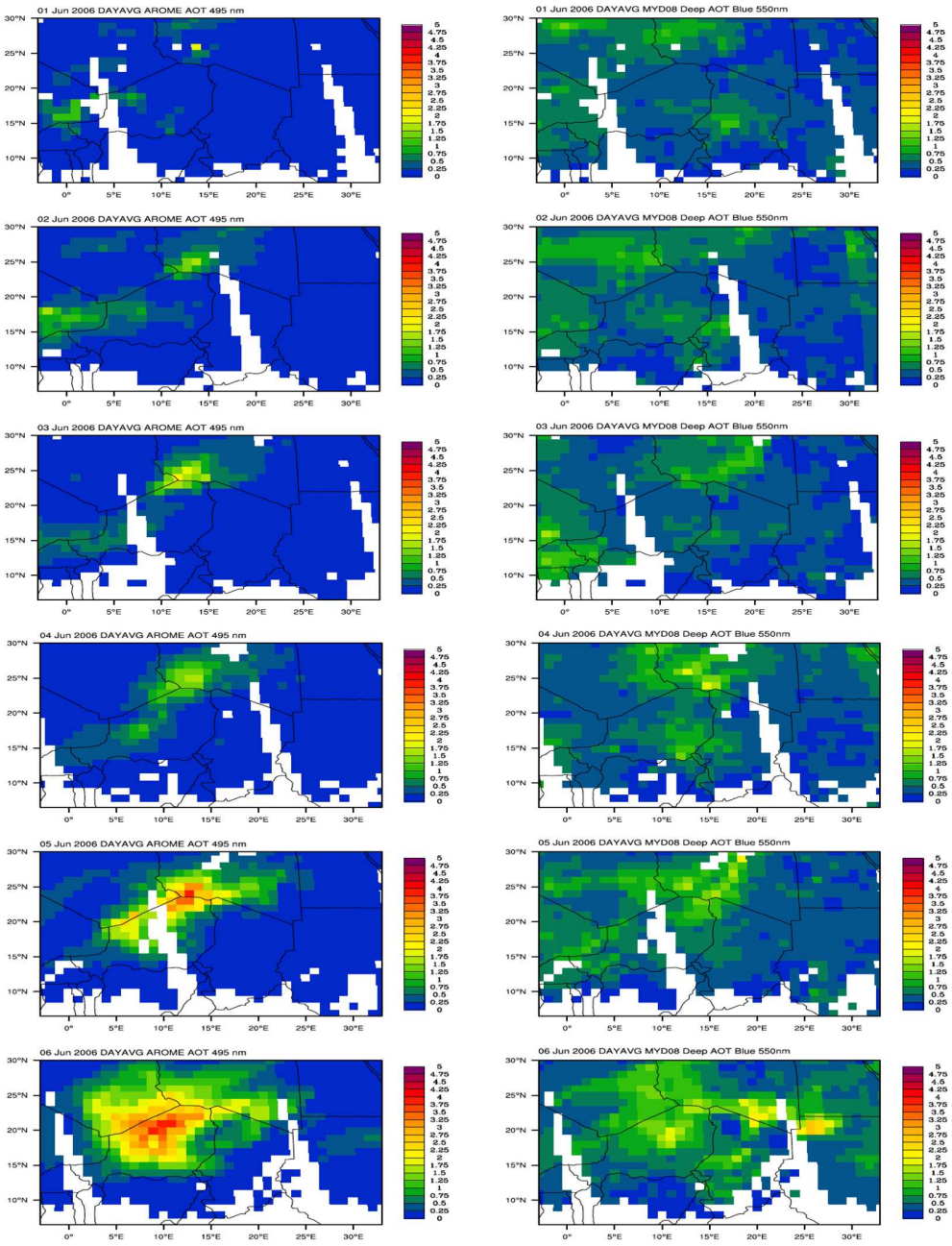


FIG. A.2 – *AOD journalier du 1er au 6 juin 2006, simulé par AROME DUST (regrillé sur la grille de Deep Blue pour la comparaison, à gauche) et estimé par Deep Blue (à droite).*

A.2 Capacité à représenter les poussières désertiques : Cas d'étude du 1er au 30 juin 2006

Le panel de figures A.2 à A.5 qui suit illustre une moyenne journalière de l'AOD simulé par AROME DUST regrillé sur la grille de Deep Blue (à gauche) pour la comparaison et estimé par Deep Blue (à droite). Les zones blanches sont des données manquantes la plus part du temps à cause de la présence de nuages.

Cette comparaison permet d'évaluer la capacité du modèle AROME à modéliser les poussières désertiques sur le mois de juin 2006. Rappellons que les conditions initiales et aux limites sont pratiquement nulles en terme de poussières désertiques et qu'elles ne sont pas réinitalisées sur le mois. Les événements intenses de poussières désertiques (comme du 9 au 14 juin 2006) et les périodes de ciel clair sont bien simulés par AROME tant en terme de localisation que de chronologie.

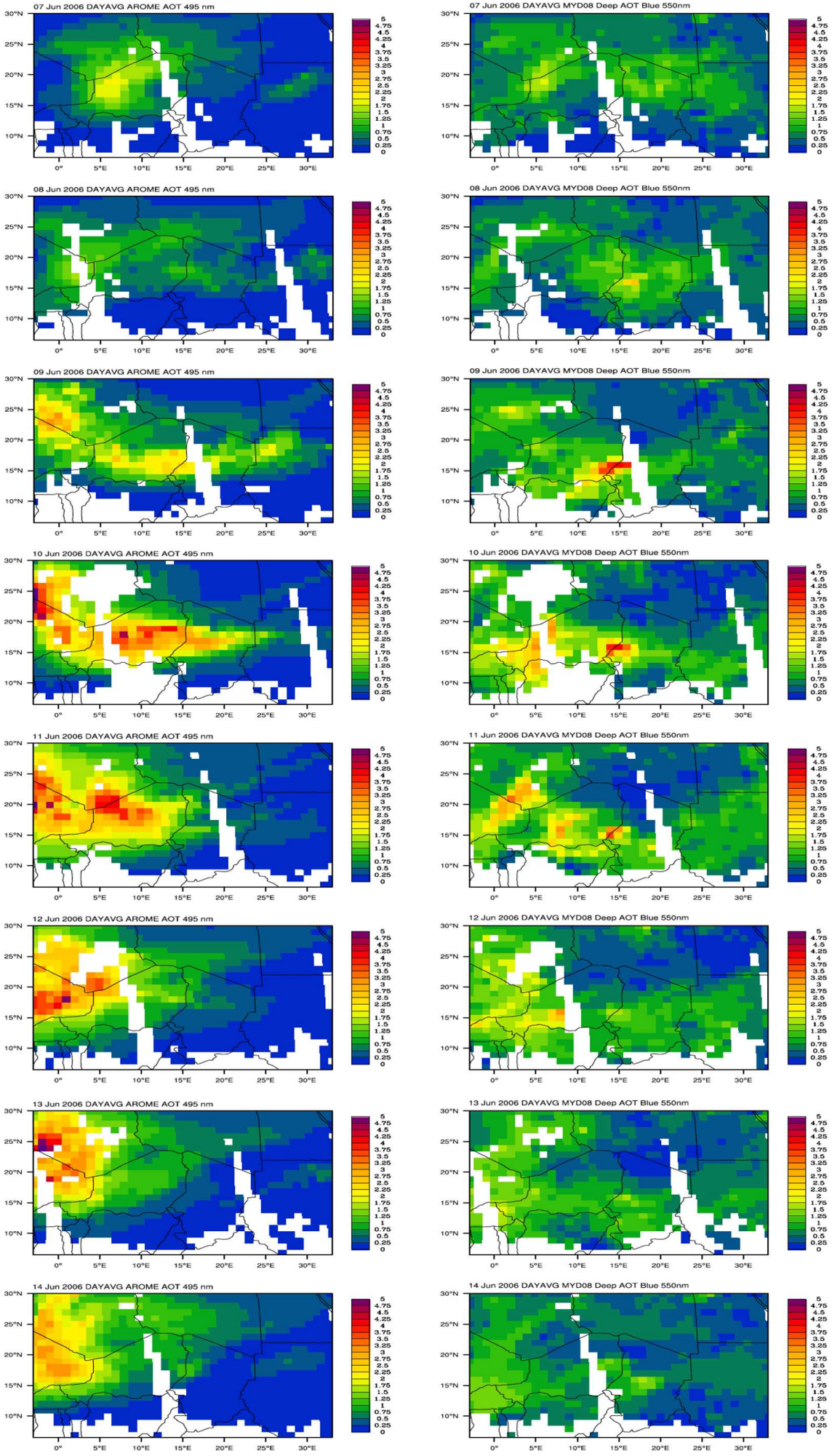


FIG. A.3 – *AOD journalier du 7 au 14 juin 2006, simulé par AROME DUST (regrillé sur la grille de Deep Blue pour la comparaison, à gauche) et estimé par Deep Blue (à droite).*

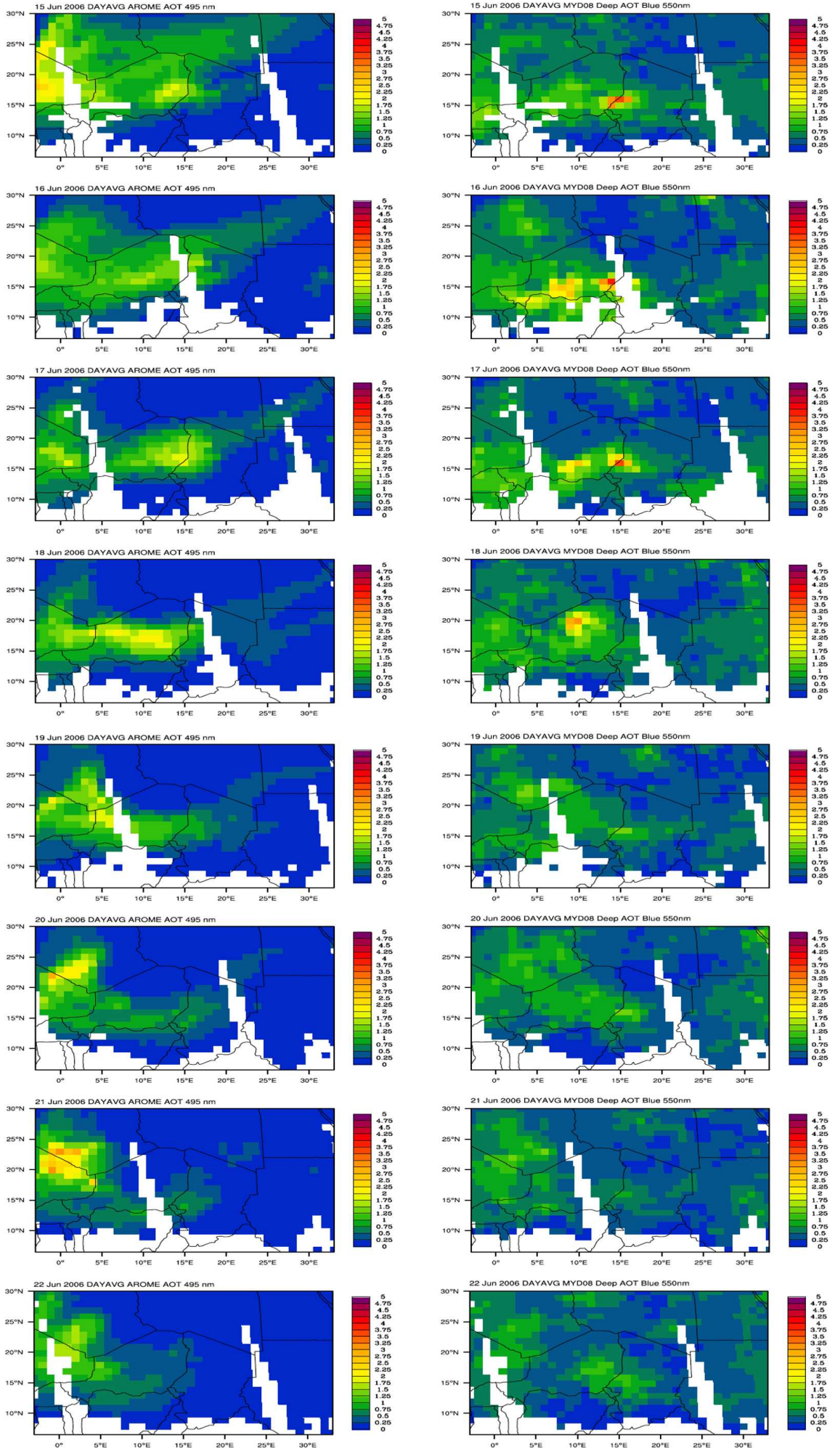


FIG. A.4 – *AOD journalier du 15 au 22 juin 2006, simulé par AROME DUST (regrillé sur la grille de Deep Blue pour la comparaison, à gauche) et estimé par Deep Blue (à droite).*

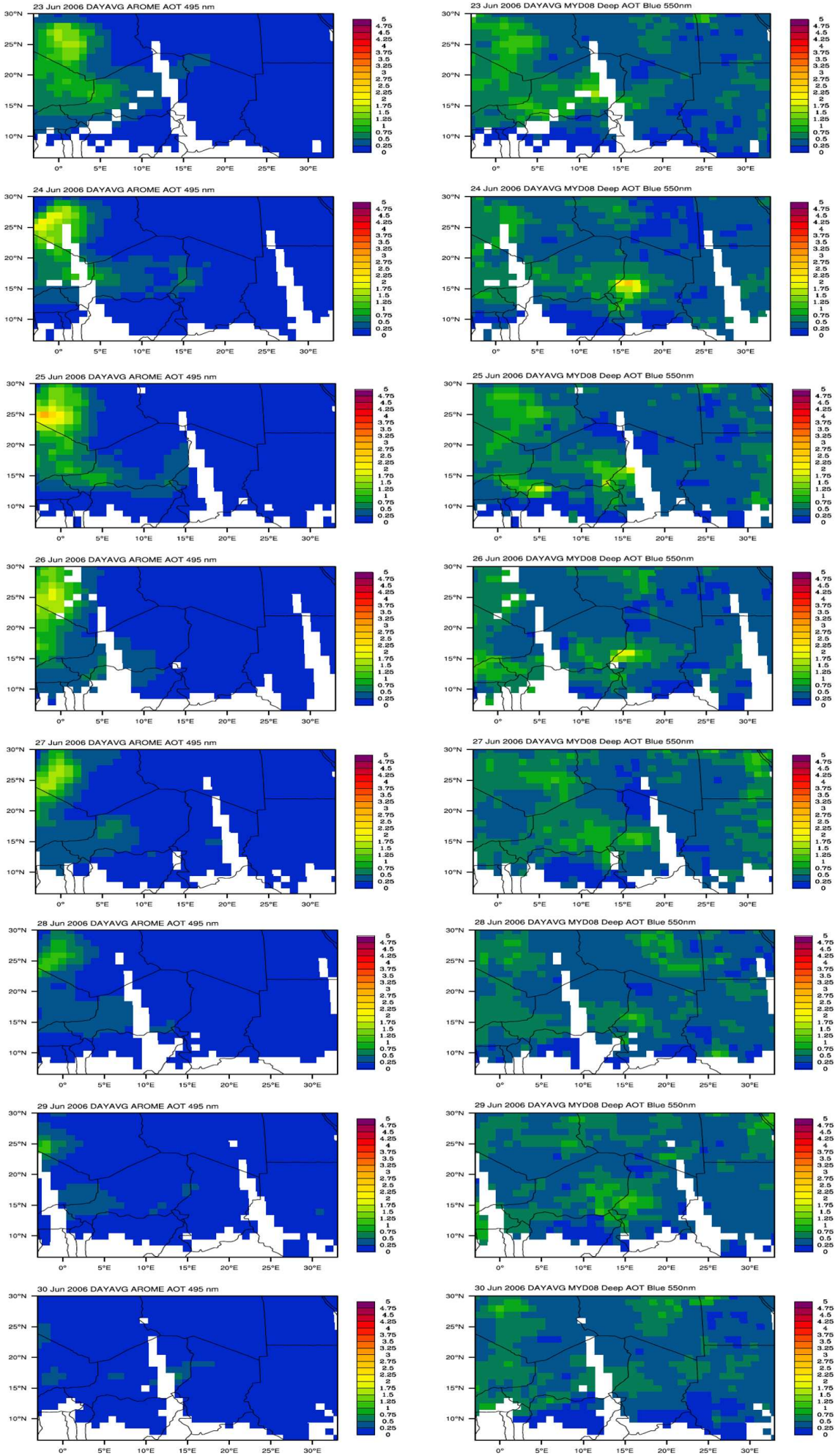


FIG. A.5 – *AOD journalier du 23 au 30 juin 2006, simulé par AROME DUST (regrillé sur la grille de Deep Blue pour la comparaison, à gauche) et estimé par Deep Blue (à droite).*

A.3 Cycle diurne et effets des poussières désertiques sur le cycle diurne :

Le panel de figures A.6 à A.11 qui suit illustre le cycle diurne (toutes les 3h) de différents paramètres comme la température, le vent et l'humidité et leur variance sur un degrès carré en moyenne sur le mois de juin 2006. La colonne de droite montre l'impact des poussières désertiques sur ces variables. Les commentaires de ces figures sont détaillés dans la section 4.3.10.

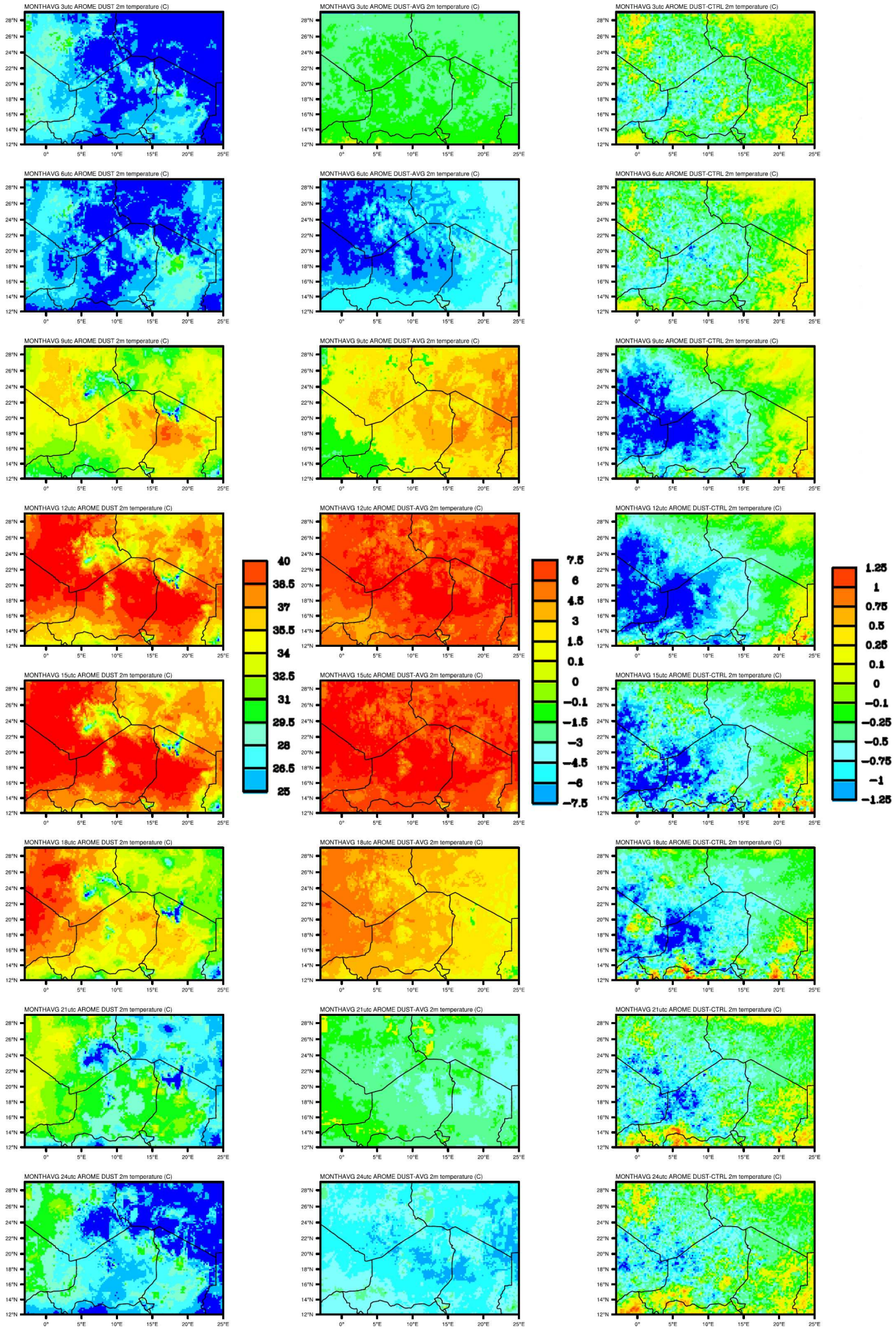


FIG. A.6 – *Moyennes mensuelles : des valeurs instantanées de la température à 2m toutes les 3h simulées par AROME DUST à gauche, en différentiel par rapport à la moyenne mensuelle au centre et en différence entre les simulations DUST et CTRL à droite.*

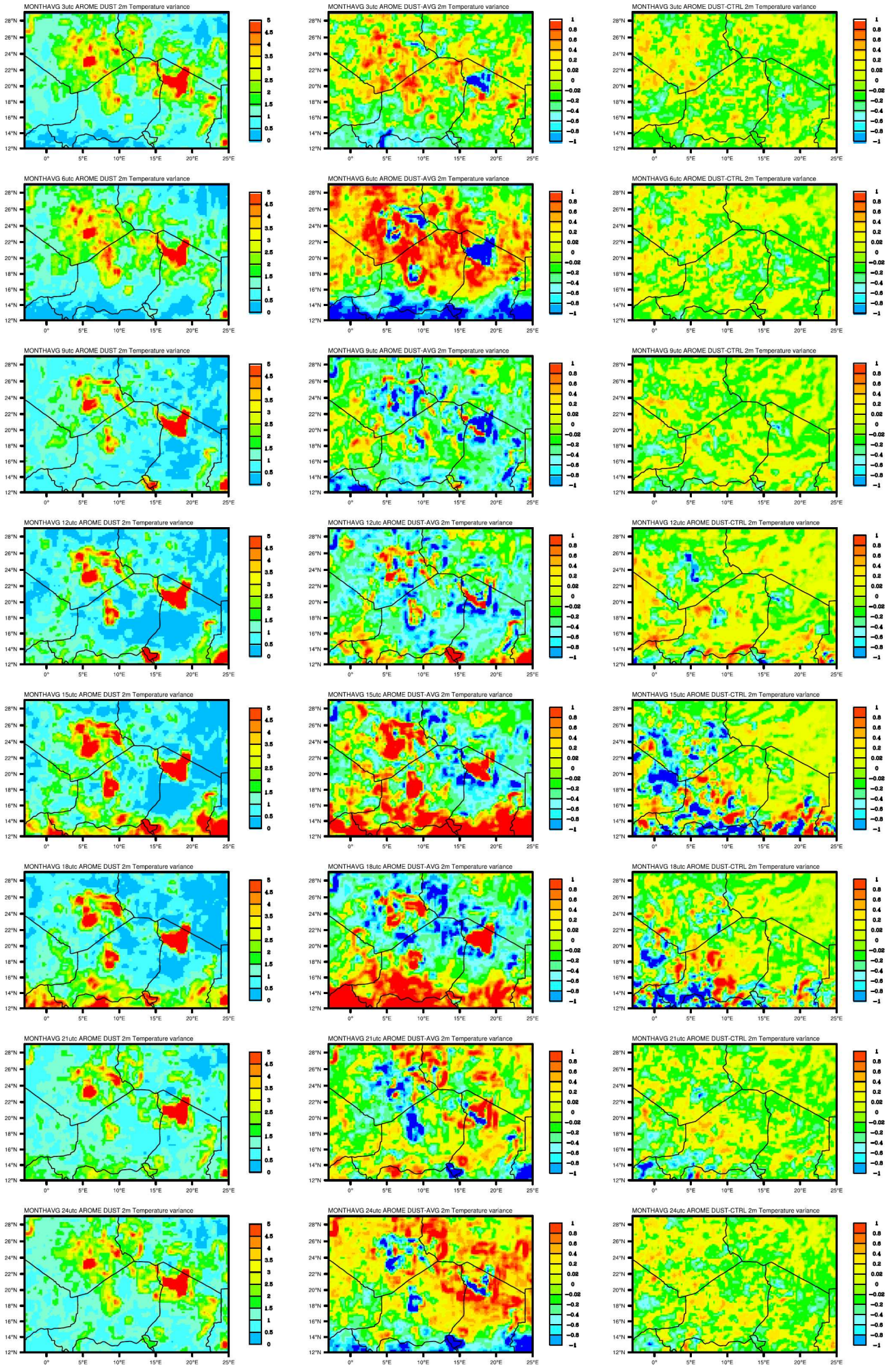


FIG. A.7 – *Idem que la figure A.6 pour la variabilité spatiale sur 1˚carré de la température à 2m.*

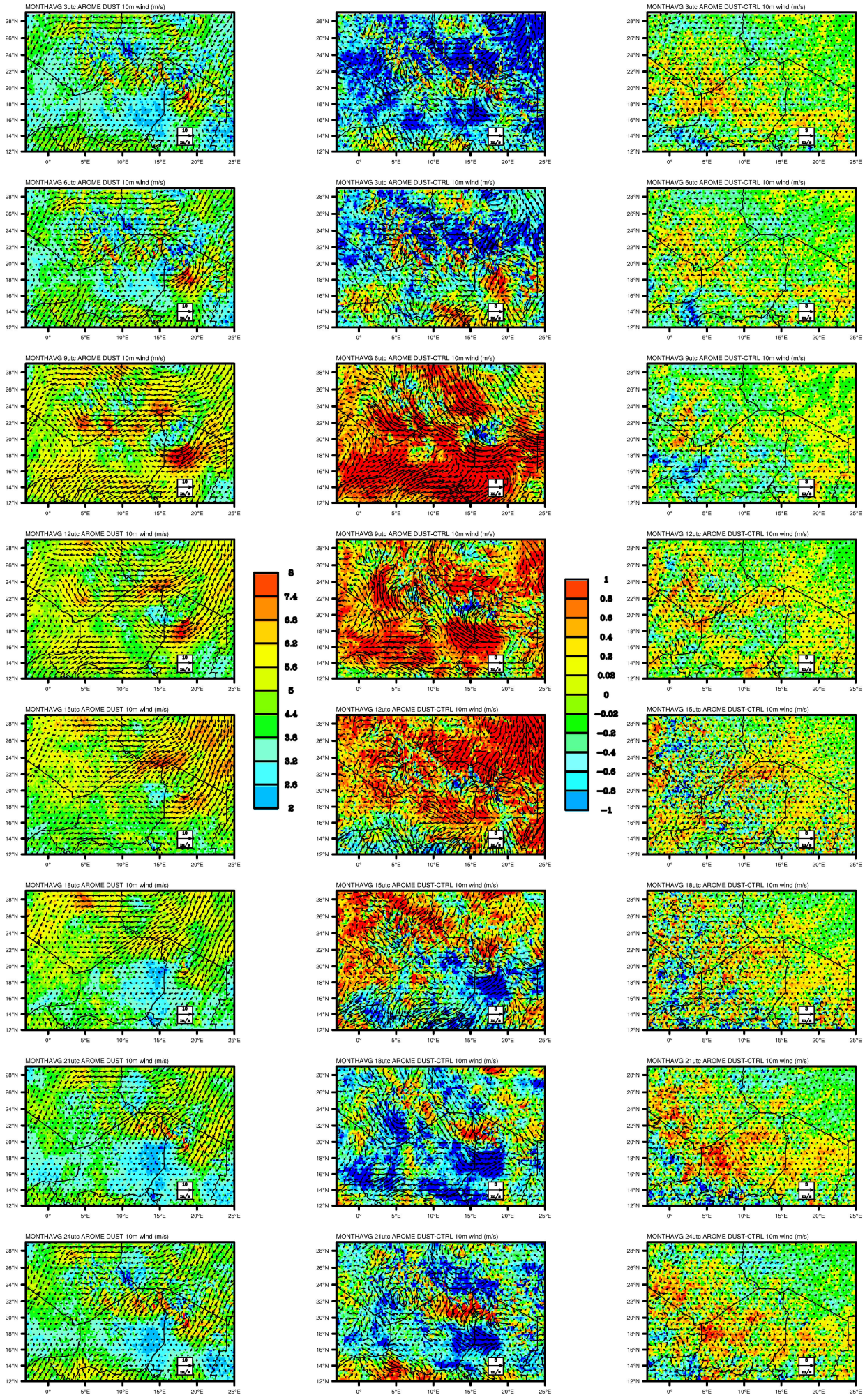


FIG. A.8 – *Idem que la figure A.6 pour le vent à 10m (module en couleur et direction en flèches).*

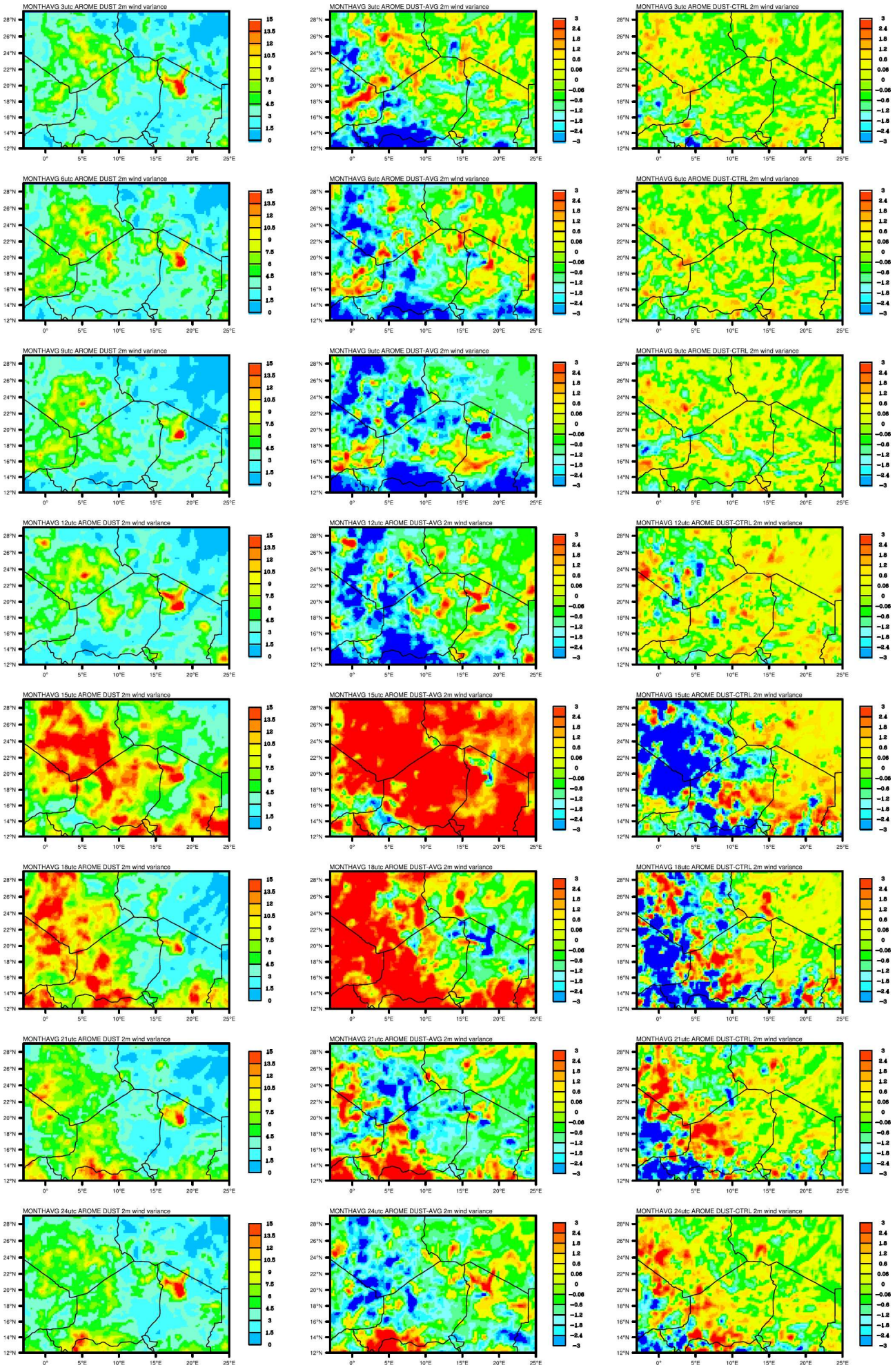


FIG. A.9 – *Idem que la figure A.6 pour la variabilité spatiale sur 1˚carré du vent à 10m (module en couleur et direction en flèches).*

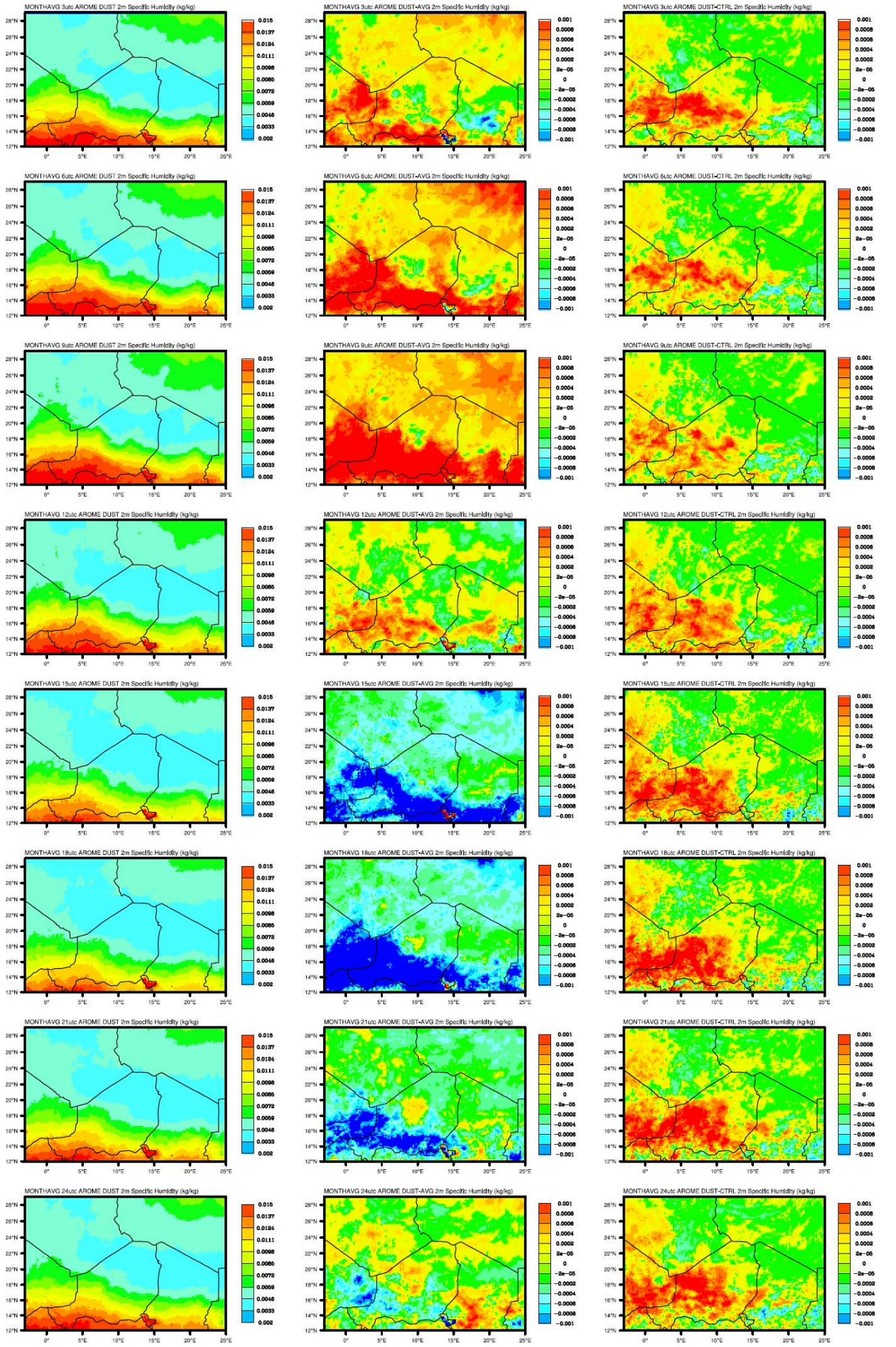


FIG. A.10 – *Idem que la figure A.6 pour l'humidité spécifique à 2m.*

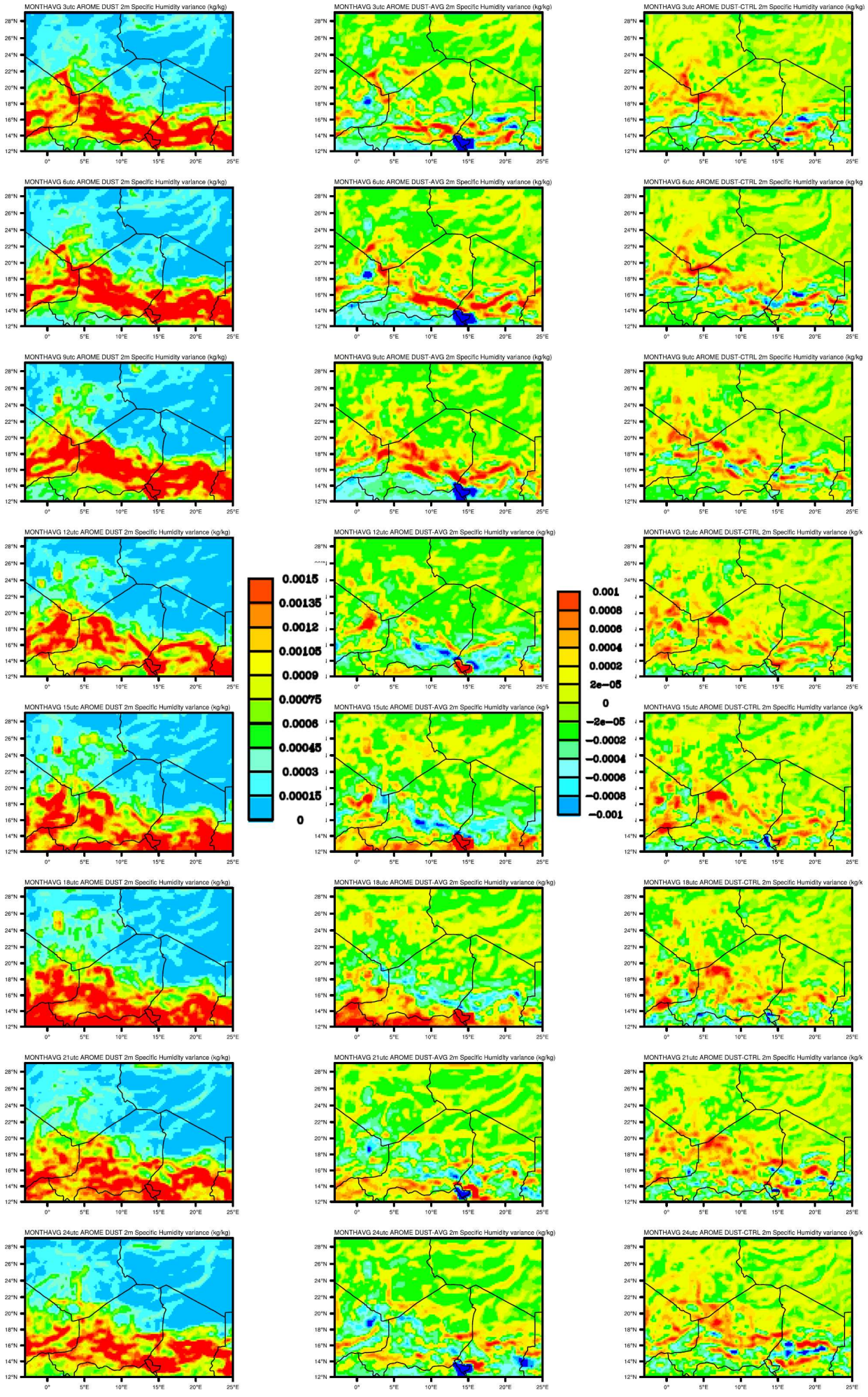


FIG. A.11 – *Idem que la figure A.6 pour la variabilité spatiale sur 1°carré de l'humidité spécifique à 2m.*

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).

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.

Ansmann, A., et al., 2003 : Long-range transport of saharan dust to northern europe : The 11â16 october 2001 outbreak observed with EARLINET. *Journal of Geophysical Research*, **108**, 15 PP.

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.*

Bagnold, R., 1941 : *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen.

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 transporttation 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.

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.

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.

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 land-surface 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., 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 in West 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**, 1137–1152.

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 three-dimensional 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., et al., 2010 : Transport of dust particles from the bodele region to the monsoon laye. amma case study of the 9-14 june 2006 period.

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*.

de Rosnay, A. B. A. B., P. and J. Polcher, 2006 : .

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.

Droegemeir, K. K. and R. B. Wilhelmso, 1987 : Numerical simulation of thunderstorm outflow dynamics. part I outflow sensitivity experiments and turbulence dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*.

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. *Tellus*.

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., 1978 : The life cycles of gate convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1256–1264.

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.

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.

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 ocean-atmosphere 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.

Fontaine, B., N. Philippon, S. Trzaska, and P. Roucou, 2002 : Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998). *J. Geophys. Res.*, **107 (D14)**, doi :10.1029/2001JD000834.

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.

Frank, N., 1969 : The "inverted V" cloud pattern – An easterly wave ? *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 130–140.

Frank, N., 1978 : The life cycle of GATE convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1256–1264.

Franzén, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto, and A. Savolainen, 1994 : The 'yellow snowepisode' of northern fennoscandia, march 1991–A case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmospheric Environment*, **28 (22)**, 3587–3604.

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.

Gadgil, S., 2003 : THE INDIAN MONSOON AND ITS VARIABILITY. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **31 (1)**, 429–467.

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.

Garratt, J. R., 1992 : *The Atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press.

Gill, A., 1982 : *Atmosphere Ocean Dynamics*, Vol. 30.

Gillette, D. A., 1978 : A wind tunnel simulation of the erosion of soil : Effect od 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.

Gillette, D. A., J. Adams, D. R. Muhs, and R. Khil, 1982 : Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soil particles into the air. *J. Geophys. Res.*, **87**, 9003–9015.

Gilmore, M. S., J. M. Straka, and E. N. Rasmussen, 2004 : Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*

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.

Goff, R. C., 1976 : Vertical structure of thunderstorm outflows. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1429–1440.

Gospodinov, I., V. Spiridonov, P. Benard, and J. F. Geleyn, 2002 : A refined semi-lagrangian vertical trajectory scheme applied to a hydrostatic atmospheric model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 323–336.

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.

Grandpeix, J.-Y. and J.-P. Lafore, 2010 : A density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part I : the models. *J. Atmos. Sci.*, **67 (4)**, 881–897.

Grandpeix, J.-Y., J.-P. Lafore, and F. Cheruy, 2010 : A density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part II : 1D simulations. *J. Atmos. Sci.*, **67 (4)**, 898–922.

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 : Dusty weather forecast using the mesonh atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **111**, doi : 10.1029/2005JD007007.

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 single-column 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 : Three-dimensional 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 biomass-burning experiment and african monsoon multidisciplinary analysis special observing period-0. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C17, doi : 10.1029/2008JD010077.

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.

Idso, S. B., R. S. Ingram, and J. M. Pritchard, 1972 : An american haboob. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **53 (10)**, 930–935.

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.

Israelevich, P. L., E. Ganor, Z. Levin, and J. H. Joseph, 2003 : Annual variations of physical properties of desert dust over israel. *Journal of Geophysical Research*, **108**.

Israelevich, P. L., Z. Levin, J. H. Joseph, and E. Ganor, 2002 : Desert aerosol transport in the meditteranean region as inferred from toms aerosol index. *J. Geophys. Res.*, **107,4572**.

Iversen, J. and B. R. White, 1982 : Saltation threshold on earth, mars and venus. *Sedimentology*, **29**, 111–119.

Jaenicke, R., 1993 : *Tropospheric Aerosols, in Aerosol-Cloud-Climate Interactions*. Academic Press, San Diego, 1–27 pp.

James, I., 1994 : *Introduction to circulating atmospheres*.

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.

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**.

Junge, C. E., 1963 : *Air Chemistry and Radioactivity*. 382 pp.

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**.

Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2006 : Three-dimensional 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.

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)**.

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.

Lafon, S., I. N. Sokolik, J. L. Rajot, S. Caquineau, and A. Gaudichet, 2006 : Characterization of iron oxides in mineral dust aerosols : Implications for light absorption. *Journal of Geophysical Research*, **111**.

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 the West African heat low : a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33 (2-3)**, 313–330, doi :10.1007/s00382-009-0553-4.

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.

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.

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.

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.*

Malardel, S., 2005 : *Fondamentaux de Meteorologie 'a l''ecole du temps*.

Malavelle, F., M. Mallet, V. Pont, C. Liousse, and F. Solmon, 2011 : Long-term simulations (2001â2006) of biomass burning and mineral dust optical properties over west africa : comparisons with new satellite retrievals. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, **11 (10)**, 28 587–28 626, doi :10.5194/acpd-11-28587-2011, URL `http://www.atmos-chem-phys-discuss.net/11/28587/2011/`.

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 over West 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.

Matthews, A. J., 2004 : Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, **17**, 2427–2440.

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. and W. 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.

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., 1986 : A geography of dust storm on south-west asia. *J. Climate*, **6**, 183–196.

Middleton, N. J. and A. S. Goudie, 2001 : Saharan dust : sources and trajectories. *Transactions of the Institute of British Geographers*, **26**, 165–181.

Mie, G., 1908 : *Beiträge zur Optik trüber Medien Speziell Kolloidaler Metallösungen*, Vol. 25. Ann. Phys., 337–445 pp.

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. and I. Tegen, 1998 : Climate response to soil dust aerosols. *Journal of Climate*.

Miller, R. L., I. Tegen, and J. Perlwitz, 2004a : Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *Journal of Geophysical Research*, **109**, 24 PP.

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 the West African summer monson. *Geophysical Research Letter*, **31**, L16116, doi :10.1029/2004GL020665.

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.

Nelson, J., 2001 : Growth mechanisms to explain the primary and secondary habits of snow crystals. *Philosophical Magazine A*, **81**.

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.

Nickling, W. G. and J. A. Gillies, 1989 : *Emission of fine-grained particulates from desert soils, in Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic, 133–165 pp.

Nickling, W. G. and S. A. Wolfe, 1994 : The morphology and origin of nabhkas, region of mopti, mali, west africa. *J. Arid Environ.*, **28**, 13–30.

Noilhan, J. and S. Planton, 1989 : A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 536–549.

Nuret, M., J.-P. Lafore, N. Asencio, H. Benichou, O. Bock, F. Favot, T. Montmerle, and Y. Seity, 2007 : Evaluation of meteo-france numérical 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., et al., 2005 : The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2839–2860.

Pedgley, D. E., 1972 : Desert depression over north-east africa. *Meteor. Mag.*

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 : Long-range 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.

Petit-Maire, N., 1979 : Le sahara atlantique à l'holocène. peuplement et écologie, Alger. 340.

Petit-Maire, N. and J. Riser, 1983 : Sahara ou sahel ? quaternaire récent du bassin de taoudenni (mali). *CNRS et Ministère des Relations Extérieures, Imp. Lamy*, 473.

Petitjohn, F. J., P. E. Potter, and R. Siever, 1972 : Sand and sandstone, springer-verlag. *New York*, 618.

Peyrillé, P., 2005 : Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel. Ph.D. thesis, UPS, 150 pp.

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 two-dimensional framework to study the West 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 ITCZ 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 symetric 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.

Pye, K., 1987 : *Aeolian dust and dust deposits*. Academic Press (London and Orlando).

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.

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.

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.

Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2010 : The arome-france convective scale operational model.

Semazzi, F. and L. Sun, 1997 : The role of orography in determining the sahelian climate. *Int. J. climatol.*, **17**, 581–596.

Shao, Y. and H. Lu, 2000 : A simple model for dust emission. *J. Arid Land Studies*.

Simmons, A., 1977 : A note on the instability of the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1670–1674.

Slingo, A., et al., 2006a : Observations of the impact of a major saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophysical Research Letter*, **33**, doi :10.1029/2006GL027869.

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 anthropogenic 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.

Stull, R. B., 1988 : *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer, 670 pp.

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 : The West 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.

Sutton, L. J., 1925 : Haboobs. *Quart. J. Met. Soc.*, **213**, 25–30.

Swap, R., M. Garstang, S. Greco, Talbot, and J. Y. Gac, 1992 : Sahara dust in the amazon bassin. *Tellus*.

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. A. Deepack, Hampton, Va.

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.

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. and H. A. Flocas, 1997 : A case study of Saharan cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1147–1165.

Thorncroft, C. D., N. M. J. Hall, and G. N. Kiladis, 2008 : Three-dimensional 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.

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.

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.

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.

Vańa, F., 2003 : Semi lagrangeovske advektivni schema s kontrolovanou difuzivitou alternativni formulace nelinearni horizontalni difuze v numerickych predpovednich modelech. Ph.D. thesis, 133 pp.

Vańa, F., P. Benard, and J.-F. Geleyn, 2006 : Semi-lagrangian advection scheme with controlled damping â an alternative way to nonlinear horizontal diffusion in a numerical weather prediction model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*

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 COSMO-ART 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.

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.

Whitby, K. T., 1978 : Physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.*, **12**, 135–159.

White, B. R., 1979 : Soil transport by winds on mars. *J. Geophys. Res.*, **84**, 4643–4651.

Wilhelmson, R. B. and C.-S. Chen, 1982 : A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1466–1483.

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 calipso 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.

Xie, P., 2001 : Cpc rfe version 2.0 noaa/cpc training guide. Tech. rep., Nairobi, Kenya.

Xie, P. and P. A. Arkin, 1996 : Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, **9**, 840–858.

Xie, S.-P. and N. Saiki, 1999 : Abrupt onset and slow seasonal evolution of summer monsoon in an idealized gcm simulation. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **77 (4)**, 949–968.

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)**.

Yu, J., 2010 : Représentation de l'effet des vents anabatiques sur le déclenchement de la convection profonde dans un modèle de climat. Ph.D. thesis.

Zender, C., H. Bian, and D. Neuman, 2003aa : The mineral dust entrainment and deposition model dead : Description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.*, **108(D14) (4416)**, doi :10.1029/2002JD002775.

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.

Zender, C. S., D. Newman, and O. Torres, 2003ab : Spatial heteogeneity in eolian erodibility : Uniform, topographic, geomorphology and hydrologic hyspotheses. *J. Geophys. Res.*, **108(D17)**, 4543.

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.

Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568–1589.

INTERACTIONS ENTRE POUSSIÈRES DÉSERTIQUES ET CONVECTION PROFONDE EN AFRIQUE DE L'OUEST : OBSERVATION ET MODÉLISATION À ÉCHELLE CONVECTIVE

Dans un contexte de réchauffement climatique, la région d'Afrique de l'Ouest, où les sécherresses sont dévastatrices pour les populations, montre les plus fortes incertitudes sur l'évolution des précipitations. C'est aussi la première source de poussières désertiques au monde dont la production est en augmentation par la sur-exploitation des sols. Or ces poussières désertiques, associées à des épidémies de méningite, absorbent et diffusent le flux solaire entraînant alors une modification du taux d'échauffement atmosphérique. En modifiant le bilan radiatif atmosphérique elles sont alors succeptible d'influencer de la turbulence de fine échelle aux circulations atmosphériques de grande échelle. Seulement les processus en jeu dans les interactions entre les poussières désertiques et l'atmosphère sont très variés, complexes, et constituent une grande source d'incertitude dans la prévision numérique.

Afin d'appréhender ces processus, un cadre de modélisation à été développé permettant à la fois la résolution explicite de la convection, la résolution du cycle de vie des poussières et de leur impact radiatif, et la prise en compte de leurs interactions sur toute l'Afrique de l'Ouest à échelle mensuelle.

Sur un cas extrême de tempête de poussières en saison sèche, la forte quantité de poussières soulevée par le front entraîne une amplification par deux de la signature de la tempête. La modélisation explicite des poussières améliore la prévisibilité de la tempête. De manière plus statistique, pendant la mise en place de la mousson, en juin, la fréquente présence de poussières participe activement à l'initiation du saut de mousson. D'une part, en affaiblissant la dépression thermique Saharienne, un des principaux moteurs de la mousson, mais aussi, d'autre part, en renforçant le déplacement vers le nord du coeur de la zone de convergence inter-tropicale et des jets. A plus fine échelle, la présence de poussières impacte la localisation et le cycle diurne des systèmes convectifs. Les poussières modifient alors la couverture nuageuse dont les impacts radiatifs sont plus forts que l'effet direct des poussières.

La prise en compte des effets semi-directs des poussières sont donc essentiels pour la prévision en Afrique de l'Ouest.

Mots clés: Afrique de l'Ouest, poussières désertiques, convection profonde, bilan radiatif, thermodynamique, dynamique, modélisation à échelle convective

CÉCILE KOCHA
CNRM/GAME (CNRS/Météo-France)

JEAN-PHILIPPE LAFORE	GAME	(Directeur)
PIERRE TULET	LACY	(Co-Directeur)
FRANK ROUX	LA	(Président)
CYRILLE FLAMANT	LATMOS	(Rapporteur)
JEAN-YVES GRANPEIX	LMD	(Rapporteur)
SYLVIE CAUTENET	LAMP	(Rapporteur)
BÉATRICE MARTICORENA	LISA	(Examinateur)
JEAN-PIERRE CHABOUREAU	LA	(Examinateur)
YVONICK HURTAUD	DGA	(Invité)

INTERACTIONS BETWEEN DUST AND DEEP CONVECTION OVER WEST AFRICA : OBSERVATION AND CONVECTIVE-SCALE MODELING

West Africa shows the greatest uncertainties about the evolution of precipitations. Moreover, in a warming climate, this region is very suceptible to droughts which can be devastating for the local populations. This region is also the main source of desert dust in the world where production is increasing due to over-exploitation of soils. Besides the fact that dust is associated with outbreaks of meningitis, it also has a direct impact on the atmosphere since it absorbs and scatters solar radiation causing a change in atmospheric heating. By altering the atmospheric radiation budget, the dust can influence the fine-scale turbulence up to large-scale atmospheric circulations. Also, the processes involved in the interactions between desert dust and atmosphere are very diverse, complex, and constitute a major source of uncertainty in numerical prediction.

In order to understand these processes, a modeling framework was developed which englobes fine to regional scales. It explicitly resolves the deep convection, the dust life cycle and its radiative impacts, but also considers their interactions over all of West Africa at a monthly scale.

Under dust storm conditions during the dry season, the high amount of dust raised by the fronts, leads to a near doubling of the storm intensity. By this positive feedback, explicit modeling of dust improves the predictability of the storm. During the establishment of the monsoon in June, the frequent occurrence of dust is actively involved in the initiation of the monsoon onset : On the one hand, by weakening the Saharan heat low, and on the other hand, by strengthening the northward movement of the heart of the inter-tropical convergence and jets. At finer scales, the presence of dust also impacts the location and the diurnal cycle of convective systems. Also, dust can change the cloud cover which leads to stronger radiative impacts than the direct effect of dust.

This thesis suggests that accounting for the coupling between the dust and the atmosphere may improve the forecast skill in West Africa.

Keywords: West Africa, dust, deep convection, monsoon, radiative budget, thermodynamics, dynamics, convective-scale modelling

CÉCILE KOCHA
CNRM/GAME (CNRS/Météo-France)

JEAN-PHILIPPE LAFORE	GAME	(Director)
PIERRE TULET	LACY	(Co-Director)
FRANK ROUX	LA	(President)
CYRILLE FLAMANT	LATMOS	(Reviewer)
JEAN-YVES GRANPEIX	LMD	(Reviewer)
SYLVIE CAUTENET	LAMP	(Reviewer)
BÉATRICE MARTICORENA	LISA	(Referee)
JEAN-PIERRE CHABOUREAU	LA	(Referee)
YVONICK HURTAUD	DGA	(Invited)