



HAL
open science

Modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain

Birahim Moussa Gueye

► **To cite this version:**

Birahim Moussa Gueye. Modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain. Climatologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Cheikh Anta Diop de Dakar. Faculté des sciences, 2015. Français. NNT : 2015PA066145 . tel-03092004

HAL Id: tel-03092004

<https://theses.hal.science/tel-03092004v1>

Submitted on 1 Jan 2021

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.

Université Pierre et Marie Curie



Ecole Doctorale des Sciences de l'Environnement d'ILES-DE-FRANCE

Université Cheikh Anta Diop



Ecole Doctorale Eau Qualité et Usage de l'Eau

Titre de la thèse

Modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain

Par Moussa Gueye

Thèse de doctorat de Maths-Physique

Dirigée par Jean-Louis DUFRESNE et Amadou Thierno GAYE

Présentée et soutenue publiquement le 02 Février 2015

Devant un jury composé de :

SECK Diaraf	Professeur titulaire à l'UCAD	Président
LAFORE Jean-Philippe	DR Météo-France	Rapporteur
BARATOUX David	Maître de conférence à Toulouse III	Rapporteur
SALL Seydou Moustapha	Maître de conférence à l'UCAD	Examinateur
PICON Laurence	Professeur titulaire à l'UPMC	Examinatrice
KERGOAT Laurent	CR CNRS à GET (Toulouse)	Invité
HOURDIN Frédéric	DR CNRS au LMD/UPMC	Co-encadreur

Dédicace

Cette thèse est dédiée à mon défunt Père **Pape GUEYE**. **Qu'ALLAH SWT** l'accueille dans son paradis céleste. **Aamine !**

Remerciements

Alhamdoulilaah !

Je tiens à remercier le Directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de l'Océan Siméon-Fongang (LPAO-SF), Amadou Thierno Gaye qui, en même temps, co-dirige cette thèse. Je vous remercie de m'avoir ouvert cet environnement de recherche scientifique depuis mon stage de Master. Je remercie Seydi Ababacar Ndiaye (AL Mufti!!!) pour son accueil chaleureux au sein de l'équipe "Aérosols et Climat" et pour son enthousiasme.

Mes travaux de thèse ont essentiellement été réalisés au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). Ma rencontre avec Frédéric Hourdin qui co-dirige mes travaux, a eu lieu au LPAO-SF lors de sa mission d'un an et demi à Dakar. A chacune de mes questions, il n'a pas hésité à me consacrer du temps pour les résoudre immédiatement. Je le remercie également de m'avoir offert la possibilité de travailler dans l'équipe LMDZ-Transport pendant 1 an au LMD, dans le cadre d'un poste d'ingénieur d'étude. Ce travail est continué sous forme d'une thèse financée par le Programme Doctoral International sur la Modélisation mathématique et informatique des Systèmes complexes (PDI-MSC) mis en place par l'UPMC et l'IRD. Je remercie Jean-Louis DUFRESNE d'avoir accepté d'être le Directeur de thèse à l'UPMC.

Je remercie tous les enseignants-chercheurs permanents du LPAO-SF. Je pense à Daouda BADIANE, Seydou Moustapha SALL, Seydi Ababacar NDIAYE, Fadel KEBE. Je ne saurais terminer cette liste des séniors sans avoir renouveler mes remerciements à Alassane BAH. Merci à vous pour vos conseils, votre facilité d'accès ainsi que la confiance accordée. Je remercie également Sokhna et Madame N'doye pour votre disponibilité face aux questions d'ordre administratives

Je remercie les Docteurs et Doctorants du LPAO-SF. Al Amine, Malick Wade, Thierno Doumbia, Seyni Salack, Abdoulaye Ndiaye, Abdoul Ahad Diop, Cheikh Dione, Saliou Faye, Mamadou Dramé, Samo Diatta, Bamba Sylla, Youssouph Sané, Mohamed Ly, Abdoul Khadr, Thioro, Abdoul Ahad Dieng, Moussa Diakhaté, Ousmane Diankha, Ismaila Diallo, Coumba Niang, Ibrahima Diouf, Ibrahima Camara, Baye Cheikh, Seyni Ndoeye, Soulyemane Sy, Aisatou Faye, Lala Kounta, Moustapha Tall, Dahirou Wane. Je remercie également les masters de cette année, Demba, Noreyni et les deux Adama.

Je remercie les collègues de l'Université de Ziguinchor Bamol Sow, Moctar Camara, Samo Diatta. L'opportunité et la confiance que vous m'avez accordée pour dispenser le module de Modélisation Numérique au sein de votre département depuis 3 ans m'ont beaucoup servi sur

le plan professionnel. Je remercie également les collègues de la faculté des Sciences Moutaga LAM, Bathie Ndongue, Danfakha, Aly Sangharé, Moulaye Badji, Anta Lô, Doudou Diakhaté...

Je remercie Jean-Philippe LAFORE et David BARATOUX qui ont accepté d'être les rapporteurs de ce manuscrit, ainsi que Diaraf SECK qui a accepté de présider mon jury de thèse.

Je remercie tous les autres membres du jury Laurence PICON, Laurent KERGOAT, Seydou Moustapha SALL. Vous avez accepté d'évaluer cette thèse et vos suggestions m'ont permis d'améliorer ce manuscrit.

Je remercie aussi les différentes personnes avec qui j'ai eu l'occasion de discuter au cours de ma thèse, en particulier Laurent MENUT, Béatrice MARTICORENA, Gilles BERGHAMETTI, Jean-Yves GRANDPEIX, Abderahmane IDELKADI, Antony JAMILOT, Josephine GHATTAS, Ionela MUSAT, Laurent FAIRHAID, Catherine RIO, Serge JANICOT, Christophe CAMBIER, Edith PERRIER, Geneviève SEIZE, Camille RISI, Gregory JENKINS...

Sans la présence de la famille et des amis, ces années de thèse passées n'auraient pas été les mêmes. En particulier, je souhaite remercier Docteur Mbargou, Pape Cheikhou, Badiène Mame Penda, Badiène Oulimata, Pape Sembène, Ablaye Sow, Assane Diop, Moustapha Guèye, Tonton Assane, Tonton Amadou et sa famille, Tonton Adama, Tante Ndèye Siny, Tante Maguette, Tante Awa, Tante Codou, Tante Maty, Tante Nogaye, Tonton Bali et sa famille, Demba Diallo, Touba Sarr, Malick Mbengue, Mbaye Diop Mbengue, Pape Karim, Mbaye Diop Guèye, Mame Babacar, Aita Ndiaye, Khady Ndiaye, Fama, Ndèye Fama, Fatou Ndiaye, Mbaye Babacar et sa femme Henriette, Youga, Daouda Diouf, Abdou Karim, Bachar Komé, Nar Diop, Laat, Ndoya, Aida Diop, Aida N'doye, Matar, Bathie, Pape Mansour, Modou, Saliou Ndiaye, Laye Dieng. Je souhaite exprimer toute ma reconnaissance à mon beau père Alassane Tahirou Ndiaye, ton soutien sans cesse et tes conseils me sont très bénéfiques. Mention spéciale à Maman Fanta ainsi que tous les membres de sa famille, Aliou Sow, Baki, Alou, Mamika, Mounass, Astou, Collé, Aulou sans oublier la famille de M'bour Tonton Sow, Grand N'dof, Astou N'diaye, Astou Diongue, Marème Sow, Oumy Dème, Grand Matar ...

Merci à tous les professeurs qui, au cours de ma scolarité de la primaire au Master, m'ont fait aimer les Sciences et plus particulièrement celles des Mathématiques Appliquées aux

Sciences Physiques.

Je remercie mes parents Pape Guèye et Ndèye Diallo. Vous m'avez donné le goût et l'ambition de faire des études. Vos prières et vos soutiens me sont très bénéfiques. Merci également à mes plus proches : mon défunt frère Dame, mes frères Alassane Ndoye, Abdou Diop, Pape Karim, Elhadj Birame, mes soeurs Dièye, Oulimata, Ndèye Diallo, Mère Tor, Adja, Nabou, Maty, Penda Mame Nogaye, Mère Awa, Mame Mamadou Diallo, mes neveux Babacar, Malick, Mbaye, mes nièces Ndèye Mbayam, Fatoumata, Adama et Awa Wade, Adama et Awa Guèye, Yaye Daba.

Je remercie mes fils Cheikhou et Mouhamed Demba.

Enfin un grand Merci à ma Femme Docteur **LÉNA**,

Ma cardiologue préférée,

Celle qui m'a comblé, supporté

Celle qui m'a donné un pouls,

Celle qui sublime au quotidien le bonheur.

Table des matières

1	Introduction générale	5
1.1	Cycle des aérosols désertiques en Afrique de l’Ouest et sur l’Atlantique tropical	7
1.1.1	Processus contrôlant la distribution des poussières dans l’atmosphère .	8
1.1.2	Principales caractéristiques de la circulation atmosphérique	10
1.1.3	Effet de la circulation sur le cycle des poussières en Afrique	15
1.2	Impact sur le climat	16
1.2.1	Effet radiatif des poussières	17
1.3	Organisation de la thèse	18
2	Développement du modèle LMDZ-DUST	20
2.1	Le modèle LMDZ	20
2.1.1	Configuration retenue	23
2.1.2	Mode climatique et mode guidé	25
2.1.3	Les paramétrisations	25
2.2	Le module d’émission de CHIMERE	29
2.2.1	Le modèle CHIMERE	30
2.3	Description et implémentation dans LMDZ du module d’émission de CHIMERE	30
2.3.1	Etat de l’art	30
2.3.2	Modélisation des émissions d’aérosols désertiques	34
2.4	Choix et tests pour l’introduction des émissions dans LMDZ	44
2.4.1	Interpolation des données du sol	44
2.4.2	Validation du flux d’émission dans le cas académique	45
2.5	Validation des émissions dans le modèle guidé	49

2.5.1	Sensibilité des émissions à la physique du modèle	50
2.6	Etude du transport des poussières dans le modèle LMDZ	51
2.6.1	Réaffectation des émissions	51
2.6.2	Equation de transport des traceurs	53
2.6.3	Paramétrisation de la sédimentation des poussières	56
2.6.4	Paramétrisation du dépôt sec des poussières	57
2.6.5	Epaisseur optique des poussières	58
2.6.6	Simulation du transport des poussières	59
2.7	Conclusion	64
3	Couche limite et soulèvement des poussières	66
3.1	Comparaison "ancienne" et "nouvelle" physique	68
3.1.1	Les émissions	68
3.2	Analyse du cycle diurne moyen	70
3.3	Impact de la force du guidage	74
3.3.1	Emissions et vents moyens	74
3.3.2	Cycle diurne des émissions et du vent de surface	76
3.3.3	Cycle diurne des profils verticaux de l'atmosphère	79
3.3.4	Impact sur la distribution des poussières	81
3.4	Dynamique de la couche limite et du jet de basse couche	82
3.5	Conclusion	86
4	Poches froides et soulèvement de poussières	91
4.1	Prise en compte des "poches froides"	93
4.1.1	Représentation dans le modèle	93
4.1.2	Prise en compte des poches dans le déclenchement de la convection . .	95
4.1.3	Introduction des poches dans le soulèvement des poussières	96
4.2	Impact sur les émissions	97
4.2.1	Les émissions en été	97
4.2.2	La représentation du cycle saisonnier des poussières	98
4.3	Conclusion	114

5	Conclusions et Perspectives	117
5.1	Conclusion	117
5.2	Perspectives	119

Glossaire

AERONET AERosol RObitic NETwork

AMMA Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine

AOT Aerosol Optical Thickness

CHIMERE CHimere Is a Model for Exciting Research of Environment

DJF Décembre Janvier Février

DUST Aérosols désertiques

ECMWF Centre européen de prévision météorologique à moyen terme

FIT Front Inter Tropical

JET Jet d'Est Tropical

JJA Juin Juillet Août

LMDZ Laboratoire de Météorologie Dynamique dont le Z traduit la fonction Zoom

MISR Multi-angle Imaging Spectroradiometer

MODIS Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NCEP National Center for Environmental Prediction

SEE Section Efficace d'Extinction

ZCIT Zone de Convergence Inter Tropicale

Chapitre 1

Introduction générale

L'atmosphère est un milieu où règne un grand déséquilibre lié aux différentiels d'absorption du rayonnement solaire et du rayonnement infrarouge réémis par la surface de la terre et l'atmosphère. Les régions polaires sont par exemple déficitaires en énergie reçue et les régions équatoriales excédentaires. L'excédant d'énergie est redistribuée par l'atmosphère et par les océans vers les pôles. Verticalement, la troposphère est aussi en déséquilibre. En effet, c'est au niveau des basses couches de l'atmosphère qu'une grande partie du rayonnement solaire direct et du rayonnement infrarouge émis par la surface est absorbée. On note également une absorption du rayonnement ultra violet par l'ozone stratosphérique. Ce phénomène entraîne un chauffage des basses couches et de la surface. Le refroidissement des couches supérieures de l'atmosphère est dû à un maximum d'émission du flux tellurique à son sommet. D'autres mécanismes comme la convection permettent alors de transporter en altitude cet excédant d'énergie majoritairement utilisée pour le processus de l'évaporation.

Les variations de la composition de l'atmosphère (dioxyde de carbone, méthane, ozone troposphérique, aérosols ...) modulent la façon dont le rayonnement est absorbé par l'atmosphère et la surface, et donc la circulation atmosphérique. En retour, les changements de circulation vont affecter la distribution spatio-temporelle des différents constituants atmosphériques. L'étude des couplages entre la composition, le transport dans l'atmosphère et le climat est l'un des sujets les plus abordés dans les sciences du climat et de l'environnement. En effet, le stock du dioxyde de carbone dans les océans et les écosystèmes augmente sous l'effet de l'augmentation de la concentration atmosphérique de ce gaz causée par les émissions anthropiques. Des études sur la sensibilité du puits biosphérique du dioxyde de carbone à

l'évolution du climat ont été menées (Dufresne et al., 2002). L'évolution de l'ozone dans la troposphère est également couplée à la température et à l'humidité.

La présente thèse se place plus particulièrement dans le cadre de l'étude des couplages entre poussières désertiques et climat.

Les particules de taille micronique jouent en effet un rôle important sur le bilan énergétique de l'atmosphère et sur le cycle de l'eau (Smith et al., 1986; Claquin et al., 1998; Haywood et al., 2003; Mallet et al., 2009). De par leur capacité d'absorption et de diffusion du rayonnement solaire et tellurique, ces particules entraînent une modification du taux d'échauffement de l'atmosphère. L'impact des aérosols sur l'atmosphère dépend de leur concentration, de leur distribution spatio-temporelle (Todd et al., 2007), de l'albédo du sol et de leur propriétés physico-chimique (Kaufman et al., 2005). La forte variabilité que présente ces paramètres est mal documentée. Par conséquent, les aérosols sont une des plus grandes sources d'incertitude des forçages radiatifs. Parmi ces particules, on distingue la catégorie d'aérosols minéraux qui représente 37% à 50% des aérosols d'origine naturelle. Quel rôle joue l'Afrique de l'Ouest ?

La position géographique de l'Afrique de l'Ouest fait que cette région des tropiques est un lieu d'interaction de plusieurs facteurs climatiques. On y trouve le système de mousson qui est l'un des facteurs climatiques dominants qui interagit avec l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère. Depuis la fin des années 60, l'Afrique de l'Ouest connaît un déficit pluviométrique marqué par des périodes de sécheresse intense au cours des décennies 70 et 80 (Le Barbé et al., 2002).

La région ouest-africaine représente, d'autre part, la principale zone source d'aérosols désertiques de la planète. N'tchayi Mbourou et al. (1997) ont déjà montré la corrélation entre l'augmentation de la charge atmosphérique en poussières désertiques et la sécheresse au Sahel. Pour expliquer la cause de ce phénomène, des questions sur la diminution de la végétation, sur l'augmentation de l'intensité des vents en période de sécheresse ou sur la combinaison de ces deux facteurs ont été posées. L'Afrique de l'Ouest est la région du monde qui montre le plus d'incertitude sur l'évolution climatique des précipitations. Cette incertitude met en évidence la nécessité d'améliorer la modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain.

Ces couplages nécessitent, d'une part, une connaissance des mécanismes à grandes échelles, à méso-échelles et à micro-échelles impliqués dans le soulèvement, le transport et le dépôt des

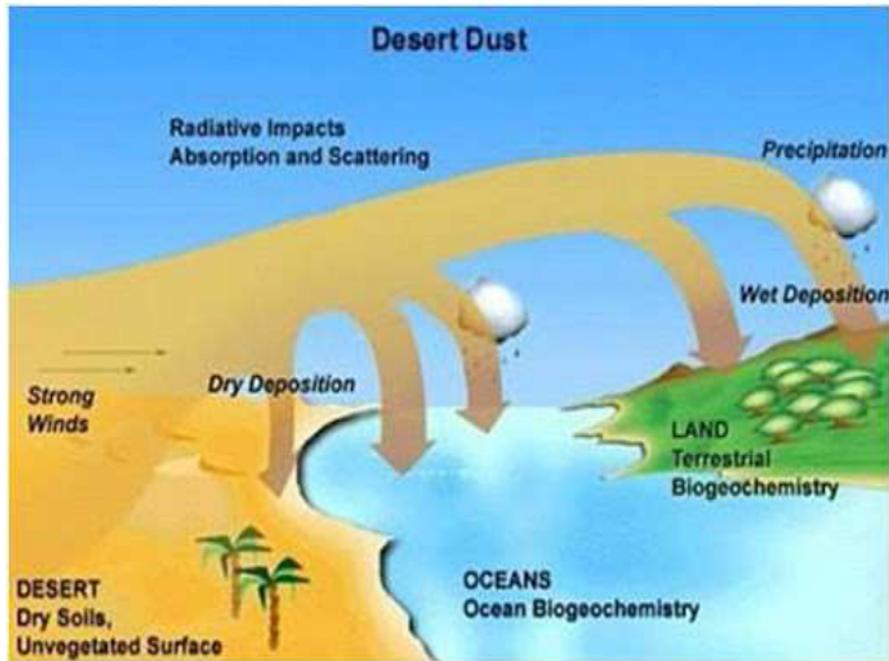


Figure 1.1 – Schéma du cycle des poussières : émission, transport et dépôt.

poussières. D'autre part, une meilleure représentation de ces mécanismes dans les modèles atmosphériques est indispensable pour mener toute évaluation rigoureuse de l'impact des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest.

1.1 Cycle des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical

Les aérosols désertiques sont un domaine de recherche important dans les sciences du climat terrestre et même sur les autres planètes tels que Mars. Cela se justifie par leur forts impacts sur le rayonnement, les nuages, la dynamique et la composition de l'atmosphère, la qualité de l'air et les cycles biogéochimiques. Leur cycle complet (voir Figure 1.1) est totalement contrôlé par les conditions climatiques qui règnent dans les régions où l'on observe l'évolution de ces aérosols. Nous verrons que les principales caractéristiques du climat de l'Afrique de l'Ouest vont intervenir, sur des échelles de temps variées, sur leur émission, leur transport et leur dépôt.

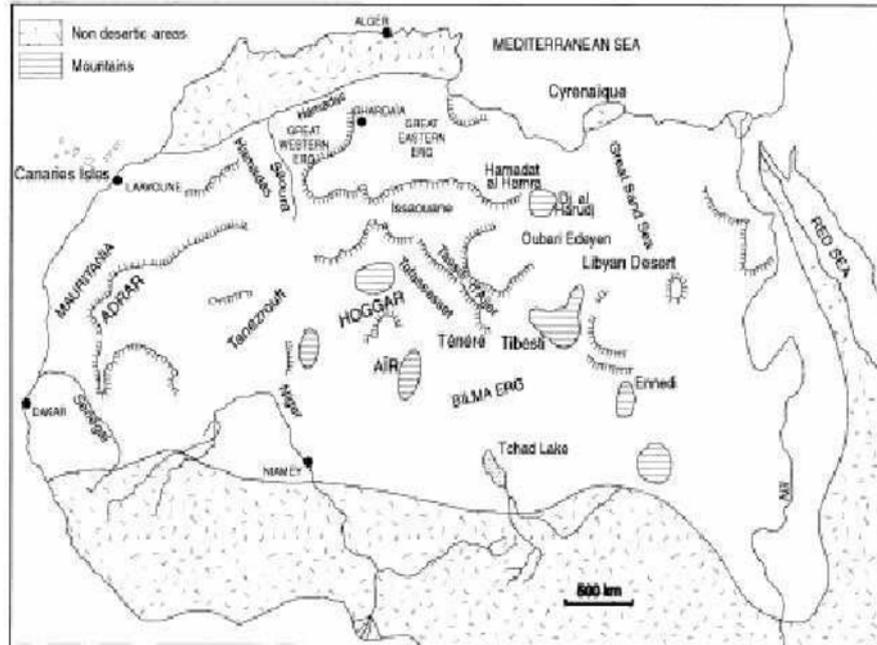


Figure 1.2 – Carte du nord de l’Afrique, présentant les principaux paysages du Sahara : les massifs montagneux, les grands ergs et hamadas d’après Callot et al. (2000).

1.1.1 Processus contrôlant la distribution des poussières dans l’atmosphère

1°) Les émissions

Les émissions de poussières se font depuis les surfaces continentales arides et semi-arides. L’aridité du sol correspond à des surfaces très sèches où le bilan hydrique du sol est déficitaire. Elle dépend des paramètres climatiques et du type de sol (Laurent et al., 2005). Deux conditions doivent être remplies pour que le soulèvement des aérosols désertiques puissent avoir lieu dans les zones sources. La première est la disponibilité d’une quantité importante de matière érodable à la surface. La deuxième est le dépassement d’une vitesse seuil d’érosion par la vitesse du vent de surface. Cette vitesse seuil dépend des caractéristiques de la surface (voir Figure 1.2) et du type de sol (Chepil, 1958; Gillette et al., 1982).

C’est lorsque ces conditions sont remplies que le processus de soulèvement va se déclencher suivant deux mouvements (horizontal puis vertical). Une description détaillée de ces processus sera faite dans le chapitre 2 de cette thèse.

2°) Le transport

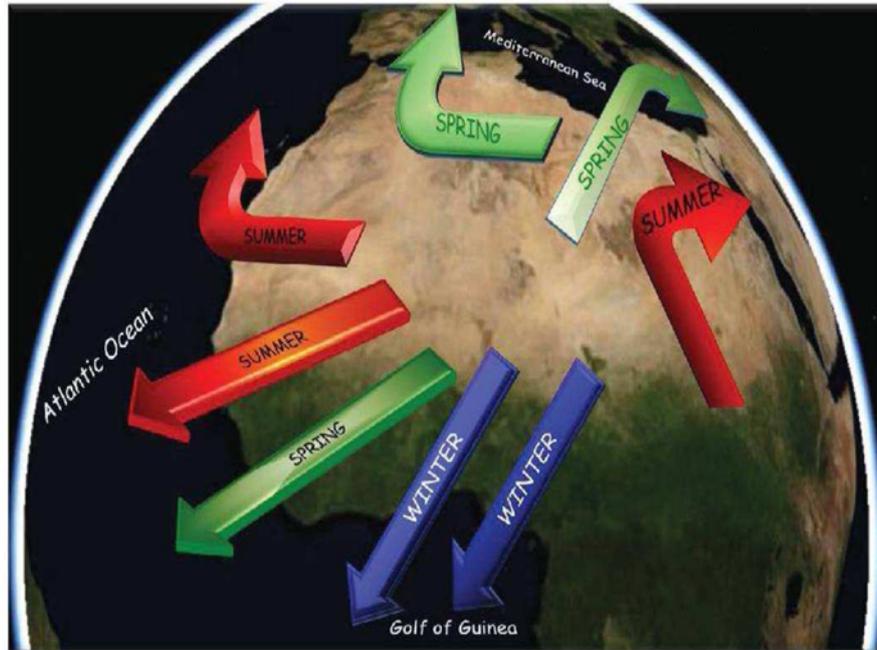


Figure 1.3 – Illustration des principales trajectoires de transport des panaches de poussières désertiques depuis l'Afrique du nord inspirée de l'étude de Middleton (1986) (Thèse de Bou Karam, 2008).

Après le processus de soulèvement des poussières, le flux d'aérosol résultant va former une couche de poussières près de la surface. La dispersion par turbulence et l'advection à grande échelle sont les mécanismes qui gouvernent le transport des poussières. La concentration de poussière qui est maximale au centre du panache, diminue progressivement en aval et sur les côtés sous l'effet de la dispersion. La turbulence qui mélange l'air environnant avec le panache, contrôle cette dispersion. Elle dépend du cisaillement vertical de vent, de la rugosité de surface et du profil thermique dans la couche limite. En effet, l'instabilité crée une forte dispersion du panache sur l'horizontal et surtout sur la verticale. Par contre dans des conditions stables, les poussières restent concentrées dans les basses couches.

Après leur injection dans l'atmosphère, les poussières sont tout simplement advectées par le vent. Leurs trajectoires (voir Figure 1.3) sont contrôlées par les conditions météorologiques sur les lieux d'évolution. Les particules les plus fines peuvent rester dans l'atmosphère pendant plusieurs jours et peuvent être transportées sur de très longues distances.

3°) Le dépôt

Le dépôt d'aérosols à la surface s'effectue sous deux formes, sèche et humide. Il a lieu

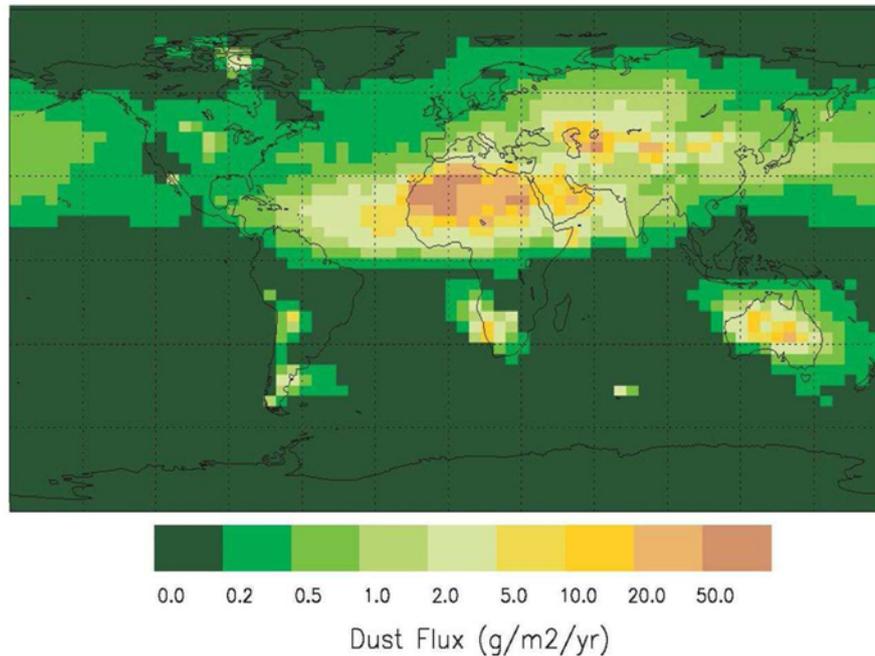


Figure 1.4 – Moyenne annuelle du flux de dépôt d’aérosols désertiques pour la période de 1987 à 1990 (Tegen et al., 2002).

après un temps de résidence dans l’atmosphère allant de quelques heures à une dizaine de jours suivant la taille des particules et les conditions météorologiques (Ginoux et al., 2001). Le dépôt sec se fait via la sédimentation sous l’effet de la gravitation ou l’impaction sur les reliefs. Le dépôt humide se fait via le lessivage par les précipitations des particules se trouvant sur le trajet des gouttes ou l’incorporation des poussières dans les nuages servant de noyau de condensation.

Les grosses particules (diamètre supérieur à $20 \mu m$) se déposent rapidement près des zones d’émission par sédimentation. Celles qui ont des tailles entre $0,1 \mu m$ et quelques microns ont des faibles vitesses de sédimentation et vont subir majoritairement le lessivage par les pluies. Les particules de tailles inférieures à $20 \mu m$ vont donc être transportées sur de longues distances pouvant même atteindre d’autres continents (voir Figure 1.4).

1.1.2 Principales caractéristiques de la circulation atmosphérique

Nous avons deux flux clés autour desquels est organisée la circulation de mousson dans les basses couches : ce sont le flux de mousson, spécifique de l’été boréal, qui est un flux de

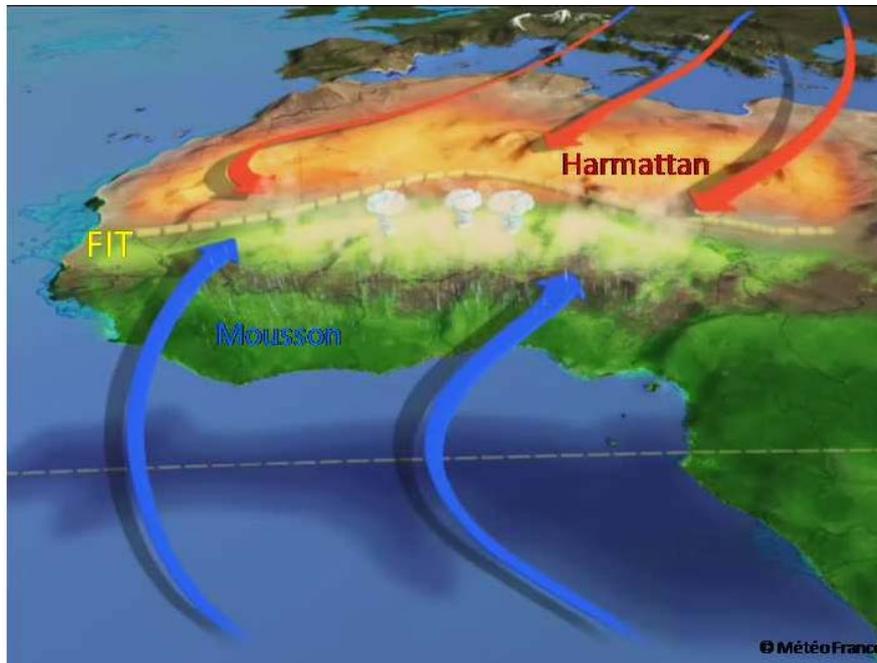


Figure 1.5 – Schéma conceptuel de la circulation atmosphérique pendant l'été en Afrique de l'Ouest (source : Météo France).

sud-ouest venant du golfe de Guinée et le flux d'Harmattan qui est un flux de nord-est venant des zones désertiques.

Nous trouvons, en altitude plus précisément en moyenne et haute troposphère, l'intervention de trois jets principaux l'AEJ, le TEJ et le WSTJ dans la circulation de la mousson Ouest-Africaine.

1°) Flux de mousson

Le flux de mousson est défini dans les basses couches et représente un vent de sud-ouest dirigé de l'océan Atlantique vers le continent. Son épaisseur varie de 3 km sur mer à moins d'1 km vers 15°N à 20°N. Il doit son origine au gradient méridien de température qui s'oriente, à partir du printemps, du sud vers le nord. On assiste à de faibles intensités de la vitesse moyenne du flux de mousson entre les mois de mars et mai. Ce flux s'accélère vers la fin du mois de juin ou début juillet car le gradient thermique océan-continent se renforce avec la mise en place d'une langue d'eau froide équatoriale qui fait chuter la température de surface de la mer sous l'effet du transport d'Ekman. Ces vents atteignent une intensité maximale de l'ordre de 20 m s^{-1} aux alentours de 500 m d'altitude durant les premières heures de la

journée (Lothon et al., 2008).

2°) Flux d'Harmattan

L'Afrique de l'ouest est balayée du nord-est vers le sud-ouest par les alizés de l'hémisphère nord qui prennent alors le nom d'Harmattan. Ce vent, très turbulent dans les basses couches, est chaud et sec et est généralement chargé en poussières désertiques pouvant aller jusqu'à 5 km d'altitude. L'Harmattan est présent toute l'année sur l'Afrique du nord, à l'Est du méridien de Greenwich. Il est particulièrement intense en hiver, période à laquelle il est associé à une circulation anticyclonique sur la Lybie. Il est associé, en été, à une dorsale anticyclonique localisée sur le bassin méditerranéen, présentant ainsi une intensité beaucoup plus faible.

3°) Le Front Inter Tropical (FIT)

La rencontre entre le flux de mousson et le flux d'Harmattan crée une zone de convergence dans les basses couches appelée Front intertropical (FIT). Cette discontinuité divise l'Afrique en deux grandes zones depuis l'Atlantique jusqu'au Soudan. Nous avons :

- au sud du FIT, un flux de mousson de secteur sud/sud-ouest contenant de fortes énergies et avec une épaisseur atteignant approximativement les niveaux 850 à 800 hPa ;
- au nord du FIT, un flux de nord très sec de faibles énergies et caractérisé par de faibles valeurs de point de rosée T_d .

Sa position, dans l'année, est marquée par un déplacement latitudinal très important. Il se situe un peu plus au nord de la côte guinéenne en Février alors que sa position la plus au nord autour de 20 °N est atteinte en Juillet-Août. On remarque également un important cycle diurne du FIT avec une variation latitudinale journalière de l'ordre de 200 km (Sultan et al., 2007).

4°) Le Jet d'Est Africain (AEJ)

Situé entre 500 et 700 hPa avec une moyenne vers 600 hPa en moyenne troposphère, l'AEJ est un jet d'est dont les frontières naturelles sont la côte guinéenne au sud (5°N) et le FIT au nord (entre 18°N et 22°N). Il est rare de trouver, pendant la mousson d'été, de forts vents à 600 hPa dans le golfe de Guinée. Par contre on en observe assez fréquemment au nord du FIT. L'intensité moyenne de l'AEJ est de 15 m s⁻¹ en Juillet. Le gradient méridien de température

(Burpee, 1972; Thorncroft and Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999) donnent comme réponse la formation de l'AEJ qui doit son origine à l'équilibre du vent thermique. L'apparition des ondes d'Est Africaine (AEW) sous forme de perturbations d'échelles synoptiques et qui se propagent d'Est en Ouest est due à l'instabilité barocline et barotrope de l'AEJ. Nous avons également les systèmes convectifs de méso échelle positionnés souvent à des endroits privilégiés de l'onde qui se propagent vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que l'AEJ.

5°) La Zone de Convergence Inter Tropicale (ITCZ)

La convergence en basse couche du flux de mousson et de l'Harmattan favorise une convection profonde très active appelée Zone de Convergence Inter-Tropicale. En effet, cet évacuation se fait par ascendance et sous forme de chaleur latente au niveau du maximum de température potentielle équivalente (Sultan and Janicot, 2003; Sultan et al., 2007). L'ITCZ s'installe dans la troposphère moyenne. La zone de convection profonde ne se positionne pas à la verticale du FIT contrairement à la situation observée sur l'océan. Ceci s'explique par une forte inhibition convective dans la région du FIT associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne. L'ITCZ se positionne donc, au dessus du continent, au sud du FIT (vers 10°N en Juillet) là où on a un maximum d'énergie disponible pour la convection. Située au dessus de l'Océan près de l'équateur en hiver, l'ITCZ arrive au dessus du continent à partir du mois de Mai annonçant ainsi l'arrivée des pluies sur le Sahel (Sultan and Janicot, 2000; Le Barbé et al., 2002). La majorité des pluies sur l'Afrique de l'Ouest est fournie par les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) dont les plus spectaculaires sont les lignes de grains qui se déplacent d'Est en Ouest et qui se transforment parfois en cyclones une fois arrivés sur l'Atlantique (Mathon and Laurent, 2001; Le Barbé et al., 2002; Damato and Lebel, 1998). Ils modulent les précipitations sur des périodes de 5 à 6 jours.

6°) Les Jets de basses couches (LLJs)

Les LLJs peuvent occuper des espaces de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres (Davis, 2000). Ils sont observés la nuit au dessus du Sahara et leur formation se développe dans des conditions où le ciel est clair avec de faibles vitesses de vent près de la surface et en l'absence de turbulence. Des vitesses maximales du vent horizontal de l'ordre de 20 m s^{-1} caractérisent le jet dans les basses couches (Blackadar, 1956). Généralement,

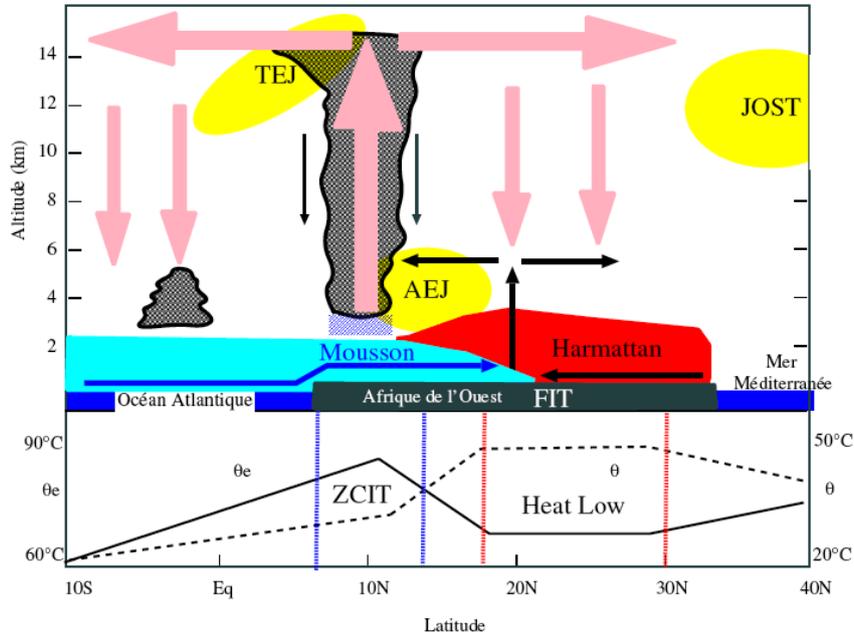


Figure 1.6 – Schéma conceptuel des éléments clés de la circulation pendant l'été en Afrique de l'Ouest d'après Peyrillé et al. (2007).

en Afrique de l'Ouest, les jets s'installent dans la nuit et y restent jusqu'après le lever du soleil où l'on observe une reprise de l'activité du mélange turbulent dans la couche limite. Le développement des LLJs est expliqué par le mécanisme d'oscillations d'inertie (Blackadar, 1956). Ce mécanisme est décrit dans le chapitre 3 de cette thèse.

Dans la matinée, le mélange vertical dans la couche limite provoque un affaiblissement du LLJs et ramène des vents forts initialement en altitude vers la surface. Ainsi le cycle diurne du jet nocturne et celui du vent de surface sont en déphasage. Le maximum des LLJs est atteint dans la nuit tandis que celui du vent de surface est atteint dans la matinée.

L'occupation spatiale des jets nocturnes ainsi que leur fréquence varient suivant les saisons en Afrique de l'Ouest. En hiver, les LLJs sont plus localisés dans la bande de latitudes [10N 20N]. Leur fréquence d'occurrence est maximale et vaut 50% dans cette région et peut atteindre localement 80% à Bodélé (Schepanski et al., 2009). En été les jets nocturnes sont confinés plus au nord sur la bande [15N 30N] et leur fréquence d'occurrence maximale diminue dans cette région et est comprise entre 30 et 40% selon Schepanski et al. (2009).

1.1.3 Effet de la circulation sur le cycle des poussières en Afrique

Le transport des poussières est extrêmement dépendant de conditions météorologiques. Nakamae and Shiotani (2013) ont montré par exemple que lors des événements de transport d'aérosols désertiques observés au dessus de l'atlantique nord, des vents forts associés à de hautes pressions dans le Sahara Occidental transportent des masses d'air chaud contenant de la poussière émises à partir des zones proches de la côte [20N-30N, 15W-10W]. Aussi, la relation entre les épisodes de poussières et la variabilité climatique reste au centre des discussions dans la communauté scientifique. Le flux d'Harmattan amène les poussières sahariennes en Afrique de l'Ouest. Le flux de mousson, au contraire, amène de l'air clair depuis le Golfe de Guinée dans cette région. Le transport des poussières au dessus de l'Atlantique est assurée par le Jet d'Est.

Nous allons dans un premier temps décrire la circulation en Afrique de l'Ouest puis expliquer son effet pour des échelles de temps variées sur le cycle des aérosols désertiques.

Dans ce paragraphe, nous allons détailler les conditions, suivant différentes échelles, favorables au cycle des poussières en Afrique de l'Ouest. Les émissions de poussières sont sporadiques du fait qu'elles sont fortement liées de façon non linéaires aux variations des régimes de vent. Les mécanismes d'émission de poussières en Afrique de l'Ouest se font généralement aux échelles synoptiques, des systèmes convectifs et à micro-échelle. Ces émissions présentent donc un cycle diurne, annuel et interannuel très marqués dans cette région. Le transport de poussières depuis l'Afrique se fait principalement suivant trois trajectoires (vers les États-Unis, l'Europe et le Moyen-Orient).

Les conditions météorologiques à l'échelle synoptique contrôlent en partie des émissions de poussières dans les régions sahélo-sahariennes. Comme on l'a dit plus haut, l'aridité des sols favorise également le développement des LLJs dans ces régions. Au lever du soleil, le mélange turbulent dans la couche limite ramène du vent fort initialement en altitude dans le jet à la surface. Les vents de surface s'intensifient brusquement dans la matinée, dépassant ainsi le seuil d'érosion des zones sources. Ce phénomène va provoquer par la suite de fortes émissions de poussières le matin (Washington et al., 2006; Todd et al., 2007). Schepanski et al. (2009) montrent que 65% de l'activation des zones sources serait associée aux jets nocturnes.

Les LLJs sont aussi fréquents l'été et la dynamique de la mousson se rajoute à celle de la couche limite pour mobiliser le soulèvement des poussières à l'échelle synoptique. Les LLJs

contrôlent les émissions au nord du FIT tandis que la dynamique de la mousson initie les émissions sur la partie sud du FIT.

En été, les mécanismes liés à la convection humide (i.e courants de densité), à la dynamique du front intertropical (i.e front de mousson et cyclones sahéliens) et à la convection sèche dans la région de la dépression thermique vont apporter un forçage dynamique supplémentaire.

En Afrique de l'Ouest, la convection (humide) en période d'été, s'organise sous forme de systèmes convectifs. Elle est maximale dans l'après midi sous l'effet de l'insolation et de l'apport d'air humide en provenance du Golfe de Guinée (Peters and Tetzlaff, 1988). La dynamique des systèmes convectifs, au-dessus du Sahel, favorise la formation de rafales de vent d'air froid appelés courant de densité ou "poche froide". Ces poches provenant des systèmes convectifs peuvent se propager sur des centaines de kilomètres et atteindre même le Sahara (Knippertz, 2008; Flamant et al., 2009). Ces courants de densité ainsi créés sont associés à des vents très forts au niveau de la surface qui dépassent les seuils d'érosion et produisent des événements de poussières très intenses sur la bande sahélienne. Ce phénomène est connu depuis longtemps sous le nom de "Haboob" (Sutton, 1925). Ces haboobs liés au "poches froides" sont aussi fréquents dans l'après midi.

1.2 Impact sur le climat

De nos jours, il est nécessaire de connaître avec plus de précision le cycle des aérosols désertiques à cause des nombreux impacts qu'ils ont sur l'environnement naturel et humain. Du fait de leur présence dans l'atmosphère, ces types d'aérosols ont la capacité d'interagir avec le rayonnement solaire et modifier le bilan radiatif.

De nombreuses études ont été menées pour avoir une meilleure caractérisation de l'effet des aérosols désertiques sur la circulation atmosphérique au-dessus de certaines régions du globe. Aux échelles climatiques, nous pouvons citer les travaux réalisés par Schollaert and Merrill (1998) qui ont montré qu'une corrélation positive existe entre la diminution des températures de surface de l'océan Atlantique et l'occurrence de panaches d'aérosols désertiques émis depuis les régions sahélo-sahariennes. Aux échelles synoptiques, Dunion and Velden (2004) ont montré que les aérosols désertiques présents dans la couche limite saharienne (SAL) empêchent l'amplification des ondes d'Est Africaines et affaiblissent l'activité des

cyclones tropicaux.

1.2.1 Effet radiatif des poussières

Les poussières minérales peuvent affecter le climat terrestre soit directement, soit indirectement. Leur effet radiatif direct résulte de la diffusion et de l'absorption des rayonnements solaire et tellurique (Haywood et al., 2001; Sokolik et al., 2001). Quant à leur effet radiatif indirect, il se manifeste via la modification des propriétés microphysiques des nuages.

1°) Effet Direct

L'effet radiatif direct est le résultat de l'interaction des aérosols désertiques avec les rayonnements solaire et tellurique suivant deux modes qui sont la diffusion et l'absorption.

La diffusion est l'effet majeur sur le rayonnement solaire. Elle joue un rôle moins important pour le rayonnement tellurique. La diffusion par les aérosols du rayonnement solaire vers l'espace induit une diminution du flux net d'énergie solaire au sommet de l'atmosphère, et donc un forçage radiatif négatif. Mais ce forçage est variable et peut même changer de signe en fonction des propriétés d'absorption de l'aérosol qui varient selon la composition minéralogique de l'aérosol désertique et de l'albédo de la surface.

La capacité des aérosols désertiques à absorber (et à réémettre) le rayonnement tellurique et à absorber le rayonnement solaire font que les poussières contribuent au réchauffement de l'atmosphère.

Les aérosols désertiques diffusant et absorbant le rayonnement conduisent donc à un refroidissement de la surface et un réchauffement de l'atmosphère. L'intensité de la diffusion et de l'absorption dépend de la longueur d'onde du rayonnement et des caractéristiques physiques, chimiques et optiques des aérosols (Laurent, 2005).

On note aussi une variation très importantes de l'impact des poussières d'une région à l'autre à cause de la grande variabilité spatio-temporelle de leur concentration. De nos jours, une incertitude importante qui persiste dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols est surtout liée à la méconnaissance de l'indice de réfraction des particules d'aérosols qui contrôle l'albédo de simple diffusion.

2°) Effet Indirect

De par leur effet sur les propriétés microphysiques des nuages, les aérosols affectent donc de manière indirecte le climat. Par exemple ; des études suggèrent qu’au dessus de l’Océan Atlantique une augmentation de 5% de la fraction nuageuse ainsi qu’une augmentation de l’altitude du sommet du nuage est liée à la présence d’aérosols désertiques.

En effet, le nombre de noyaux de condensation augmente en fonction d’un apport supplémentaire en aérosol. Cette augmentation provoque, pour un contenu en eau liquide, une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne selon Twomey (1974). Il peut en résulter deux effets indirects sur le rayonnement : Une augmentation de l’albédo du nuage et un changement de la couverture nuageuse liée à la modification de la durée de vie et de l’épaisseur du nuage (Albrecht, 1989; Pincus and Baker, 1994; Levin et al., 1996). Cependant, l’effet indirect des aérosols désertiques reste très mal documenté et très mal connu.

1.3 Organisation de la thèse

Notre travail de thèse entre dans le cadre de la modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat en Afrique de l’Ouest. La composante atmosphérique du modèle de climat de l’IPSL (LMDZ) avec une configuration adaptée à cette région de l’Afrique sera utilisée dans notre étude. La motivation de l’introduction des poussières dans LMDZ est double. La première est de se donner les moyens d’étudier les couplages entre climat et aérosols à différentes échelles de temps et d’espace. La seconde est de profiter de la richesse nouvelle introduite dans les paramétrisations physiques du modèle LMDZ pour améliorer la représentation du soulèvement des poussières.

Le **chapitre 1** est consacré à une introduction générale sur les aérosols désertiques et sur les facteurs météorologiques impliqués dans le cycle de ces aérosols en Afrique de l’Ouest.

Dans le **chapitre 2** de cette thèse, nous présentons d’abord les modèles utilisés puis l’état de l’art concernant la modélisation du soulèvement des aérosols désertiques en Afrique de l’Ouest. Enfin ce chapitre s’achève sur une discussion sur l’impact des différentes paramétrisations utilisées dans le modèle LMDZ sur le cycle des aérosols désertiques.

Le **chapitre 3** est dédié à une analyse des processus de couche limite intervenant dans le soulèvement de poussières en période de saison sèche. Nous considérerons les approches existantes dans la version ”Nouvelle Physique” du modèle LMDZ afin d’étudier l’impact de la représentation du cycle diurne des jets de basses couches sur celui des émissions d’aérosols

désertiques.

Le **chapitre 4** étudie l'amélioration de la représentation du cycle des poussières par une prise en compte dans leur soulèvement des bourrasques de vent associés à la fois aux structures de la couche limite convective et aux fronts de rafales créés par les "poches froides" durant l'été, déjà paramétrisées dans la version "Nouvelle Physique" de LMDZ.

Les conclusions des divers aspects de l'étude réalisée dans cette thèse et les perspectives qu'elle offre sont présentées dans le **chapitre 5**.

Chapitre 2

Développement du modèle

LMDZ-DUST

On choisit dans ce chapitre les outils mis en oeuvre dans un modèle de chimie-transport (CTM) et les paramétrisations existantes dans un modèle de circulation générale atmosphérique (GCM) pour introduire le cycle des aérosols désertiques. Dans un premier temps, nous faisons une description du modèle de circulation générale puis nous présentons les différents processus qui décrivent la loi d'émission d'aérosols désertiques basée sur un modèle de chimie transport adapté en Afrique de l'Ouest afin de les introduire dans le GCM. Dans un second temps, nous évaluons les paramétrisations du soulèvement d'aérosols par comparaison au CTM dans un cas idéalisé. Enfin, nous utilisons des observations satellitaires et celles issues du photomètre AERONET en terme de contenu intégré d'aérosol désertique dans l'atmosphère pour tester l'impact des paramétrisations du GCM dans le cycle des poussières sahélo-sahariennes.

2.1 Le modèle LMDZ

C'est au début des années 70 que le LMD commence à développer et exploiter un modèle de circulation générale atmosphérique qui, par la suite, s'est enrichi pour devenir un modèle climatique. On appelle modèle climatique toute modélisation mathématique du climat d'une planète permettant de simuler les composantes du système à étudier et leurs interactions.

Si on considère la composante "atmosphère" du système climatique, le modèle LMDZ fait

partie de la famille des modèles de circulation générale atmosphérique (GCM) basés sur les équations de Navier-Stokes en mécanique des fluides et des équations de transport. Le modèle a été couplé avec un modèle d’océan mais aussi avec un modèle de surface continentale. Une composante traitant la chimie et la microphysique des aérosols a également été introduite. Ces couplages permettent de tenir compte des processus de l’océan et du couvert végétal mais aussi de mieux comprendre la rétroaction nuageuse et la réponse du système climatique à une perturbation du bilan radiatif terrestre par les aérosols. L’ensemble va former le modèle de climat de l’IPSL (voir Figure 2.1) dont LMDZ constitue la composante atmosphérique. Le modèle est composé de deux grandes parties d’un point de vue mathématique et informatique. La première, souvent appelée la ”dynamique”, est celle au sein de laquelle la circulation générale est représentée (résolution des équations de la dynamique des fluides). Nous y trouvons par exemple comme variables grande échelle la température, l’humidité spécifique, les vitesses de vents etc.... Dans la deuxième partie, appelée la ”physique”, on calcule l’effet des processus d’échelles non résolus (petites échelles) sur les variables de la dynamique sous forme de ”paramétrisations physiques”. Sont ainsi paramétrisés les processus comme la couche limite planétaire, la convection, l’orographie, les processus liés au sol, les échanges radiatifs, les émissions de polluants, etc... .

Le modèle du LMD est initialement décrit par Sadourny and Laval (1984). La réécriture du noyau hydrodynamique du modèle au milieu des années 80 et la possibilité de raffinement de la grille donnant plutard le ”Z” (pour zoom) de LMDZ permettent d’utiliser le modèle sur la planète Mars (Hourdin et al., 1993, 1995a) et sur celle de Titan (Hourdin et al., 1992, 1995b). La discrétisation des équations de la dynamique sur le grille 3D sphérique est basée sur la méthode des différences finies. Ce schéma numérique possède des propriétés intéressantes qui assurent la conservation de la masse et du moment cinétique. Dans la partie dynamique, les scalaires (pression, température, eau vapeur et liquide) sont calculés au centre des mailles tandis que les composantes du vecteur vitesse sont calculées au niveau des interfaces (Figure 2.2). La grille physique, quant à elle, peut être considérée comme une juxtaposition de colonnes d’atmosphère qui n’interagissent pas entre elles. Le modèle dispose ainsi d’une version unicolonne (SCM pour Single Column Model) quand on active la partie physique sur un point spécifique du globe. La discrétisation verticale, initialement donnée en coordonnées de type $\sigma = \frac{p}{p_s}$, est passée aujourd’hui en coordonnées hybrides ($\sigma - p$). Cette coordonnée est

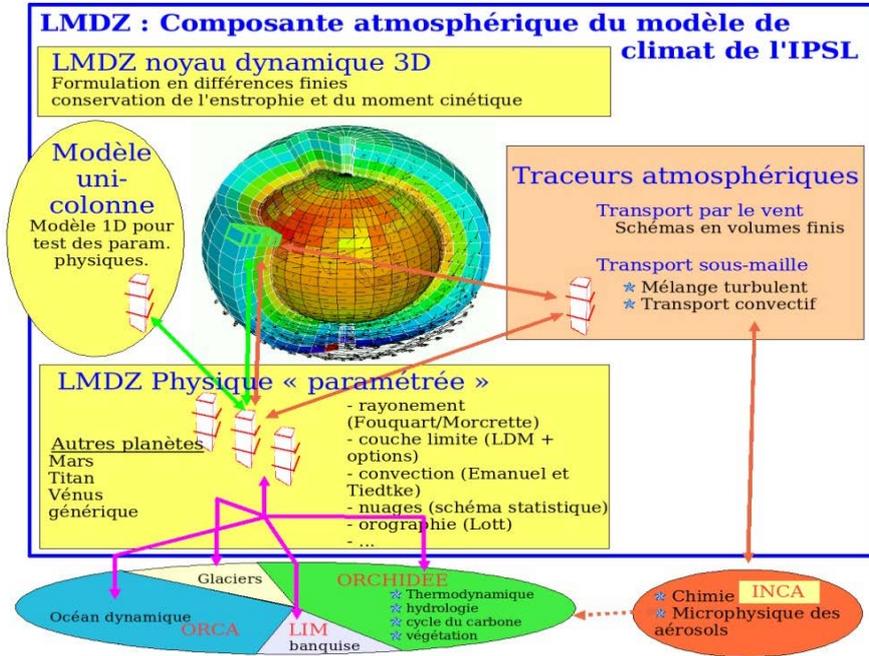


Figure 2.1 – Modèle de climat de l'Institut Pierre Simon Laplace : schématisation du fonctionnement de LMDZ4 (par Frédéric Hourdin).

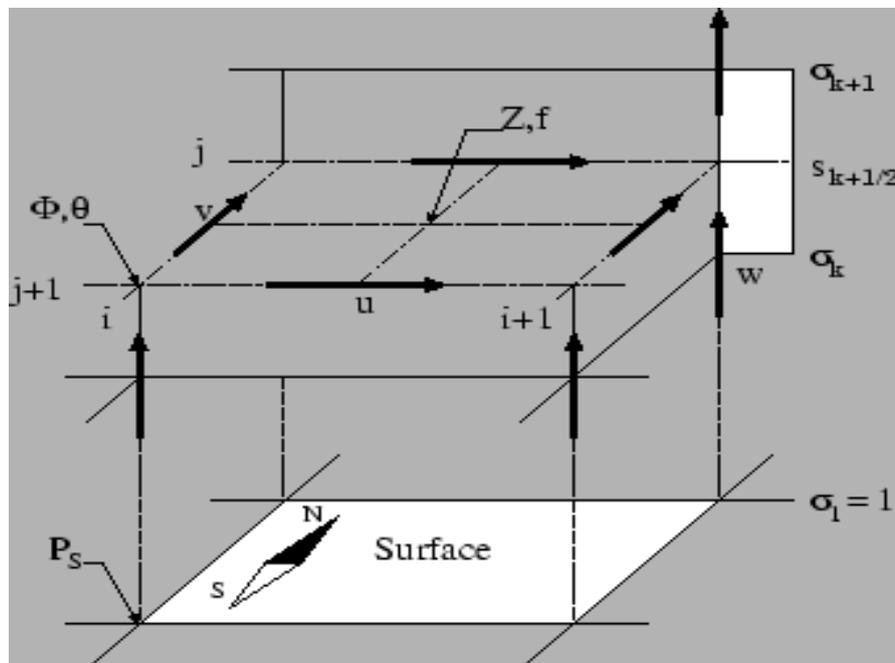


Figure 2.2 – Disposition des variables dans la grille du LMD (extraite du mémoire HDR de Hourdin (2005)).

définie de façon implicite donnant la pression aux interfaces entre les couches du modèle.

$$p_l = A_l + B_l p_s \quad (2.1)$$

Où p_l est la pression à l'interface l , p_s la pression de surface.

A et B sont tels que $A \sim 0$ et $B \sim 1$ ou encore $p_l \simeq B_l p_s$ près du sol et

$A \sim 0$ et $B \sim 0$ avec $B_l p_s \ll A$ vers le haut du modèle.

2.1.1 Configuration retenue

Soit N le nombre de couches dans le modèle, on a $p_1 = p_s$ et $p_{N+1} = 0$.

La répartition des couches verticales est irrégulière. Les couches les plus fines se situent près de la surface. Dans la version utilisée ici, la discrétisation verticale est basée sur 39 couches. La première se situe à 40 m du sol. Les couches sont espacées d'environ 500 m entre 1,5 et 3,5 km tandis que les couches les plus hautes sont espacées de plusieurs kilomètres. On définit la masse d'air contenue dans une maille du modèle comprise entre les niveaux de pressions p_k et p_{k+1} par la relation suivante :

$$m_k = \mathcal{A} \frac{p_k - p_{k+1}}{g} \quad (2.2)$$

Où \mathcal{A} est l'aire de la maille et g l'accélération de la pesanteur.

Dans le modèle LMDZ, la fonction "zoom" permet d'atteindre des échelles spatiales de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres localement. En effet, les coordonnées horizontales peuvent être choisies de manière à permettre un raffinement de la résolution du modèle sur une région particulière du globe (par exemple sur l'Afrique de l'Ouest). Le zoom est défini par 6 paramètres :

- les coordonnées du centre du zoom en longitude et en latitude
- les facteurs de grossissement selon la longitude et la latitude
- l'extension de la région zoomée en longitude et en latitude.

Nous avons choisi cette configuration du zoom centré sur le point [15N,19W] dont les paramètres sont donnés sur la figure 2.3 pour réaliser toutes les simulations du modèle LMDZ présentées dans cette thèse. Ce choix nous permettra de considérer l'ensemble du Sahara sur lequel les émissions sont calculées et l'atlantique nord sur lequel elles sont transportées.

La discrétisation du temps s'effectue avec un pas de temps dynamique et un pas de temps physique dont leur choix dépend de la grille.

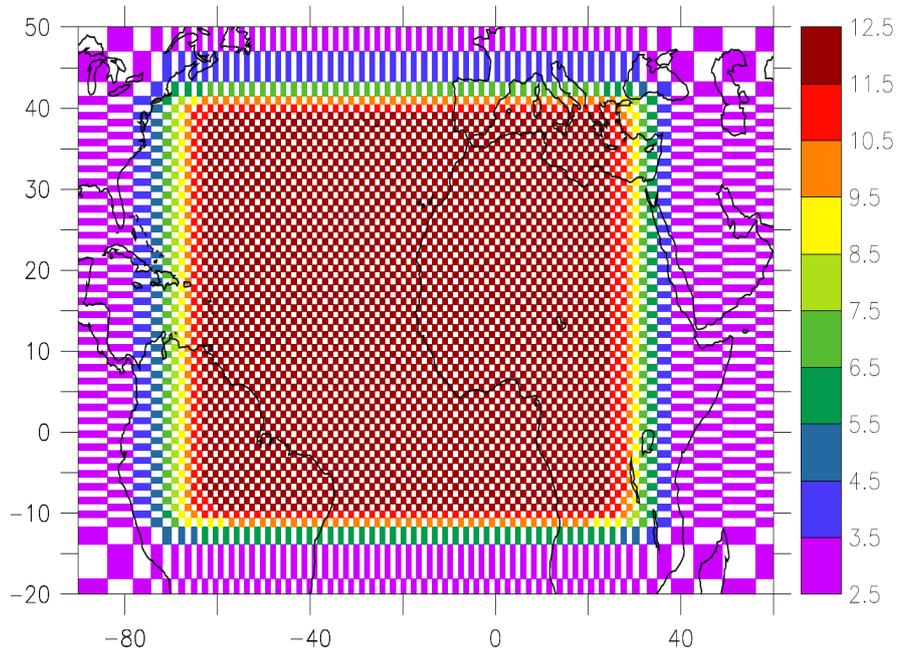


Figure 2.3 – Grille retenue pour les simulations présentées dans cette thèse avec 128 points en longitudes et 88 points en latitudes centré au point [15N,19W] avec un facteur de grossissement de 2.5 en longitudes et en latitudes. Le zoom couvre 29 % du globe en longitudes et 30 % en latitudes.

2.1.2 Mode climatique et mode guidé

Le modèle LMDZ est configurée par défaut en mode climatique dans lequel les variables sont calculées sans aucune contrainte. Dans ces simulations, la "trajectoire" du modèle ne dépend que des conditions initiales et de certaines "conditions aux limites" telles que la température de surface des océans, l'albédo, la distribution des aérosols, de l'ozone en entrée du code radiatif, etc... . Dans des simulations de ce type, deux trajectoires initialisées un peu différemment s'éloigneront rapidement (en quelques jours) l'une de l'autre. Pour étudier la question de l'impact des poussières sur la circulation de mousson en été, il est nécessaire d'utiliser cette configuration dans nos simulations.

Cependant, pour les études de validation réalisées dans le cadre de cette thèse, la configuration dite "guidée" sera utilisée pour minimiser l'impact sur le soulèvement des grands biais obtenus dans les simulations en mode climatique. Ce mode consiste à "rappeler" les champs météorologiques du modèle vers les champs des "analyses" ou des "réanalyses" issus des centres de prévision du temps pour le contraindre à suivre la situation météorologique observée. Ce rappel se fait en ajoutant un terme de relaxation aux équations du modèle :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F(X) + \frac{X_a - X}{\tau} \quad (2.3)$$

où X représente un champ météorologique ($u, v, \theta, \text{etc...}$), F représente le calcul des dérivées temporelles par le modèle, X_a est la variable météo correspondante issue des analyses (ECMWF par exemple) et interpolée sur la grille spatio-temporelle du modèle, τ est une constante de temps appelée temps de relaxation. Les valeurs de τ peuvent être choisies différemment pour les différentes variables. Elles peuvent aussi dépendre de la région considérée. Une constante de temps plus petite est souvent utilisée à l'extérieur du zoom pour contraindre fortement la situation dynamique et une constante de temps plus grande est utilisée à l'intérieur du zoom pour laisser les paramétrisations agir librement sur les variables physiques.

2.1.3 Les paramétrisations

Dans cette partie nous présentons les principales paramétrisations physiques et qui ont été utilisés pour l'introduction des poussières dans LMDZ. Le modèle dispose de deux grands jeux de paramétrisations à savoir la "Physique Standard" (SP, en anglais Standard Physique) utilisée dans la version LMDZ5A et la "Nouvelle Physique" (NP) utilisée dans la version

LMDZ5B.

L'ensemble des paramétrisations utilisées dans la version SP est décrit de façon détaillée dans Hourdin et al. (2006).

Dans la version NP, de nouvelles paramétrisations pour la turbulence, la convection et les nuages ont été introduites (Hourdin et al., 2013) en identifiant trois échelles pour le transport vertical :

- une petite échelle de 10 à 100 m à partir de la surface, associée au processus de turbulence, qui domine dans la couche de surface.

- la hauteur de la couche limite entre 500 m et 3 km qui est l'échelle des structures organisées de la couche limite convective.

- la hauteur de la convection profonde entre 10 km et 20 km qui est l'échelle des systèmes convectifs de méso-échelle ou lignes de grains, des cumulonimbus.

La Couche Limite Atmosphérique CLA

La couche limite est la partie de l'atmosphère se trouvant dans la basse troposphère. Fortement influencée par le cycle diurne, cette couche est très variable. En effet, dans la journée sa hauteur varie de quelques centaines de mètres à 1 ou 2 km en fonction de l'ensoleillement. Elle peut atteindre typiquement 4 à 5 km sur le Sahara. Dans la nuit, elle peut varier entre 100 m et 300 m en fonction du vent et du refroidissement de la surface terrestre. On note également sa variation en fonction des saisons.

Au sommet de cette couche, on observe souvent des nuages obtenus par un brassage sous l'effet de la turbulence de l'air humide provenant de l'évaporation de la mer soit directement soit après recyclage par les surfaces continentales.

On distingue classiquement deux sources de turbulence dans la couche limite : la turbulence mécanique due à l'effet du cisaillement de vent et la turbulence thermique due au gradient vertical de température.

La représentation du transport vertical de couche limite dans la version LMDZB est une combinaison de deux approches. La première est dite en K-diffusion (Mellor and Yamada, 1974) et la deuxième en flux de masse. Cette dernière a pour but de représenter spécifiquement les structures organisées de convection sèche (Hourdin et al., 2002) et humide (thermiques humides) (Rio and Hourdin, 2008). La diffusion turbulente s'effectue dans les

premières couches de l'atmosphère, typiquement entre 100 m et 500 m au dessus de la surface. Par contre le transport en flux de masse produit un mélange d'air et d'humidité mais aussi de la quantité de mouvement sur toute la hauteur de la couche limite. Ce schéma représente une moyenne d'ensemble des thermiques dans la maille. La maille est séparée en deux parties, l'une représente une ascendance qui correspond aux thermiques caractérisés par une vitesse w_{th} occupant une fraction α_{th} et l'autre représente la subsidence de l'environnement adjacent. Ainsi le flux de masse vertical dans le panache thermique f_{th} est donné par :

$$f_{th} = \rho \alpha_{th} w_{th} \quad (2.4)$$

Où ρ est la masse volumique de l'air, w_{th} est la vitesse verticale dans le panache ascendant et α_{th} est la fraction de la maille couverte par l'ascendance. La vitesse verticale compensatoire dans l'environnement w_d est plus faible que celle des ascendances avec $w_d = \frac{\alpha_{th}}{1-\alpha_{th}} w_{th}$ et $\alpha_{th} \ll 1$.

Le flux de masse f_{th} est relié au flux d'air entrant e_{th} et au flux d'air entraîné d_{th} par la relation :

$$\frac{\partial f_{th}}{\partial z} = e_{th} - d_{th} \quad (2.5)$$

Ce flux de masse est utilisé à la fois pour transporter verticalement les variables météorologiques (u, v, θ, q) mais également pour les espèces traces comme on l'explique plus loin.

Les poches froides

Le modèle des "poches froides" est décrit de façon détaillée dans les travaux de Grandpeix and Lafore (2010) et Grandpeix et al. (2010). Une brève description de ce processus est proposée dans le chapitre 4.

La convection profonde

La convection profonde est caractérisée par des précipitations importantes formées dans la moyenne ou haute troposphère. La convection peu profonde est, au contraire, caractérisée par de faibles précipitations et une extension verticale plus faibles.

De nombreuses approches existent dans la littérature pour représenter la convection profonde et ses paramétrisations continuent à être améliorées jusqu'à nos jours. Deux grandes

classes d’approches peuvent être distinguées pour la paramétrisation de la convection : les schémas d’ajustement et les schémas en flux de masse. Elles s’appuient, toutes les deux, sur le principe de Arakawa and Schubert (1974).

Dans le modèle LMDZ, le schéma en flux de masse de type ”Buoyancy Sorting” développé par Emanuel (1993) et modifié par Grandpeix et al. (2004) est utilisé pour représenter la convection profonde. Ce modèle sépare également le calcul des tendances de chauffage et d’assèchement dans la colonne convective et dans les descentes insaturées.

La convection est contrôlée par deux aspects importants qui correspondent aux notions de déclenchement et de fermeture. Le premier correspond aux conditions pour lesquelles la convection profonde apparaît et le second détermine l’intensité convective. Les paramétrisations de ces processus ont été largement modifiées entre les versions SP et NP du modèle, comme expliqué par Hourdin et al. (2013).

Dans la version NP, la paramétrisation du déclenchement de la convection profonde est basée sur la détermination d’une énergie cinétique de soulèvement ALE (Available Lifting Energy). Ce déclenchement a lieu lorsque l’inhibition convective (CIN) est dépassée et ce phénomène se traduit donc par la relation suivante :

$$ALE > |CIN| \tag{2.6}$$

L’intensité de la convection est un phénomène contrôlé par les processus qui ont lieu en dessous du niveau de condensation. Elle se définit donc par la valeur du flux de masse qui traverse ce niveau, qui est définie à partir de la puissance disponible pour la convection ALP (Available Lifting Power). La paramétrisation de la fermeture du schéma de convection utilisée dans la version NP est basée sur la détermination de cette puissance ALP. Elle est basée sur la relation de fermeture suivante lorsque la puissance de soulèvement contrôle le flux de masse à la base du nuage M_b :

$$M_b = \frac{ALP}{2w_b^2 + |CIN|} \tag{2.7}$$

Où w_b est la vitesse verticale au niveau de convection libre LFC (Level of Free Convection). Cette vitesse peut être fixée à 1 m s^{-1} tout comme elle peut être dépendante de la hauteur du LFC.

Dans la version NP, les calculs de ALE et ALP sont basés sur les deux processus sous maille de la couche limite que sont les thermiques et les poches froides. On distingue donc les

courants ascendants calculés par le modèle du thermique et le soulèvement de l'air sous l'effet des courants de densité.

L'énergie cinétique de soulèvement ALE est obtenue en prenant le maximum des énergies issues des processus de thermiques de couche limite (ALE_{BL}) et des poches froides (ALE_{WK}).

$$ALE = \max(ALE_{BL}, ALE_{WK}) \quad (2.8)$$

Où ALE_{BL} est proportionnelle à w_{th}^2 avec w_{th} qui désigne la vitesse verticale dans les thermiques.

La puissance de soulèvement ALP associée aux processus des poches froides et de la couche limite est donnée par la somme :

$$ALP = ALP_{BL} + ALP_{WK} \quad (2.9)$$

Où ALP_{BL} est proportionnelle à w_{th}^3 et ALP_{WK} est proportionnelle au cube de la vitesse du front de rafale C_*^3 . Cette puissance de soulèvement ALP est utilisée dans la relation de fermeture qui permet de calculer le flux de masse à la base de la colonne convective.

Les nuages

La paramétrisation des nuages reste un point crucial de la modélisation numérique du climat. Elle reste au coeur de l'évolution du développement du modèle LMDZ durant ces dernières années. La représentation des nuages dans le modèle LMDZ est basée sur des schémas statistiques proposés par Bony and Emanuel (2001) et par Jam et al. (2013). Une description de ces paramétrisations est faite dans Hourdin et al. (2013).

2.2 Le module d'émission de CHIMERE

La paramétrisation de Alfaro and Gomes (2001) optimisée par Menut et al. (2005) est utilisée dans CHIMERE pour décrire le processus complet des émissions de poussières sur le Sahara et ainsi que leur distribution en tailles. Ce modèle décrit les émissions comme un bilan entre l'énergie cinétique fournie par les grains de sable en saltation (mouvement horizontal) et l'énergie de cohésion des particules présentes en surface. Cette paramétrisation est alors le résultat du couplage entre la paramétrisation du flux horizontal de saltation décrit par

Marticorena and Bergametti (1995) et celle du flux vertical de sandblasting développé par Alfaro et al. (1998).

2.2.1 Le modèle CHIMERE

CHIMERE est un modèle de chimie transport qui simule l'évolution spatio-temporelle d'une ou plusieurs espèces chimiques ou des aérosols dans l'atmosphère. C'est un modèle utilisé généralement en mode off-line prenant en entrée la météorologie (+ les paramètres turbulents), les forçages aux limites...

Au début, les émissions de poussières n'étaient pas prises en compte dans CHIMERE. C'est à partir de l'année 2005 qu'a commencé le développement de deux modules de poussières. Le premier est un simple schéma d'émission de poussière pour l'Europe et développé par Vautard et al. (2006) pour combler le bilan en terme de masses d'aérosols pour des études sur la qualité de l'air. Un deuxième module appelé CHIMERE-dust a également été développé par Menut et al. (2005). Ce modèle prend en compte les processus d'émissions sahariennes d'aérosols désertiques et leur transport au dessus de l'Atlantique nord. En 2010, ces deux modules ont été combinés en un seul qui sera intégré dans le modèle CHIMERE.

2.3 Description et implémentation dans LMDZ du module d'émission de CHIMERE

2.3.1 Etat de l'art

Nous présentons dans cette partie les différents processus mis en jeu dans les émissions d'aérosols désertiques. La description qui est faite ici de ces processus est étroitement liée à la façon dont ils sont pris en compte dans CHIMERE. Cette prise en compte est basée en particulier sur les travaux de Marticorena et Bergametti.

Production des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques sont produits à partir de l'action mécanique du vent sur une surface érodable. La production de ces aérosols dépend à la fois des conditions météorologiques (vents forts, précipitations faibles) et de la nature des sols. La météorologie est un facteur

dominant de l'érosion éolienne tandis que les caractéristiques des sols jouent un important rôle sur la détermination des sources privilégiées d'aérosols dans une région donnée.

L'émission des poussières est un phénomène à seuil. Le soulèvement des aérosols ne se produit que lorsque la force de friction du vent exercée sur les grains de sable devient supérieure aux forces qui les maintiennent au sol. Quand ce seuil est dépassé, les grains de sable seront dans un premier temps mis en mouvement horizontal puis les particules les plus fines seront mises en suspension dans l'atmosphère pour constituer l'aérosol désertique.

1°) L'effet du vent de surface

Le vent est responsable de la mobilisation des poussières minérales. La surface du sol constitue une contrainte à l'écoulement de l'air en s'y opposant ou en ralentissant la masse d'air à sa base. A petite échelle, le vent de surface est très sensible aux propriétés du sol comme la présence de végétation ou de rochers.

Une couche limite dite "de surface" se développe dans les premiers mètres de l'atmosphère, au sein de laquelle la contrainte de cisaillement du vent (τ) dépend du gradient vertical de la composante horizontale du vent (Greeley et al., 1980).

$$\tau = \mu \frac{\partial U}{\partial z} \quad (2.10)$$

μ représente la viscosité turbulente de l'air et z la hauteur au dessus du sol.

A la surface, on exprime la contrainte de cisaillement en fonction d'une vitesse caractéristique de la vitesse de friction du vent U^* directement liée à la "tension de vent" c'est à dire au flux de quantité de mouvement échangé avec la surface.

$$\tau = \rho_a U^{*2} \quad (2.11)$$

Où ρ_a est la masse volumique de l'air.

La vitesse de friction du vent s'exprime, dans des conditions de neutralité thermique, en fonction de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et de la vitesse du vent (u) à une altitude z en utilisant un profil de vitesse de vent logarithmique (Priestley, 1959).

Pour $z > Z_0$,

$$U(z) = \frac{U^*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{Z_0}\right) \quad (2.12)$$

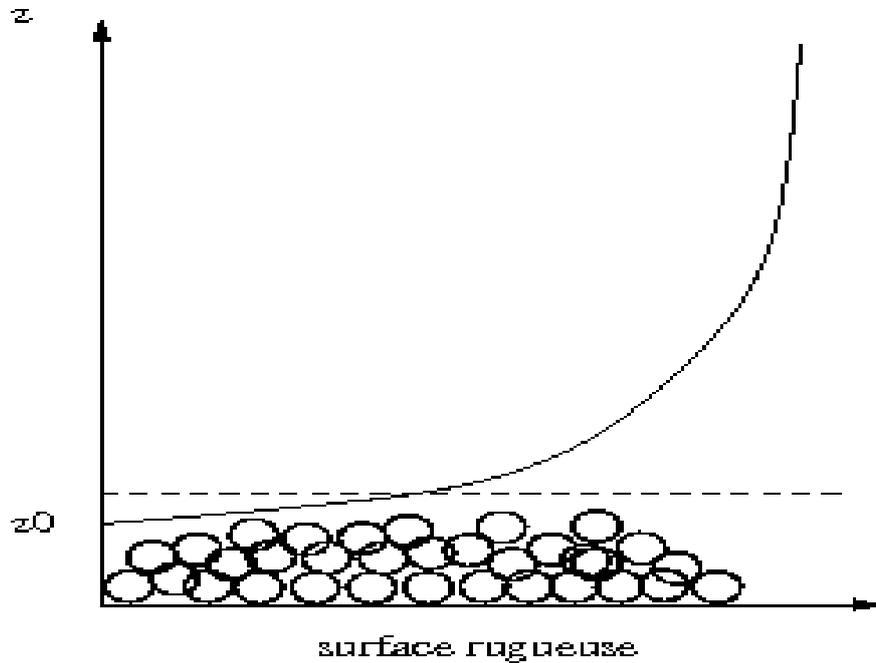


Figure 2.4 – Profil typique de la composante horizontale de la vitesse du vent ($U(z)$) en fonction de l'altitude (z). z_0 représente la hauteur de rugosité.

Où κ est la constante de Von Karman égale à 0.4. La dépendance du vent en fonction de l'altitude est illustrée sur la figure 2.4.

2°) Bilan des forces des grains et seuil d'érosion

La contrainte de cisaillement (τ) tend à arracher les grains du sol tandis que la force de gravité (P), les forces de cohésion inter particulaires (I_p) et les forces capillaires (F_c) pour une teneur significative du sol en eau liquide favorisent le maintien des grains au sol. Ces forces s'opposent donc à la contrainte de cisaillement (τ) comme illustré sur la figure 2.5.

L'érosion éolienne est un phénomène à seuil qui est exprimé en général sous la forme d'une vitesse de friction seuil (U^{*T}) correspondant à la vitesse de friction à partir de laquelle le mouvement des grains du sol est initié.

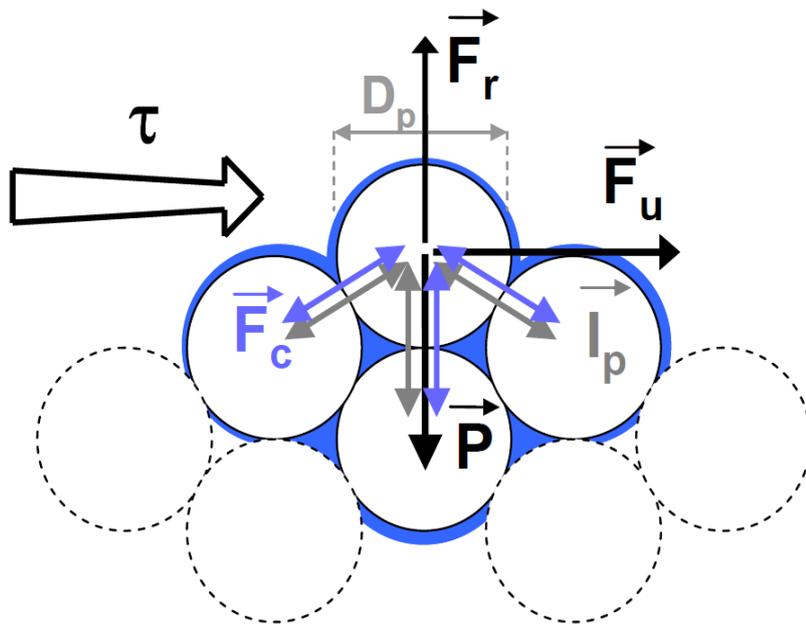


Figure 2.5 – Bilan des forces qui s'appliquent sur un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ). I_p représente les forces interparticulaires, F_c représente les forces capillaires, P le poids du grain, F_u force générée par l'action mécanique du vent, F_r force résultante.

2.3.2 Modélisation des émissions d'aérosols désertiques

Pour quantifier les flux d'aérosols désertiques à grande échelle, des développements récents de modèles physiques et explicites d'émission sont étudiés dans les travaux de Marticorena and Bergametti (1995); Shao and Henderson-Sellers (1996); Alfaro and Gomes (2001); Shao (2001). Ces modèles reposent sur des connaissances actuelles des processus physiques impliqués et sont validés à l'aide de données expérimentales disponibles. Les émissions à partir des surfaces arides et semi-arides des poussières font intervenir principalement la combinaison de deux processus, la saltation qui correspond au mouvement horizontal des grains de sable quand le seuil d'érosion est dépassé et le sandblasting ou bombardement qui correspond à une libération de particules fines de poussières par impaction à la surface des grains de sable et (ou) par cassure des agrégats de sable (voir figure 2.6). Lors de la saltation, les grains de sable acquièrent de l'énergie cinétique. Il y aura une libération de particule de poussière dans le processus de sandblasting lorsque cette énergie cinétique des grains en saltation dépassera la force de cohésion qui lie les particules et les agrégats de sable.

Paramétrisation de la vitesse de friction

La vitesse de friction de surface, U^* , contrôle l'érosion éolienne. Elle dépend de la vitesse du vent et de la rugosité de surface. Dans des conditions de neutralité thermique (gradient vertical de température nul), U^* peut être déterminée à partir de la vitesse du vent (U) à une hauteur z du sol et de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0). A partir de l'équation 2.12, on a :

Pour $z > Z_0$,

$$U^* = \kappa \frac{U(z)}{\ln\left(\frac{z}{Z_0}\right)} \quad (2.13)$$

Nous avons choisi cette formulation plutôt que de prendre la vitesse de friction standard calculée par le modèle LMDZ pour pouvoir valider nos calculs du flux d'émission de poussière en le comparant avec celui simulé par le modèle CHIMERE utilisant cette même paramétrisation.

La mise en mouvement de grains du sol dans le premier mètre au dessus de la surface par le phénomène de saltation conduit à une augmentation de Z_0 selon Owen (1964) qui définit

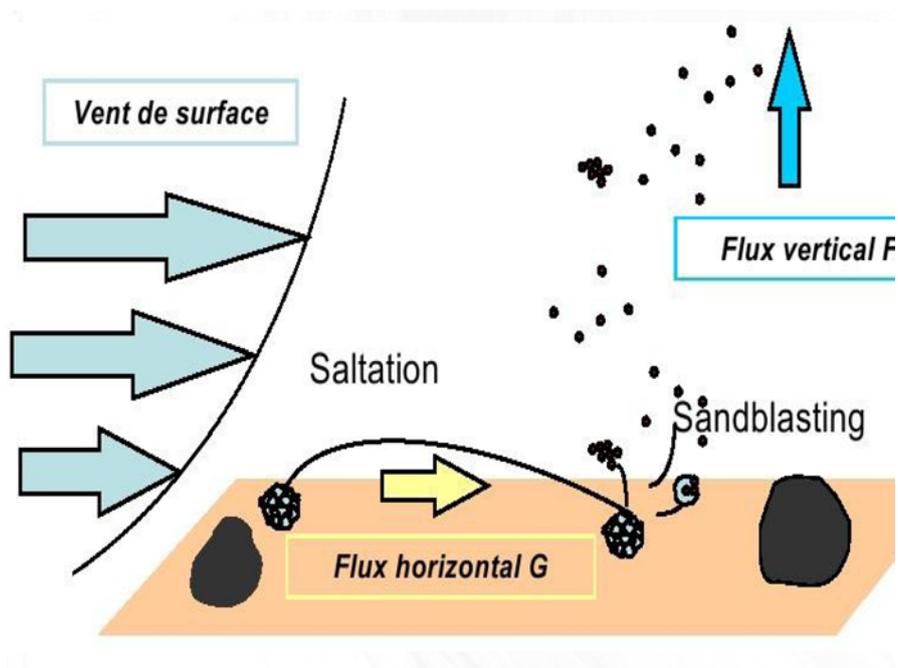


Figure 2.6 – Schéma du principe d'émission des aérosols désertiques. Les flèches horizontales (bleues) représentent le vent de surface, la flèche jaune représente le mouvement horizontal des grains de sables (saltation) et la flèche verticale bleue représente le mouvement vertical (sandblasting).

une autre grandeur appelée hauteur de rugosité dite de "saltation" (Z_{0s}) donnée par :

$$Z_{0s} = c_0 \frac{U^{*2}}{2g} \quad (2.14)$$

Où $c_0 = 0.02$ et g est l'accélération de la pesanteur égale à $9,81 \text{ m s}^{-2}$.

Paramétrisation de la vitesse de friction seuil

La vitesse de friction seuil U^{*Th} est une grandeur physique qui représente la résistance de la surface à la mise en mouvement des grains de sable. L'émission de poussières se produit lorsque la force de cisaillement exercée sur la surface devient supérieure aux forces de maintien de la particule (voir figure 2.5).

Dans les modèles de Marticorena and Bergametti (1995) et de Shao (2001), l'expression de cette vitesse seuil dépend généralement du diamètre des grains du sol, de la rugosité des surfaces et de l'humidité du sol. Dans notre étude, on ne tient pas compte de cette humidité et les paramétrisations de la vitesse seuil d'érosion vont être établies suivant deux types de surfaces, les surfaces lisses et les surfaces rugueuses.

1°) Cas d'une surface lisse

Dans le cas d'une surface lisse, le seuil dépend essentiellement de la taille des particules du sol. Dans cette condition, deux paramétrisations de la vitesse seuil d'érosion sont généralement utilisées. La première proposée par Iversen and White (1982) est basée sur des mesures de seuil réalisées en soufflerie. La figure 2.7 montre qu'en présence des forces de cohésion et de la gravité, il existe un diamètre optimum $100 \mu\text{m}$ pour lequel la vitesse de friction seuil est minimale 20 cm s^{-1} . Ce schéma classique est le plus employé.

Cependant une deuxième paramétrisation plus récente est proposé par Shao and Lu (2000). Elle s'exprime par :

$$U^{*Th}(D) = \sqrt{a_n \left(\frac{\rho_p g D}{\rho_a} + \frac{\gamma}{\rho_a D} \right)} \quad (2.15)$$

avec les constantes $a_n = 0.0123$, $\gamma = 300 \text{ kg m}^{-2}$, $\rho_p = 2,65 \cdot 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ est la densité des particules de diamètre D .

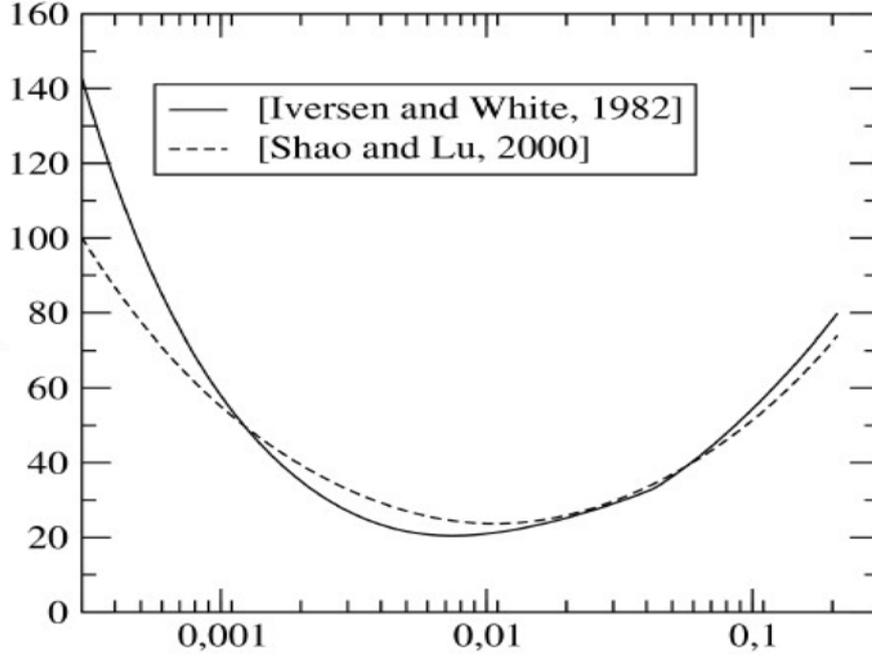


Figure 2.7 – Vitesse de friction seuil (cm s^{-1}) en fonction de la taille des particules de poussières (cm). La courbe lisse représente la paramétrisation de Shao and Lu (2000) et la courbe en traits représente la paramétrisation de Iversen and White (1982). Cette figure est extraite dans Menut et al. (2005).

C'est cette dernière paramétrisation qui est utilisée dans LMDZ pour déterminer la vitesse seuil d'érosion pour une surface lisse.

2°) Cas des surfaces rugueuses

Pour les surfaces rugueuses, une répartition de l'énergie éolienne f_{eff} entre la surface érodable et les éléments de rugosité doit être représentée pour déterminer le seuil. Une paramétrisation de cette partition, fonction de la hauteur de rugosité de la surface lisse Z_{0s} et de la hauteur de rugosité totale Z_0 , est proposé par Marticorena and Bergametti (1995).

$$f_{eff}(Z_0, Z_{0s}) = 1 - \left\{ \frac{\ln\left[\frac{Z_0}{Z_{0s}}\right]}{\ln\left[0.35\left(\frac{10}{Z_{0s}}\right)^{0.5}\right]} \right\} \quad (2.16)$$

Cette fraction d'énergie f_{eff} est aussi notée f_d pour "drag efficiency" et est estimée à partir de mesures en soufflerie. Cette répartition de l'énergie permet donc de déterminer les seuils

SOURCE	EXPRESSION	VALEURS DES CONSTANTES
Bagnold (1941)	$c \left(\frac{d}{D}\right)^{\frac{1}{2}} \frac{\rho_a}{g} U^{*3}$	$D = 250 \mu m, c = 1.5$ pour un sable uniforme
White (1979)	$c \frac{\rho_a}{g} U^{*3} \left(1 + \frac{U_t^*}{U^*}\right) \left(1 - \frac{U_t^{*2}}{U^{*2}}\right)$	$c = 2.6$

Tableau 2.1 – Ce tableau est tiré du récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d’après Shao (2001) (avec c coefficient empirique du flux horizontal déterminé dans des conditions de laboratoire en soufflerie).

d’érosion des régions arides, quelle que soit leur rugosité. U^{*Th} est alors exprimée comme :

$$U^{*Th}(D, Z_0, Z_{0s}) = \frac{U^{*Th}(D)}{f_{eff}(Z_0, Z_{0s})} \quad (2.17)$$

Paramétrisation du flux horizontal de saltation

Greeley et al. (1994) ont mesuré très précisément le flux horizontal des particules en saltation dans des conditions naturelles, sur une plage de Californie (Pismo Beach). Ils ont conclu que, parmi les équations testées, celles de Bagnold (1941) et de White (1979) (voir tableau 2.1) reproduisaient le mieux les flux horizontaux mesurés. Cependant, parmi ces deux équations, seule celle de White (1979) permet de représenter l’influence de la vitesse de friction seuil sur le flux horizontal. Le flux horizontal de saltation intégré sur la verticale, tel qu’il est décrit dans Marticorena and Bergametti (1995) (voir aussi Alfaro and Gomes (2001)) est estimé en utilisant l’équation de White (1979)

$$F_h = \frac{K \rho_a}{g} U^{*3} \left(1 + \frac{U^{*Th}}{U^*}\right) \left(1 - \frac{U^{*Th2}}{U^{*2}}\right) \quad (2.18)$$

avec la valeur constante $K = 1$, la masse volumique de l’air ρ_a est supposée être constante ici $\rho_a = 1.227 \text{ kg m}^{-3}$ et $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ est l’accélération de la pesanteur.

Marticorena and Bergametti (1995) ont inclus la formulation de U^{*Th} donnée par l’équation 2.17 dans l’expression de White (1979). De ce fait, le flux de saltation dépend directement de D , de Z_0 et de Z_{0s} .

Concernant la prise en compte de la distribution en taille des sols dans ce calcul de flux horizontal, Marticorena and Bergametti (1995) supposent que la contribution de chaque classe de taille au flux total est directement dépendante de la surface relative qu’elle occupe au sol. Pour des grains supposés sphériques et ayant la même densité, une distribution de

surface $d_S(D)$ peut être déterminée à partir de la distribution en masse $dM(D)$, considérée lognormale. On a donc :

$$d_S(D) = \frac{dM(D)}{\frac{2}{3}\rho_p D} \quad (2.19)$$

Où

$$\frac{dM(D)}{d\ln(D)} = \sum_{j=1}^n \frac{M_j}{\sqrt{2\pi}\ln(\sigma_j)} \exp\left[\frac{\ln(D) - \ln(D_{medj})^2}{-2.\ln^2\sigma_j}\right] \quad (2.20)$$

avec j le nombre de mode, M_j la fraction massique du mode j , D_{medj} le diamètre médian en masse du mode j et σ_j la déviation géométrique standard du mode j .

A partir de la distribution de la surface d'une particule $d_S(D)$ et de la surface totale S_{total} , on détermine la distribution de surface relative dS_{rel} :

$$S_{total} = \int_D d_S(D)dD \quad (2.21)$$

$$dS_{rel} = \frac{d_S(D)}{S_{total}} \quad (2.22)$$

Le flux horizontal de saltation est alors la somme des contributions relatives des différentes classes de taille sur le domaine de tailles de particules considéré :

$$F_h = \frac{\rho_a U^{*3}}{g} \sum_D \left(1 + \frac{U^{*Th}(D, Z_0, Z_{0s})}{U^*}\right) \left(1 - \frac{U^{*Th2}(D, Z_0, Z_{0s})}{U^{*2}}\right) dS_{rel}(D)dD \quad (2.23)$$

Paramétrisation du flux vertical de sandblasting

La paramétrisation du sandblasting reste un point essentiel de la difficulté de modéliser les émissions d'aérosols désertiques. Le rapport α entre le flux vertical et le flux horizontal étudié par Gillette et al. (1980) mesure l'efficacité de la production de particules fines par sandblasting et s'exprime en ($cm s^{-1}$). Marticorena and Bergametti (1995) ont proposé une relation empirique de α , basée sur des rapports moyens de flux vertical et horizontal en fonction de la teneur en argile des sols, obtenus à partir des mesures de Gillette et al. (1980) :

$$\alpha = 10^{(0.134(\%argile)-6)} \quad (2.24)$$

Cette expression est non seulement empirique mais ne fournit que le flux émis en masse totale, sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille d'aérosol.

Plus récemment deux modèles physiques de sandblasting ont été développés par Shao (2001) et Alfaro and Gomes (2001). Dans le cas de notre étude nous allons utiliser dans LMDZ le modèle physique du sandblasting développé par Alfaro et al. (1997, 1998) et Alfaro and Gomes (2001).

Dans le modèle d'Alfaro et al. (1998), basé sur des observations, on suppose que le processus de sandblasting produisait une distribution typique de taille de poussières caractérisée par 3 modes log-normaux de particules. Dans la version utilisée ici, les 3 modes sont centrés autour des diamètres $d_1 = 1.5 \mu m$, $d_2 = 6.7 \mu m$, $d_3 = 14.2 \mu m$, respectivement associés aux coefficients de déviation standard $\sigma_1 = 1.7$, $\sigma_2 = 1.6$, $\sigma_3 = 1.5$. Les proportions relatives de chacun des modes varient en fonction de la vitesse de friction du vent U^* et ces modes sont supposés indépendants du type de sol.

Plus tard un modèle de sandblasting dont les proportions relatives des trois modes p_i varient en fonction de la vitesse du vent a été proposé par Alfaro and Gomes (2001). Dans ce modèle, on considère que cette vitesse du vent est fonction de l'équilibre entre l'énergie cinétique des grains en saltation e_c (Eq. 2.25) et l'énergie de cohésion e_i associée à chacun de ces 3 modes d'aérosol dont les valeurs $e_1 = 0.376$, $e_2 = 0.366$ et $e_3 = 0.346 \text{ kg m}^2$ sont obtenues à partir des mesures. L'expression de l'énergie cinétique e_c est donnée selon Alfaro and Gomes (2001) par la relation suivante :

$$e_c = \rho_p \frac{100\pi}{3} D^3 U^{*2} \quad (2.25)$$

Les valeurs des proportions p_i des modes $i = 1, 2, 3$ sont calculées en comparant l'énergie cinétique e_c aux énergies de cohésion e_1, e_2, e_3 dans le tableau 2.2.

Grimi et al. (2002) ont montré que cette paramétrisation du sandblasting produisait des oscillations numériques et des valeurs érronées du flux si l'intégration sur la distribution en taille du sable n'est pas assez précise. Ils ont proposé d'utiliser un nombre très grand de classes de tailles pour avoir une précision correcte sur le résultat de l'intégration sans oscillations numériques.

Dans notre étude, nous allons prendre un nombre d'intervalles de discrétisation de la taille des particules du sol $N_{class} = 200000$ proposé par Menut et al. (2005) pour calculer le flux

	p_1	p_2	p_3
$e_c < e_3$	0	0	0
$e_3 < e_c < e_2$	0	0	1
$e_2 < e_c < e_1$	0	$\frac{e_c - e_2}{e_c - e_3}$	$1 - p_2$
$e_1 < e_c$	$\frac{e_c - e_1}{e_c - e_3}$	$(1 - p_1)\left(\frac{e_c - e_2}{e_c - e_3}\right)$	$1 - p_2 - p_1$

Tableau 2.2 – Proportions p_i de e_c pour les trois énergies de cohésion e_i

vertical de poussière $F_{v,i}$ pour un mode i donné, supposé être proportionnel au flux horizontal de saltation. $F_{v,i}$ est obtenu en faisant la somme sur l'ensemble de ces N_{class} classes de taille :

$$F_{v,i} = \sum_{k=1}^{N_{class}} \frac{\pi}{6} \rho_p \beta \frac{p_i(D_k) d_i^3}{e_i} F_h(D_k) \quad (2.26)$$

où le nombre de classes N_{class} est rangé à partir de $D^{min} = 10^{-6} m$ jusqu'à $D^{max} = 2 \cdot 10^{-3} m$, d_i les diamètres en masse moyens et β une estimation de l'efficacité de collision, les proportions p_i ($i=1,2,3$) sont données dans le tableau 2.2, F_h le flux horizontal de saltation.

Le flux total de sandblasting, est ensuite obtenu en faisant la somme du flux $F_{v,i}$ sur les 3 modes d'aérosol :

$$F_v = \sum_{i=1}^3 F_{v,i} \quad (2.27)$$

Etats de surface : texture des sols

La texture des sols et la granulométrie sont estimées à partir d'une étude des sols sahariens réalisée par Chatenet et al. (1996) et d'une cartographie des états de surface de l'Afrique du nord établie par Marticorena and Bergametti (1995) et Callot et al. (1994).

Chatenet et al. (1996) ont identifié quatre populations minéralogiques typiques des zones arides. La granulométrie sèche des sols est déterminée comme une combinaison de ces quatre populations caractérisées par des fonctions de distribution lognormales dont les paramètres (diamètre médian et écart-type,) sont donnés dans le tableau 2.3.

Marticorena and Bergametti (1995) et Callot et al. (1994) ont distingué sur le nord de l'Afrique 12 types de sol et leurs caractéristiques granulométriques décrits au maximum par 3 populations (voir tableau 2.4). La majorité est représentée par une distribution bimodale à

Populations	Natures minéralogiques	Dmed (en μm)	σ
Silt alumino-silicaté	Argile dominant	125	1.8
Sable fin	Quartz dominant	210	1.6
Sable grossier	Quartz	690	1.6
Sels	Sels et argile	520	1.5

Tableau 2.3 – *Diamètre median Dmed et écart-type σ des fonctions lognormales décrivant les populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques (d’après Chatenet et al. (1996))*

l’exception des sols CS (sable grossier), FS (sable fin) et AGS (Sol de type agricole) qui ne présentent qu’un seul mode et SMS (Sable grossier argileux) et SES (Sable fin salé) qui sont décrits par 3 modes.

Comme on l’a expliqué dans l’introduction, le devenir des aérosols dans l’atmosphère est très dépendant de leur taille. L’effet radiatif des poussières dépend également de leur taille. Il est donc nécessaire dans les modèles numériques de transport tridimensionnel, de décrire avec une certaine précision l’évolution de la distribution en tailles des particules.

Dans nos simulations nous avons fait le choix d’utiliser une discrétisation en taille de particules, avec une distribution isolognormale. La discrétisation se fait à partir d’une taille minimale de $D_{min} = 0.09 \mu m$ jusqu’à une taille maximale de $D_{max} = 63 \mu m$.

Si on considère un nombre N de classe de taille de particules (ou bins de particules) et pour chaque classe $n = 1, \dots, N + 1$, la distribution isolognormale utilisée est donnée par la relation suivante :

$$P(n) = \exp[\log(D_{min}) + (n - 1) \frac{\log(D_{max}) - \log(D_{min})}{N}] \quad (2.28)$$

A partir de cette distribution, on calcule la taille pour chaque bin de poussières par la relation suivante :

$$D_s(n) = \exp[\log(P(n)) + L_d] \quad (2.29)$$

Avec $L_d = \frac{\log(P(n+1)) - \log(P(n))}{2} \forall n = 1, \dots, N$.

Type de sol	D_{med1} (μm)	σ_1	PR_1 (%)	D_{med2} (μm)	σ_2	PR_2 (%)	D_{med3} (μm)	σ_3	PR_3 (%)
SFS	210	1.8	62.5	125	1.6	37.5	-	-	-
MS	210	1.8	20	690	1.6	80	-	-	-
CS	-	-	-	690	1.6	100	-	-	-
CMS	210	1.8	10	690	1.6	90	-	-	-
FS	210	1.8	100	-	-	-	-	-	-
SMS	210	1.8	31.25	690	1.6	31.25	125	1.6	37.5
SEM	125	1.6	20	520	1.5	80	-	-	-
SEF	125	1.6	8	520	1.5	92	-	-	-
SW	125	1.6	50	520	1.5	50	-	-	-
AGS	125	1.6	100	-	-	-	-	-	-
SES	125	1.6	10	520	1.5	40	210	1.8	50
SCS	690	1.6	60	125	1.6	40	-	-	-

Tableau 2.4 – Types de sol utilisés pour la cartographie : SFS (Sable fin argileux), MS (Sable moyen), CS (Sable grossier), CMS (Sable grossier moyen), FS (Sable fin), SMS (Sable grossier argileux), SEM (Sol argileux moyennement salé), SEF (Sol argileux fortement salé), SW (Dépôt salé), AGS (Sol de type agricole), SES (Sable fin salé), SCS (Sable grossier limoneux) et caractéristiques granulométriques pour chacune des populations $i = 1, \dots, 3$ (diamètre médian : D_{medi} (μm), écart-type : σ_i et proportion relative : PR_i (%)) d'après Marticorena and Bergametti (1995)

2.4 Choix et tests pour l'introduction des émissions dans LMDZ

Dans cette partie nous avons configuré le modèle LMDZ à la résolution 128x88x39 afin de se rapprocher de la résolution d'1°x1° des données de surface utilisée dans les simulations de CHIMERE. Dans cette section nous validons les résultats de LMDZ par rapport à ceux de CHIMERE pour une même météorologie imposée et nous comparons deux méthodes d'interpolation des paramètres de surface

2.4.1 Interpolation des données du sol

La description des états de surface se fait à partir d'une base de données pour le Nord de l'Afrique. Ces données contiennent les paramètres de surface nécessaires aux calculs des émissions. Pour chaque maille du modèle, on prescrit cinq familles de types de sol décrits chacun par les sept paramètres ci-dessous :

- ★ L'indicateur du type de sol (*sol*)
- ★ La fraction du type de sol (*P*)
- ★ La longueur de rugosité des surfaces érodables lisses ($Z0_s$)
- ★ La longueur de rugosité des surfaces rugueuses (sous deux formes $Z0_1$ et $Z0_2$)
- ★ Le tiers de la distance moyenne entre deux éléments rugueux distincts (*D*)
- ★ La fraction de surface non couverte par les éléments rugueux (*A*)

Nous signalons que dans cette base de données que nous utilisons, $Z0_1$ et $Z0_2$ sont identiques et nous désignerons par $Z0$ cette hauteur de rugosité des surfaces rugueuses.

Ces paramètres à la résolution d'origine d'1°x1° et directement utilisés par CHIMERE doivent être interpolés à la grille de LMDZ.

On montre sur les figures Fig 2.8-a), Fig 2.9-a) et sur la figure Fig 2.10-a) pour les flux d'émission calculés pour un vent à 10 mètres uniforme à comparer aux mêmes données utilisées ou calculées par CHIMERE montrés sur les figures Fig 2.8-c), Fig 2.9-c) et Fig 2.10-c).

L'utilisation d'une interpolation linéaire a tendance à lisser les données d'origines sur la grille de LMDZ. Par conséquent, une différence entre le flux calculé par LMDZ et celui calculé par CHIMERE est observée, même dans un cas idéalisé où on impose un vent constant et uniforme (de 11,31 m s⁻¹) sur le domaine (Fig 2.10).

Une interpolation par recherche du plus proche voisin dont les résultats correspondants obtenus sont montrés sur les figures Fig 2.8-b) et Fig 2.9-b) pour les données d'entrée et sur

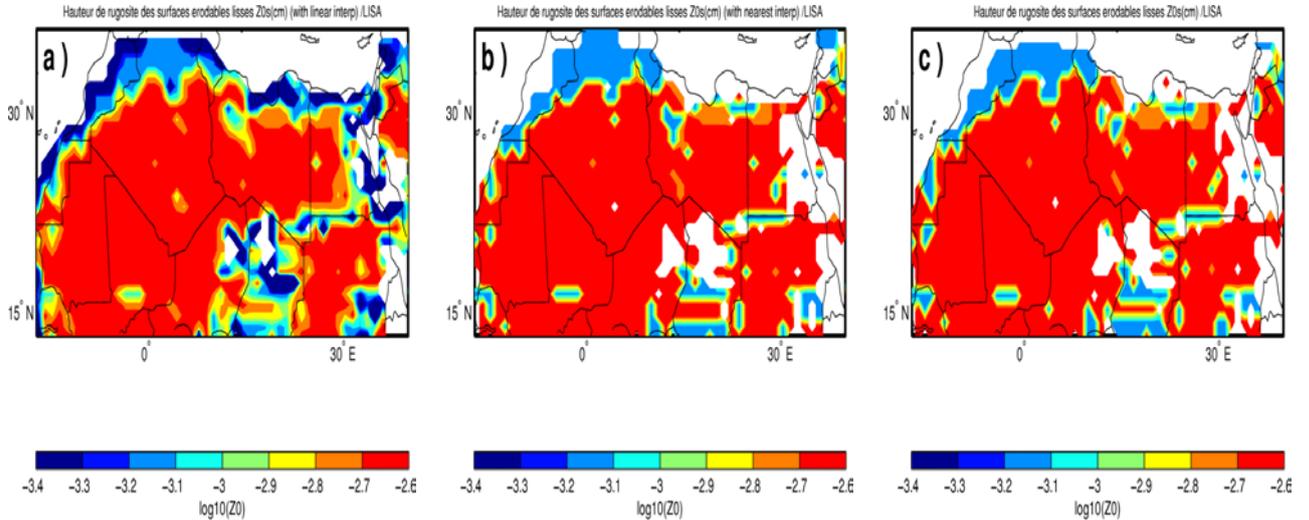


Figure 2.8 – Le logarithme de la hauteur de rugosité aérodynamique des surfaces érodables lisses Z_0 correspondant à la première famille de type de sol a) interpolé linéairement sur la grille de LMDZ, b) interpolé sur la grille de LMDZ par la recherche du plus proche voisin, c) utilisé par CHIMERE.

la figure Fig 2.10-b) pour le flux d’émission calculé permet de présenter mieux les données d’entrée utilisées par CHIMERE après une interpolation sur la grille de LMDZ. Le flux d’émission calculé se rapproche alors beaucoup de celui calculé par CHIMERE.

La méthode par recherche du plus proche voisin sera par conséquent utilisée dans toutes les simulations réalisées dans le cadre de notre travail pour interpoler les données d’entrée sur la grille de LMDZ.

2.4.2 Validation du flux d’émission dans le cas académique

Après avoir introduit les différentes paramétrisations décrivant le soulèvement des poussières dans LMDZ, une première validation est effectuée par rapport aux résultats de CHIMERE en imposant partout une même vitesse du module de vent à 10 mètres égale à $11,31 \text{ m s}^{-1}$. Dans LMDZ aussi bien que dans CHIMERE, la vitesse de friction du vent U^* est recalculée à partir du module de vent à 10 mètres en utilisant la relation donnée par l’équation 2.13. L’échelle de vitesse verticale convective W^* n’a pas encore été introduite.

La comparaison est effectuée pour le flux total (obtenu en faisant la somme des flux des trois modes) et pour les flux correspondant à chacun des trois modes granulométriques

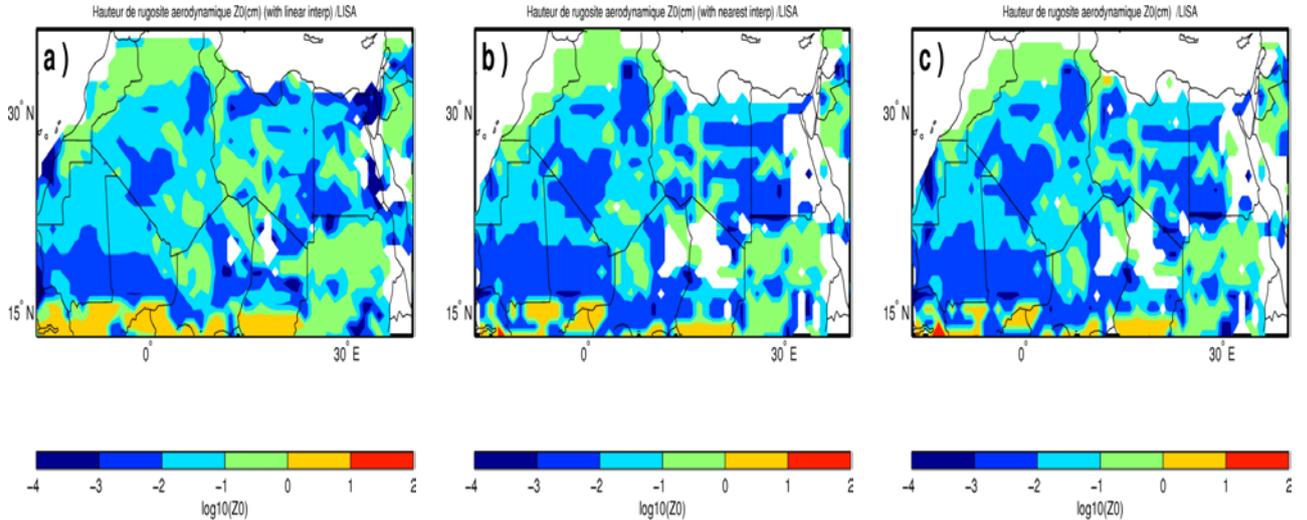


Figure 2.9 – Le logarithme de la hauteur de rugosité aérodynamique Z_{01} correspondant à la première famille de type de sol a) interpolé linéairement sur la grille de LMDZ, b) interpolé sur la grille de LMDZ par la recherche du plus proche voisin, c) utilisé par CHIMERE.

lognormaux $d_1 = 1.5 \mu\text{m}$, $d_2 = 6.7 \mu\text{m}$, $d_3 = 14.2 \mu\text{m}$ caractérisant la distribution de la poussière émise par sandblasting.

Le résultat du flux total simulé par LMDZ montré sur la figure 2.10-b) reproduit de façon satisfaisante celui calculé par le modèle CHIMERE montré sur la figure 2.10-c). Les maximum d'émission de l'ordre de $3 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ simulés par LMDZ sont localisés sur un large domaine allant de la Mauritanie jusqu'au Mali, au centre du Niger, et à partir du nord de l'Algérie jusqu'en Libye en parfait accord avec le résultat de CHIMERE. Ces zones de maximum coïncident généralement aux endroits où la hauteur de rugosité aérodynamique est faible tels qu'on peut l'observer sur la figure 2.9.

Si l'on s'intéresse à la contribution de chaque mode granulométrique au flux total de poussière, considérons la figure 2.11 qui montre le résultat de la simulation du flux de poussières correspondant à chacun des modes par le modèle LMDZ (à gauche) et le modèle CHIMERE (à droite). Le flux correspondant au premier mode simulé par CHIMERE et montré sur la figure 2.11-b) indiquent des zones sources prépondérantes principalement localisées dans le sud de la zone d'étude et plus particulièrement dans la zone de la dépression de Bodélé, au centre du Mali, au centre et à l'Ouest de la Mauritanie, au sud de l'Algérie et de l'Égypte puis au nord du Soudan. Toutes ces zones sont également identifiées sur nos

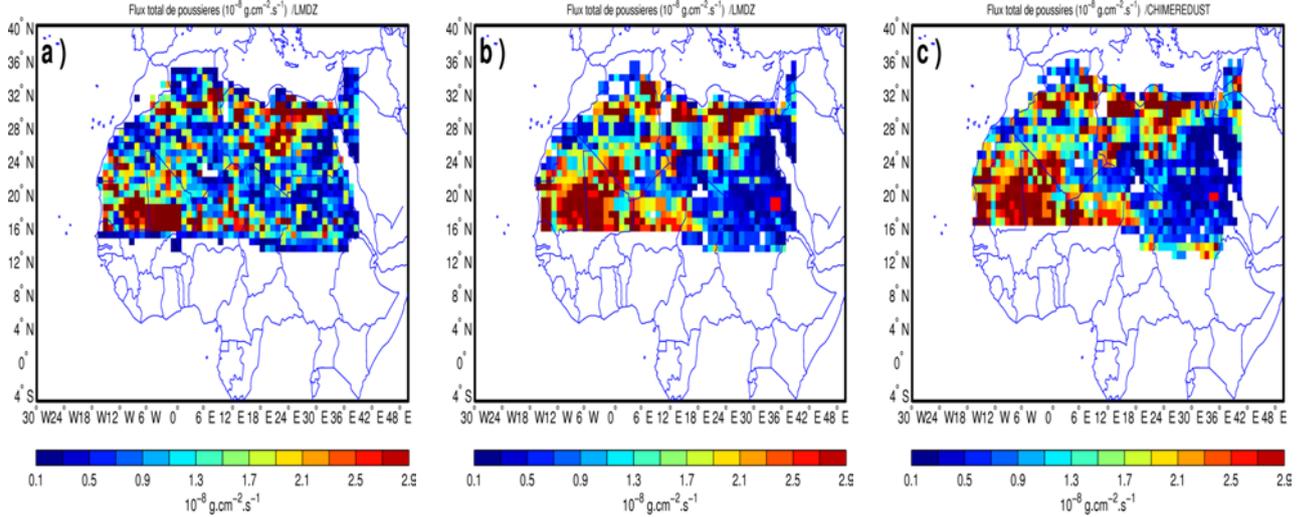


Figure 2.10 – Flux de poussière total ($10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) : a) calculé dans LMDZ avec une interpolation linéaire des données de surface, b) calculé par LMDZ avec interpolation des données de surface par la recherche du plus proche voisin, c) simulé par CHIMERE. Un vent de surface U_{10M} constant de $11,31 \text{ m s}^{-1}$ est utilisé dans ces simulations.

simulations du flux d'émission de poussières (figure 2.11-a)). Les maxima du flux d'émission de l'ordre de $0.7 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sont cohérents avec les valeurs simulées par CHIMERE. Le flux d'émission de poussières correspondant au deuxième mode issu de la simulation de LMDZ est montré sur la figure 2.11-c). Les émissions maximales de l'ordre de $0.7 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sont localisées au nord de l'Égypte et de l'Algérie et sur la frontière entre le Mali et le Niger et sont en parfait accord avec le résultat de CHIMERE pour le même mode montré sur figure 2.11-d). Quant au troisième mode granulométrique, le flux correspondant simulé par LMDZ est montré sur la figure 2.11-e) qui présente des émissions maximales d'environ $1.5 \cdot 10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ sur une large bande allant de la Mauritanie jusqu'au Niger, sur le nord de l'Égypte et de l'Algérie. Cette localisation des maxima est identifiée dans la simulation de CHIMERE montrée sur la figure 2.11-f).

Ces résultats montrent donc que les émissions de poussières se font majoritairement pour le mode granulométrique 3 caractérisé par le diamètre $d_3 = 14.2 \mu\text{m}$ associé au coefficient de déviation standard $\sigma_3 = 1.5$. Ces simulations académiques nous donnent une satisfaction par rapport au portage des émissions de CHIMERE dans LMDZ. Ces émissions du modèle LMDZ vont être intégrées dans l'équation de transport des traceurs.

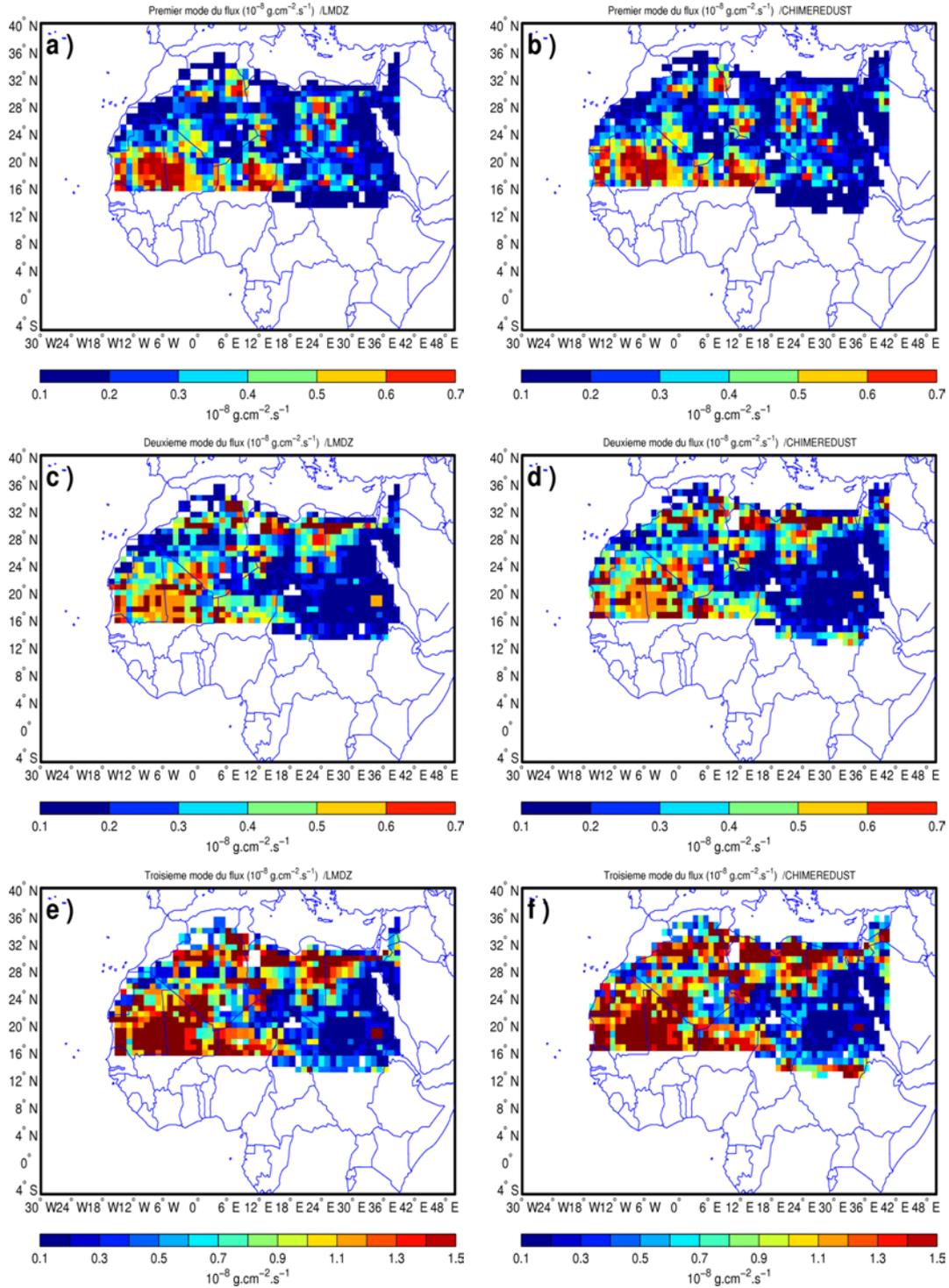


Figure 2.11 – Flux de poussière ($10^{-8} \text{ g cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$) correspondant au premier mode (haut), au deuxième mode (milieu), et au troisième mode (bas) simulé par LMDZ (à gauche, a,c,e) et par chimeredust (à droite b,d,f)

2.5 Validation des émissions dans le modèle guidé

Nous présentons dans cette partie les variables météorologiques utilisées pour calculer les émissions de poussières. Une meilleure représentation de ces vents de surface dans cette région est une étape clé pour la simulation des émissions d'aérosols désertiques. La simulation de LMDZ est faite avec un guidage des vents zonal et méridional.

1°) Choix des paramètres météorologiques

A cause de la forte sensibilité des émissions à la distribution du vent, l'utilisation de différents champs météorologiques peut engendrer une différence sur les émissions beaucoup plus importante que celle obtenue par l'utilisation de différentes paramétrisations de soulèvement, comme l'ont montré les travaux de Luo et al. (2003) et de Menut (2008).

Dans ce travail, une distribution de vent plutôt que le vent moyen dans une maille a été utilisée pour calculer le soulèvement des poussières. Cela nous permet de comparer les émissions obtenues à celles de CHIMERE qui utilise cette même distribution. Pour ce faire, nous avons choisi la distribution de Weibull pour représenter la variabilité de la vitesse du vent à 10 mètres et qui est utilisée dans de nombreuses études ((Pavia and O'Brien, 1986; Pryor et al., 2005; Cakmur et al., 2004)). Etant donnée une valeur moyenne de vitesse de vent à 10 mètres dans une maille, nous obtenons la distribution donnée par la PDF (Probability Density Function) suivante :

$$\forall kwb = 1, \dots, N$$

$$p(U(kwb)) = \frac{k}{A} \left(\frac{U(kwb)}{A} \right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{U(kwb)}{A}\right)^k\right] \quad (2.30)$$

Avec :

- k un paramètre sans dimension ($k = 3$ dans nos simulations) indiquant l'allure de la distribution
- N est le nombre de pas de la distribution ($N = 12$ dans nos simulations)
- A est la vitesse du vent à 10 mètres du modèle
- $U(kwb)$ est la vitesse du vent à 10 mètres dans la distribution.

Pour utiliser le vent à 10 mètres du modèle tel qu'il est, il faudra prendre $N = 1$. Le paramètre k est généralement compris entre 1 et 3 et si $k > 3$ alors la distribution devient

très pointue.

D'autre part, nous avons ajouté un terme additionnel à la tension de vent à la surface pour tenir compte de l'effet sur le soulèvement des poussières de l'échelle de vitesse verticale convective W^* obtenue à partir d'une formule "bulk" :

$$W^* = \left[\frac{g}{\theta} \overline{hw'\theta'_0} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (2.31)$$

où g est l'accélération de la pesanteur, h est la hauteur de la couche limite, θ est la température potentielle et $\overline{w'\theta'_0}$ représente le flux de chaleur sensible à la surface.

Le modèle CHIMERE prévoyait déjà l'utilisation de W^* pour tenir compte des fluctuations de cette échelle dans le soulèvement.

Ainsi l'expression du module du vent à 10 mètres est donnée par la relation suivante utilisée aussi par Menut et al. (2005) :

$$|U_{10m}| = \sqrt{U^2 + (1.2W^*)^2} \quad (2.32)$$

2.5.1 Sensibilité des émissions à la physique du modèle

Nous présentons dans cette partie les simulations avec les versions "physique standard (SP)" et "nouvelle physique (NP)" du modèle LMDZ5. Un guidage en vents zonal et méridien est effectué à l'intérieur du zoom avec une constante de temps de 3 heures.

Les flux de poussières présentés ici sont obtenus en faisant la somme des flux correspondant à chacun des 3 modes granulométriques lognormaux. Nous avons sur la figure 2.12 la simulation du flux de poussières avec la version SP (à gauche) et la version NP (à droite) de LMDZ5. Nous avons en haut la moyenne sur les trois mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février) et en bas la moyenne sur les trois mois d'été (Juin-Juillet-Aôut) sur la période 2004 à 2007. Dans ces deux versions de modèle, on tient compte du caractère convectif de l'atmosphère au travers de l'échelle de vitesse verticale convective W^* , calculée à partir de l'expression 2.31 et utilisée pour le soulèvement des poussières (voir équation 2.32).

Les résultats montrent que la physique standard (SP) sous-estime les émissions moyennes de poussières ($\mu\text{g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) par rapport à la nouvelle physique (NP) en hiver et en été. On note également que ces émissions sont plus importantes en hiver qu'en été pour les deux physiques.

2.6 Etude du transport des poussières dans le modèle LMDZ

Nous introduisons dans cette partie le transport des poussières en tant que traceurs passifs suivant différentes échelles dans le modèle. Les paramétrisations utilisées pour décrire les processus intervenant durant leur transport seront ensuite présentées. Le dépôt sec des poussières est décrit dans cette partie tandis que le lessivage sera traité dans le chapitre suivant.

2.6.1 Réaffectation des émissions

Comme on l'a déjà expliqué plus haut, le flux vertical d'émission de poussière est calculé suivant 3 modes granulométriques lognormaux (Alfaro and Gomes, 2001). Pour le transport, on discrétise ensuite la somme de ces 3 modes avec la méthode des isogradients de vitesse de dépôt proposée par Foret et al. (2006). Il faut donc projeter la distribution en taille des poussières émises sur ces N classes (ici $N = 12$). Une masse de chaque mode source i qui doit être affectée à chaque bin j et appelée masse de chevauchement $M_{i,j}$. Elle a été définie par Schulz et al. (1998) et utilisée dans Menut et al. (2007). Cette masse est donnée par la relation ci-dessous :

$$M_{i,j} = \frac{1}{2} \left[\text{erf} \left(\frac{\ln \left(\frac{d_{max,j}}{d_i} \right)}{\sqrt{2}\sigma_i} \right) - \text{erf} \left(\frac{\ln \left(\frac{d_{min,j}}{d_i} \right)}{\sqrt{2}\sigma_i} \right) \right] \quad (2.33)$$

Où :

- d_i et σ_i ($i = 1, 2, 3$) représentent respectivement les diamètres médians et les coefficients de déviation standard de chacun des modes de la distribution granulométrique des sources.
- $d_{min,j}$ et $d_{max,j}$ ($j = 1, 2, \dots, 12$) représentent le diamètre correspondant respectivement à la limite inférieure et à la limite supérieure de la taille de chaque bin j utilisée pour le transport.

Les poussières sont transportées par bin indépendamment et sans interaction entre elles dans le modèle. Pour introduire finalement les émissions dans l'équation de transport, on

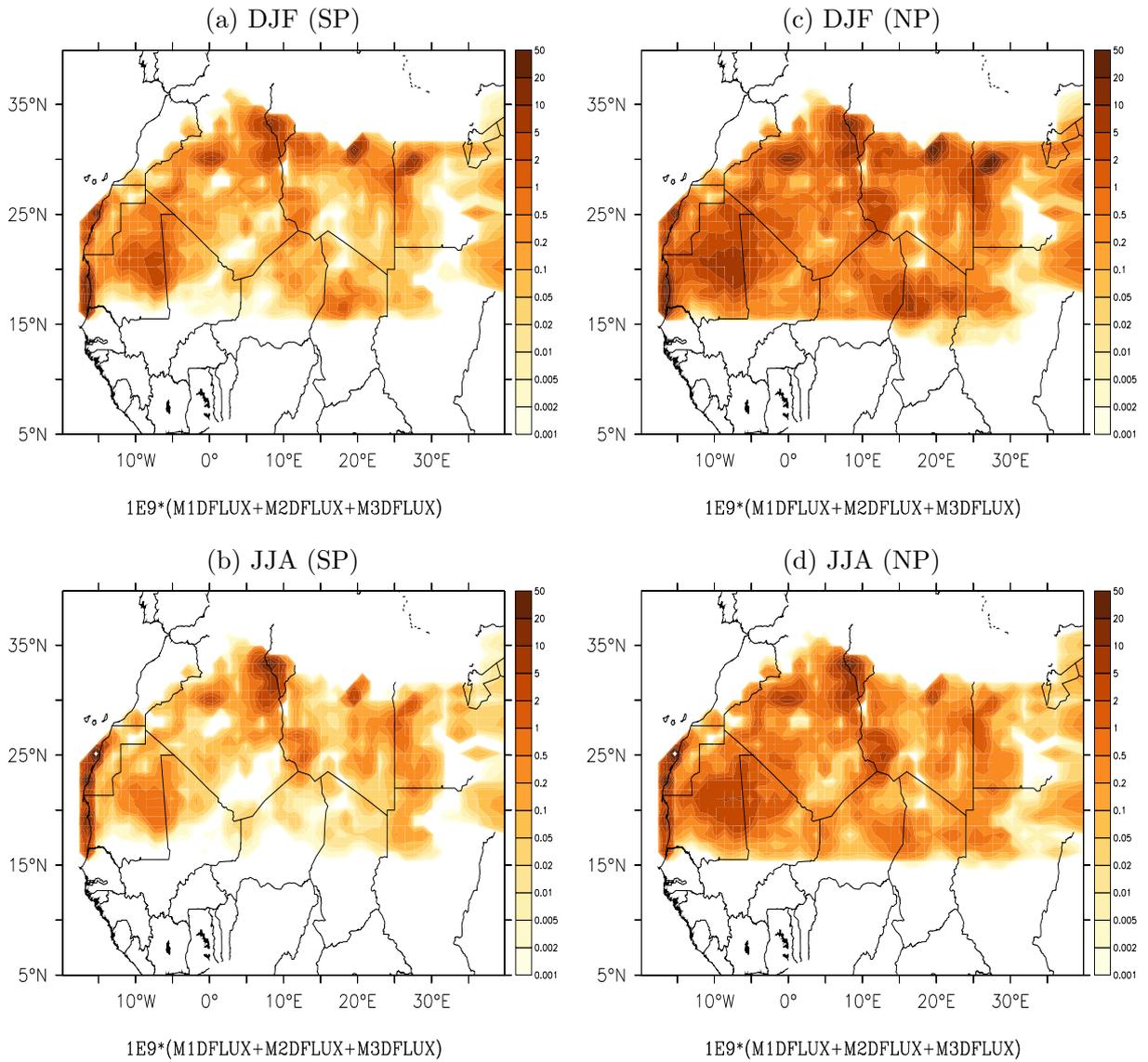


Figure 2.12 – Moyennes saisonnières des émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) sur la période 2004 à 2007 simulées par la version SP de LMDZ (a) sur les mois d’hiver (Décembre-Janvier-Février), (b) sur les mois d’été (Juin-Juillet-Août) et par la version NP de LMDZ (c) sur les mois d’hiver (Décembre-Janvier-Février), (d) sur les mois d’été (Juin-Juillet-Août).

calcule le flux pour chaque bin j à partir de la relation suivante :

$$E_j = \sum_{i=1}^{l=3} F_{v,i} M_{i,j} \quad (2.34)$$

Où $F_{v,i}$ est le flux vertical de sandblasting pour le mode i donné par l'équation 2.26.

2.6.2 Equation de transport des traceurs

La représentation des traceurs dans les modèles de chimie-transport se fait généralement avec un traitement des processus sous-maîlles d'une part et du transport d'autre part. La séparation entre la grande échelle et la petite échelle se fait généralement en introduisant la notion de moyenne d'ensemble décrite par Hourdin (2005). Pour une grandeur X , on pose :

$$\tilde{X} = \frac{\overline{\rho X}}{\bar{\rho}} \quad (2.35)$$

L'équation de transport non visqueux d'un traceur sous sa forme conservative ou flux en considérant la moyenne d'ensemble est donnée par :

$$\frac{\partial \overline{\rho q}}{\partial t} + \text{div}(\overline{\rho v q}) = 0 \quad (2.36)$$

Dans le terme $\overline{\rho v q}$, décomposons les champs de vitesse v et de traceur q en somme de moyennes et fluctuations. On obtient alors

$$\overline{\rho v q} = \overline{\rho \tilde{v} \tilde{q}} + \overline{\rho \tilde{v} q'} + \overline{\rho v' \tilde{q}} + \overline{\rho v' q'} \quad (2.37)$$

En tenant compte du fait que $\overline{\rho q'} = \overline{\rho v'} = 0$ et $v' = v - \tilde{v}$, il vient

$$\overline{\rho v q} = \overline{\rho \tilde{v} \tilde{q}} + \overline{\rho v' q'} \quad (2.38)$$

On obtient finalement l'équation

$$\frac{\partial \overline{\rho \tilde{q}}}{\partial t} + \text{div}(\overline{\rho \tilde{v} \tilde{q}}) + \text{div}(\overline{\rho v' q'}) = 0 \quad (2.39)$$

En adoptant les notations ρ , v et q pour les variables grande échelle (prises en compte explicitement dans le modèle), on peut repasser à la forme :

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} + \text{div}(\rho v q) + \text{div}(\overline{\rho v' q'}) = 0 \quad (2.40)$$

A partir des moyennes pondérées par l'air, on retrouve donc l'équation 2.36 avec un terme supplémentaire lié aux corrélations entre les perturbations v' et q' .

Les deux premiers termes de l'équation 2.39 représentent le transport à grande échelle. Ces deux termes sont résolus explicitement dans les modèles.

Le terme $div(\overline{\rho v' q'})$ de l'équation 2.39 représente le transport par le mouvement sous-maille qui doit être "paramétrisé" et représente généralement dans les modèles de dispersion, le transport turbulent dans la couche limite atmosphérique et le transport convectif. Ce terme représente aussi le transport dans les thermiques dans la version "nouvelle physique" du modèle LMDZ.

Dans la couche limite atmosphérique, l'effet des mouvements verticaux domine ceux des mouvements horizontaux. Dans cette hypothèse, le terme $\overline{\rho v' q'}$ va prendre la forme :

$$\overline{\rho v' q'} = \overline{\rho w' q'} \quad (2.41)$$

Où w' représente la coordonnée verticale de la fluctuation de vitesse v' .

Dans le modèle LMDZ, le flux turbulent est décomposé en la somme de l'effet de la diffusion turbulente, de la convection et des thermiques :

$$\overline{\rho w' q'} = \overline{\rho w' q'}_{Turb} + \overline{\rho w' q'}_{Conv} + \overline{\rho w' q'}_{Therm} \quad (2.42)$$

Les flux d'émissions de poussières vont intervenir comme une condition aux limites à la surface dans le calcul du flux turbulent $\overline{\rho w' q'}_{Turb}$.

Si on introduit enfin le terme S qui représente le puit du traceur, l'équation de transport devient :

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} + div(\rho v q) = -\frac{\partial}{\partial z}(\rho w' q') + S \quad (2.43)$$

Le terme S est le puit par lessivage et par sédimentation dans chaque maille du modèle.

Le transport à grande échelle

Le transport à grande échelle est traité dans le modèle LMDZ en utilisant les schémas en volumes finis proposés par Van Leer (1977). Ces schémas conduisent facilement à des mises

en oeuvre tridimensionnelles qui satisfont les propriétés essentielles du transport comme :

- la conservation de la quantité totale de traceur,
- la non modification d'une distribution constante de traceur,
- l'invariance par addition d'une constante au champ de traceur,
- la monotonie,
- la positivité,
- la décroissance de la variation totale.

La description détaillée de ces schémas (par exemple le schéma I de Van Leer, le schéma PPM), est faite dans le mémoire HDR de Hourdin (2005). L'ensemble des schémas décrits dans ce document a été introduit dans le modèle LMDZ et le schéma I de Van Leer a été retenu en standard à cause de sa robustesse et sa simplicité.

Le transport sous-maille

Le transport sous-maille peut être représenté par des mouvements turbulents au sein de la couche limite générés soit par forçage dynamique (cisaillement de vent en surface dû à la friction), soit par forçage thermique (chauffage du sol par le rayonnement).

Nous allons décrire comment les poussières sont prises en compte dans le processus de turbulence dans la couche limite.

1°) Introduction des émissions dans la couche limite

Le transport turbulent dans la couche limite est non seulement essentiel pour la météorologie et le climat mais aussi pour toutes les espèces traces ayant des sources et puits en surface comme les aérosols et espèces chimiques. Pour modéliser cette couche limite, les paramétrisations utilisées dans les modèles grande échelle restent rudimentaires et sont basées, la plupart du temps, sur des adaptations de formulations locales. Dans cette approche, le flux turbulent d'une quantité q ne dépend que des caractéristiques locales de l'écoulement et son expression s'appuie sur une analogie avec la diffusion moléculaire. Pour cette analogie, les mouvements turbulents aléatoires jouent le rôle des mouvements browniens des molécules. Le flux turbulent va être exprimé comme le produit du gradient local de q (avec un signe $-$) par un coefficient de mélange turbulent K_z ne dépendant lui-même que des conditions météorologiques locales.

Cette turbulence est traité comme une super-viscosité. On parle encore de diffusion turbulente.

Dans le modèle LMDZ, le flux d'émission de poussières est considéré comme une condition aux limites à la surface dans la paramétrisation de la couche limite turbulente. Ainsi, le terme de flux turbulent $\rho w'q'$ est donné par :

$$\rho w'q' = \begin{cases} -\rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} & \text{si } z > 0 \\ E & \text{si } z = 0 \end{cases}$$

E représente le flux d'émission de poussières à la surface.

2.6.3 Paramétrisation de la sédimentation des poussières

L'entraînement des aérosols vers le sol s'effectue sous l'effet de la gravité. La paramétrisation utilisée pour représenter le processus de sédimentation dans LMDZ a été définie à partir de la loi de Stokes avec l'introduction d'un facteur de correction C_c (Seinfeld and Pandis, 1998). Ce facteur est une fonction du diamètre de la particule et du libre parcours moyen λ du milieu. Ainsi la vitesse de sédimentation est alors donnée par l'expression suivante :

$$V_s = \frac{\rho_p D^2 g C_c}{18 \mu_{air}} \quad (2.44)$$

Où

$$C_c = 1 + \frac{2\lambda}{D} [1.257 + 0.4e^{(-0.55D/\lambda)}] \quad (2.45)$$

avec λ le libre parcours moyen du milieu donné par :

$$\lambda = \frac{2\mu_{air}}{P \sqrt{\frac{8M_{air}}{\pi RT}}} \quad (2.46)$$

- D est le diamètre de la particule(ici poussière)

- ρ_p est sa masse volumique

- P est la pression

- M_{air} est la masse moléculaire de l'air

- μ_{air} est la viscosité de l'air

- g est l'accélération de la pesanteur
- R est la constante des gaz parfaits
- T est la température.

Considéré comme un phénomène uni-dimensionnel le long de l'axe vertical, le processus de sédimentation est donc traité dans le modèle colonne par colonne. Une partie des particules contenues dans une maille est transférée sous forme de flux à la maille voisine située au-dessous, fonction de la vitesse de sédimentation.

$$F_{sed} = \rho_a V_s q \quad (2.47)$$

Où

- ρ_a est la masse volumique de l'air
- V_s la vitesse de sédimentation de la particule
- q sa concentration

2.6.4 Paramétrisation du dépôt sec des poussières

Le dépôt sec à la surface des particules de poussières est calculé dans le modèle LMDZ en utilisant la paramétrisation de Venkatram and Pleim (1999). Il dépend des caractéristiques de la particule (sa taille et sa densité) et des conditions météorologiques près de la surface et peut être décomposé en deux processus. Le premier est la turbulence atmosphérique faisant intervenir la résistance aérodynamique R_a et le second est la diffusion brownienne et l'impaction inertielle liées à la résistance quasi-laminaire R_b . La vitesse de dépôt sec V_d est calculée au niveau de la surface et la paramétrisation utilisée dans le modèle LMDZ est donnée par la relation suivante :

$$V_d = \frac{V_{sed}}{e^{-(R_a+R_b)V_{sed}}} \quad (2.48)$$

Où

V_{sed} représente la vitesse de sédimentation des particules de poussières à la surface.

2.6.5 Epaisseur optique des poussières

La section efficace d'extinction (SEE) est une grandeur physique qui permet de quantifier l'absorption et la diffusion du rayonnement par une particule. Elle est définie comme la somme de la section efficace de diffusion et de la section efficace d'absorption. Elle traduit l'énergie qu'intercepte une particule. la SEE dépend du rayon de la particule, de l'indice de réfraction complexe et de la longueur d'onde λ du rayonnement électromagnétique qui interagit avec la particule.

Dans l'atmosphère, une couche d'aérosol désertique est en fait un système composé d'un grand nombre de particules de tailles différentes, en interaction avec le rayonnement. On définit des propriétés optiques moyennes au sein de cette couche d'aérosol nécessaires à la résolution du transfert radiatif. Parmi ces propriétés, nous avons l'épaisseur optique des aérosols ou Aerosol Optical Thickness (AOT en anglais). L'AOT représente l'atténuation du flux de photons à travers la couche de poussières désertiques d'épaisseur Δz . Elle est calculée dans le modèle LMDZ en considérant le contenu intégré des poussières sur toute la colonne atmosphérique et la SEE.

Sur une maille horizontale, la charge en poussière $Q(Kg\ m^{-2})$ par bin est donnée par l'équation 2.49.

$$Q(l) = \int_{p_s}^0 \left(-\frac{C(l,p)}{g}\right) dp = \int_0^\infty C(z)\rho(z)dz \quad (2.49)$$

avec $C(l,p)$ ($kg\ kg^{-1}$), la concentration de poussière correspondant au bin l à chaque niveau de pression p , $g = 9.81\ ms^{-2}$ est l'accélération de la pesanteur.

Soit $\sigma_e(l,\lambda)$ ($m^2\ kg^{-1}$) la section efficace d'extinction (SEE) correspondant au bin l et à la longueur d'onde λ . L'épaisseur optique des poussières $\tau(\lambda)$ se définit alors par la somme sur l'ensemble des bin du produit de la SEE par la charge en poussière $Q(l)$. Si nb est le nombre total de bin ($nb = 12$ dans nos simulations), alors l'épaisseur optique est donnée sur une maille horizontale par :

$$\tau(\lambda) = \sum_{l=1}^{l=nb} \sigma_e(\lambda, l)Q(l) \quad (2.50)$$

2.6.6 Simulation du transport des poussières

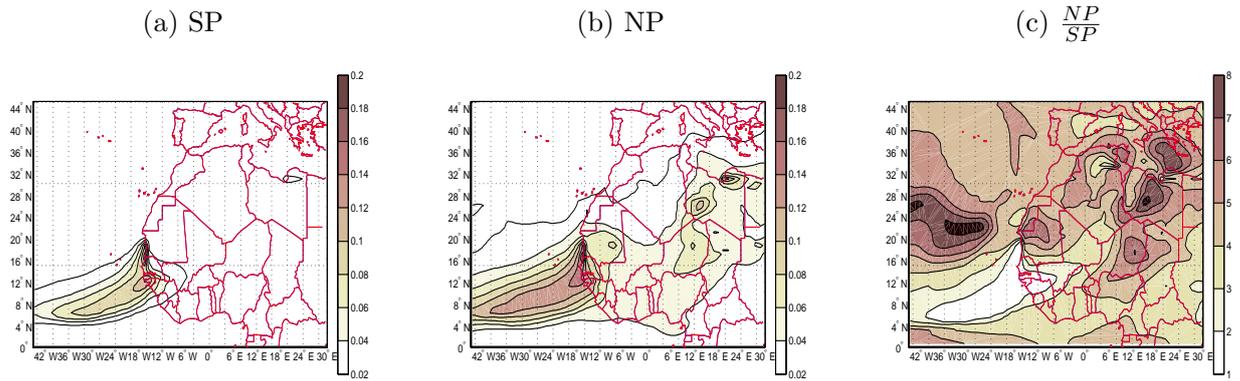
Nous montrons sur la figure 2.13 l'épaisseur optique à 550 *nm* issue des simulations de LMDZ avec les versions SP (Fig 2.13(a)) et NP (Fig 2.13(b)). Ces résultats moyennés sur le mois de janvier 2006 montrent une différence sur le contenu intégré des poussières avec des valeurs plus élevées pour la version NP. Le rapport entre la NP et la SP montré sur la figure 2.13(c) indique un facteur entre 4 et 8 au dessus des zones sources et au niveau de l'atlantique nord tropical. Un facteur 2 est obtenu au dessus de l'océan entre 5N et 15N. Ces résultats montrent que l'AOT est fortement impactée par les émissions simulées sur cette même période dont les moyennes saisonnières ont déjà été présentées et qui seront analysées plus en détail dans le chapitre 3. Les valeurs plus élevées de l'AOT simulée par la version NP sont cohérentes avec les valeurs plus élevées des émissions. Les valeurs moyennes de l'AOT à 550 *nm* issues des poussières désertiques sont faibles durant cette période d'hiver.

Verticalement, les poussières désertiques sont transportées pratiquement jusqu'à la tropopause (Fig 2.13(d) et (e)). Entre 5N et 25N, l'extension verticale des aérosols est plus importante dans la simulation de la version NP. Cette différence s'explique par un mélange important de ces aérosols au sein de cette couche sous l'effet des thermiques.

Les moyennes saisonnières de l'épaisseur optique des poussières simulées par la version NP du modèle et observées sont montrées sur la figure 2.14 pour la période 2004 à 2007. En hiver, les observations montrent un maximum d'épaisseur optiques des aérosols d'environ 1,2 sur la bande [10W 10E] aux voisinages de la latitude 5N (Fig 2.14-a). Ces AOT observées sont fortement sous-estimées par la simulation de la version NP partout sur l'Afrique de l'Ouest (Fig 2.14-c). Dans les régions situées au sud de 10N, il faut noter la présence des aérosols issus des feux de biomasse émis à partir des régions équatoriales et qui ne sont pas pris en compte dans nos simulations. L'AOT à 550 *nm* des poussières simulée présente des maximums d'environ 0,2 situés principalement à proximité des zones d'émissions (Mauritanie, Bodélé) et dans les panaches au dessus de l'océan atlantique. Le modèle identifie bien la position géographique des zones émettrices de poussières sur la région sahélo saharienne et le sens de leur transport. La limitation des cartes de types de sol, et donc des émissions de poussières, à 13N joue probablement un faible rôle car les émissions de poussières sont faibles au sud de 13N.

En été, les valeurs maximales d'environ 1,5 de l'épaisseur optique des aérosols observées

Epaisseur optique à 550 nm



Moyenne zonale [45W 5W]

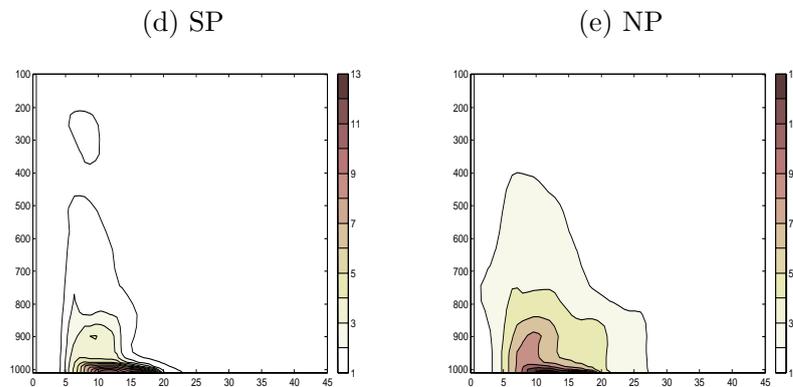


Figure 2.13 – Transport des poussières à partir des zones sources de l’Afrique de l’Ouest et du Nord durant le mois de janvier 2006. (a) AOT à 550 nm simulée par la version SP de LMDZ, (b) la même simulée par la version NP de LMDZ, (c) le rapport entre les simulations NP et SP pour l’AOT. La moyenne zonale de la distribution verticale de la concentration du bin 3 de poussières ($\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par la version SP (d) et par la version NP (e) de LMDZ. En d et e, la verticale est exprimée en hPa.

sont situées de part et d'autre du FIT sur la frontière entre la Mauritanie et le Mali, sur le centre du Mali et sur le nord du lac Tchad (Fig 2.14-b). La simulation sous-estime les observations partout sur notre zone d'étude (Fig 2.14-d). Les valeurs maximales simulées sont de l'ordre de 0,3 et se trouvent sur la côte sénégal-mauritanienne entre 15N et 20N. La structure spatiale des panaches de poussières est bien simulée dans le modèle. Ces différences de l'AOT à 550 nm s'expliquent, en partie, par des faibles émissions de poussières simulées par cette version de la NP et le calcul de ces émissions sera repris dans le chapitre 4.

Les cycles saisonniers moyens de l'AOT et de la concentration à la surface à Mbour (14N, 17W) sont respectivement montrés sur les figures 2.15 a) et b). La concentration à la surface simulée est obtenue en faisant la somme des 9 bins de poussières dont la taille de chacun est inférieure ou égale à 10 μm pour être comparables aux données de PM10 mesurées sur Mbour. En moyenne, le maximum d'épaisseur optique à 550 nm observé sur cette station est atteint en été avec une valeur d'environ 0,55 selon AERONET et 0,65 selon MODIS-MISR. Par contre les simulations présentées ici sont en désaccord avec ces observations. Le maximum de l'AOT simulée est atteint beaucoup plus tôt, en avril, avec une valeur nettement plus faible d'environ 0,3 pour la version NP et 0,2 pour la version SP. Les concentrations des aérosols à la surface simulées sur la station de Mbour sont nettement plus proches des valeurs observées. La valeur maximale fournie par les mesures de PM10 en Mars est de l'ordre de 200 $\mu\text{g m}^{-3}$ tandis que la valeur maximale simulée en Avril est de l'ordre de 150 $\mu\text{g m}^{-3}$ avec la version NP et de 200 $\mu\text{g m}^{-3}$ avec la version SP du modèle. Le maximum de l'épaisseur optique observé en été sur la station de Mbour ne peut pas être expliqué par un maximum d'émission pendant cette période et provient probablement de l'advection des poussières émises sur la zone sahélo saharienne. En effet, durant cette période de l'année, on observe des panaches de poussières près des zones sources associés au passage des systèmes convectifs sur le Sahel (voir chapitre 4). Les simulations des deux versions SP et NP du modèle sous-estiment fortement les valeurs observées surtout en été. On voit donc qu'une amélioration des émissions simulées en été est nécessaire pour représenter correctement la distribution des poussières sahélo-sahariennes. Ce point sera détaillé dans le chapitre 4.

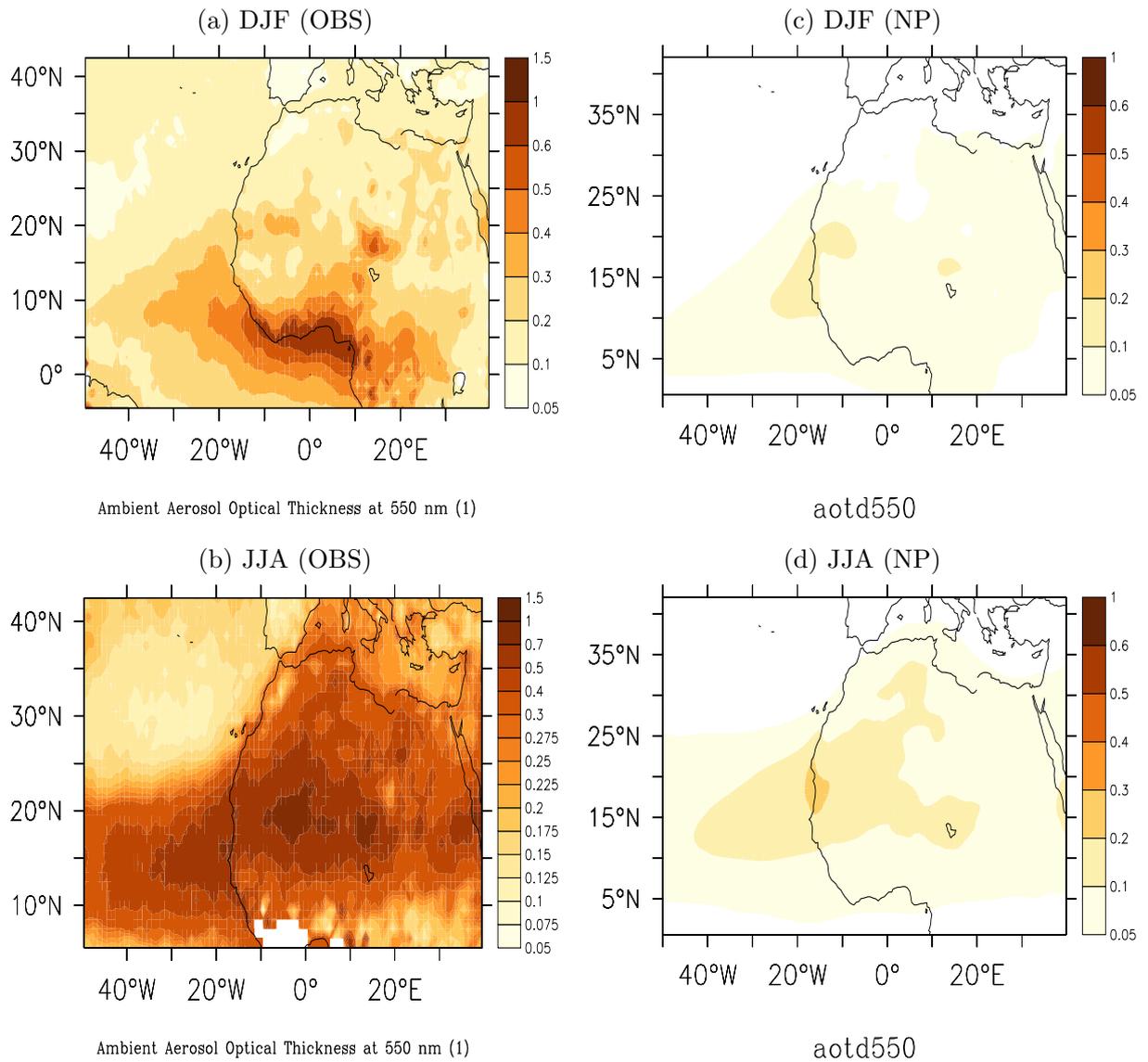
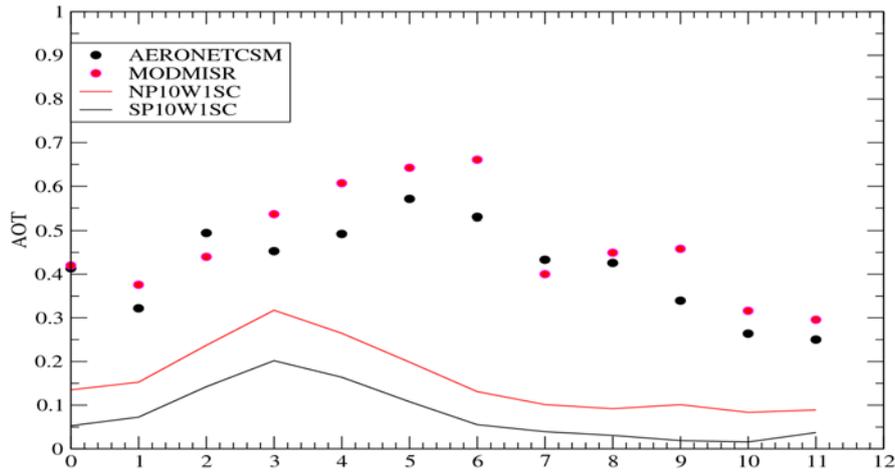


Figure 2.14 – Moyennes saisonnières de l’AOT à 550 nm sur la période 2004 à 2007 issues (a-b) des données combinées des observations satellitaires de MODIS et de MISR respectivement sur les mois d’hiver (Décembre-Janvier-Février) et d’été (Juin-Juillet-Août) et (c-d) des simulations de la version NP de LMDZ respectivement sur les mois d’hiver (Décembre-Janvier-Février) et d’été (Juin-Juillet-Août).

(a) Cycle saisonnier moyen de l'AOT
Mbour



(b) Cycle saisonnier moyen de la concentration
Mbour

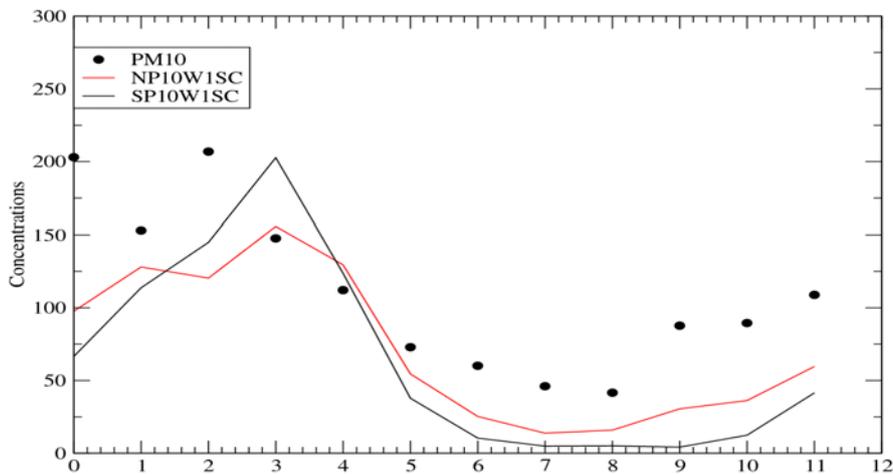


Figure 2.15 – Cycles saisonniers moyens sur la période 2005 à 2008. (a) L'épaisseur optique à 550 nm. Les points représentent les observations de MODIS-MISR (magentas) et du photomètre AERONET (noirs). (b) la concentration à la surface à Mbour [14N, 17W]. Les points noirs représentent les mesures de PM10. Les courbes représentent la simulation de la version SP (noire) et de la version NP (rouge) de LMDZ.

2.7 Conclusion

Ce chapitre est consacré à la mise en place du modèle d'émission de poussières développé pour le modèle Chimere-Dust dans le modèle LMDZ.

Dans un premier temps, nous avons introduit une représentation physique du soulèvement sur le Sahara basée sur les travaux de Marticorena and Bergametti (1995) pour le calcul du flux horizontal des poussières et de Alfaro and Gomes (2001) pour le calcul du flux vertical de poussières optimisé par Menut et al. (2005). Nous avons utilisé le jeu de données des conditions de surface disponible sur le Sahara et fourni par le LISA pour décrire les caractéristiques du sol utilisées dans nos simulations. Le modèle LMDZ est zoomé sur l'ensemble du Sahara (en Afrique) sur lequel sont émis les aérosols désertiques et sur l'océan Atlantique sur lequel ils sont majoritairement transportés. La résolution d'environ 100 km de la grille dans la partie zoomée a été choisie pour être proche de celle des données LISA. Les calculs de Chimere-Dust ont été faits dans la grille (d'un degré) de ces données de surface. Nous avons effectué un calcul idéalisé avec un vent à 10 mètres constant ($U_{10m} = 11 \text{ m s}^{-1}$) utilisé dans un cas test de Chimere-Dust. La simulation du flux d'émission de poussières réalisée avec l'utilisation d'une interpolation linéaire des données de surface sur la grille de LMDZ a tendance à sous-estimer ceux calculés par Chimere-Dust. Par contre l'utilisation d'une interpolation par "recherche du plus proche voisin" permet d'être très proche des émissions calculées par Chimere-Dust. Cette dernière méthode est alors utilisée dans toutes les simulations réalisées dans la suite de cette thèse.

L'impact de la combinaison de la diffusion turbulente et du modèle du thermique sur le soulèvement de poussières se traduit par un renforcement des émissions en hiver. Ces émissions dépendent du premier ordre aux vents près de la surface. Nous allons voir dans le chapitre suivant comment les bourrasques de vents associés à ces processus de couche limite convective sèche vont impacter sur la distribution du vent près de la surface puis sur les émissions de poussières. L'épaisseur optique à 550 nm (AOT) simulée avec ce modèle du thermique surestime la simulation de la version SP durant la saison sèche. Cette surestimation va dans le même sens que les émissions. Mais l'AOT à 550 nm des poussières simulée par la version NP du modèle sous-estime l'épaisseur optique total des aérosols à 550 nm issue des observations combinées des produits satellitaires MODIS-MISR en hiver. Les thermiques de couche limite augmentent le cycle saisonnier moyen sur la période 2005 à 2008 de l'épaisseur

optique des poussières à 550 nm à Mbour ([14N, 17W]) avec des valeurs maximales atteintes au printemps. Mais cette simulation sous-estime le cycle saisonnier observé de l'épaisseur optique des aérosols à 550 nm dont les valeurs maximales sont atteintes en été. Le cycle saisonnier de la concentration de poussières à la surface correspondante colle mieux aux observations au printemps.

Chapitre 3

Effet de la dynamique de la couche limite sur le soulèvement des poussières

Le cycle diurne des poussières dans la région sahélo-saharienne reste mal documenté. Les mesures de visibilité ou de fréquence d'évènements de poussières dans les stations synoptiques constituent une base de données adaptée à l'étude du cycle diurne des émissions. C'est ainsi que les premières études qui ont été faites étaient basées sur l'utilisation de la visibilité horizontale considérée comme un indicateur. N'tchayi Mbourou et al. (1997) ont montré à travers ces observations, une augmentation des émissions durant les heures de la journées. Quelques variations entre le Sahel et le Sahara ont également été mises en évidence. Marticorena et al. (2010) ont mené récemment des mesures de très hautes fréquences de la concentration de PM10 sur quelques stations au Sahel. Ces résultats montrent une complexité du cycle diurne mais confirment généralement un maximum de concentrations durant la journée sur l'ensemble des stations. L'analyse de données satellitaires de MODIS par Koren and Kaufman (2004) permet d'identifier un fort pic d'émission au cours de la journée dans la zone de dépression de Bodélé. Les images obtenues par les satellites géostationnaires permettent une bonne caractérisation du cycle diurne, notamment en situation de ciel non nuageux. A partir des données de SEVIRI déterminant le nombre de trajectoires de panaches de poussières sur l'ensemble du Sahara, Schepanski et al. (2007, 2009) révèlent que l'initiation de ces champs

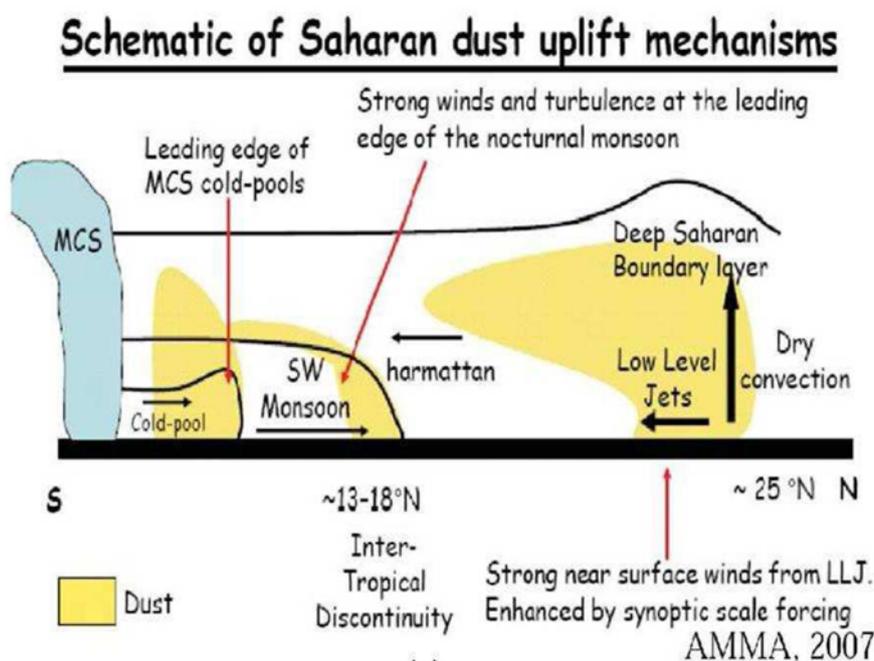


Figure 3.1 – Configurations typiques de la distribution verticale des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest d'après Cavazos et al. (2009b)*.

prend effet aux environs de midi dans l'ensemble des zones sources et pour toutes les saisons.

L'analyse des données d'observation et de simulation des modèles améliore aujourd'hui notre compréhension du rôle des processus météorologiques multi-échelles (voir Figure 3.1) sur les émissions et le transport des poussières. Dans le chapitre précédent nous avons évoqué la dépendance du soulèvement à la fois aux caractéristiques de la surface et au vent près de celle-ci. Si le vent à 10 mètres est le principal facteur météorologique qui contrôle ces émissions, ces deux variables sont liées de façon extrêmement non linéaire. La figure 3.2 montre que la différence des émissions calculées avec l'ancienne et la nouvelle physique de LMDZ n'est pas s'expliquée seulement par les moyennes mensuelles du vent à 10 mètres. En effet, les émissions sont en moyenne plus élevées avec la version NP du modèle qu'avec la version SP, alors que le vent moyen est au contraire plus faible dans la version NP que dans SP. Nous allons étudier, dans ce chapitre, comment le cycle diurne de la couche limite sur le Sahara va influencer le vent près de la surface en se focalisant sur le rôle des Jets nocturnes. Ce cycle diurne du vent de surface, avec un maximum en fin de matinée, va conditionner non seulement le cycle diurne des poussières mais également le niveau moyen des émissions.

Les émissions maximales durant la matinée ont été confirmées dans les études de Washington et al. (2006) sur la région de Bodélé puis dans celles de Schepanski et al. (2009) plus généralement sur l'ensemble du Sahara. Nous allons montrer que les jets de basses couches (LLJs) jouent un rôle important sur le cycle diurne des vents près de la surface donc celui des émissions.

3.1 Comparaison "ancienne" et "nouvelle" physique

3.1.1 Les émissions

La figure 3.2 montre les cartes des moyennes mensuelles pour janvier 2006 des émissions de poussières et du vent à 10 mètres sur l'Afrique de l'Ouest et du Nord telles que simulées avec les versions SP et NP du modèle LMDZ. Sur les figures Fig 3.2(a) et Fig 3.2(b), on retrouve les zones de maximum d'émission évoquées au chapitre précédent.

Les émissions de la version NP sont plus importantes partout sur la zone d'étude. Celles-ci dépendent au premier ordre du vent à 10 mètres. On voit cependant sur les figures 3.2(c) et (d) que le vent moyen simulé par la version SP est en général plus fort que celui de la version NP. Ces moyennes mensuelles du vent n'expliquent donc pas les différences sur les émissions.

Nous allons donc étudier la distribution des vents à hautes fréquences pour trouver l'explication de la différence des émissions sahariennes.

Nous montrons sur la figure 3.3 le diagramme de dispersion entre le flux d'émission (en ordonnées) et le vent à 10 mètres du modèle (en abscisses). Il est obtenu en considérant les valeurs moyennes journalières pendant les mois d'hiver (décembre-janvier-février) sur la période de 2003 à 2009 dans la région de Bodélé. Pour un même vent moyen sur la journée, on voit qu'on obtient des émissions beaucoup plus grandes avec la version NP qu'avec la version SP. Par exemple pour un vent à 10 mètres de 5 m s^{-1} , on a déjà des émissions très significatives avec la version NP tandis qu'elles sont très faibles avec la version SP. C'est seulement à partir des vitesses d'environ $6 \text{ à } 7 \text{ m s}^{-1}$ qu'on commence à voir des émissions importantes avec cette version de la physique. Les distributions des vents à 10 mètres sont elles-mêmes très différentes entre les deux versions. Cette relation différente entre moyennes diurnes des vents et des émissions suggère des cycles diurnes très différents. Ceci est confirmée en regardant la relation entre le vent à l'échelle horaire. La figure 3.4 montre l'évolution des

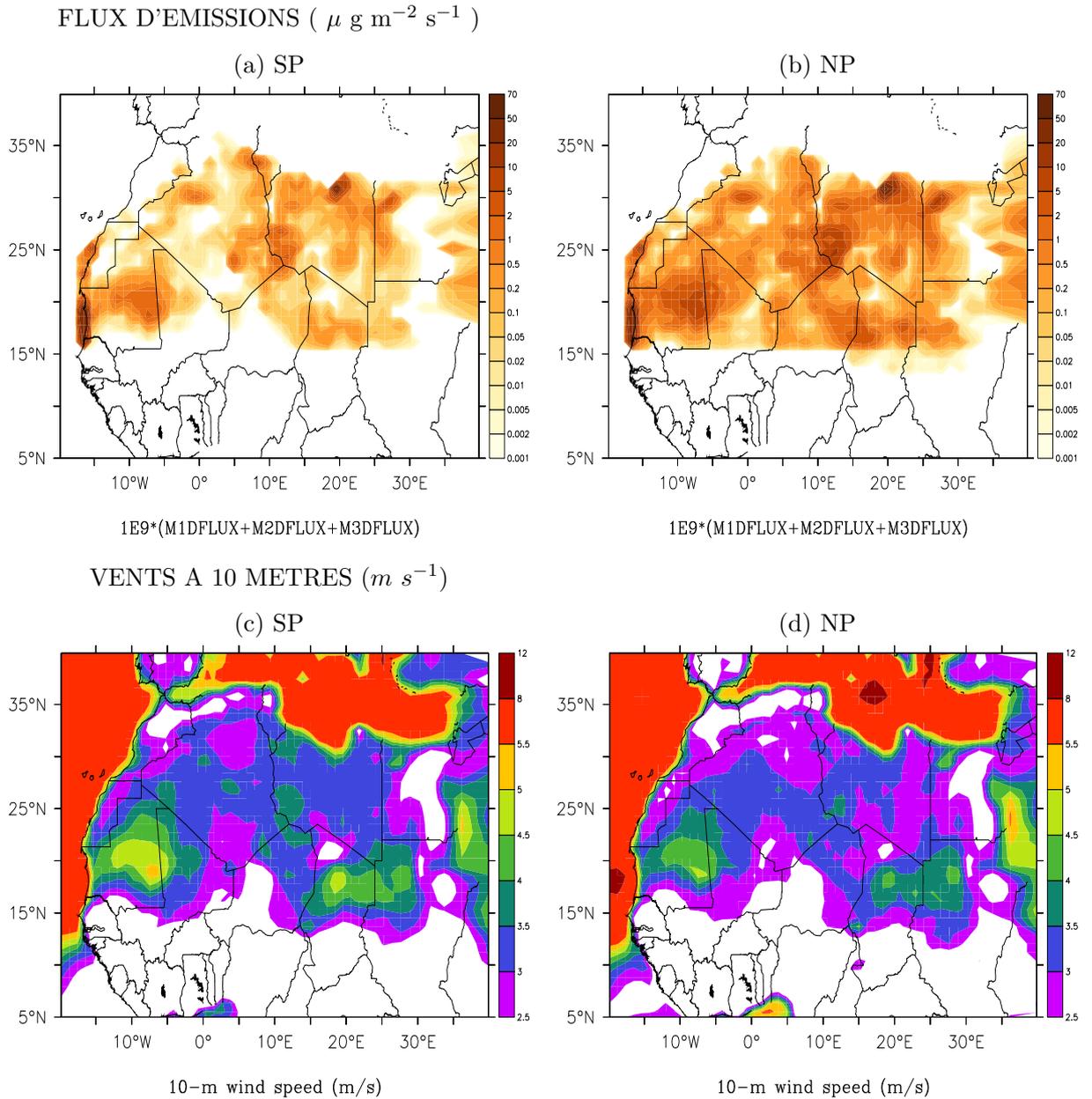


Figure 3.2 – Moyenne mensuelle du flux total d'émission de poussières ($\mu\text{g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$) simulé par les versions SP (a) et NP (b) de LMDZ et du vent à 10 mètres associé (c et d) pour le mois de janvier 2006.

émissions et du vent à 10 mètres associé issue des simulations des versions SP et NP sur une période de 6 jours (du 13 au 18 janvier 2006) dans la région de Bodélé, une période avec un cycle diurne fort. La version SP montre une distribution relativement symétrique autour de 9.5 m s^{-1} alors que la version NP montre une distribution asymétrique vers les faibles valeurs avec un maximum vers 3.4 m s^{-1} . Les émissions maximales coïncident avec les maximums du vent à 10 mètres. Cette relation est particulièrement visible dans la simulation NP où les émissions ont lieu essentiellement dans la matinée en réponse à des pics marqués du vent. Sur la figure 3.5, nous montrons le diagramme de dispersion entre les émissions et le vent à 10 mètres en considérant les valeurs instantanées toutes les heures durant tout le mois de janvier 2006 à Bodélé. Comme on pouvait s’y attendre, la relation entre les émissions et le vent à 10 mètres est quasiment la même pour les deux physiques si on la regarde à l’échelle horaire.

L’analyse de ces résultats permet de dire que la différence constatée sur les moyennes mensuelles des émissions de poussières provient de la différence sur les distributions de vents issues des simulations SP et NP à l’échelle horaire. Or le cycle diurne de ces vents de surface est fortement lié au cycle diurne de la couche limite dans ces régions. Nous allons donc étudier les principaux facteurs intervenant au sein de cette couche pour mieux comprendre leur rôle sur la distribution des vents de surface.

3.2 Analyse du cycle diurne moyen

Nous considérons dans cette partie les journées du 13 au 18 janvier 2006 pour lesquelles on a observé des pics d’émissions successives de poussières tous les matins dans la simulation NP, dans la région de Bodélé. Nous allons étudier le cycle diurne moyen de cet événement pour analyser les émissions et les variables météorologiques qui les contrôlent.

La figure 3.6 montre le cycle diurne moyen des émissions (a) et des vents à 10 mètres (b) simulés avec les versions SP (courbe noire) et NP (courbe rouge). Les émissions maximales ont lieu le matin plus précisément à 10h pour la simulation NP. Ces résultats confirment donc les études faites par observation (Schepanski et al., 2009) et les études récentes par la modélisation (Knippertz, 2008; Todd et al., 2008). Les émissions sont en phase avec le vent maximal atteint à la même heure dans la journée. Dans la simulation SP, les maxima sont atteints à 8h. Dans la journée, les émissions de la simulation NP sont largement supérieures à celles de la simulation SP avec des valeurs environ 4 fois plus importantes entre 8h et 10h.

Diagrammes SP et NP

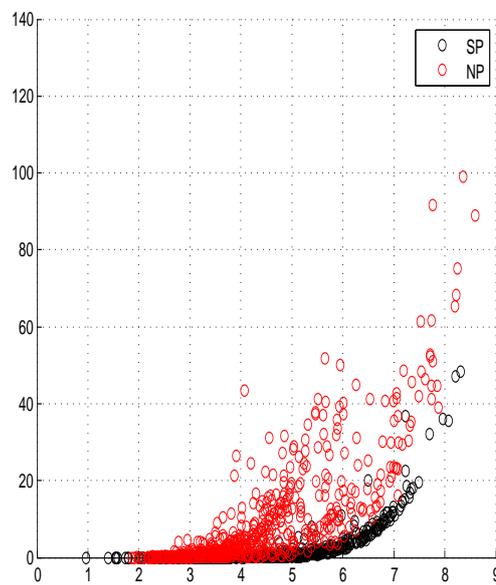


Figure 3.3 – Diagramme de dispersion entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) en ordonnées et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) en abscisses sur la région de Bodélé [17N,18E] (a). Ce résultat est obtenu en prenant les valeurs moyennes journalières pendant les 3 mois d'hiver (Janvier-Février-Mars) sur une période de 7 années (2003-2009). Les points noirs représentent la version SP et les points rouges la version NP.

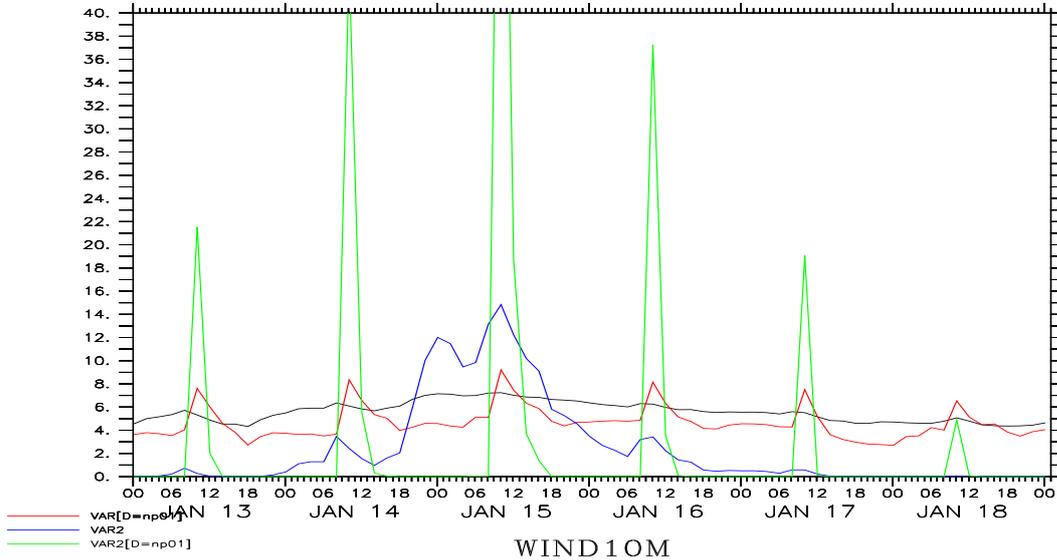


Figure 3.4 – Relation entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé. Les courbes bleue et verte représentent respectivement les émissions des simulations SP et NP et les courbes noire et rouge représentent les vents à 10 mètres associés (respectivement SP et NP).

La présence des jets nocturnes est plus marquée dans la simulation NP entre 1000 et 950 hPa avec des vitesses du vent horizontal entre 6 et $10 m s^{-1}$ (figure 3.8(b)). Avec la simulation SP, le jet nocturne est beaucoup moins fort entre les niveaux de pression 1000 et 950 hPa avec des vitesses du vent horizontal pouvant atteindre au maximum $7 m s^{-1}$ à partir du début de la soirée jusqu'à minuit. Ce vent est beaucoup plus faible au delà de 0h jusqu'au petit matin avec des vitesses allant de 3.5 à $5.5 m s^{-1}$ (voir figure 3.8(a)). La différence sur l'intensité du jet nocturne et sur le mélange vertical dans la couche limite provient des différentes paramétrisations de la couche limite dans les deux physiques notamment sur le modèle du thermique dans la simulation NP (Hourdin et al., 2002; Rio and Hourdin, 2008). On analysera ce point plus en détail à la fin de ce chapitre.

La figure 3.8 montre qu'il n'y a pratiquement pas de différence entre les deux physiques sur le cycle diurne de la température de l'air. Les deux simulations montrent à la fois un réchauffement de la surface à partir de 12h jusqu'à 18h favorisant ainsi le mélange dans la couche limite par les thermiques dans la simulation NP. Le refroidissement de la surface a lieu pendant la nuit. On voit cependant clairement la signature du découplage en début de

Diagrammes SP et NP

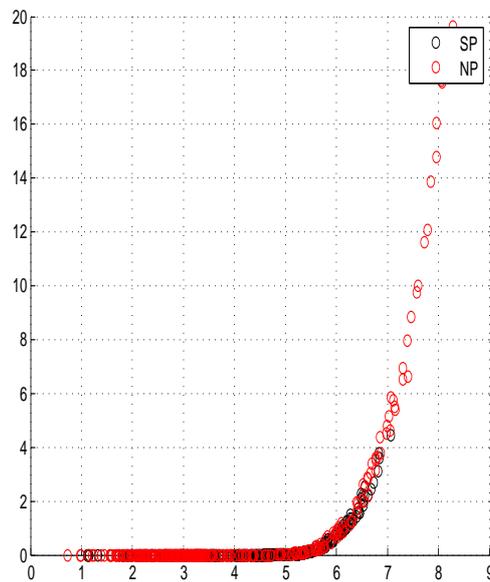


Figure 3.5 – Diagramme de dispersion entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) en ordonnées et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) en abscisses sur la région de Bodélé [17N,18E]. Les points représentent les valeurs instantanées pour le mois de janvier 2006 simulées par la version SP (points noirs) et par la version NP (points rouges) de LMDZ.

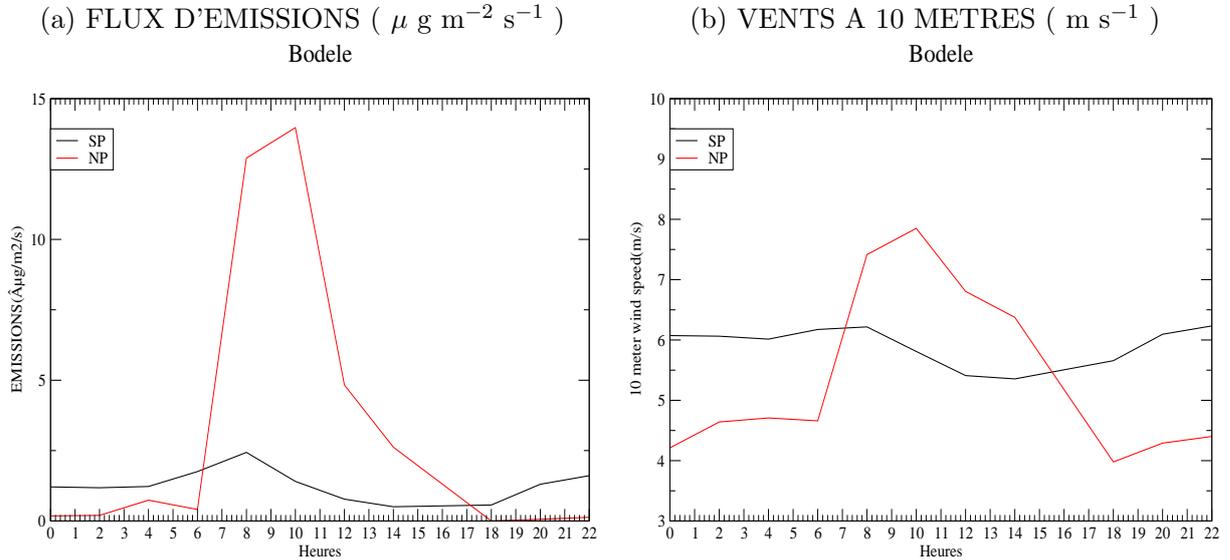


Figure 3.6 – Cycle diurne moyen sur la période du 13 au 18 janvier 2006 (a) du flux total d'émissions de poussières ($\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) et (b) du module du vent à 10 mètres associé (m s^{-1}) à Bodélé [17N,18E]. La courbe noire représente la simulation SP de LMDZ et la courbe rouge représente la simulation NP.

nuit dans la version NP avec la mise en place d'une forte inversion de température près de la surface pendant la nuit.

3.3 Impact de la force du guidage

Cette partie traite l'impact de la force du guidage du vent horizontal sur le soulèvement des poussières. Nous avons réalisé des simulations de LMDZ pour les deux physiques avec des constantes de guidage $\tau = 6\text{ h}$, $\tau = 12\text{ h}$, $\tau = 24\text{ h}$ et $\tau = 48\text{ h}$ qui sont comparées à la simulation avec une constante de guidage $\tau = 3\text{ h}$. Nous avons choisi la période du mois de mars 2006 considéré comme une transition entre l'hiver et le printemps.

3.3.1 Emissions et vents moyens

Pour analyser les émissions, nous allons considérer ici les simulations de la nouvelle physique (NP) avec des guidages différents. Nous avons sur la figure 3.9 le rapport entre les émissions simulées avec les différentes constantes de temps et celle avec la constante de temps de référence $\tau = 3\text{ h}$. Si on diminue la force de guidage en prenant une constante de

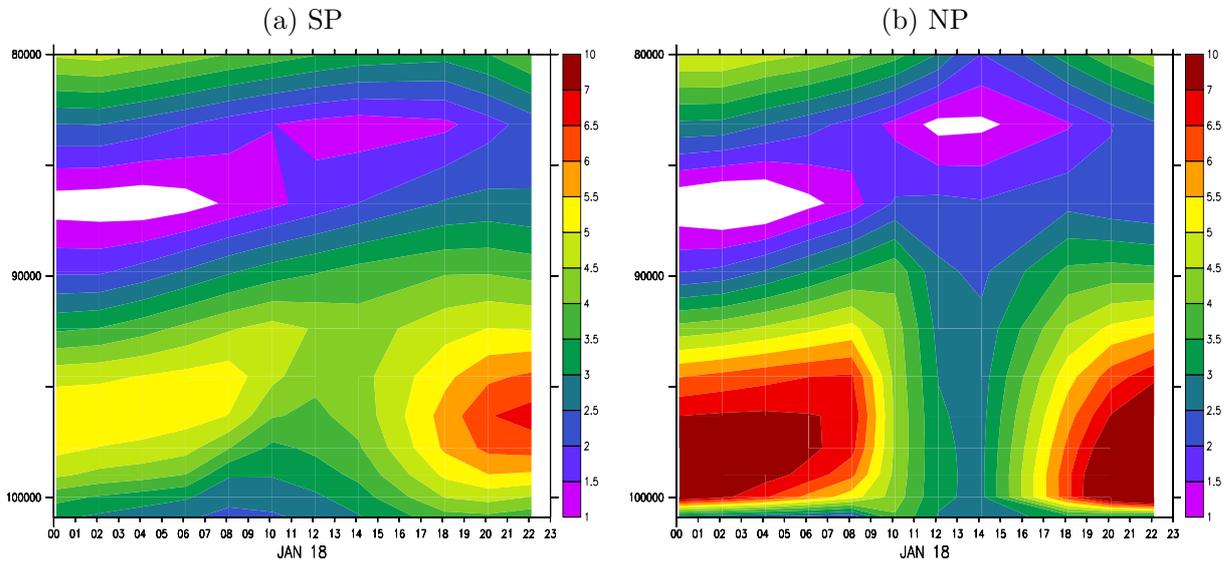


Figure 3.7 – Cycle diurne moyen du profil vertical du vent horizontal ($m s^{-1}$) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé [17N,18E] simulé par la version SP (a) et par la version NP (b) de LMDZ.

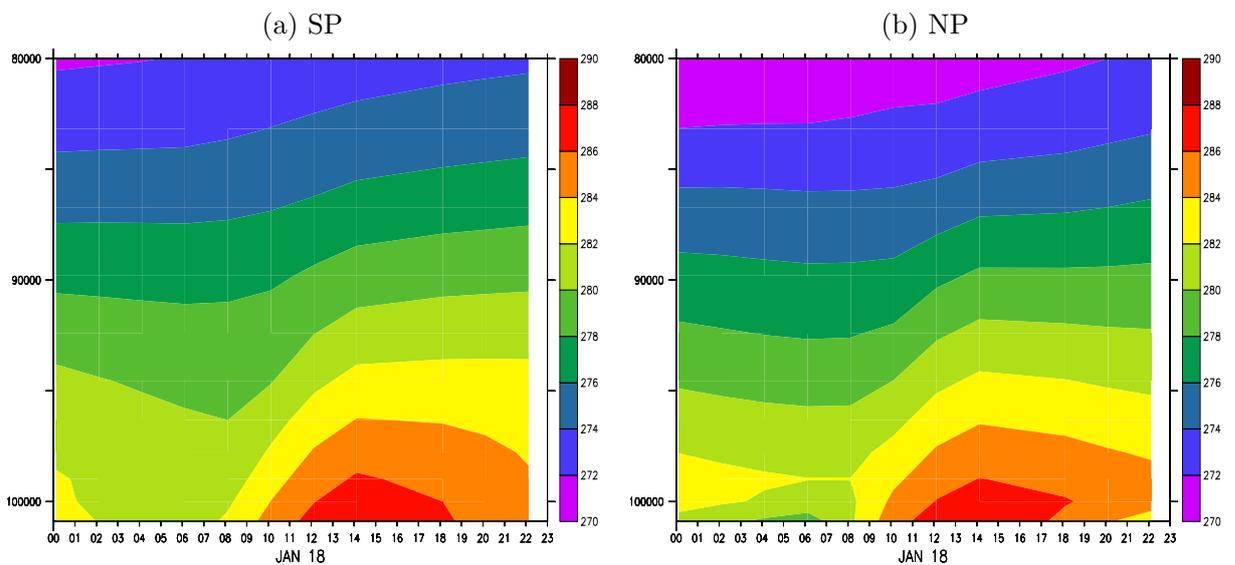


Figure 3.8 – Cycle diurne moyen du profil vertical de la température de l'air (K) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé [17N,18E] simulé par la version SP (a) et par la version NP (b) de LMDZ.

temps de 6 h, on obtient une augmentation de 30 à 50 % des émissions dans l'ensemble des zones où le flux est maximal (Fig 3.9-a). Ces zones concernent la Mauritanie, le centre du Mali, le centre et le nord du Niger, le nord de l'Algérie, le sud de la libye et dans la zone de Bodélé. Cette augmentation devient de plus en plus importante dans les mêmes régions au fur et à mesure que le guidage devient plus faible. On note une augmentation entre 50 et 80 % avec une constante de temps du guidage de 12 h (Fig 3.9-b), et une augmentation encore plus grande pour une constante de temps de 24 h (Fig 3.9-c). Dans le centre de l'Algérie et sur l'Égypte, on remarque cependant une diminution d'environ 10 à 30 % des émissions avec une constante de temps de 6 h. Cette diminution devient de plus en plus importante avec la faiblesse du guidage avec 50 à 70 % des émissions pour la constante de 12 h et des flux d'émissions deux fois moins fortes pour la simulation à $\tau = 24$ h.

Les figures Fig 3.9 (d, e et f) montrent les rapports correspondant pour les vents à 10 mètres. Ces résultats suggèrent une légère augmentation des vitesses moyennes quand on diminue la force du guidage. En prenant $\tau = 6$ h, une faible augmentation d'environ 5 % est observé sur la partie sud du Sahara. Celle-ci passe à environ 10 % avec un guidage à 12 h puis à 15 % avec un guidage à 24h.

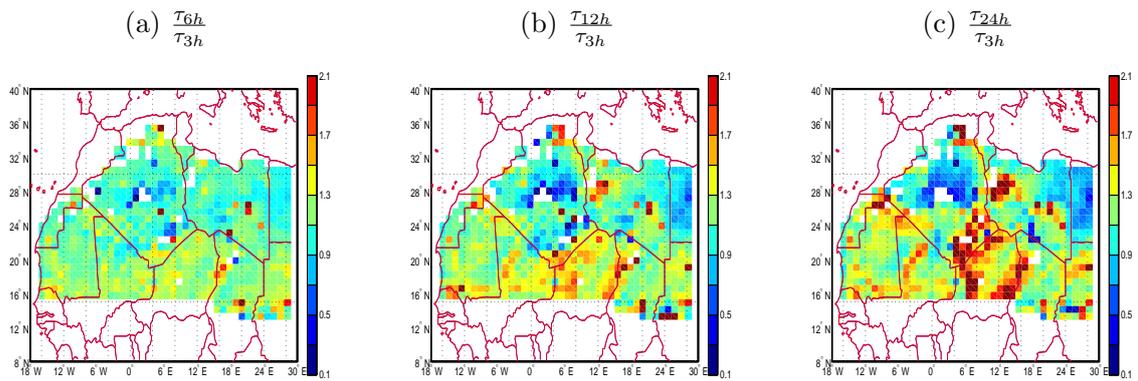
En comparant les cartes de changement d'émission et de vent à 10 mètres, on s'aperçoit qu'ici aussi il n'y a pas de lien évident entre les deux. Pour mieux expliquer les variations des émissions, nous allons donc analyser le cycle diurne.

3.3.2 Cycle diurne des émissions et du vent de surface

Nous allons analyser les variations des moyennes sur deux heures des différentes variables pendant le mois de mars 2006 en un point particulier de la Mauritanie [21N, 9W] (figure 3.10). Nous allons étudier le cycle diurne moyen pour 3 groupes de journées, correspondant à des émissions fortes, moyennes et faibles. Le premier groupe comprend les jours correspondant aux 8, 9, 12 et 13 mars 2006 où on observe des émissions maximales d'environ $400 \mu \text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ et des vitesses maximales de vents de surface de l'ordre de 12 m s^{-1} . Le deuxième groupe comprend 6 jours correspondant aux 10, 22, 23, 24, 27 et 30 mars dont les émissions sont de l'ordre de 50 à $100 \mu \text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Enfin, le troisième groupe comprend 5 jours, du 16 au 21 mars où il n'y a pratiquement pas d'émission.

Nous avons sur la figure 3.11 le cycle diurne moyen sur les 3 périodes choisies des émissions,

Rapports des émissions NP



Vents à 10 mètres NP

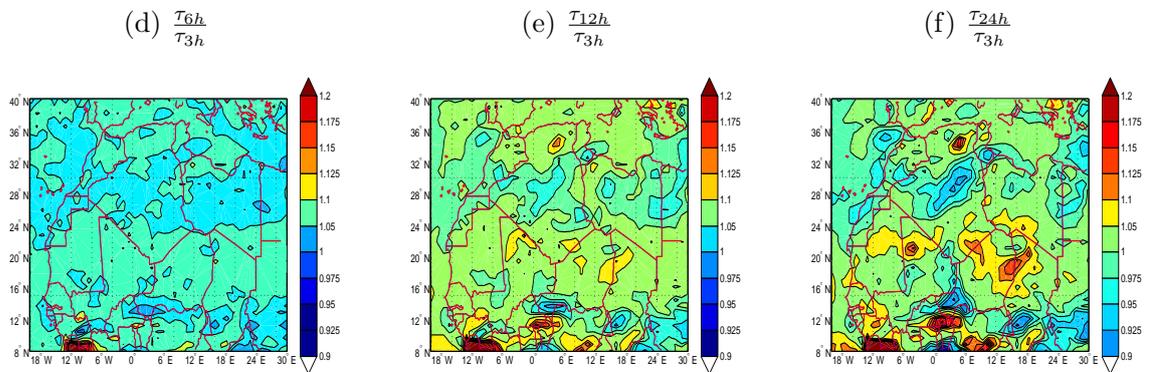


Figure 3.9 – Rapports des émissions moyennes simulées avec la version NP de LMDZ pour le mois de mars 2006 entre les simulations avec des constantes de temps de guidage $\tau = 6$ h et $\tau = 3$ h (a), $\tau = 12$ h et $\tau = 3$ h (b) puis $\tau = 24$ h et $\tau = 3$ h (c). Les rapports des vents à 10 mètres moyens associés sont respectivement donnés en (d,e et f).

du vent à 10 mètres effectif U_{eff} , du vent à 10 mètres U_{10M} interpolé à partir du vent grande échelle et du vent W^* pour tenir compte des vitesses convectives (cf. équation 2.32). On observe, sur la première période, une très forte hausse des émissions de 10 h à 12 h, heure à laquelle le maximum est atteint, puis elles décroissent régulièrement jusqu'à 18 h (Fig 3.11-a). Les valeurs maximales atteintes sont de l'ordre de $310 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 24 \text{ h}$, $280 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 12 \text{ h}$, $260 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 6 \text{ h}$ et enfin $250 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 3 \text{ h}$. On voit donc que les émissions croissent en fonction de la constante de temps de guidage τ . Cette augmentation est expliquée par une légère hausse des vents de surface correspondant (Fig 3.11-b et c) lorsque le guidage devient de plus en plus faible. Les valeurs de vitesses maximales varient entre 11.9 et 12.3 m s^{-1} et elles sont atteintes à 10 h. Le cycle diurne de W^* est pratiquement le même quelque soit le guidage utilisé, sa valeur maximale de l'ordre de 2.5 m s^{-1} est atteinte à 14 h.

Sur la deuxième période où les émissions sont moyennes, celles-ci varient également sous l'effet de la force du guidage (Fig 3.11-e). On obtient un flux maximal de $23 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 24 \text{ h}$, de $17 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour $\tau = 12 \text{ h}$, puis de $14 \mu \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ pour les deux constantes $\tau = 6 \text{ h}$ et $\tau = 3 \text{ h}$. Ces flux maximaux sont atteints à 10 h. La forme du cycle diurne des émissions a légèrement changé avec une distribution plus pointue. Ces variations proviennent d'une légère hausse de la vitesse du vent, qui croît avec la constante de temps du guidage. Les valeurs maximales sont atteintes à 12 h et varient entre 6.8 à 7.75 m s^{-1} (Fig 3.11-f). Comme pour les conditions précédentes, les valeurs de W^* ne dépendent pas de la force de guidage et leurs valeurs maximales atteintes à 14 h sont de l'ordre de 2.6 m s^{-1} (Fig 3.11-g).

Quand on considère la troisième période où les émissions sont pratiquement nulles, on note un fort impact du guidage sur les émissions maximum qui sont décroissantes lorsque l'on diminue l'intensité du guidage, contrairement aux deux cas précédents (Fig 3.11-i). Cela s'explique par une décroissance du cycle du vent de surface effectif et de celui du vent à 10 mètres du modèle (Fig 3.11-j et k). On note même une légère décroissance de W^* entre 12 h et 16 h (Fig 3.11-l). Les émissions maximales sont atteintes à 12 h contrairement aux deux cas précédents. La forme des cycles diurnes a également changé au niveau des émissions mais aussi au niveau des vents de surface.

Ces résultats montrent donc que le cycle diurne moyen des émissions est modifié suivant la force du guidage mais aussi suivant la période choisie. Quand on guide trop fort ($\tau = 3 \text{ h}$

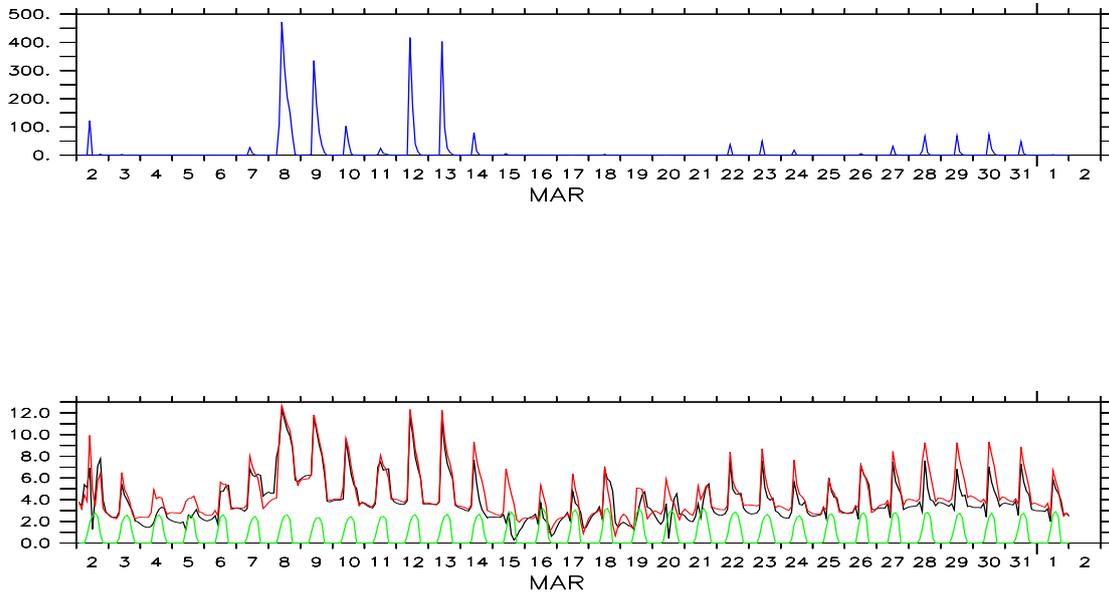


Figure 3.10 – Evolution des émissions (en haut) puis celles (en bas) du vent à 10 mètres (courbe noire), du vent recalculé (courbe rouge) et de W^* (courbe verte) au cours du mois de mars 2006 sur la Mauritanie [21N,9W]. Elles sont obtenues avec la simulation de la NP en prenant la constante de temps $\tau = 3$ h pour le guidage.

par exemple), le cycle diurne des émissions est réduit. Les réanalyses utilisées pour le guidage sont données par les sondages réalisés toutes les 6 h. Cette réduction du cycle diurne des émissions est expliquée soit parce que les réanalyses simulent un cycle diurne trop faible du vent, soit parce que la façon dont on fait le guidage n'est pas appropriée. Le guidage crée une relaxation vers une interpolation linéaire entre deux sondages. Par exemple les sondages de 6 H 00 et 12 H 00 encadrent le maximum de vent atteint à 10 H 00.

3.3.3 Cycle diurne des profils verticaux de l'atmosphère

Considérons maintenant la première période pour étudier l'effet de la force du guidage sur le jet nocturne, sur la température de l'air et sur la distribution verticale des poussières, toujours sur la Mauritanie (figure 3.15). Ces résultats montrent que le jet nocturne s'intensifie lorsque le guidage des vents devient de plus en plus faible (Fig 3.15-a, b, c). L'effet du guidage sur la thermodynamique n'est pas important, le cycle diurne de la température de l'air reste pratiquement inchangé quelque soit la force du guidage (Fig 3.15-d, e, f). Le réchauffement de l'air a lieu dans les basses couches, il devient important à partir de 10 h et atteint son

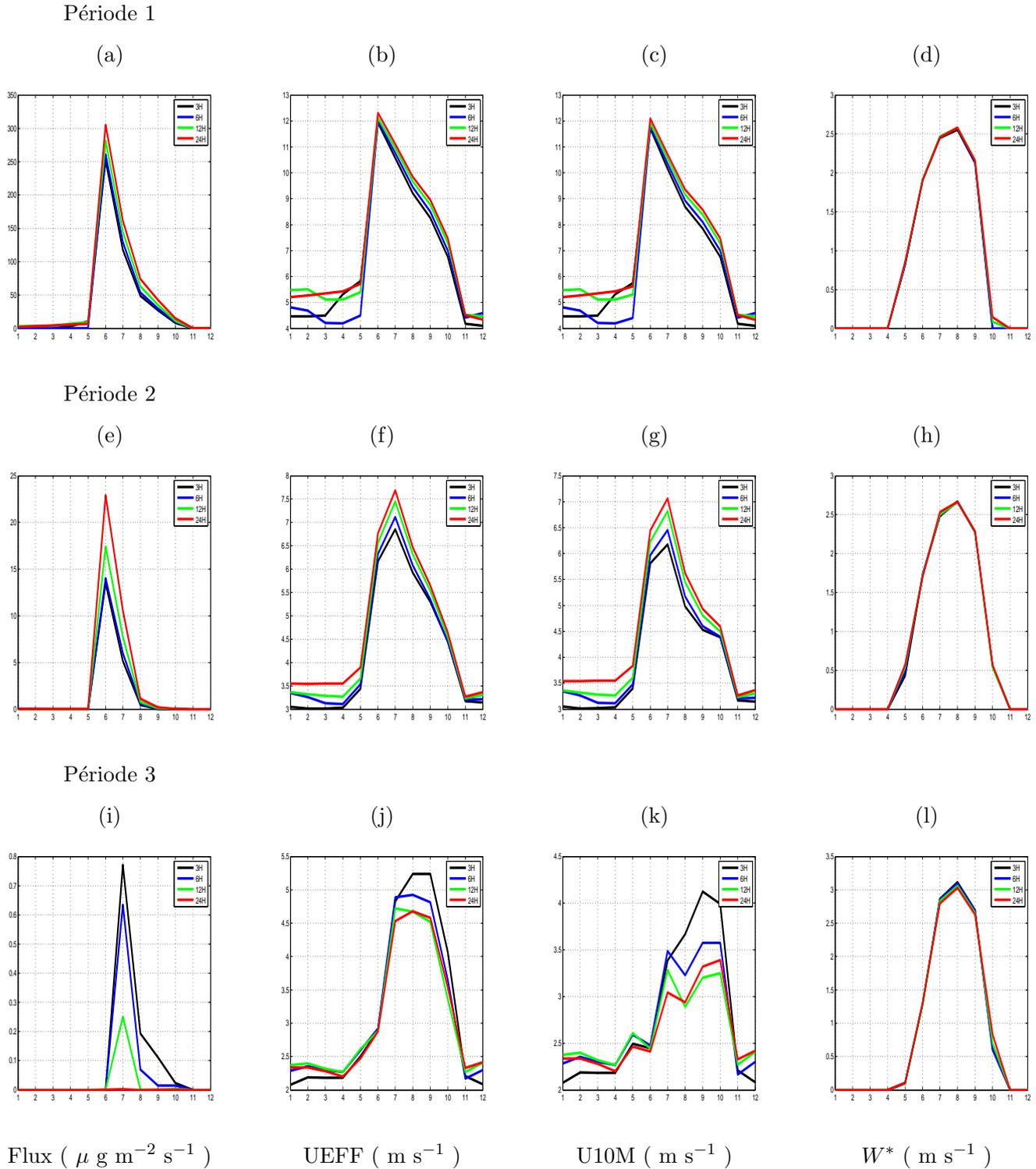


Figure 3.11 – Cycles diurnes moyens sur les périodes 1, 2 et 3 du flux total d'émissions de poussières (a,e,i), du vent de surface recalculé UEFF (b,f,j), du vent à 10 mètres du modèle U10M (c,g,k) et de l'échelle de vitesse verticale convective W^* (d,h,l). Ces périodes ont été choisies au cours du mois de mars 2006 et sur la Mauritanie [21N 9W]. Une graduation horizontale correspond à un intervalle de deux heures avec la valeur 1 pour 0 h.

maximum à la surface à la fin de la journée, entre 18 *h* et 20 *h*. Le réchauffement favorise le mélange dans la couche limite durant cette période de la journée.

La distribution des poussières dans la couche limite est modifiée sous l'effet de la force du guidage (Fig 3.15-g, h, i). La concentration du bin 3 de poussières augmente lorsque le guidage devient de plus en plus faible. Cela s'explique par l'augmentation des émissions. On observe que ces aérosols sont moins concentrés pendant la nuit lorsque les émissions sont faibles. La concentration des aérosols près de la surface augmente en même temps que les émissions, puis sont transportées dans toute la couche limite sous l'effet du mélange par les thermiques.

3.3.4 Impact sur la distribution des poussières

Après avoir été émises, les poussières sont transportées par la circulation atmosphérique et nous allons ici considérer la distribution géographique de leur épaisseur optique.

La force de guidage des vents a un impact sur les poussières transportées comme montrées sur la figure 3.12. Les rapports des moyennes mensuelles de l'AOT à 550 *nm* augmentent lorsque le guidage des vents devient de plus en plus faible (Fig 3.12-a, b et c). On note une augmentation de 50 % sur le nord du Niger avec le guidage à $\tau = 6$ *h*, de 75 % avec $\tau = 12$ *h* et des AOT au moins deux fois plus grande avec $\tau = 24$ *h*. Ainsi, l'augmentation des émissions avec la constante de temps de guidage entraîne une augmentation de l'épaisseur optique sur les zones d'émission mais aussi dans le panache de poussières sous le vent. Si on regarde l'évolution du rapport des AOT au cours du mois de Mars sur la Mauritanie et sur le Bodélé, on observe une augmentation de l'AOT lorsque le guidage s'affaiblit pour les journées où les émissions sont importantes (Fig 3.13-a et b). Pour les journées de faibles émissions, l'AOT diminue au fur et à mesure que le guidage s'affaiblit. De même, l'évolution des rapports de concentrations de surface correspondant au bin 3 montre également leur augmentation lorsque le guidage devient de plus en plus faible durant les journées d'émissions significatives sur la Mauritanie et sur le Bodélé (Fig 3.13-c et d). Ces concentrations diminuent lorsque le guidage s'affaiblit pour les journées de faibles émissions.

Rapports des AOT à 550 nm

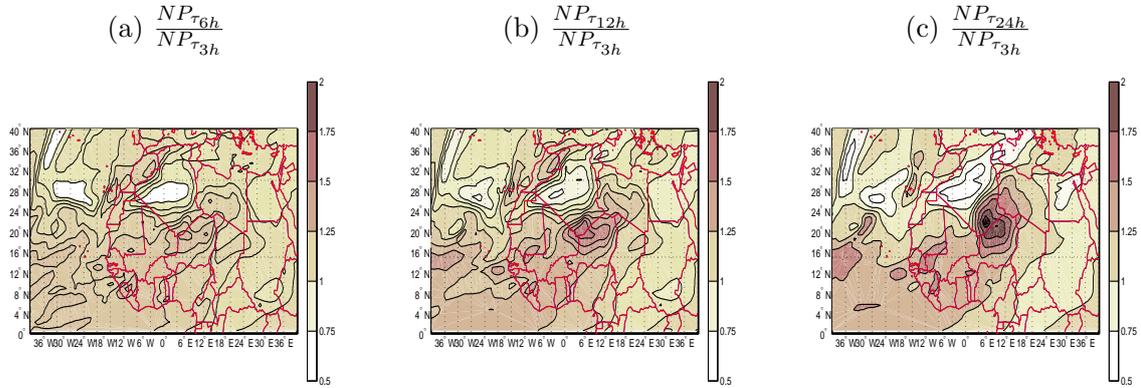


Figure 3.12 – Moyennes mensuelles, pour mars 2006, des rapports de l’AOT à 550 nm entre les simulations à $\tau = 6$ h et $\tau = 3$ h (a), puis entre les simulations à $\tau = 12$ h et $\tau = 3$ h (b) et enfin entre les simulations à $\tau = 24$ h et $\tau = 3$ h (c) .

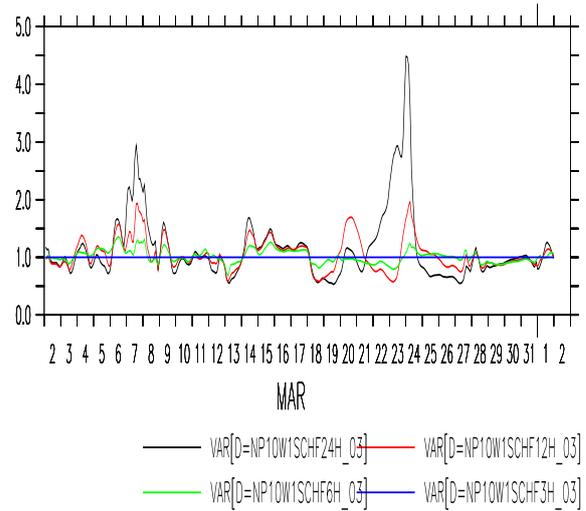
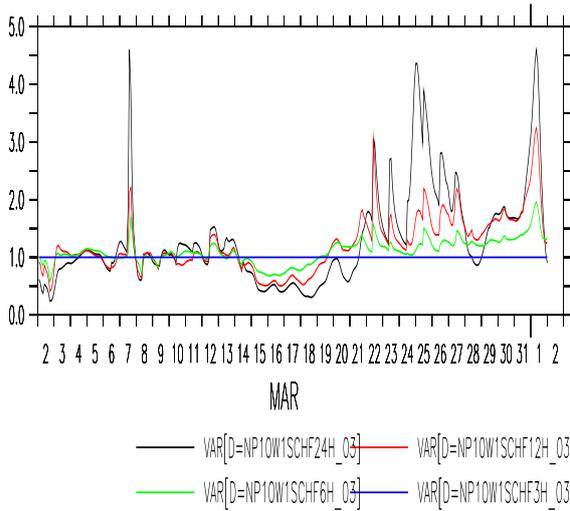
3.4 Dynamique de la couche limite et du jet de basse couche

Les profils verticaux de la température potentielle, humidité spécifique, la tendance du module du vent due aux thermiques, la vitesse verticale dans les thermiques, l’énergie et la puissance de soulèvement dues aux thermiques sont donnés à 5h, 10h et 13h sur la figure 3.16. Cette simulation est réalisée avec la version NP de LMDZ et une constante de temps de guidage $\tau=3h$. Les thermiques, déjà actifs à 10h et à 13h, réchauffent et assèchent la surface en mélangeant l’air froid et humide près de la surface avec l’air chaud et sec en sommet de couche limite (Fig 3.16-a et b). Ceci est accompagné par une augmentation de la vitesse verticale dans les thermiques w_{th} (Fig 3.16-d) et par une importante variation de leur tendance à partir de 10h (Fig 3.16-c). La couche mélangée se refroidit de 9 h à 10 h, puis se réchauffe jusqu’à 13 h. L’humidité spécifique de la couche mélangée diminue pendant toute cette période. Ces variations sont dues au mélange par les thermiques dont la vitesse et l’extension verticale augmentent avec le temps. La vitesse maximale se trouve à 970 hPa à 10 h et à 870 hPa 3 heures plus tard. L’énergie cinétique ALE_{BL} (Fig 3.16-e) et la puissance ALP_{BL} (Fig 3.16-f) de soulèvement qui contrôlent le déclenchement et l’intensité des thermiques augmentent de 10 h à 13 h. Ensuite, ces grandeurs commencent à diminuer jusqu’à la fin de l’après midi. Les thermiques mélangent également la quantité de mouvement. A 10 h, ils ralentissent le jet nocturne dont le maximum est entre 950 et 900 hPa et accélèrent le vent près de la surface

AOT a 550 nm

(a) Mauritanie

(b) Bodele



Concentrations a la surface (Bin 3)

(c) Mauritanie

(d) Bodele

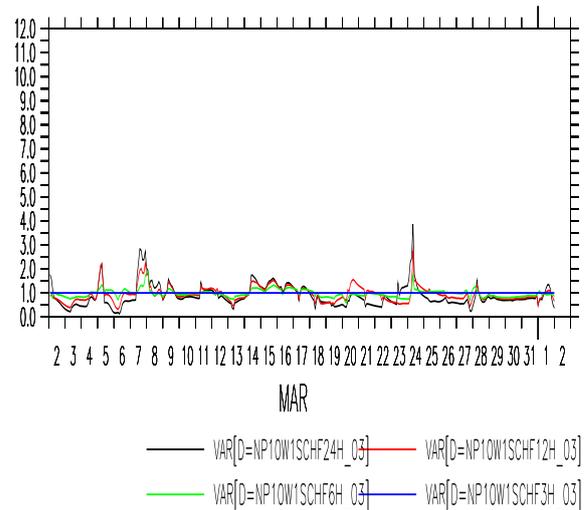
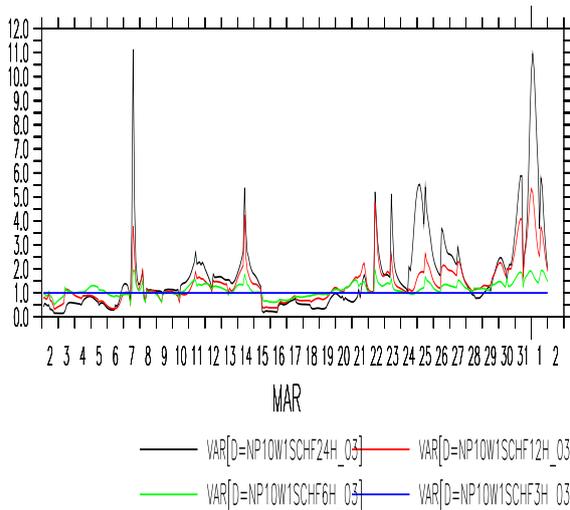


Figure 3.13 – Evolutions, au cours du mois de mars 2006, des rapports de l’AOT en Mauritanie [21N 9W] (a) puis à Bodélé [17N,18E] (b) et des rapports de la concentration à la surface respectivement sur ces deux stations (c-e). La courbe noire représente le rapport entre $\tau = 24$ h et $\tau = 3$ h, la courbe rouge représente le rapport entre $\tau = 12$ h et $\tau = 3$ h, la courbe verte représente le rapport entre $\tau = 6$ h et $\tau = 3$ h enfin la constante égale à 1 (courbe bleue) représente le rapport de simulations entre $\tau = 3$ h et $\tau = 3$ h.

(Fig 3.16-d). Vers 13 h, le ralentissement du jet est plus faible et a lieu plus haut, tandis que l'accélération du vent près de la surface devient très faible.

La représentation du jet nocturne et du mélange de quantité de mouvement par les thermiques dans la version NP du modèle LMDZ permet d'expliquer le maximum du vent de surface atteint le matin qui implique le maximum d'émission de poussières à la même heure (voir Fig. 3.6). Ainsi le mélange vertical, par les thermiques, de la quantité de mouvement horizontale est le processus majeur intervenant dans la représentation du jet et du vent de surface. Nous montrons sur la figure 3.17, en haut, pour les journées du 4 et 5 mars 2006, le module du vent horizontal (contours noirs). Sur cette même figure nous montrons également l'effet du modèle des thermiques sur ce module traduit par l'équation suivante :

$$\frac{\partial ||V||}{\partial z} |_{th} = \frac{1}{||V||} \left(u \frac{\partial u}{\partial t} |_{th} + v \frac{\partial v}{\partial t} |_{th} \right) \quad (3.1)$$

L'équation 3.1 exprime la tendance du module du vent horizontal ($\text{m s}^{-1} \text{j}^{-1}$) due au transport vertical des cellules thermiques. La hauteur de la couche limite turbulente est représentée par le contour rouge sur la figure 3.17. L'estimation de cette hauteur est basée sur une approche classique qui consiste à utiliser un nombre de Richardson non local Ri_b :

$$Ri_b = \frac{gz \theta - \theta_s}{\theta ||V||^2} \quad (3.2)$$

La hauteur de la couche limite est alors définie par l'altitude correspondant à $Ri_b = 0,25$.

L'activité convective de la couche limite se développe dans la journée et atteint une hauteur d'environ 5 km à partir de la surface dans ce cas d'étude (voir Fig. 3.17). La vitesse verticale dans le panache thermique associée est de l'ordre de 2 m s^{-1} . Dans ces conditions, la quantité de mouvement est bien mélangée. Entre 17 h et 18 h, la hauteur de la couche limite décroît très rapidement et tend vers la surface. Le développement de la couche limite s'annule donc au coucher du soleil où on observe essentiellement la suppression de la turbulence. C'est ainsi donc qu'on assiste au développement du jet nocturne expliqué par le mécanisme d'oscillation d'inertie selon Blackadar (1956). En effet, la surface continentale se refroidit et provoque le développement d'une couche d'inversion nocturne. Ceci conduit à un découplage entre la surface et les masses d'air qui se trouvent au dessus de la couche d'inversion. La force de friction exercée par cette surface s'annule. Ces masses d'air ne sont désormais soumises qu'aux forces de gradient de pression horizontal et à la force de Coriolis. Un déséquilibre se

créé ainsi entre ces deux forces et se traduit par une instabilité des masses d'air qui initialise des mouvements oscillatoires autour du vent géostrophique.

Les jets nocturnes sont caractérisés par des vitesses maximales du vent horizontal d'environ 20 m s^{-1} dans les basses couches de la troposphère (Blackadar, 1956). Le noyau du jet se positionne à une hauteur de 200 m pour la nuit du 04 mars et 400 m pour la nuit du 05 mars sélectionnées (Fig. 3.17). Ces positions sont confirmées dans les études de Malcher and Kraus (1983) (voir figure 3.14). Le jet persiste jusqu'au lever du soleil dans la plupart des cas. Un fort cisaillement de vents créé à la surface produit progressivement de la turbulence dans la couche de surface. C'est seulement au lever du soleil que la couche limite se développe rapidement. Les vents intenses en altitude associés au jet sont ramenés à la surface par le mélange turbulent déclenché au lever du soleil. La convection due aux thermiques commence à 08 h 30 mn et la hauteur de la couche limite atteint déjà 1 km avant 10 h dans ce cas d'étude. Ceci s'explique par le fait que le cisaillement de la quantité de mouvement est très fort au début. L'impact du transport vertical par le modèle du thermique est également très important. On voit sur le panneau en bas de la figure 3.17, la tendance du module du vent horizontal due aux thermiques (courbe noire) qui atteint généralement un maximum d'environ $500 \text{ m s}^{-1} \text{ j}^{-1}$ à la première couche du modèle à 08 h 30 mn. Ce pic est très court dans le temps (environ une demi-heure pour ces deux journées montrées ici). Le processus de subsidence compensatoire nécessite seulement 30 mn pour amener les vents forts à l'altitude du noyau du jet (200 à 500 m) vers la surface. Cette subsidence d'environ $10 \text{ à } 20 \text{ cm s}^{-1}$ est caractérisée par une vitesse verticale $w_{th}=1 \text{ m s}^{-1}$ dans les panaches thermiques couvrant une surface α_{th} typiquement entre 0,1 et 0,2. Le mélange a également réduit rapidement l'intensité du jet.

C'est ce pic du transport vertical du jet nocturne qui explique le pic du vent de surface atteint en mi-matinée (10 h) dans les simulations de la version NP du modèle LMDZ. Cette intensification brusque du vent de surface fait que celui-ci dépasse les seuils d'érosion de cette zone source choisie. Le soulèvement de poussière est ainsi généré atteignant un pic toujours à la même heure que celui du vent de surface dans cette version NP du modèle.

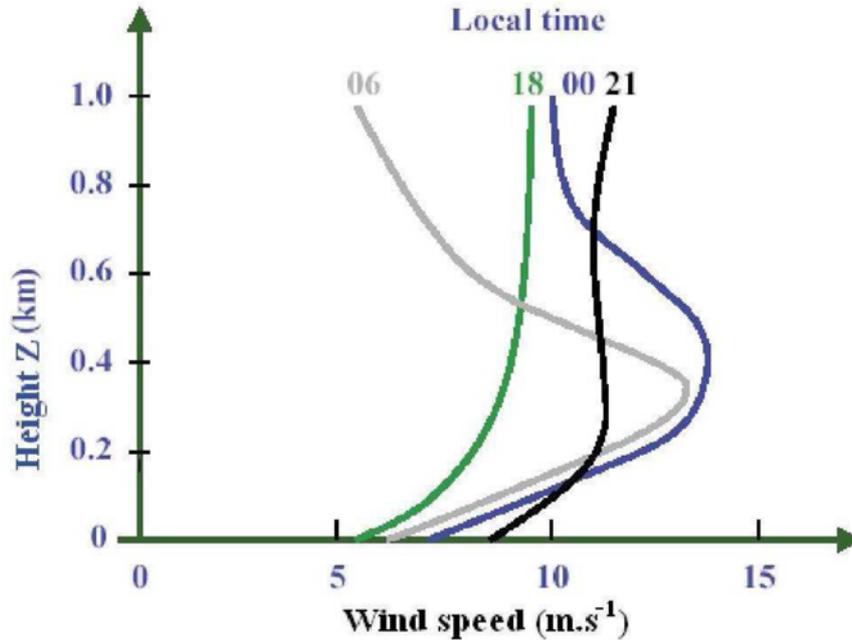


Figure 3.14 – Profils verticaux du vent représentant l'évolution du jet nocturne observée durant une journée en Australie, pendant la campagne WANGARA (Malcher and Kraus, 1983).

3.5 Conclusion

Nous avons étudié, dans ce chapitre, l'importance d'une meilleure représentation du transport vertical de la quantité de mouvement horizontal par les processus de couche limite sur les propriétés du jet nocturne et du cycle diurne du vent de surface, notamment le pic du vent de surface observé dans la matinée. C'est le changement de stabilité statique entre le jour et la nuit qui est à l'origine du jet. Durant les saisons d'hiver et de printemps, dans les régions désertiques, la forte insolation au cours de la journée augmente le flux de chaleur sensible à la surface et développe la couche limite convective sèche. Durant la nuit, les basses couches se stabilisent au contraire sous l'effet du refroidissement (absence d'insolation). L'équilibre qui s'effectue dans la journée entre mélange vertical, force de Coriolis et gradient de pression est alors rompu. La nuit, les deux dernières forces restent seules en jeux. Ce découplage avec la surface se traduit par une oscillation inertielle du vent autour de son équilibre qui est généralement approché par le vent géostrophique selon Blackadar (1956) et van de Wiel et al. (2010). Après la levée du soleil, le réchauffement de la surface favorise le développement de la couche limite dont l'épaisseur croît progressivement, ramenant vers la surface la quantité de

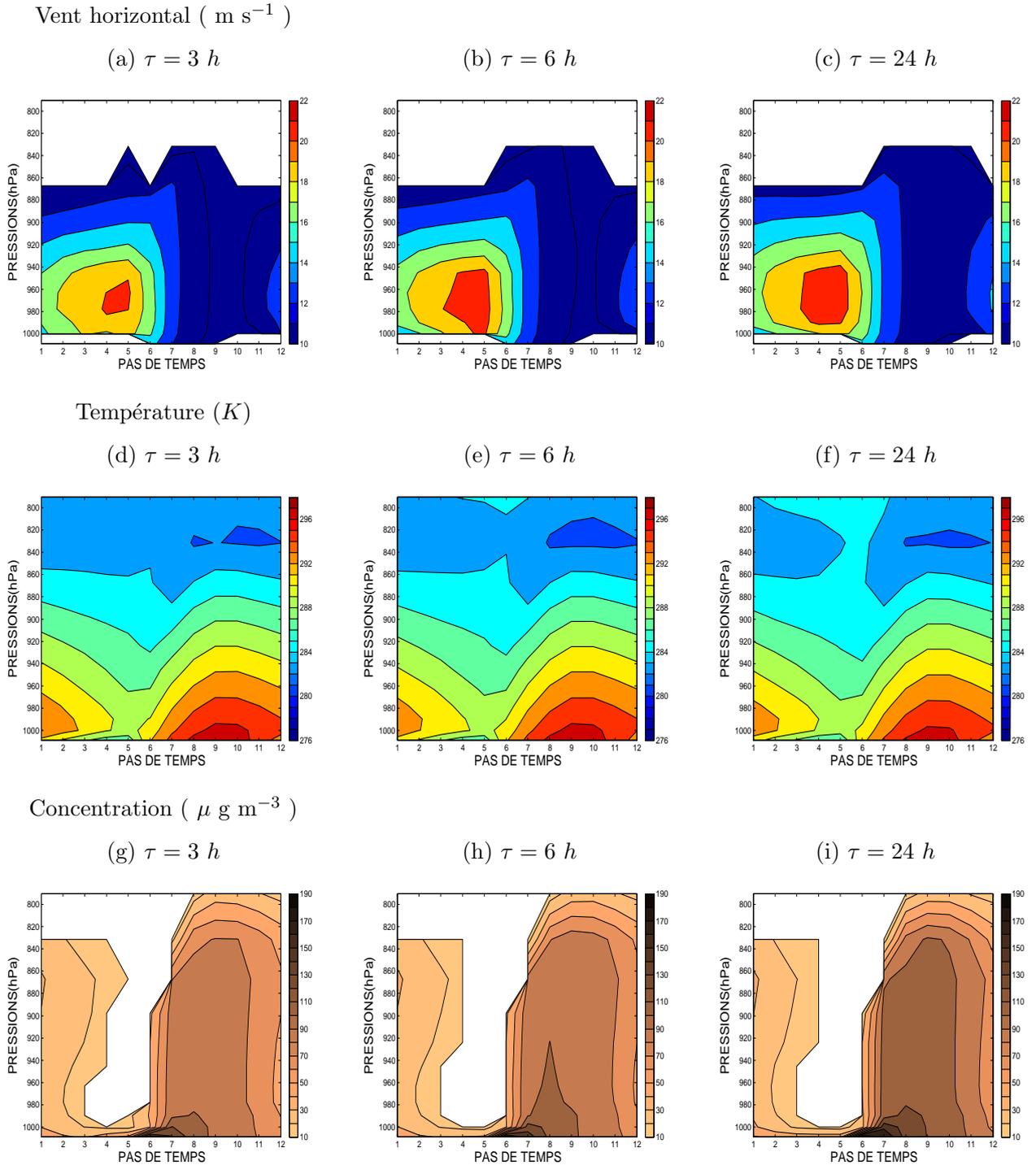


Figure 3.15 – Cycles diurnes moyens sur les journées du 8, 9, 12 et 13 mars 2006 du vent horizontal (a,b,c), de la température de l'air (d,e,f) et de la concentration du bin 3 de poussières (g,h,i) en Mauritanie [21N 9W]. Les simulations NP sont réalisées en prenant une constante de temps $\tau = 3 \text{ h}$, $\tau = 6 \text{ h}$ puis $\tau = 24 \text{ h}$.

MAURITANIE

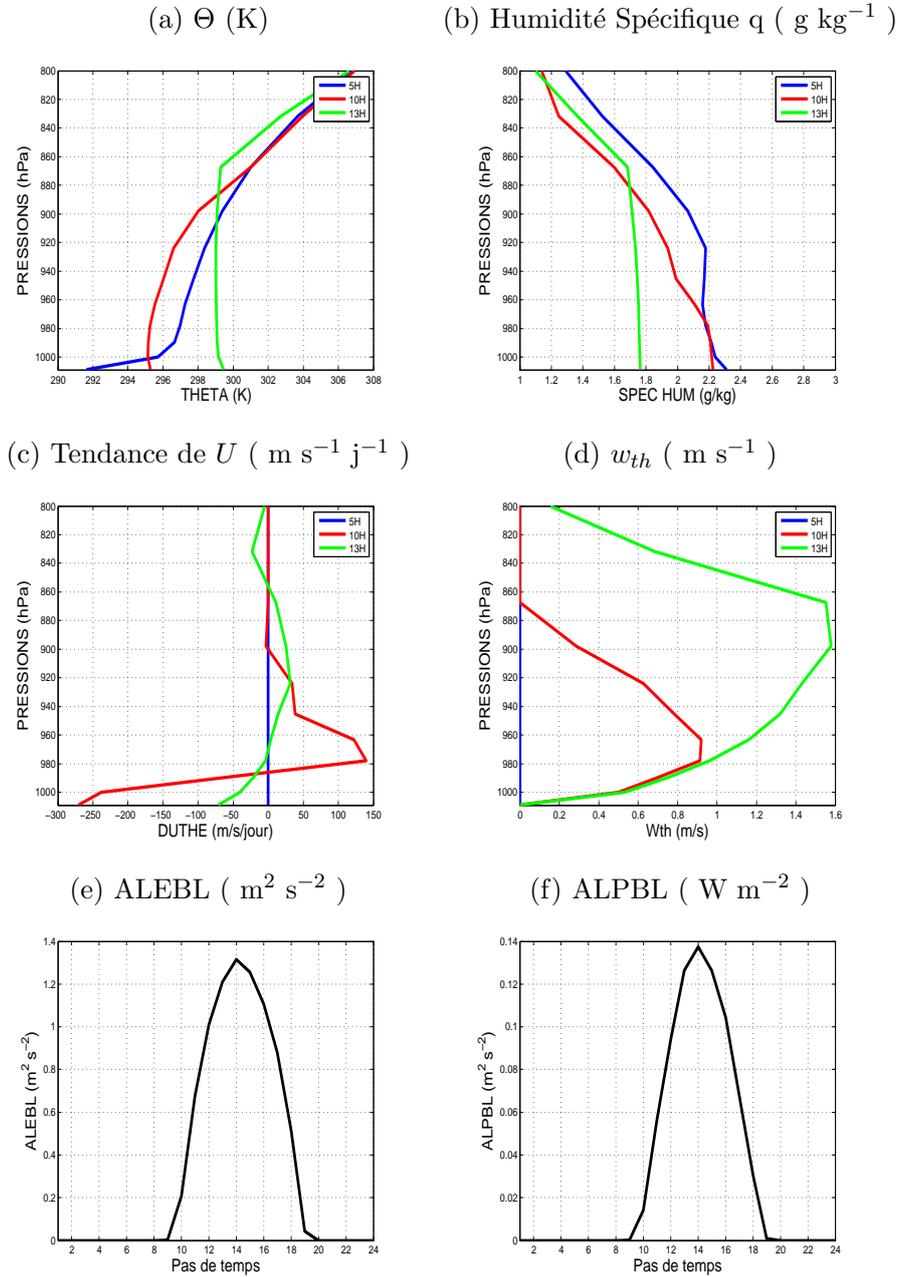


Figure 3.16 – Profils verticaux moyens sur les journées du 7, 8, 11 et 12 mars 2006 à 5H 00 (courbe bleue), à 10H 00 (courbe rouge) et à 13H 00 (courbe verte) : (a) de la température potentielle Θ (K), (b) de l'humidité Spécifique q ($g\ kg^{-1}$), (c) de la tendance du vent zonal U due aux thermiques ($m\ s^{-1}\ j^{-1}$), (d) de la vitesse verticale dans les thermiques w_{th} ($m\ s^{-1}$) et le cycle diurne moyen correspondant (e) de l'énergie de soulèvement ALEBL ($m^2\ s^{-2}$) et (f) de la puissance de soulèvement ALPBL ($W\ m^{-2}$) en Mauritanie [21N 9W]. En (e et f), la graduation horizontale représente les heures de la journée à partir de 0 h jusqu'à 24 h par pas de deux heures.

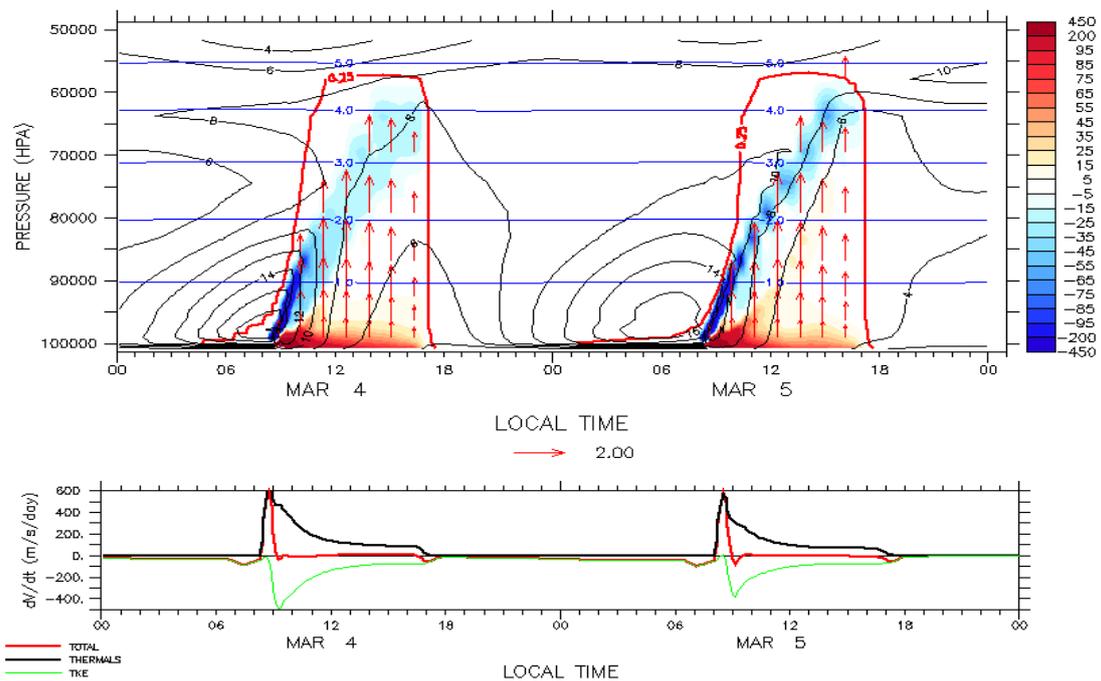


Figure 3.17 – Cycles diurnes de la couche limite au point [13N 0E] pour le 4 et le 5 mars 2006. Sur la figure d'en haut, nous avons le module du vent horizontal (contours noirs, $m s^{-1}$), la tendance du module du vent due au transport vertical par les thermiques ($m s^{-1} j^{-1}$). L'épaisseur de la couche limite qui correspond à la valeur 0,25 du Nombre de Richardson est délimitée par le contour rouge. Les flèches rouges correspondent à la vitesse dans le panache thermique ($m s^{-1}$). Les contours bleus représentent l'altitude (km). Sur la figure d'en bas, nous avons la tendance du module du vent (TOTAL, rouge) donnée à la première couche du modèle (située environ à 30 m au dessus de la surface) et sa décomposition en somme de la contribution des thermiques (THERMALS, noir) et de celle de la diffusion turbulente (TKE, vert).

mouvement présente dans le jet. Ceci crée un pic du vent de surface et des flux d'émissions de poussières entre le matin et midi (Knippertz, 2008; Todd et al., 2008). Ces processus dominent le cycle diurne au printemps. Ils sont également à l'oeuvre en été mais viennent alors se combiner d'autres processus tels que les poches froides et la convection humide, dont les effets sur les émissions seront étudiés dans le chapitre suivant. Cette étude confirme la pertinence de l'utilisation de la représentation de la diffusion turbulente et de la représentation en flux de masse des structures cohérentes de la couche limite convective. Cette dernière approche est proposée pour la première fois par Chatfield and Brost (1987) puis développée dans les travaux de Hourdin et al. (2002). Le cycle diurne du vent de surface est mieux représenté dans la version NP du modèle LMDZ que dans les réanalyses utilisées pour le guidage (voir article) ainsi que probablement dans de nombreux modèles de chimie-transport. L'utilisation d'une constante de temps élevée pour le guidage du modèle est une conséquence pratique importante tirée de cette étude. Pour laisser agir les processus représentés par les paramétrisations turbulentes, on utilise généralement une constante de temps de quelques heures. Mais ceci pose un problème car elle est plus petite que la constante de temps nécessaire pour la création et le contrôle du jet nocturne qui est typiquement celle du cycle diurne du jet. L'utilisation de constantes de temps de guidage dépassant un jour a permis de résoudre ce problème dans l'étude présentée ici.

Chapitre 4

Poches froides et soulèvement de poussières

Dans ce chapitre nous parlerons de l'amélioration du soulèvement des poussières obtenue grâce à la prise en compte des processus d'échelle sous-maille au travers de paramétrisations des poches froides associées aux systèmes convectifs. Un système convectif est constitué de différentes parties que sont les ascendances convectives, les descentes précipitantes, les enclumes dans sa partie supérieure et les poches froides qui apparaissent dans les basses couches (figure 4.1). Le mécanisme à l'origine de ces poches est le suivant. Au cours de leur descente, tout ou partie des précipitations s'évapore. Cette évaporation produit un refroidissement créant ainsi une masse d'air plus dense qui descend et s'étale horizontalement au niveau de la surface. Cette masse d'air est appelée "poche froide" ou courant de densité. La vitesse d'étalement varie entre 5 et 15 m s⁻¹. La hauteur du courant de densité correspond en général à peu près à l'altitude à la base du nuage. La température dans la poche est plus basse que celle de l'environnement typiquement de l'ordre de -2 à -4 K au dessus de l'océan et de -6 à -10 K au dessus du continent. Cette différence de température est fonction de l'humidité relative de l'environnement et de l'intensité convective. L'effondrement des poches se fait avec une accélération qui produit le "front de rafale" du système convectif. Cet air froid des poches soulève l'air se trouvant dans son voisinage, fournissant la puissance nécessaire à la convection pour se maintenir. Ce mécanisme de propagation s'effectue de proche en proche et est reconnu depuis longtemps comme fondamental dans la régénération de la convection (Moncrieff, 1978). En effet, les poches froides permettent de soulever l'air avec suffisamment

de force pour qu'il dépasse l'inhibition (CIN) due à la force de flottabilité dans une atmosphère stable, et déclenche de nouvelles cellules orageuses à l'avant du système convectif.

Ces courants de densité sont responsables des panaches de poussières appelés "Haboob" qui apparaissent en présence des systèmes convectifs organisés durant l'été. Ces événements sont causés par des émissions contrôlées par l'effondrement des poches froides. Ces types d'émissions sont associés aux passages des lignes de grains sur le Sahel (Sutton, 1925). L'étude des "haboobs" sur la partie nord du Sahara a été réalisée par Knippertz et al. (2007) ou encore par Emmel et al. (2010). Elle a également été faite sur la partie sud du Sahara par (Lawson, 1971; Marsham et al., 2008; Knippertz and Todd, 2010). Les "haboobs" apparaissent préférentiellement entre la fin de l'après midi et l'aube à cause du cycle diurne de la convection profonde humide sur le Sahel (Emmel et al., 2010). Du fait d'un manque d'observation lié à la difficulté des satellites à détecter ces systèmes en dessous des nuages convectifs et à la difficulté de distinguer les événements, la question de la contribution des "haboobs" aux émissions totales de poussières est encore aujourd'hui largement débattue.

La modélisation des "haboobs" requiert une représentation réaliste des courants de densités associés (Knippertz et al., 2009; Reinfried et al., 2009). Une telle représentation peut être obtenue dans des modèles à fine échelle avec des résolutions typiques de quelques kilomètres. Des études récentes de Marsham et al. (2011) montrent que la contribution des émissions liées aux "haboobs" et simulée par un même modèle change significativement suivant la résolution spatiale et la représentation de la convection. Par exemple lors de la simulation d'un événement de haboob le 3 juin 2006 au niveau des atlas du Maroc, le modèle utilisant la résolution de 7 km et le schéma de convection de Kain-Fritsch, a du mal à reproduire cet événement. Par contre l'utilisation d'un modèle explicite de convection profonde avec une résolution de 2.8 km améliore nettement la reproduction de cet événement. A l'aide d'un modèle de haute résolution, Heinold et al. (2013) montrent que les poches froides contribuent approximativement à 40% des émissions estivales de poussières sur le Sahel et le Sahara. Dans les modèles de climat globaux avec des mailles de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres, les poches froides ne peuvent pas être représentées explicitement de même que les "haboobs" associés. Cependant, la quantification de la contribution de ces types de panaches aux émissions, au transport et au dépôt des poussières devient une nécessité pour l'amélioration des études de bilan de ces types d'aérosols dans ces régions. L'introduction du modèle des haboobs dans

les modèles globaux est également un enjeu pour l'étude des couplages entre les poussières désertiques et le climat en Afrique de l'Ouest.

Le modèle LMDZ est le premier modèle de climat qui inclut une paramétrisation des courants de densité décrite dans les travaux de Grandpeix and Lafore (2010) et de Grandpeix et al. (2010). L'introduction de cette paramétrisation dans la version LMDZ5B du modèle, nous permettra de tenir compte de ces processus dans le soulèvement estival des poussières dans la région sahélo-saharienne.

Dans ce chapitre, on propose de montrer comment la prise en compte des poches froides permet de modifier les émissions de poussières durant l'été sur le Sahel et le Sahara. Nous montrerons également comment ces processus auront un effet sur les cycles saisonniers de l'épaisseur optique à 550 nm et de la concentration des poussières à la surface. Des énergies disponibles pour le soulèvement sont déjà calculées dans le modèle du thermique décrit par Hourdin et al. (2002) et Rio and Hourdin (2008) et dans le modèle des poches froides. Ces énergies sont associées aux bourrasques de vents qui favorisent les émissions de poussières dans les régions du Sahel et du Sahara. Ce sont ces énergies qui vont être utilisées pour renforcer le vent à 10 mètres et augmenter ainsi sur une base physique l'émission estivale au Sahel.

4.1 Prise en compte des "poches froides"

4.1.1 Représentation dans le modèle

Nous présentons ici, sans entrer dans le détail, le principe de la paramétrisation des poches froides introduite dans le modèle LMDZ par Grandpeix and Lafore (2010) et Grandpeix et al. (2010).

Le modèle des poches froides est basé sur une représentation de populations de courants de densités de formes circulaires et identiques. Chaque maille horizontale du modèle est subdivisée en deux sous-domaines. Un premier domaine (associé à une fraction surfacique σ_w) contient les poches froides et les descentes insaturées qui les alimentent provenant de l'évaporation des précipitations. Le second domaine contient l'air environnemental dont une partie alimente les ascendances saturées (Fig 4.1). Les centres des poches froides sont uniformément distribués dans le domaine avec une densité D_{wk} . Les poches de hauteur h_w sont caractérisées à chaque

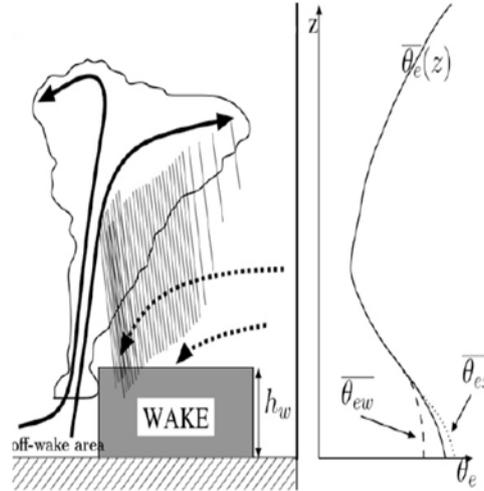


Figure 4.1 – Schéma conceptuel d’un courant de densité (à gauche) et profils idéalisés de températures potentielles équivalentes (à droite) obtenu en prenant la moyenne sur le domaine (trait plein), celui obtenu dans la poche (traits tiretés) et celui obtenu à l’extérieur de la poche froide (traits pointillés). Cette figure est extraite de Grandpeix and Lafore (2010).

niveau du modèle par la différence de température potentielle $\delta\theta$ et d’humidité spécifique δq_v avec l’environnement. Les caractéristiques géométriques des poches froides évoluent sous l’effet de leur étalement, de leur division, de leur décroissance et de leur coalescence. En imposant une densité D_{wk} constante et en supposant que la fraction surfacique σ_w atteint une certaine valeur asymptotique, la division, la décroissance et la coalescence des poches peuvent être représentées simplement. Par exemple si on prend $\sigma_w=0.5$ alors des poches se diluent dans l’environnement (disparaissent) tandis que d’autres se divisent de façon à conserver un σ_w constant.

La vitesse du front de rafale C_* se calcule en supposant qu’une partie de l’énergie potentielle disponible dans le courant de densité (WAKE) est convertie en énergie cinétique ALE (Available Lifting Energy). On a ainsi :

$$C_* = k_* \sqrt{W A P E} \quad (4.1)$$

où k_* représente une efficacité d’étalement.

L'énergie potentielle WAPE est calculée par :

$$WAPE = -g \int_0^{h_w} \frac{\delta\theta_v}{\theta_v} dz \quad (4.2)$$

On définit alors la vitesse d'étalement de la poche froide par l'expression suivante :

$$\partial_t \sigma_w = 2C_* \sqrt{\pi D_{wk} \sigma_w} \quad (4.3)$$

Le schéma de convection utilisé dans le modèle fournit les taux de chauffage et d'assèchement en les séparant dans la colonne saturée et dans la colonne insaturée. Ce processus permet de donner ainsi l'évolution de $\delta\theta$ et δq_v . Dans ce modèle, les poches froides ne se propagent pas de maille en maille.

4.1.2 Prise en compte des poches dans le déclenchement de la convection

Lorsque la convection profonde se déclenche sous l'effet des processus de couche limite, les descentes précipitantes liées à la convection qui sont générées et les poches froides qui leur sont associées vont participer à leur maintien. Elles fournissent une énergie de soulèvement ALE_{WK} définie par :

$$ALE_{WK} = WAPE \quad (4.4)$$

Si l'énergie de soulèvement des poches dépasse celle fournie par la couche limite, elle sera alors à l'origine du maintien de la convection lorsqu'elle est supérieure à l'inhibition convective (CIN). Dans ces conditions, la vitesse de rafale C_* atteint rapidement plusieurs m s^{-1} et cela fait penser que les courants de densité prendront le relais de la couche limite pour entretenir la convection.

D'autre part, si on désigne par L_G la longueur du front de rafale et par \mathcal{A} l'aire de la maille, on détermine la puissance de soulèvement fournie par les courants de densité ALP_{WK} , fonction de C_*^3 par la relation suivante :

$$ALP_{WK} = \frac{k_w}{2} C_*^2 D_{wk} C_* \frac{L_G h_w}{\mathcal{A}} \quad (4.5)$$

où k_w est un paramètre ajustable spécifiant la fraction de la puissance disponible effectivement fournie à la convection.

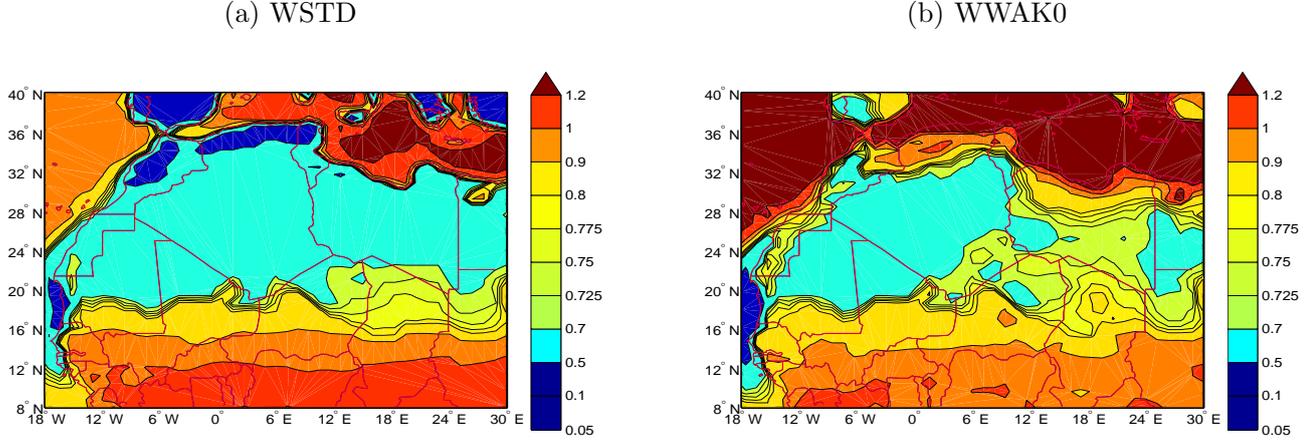


Figure 4.2 – Moyenne DJF sur la période 2005 à 2008 (a) de W^* standard ($m s^{-1}$) et (b) de $\sqrt{2ALE_{BL}}$ ($m s^{-1}$) .

4.1.3 Introduction des poches dans le soulèvement des poussières

Le modèle Chimere-Dust prévoyait déjà de tenir compte du caractère convectif de l’atmosphère au travers d’une échelle de vitesse verticale W^* (Menut et al., 2005). Les figures 4.2-a et b) montrent la moyenne DJF, sur la période de 2005 à 2008, de W^* estimé respectivement par une formule bulk à partir du flux de chaleur sensible à la surface (cf Eq. 2.31) et par la formule $W^* = \sqrt{2ALE_{BL}}$ associé aux thermiques de couche limite. On voit que ces deux grandeurs sont assez proches l’une de l’autre. Ce résultat n’est pas surprenant dans la mesure où le calcul de la vitesse convective par la formule bulk est basé sur une version très proche du calcul de la vitesse verticale dans le panache thermique.

Pour prendre en compte l’effet des bourrasques associés aux poches froides sur le soulèvement des poussières, nous remplaçons le W^* dans la formulation du vent effectif U_{eff} par la relation suivante :

$$W^* = \sqrt{2(ALE_{BL} + \alpha ALE_{WK})} \quad (4.6)$$

où α est un paramètre compris entre 0 et 1. Pour faire ça, il aurait fallu appliquer $W^* = \sqrt{2(ALE_{BL} + \alpha ALE_{WK})}$ sur une fraction α de la maille et $W^* = \sqrt{2ALE_{BL}}$ sur l’autre

fraction $1 - \alpha$. Cette fraction α est un paramètre critique qui permet de diminuer ou augmenter les émissions.

4.2 Impact sur les émissions

Nous allons analyser les simulations avec différentes configurations de la version NP du modèle. La version WSTD qui inclut l'échelle de vitesse verticale convective W^* standard du modèle, la version WWAK0 qui inclut les thermiques de couche limite $W^* = \sqrt{2ALE_{BL}}$, les deux versions WWAK1 et WWAK2 qui incluent la paramétrisation des thermiques de couche limite et des poches froides (Eq 4.6) avec un paramètre α qui vaut respectivement 0.20 et 0.25. Nous commençons par analyser les émissions moyennes en été (juin-juillet-août JJA) sur la période 2005 à 2008 avant de nous intéresser aux facteurs météorologiques intervenant dans ce soulèvement. Nous avons choisi cette période car nous disposons des mesures de concentrations de PM10 à la surface sur quelques stations au Sahel issues des études de Marticorena et al. (2010). Enfin nous aborderons, dans la dernière partie, l'impact des poches froides sur le cycle saisonnier de l'épaisseur optique et de la concentration des poussières à la surface. Les simulations analysées ont été réalisées sur la période 2005 à 2008 avec une constante de temps de $\tau = 48\text{h}$ pour le guidage du vent zonal et méridien.

4.2.1 Les émissions en été

Les émissions moyennes de l'été varient significativement suivant la prise en compte ou non des poches froides dans le soulèvement (Fig 4.3). Les émissions maximales sont de l'ordre de $35 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ sur le centre du Mali avec la simulation WWAK1 (α vaut 0.20) et sont encore plus élevées avec WWAK2 ($\alpha = 0.25$) avec des valeurs maximales supérieures à $35 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ dans les régions allant du sud est de la Mauritanie jusqu'au centre du Niger (Fig 4.3-d). Ces émissions sont très faibles (inférieures à $2 \mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$) dans la même région avec la simulation WSTD (W^* standard du modèle). Les différences entre ces émissions sont expliquées par celles du vent effectif utilisé pour le soulèvement (Fig 4.4-b, c, d et e). Durant l'été, les bourrasques associés à l'échelle de vitesse verticale obtenue par la formule "bulk" et ceux associés aux thermiques de couche limite ont pour effet d'augmenter légèrement le vent de surface moyen sur le Sahara au delà de 21N à l'exception des Atlas du Maroc (Fig 4.4-

b et c, à comparer à a). Les bourrasques de vent associés à ces poches froides durant l'été augmentent très fortement les vents de surfaces sur la bande sahéenne (Fig 4.4-d et e).

4.2.2 La représentation du cycle saisonnier des poussières

Nous étudions ici l'impact des poches froides introduites dans le soulèvement sur le cycle saisonnier de la distribution des poussières en utilisant les mêmes simulations que précédemment. Les données satellitaires combinées de MODIS (utilisées sur l'océan) et MISR (utilisées sur le continent) et les données au sol du photomètre AERONET sont utilisées ici pour la comparaison de nos simulations en terme d'épaisseur optique à 550 nm. Nos simulations de la concentration totale des bin de poussières de tailles inférieures ou égales à 10 μm seront confrontées aux données de PM10 issues des travaux de Marticorena et al. (2010).

Epaisseur optique à 550 nm et concentration à la surface

L'épaisseur optique des aérosols à 550 nm observée et celle due aux poussières désertiques calculée par le modèle avec différentes configurations de la nouvelle physique sont données sur la figure 4.5. Elles sont moyennées sur les mois JJA et sur la période de 2005 à 2008. Les épaisseurs optiques simulées avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective standard (Fig4.5-b) et avec la prise en compte des bourrasques associées aux thermiques de couche limite (Fig4.5- c) sont très proches l'une de l'autre. Ces résultats sont expliqués par des flux d'émissions de poussières correspondants pratiquement identiques sur le Sahara (Fig4.3-a et b). Mais ces AOT simulées sont très sous-estimées par rapport à celles observées partout sur la région ouest africaine avec des valeurs deux fois plus faibles par exemple sur la boîte [20W 10W]x[15N 20N].

Nous avons sur les figures 4.5-d et e) les simulations WWAK1 et WWAK2 de l'AOT avec la prise en compte des wakes dans le soulèvement. Ces deux simulations correspondent respectivement aux valeurs 0.20 et 0.25 du coefficient α introduit dans la formulation de W^* . Ces figures illustrent très clairement la forte augmentation de l'épaisseur optique des aérosols lorsque l'effet des poches froides est pris en compte dans le soulèvement avec des valeurs beaucoup plus proches de celles observées. La version WWAK2 est plus proche des observations sur notre zone d'étude. Celle-ci surestime même l'AOT observée sur la boîte

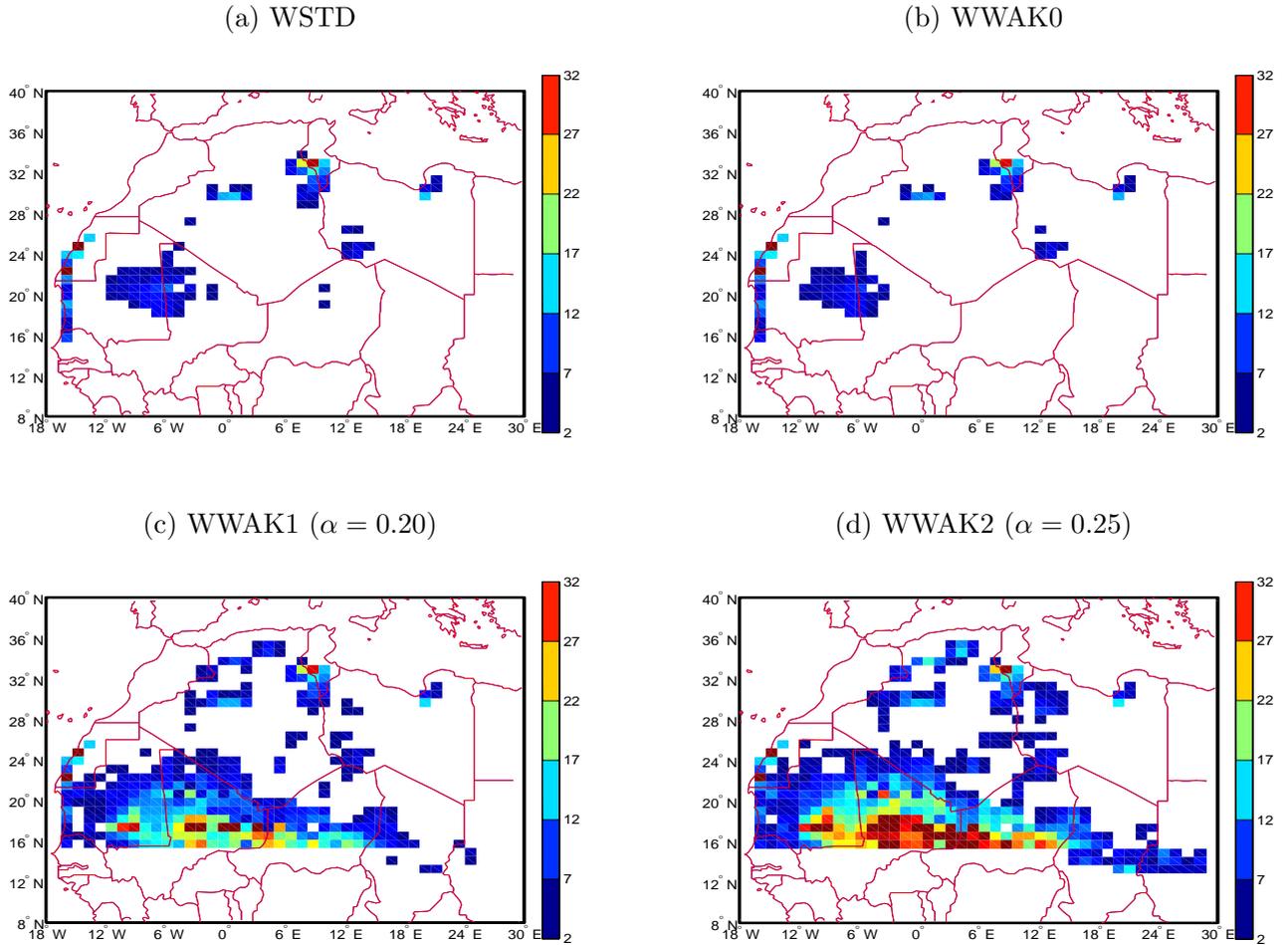


Figure 4.3 – Les moyennes JJA du flux d'émission de poussières ($\mu\text{g m}^{-2}\text{ s}^{-1}$) sur la période 2005 à 2008 issues des simulations de la version NP avec une constante de guidage $\tau = 48\text{H}$. Dans ces simulations, les émissions sont calculées avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective obtenue par la formule "bulk" (a), déduite de la paramétrisation des thermiques (b) et comme en (b) avec la prise en compte du soulèvement par les poches froides avec une valeur de α de 0.20 (c) et 0.25 (d).

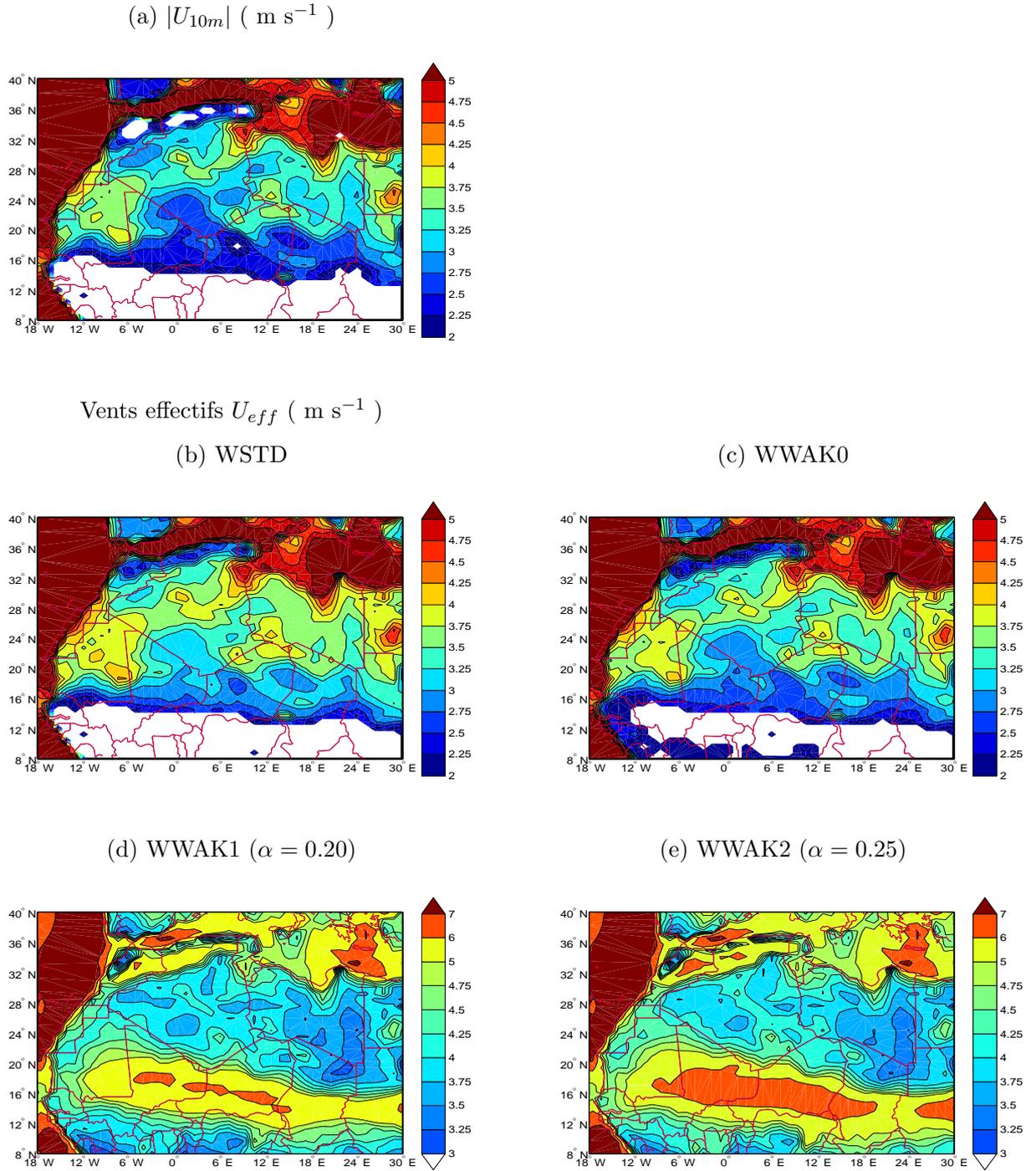


Figure 4.4 – Les moyennes JJA sur la période 2005 à 2008 du vent à 10 mètres (a) et des vents effectifs recalculés (b,c,d,e) issues des simulations de la version NP avec une constante de guidage $\tau = 48H$. Le vent effectif est recalculé avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective standard (b) et sans (c) et avec (d-e) la prise en compte du soulèvement par les poches froides. En (d-e) nous avons augmenté les légendes pour rendre ces deux figures plus lisibles.

[10W 0E]x[15N 20N] mais sous-estime ces observations sur la partie orientale du nord de l’Afrique. La version WWAK1 sous-estime un peu les observations sur la partie occidentale de l’Afrique entre les latitudes 10N et 20N et cette sous-estimation est nettement plus élevée sur la partie orientale du nord de l’Afrique. Les valeurs de l’AOT sur l’océan atlantique entre les latitudes 10N et 20N sont, en moyenne, de l’ordre de 0.5 sur la simulation WWAK2 en accord avec les observations. Par contre elles sont un peu plus faibles, de l’ordre de 0.3, pour la simulation WWAK1 . Ces simulations de l’épaisseur optique reproduisent avec satisfaction les différentes directions de transport des aérosols désertiques connues. L’AOT simulée avec la nouvelle physique est croissante en fonction du coefficient α qui permet d’introduire une fraction des poches froides dans le soulèvement des poussières et cette croissance provient de celle du flux d’émission. La valeur $\alpha = 0.25$ sera retenue dans la suite de ce chapitre puisque la simulation correspondante est celle qui se rapproche le plus des observations en été.

Comparaison aux observations réalisées à Dakar

Nous avons sur la figure 4.6 le cycle saisonnier moyen sur la période 2005 à 2008 à Dakar de l’épaisseur optique à 550 nm (Fig 4.6-a) et de la concentration totale des poussières à la surface (Fig 4.6-b et c). Les AOT à 550 nm observées sont fournies par le photomètre AERONET (points noirs) et par les mesures satellitaires combinées de MODIS et de MISR (points violets). Les simulations de la version NP montrées ici (WSTD , WWAK0 et WWAK2) sont respectivement réalisées en prenant en compte dans le soulèvement la valeur de W^* obtenue par la formule bulk (courbe noire), celle obtenue avec les thermiques de couche limite (courbe verte) et celle obtenue en introduisant les poches froides avec le paramètre $\alpha = 0.25$ (courbe rouge). Les AOT des simulations WSTD et WWAK0 sont très proches l’une de l’autre et sont beaucoup plus faibles que celles observées, surtout en été. Au Printemps, l’AOT atteint son maximum de l’ordre de 0.3 dans les simulations WSTD et WWAK0 mais elle sous-estime les observations dont les valeurs sont entre 0.4 et 0.5. Par contre, dans la simulation WWAK2 , l’épaisseur optique à Dakar atteint son maximum en été avec des valeurs maximales de l’ordre de 0.5, proches des valeurs observées. En hiver, toutes les simulations sous-estiment les observations à Dakar. Cela pourrait s’expliquer par la prédominance des feux de biomasse, non pris en compte dans nos simulations, qui sont émis dans les zones équatoriales puis transportés jusqu’aux latitudes de Dakar.

Nous allons maintenant comparer les concentrations des aérosols près de la surface. Nous disposons d'observations de la concentrations des particules dont le diamètre aéraulique est inférieur à $10 \mu m$ (PM10) que nous comparons à la somme des 9 premiers bin qui constituent l'ensemble des classes dont le diamètre est inférieur ou égale à $10 \mu m$ (Fig 4.6-c). Les simulations WSTD et WWAK0 sont très proches et sous-estiment la concentration des aérosols près de la surface en été. Le cycle saisonnier de la concentration à la surface simulé avec la version WWAK2 se rapproche des observations durant l'été lorsque l'on considère la somme des 8 premiers bins (Fig 4.6-b) mais la sur-estime lorsque l'on rajoute le bin 9. L'ensemble des simulations sous-estime les PM10 observées à Dakar en hiver et ceci s'explique très probablement par la présence des feux de biomasse dans cette région durant cette période de l'année.

Le cycle saisonnier moyen, sur la période 2005 à 2008, des profils verticaux de la concentration totale de poussières (somme des 8 premiers bins) à Dakar pour les versions WWAK0 et WWAK2 sont montrés sur les figures 4.7-a) et b). La concentration est maximale près de la surface durant l'hiver et le printemps dans les deux simulations. Ces valeurs maximales d'environ $150 \mu g m^{-3}$ sont expliquées par l'importance des émissions aux voisinages de Dakar. Les valeurs maximales en été sont par contre très différentes dans les deux versions du modèle, aussi bien en terme de valeur que de distribution verticale. Dans la version WWAK0, l'extension verticale des aérosols est à peine plus élevée en été qu'en hiver, et en été leur concentrations est assez homogène sur la verticale. Dans WWAK2, l'extension et la distribution verticale sont au contraire très différentes selon les saisons. En été, les aérosols s'étendent sur presque toute la hauteur de la tropopause, avec une concentration en altitude plus élevée qu'en surface, contrairement à l'hiver. Ce maximum de concentration en altitude explique le cycle saisonnier très différent de l'AOT et de la concentration près de la surface. Pour mieux expliquer ces résultats, nous allons étudier les tendances physique et dynamique et la circulation à grande échelle aux voisinages de Dakar en été.

Tendances physiques et dynamiques en été

Dans ce paragraphe nous considérons le bin 3 de poussières représentant la gamme de taille la plus significative dans le calcul de l'épaisseur optique. Les tendances physiques moyennes en juillet sur la période 2005 à 2008 du bin 3 sont données en faisant une moyenne sur la boîte [17W 20E]x[13N 25N] (Fig 4.7-c) et sur la station de Dakar (Fig 4.7-d). Les tendances

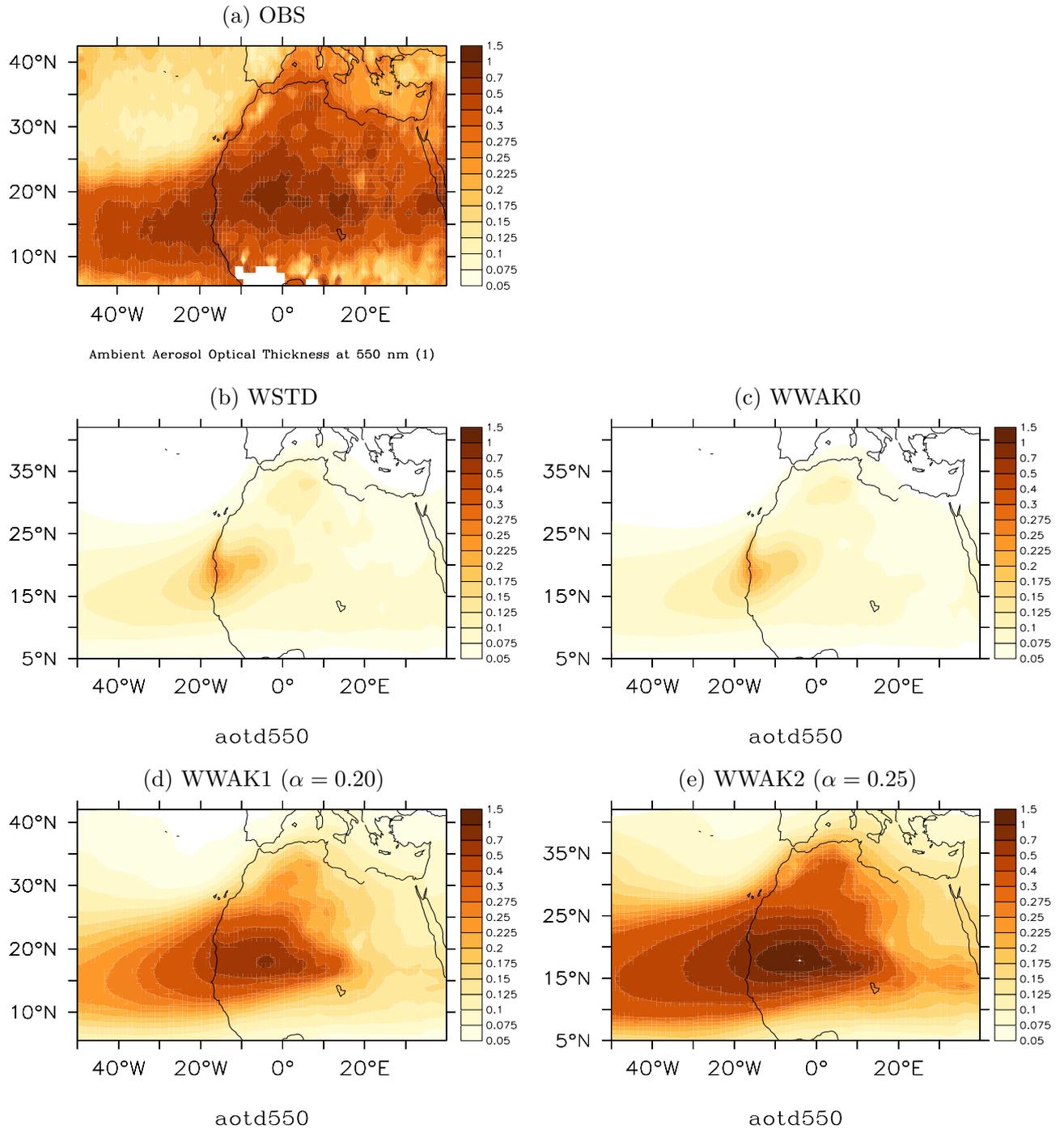
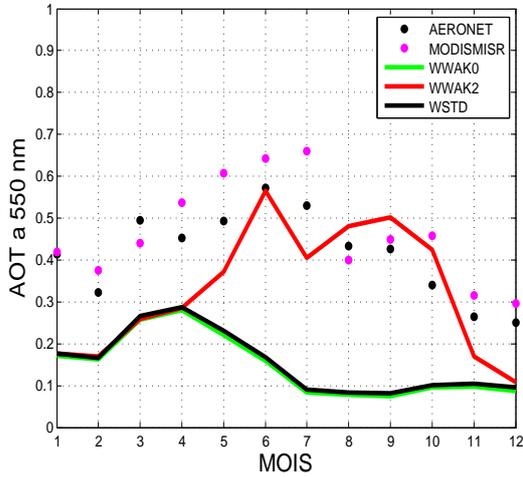


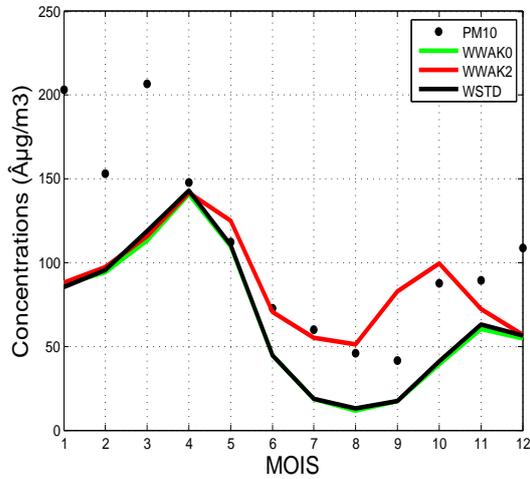
Figure 4.5 – Moyenne JJA de l’AOT à 550 nm sur la période 2005 à 2008. Les observations correspondent à une combinaison des instruments MODIS et MISR (a). Les simulations de la version NP du modèle sont réalisées avec la prise en compte de l’échelle de vitesse verticale convective standard (b) et sans (c) et avec (d-e) la prise en compte du soulèvement par les poches froides.

(a) AOT à 550 nm (Dakar)



Concentration à la surface ($\mu\text{g m}^{-3}$)

(b) $\sum_{j=1}^8 Bin_j$



(c) $\sum_{j=1}^9 Bin_j$

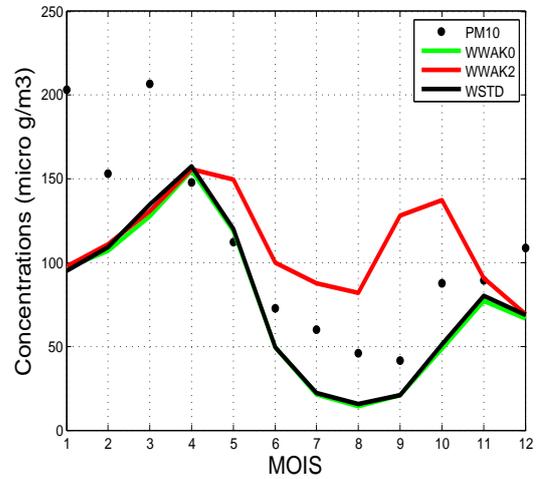


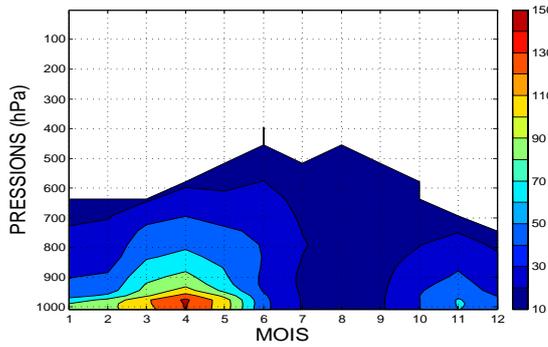
Figure 4.6 – Cycle saisonnier moyen sur la période 2005 à 2008 à Dakar de l’AOT à 550 nm (a). Les points représentent les observations issues des mesures combinées de MODIS-MISR (violet) et du photomètre AERONET (noir), les autres graphiques montrent le cycle saisonnier de la concentration des aérosols à la surface ($\mu\text{g m}^{-3}$) calculée comme la somme des 8 (b) et 9 (c) premiers bin de poussières. Les points noirs représentent les mesures de PM10. Les courbes lisses sont les simulations de la version NP du modèle sans (verte) et avec (rouge) la prise en compte du soulèvement par les poches froides + la simulation avec la prise en compte de l’échelle de vitesse verticale convective standard (noire).

montrées (en $\mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) sont celles dues à la convection (courbe verte), la couche limite (courbe rouge), le lessivage (courbe bleue) et à l'ensemble de ces processus physique (courbe noire). Ces résultats montrent que la tendance physique produit est positive et donc apporte de la poussière sur toute la colonne si l'on considère sa moyenne sur la boîte [17W 20E]x[13N 25N]. A Dakar, cet apport est observé seulement entre la surface et 850 hPa puis aux environs de 500 hPa.

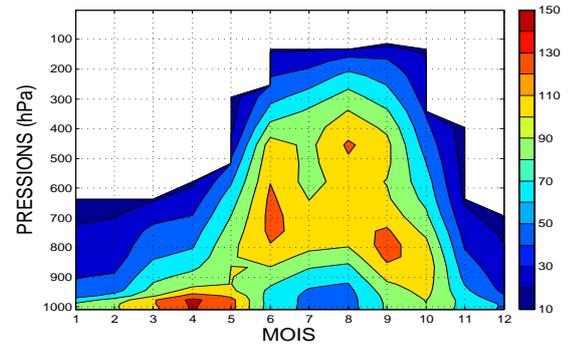
Les tendances physique et dynamique du bin 3 sont montrées sur les figures 4.8 et 4.9 en faisant respectivement une moyenne zonale sur [10W 10E] et une moyenne méridionale sur [10N 25N] en Août 2006. Nous avons les tendances ($\mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) associées à la dynamique ([a]), à la convection ([b]), à la couche limite ([c]) et au lessivage à grande échelle ([d]). La direction et la vitesse (m s^{-1}) du vent horizontal sont représentées par les flèches sur la figure [a]. Les deux sources apparentes de chaleur Q_1 (K jour^{-1}) montrées ici correspondent à la contribution des processus de convection et de la couche limite au chauffage de l'atmosphère. Elles sont respectivement tracées en contour sur les figures [b] et [c]. La concentration du bin 3 (g kg^{-1}) est représentée par les contours sur la figure [d]. Les valeurs positives de la tendance dynamique du bin 3 traduisent un apport de la poussière en bas de la couche limite entre 20N et 25N puis entre les niveaux de pression 900 et 200 hPa entre les latitudes 10N et 15N (Fig 4.8-a). On observe un module du vent horizontal avec des vitesses de plus en plus fortes qui se dirigent vers les zones de maximum de tendance dynamique en altitude. Dans les zones où les valeurs de cette tendance dynamique sont négatives, l'apport de la poussière se fait par des processus physiques. On voit que les poussières apportées entre les latitudes 15N et 25N et entre les niveaux de pression 700 et 150 hPa sous l'effet de la convection (Fig 4.8-b) proviennent des basses couches entre la surface et 750 hPa sur le Sahel. Ces poussières sont présentes dans cette zone où elles sont émises à la surface puis mélangées dans la couche limite par le transport turbulent comme on peut le constater sur la figure 4.8-c) avec une tendance maximale dépassant les $100 \mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$. Entre la surface et 900 hPa, les thermiques réchauffent l'atmosphère avec des valeurs de Q_1 entre 10 et 5 K jour^{-1} dans les régions situées entre les latitudes 0 et 15N où les poussières sont moins concentrées. Pour les mêmes latitudes, le chauffage de l'atmosphère lié à la convection est présent à partir de 950 hPa jusqu'à la haute troposphère avec des valeurs de Q_1 allant de 1 à 3 K jour^{-1} . Entre les latitudes 15N et 35N où les poussières sont plus concentrées, le réchauffement dans la couche limite est dû

Concentrations ($\mu\text{g m}^{-3}$) à Dakar

(a) WWAK0

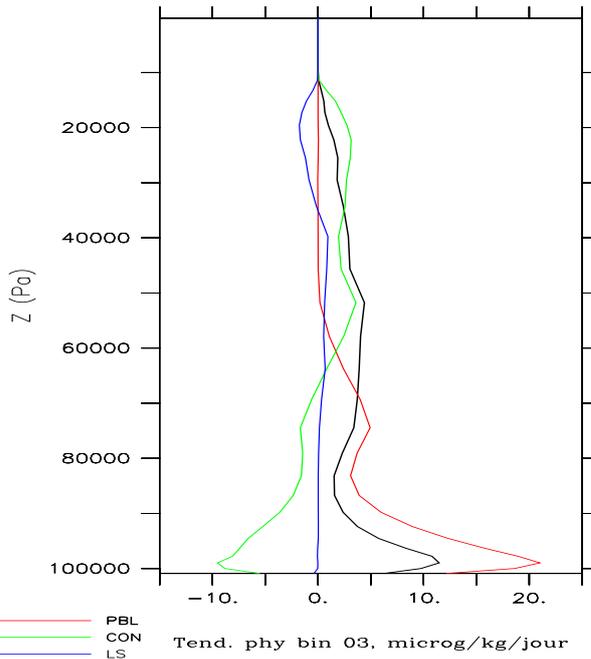


(b) WWAK2



Tendances ($\mu\text{g kg}^{-1}\text{ jour}^{-1}$) avec WWAK2

(c) [17W 20E]x[13N 25N]



(d) Dakar

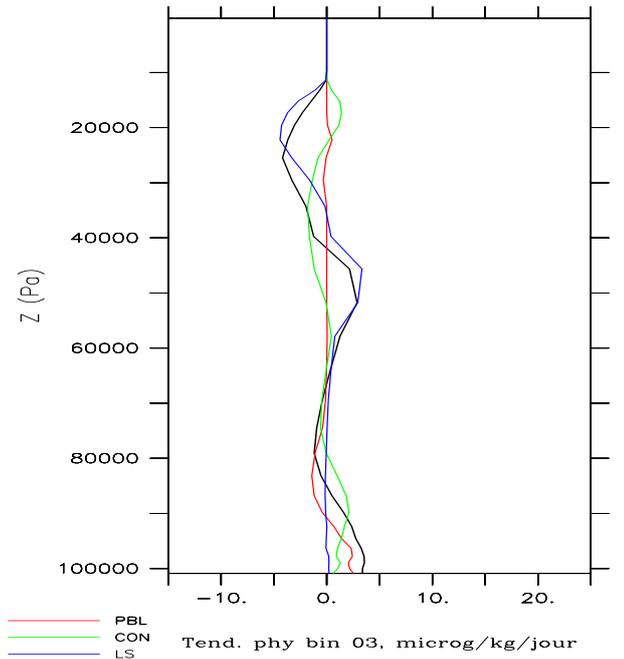


Figure 4.7 – (a-b) Cycle saisonnier moyen du profil vertical de poussières ($\mu\text{g m}^{-3}$) au dessus de Dakar simulé par les modèles sans (a) et avec (b) la prise en compte du soulèvement par les poches froides. Les tendances ($\mu\text{g kg}^{-1}\text{ jour}^{-1}$) de l'évolution des poussières dues à la convection (courbe verte), à la couche limite (courbe rouge), au lessivage (courbe bleue) et la tendance totale (courbe noire), en juillet, en moyenne sur la boîte [17W 20E]x[13N 25N] (c) ou au dessus de Dakar (d) simulées par avec la prise en compte du soulèvement par les poches froides.

essentiellement aux processus de couche limite. La source de chaleur correspondante Q_1 est de l'ordre de 1 à 5 K jour⁻¹. Au dessus de la couche limite on observe un réchauffement de l'atmosphère sous l'effet de la convection. Le processus de lessivage à grande échelle élimine les poussières de concentrations d'environ 10 à 40 g kg⁻¹ apportées par la convection et la dynamique aux niveaux de pression entre 350 et 150 hPa. Des concentrations importantes de poussières d'environ 40 g kg⁻¹ lessivées sont réévaporées aux voisinages de 500 hPa sur le Sahel.

Considérons maintenant une coupe longitude-pression montrant la moyenne méridienne entre les latitudes 10N et 25N couvrant le Sahel et une partie du Sahara. Après l'émission des aérosols désertiques dans ces régions, les processus de couche limite distribuent les poussières au sein de cette couche au dessus du continent où des concentrations maximales d'environ 45 g kg⁻¹ sont rencontrées à la surface (Fig 4.9-c). La tendance de la couche limite dépasse les 100 μ g kg⁻¹ jour⁻¹ entre la surface et 900 hPa au dessus du continent. La source de chaleur associée Q_1 varie entre 1 et 5 K jour⁻¹. On identifie cependant que la tendance de la couche limite est relativement faible au dessus de l'océan même si la convection semble importante entre 950 et 900 hPa. Ces poussières, initialement présentes au dessus du continent entre 750 et 150 hPa, sont apportées en majorité par la convection (Fig 4.9-b) qui a tendance à réchauffer l'atmosphère avec des valeurs de Q_1 entre 1 et 3 K jour⁻¹. Une partie de ces poussières aux environs de 500 hPa provient de la réévaporation des précipitations lorsque le lessivage à grande échelle élimine les poussières depuis la haute troposphère (Fig 4.9-d). On peut noter un apport de poussières par la dynamique à partir de 900 hPa jusqu'à la haute troposphère au dessus de l'océan (Fig 4.9-a). Le vent se dirige vers l'océan. Les valeurs maximales d'environ 5 μ g kg⁻¹ jour⁻¹ de la tendance dynamique sont atteintes sur la bande [25W 15W] entre les niveaux de pression 400 à 200 hPa.

Tendances physique et dynamique en hiver

Nous analysons ici la même simulation que précédemment mais pour le mois de Février 2007. La moyenne zonale sur le continent ([10W 10E]) et la moyenne méridionale sur une bande couvrant le Sahel et une partie du Sahara ([10N 25N]) des tendances physique et dynamique sont respectivement montrées sur les figures 4.10 et 4.11. Contrairement à ce qui se passe en été, la convection et le lessivage grande échelle ont très peu d'effet sur le

CHAPITRE 4. POCHES FROIDES ET SOULÈVEMENT DE POUSSIÈRES

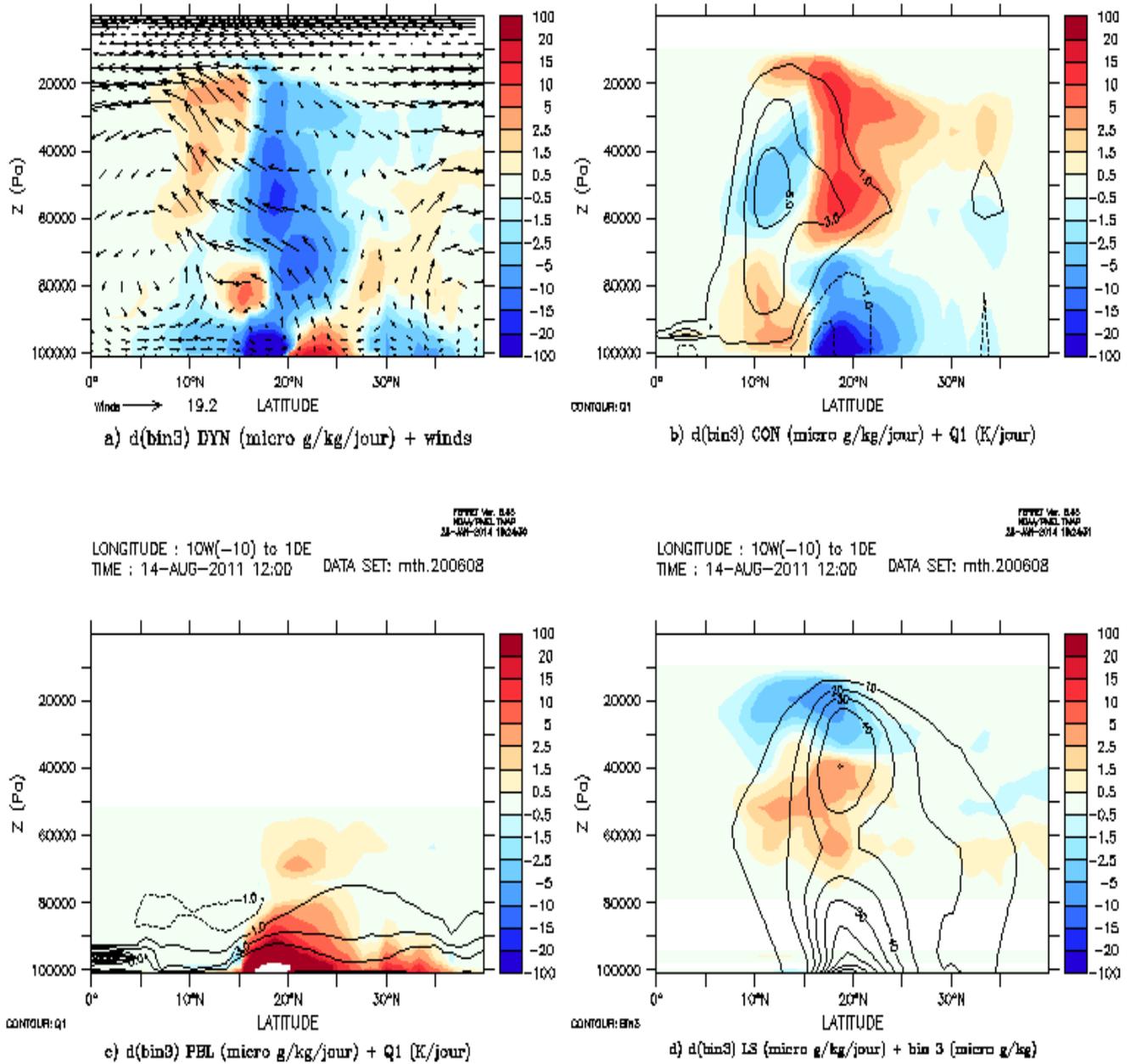


Figure 4.8 – Moyennes zonales sur les longitudes $[10W\ 10E]$ pour le mois d'Août 2006 pour la simulation WWAK2. En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu\text{g kg}^{-1}\text{ jour}^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent (m s^{-1}). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration (g kg^{-1}) du bin 3 (en contours).

CHAPITRE 4. POCHES FROIDES ET SOULÈVEMENT DE POUSSIÈRES

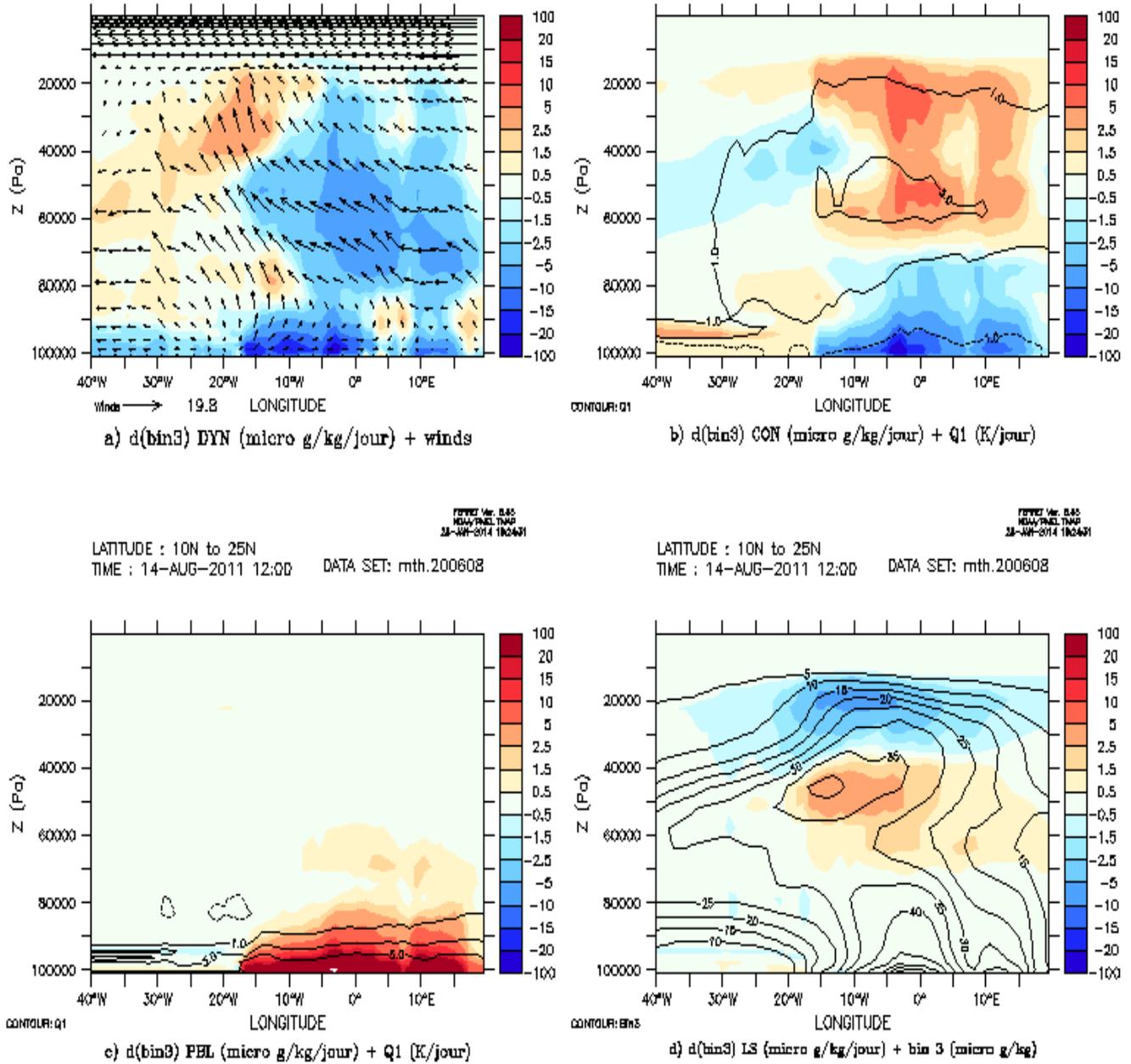


Figure 4.9 – Moyennes méridionales sur les latitudes [10N 25N] pour le mois d’Août 2006 pour la simulation WWAK2. En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent ($m s^{-1}$). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur $Q1$ ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur $Q1$ ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration ($g kg^{-1}$) du bin 3 (en contours).

CHAPITRE 4. POCHES FROIDES ET SOULÈVEMENT DE POUSSIÈRES

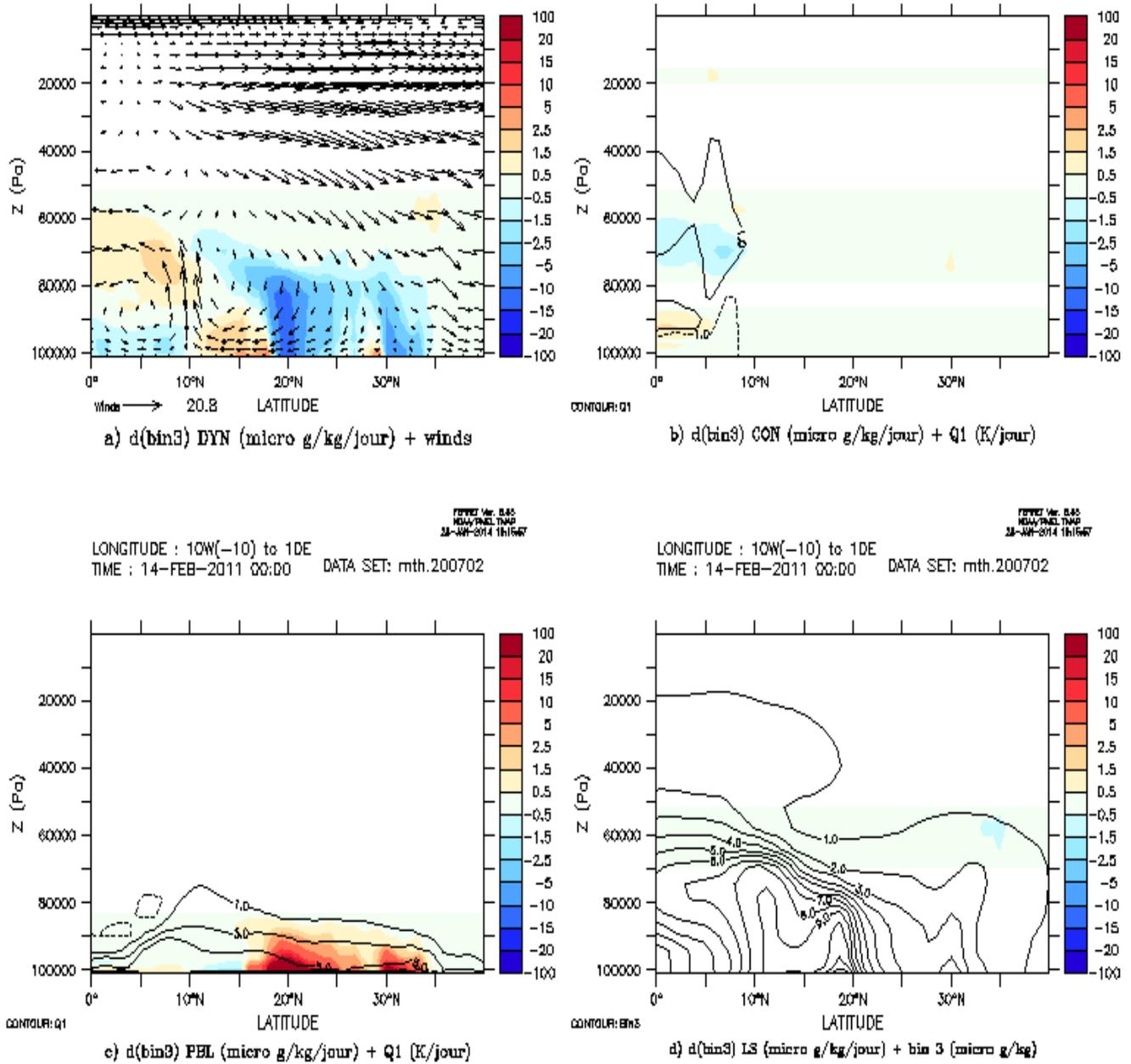


Figure 4.10 – Moyennes zonales sur les longitudes [10W 10E] pour le mois de Février 2007 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent (m s^{-1}). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à droite : tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration (g kg^{-1}) du bin 3 (en contours).

CHAPITRE 4. POCHES FROIDES ET SOULÈVEMENT DE POUSSIÈRES

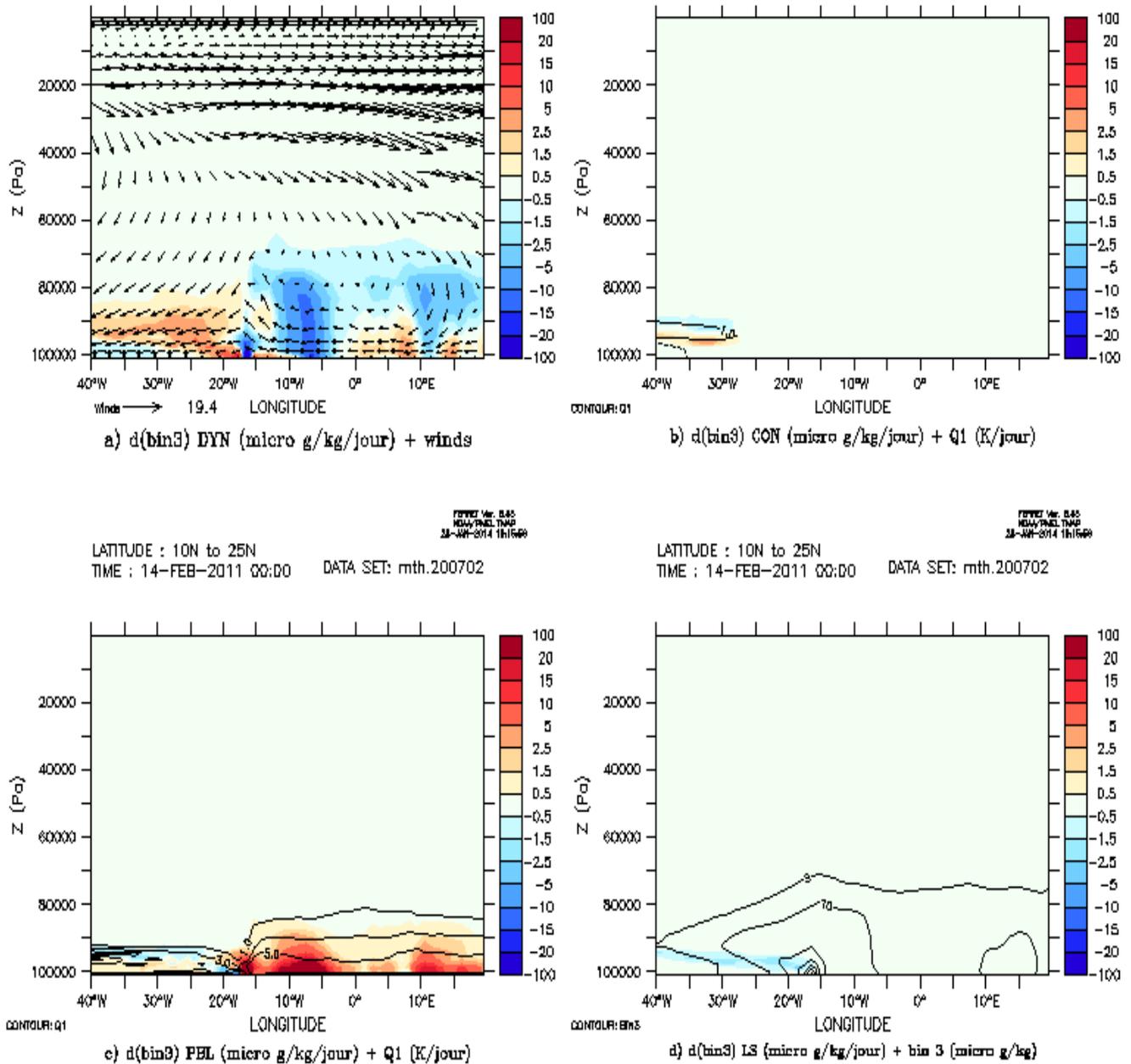


Figure 4.11 – Moyennes méridionales sur les latitudes [10N 25N] pour le mois de Février 2007 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent (m s^{-1}). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur $Q1$ (K jour^{-1}) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration (g kg^{-1}) du bin 3 (en contours).

transport des poussières. La tendance de la convection est relativement faible sur toute la colonne atmosphérique entre les latitudes 10N et 35N couvrant le Sahel et le Sahara (Fig 4.10-b). On peut cependant identifier des valeurs positives de cette tendance d'environ $2.5 \mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ à 925 hPa et des valeurs négatives d'ordre $-2.5 \mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ entre 750 et 600 hPa sur la bande [0 10N]. La tendance du lessivage à grande échelle est très faible (Fig 4.10-d). Ainsi, le transport de poussières est principalement contrôlé par la couche limite et la dynamique grande échelle. La tendance de couche limite est la plus élevée entre les latitudes 17N et 35N en bas de la couche limite. Les valeurs maximales sont de l'ordre de $100 \mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ et la source de chaleur Q_1 associée à ces processus de couche limite varie entre 1 et 5 K jour^{-1} (Fig 4.10-c).

On observe des vents de vitesses élevées dans la haute troposphère et qui se dirigent vers la surface entre les latitudes 20N et 30N. Le vent change de direction et se dirige vers le haut entre les latitudes 5N et 15N avec des vitesses plus fortes entre 900 et 750 hPa. Ces vents transportent de la poussière soulevée par la couche limite, comme l'illustrent les valeurs négatives de la tendance dynamique vers 20N, puis positives plus au sud. Les valeurs maximales de la tendance dynamique sont entre 1.5 et 5 $\mu \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ à partir de la surface jusqu'à 900 hPa sur la bande [10N 18N] (Fig 4.10-a).

Les simulations présentées montrent une importante variation saisonnière des tendances physique et dynamique. En été on observe de la poussière distribuée jusqu'à la haute troposphère lorsque la convection est active sur le Sahel. Ces aérosols sont confinés près de la surface en hiver où l'on observe une subsidence d'air depuis la haute troposphère vers la surface dans ces régions.

Distribution verticale de la concentration

Nous considérons toujours la simulation WWAK2 pour étudier le profil vertical de la concentration totale de poussières en été en Afrique de l'Ouest.

La moyenne mensuelle de la concentration totale de poussières suivant différents niveaux de pression est montrée sur la figure 4.12. Cette concentration est obtenue en faisant la somme de tous les bins de poussières qui sont au nombre de 12. Les flèches représentent ici le module du vent horizontal (m s^{-1}). A 925 hPa, les poussières sont très concentrées près des zones sources (Fig 4.12-a). On retrouve des concentrations maximales dépassant les $1200 \mu \text{ g m}^{-3}$ au

centre du Mali. Le transport vers l'océan atlantique commence à se développer avec un petit panache qui apparaît tout au long de la côte mauritanienne. Mais ces poussières n'arrivent pas sur Dakar où l'on observe de très faibles concentrations d'environ $140 \mu \text{g m}^{-3}$. On voit en fait dans les basses couches l'entrée du flux de mousson sur le continent qui apporte de l'air océanique clair sur Dakar. Plus haut dans l'atmosphère, le transport se développe de plus en plus vers l'océan avec un panache de poussières atteignant la longitude 40W à 650 hPa (Fig 4.12-b). A ce niveau, les concentrations sont de l'ordre de $400 \mu \text{g m}^{-3}$ à Dakar. On observe un déplacement de la zone de maximum de concentration vers le sud de la Mauritanie où l'on obtient des valeurs maximales pouvant atteindre $1200 \mu \text{g m}^{-3}$. La circulation à 650 hPa est caractérisée par des vents d'Est sur la bande sahéenne assurant le transport des poussières au dessus de l'océan atlantique. A 500 hPa, la concentration diminue légèrement (Fig 4.12-c) mais la position du panache reste la même par rapport au niveaux de pression 650 hPa. Les valeurs maximales de concentrations sont passées à environ $800 \mu \text{g m}^{-3}$ au sud de la Mauritanie. Elles sont de l'ordre de $200 \mu \text{g m}^{-3}$ à Dakar. On note également que la réévaporation des pluies à 500 hPa au Sahel libère une partie des poussières éliminées par le processus de lessivage à grande échelle depuis la haute troposphère. Ce processus va alors augmenter la concentration des poussières déjà présentes à ce niveau de pression. Les vents d'Est sont toujours présents sur le Sahel à 500 hPa. Dans la haute troposphère, les poussières ne sont visibles qu'à partir du sud de la Mauritanie jusqu'au centre du Mali avec des valeurs maximales de concentration d'environ $400 \mu \text{g m}^{-3}$ à 200 hPa (Fig 4.12-d). Partout ailleurs, les concentrations sont très faibles et on trouve des valeurs de l'ordre de $10 \mu \text{g m}^{-3}$ à Dakar.

On voit donc que la distribution verticale des poussières est très variable sur l'Afrique de l'Ouest durant l'été. Pour mieux expliquer ces différences on se propose d'étudier la distribution verticale de la vitesse verticale.

La moyenne mensuelle de la vitesse verticale (Pa s^{-1}) en juillet 2006 suivant différents niveaux de pression est montrée sur la figure 4.13. Près de la surface, on observe une ascendance de l'air tout au long de la bande sahéenne sur le continent caractérisée par des vitesses verticales allant de $-0,05$ à $-0,2 \text{ Pa s}^{-1}$ à 925 hPa (Fig 4.13-a). Cet ascendance se fait sous l'effet de la convection déjà active sur le Sahel en été. Par contre on observe une subsidence d'air sur le Sahara à l'exception de la zone allant du nord de la Mauritanie jusqu'au sud de l'Algérie où la vitesse verticale est en moyenne de l'ordre de $-0,1 \text{ Pa s}^{-1}$. On peut remar-

quer aussi la présence du Front Inter Tropical (FIT) au voisinage de 20N. A 800 hPa, les ascendances sur le Sahel et sur l'ouest du Sahara s'intensifient avec une valeur moyenne de la vitesse verticale sur la région de l'ordre $-0,2 \text{ Pa s}^{-1}$ (Fig 4.13-b). De même les subsidences sur la majeure partie du Sahara s'intensifient et sont caractérisées par une vitesse verticale moyenne de $0,1 \text{ Pa s}^{-1}$. Le FIT encore présent à 800 hPa, commence à disparaître à 650 hPa où on observe une alternance d'ascendances et de subsidences d'air tout au long du Sahel (Fig 4.13-c). A partir du niveau de pression 500 hPa, on assiste à une disparition du FIT dans le Sahel caractérisée par une faible subsidence avec une vitesse verticale moyenne d'environ $0,05 \text{ Pa s}^{-1}$ (Fig 4.13-d). Les ascendances d'air ont lieu de part et d'autre de la latitude 10N traversant le continent africain mais aussi au niveau des Atlas du Maroc. On aperçoit à ce niveau la présence de la ZCIT qui disparaît progressivement à 300 hPa (Fig 4.13-e) puis à 200 hPa (Fig 4.13-f) accompagnée de faibles ascendances. A 200 hPa, la subsidence de l'air s'effectue sur toute la région sahélo-saharienne. Ce phénomène empêche la montée des poussières au delà de 200 hPa comme nous pouvons le remarquer sur la figure 4.7-b).

Ces résultats montrent que la distribution verticale des poussières dans l'atmosphère est contrôlée en gros par la vitesse verticale caractérisant ainsi les ascendances d'air par la convection au Sahel et les subsidences sur le Sahara dans la basse et moyenne troposphère.

4.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons profité de l'inclusion d'une paramétrisation physique des "poches froides" dans le modèle LMDZ par Grandpeix and Lafore (2010) et Grandpeix et al. (2010) pour améliorer la représentation du soulèvement des poussières. Nous avons proposé une formulation qui prend en compte le soulèvement des poussières par les "poches froides" en introduisant une échelle de vitesse verticale W^* qui dépend de l'énergie de soulèvement multipliée par un paramètre α compris entre 0 et 1. Ce paramètre permet de considérer qu'une fraction seulement de la maille est affectée par les bourrasques présentes aux frontières des "poches froides". Des simulations de sensibilité ont été réalisées pour différentes valeurs de α . Elles nous ont permis de choisir de façon empirique la valeur $\alpha = 0.25$ qui permet de renforcer les émissions en été et d'obtenir des cycles saisonniers de l'épaisseur optique à 550 nm et de la concentration à la surface proche de ceux observés.

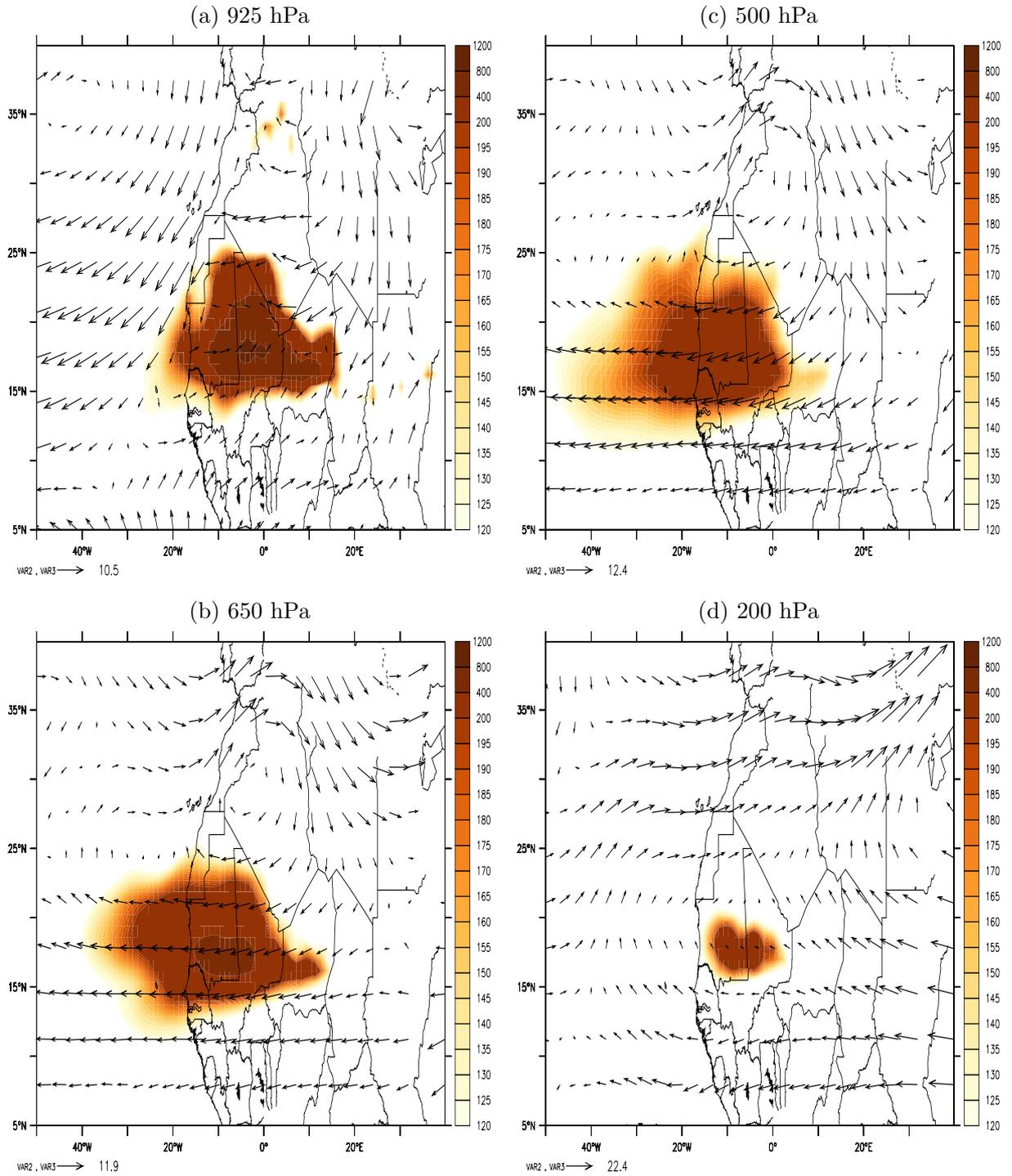


Figure 4.12 – Moyennes mensuelles de la concentration totale de poussières ($\mu\text{g m}^{-3}$) donnée en différents niveaux de pression : cas de juillet 2006. Les flèches représentent le module et la direction du vent horizontal.

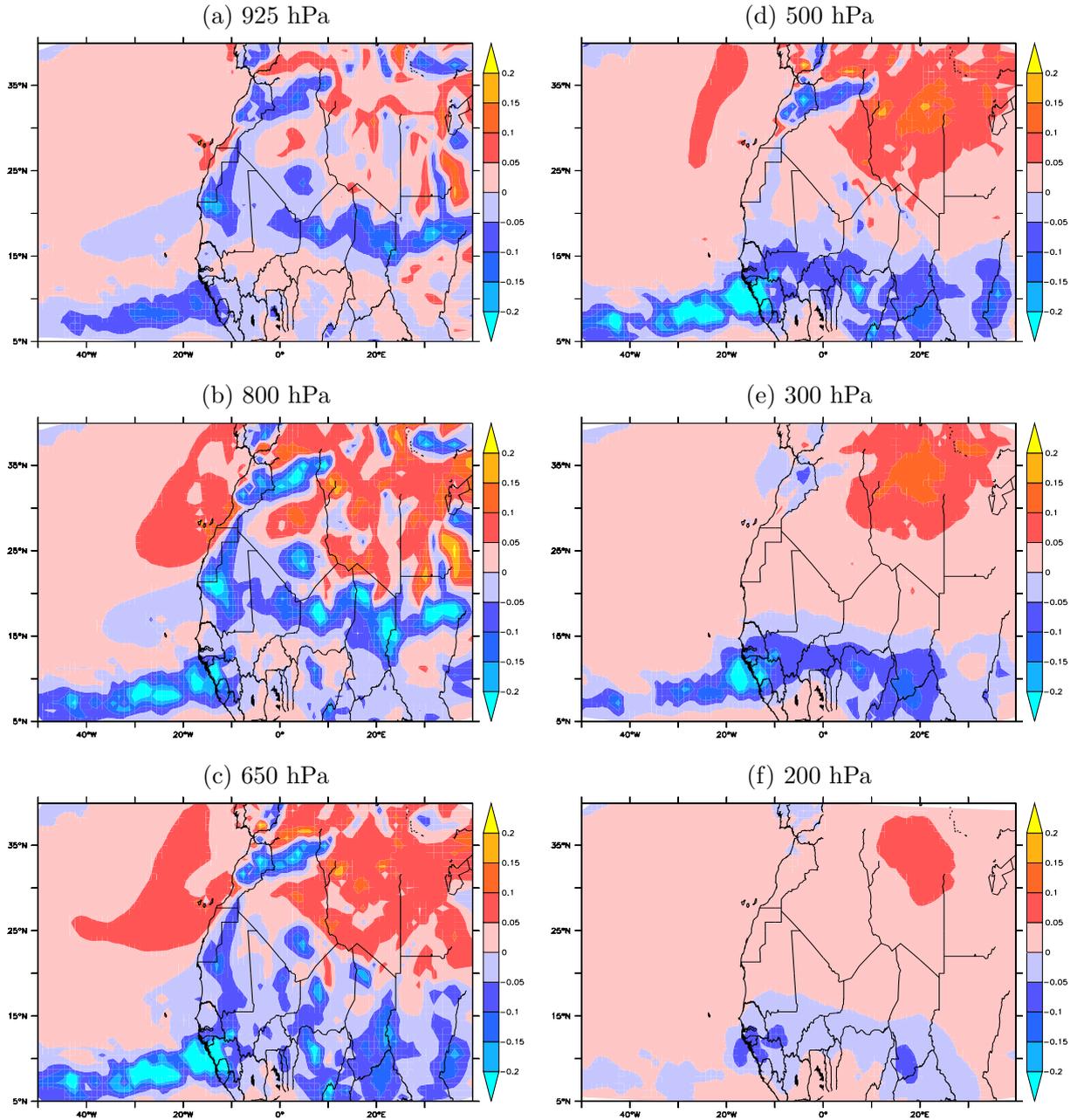


Figure 4.13 – Moyennes mensuelles de la vitesse verticale ($Pa s^{-1}$) données en différents niveaux de pression pour le mois de juillet 2006. Les valeurs positives de cette vitesse correspondent aux subsidences d'air et les valeurs négatives correspondent aux ascendances.

Chapitre 5

Conclusions et Perspectives

5.1 Conclusion

Dans cette thèse, nous contribuons à l'amélioration de nos connaissances sur le cycle des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest et du Nord. Une stratégie pour l'étude et la modélisation de ce cycle dans le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ a été développé. Le module d'émission de poussières désertiques adapté en Afrique de l'Ouest du modèle de chimie transport CHIMERE a été branché dans ce modèle qui, à son tour, assure le transport, l'advection à grande échelle et le dépôt de ces aérosols. Pour prendre en compte les caractéristiques du sol dans le soulèvement des poussières, la base de données fournie par le LISA a été utilisée dans le modèle.

L'amélioration de la prise en compte des états de surface a permis d'évaluer le modèle LMDZ-DUST sur un cas idéalisé. Ce modèle a la capacité de simuler correctement l'intensité des émissions de poussières mais aussi leurs positions géographiques quand on le compare au modèle CHIMERE.

Deux mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique sahélo-saharienne ont été pris en compte dans ce travail de thèse. Le premier est lié aux jets de basse couche (LLJs) dont leur effet sur le soulèvement est important en période de saison sèche. Le second est lié aux courants de densité ou "poches froides" qui se manifestent lorsque les systèmes convectifs se propagent sur la bande sahéenne en été. Ces deux mécanismes ont un impact important sur le vent de surface auquel les émissions de poussières dépendent très non linéairement.

Durant la saison sèche, l'amélioration du soulèvement des poussières par la prise en compte

d'une meilleure représentation des processus de couche limite est l'un des principaux acquis de cette thèse. En effet, l'amélioration de la représentation de la couche limite porte sur l'évolution des premières paramétrisations en diffusions turbulentes et des modèles en couche mélangée en des paramétrisations dans lesquelles la diffusion turbulente et les schémas en flux de masse co-existent (Hourdin et al., 2002; Rio and Hourdin, 2008). Ce modèle appelé "modèle du thermique" permet de représenter au mieux toutes les échelles de la turbulence présentes dans la couche limite. La bonne représentation du transport vertical de la quantité de mouvement horizontale par les processus turbulents et convectifs permet d'améliorer le cycle diurne du vent de surface qui est le facteur important contrôlant le cycle diurne des émissions de poussières.

La prise en compte, dans le soulèvement des poussières, de l'amélioration de la représentation du jet nocturne semble être en accord avec les résultats de l'étude faite par observation (Schepanski et al., 2009) et récemment par la modélisation (Knippertz, 2008; Todd et al., 2008) qui ont montré que les émissions d'aérosols sur les régions sahélo-sahariennes de l'Afrique sont associées à des événements de forts vents de surface à petites échelles plutôt qu'à une augmentation du vent de surface moyen. Ces résultats montrent également que les maximum d'émission de poussières et du vent de surface sont en phase et sont atteints à 10h. Ce modèle nous permet d'avoir une meilleure représentation du mélange vertical des poussières par les processus de couche limite. En ce qui concerne l'épaisseur optique des poussières à 550 nm, cette version du modèle LMDZ sous-estime largement les observations avec des valeurs au moins 3 fois plus petites sur le Sahel. Le cycle saisonnier de l'épaisseur optique à M'bour (14N, 17W) simulé sous-estime celui des observations mais le cycle saisonnier de la concentration à la surface correspondant reste quand même proche des observations au printemps et présente une légère sous-estimation de ces observations en été. Le modèle simule bien l'étendue spatiale des panaches de poussières sur le continent ainsi que l'advection vers l'océan en traversant le Golf de Guinée.

Enfin, durant la saison de mousson en Afrique de l'Ouest, l'utilisation du modèle du thermique dans lequel l'amélioration faite sur la représentation du cycle des aérosols désertiques par une prise en compte des "poches froides" dans le soulèvement des poussières est un autre acquis très important dans ce travail de thèse. Après avoir effectué des tests de sensibilité, le choix empirique d'une fraction $\alpha = 0.25$ de la maille pour tenir compte de l'énergie de

soulèvement des poches dans le calcul de la vitesse du vent de surface permet de renforcer les émissions de poussières surtout sur la bande sahélienne l'été. Ce modèle de circulation générale atmosphérique est aujourd'hui le premier modèle à disposer d'une paramétrisation des poches froides (Grandpeix and Lafore, 2010; Grandpeix et al., 2010) qui permet de représenter des processus de soulèvement de poussières qui avaient été mis en avant dans des études récentes (Marsham et al., 2011; Knippertz and Todd, 2012b). L'épaisseur optique des poussières simulée par le modèle avec la prise en compte des bourrasques de vent associés aux poches froides, en comparaison avec les observations en été, présente des ordres de grandeur satisfaisants sur la région sahélo-saharienne. Ces nouvelles paramétrisations du modèle permettent d'avoir des cycles saisonniers de l'épaisseur optique et de la concentration de poussières à la surface très proches de ceux observés l'été à M'bour (14N,17W). En altitude, la prise en compte du soulèvement par les poches froides permet d'avoir une meilleure représentation de la distribution verticale de la concentration des poussières à Dakar (14N,17W). En ce point, les poussières atteignent le niveau de pression 200 hPa avec des valeurs de concentration supérieures à $100 \mu \text{ g m}^{-3}$ à 400 hPa. Cette distribution est associée à un courant ascendant d'air associé aux systèmes convectifs sur la bande sahélienne en été. Près de la surface, les faibles concentrations sont associées à un apport d'air clair océanique par le flux de mousson en été. Il faut noter aussi que tout ce qu'on voit sur les résultats de simulations réalisées avec cette version du modèle en mode guidé en vent reste vrai dans les grandes lignes dans des simulations en mode climatique non montrées dans cette thèse.

5.2 Perspectives

Les lois d'émissions du modèle CHIMERE, couplées au modèle LMDZ, sont calculées avec des données de caractéristiques du sol sur le Sahara limitées à la latitude 13N. La limitation des émissions à cette latitude a pour conséquence la sous-estimation de l'épaisseur optique des poussières simulée dans ces régions (par exemple à Banizoumbou) par rapport aux observations. Une amélioration des données de conditions de surface sur le Sahel semble donc nécessaire pour résoudre ce problème.

L'amélioration de la représentation des processus turbulents et convectifs ne permet pas d'avoir des simulations satisfaisantes en terme d'épaisseur optique des poussières en hiver quand on les compare à l'épaisseur optique totale de tous les aérosols observée sur la bande [0N

10N]x[20W 20E]. Les aérosols issus des feux de biomasse sont majoritaires dans cette région et ne sont pas pris en compte dans nos simulations. Des données d'observation d'épaisseur optique associée uniquement aux poussières désertiques permettraient de mieux évaluer nos simulations en hiver.

La fraction des poches froides prise en compte dans le soulèvement est un paramètre critique qui permet en fait même de surestimer les émissions d'été. La loi d'émission nécessite une description explicite de processus physiques dans le modèle des poches froides pour avoir une représentation plus réaliste des poussières en été.

Avec cette introduction du cycle des poussières désertiques dans le modèle globale LMDZ doté d'une capacité de réaliser un zoom, on peut se permettre à reprendre la démarche de notre étude pour d'autres régions du globe, favorables à des épisodes de soulèvement de poussières. Le modèle, à l'état actuel, peut être utilisé pour quantifier le flux de dépôt sec des poussières à la surface océanique près des côtes ouest-africaines afin de coupler ces aérosols à la biogéochimie marine. Un modèle opérationnel pourrait se faire à l'aide de ce modèle pour suivre le transport de panaches de poussières sur le continent et au dessus de l'Atlantique nord tropical.

Les travaux réalisés dans cette thèse se placent dans le cadre de la préparation de simulations couplées aérosols-climat et de l'étude de l'impact des aérosols naturelles sur la variabilité décennale du climat et sur le changement climatique. Pour se faire, il s'agira de réaliser des simulations climatiques sur plusieurs années avec deux configurations :

- une version entièrement couplée des poussières avec le code radiatif
- une version découplée avec prescription, pour le code radiatif, d'une distribution des aérosols issue d'une première simulation. Ce couplage permettra de mieux analyser l'interaction entre le rayonnement et les aérosols afin de mieux identifier les processus, qui, dans le modèle, entraînent le refroidissement près du sol.

Bibliographie

- Albrecht, B. A., 1989, Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness, *Science*, *245*, 1227–1230, 1989.
- Alfaro, S. C., and L. Gomes, 2001, Modeling mineral aerosol production by wind erosion : Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, *106*, 18075, 2001.
- Alfaro, S. C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé, 1997, Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting, *J. Geophys. Res.*, *102*, 11239, 1997.
- Alfaro, S. C., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé, 1998, Mineral aerosol production by wind erosion : Aerosol particle sizes and binding energies, , *25*, 991–994, 1998.
- Arakawa, R. A., and W. H. Schubert, 1974, Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large scale environment. part I, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 674–701, 1974.
- Bagnold, R. A., 1941, The Physics of Blown Sand and Desert Dunes, *Methuen, London*, *157*, 265, 1941.
- Blackadar, A. K., 1956, Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions, *Journal of Atmospheric Sciences*, *13*, 601–601, 1956.
- Bony, S., and K. A. Emanuel, 2001, A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; evaluation using TOGA COARE data, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 3158–3183, 2001.
- Burpee, R. W., 1972, The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa., *Journal of Atmospheric Sciences*, *29*, 77–90, 1972.

- 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 (Atmospheres)*, *109*, 7201, 2004.
- Callot, Y., C. Mering, and A. Simonin, 1994, Image-analysis and cartography of sand hill massifs on high resolution images : application to the Great Western Erg (NW of Algerian Sahara), *International Journal of Remote Sensing*, *15*, 3799–3822, 1994.
- Callot, Y., B. Marticorena, and G. Bergametti, 2000, Geomorphologic 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, 2000.
- Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes, and G. Bergametti, 1996, Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, *Sedimentology*, *43*, 901–911, 1996.
- Chatfield, R. B., and R. A. Brost, 1987, A two-stream model of the vertical transport of trace species in the convective boundary layer, *J. Geophys. Res.*, *92*, 13263–13276, 1987.
- Chepil, W. S., 1958, The use of evenly spaced hemispheres to evaluate aerodynamic forces on a soil surface, *Transactions, American Geophysical Union*, *39*, 397–404, 1958.
- Claquin, T., M. Schulz, Y. Balkanski, and O. Boucher, 1998, Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust, *Tellus Series B Chemical and Physical Meteorology B*, *50*, 491, 1998.
- Cook, K. H., 1999, Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation., *Journal of Climate*, *12*, 1165–1184, 1999.
- Damato, N., and T. Lebel, 1998, On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability, *International Journal of Climatology*, *18*, 955–974, 1998.
- Davis, P. A., 2000, Development and mechanisms of the nocturnal jet, *Meteorological Applications*, *7*, 239–246, 2000.
- Dufresne, J.-L., L. Fairhead, H. Le Treut, M. Berthelot, L. Bopp, P. Ciais, P. Friedlingstein, and P. Monfray, 2002, On the magnitude of positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 43–1, 2002.

- Dunion, J. P., and C. S. Velden, 2004, ARTICLES : The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity., *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*, 353–365, 2004.
- Emanuel, K. A., 1993, A cumulus representation based on the episodic mixing model : the importance of mixing and microphysics in predicting humidity, *A.M.S. Meteorol. Monographs*, *24*, (46), 185–192, 1993.
- Emmel, C., P. Knippertz, and O. Schulz, 2010, Climatology of convective density currents in the southern foothills of the Atlas Mountains, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *115*, 11115, 2010.
- Flamant, C., C. Lavaysse, M. C. Todd, J.-P. Chaboureaud, and J. Pelon, 2009, Multi-platform observations of a springtime case of Bodélé and Sudan dust emission, transport and scavenging over West Africa, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *135*, 413–430, 2009.
- Foret, G., G. Bergametti, F. Dulac, and L. Menut, 2006, An optimized particle size bin scheme for modeling mineral dust aerosol, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *111*, 17310, 2006.
- Gillette, D. A., J. Adams, A. Endo, D. Smith, and R. Kihl, 1980, Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils, , *85*, 5621–5630, 1980.
- Gillette, D. A., J. Adams, D. Muhs, and R. Kihl, 1982, Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, , *87*, 9003–9015, 1982.
- Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. M. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S.-J. Lin, 2001, Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, , *106*, 20255, 2001.
- Grandpeix, J., and J. Lafore, 2010, A Density Current Parameterization Coupled with Emanuel’s Convection Scheme. Part I : The Models, *Journal of Atmospheric Sciences*, *67*, 881–897, 2010.

- Grandpeix, J. Y., V. Phillips, and R. Tailleux, 2004, Improved mixing representation in Emanuel's convection scheme, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 3207–3222, 2004.
- Grandpeix, J., J. Lafore, and F. Cheruy, 2010, A Density Current Parameterization Coupled with Emanuel's Convection Scheme. Part II : 1D Simulations, *Journal of Atmospheric Sciences*, *67*, 898–922, 2010.
- Greeley, R., R. Leach, B. White, J. Iversen, and J. B. Pollack, 1980, Threshold windspeeds for sand on Mars - Wind tunnel simulations, , *7*, 121–124, 1980.
- Greeley, R., D. G. Blumberg, and S. H. Williams, Field measurements of active windblown sand, Abstract of the workshop on Reponse of Eolian Processes to Global changes, Desert research Institute, 1994.
- Grini, A., C. S. Zender, and P. R. Colarco, 2002, Saltation Sandblasting behavior during mineral dust aerosol production, , *29*, 1868, 2002.
- Haywood, J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. P. Taylor, 2001, Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust : A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data, , *106*, 18417, 2001.
- Haywood, J., P. Francis, S. Osborne, M. Glew, N. Loeb, E. Highwood, D. Tanré, G. Myhre, P. Formenti, and E. Hirst, 2003, Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 1. Solar spectrum, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *108*, 8577, 2003.
- Heinold, B., P. Knippertz, and J. H. Marsham, Large Eddy Simulations of Nocturnal Low-Level Jets over Desert Regions and Implications for Dust Emission, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 15 of *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 10875, 2013.
- Hourdin, F., P. Le Van, O. Talagrand, R. Courtin, D. Gautier, and C. McKay, Numerical simulation of the circulation of the atmosphere of Titan, in *Symposium on Titan*, vol. SP-338, 101–106, ESA, ESA, 1992.
- Hourdin, F., P. Le Van, F. Forget, and O. Talagrand, 1993, Meteorological variability and the annual surface pressure cycle on Mars, *J. Atmos. Sci.*, *50*, 3625–3640, 1993.

-
- Hourdin, F., F. Forget, and O. Talagrand, 1995*a*, The sensitivity of the Martian surface pressure to various parameters : A comparison between numerical simulations and Viking observations, *J. Geophys. Res.*, *100*, 5501–5523, 1995*a*.
- Hourdin, F., O. Talagrand, R. Sadourny, C. Régis, D. Gautier, and C. P. McKay, 1995*b*, General circulation of the atmosphere of Titan, *Icarus*, *117*, 358–374, 1995*b*.
- Hourdin, F., F. Couvreux, and L. Menut, 2002, Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 1105–1123, 2002.
- Hourdin, F., I. Musat, S. Bony, P. Braconnot, F. Codron, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, G. Krinner, P. Levan, Z.-X. Li, and F. Lott, 2006, The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection, *Climate Dynamics*, *27*, 787–813, 2006.
- Hourdin, F., J.-Y. Grandpeix, C. Rio, S. Bony, A. Jam, F. Cheruy, N. Rochetin, L. Fairhead, A. Idelkadi, I. Musat, J.-L. Dufresne, A. Lahellec, M.-P. Lefebvre, and R. Roehrig, 2013, LMDZ5B : the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Climate Dynamics*, *40*, 2193–2222, 2013.
- Iversen, J. D., and B. R. White, 1982, Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, *29*, 111–119, 1982.
- Jam, A., F. Hourdin, C. Rio, and F. Couvreux, Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. part iii : A diagnostic boundary-layer cloud parameterization derived from large eddy simulations, accepted in BLM, 2013.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Rosenfeld, and Y. Rudich, 2005, The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean, *Proceedings of the National Academy of Science*, *102*, 11207–11212, 2005.
- 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 (Atmospheres)*, *115*, 12117, 2010.

- Knippertz, P., and M. C. Todd, 2012a, Mineral dust aerosols over the Sahara : Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling, *Reviews of Geophysics*, *50*, 1007, 2012a.
- Knippertz, P., and M. C. Todd, 2012b, Mineral dust aerosols over the Sahara : Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling, *Rev. Geophys.*, *50*, 1007, 2012b.
- Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Müller, 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 (Atmospheres)*, *112*, 21109, 2007.
- Knippertz, P., J. Trentmann, and A. Seifert, 2009, High-resolution simulations of convective cold pools over the northwestern Sahara, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *114*, 8110, 2009.
- Knippertz, P., 2008, Dust emissions in the West African heat trough - the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances, *Meteorologische Zeitschrift*, *17*, 553–563, 2008.
- Koren, I., and Y. J. Kaufman, 2004, Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, , *31*, 6122, 2004.
- Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, P. Chazette, F. Maignan, and C. Schmechtig, 2005, Simulation of the mineral dust emission frequencies from desert areas of China and Mongolia using an aerodynamic roughness length map derived from the POLDER/ADEOS 1 surface products, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *110*, 18, 2005.
- Laurent, B., SPI/INTEGRAL measurement of the Central radian soft gamma-ray continuum emission, in *APS April Meeting Abstracts*, H9001, April 2005.
- Lawson, T. J., 1971, Haboob Structure at Khartoum, *Weather*, *26*, 105–112, 1971.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002, Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950-90., *Journal of Climate*, *15*, 187–202, 2002.

- Levin, Z., E. Ganor, and V. Gladstein, 1996, The Effects of Desert Particles Coated with Sulfate on Rain Formation in the Eastern Mediterranean., *Journal of Applied Meteorology*, *35*, 1511–1523, 1996.
- Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008, Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa, *Monthly Weather Review*, *136*, 3477, 2008.
- Luo, L., A. Robock, K. E. Mitchell, P. R. Houser, E. F. Wood, J. C. Schaake, D. Lohmann, B. Cosgrove, F. Wen, J. Sheffield, Q. Duan, R. W. Higgins, R. T. Pinker, and J. D. Tarpley, 2003, Validation of the North American Land Data Assimilation System (NLDAS) retrospective forcing over the southern Great Plains, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *108*, 8843, 2003.
- Malcher, J., and H. Kraus, 1983, Low-level jet phenomena described by an integrated dynamical PBL model, *Boundary-Layer Meteorology*, *27*, 327–343, 1983.
- Mallet, M., P. Tulet, D. Serça, F. Solmon, O. Dubovik, J. Pelon, V. Pont, and O. Thoueron, 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 & Physics*, *9*, 7143–7160, 2009.
- Marsham, J. H., D. J. Parker, C. M. Grams, C. M. Taylor, and J. M. Haywood, 2008, Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *113*, 21102, 2008.
- Marsham, J., P. Knippertz, N. S. Dixon, D. J. Parker, and G. M. Lister, December 2011, The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer, *AGU Fall Meeting Abstracts*, A11, December 2011.
- Marticorena, N., and G. Bergametti, 1995, Modeling the atmospheric dust cycle : design of a soil-derived emission scheme, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16,415–16,430, 1995.
- Marticorena, B., B. Chatenet, J. L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. Ndiaye, and A. Zakou, 2010, Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa : analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmospheric Chemistry & Physics*, *10*, 8899–8915, 2010.

- Mathon, V., and H. Laurent, 2001, Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *127*, 377–406, 2001.
- Mellor, G. L., and T. Yamada, 1974, A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 1791–1806, 1974.
- Menut, L., C. Schmechtig, and B. Marticorena, 2005, Sensitivity of the Sandblasting Flux Calculations to the Soil Size Distribution Accuracy, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *22*, 1875, 2005.
- Menut, L., G. Forêt, and G. Bergametti, 2007, Sensitivity of mineral dust concentrations to the model size distribution accuracy, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *112*, 10210, 2007.
- Menut, L., December 2008, Sensitivity of regional dust modelling to the wind speed and the emissions schemes : Impact on the hourly dust previsibility, *AGU Fall Meeting Abstracts*, A270, December 2008.
- Middleton, D. R., 1986, A smoothing function to calculate long-term air pollution in wind sectors, *Atmospheric Environment*, *20*, 589–595, 1986.
- Moncrieff, M. W., 1978, The dynamical structure of two-dimensional steady convection in constant vertical shear, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *104*, 543–567, 1978.
- Nakamae, K., and M. Shiotani, 2013, Interannual variability in Saharan dust over the North Atlantic Ocean and its relation to meteorological fields during northern winter, *Atmospheric Research*, *122*, 336–346, 2013.
- N'tchayi Mbourou, G., 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*, 868–882, 1997.
- Owen, P. R., 1964, Saltation of uniform grains in air, *Journal of Fluid Mechanics*, *20*, 225–242, 1964.
- Pavia, E. G., and J. J. O'Brien, 1986, Weibull Statistics of Wind Speed over the Ocean., *Journal of Applied Meteorology*, *25*, 1324–1332, 1986.

- Peters, M., and G. Tetzlaff, 1988, The structure of West African Squall Lines and their environmental moisture budget, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *39*, 74–84, 1988.
- Peyrillé, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2007, An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I : Validation and Key Controlling Factors, *Journal of Atmospheric Sciences*, *64*, 2765, 2007.
- Pincus, R., and M. B. Baker, 1994, Effect of precipitation on the albedo susceptibility of clouds in the marine boundary layer, *J. Geophys. Res.*, *372*, 250–252, 1994.
- Priestley, C. H. B., 1959, The Isotropic Limit and the Microscale of Turbulence, *Advances in Geophysics*, *6*, 97, 1959.
- Pryor, S. C., J. T. Schoof, and R. J. Barthelmie, 2005, Empirical downscaling of wind speed probability distributions, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *110*, 19109, 2005.
- Reinfried, F., I. Tegen, B. Heinold, O. Hellmuth, K. Schepanski, U. Cubasch, 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 (Atmospheres)*, *114*, 8127, 2009.
- Rio, C., and F. Hourdin, 2008, A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, *65*, 407–425, 2008.
- Sadourny, R., and K. Laval, January and July performance of the LMD general circulation model, in *New perspectives in Climate Modeling*, edited by A. Berger and C. Nicolis, Elsevier, 173–197, Amsterdam, 1984.
- Schepanski, K., I. Tegen, B. Laurent, B. Heinold, and A. Macke, 2007, A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-channels, *J. Geophys. Res.*, *34*, 18803, 2007.
- Schepanski, K., I. Tegen, M. C. Todd, B. Heinold, G. BöNisch, B. Laurent, and A. Macke, 2009, Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, *114*, 10201, 2009.

- Schollaert, S. E., and J. T. Merrill, 1998, Cooler sea surface west of the Sahara Desert correlated to dust events, , *25*, 3529–3532, 1998.
- Schulz, M., Y. J. Balkanski, W. Guelle, and F. Dulac, 1998, Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness, , *103*, 10579, 1998.
- J. H. Seinfeld and S. N. Pandis (Eds.), *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change*, 1998.
- Shao, Y., and A. Henderson-Sellers, 1996, Modeling soil moisture : A Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes Phase 2(b), , *101*, 7227–7250, 1996.
- Shao, Y., and H. Lu, 2000, A simple expression for wind erosion threshold friction velocity, , *105*, 22437, 2000.
- Shao, Y., 2001, A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, *106*, 20239–20254, 2001.
- Smith, E. J., J. A. Slavin, S. J. Bame, M. F. Thomsen, S. W. H. Cowley, I. G. Richardson, D. Hovestadt, F. M. Ipavich, K. W. Ogilive, and M. A. Coplan, Analysis of the Giacobini-Zinner bow wave, in *ESLAB Symposium on the Exploration of Halley's Comet*, edited by B. Battrick, E. J. Rolfe, and R. Reinhard, vol. 250 of *ESA Special Publication*, 461–465, 1986.
- Sokolik, I. N., D. M. Winker, G. Bergametti, D. A. Gillette, G. Carmichael, Y. J. Kaufman, L. Gomes, L. Schuetz, and J. E. Penner, 2001, Introduction to special section : Outstanding problems in quantifying the radiative impacts of mineral dust, , *106*, 18015, 2001.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2000, Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, , *27*, 3353–3356, 2000.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2003, The West African Monsoon Dynamics. Part II : The ‘Pre-onset’ and ‘Onset’ of the Summer Monsoon., *Journal of Climate*, *16*, 3407–3427, 2003.
- Sultan, B., S. Janicot, and P. Drobinski, 2007, Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset, *Journal of Climate*, *20*, 4014, 2007.

- Sutton, L. J., 1925, Haboobs, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 51, 25–30, 1925.
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe, and M. Heimann, 2002, Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol : Results from a model study, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 107, 4576, 2002.
- Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1999, Maintenance of the African easterly jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 763–786, 1999.
- Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M’bainayel, and S. Engelstaedter, 2007, Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 112, 6207, 2007.
- Todd, M. C., R. Washington, S. Raghavan, G. Lizcano, and P. Knippertz, 2008, Regional Model Simulations of the Bodélé Low-Level Jet of Northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005), *Journal of Climate*, 21, 995, 2008.
- Twomey, S., 1974, Pollution and the planetary albedo, *Atmospheric Environment*, 8, 1251–1256, 1974.
- van de Wiel, B. J. H., A. F. Moene, G. J. Steeneveld, P. Baas, F. C. Bosveld, and A. A. M. Holtslag, 2010, A Conceptual View on Inertial Oscillations and Nocturnal Low-Level Jets, *Journal of Atmospheric Sciences*, 67, 2679–2689, 2010.
- Van Leer, B., 1977, Towards the Ultimate Conservative Difference Scheme. IV. A New Approach to Numerical Convection, *Journal of Computational Physics*, 23, 276, 1977.
- Vautard, R., M. Van Loon, M. Schaap, R. Bergström, B. Bessagnet, J. Brandt, P. J. H. Builtjes, J. H. Christensen, C. Cuvelier, A. Graff, J. E. Jonson, M. Krol, J. Langner, P. Roberts, L. Rouil, R. Stern, L. Tarrasón, P. Thunis, E. Vignati, L. White, and P. Wind, 2006, Is regional air quality model diversity representative of uncertainty for ozone simulation ?, , 33, 24818, 2006.
- Venkatram, A., and J. Pleim, 1999, The electrical analogy does not apply to modeling dry deposition of particles, *Atmospheric Environment*, 33, 3075–3076, 1999.

Washington, R., M. C. Todd, G. Lizcano, I. Tegen, C. Flamant, I. Koren, P. Ginoux, S. Engelstaedter, C. S. Bristow, C. S. Zender, A. S. Goudie, A. Warren, and J. M. Prospero, 2006, Links between topography, wind, deflation, lakes and dust : The case of the Bodélé Depression, Chad, , *33*, 9401, 2006.

White, B. R., 1979, Soil transport by winds on Mars, , *84*, 4643–4651, 1979.

Parametrization of convective transport in the boundary layer and its impact on the representation of diurnal cycle of wind and dust emissions

Frédéric Hourdin¹, Moussa Gueye², Binta Diallo¹, Jean-Louis Dufresne¹,
Laurent Menut¹, Béatrice Marticoréna³, Guillaume Siour³, and Françoise Guichard⁴

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS/IPSL/UMPC, Paris, France

²LPAOSF, UCAD, Dakar, Sénégal

³LISA, Université Diderot-Paris 7, Créteil, France

⁴CNRM-GAME, CNRS, Toulouse, France

Correspondence to: Frédéric Hourdin (hourdin@lmd.jussieu.fr)

Abstract. We investigate the impact of the representation of the boundary layer transport in a climate model on the representation of the near surface wind and dust emission, with a focus on the Sahel/Sahara region. We show that the combination of vertical turbulent diffusion with a representation of the thermal cells of the convective boundary layer by a mass flux scheme leads to an accurate
5 representation of the diurnal cycle of wind in spring, with a maximum near surface wind in the morning. This maximum occurs when the thermal plumes reach the low level jet that forms during the night at a few hundreds meter above surface. The horizontal momentum in the jet is advected downward to the surface by compensating subsidences around thermal plumes in typically less than one hour. This leads to a rapid increase of wind speed at surface and therefore of dust emissions
10 owing to the strong non linearity of emission laws. The numerical experiments are performed with a zoomed and nudged configuration of the LMDZ general circulation model, coupled to the emission module of the CHIMERE Chemistry Transport Model, in which winds are relaxed toward that of the ERAI reanalyzes. The new set of parameterizations leads to a strong improvement of the representation of the diurnal cycle of wind when compared to a previous version of LMDZ as well as to the
15 reanalyzes used for nudging themselves. It also reinforces dust emissions in better agreement with observations, but the aerosol optical thickness is still significantly underestimated.

1 Introduction

Desert dust is a secondary but significant contributor to the atmospheric radiative transfer, with regional signature organized around desert area like Sahara, which is estimated to contribute to 25 to

50% of the global dust emissions (Engelstaedter et al., 2006). This change in radiation may affect the large scale circulation by inducing regional contrasts of several tenth of W/m^2 (Yoshioka et al., 2007; Solmon et al., 2008; Spyrou et al., 2013), as well as the convective processes in the atmosphere through modulation of the atmospheric static stability. Dust is more and more often taken into account interactively in global climate simulations, such as those coordinated at an international level in the Coupled Model Intercomparison Projects (CMIP, Taylor et al., 2012) that base the anticipation of future climate changes. Dust is a rather simple tracer of atmospheric motions that sediments into the atmosphere more or less rapidly depending on the size of the grains and can be washed out by rainfall. The most uncertain dust-related process is emission which depends non linearly upon the friction velocity U^* . Experiments indicate that dust emissions flux can be considered as a fraction of the "saltation" flux, i. e. the amount of soil material in horizontal movement at the soil surface. The saltation flux can be expressed as a function of a threshold U^{*Th} and a cubic dependency of the wind friction velocity of the form

$$F_h = \frac{K\rho_a}{g} U^{*3} \left(1 - \frac{U^{*Th}}{U^*}\right) \left(1 + \frac{U^{*Th}}{U^*}\right)^2 \quad (1)$$

according to the work of Marticorena and Bergametti (1995b), where K is the eddy diffusivity coefficient and ρ the air density.

20 The emission thus depends more on the tail of the near surface wind distribution than on the wind mean value. During winter and spring, a large part of dust emissions occurs in the morning, which corresponds to a quasi systematic maximum of winds in the observations (Parker et al., 2005; Lothon et al., 2008; Guichard et al., 2009; Schepanski et al., 2009). This maximum is associated with the low level jet which forms at a few hundreds meters above the surface, after sunset, consecutively to a
 25 collapse of the near boundary layer turbulence (see e. g. Knippertz and Todd, 2012). After sunrise, a convective boundary layer rapidly develops, which brings momentum from this low level jet down to the surface, and further mixes horizontal momentum on the depth of the convective boundary layer, typically 2 to 6 km thick over Sahara and Sahel (see e. g. Cuesta et al., 2009). Todd et al. (2008) report problems in the representation of the diurnal cycle of near surface wind in a series of simula-
 30 tions with regional models over the Bodélé region during the Bodex 2005 experiment. This diurnal cycle is neither well captured in state-of-the-art reanalyzes datasets as recently shown by Largeron et al. (submitted to GRL). Todd et al. (2008) and Knippertz and Todd (2012) underline the importance of a good representation of the boundary layer transport, contrast between nocturnal turbulence in a stable atmosphere and convective transport during the day being a key for the representation of this
 35 nocturnal jet and its impact on surface wind.

Various approaches have been proposed in the past decades to represent boundary layer convection. Deardorff (1970) first noticed that diffusive parameterizations fail to represent the basics of boundary layer convection, which essentially transports heat upward from the surface, i. e. upward the gradient of potential temperature since the atmosphere is generally neutral or even somewhat
 40 stable above the first few hundreds meters which corresponds to the (unstable) surface layer. The

counter-gradient term he proposed to reconcile the diffusive formulations with convection conditions was later on given a more explicit formulation based on the non local aspect of convective transport by Troen and Mahrt (1986) and by Holtslag and Boville (1993). Stull (1984) underlined the importance of non local aspects and proposed the "transilience matrices" framework. Chatfield and Brost
45 (1987) first proposed to combine a diffusive approach with a "mass flux" scheme dedicated to the representation of the boundary layer convection. In this approach, the convection is represented by splitting the atmospheric column in two compartments, one associated with the concentrated buoyant updrafts (or thermal plumes) that raise from the surface and the other one to compensating subsidence around those plumes. This approach was developed independently by two teams and since
50 adopted in several groups (Hourdin et al., 2002; Soares et al., 2004; Siebesma et al., 2007; Pergaud et al., 2009; Angevine et al., 2010; Neggers et al., 2009; Neggers, 2009; Hourdin et al., 2013b). It has been shown in particular to open the way to quite accurate representation of cumulus clouds that form at the top of convective thermal plumes (Rio and Hourdin, 2008; Jam et al., 2013). The first application of these ideas to the simulation of the dry convective boundary layer (Hourdin et al.,
55 2002) demonstrated the capability of the so-called "thermal plume model" to correctly represent the up-gradient transport of heat in a slightly stable convective mixed layer. This approach was shown to capture well also the contrast between the very thin nocturnal boundary layer, in which the turbulent diffusion alone is at work, and daily conditions in which the role of turbulent diffusion is confined to the surface layer while the mass flux accounts for most part of the turbulent transport
60 in the mixed layer. This thermal plume model was developed for the LMDZ atmospheric general circulation model, in which it was activated in particular to perform a sub-set of climate simulations for the last CMIP5 exercise (Hourdin et al., 2013b).

The present study aims at exploring the impact of those new parameterizations on the representation of dust emission and transport, and anticipate future versions of the climate simulations with
65 interactive aerosols. For this, the emission module from the Chemistry Transport Model CHIMERE (Menut et al., 2013) was coupled to the climate model. We show here how the activation of the thermal plume model leads to a better representation of the diurnal cycle of near surface winds – even better than in current meteorological reanalyzes – and how this better representation reinforces surface emissions drastically. We focus here on emissions during the dry season while a companion paper will be devoted to the representation of dust emission by gusts associated with convection generated cold pools, for which a specific parametrization has been introduced also in LMDZ
70 (Grandpeix and Lafore, 2010; Rio et al., 2009).

In section 2, we present the model setup. We then illustrate the impact of the parameterization of the boundary layer on the near surface wind distribution and dust emission using online dust
75 simulations with two versions of the LMDZ physical package (Section 3) and compare the results with site observations (section 4), before analyzing in more detail the representation of the mean

diurnal cycle of near surface wind over the Sahel when the thermal plume model is activated (section 5) and drawing some conclusions.

2 Model description and simulation setup

80 2.1 LMDZ5 and IPSL-CM5

The LMDZ dynamical core is based on a mixed finite difference / finite volume discretization of the primitive equations of meteorology and conservation equations for trace species. It is coupled to a set of physical parameterizations. Two versions of the model, LMDZ5A and LMDZ5B, are considered here that differ by the activation of a different set of parameterizations for turbulence, convection
85 and clouds. In the "Standard Physics" package SP used in version LMDZ5A (Hourdin et al., 2013a), boundary layer turbulence is parameterized as a diffusion with an eddy diffusivity that depends on the local Richardson number. A counter-gradient term on potential temperature (Deardorff, 1972) as well as a dry convective adjustment are added to handle dry convection cases which often prevail in the boundary layer. In the "New Physics" package NP of version LMDZ5B (Hourdin et al., 2013b),
90 the vertical transport in the boundary layer relies on the combination of a classical parameterization of turbulent diffusion with the thermal plume model introduced above (Hourdin et al., 2002; Rio and Hourdin, 2008). The SP and NP versions also differ by the representation of deep convection closure and triggering. However, we will concentrate the present study on the dry season over West Africa when deep convection does not activate. The two versions correspond to the IPSL-CM5A and
95 -CM5B versions of the IPSL coupled model used for CMIP5 (Dufresne et al., 2013).

2.2 The "thermal plume model"

In the NP version, eddy diffusivity K_z is computed based on a prognostic equation for the turbulent kinetic energy that follows Yamada (1983). It is mainly active in practice in the surface boundary layer, typically in the first few hundred meters above surface. It is combined with a mass flux scheme
100 that represents an ensemble of coherent ascending thermal plumes as a mean plume. A model column is separated in two parts: the thermal plume and its environment. The vertical mass flux in the plume $f_{th} = \rho \alpha_{th} w_{th}$ – where ρ is the air density, w_{th} the vertical velocity in the plume and α_{th} its fractional coverage – varies vertically as a function of lateral entrainment e_{th} (from environment to the plume) and detrainment d_{th} (from the plume to the environment). For a scalar quantity q
105 (total water, potential temperatures, chemical species, aerosols), the vertical transport by the thermal plume (assumed stationary) reads

$$\frac{\partial f_{th} q_{th}}{\partial z} = e_{th} q - d_{th} q_{th} \quad (2)$$

q_{th} being the concentration of q inside the plume. Here air is assumed to enter the plume with the concentration of the large scale, which is equivalent to neglect the plume fraction α_{th} in this part

110 of the computation. The particular case of $q \equiv q_{th} \equiv 1$ gives the continuity equation that relates e_{th} , d_{th} and f_{th} . The vertical velocity w_{th} in the plume is driven by the plume buoyancy $g(\theta_{th} - \theta)/\theta$. The computation of w_{th} , α_{th} , e_{th} and d_{th} is a critical part of the code. We use here the version of the scheme described by Rio et al. (2010) and used in LMDZ5B (Hourdin et al., 2013b).

Finally, for both the SP and NP versions, the time evolution of q reads

$$115 \quad \frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial \overline{\rho w' q'}}{\partial z} \quad (3)$$

with

$$\overline{\rho w' q'} = f_{th}(q - q_{th}) - \rho K_z \left(\frac{\partial q}{\partial z} - \Gamma \right) \quad (4)$$

In the SP version, $f_{th} \equiv 0$, the computation of K_z is based on an equilibrium TKE equation which leads to a Richardson dependent formulation, while the counter-gradient Γ is introduced for transport of potential temperature. In the NP version, $\Gamma \equiv 0$, K_z is computed from a TKE prognostic equation and f_{th} accounts for the thermal plumes.

Note that the same equation is applied for the time evolution of the horizontal component of the specific momentum u and v , but with an optional additional term in the plume equation, that accounts for the exchange of momentum by pressure torque following Hourdin et al. (2002). This optional term has a very minor impact on the results and is not activated in the present simulations for the sake of simplicity.

2.3 The CHIMERE dust emission module

Mineral dust injection in the atmosphere is computed using CHIMERE emission modules (Menut et al., 2013). The configuration is the one used in Menut et al. (2009) for the AMMA experiment. Dust emissions depend on the soil and surface properties and on the near-surface meteorology with the friction velocity. Soil and surface properties are issued from a $1^\circ \times 1^\circ$ database that covers North Africa including Sahara and Sahel available at

<http://www.lisa.u-pec.fr/mod/data/index.php>

The saltation flux is estimated following the Marticorena and Bergametti (1995a) scheme (see also Marticorena et al., 1997; Callot et al., 2000) and the sandblasting with the Alfaro and Gomes (2001) scheme, optimized following Menut et al. (2005). The threshold for the friction velocity is estimated using the Shao and Lu (2000) scheme and to account for sub-grid scale variability of the mean wind speed, a Weibull distribution is used.

Coupling of LMDZ with the CHIMERE emission module follows the way CHIMERE is currently forced by regional climate models: an effective wind U_{eff} is used instead of the large scale wind interpolated at the 10m height, $U_{10\text{m}}$. It is computed by adding a convective vertical velocity W^* , $U_{\text{eff}}^2 = U_{10\text{m}}^2 + 1.2W^{*2}$ that aims at accounting for the wind gustiness in statistically unstable

atmospheres. Both U_{10m} and W^* are computed by LMDZ. For the SP version, W^* is estimated directly from the sensible heat flux $\overline{w'\theta'_0}$ at the surface as $W^* = (gh\overline{w'\theta'_0}/\theta)^{1/3}$ where h is the
145 boundary layer depth, g the gravity and θ the potential temperature in the first model layer. For the NP version, we use either the same computation of W^* or directly the thermal plume velocity w_{th} , both computation giving very similar results. The second option is retained for the simulations shown here.

The diameter of emitted dust particles ranges typically from a few nanometers to micrometers.
150 In order to accurately describe this size distribution both in number of particles and in mass, it is common to describe the large range of aerosols sizes using bins and with a distribution following a logarithmic increase (Seinfeld and Pandis, 1998). In the model, the aerosol distribution is represented by a mean mass median diameter, D_p , for each bin. For specific studies on emissions and transport of mineral dust, it has been shown that 12 bins corresponds to a good compromise between accuracy
155 and computational cost for long-range transport model simulations (Forêt et al., 2006; Menut et al., 2007). Settling of dust particles and dry deposition are computed as in CHIMERE. Scavenging is also activated in the model but it is not involved in the results presented here, before the monsoon onset.

2.4 Model configuration and simulations

160 In order to assess the representation of emission and turbulent processes, the model is run with its zooming capability in a nudged mode. The use of the zoomed/nudged version for model evaluation was described in details by Coindreau et al. (2007).

The zoom consists in a refinement of the longitude and latitude discretization. Here, the zoom covers West Africa and the tropical Atlantic ocean. In order to limit interpolation issues for soil
165 properties, the zoom was chosen so as to get a quasi uniform $1^\circ \times 1^\circ$ resolution over a [70W-30E;10S-40N] longitude-latitude box, close to the CHIMERE data set resolution. Nevertheless, the points of the LMDZ grid do not exactly match those of the CHIMERE dust model. First tests have shown that a linear interpolation considerably degrades the results. A nearest neighbor method was retained instead that provides much better results.

170 The LMDZ model is most commonly used in climate mode: integrated from an initial state just imposing some boundary conditions such as insolation, sea surface temperature (in stand-alone atmospheric configurations), composition of dry air, etc. For validation of subcomponents of the model as is the case here, it can be desirable to force the model to follow the observed synoptic meteorological situation, by nudging (relaxing) the model meteorology toward observations. That way, errors
175 coming from the deficiencies of the subcomponent can be distinguished from those that arise from the erroneous representation of the atmospheric circulation in the model. This also allows a direct day-by-day comparison with observations as illustrated by Coindreau et al. (2007). In practice, meteorological fields (wind, temperature and humidity) are relaxed toward ERA-Interim "re-analyses"

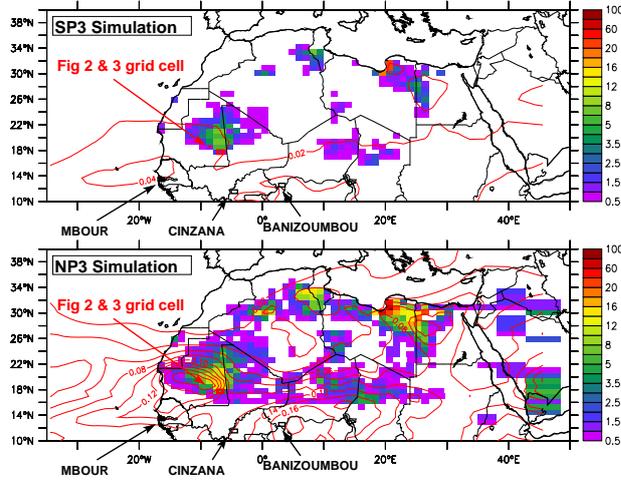


Figure 1. Comparison of the total emission ($\mu\text{g}/\text{m}^2/\text{s}$) for the SP3 (top) and NP3 (bottom) simulations (NP and SP versions of the physical package with $\tau = 3$ hr for nudging) for March 2006. Contours correspond to the mean AOT at 550 nm, with a 0.02 interval between contours.

of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), by adding a non-physical
 180 relaxation term to the model equations:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = F(X) + \frac{X^a - X}{\tau} \quad (5)$$

where X represents any meteorological field, X^a its value in the reanalyzes, F is the operator describing the dynamical and physical processes that determine the evolution of X , and τ is the time constant (which can be different for each variable and each region). For the current simulations, the
 185 nudging is applied to the two components u and v of the horizontal wind only.

Before applying relaxation, ERAI data are interpolated on the horizontal stretched-grid of the LMDZ model as well as on the hybrid σ - p vertical coordinates. A linear interpolation is also computed in time between two consecutive states, separated by 6 hours. Different time constants can be used inside and outside the zoomed region (with a smooth transition between the inner and outer
 190 region that follows the grid cell size). Here, the constant outside the zoom is 3 hours. Inside the zoom tests were made with values ranging from 1 to 120 hours. The longer the time constant the weakest the constraint by the analyzed wind fields. We focus here on simulations with $\tau = 3$ hr, named SP3 and NP3 depending on the physical package used, as well as on a sensitivity test NP48 ran with the NP version and $\tau = 48$ hr.

195 3 Dependency of dust lifting to the representation of wind

We first present in Fig. 1 the average emission (colored shading) for March 2006 obtained in the SP3 (top) and NP3 (bottom) simulations. The zoomed grid is apparent on the right hand side of the lower

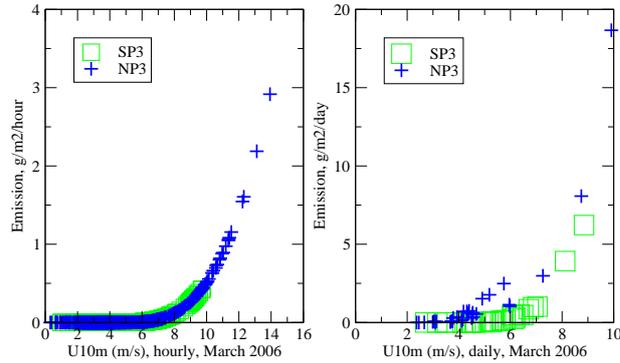


Figure 2. Scatter plot of the emission versus 10 m wind speed (m/s) for simulations SP3 (green) and NP3 (blue) for March 2006. The left panel corresponds to an hourly sampling of instantaneous values (with emission given in $\text{g/m}^2/\text{hr}$) while the right panel is made from daily averages (with emissions given in $\text{g/m}^2/\text{day}$).

panel from the distortion of the color rectangles, each corresponding to a grid cell. The contours corresponds to the Aerosol Optical Thickness at 550 nm (noted AOT afterward in the paper). The NP3 and SP3 emissions are essentially located in the same areas, but they are much stronger for the NP version. The total Saharan emission for March 2006 is of 18 Mt for the SP and 75 Mt for the NP version. The latter value is compatible with the current estimates of the total emission of dust by North Africa that range from 500 to 1000 Mt/yr (Engelstaedter et al., 2006). Consequently, the AOTs are also by a factor about 4 larger for the NP version. Note that even the NP3 simulation underestimates the actual AOT as illustrated later on.

In order to interpret the difference in emission between the two simulations, we show in Fig. 2 a scatter plot of the emission and wind intensity for a grid cell in the main emission area in Mauritania (location [7.5W,18.5N] shown in red in Fig. 1). The left panel of the figure corresponds to instantaneous values sampled hourly during the month. The cubic relationship used for emission computation is directly visible on this graph, and the same relationship is clearly exhibited for both simulations but the wind distributions markedly differ. Indeed, the maximum speeds explored by the SP version never exceed 10 m/s while the wind distribution for the NP version explores much larger values.

At the opposite, when the emissions are related to the daily-mean wind speed (right panel of Fig. 2) it appears that the wind explored are on average weaker in the NP than in the SP version. However, even for rather moderate values of the wind of 4 to 6 m/s, the NP version exhibits significant emissions while the SP does not. It is thus the sub-diurnal distribution of the wind which explains the difference between the emissions of the two versions.

This is confirmed when focusing on time series of emissions and wind speed at the same grid point for March 2 to 13 (Fig. 3), a period which includes the strongest observed dust event of that particular month (Slingo et al., 2006). Thanks to nudging, both simulations follow a similar evolution

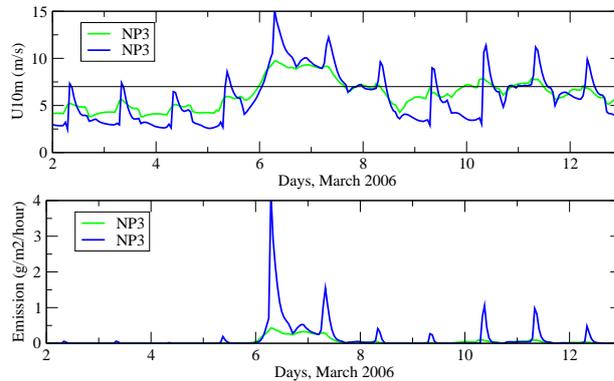


Figure 3. Comparison from 2 to 13 March 2006 of the 10m wind (upper panel, m/s) and emission (lower panel, g/m²/hr) for simulations SP3 (green) and NP3 (blue) in the grid cell selected for emission analysis at [7.5W,18.5N] (shown in red in Fig. 1).

of the wind at daily scale with a maximum between March 6 and 8, which correspond to this dust event. However, the NP3 simulation shows a marked peak each morning while the SP3 simulation does not. Because of the strong non linearity of the emission process, this morning peak reinforces emissions during the major dust event and also often produces emissions in the morning when the SP3 simulations does not predict any.

4 Comparison with site observations

For evaluation of the representation of the above mentioned processes, we compare the model results with observations recorded at surface stations installed in the framework of the AMMA project (Redelsperger et al., 2006). A set of three stations dedicated to the monitoring of mineral dust were deployed in 2006 along a "Sahelian Dust Transect" (Marticorena et al., 2010). The stations are aligned between 13 and 15N along the main pathway of the Saharan and Sahelian dust toward the Atlantic Ocean, namely Banizoumbou (Niger, 13.54N, 2.66E), Cinzana (Mali, 13.28N, 5.93W) and M' Bour (Senegal, 14.39N, 16.96W). The locations of the three stations are displayed in Fig. 1 as black rectangles. In addition to the local meteorology (wind speed and direction, air temperature, relative humidity), the atmospheric concentration of Particulate Matter smaller than 10 μ m (PM10 concentration) is continuously monitored with a 5 min time step. The AOT is measured by a sun-photometer from the AERONET/PHOTONS network.

Although the stations are not located in the emission area discussed above, model results show very similar diurnal variations of wind at these sites. We here consider the full 2005-2006 winter, from December to March. The comparison is done for the three simulations: SP3, NP3 and NP48. We show in the top panels of Fig. 4, for Cinzana and Banizoumbou, the evolution of the daily averaged wind. There is a reasonable agreement between models and observations as for the order

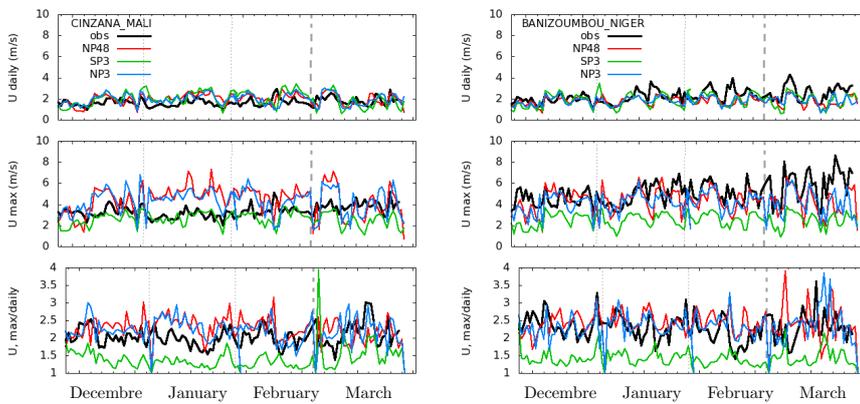


Figure 4. Time evolution over winter 2006 of the daily mean (upper panels) and maximum (mid panels) 10m wind speed (m/s) as well as the ratio (lower panels) of the maximum value to the daily mean for Cinzana (left) and Banizoumbou (right). Results of the SP3 (green), NP3 (blue) and NP48 (red) simulations are compared to site observations (black).

of magnitude of this mean wind. All the simulations tend however to slightly overestimate the wind
 245 at Cinzana and underestimate it at Banizoumbou. Differences between the three simulations are
 generally small, with a tendency of SP3 to simulate slightly stronger winds, especially at Cinzana,
 similarly to what was seen in the right panel of Fig. 2. The day-to-day variations of the wind closely
 follow observations, which illustrates that relevant information at synoptic scales present in ERAI
 reanalysis are passed to the numerical experiments through the nudging procedure.

250 The fact that the NP48 simulation does not depart that much from NP3 suggests that nudging with
 a 48 hr time constant is in fact strong enough to constrain the model day-to-day variations.

The middle panels in the same figure show the maximum value for each day. Consistently with
 Fig. 3, the NP version of the model produces much larger maximum winds than the SP version.
 Those winds are in fact larger than observations at Cinzana (where the SP3 version is closer to
 255 observations) and close to observations at Banizoumbou. However, when considering the ratio of
 the maximum to mean winds, it is for both stations the NP versions that give the best results. It is
 consistent with an idea that this relative variation of wind within a day is more controlled by physical
 processes and less subject to large scale biases (whatever they are) than the absolute mean value and
 mean field.

260 As for dust evaluation, we first show in Fig. 5 the comparison of the observed and modeled PM10
 surface concentration and AOT at 550 nm (computed following Moulin et al., 2001) at M'Bour,
 close to Dakar/Senegal. This station is considered at first because it is downstream of the dust emis-
 sions discussed in the previous section. The synoptic behavior is captured reasonably well by the
 model, and in particular the occurrence of the main dust event of the winter in early March. This
 265 once again reflects that some information on the actual circulation is transmitted to the simulation

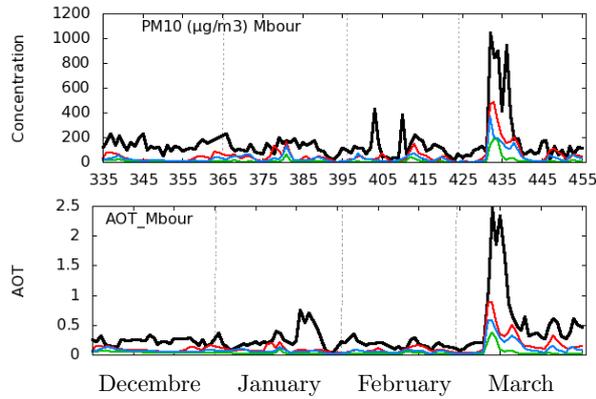


Figure 5. Time evolution over winter 2006, of the daily mean PM10 concentration (top, in $\mu\text{g}/\text{m}^3$) and AOT for the M'bour station for simulations SP3 (green), NP3 (blue) and NP48 (red) and for observations (black).

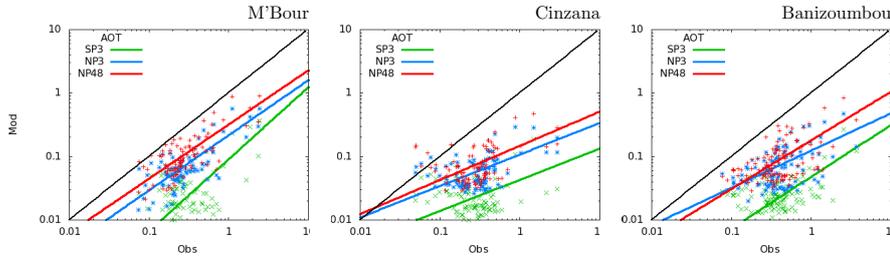


Figure 6. Scatter plots of the model versus observed AOT at M'bour, Cinzana and Banizoumbou for simulations SP3 (green), NP3 (blue) and NP48 (red) computed at daily frequency.

thanks to nudging by reanalyzes. The concentrations and emissions are however typically underestimated by a factor of 2 in the NP simulations, the SP version being even farther from observations. Note that there is also a significant and systematic increase of dust when weakening the nudging, going from $\tau = 3$ hr to 48 hr.

270 A more systematic and synthetic comparison is shown in Fig. 6 for the three stations in form of a scatter-plot of observed versus simulated AOT. The underestimation of AOTs is clearly present at the three stations, and it is even somewhat worse at Cinzana and Banizoumbou. The behavior is however similar in terms of comparison of the three simulations: AOTs are always larger for the NP than for the SP physics, and increase when weakening the nudging (from NP3 to NP48). Note that
 275 the improvement is significant both for the weak (associated with small lifting events) and strong concentrations. The fact that the improvement is slightly smaller for large values is consistent with the larger role played by large scale dynamics for those events. But even then, the representation of the diurnal cycle of winds plays a significant role.

Several factors can explain the overall underestimations of AOTs and concentrations but this discussion is out of the scope of the present paper and will deserve further investigations.
 280

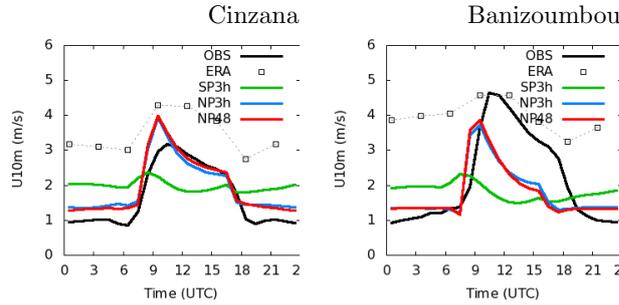


Figure 7. Wind mean diurnal cycle for DJFM of winter 2005-2006 (m/s) for the Cinzana (left) and Banizoumbou (right) stations. Model results (colored curves) are compared to observations (black curve) and ERAI reanalyzes (squares). Note that the universal and local times do not depart by more than one hour for the region considered here.

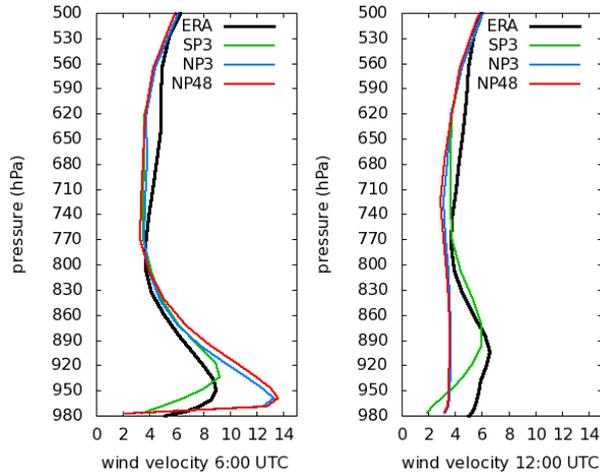


Figure 8. Wind mean vertical profiles (m/s) for DJFM of winter 2005-2006 at 6:00 and 12:00 UTC at Banizoumbou.

5 Mean diurnal cycle of boundary layer wind

We finally analyze the representation of the diurnal cycle of wind. We show in Fig. 7 the mean diurnal cycle of the near surface wind at Cinzana and Banizoumbou for the full winter period (December 2005 to March 2006). Note that this diurnal cycle is very similar whatever the period selected within the winter season and whatever the year considered.¹ This diurnal cycle is better represented in the NP than in the SP version, and also better represented than in the reanalyzes used for nudging. The rather poor representation of the diurnal cycle of wind in ERAI as well as in other reanalyzes datasets was recently pointed out by Largeron et al. (submitted to GRL).

¹The diurnal cycle at M'bour (not shown) displays a similar cycle with maximum in the morning, but not as marked, probably because the land-sea contrasts maintain a significant amount of wind even during the night.

The tendency of the NP simulations to over-predict winds at Cizana and under-predict them at
 290 Banizoumbou, already visible in Fig. 4, may have several explanations: effect of local subgrid-scale
 topography, bad prediction of the local drag which is taken directly from the climate model boundary
 conditions and not from the more accurate database used to compute emissions, bias in the reanalyzes
 winds used for nudging... More surprising is the fact that ERA reanalyzes almost systematically
 over-estimate wind speed, which may have practical implication for dust transport computations.
 295 In particular, tuning of emission algorithms with overestimated winds from reanalyzes may lead to
 artificially underestimate the emissions when better winds are given to the emission module, as is
 the case here.

The differences seen in Fig. 7 for the 10 m wind diurnal cycle between simulations and reanalyzes
 reflects strong differences in the vertical too. We show in Fig. 8 the vertical profiles at 6 a.m. (left)
 300 and noon (right) for Banizoumbou.² At the end of the night, the jet is much stronger in the NP version
 than in the reanalyzes, as well as its decoupling from the surface. At the opposite, the wind is much
 better mixed within the boundary layer at noon in the NP simulations while the reanalyzes keep the
 signature of the low level jet. Note the similarity of the SP version with the reanalysis, which may
 be related to the fact that both the SP version of LMDZ and the ECMWF model used to produce the
 305 reanalysis, base there boundary layer computation on eddy diffusion approaches, without accounting
 for the non local transport by thermal plumes.

The vertical mixing of horizontal momentum by thermal cells is key for the representation of the
 nocturnal jet and near surface wind in the NP simulation. We present in the upper panel of Fig. 9
 for four consecutive days, the vertical profile of the module $\|V\| = \sqrt{u^2 + v^2}$ of the horizontal wind
 310 in black contours, together with the tendency of this module due to the thermal plume model (color
 shadings)

$$\frac{\partial \|V\|}{\partial t} \Big|_{th} = \frac{1}{\|V\|} \left(u \frac{\partial u}{\partial t} \Big|_{th} + v \frac{\partial v}{\partial t} \Big|_{th} \right) \quad (6)$$

The top of the turbulent boundary layer is also identified on the graphs as a red curve that corresponds
 to $Ri_b = 0.25$, where

$$315 \quad Ri_b = \frac{gz}{\theta} \frac{\theta - \theta_s}{\|V\|^2} \quad (7)$$

is a so-called bulk Richardson number (similar to a gradient Richardson number but computed non
 locally by replacing gradient terms by finite differences between altitude z with a potential tempera-
 ture θ and surface with a temperature θ_s , where the wind is assumed to vanish). During the day, the
 momentum is well mixed within the full convective boundary layer which grows as high as 5 km,
 320 with vertical winds in the thermal plumes of the order of 2 m/s. The collapse of the boundary layer at
 sunset is very rapid. There is essentially no turbulence left after 18:00. The wind, decoupled from the
 surface, then starts to accelerate, driven by the unbalance between the Coriolis force and horizontal

²The profiles are very similar for Cizana and not that different for M'Bour (not shown).

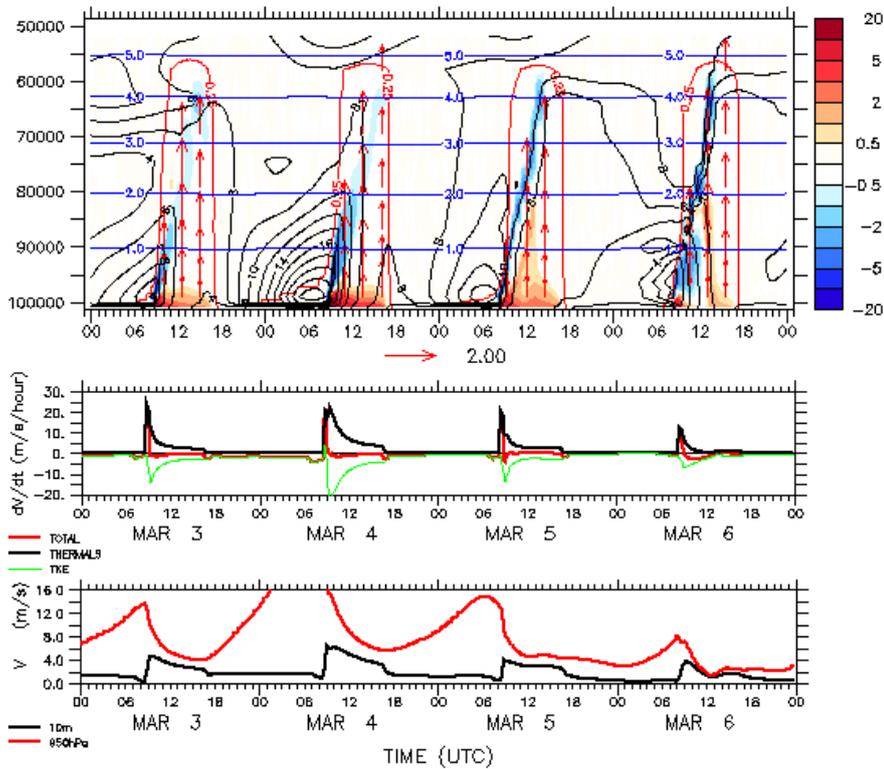


Figure 9. Four consecutive days showing the diurnal cycle of the boundary layer at Banizoumbou, in early March 2006. Are shown in the upper panel: the vertical distribution of the module of the horizontal wind (black contours, m/s), the wind module tendency due to vertical transport by the thermal plume model, according to Eq. 6 (colored shades with absolute iso-values 0.5, 1, 2, 3, 5, 10 and 20 m/s/hr). The red contour delimits the depth of the boundary layer and corresponds to the 0.25 value of the bulk Richardson number (Eq. 7). The red arrows correspond to the thermal plume velocity in m/s (under-sampled with respect to the space-time discretization of the simulation). The vertical axis, in pressure (Pa), and the altitude (in km, blue contours) are also shown. In the middle panel, we show for the first model layer (located at about 30 m above surface) the decomposition of the total wind module tendency (TOTAL, red, m/s/hr) as the sum of the thermal plume contribution (THERMAS, black) and turbulent diffusion (TKE, green). The lower panel shows the wind speed at 10m (black) and 950 hPa (red), close to the altitude where the nocturnal jet reaches its maximum.

pressure gradient (which evolves itself in response to the diurnal cycle of the thermal forcing of the monsoon flow, Parker et al., 2005). The jet maximum intensity varies from about 8 to 25 m/s and the height of the jet core from 200m to 500 m depending on the night considered. The strong wind shear created at the surface gradually produces turbulence in the surface layer, but it is only at sunrise that the boundary layer rapidly develops. The thermal convection starts at 8:30LT and reaches 1 km before 10:00LT. Because the shear in momentum is very strong at the beginning, the impact of vertical transport by the thermal plume model is also very large. The wind speed at surface can

330 increase by up to 25 m/s in only one hour in the first model layer (middle panel). The peak is very short in time (less than one hour). With a typical updraft velocity $w_{th} \simeq 1$ m/s at the height of the nocturnal jet and an horizontal fraction of the surface covered by thermal plumes α_{th} of typically 0.1 to 0.2, the compensating subsidence (10-20 cm/s typically) needs less than one hour to bring the air from the jet core (200-500 m) down to the surface.

335 It is this peak of downward transport from the nocturnal jet which explains the morning peak in near surface wind. The mixing also rapidly reduces the jet intensity. The thermals still accelerates the surface layer as long as the boundary deepens in the morning. It slowly decreases afterward, until late afternoon, as a consequence of surface drag.

6 Conclusions

340 This study focuses on the impact of the representation of boundary layer processes on near surface wind and on dust emissions. Significant conclusions may be drawn that do not depend on the particular model used for representation of dust (as soon as it accounts for the strong non linearity of emission to near surface wind).

- 345 1. This study underlines the importance of a correct representation of the vertical transport of horizontal momentum by boundary layer processes for a good representation of the diurnal cycle of wind at the surface.
- 350 2. It clearly attributes the observed morning peak of near surface wind to the downward transport of momentum by the compensating subsidence of thermal plumes, at their first stage, when they reach the height of the low-level jet which develops during the night at a few hundred meters above the surface, when the wind is decoupled from the surface.
- 355 3. This study advocates for the representation of vertical boundary layer transport through the combination of eddy diffusion and mass flux representation of the coherent structures of the convective boundary layer, an approach first proposed by Chatfield and Brost (1987). It confirms in particular the ability of the so-called thermal plume model to represent in a physical way the vertical transport of momentum, as already illustrated in Fig. 2 of Hourdin et al. (2002), based on comparison of single-column computations with Large Eddy Simulations results issued from an inter-comparison study coordinated by Ayotte et al. (1996).
- 360 4. The diurnal cycle of the near surface wind is well captured in the NP version of the LMDZ model that includes these thermal plume processes, and much better represented than in the reanalyses used for nudging. This conclusion goes beyond this particular model since many chemistry transport models rely on reanalyses for the computation of near surface wind.
5. An important practical consequence of this point is that it could be better to use much larger time constants for nudging than what was currently believed. The rationale for using time con-

365 stants of a few hours was to let the rapid processes represented in turbulent parameterizations
to express themselves, without departing from the observed synoptic situation. The problem
is that the time constants which prevail for the creation and control of the nocturnal jet are
typically those of the diurnal cycle itself. So constants larger than one day should be needed
for this particular problem. It seems that with time constants as large as 48 hr the synoptic
370 situation is still rather well constraint, which probably points to a reasonable behavior of the
physics of the LMDZ model which does not tend to depart too fast from the observed situation.

Despite a reasonable representation of the near surface winds (at least at the stations available,
which unfortunately are not in the main emission zones), the model seriously underestimates the
observed dust loading of the atmosphere, typically by a factor of 2 for the NP48 simulation that
shows the strongest emissions. Such discrepancies are however not that exceptional for simulations
375 of African desert dust (e. g., Todd et al., 2008).

The discussion was focused here on year 2006 but the comparison was extended on the follow-
ing years (for which the same observation are available) leading to very similar results. Note that
the model already includes a Weisbul parameterization to account for the effect of spatial inhom-
ogeneities of wind speed within a grid mesh. Of course many points could be investigated to try to
380 understand the origin of this underestimation. Whatever those points, it does not alter the main result
of the paper which is that an accurate representation of the diurnal evolution of the boundary layer
and transport of momentum by boundary layer convective cells must be taken into account for a
good representation of winds, and that such a good representation is accessible now to the modeling
community.

385 *Acknowledgements.* We thank Bernadette Chatenet, the technical PI of the Sahelian stations from 2006 to 2012,
Jean-Louis Rajot, the scientific co-PI and the African technicians who manage the stations : M. Coulibaly and
I. Koné from the Institut d'Economie Rurale in Cinzana, Mali and A. Maman and A. Zakou from the Institut de
Recherche pour le Développement, Niamey, Niger.

References

- 390 Alfaro, S. C. and Gomes, L.: Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distribution in source areas, *J. Geophys. Res.*, 106, 18,075–18,084, 2001.
- Angevine, W. M., Jiang, H., and Mauritsen, T.: Performance of an Eddy Diffusivity-Mass Flux Scheme for Shallow Cumulus Boundary Layers, *Mon. Wea. Rev.*, 138, 2895–2912, 2010.
- Ayotte, K. W., Sullivan, P. P., Andr n, A., Doney, S. C., Holtslag, A. A., Large, W. G., McWilliams, J. C.,
395 Moeng, C.-N., Otte, M. J., Tribbia, J. J., and Wyngaard, J. C.: An evaluation of neutral and convective planetary boundary-layer parameterizations relative to large eddy simulations, *Boundary-layer Meteorol.*, 79, 131–175, 1996.
- Callot, Y., Marticorena, B., and Bergametti, G.: Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions: application to the Sahara desert, *Geodinamica Acta*, 13,
400 245–270, doi:10.1016/S0985-3111(00)01044-5, 2000.
- Chatfield, R. B. and Brost, R. A.: A two-stream model of the vertical transport of trace species in the convective boundary layer, *J. Geophys. Res.*, 92, 13 263–13 276, 1987.
- Coindreau, O., Hourdin, F., Haeffelin, M., Mathieu, A., and Rio, C.: A global climate model with stretchable grid and nudging: a tool for assesment of physical parametrizations, *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1474–1489, 2007.
- 405 Cuesta, J., Marsham, J. H., Parker, D. J., and Flamant, C.: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer, *Atmosph. Science Letters*, 10, 34–42, doi:10.1002/asl.207, 2009.
- Deardorff, J. W.: Preliminary results from numerical integrations of the unstable planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 27, 1209–1211, 1970.
- 410 Deardorff, J. W.: Theoretical expression for the countergradient vertical heat flux, *J. Geophys. Res.*, 77, 5900–5904, 1972.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J.-P., Eth , C., Fairhead, L., Fichet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J.,
415 Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N.: Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: from
420 CMIP3 to CMIP5, *Clim. Dyn.*, 40, 2123–2165, doi:10.1007/s00382-012-1636-1, 2013.
- Engelstaedter, S., Tegen, I., and Washington, R.: North African dust emissions and transport, *Earth Science Reviews*, 79, 73–100, doi:10.1016/j.earscirev.2006.06.004, 2006.
- Forêt, G., Bergametti, G., Dulac, F., and Menut, L.: An optimized particle size bin scheme for modeling mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, 111, D17 310, doi:10.1029/2005JD006797, 2006.
- 425 Grandpeix, J. and Lafore, J.: A Density Current Parameterization Coupled with Emanuel’s Convection Scheme. Part I: The Models, *Journal of Atmospheric Sciences*, 67, 881–897, doi:10.1175/2009JAS3044.1, 2010.

- Guichard, F., Kergoat, L., Mougín, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., and Lavenu, F.: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles, *J. of Hydrol.*, 375, 161–177, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.09.007, 2009.
- 430 Holtslag, A. A. M. and Boville, B. A.: Local Versus Non-Local Boundary-Layer Diffusion in a Global Climate Model, *J. Climate*, 6, 1825–1842, 1993.
- Hourdin, F., Couvreux, F., and Menut, L.: Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals, *J. Atmos. Sci.*, 59, 1105–1123, 2002.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F.,
435 Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., and Bopp, L.: Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model, *Clim. Dyn.*, 40, 2167–2192, doi:10.1007/s00382-012-1411-3, 2013a.
- Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Bony, S., Jam, A., Cheruy, F., Rochetin, N., Fairhead, L., Idelkadi, A., Musat, I., Dufresne, J.-L., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., and Roehrig, R.: LMDZ5B: the atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection, *Clim. Dyn.*,
440 40, 2193–2222, doi:10.1007/s00382-012-1343-y, 2013b.
- Jam, A., Hourdin, F., Rio, C., and Couvreux, F.: Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part III: Derivation of a Statistical Scheme for Cumulus Clouds, *Boundary-layer Meteorol.*, 147, 421–441, doi:10.1007/s10546-012-9789-3, 2013.
- 445 Knippertz, P. and Todd, M. C.: Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling, *Rev. Geophys.*, 50, RG1007, doi:10.1029/2011RG000362, 2012.
- Lothon, M., Saïd, F., Lohou, F., and Campistron, B.: Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, 136, 3477, doi:10.1175/2008MWR2427.1, 2008.
- Martcorena, B. and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: 1 Design of a soil derived dust
450 production scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 16 415–16 430, 1995a.
- Martcorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N’doumé, C., and Legrand, M.: Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387–4404, doi:10.1029/96JD02964, 1997.
- Martcorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., Ndi-
455 aye, T., and Zakou, A.: Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmospheric Chemistry & Physics*, 10, 8899–8915, doi:10.5194/acp-10-8899-2010, 2010.
- Martcorena, N. and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: design of a soil-derived emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 102, 16,415–16,430, 1995b.
- 460 Menut, L., C.Schmechtig, and B.Martcorena: Sensitivity of the sandblasting fluxes calculations to the soil size distribution accuracy, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 1875–1884, 2005.
- Menut, L., G.Foret, and G.Bergametti: Sensitivity of mineral dust concentrations to the model size distribution accuracy, *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, 112, D10 210, doi:10.1029/2006JD007766, 2007.
- Menut, L., Chiapello, I., and Moulin, C.: Previsibility of mineral dust concentrations: The CHIMERE-
465 DUST forecast during the first AMMA experiment dry season, *J. Geophys. Res.*, 114, D07 202, doi:10.1029/2008JD010523, 2009.

- Menut, L., Bessagnet, B., Khvorostyanov, D., Beekmann, M., Blond, N., Colette, A., Coll, I., Curci, G., Foret, F., Hodzic, A., Mailler, S., Meleux, F., Monge, J., Pison, I., Siour, G., Turquety, S., Valari, M., Vautard, R., and Vivanco, M.: CHIMERE 2013: a model for regional atmospheric composition modelling, *Geoscientific Model Development*, 6, 981–1028, doi:10.5194/gmd-6-981-2013, 2013.
- 470 Moulin, C., Gordon, H. R., Banzon, V. F., and Evans, R. H.: Assessment of Saharan dust absorption in the visible from SeaWiFS imagery, *J. Geophys. Res.*, 106, 18 239, doi:10.1029/2000JD900812, 2001.
- Neggers, R. A. J.: A Dual Mass Flux Framework for Boundary Layer Convection. Part II: Clouds, *J. Atmos. Sci.*, 66, 1489–1506, 2009.
- 475 Neggers, R. A. J., Köhler, M., and Beljaars, A. C. M.: A Dual Mass Flux Framework for Boundary Layer Convection. Part I: Transport, *J. Atmos. Sci.*, 66, 1465–+, 2009.
- Parker, D. J., Burton, R. R., Diongue-Niang, A., Ellis, R. J., Felton, M., Taylor, C. M., Thorncroft, C. D., Bessemoulin, P., and Tompkins, A. M.: The diurnal cycle of the West African monsoon circulation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131, 2839–2860, doi:10.1256/qj.04.52, 2005.
- 480 Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., and Couvreux, F.: A Parameterization of Dry Thermals and Shallow Cumuli for Mesoscale Numerical Weather Prediction, *Boundary-layer Meteorol.*, 132, 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0, 2009.
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J.: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 87, issue 12, p. 1739, 87, 1739–+, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739, 2006.
- 485 Rio, C. and Hourdin, F.: A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds, *J. Atmos. Sci.*, 65, 407–425, 2008.
- Rio, C., Hourdin, F., Grandpeix, J., and Lafore, J.: Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land, *Geophys. Res. Lett.*, 36, 7809–+, doi:10.1029/2008GL036779, 2009.
- 490 Rio, C., Hourdin, F., Couvreux, F., and Jam, A.: Resolved Versus Parametrized Boundary-Layer Plumes. Part II: Continuous Formulations of Mixing Rates for Mass-Flux Schemes, *Boundary-layer Meteorol.*, 135, 469–483, doi:10.1007/s10546-010-9478-z, 2010.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., BöNisch, G., Laurent, B., and Macke, A.: Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models, *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 114, D10201, doi:10.1029/2008JD010325, 2009.
- 495 Seinfeld, J. H. and Pandis, S. N., eds.: *Atmospheric chemistry and physics : from air pollution to climate change*, 1998.
- Shao, Y. and Lu, I.: A simple expression for wind erosion threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, 105, 22,437–22,443, 2000.
- 500 Siebesma, A. P., Soares, P. M. M., and Teixeira, J.: A Combined Eddy-Diffusivity Mass-Flux Approach for the Convective Boundary Layer, *Journal of Atmospheric Sciences*, 64, 1230–+, doi:10.1175/JAS3888.1, 2007.
- Slingo, A., Ackerman, T. P., Allan, R. P., Kassianov, E. I., McFarlane, S. A., Robinson, G. J., Barnard, J. C., Miller, M. A., Harries, J. E., Russell, J. E., and Dewitte, S.: Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L24817, doi:10.1029/2006GL027869, 2006.
- 505

- Soares, P. M. M., Miranda, P. M. A., Siebesma, A. P., and Teixeira, J.: An eddy-diffusivity/mass-flux parametrization for dry and shallow cumulus convection, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 3365–3383, 2004.
- Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., and Konaré, A.: Dust aerosol impact on regional precipitation over western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L24705, doi:10.1029/2008GL035900, 2008.
- Spyrou, C., Kallos, G., Mitsakou, C., Athanasiadis, P., Kalogeri, C., and Iacono, M. J.: Modeling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate, *Atmosph. Chemist. and Physics*, 13, 5489–5504, doi:10.5194/acp-13-5489-2013, 2013.
- 515 Stull, R. B.: Transient Turbulence Theory. Part I: The concept of Eddy-Mixing across finite distances, *J. Atmos. Sci.*, 41, 3351–3367, 1984.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012.
- Todd, M. C., Bou Karam, D., Cavazos, C., Bouet, C., Heinold, B., Baldasano, J. M., Cautenet, G., Koren, I., Perez, C., Solmon, F., Tegen, I., Tulet, P., Washington, R., and Zakey, A.: Quantifying uncertainty in estimates of mineral dust flux: An intercomparison of model performance over the Bodélé Depression, northern Chad, *J. Geophys. Res. (Atmos.)*, 113, D24107, doi:10.1029/2008JD010476, 2008.
- Troen, I. and Mahrt, L.: A simple model of the atmospheric boundary layer: Sensitivity to surface evaporation, *Boundary-layer Meteorol.*, 37, 129–148, 1986.
- 525 Yamada, T.: Simulations of Nocturnal Drainage Flows by a q^2l Turbulence Closure Model, *J. Atmos. Sci.*, 40, 91–106, 1983.
- Yoshioka, M., Mahowald, N. M., Conley, A. J., Collins, W. D., Fillmore, D. W., Zender, C. S., and Coleman, D. B.: 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, doi:10.1175/JCLI4056.1, 2007.
- 530

Table des figures

1.1	<i>Schéma du cycle des poussières : émission, transport et dépôt.</i>	16
1.2	<i>Carte du nord de l'Afrique, présentant les principaux paysages du Sahara : les massifs montagneux, les grands ergs et hamadas d'après Callot et al. (2000).</i>	17
1.3	<i>Illustration des principales trajectoires de transport des panaches de poussières désertiques depuis l'Afrique du nord inspirée de l'étude de Middleton (1986) (Thèse de Bou Karam, 2008).</i>	18
1.4	<i>Moyenne annuelle du flux de dépôt d'aérosols désertiques pour la période de 1987 à 1990 (Tegen et al., 2002).</i>	19
1.5	<i>Schéma conceptuel de la circulation atmosphérique pendant l'été en Afrique de l'Ouest (source : Météo France).</i>	20
1.6	<i>Schéma conceptuel des éléments clés de la circulation pendant l'été en Afrique de l'Ouest d'après Peyrillé et al. (2007).</i>	23
2.1	<i>Modèle de climat de l'Institut Pierre Simon Laplace : schématisation du fonctionnement de LMDZ4 (par Frédéric Hourdin).</i>	31
2.2	<i>Disposition des variables dans la grille du LMD (extraite du mémoire HDR de Hourdin (2005)).</i>	31
2.3	<i>Grille retenue pour les simulations présentées dans cette thèse avec 128 points en longitudes et 88 points en latitudes centré au point [15N,19W] avec un facteur de grossissement de 2.5 en longitudes et en latitudes. Le zoom couvre 29 % du globe en longitudes et 30 % en latitudes.</i>	33
2.4	<i>Profil typique de la composante horizontale de la vitesse du vent ($U(z)$) en fonction de l'altitude (z). z_0 représente la hauteur de rugosité.</i>	41

2.5	<i>Bilan des forces qui s'appliquent sur un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ). I_p représente les forces interparticulaires, F_c représente les forces capillaires, P le poids du grain, F_u force générée par l'action mécanique du vent, F_r force résultante.</i>	42
2.6	<i>Schéma du principe d'émission des aérosols désertiques. Les flèches horizontales (bleues) représentent le vent de surface, la flèche jaune représente le mouvement horizontal des grains de sables (saltation) et la flèche verticale bleue représente le mouvement vertical (sandblasting).</i>	44
2.7	<i>Vitesse de friction seuil ($cm\ s^{-1}$) en fonction de la taille des particules de poussières (cm). La courbe lisse représente la paramétrisation de Shao and Lu (2000) et la courbe en traits représente la paramétrisation de Iversen and White (1982). Cette figure est extraite dans Menut et al. (2005).</i>	46
2.8	<i>Le logarithme de la hauteur de rugosité aérodynamique des surfaces érodables lisses Z_{0s} correspondant à la première famille de type de sol a) interpolé linéairement sur la grille de LMDZ, b) interpolé sur la grille de LMDZ par la recherche du plus proche voisin, c) utilisé par CHIMERE.</i>	54
2.9	<i>Le logarithme de la hauteur de rugosité aérodynamique Z_{01} correspondant à la première famille de type de sol a) interpolé linéairement sur la grille de LMDZ, b) interpolé sur la grille de LMDZ par la recherche du plus proche voisin, c) utilisé par CHIMERE.</i>	55
2.10	<i>Flux de poussière total ($10^{-8}\ g\ cm^{-2}\ s^{-1}$) : a) calculé dans LMDZ avec une interpolation linéaire des données de surface, b) calculé par LMDZ avec interpolation des données de surface par la recherche du plus proche voisin, c) simulé par CHIMERE. Un vent de surface U10M constant de $11,31\ m\ s^{-1}$ est utilisé dans ces simulations.</i>	56
2.11	<i>Flux de poussière ($10^{-8}\ g\ cm^{-2}\ s^{-1}$) correspondant au premier mode (haut), au deuxième mode (milieu), et au troisième mode (bas) simulé par LMDZ (à gauche, a,c,e) et par chimeredust (à droite b,d,f)</i>	57

2.12	<i>Moyennes saisonnières des émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) sur la période 2004 à 2007 simulées par la version SP de LMDZ (a) sur les mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février), (b) sur les mois d'été (Juin-Juillet-Août) et par la version NP de LMDZ (c) sur les mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février), (d) sur les mois d'été (Juin-Juillet-Août).</i>	61
2.13	<i>Transport des poussières à partir des zones sources de l'Afrique de l'Ouest et du Nord durant le mois de janvier 2006. (a) AOT à 550 nm simulée par la version SP de LMDZ, (b) la même simulée par la version NP de LMDZ, (c) le rapport entre les simulations NP et SP pour l'AOT. La moyenne zonale de la distribution verticale de la concentration du bin 3 de poussières ($\mu g m^{-3}$) simulée par la version SP (d) et par la version NP (e) de LMDZ. En d et e, la verticale est exprimée en hPa.</i>	69
2.14	<i>Moyennes saisonnières de l'AOT à 550 nm sur la période 2004 à 2007 issues (a-b) des données combinées des observations satellitaires de MODIS et de MISR respectivement sur les mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février) et d'été (Juin-Juillet-Août) et (c-d) des simulations de la version NP de LMDZ respectivement sur les mois d'hiver (Décembre-Janvier-Février) et d'été (Juin-Juillet-Août).</i>	71
2.15	<i>Cycles saisonniers moyens sur la période 2005 à 2008. (a) L'épaisseur optique à 550 nm. Les points représentent les observations de MODIS-MISR (magentas) et du photomètre AERONET (noirs). (b) la concentration à la surface à Mbour [14N, 17W]. Les points noirs représentent les mesures de PM10. Les courbes représentent la simulation de la version SP (noire) et de la version NP (rouge) de LMDZ.</i>	72
3.1	<i>Configurations typiques de la distribution verticale des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest d'après Cavazos et al. (2009).</i>	76
3.2	<i>Moyenne mensuelle du flux total d'émission de poussières ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) simulé par les versions SP (a) et NP (b) de LMDZ et du vent à 10 mètres associé (c et d) pour le mois de janvier 2006.</i>	78

3.3	<i>Diagramme de dispersion entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) en ordonnées et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) en abscisses sur la région de Bodélé [17N,18E] (a). Ce résultat est obtenu en prenant les valeurs moyennes journalières pendant les 3 mois d'hiver (Janvier-Février-Mars) sur une période de 7 années (2003-2009). Les points noirs représentent la version SP et les points rouges la version NP.</i>	80
3.4	<i>Relation entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé. Les courbes bleue et verte représentent respectivement les émissions des simulations SP et NP et les courbes noire et rouge représentent les vents à 10 mètres associés (respectivement SP et NP).</i>	81
3.5	<i>Diagramme de dispersion entre les émissions ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) en ordonnées et le vent à 10 mètres ($m s^{-1}$) en abscisses sur la région de Bodélé [17N,18E]. Les points représentent les valeurs instantanées pour le mois de janvier 2006 simulées par la version SP (points noirs) et par la version NP (points rouges) de LMDZ.</i>	82
3.6	<i>Cycle diurne moyen sur la période du 13 au 18 janvier 2006 (a) du flux total d'émissions de poussières ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) et (b) du module du vent à 10 mètres associé ($m s^{-1}$) à Bodélé [17N,18E]. La courbe noire représente la simulation SP de LMDZ et la courbe rouge représente la simulation NP.</i>	83
3.7	<i>Cycle diurne moyen du profil vertical du vent horizontal ($m s^{-1}$) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé [17N,18E] simulé par la version SP (a) et par la version NP (b) de LMDZ.</i>	84
3.8	<i>Cycle diurne moyen du profil vertical de la température de l'air (K) sur la période du 13 au 18 janvier 2006 à Bodélé [17N,18E] simulé par la version SP (a) et par la version NP (b) de LMDZ.</i>	84
3.9	<i>Rapports des émissions moyennes simulées avec la version NP de LMDZ pour le mois de mars 2006 entre les simulations avec des constantes de temps de guidage $\tau = 6 h$ et $\tau = 3 h$ (a), $\tau = 12 h$ et $\tau = 3 h$ (b) puis $\tau = 24 h$ et $\tau = 3 h$ (c). Les rapports des vents à 10 mètres moyens associés sont respectivement donnés en (d,e et f).</i>	86

3.10	<i>Evolution des émissions (en haut) puis celles (en bas) du vent à 10 mètres (courbe noire), du vent recalculé (courbe rouge) et de W^* (courbe verte) au cours du mois de mars 2006 sur la Mauritanie [21N,9W]. Elles sont obtenues avec la simulation de la NP en prenant la constante de temps $\tau = 3$ h pour le guidage.</i>	88
3.11	<i>Cycles diurnes moyens sur les périodes 1, 2 et 3 du flux total d'émissions de poussières (a,e,i), du vent de surface recalculé UEFF (b,f,j), du vent à 10 mètres du modèle U10M (c,g,k) et de l'échelle de vitesse verticale convective W^* (d,h,l). Ces périodes ont été choisies au cours du mois de mars 2006 et sur la Mauritanie [21N 9W]. Une graduation horizontale correspond à un intervalle de deux heures avec la valeur 1 pour 0 h.</i>	89
3.12	<i>Moyennes mensuelles, pour mars 2006, des rapports de l'AOT à 550 nm entre les simulations à $\tau = 6$ h et $\tau = 3$ h (a), puis entre les simulations à $\tau = 12$ h et $\tau = 3$ h (b) et enfin entre les simulations à $\tau = 24$ h et $\tau = 3$ h (c)</i>	91
3.13	<i>Evolutions, au cours du mois de mars 2006, des rapports de l'AOT en Mauritanie [21N 9W] (a) puis à Bodélé [17N,18E] (b) et des rapports de la concentration à la surface respectivement sur ces deux stations (c-e). La courbe noire représente le rapport entre $\tau = 24$ h et $\tau = 3$ h, la courbe rouge représente le rapport entre $\tau = 12$ h et $\tau = 3$ h, la courbe verte représente le rapport entre $\tau = 6$ h et $\tau = 3$ h enfin la constante égale à 1 (courbe bleue) représente le rapport de simulations entre $\tau = 3$ h et $\tau = 3$ h.</i>	92
3.14	<i>Profils verticaux du vent représentant l'évolution du jet nocturne observée durant une journée en Australie, pendant la campagne WANGARA (Malcher and Kraus, 1983).</i>	95
3.15	<i>Cycles diurnes moyens sur les journées du 8, 9, 12 et 13 mars 2006 du vent horizontal (a,b,c), de la température de l'air (d,e,f) et de la concentration du bin 3 de poussières (g,h,i) en Mauritanie [21N 9W]. Les simulations NP sont réalisées en prenant une constante de temps $\tau = 3$ h, $\tau = 6$ h puis $\tau = 24$ h.</i>	96

3.16	<p><i>Profils verticaux moyens sur les journées du 7, 8, 11 et 12 mars 2006 à 5H 00 (courbe bleue), à 10H 00 (courbe rouge) et à 13H 00 (courbe verte) : (a) de la température potentielle Θ (K), (b) de l'humidité Spécifique q ($g\ kg^{-1}$), (c) de la tendance du vent zonal U due aux thermiques ($m\ s^{-1}\ j^{-1}$), (d) de la vitesse verticale dans les thermiques w_{th} ($m\ s^{-1}$) et le cycle diurne moyen correspondant (e) de l'énergie de soulèvement ALEBL ($m^2\ s^{-2}$) et (f) de la puissance de soulèvement ALPBL ($W\ m^{-2}$) en Mauritanie [21N 9W]. En (e et f), la graduation horizontale représente les heures de la journée à partir de 0 h jusqu'à 24 h par pas de deux heures.</i></p>	97
3.17	<p><i>Cycles diurnes de la couche limite au point [13N 0E] pour le 4 et le 5 mars 2006. Sur la figure d'en haut, nous avons le module du vent horizontal (contours noirs, $m\ s^{-1}$), la tendance du module du vent due au transport vertical par les thermiques ($m\ s^{-1}\ j^{-1}$). L'épaisseur de la couche limite qui correspond à la valeur 0,25 du Nombre de Richardson est délimitée par le contour rouge. Les flèches rouges correspondent à la vitesse dans le panache thermique ($m\ s^{-1}$). Les contours bleus représentent l'altitude (km). Sur la figure d'en bas, nous avons la tendance du module du vent (TOTAL, rouge) donnée à la première couche du modèle (située environ à 30 m au dessus de la surface) et sa décomposition en somme de la contribution des thermiques (THERMALS, noir) et de celle de la diffusion turbulente (TKE, vert).</i></p>	98
4.1	<p><i>Schéma conceptuel d'un courant de densité (à gauche) et profils idéalisés de températures potentielles équivalentes (à droite) obtenu en prenant la moyenne sur le domaine (trait plein), celui obtenu dans la poche (traits tiretés) et celui obtenu à l'extérieur de la poche froide (traits pointillés). Cette figure est extraite de Grandpeix and Lafore (2010).</i></p>	103
4.2	<p><i>Moyenne DJF sur la période 2005 à 2008 (a) de W^* standard ($m\ s^{-1}$) et (b) de $\sqrt{2ALEBL}$ ($m\ s^{-1}$)</i></p>	105

4.3 Les moyennes JJA du flux d'émission de poussières ($\mu g m^{-2} s^{-1}$) sur la période 2005 à 2008 issues des simulations de la version NP avec une constante de guidage $\tau = 48H$. Dans ces simulations, les émissions sont calculées avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective obtenue par la formule "bulk" (a), déduite de la paramétrisation des thermiques (b) et comme en (b) avec la prise en compte du soulèvement par les poches froides avec une valeur de α de 0.20 (c) et 0.25 (d). 108

4.4 Les moyennes JJA sur la période 2005 à 2008 du vent à 10 mètres (a) et des vents effectifs recalculés (b,c,d,e) issues des simulations de la version NP avec une constante de guidage $\tau = 48H$. Le vent effectif est recalculé avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective standard (b) et sans (c) et avec (d-e) la prise en compte du soulèvement par les poches froides. En (d-e) nous avons augmenté les légendes pour rendre ces deux figures plus lisibles. 109

4.5 Moyenne JJA de l'AOT à 550 nm sur la période 2005 à 2008. Les observations correspondent à une combinaison des instruments MODIS et MISR (a). Les simulations de la version NP du modèle sont réalisées avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective standard (b) et sans (c) et avec (d-e) la prise en compte du soulèvement par les poches froides. 112

4.6 Cycle saisonnier moyen sur la période 2005 à 2008 à Dakar de l'AOT à 550 nm (a). Les points représentent les observations issues des mesures combinées de MODIS-MISR (violet) et du photomètre AERONET (noir), les autres graphiques montrent le cycle saisonnier de la concentration des aérosols à la surface ($\mu g m^{-3}$) calculée comme la somme des 8 (b) et 9 (c) premiers bin de poussières. Les points noirs représentent les mesures de PM10. Les courbes lisses sont les simulations de la version NP du modèle sans (verte) et avec (rouge) la prise en compte du soulèvement par les poches froides + la simulation avec la prise en compte de l'échelle de vitesse verticale convective standard (noire). 113

4.7 (a-b) Cycle saisonnier moyen du profil vertical de poussières ($\mu g m^{-3}$) au dessus de Dakar simulé par les modèles sans (a) et avec (b) la prise en compte du soulèvement par les poches froides. Les tendances ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) de l'évolution des poussières dues à la convection (courbe verte), à la couche limite (courbe rouge), au lessivage (courbe bleue) et la tendance totale (courbe noire), en juillet, en moyenne sur la boîte [17W 20E]x[13N 25N] (c) ou au dessus de Dakar (d) simulées par avec la prise en compte du soulèvement par les poches froides. 115

4.8 Moyennes zonales sur les longitudes [10W 10E] pour le mois d'Août 2006 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent ($m s^{-1}$). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration ($g kg^{-1}$) du bin 3 (en contours). 117

4.9 Moyennes méridionales sur les latitudes [10N 25N] pour le mois d'Août 2006 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent ($m s^{-1}$). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration ($g kg^{-1}$) du bin 3 (en contours). 118

4.10	<p><i>Moyennes zonales sur les longitudes [10W 10E] pour le mois de Février 2007 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent ($m s^{-1}$). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à droite : tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration ($g kg^{-1}$) du bin 3 (en contours).</i></p>	119
4.11	<p><i>Moyennes méridionales sur les latitudes [10N 25N] pour le mois de Février 2007 pour la simulation WWAK2 . En haut à gauche : tendance dynamique ($\mu g kg^{-1} jour^{-1}$) du bin 3 de poussières (en couleur). Les flèches représentent le module des composantes méridienne et verticale du vent ($m s^{-1}$). En haut à droite : tendance de la convection (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à gauche : tendance associée au transport de couche limite (en couleur) et source de chaleur Q1 ($K jour^{-1}$) associée (en contours). En bas à droite : Tendance du lessivage à grande échelle (en couleur) et concentration ($g kg^{-1}$) du bin 3 (en contours).</i></p>	120
4.12	<p><i>Moyennes mensuelles de la concentration totale de poussières ($\mu g m^{-3}$) donnée en différents niveaux de pression : cas de juillet 2006. Les flèches représentent le module et la direction du vent horizontal.</i></p>	124
4.13	<p><i>Moyennes mensuelles de la vitesse verticale ($Pa s^{-1}$) données en différents niveaux de pression pour le mois de juillet 2006. Les valeurs positives de cette vitesse correspondent aux subsidences d'air et les valeurs négatives correspondent aux ascendances.</i></p>	125

Table des tables

2.1	<i>Ce tableau est tiré du récapitulatif des principales équations du flux horizontal, d'après Shao (2001) (avec c coefficient empirique du flux horizontal déterminé dans des conditions de laboratoire en soufflerie).</i>	47
2.2	<i>Proportions p_i de e_c pour les trois énergies de cohésion e_i</i>	50
2.3	<i>Diamètre median D_{med} et écart-type σ des fonctions lognormales décrivant les populations minéralogiques typiques des sols des zones désertiques (d'après Chatenet et al. (1996))</i>	51
2.4	<i>Types de sol utilisés pour la cartographie : SFS (Sable fin argileux), MS (Sable moyen), CS (Sable grossier), CMS (Sable grossier moyen), FS (Sable fin), SMS (Sable grossier argileux), SEM (Sol argileux moyennement salé), SEF (Sol argileux fortement salé), SW (Dépôt salé), AGS (Sol de type agricole), SES (Sable fin salé), SCS (Sable grossier limoneux) et caractéristiques granulométriques pour chacune des populations $i = 1, \dots, 3$ (diamètre médian : D_{medi} (μm), écart-type : σ_i et proportion relative : PR_i (%)) d'après Marticorena and Bergametti (1995)</i>	52

Titre de la thèse: Modélisation des couplages entre les aérosols désertiques et le climat ouest-africain

Date et lieu de soutenance : le 02 / 02 / 2015 à l'École Supérieure Polytechnique (ESP/UCAD/Dakar-Sénégal).

Résumé :

Nous avons introduit, dans cette thèse, une représentation physique du soulèvement des poussières désertiques sur le Sahara, basée sur les travaux de Marticorena and Bergametti (1995) pour le calcul du flux horizontal des poussières et de Alfaro and Gomes (2001) pour le calcul du flux vertical de poussières optimisé par Menut et al. (2005). Pour valider le calcul du soulèvement de poussières dans le modèle LMDZ, nous avons utilisé la version "Chimere-dust" du modèle de chimie-transport Chimere. Les vents horizontaux des réanalyses ERA-I sont également utilisés pour guider le modèle LMDZ. L'émission dépend de façon très non linéaire des tensions de vent en surface. Des simulations menées avec les versions "physique standard" LMDZ5A et nouvelle physique LMDZ5B du modèle basée sur des développements récents des paramétrisations de la couche limite convective et de la convection nuageuse. Cette dernière version améliore la représentation du cycle diurne du vent par rapport aux réanalyses utilisées pour le guidage. Le cycle diurne du vent dans les observations et dans les simulations LMDZ montre un maximum marqué en fin de matinée. L'impact sur le soulèvement des poussières de la meilleure représentation du cycle diurne dans la « Nouvelle Physique » se traduit par un accroissement des émissions d'un facteur 2 à 3, venant confirmer l'importance des émissions matinales de poussières dans cette région du globe. La version LMDZ5B inclut également une paramétrisation des poches froides ou courant de densité créés sous les orages par ré-évaporation des pluies. Ces courants de densité sont connus pour contribuer largement au soulèvement des poussières au Sahel et au Sahara en période de mousson, au travers de la formation de haboobs. On montre ici comment une prise en compte relativement simple des bourrasques de vents associées aux poches (diagnostiquées dans le modèle au travers de la « Available Lifting Energy ») permet d'augmenter de façon significative le soulèvement de poussières, et de réconcilier le cycle saisonnier des simulations des concentrations de surface de la poussières et des épaisseurs optiques (sensibles elles à la colonne intégrée) avec les observations.

Mots clés : Modélisation du climat · poussières désertiques · paramétrisations physiques · convection sèche · convection profonde · projection de changement climatique

Abstract :

We have introduced in this thesis, a physical representation of the desert dust lifting over the Sahara, based on the work of Marticorena and Bergametti (1995) to calculate the horizontal flow of dust and the calculation of the vertical flux of dust following Alfaro and Gomes (2001) but optimized by Menut et al. (2005). To validate the calculation of dust emission in the LMDZ model, we used the "Chimere-dust" version of the chemistry-transport model Chimere. Horizontal winds from the ERA-I reanalysis are also used for nudging. The dust emission depends very nonlinearly on the surface wind shear. Simulations conducted with the version "physical standard" LMDZ5A and the version "new physic" LMDZ5B of the model LMDZ based on recent developments in the parameterization of convective boundary layer and cloud. This new version improves the representation of the diurnal cycle of wind relative to the reanalysis used for nudging. The diurnal cycle of wind from the observations and simulated by the version LMDZ5B show a maximum at the end of the morning. The impact of the better representation of diurnal cycle of wind on the dust lifting is the increasing emissions by a factor 2 to 3, that confirm the importance of dust emissions in the morning at this region of the globe. The version LMDZ5B also includes a parameterization of "cold pools" or density current resulting from the re-evaporation of rainfall in the base of the clouds. These density currents are known to contribute significantly to the dust lifting in the Sahel and the Sahara monsoon with the formation of "haboobs". In this work, we show how a relatively simple consideration of density current's associated wind gusts (diagnosed in the model through the "Available Lifting Energy") allows to significantly increase dust lifting, and reconcile the simulations of the seasonal cycle of surface concentrations and the Aerosol Optical Thickness (AOT) of dust with observations.

Keywords: Climate modeling · desert dust · physical parameterizations · shallow convection · deep convection · climate change projections