

N° d'ordre : D.U. 1790

UNIVERSITE BLAISE PASCAL
U.F.R. Sciences et Technologies

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° 549

THESE

présentée pour obtenir le grade de
DOCTEUR D'UNIVERSITE
Spécialité : Physique de l'Atmosphère

Par **BOUET Christel**

Diplômée d'Etudes Approfondies

**MODELISATION MULTI-ECHELLE DE LA DYNAMIQUE DES
PANACHES D'AEROSOLS NATURELS EN AFRIQUE**

Soutenue publiquement le 21 novembre 2007 devant la commission d'examen :

Présidente : Mme Nadine CHAUMERLIAC, Directeur de recherches au CNRS
Rapporteurs : M. Gilles BERGAMETTI, Directeur de recherches au CNRS
M. Michel LEGRAND, Professeur à l'Université des Sciences et Technologies
de Lille
Examineur : M. Dale GILLETTE, Professeur associé au Desert Research Institute
Directeur : M. Guy CAUTENET, Professeur à l'Université Blaise Pascal
Co-Directrice : Mme Sylvie CAUTENET, Professeur à l'Université Blaise Pascal

Laboratoire de Météorologie Physique, UMR 6016, 24 avenue des Landais, 63177 Aubière Cedex, FRANCE

REMERCIEMENTS

A l'heure où s'achèvent les dernières corrections, revoici surgir l'angoisse de la page blanche. Car un chapitre important reste encore à écrire : les remerciements. Alors, comment ne pas être en proie au doute lorsqu'arrive le moment de remercier toutes les personnes qui ont permis la réalisation de ce travail avec cette question qui revient sans cesse : et si j'oubliais de remercier quelqu'un ? En effet, comme chaque docteur ou impétrant le sait, un travail de thèse, ce n'est pas juste un travail de recherche scientifique sanctionné par un diplôme universitaire. C'est également une grande aventure humaine. Alors, par avance, mes excuses à tous ceux que je n'aurai pas mentionné.

Je tiens tout d'abord à remercier Mme Nadine Chaumerliac, directrice du laboratoire de météorologie physique de Clermont-Ferrand, pour m'avoir accueillie au sein de son laboratoire pour mes stages de maîtrise et de D.E.A., ainsi que pour toute la durée de ma thèse. Je tiens également à la remercier pour avoir accepté de présider à mon jury de thèse. J'en profite pour remercier ici les autres membres de mon jury de thèse (dont certains n'ont pas été épargnés par les grèves, les soumettant à une journée découverte à l'aéroport d'Orly, ce qui a failli anéantir ces 3 dernières années de labeur, mais ce qui finalement n'a reporté la soutenance que de quelques heures !). Merci donc à mes rapporteurs, Messieurs Gilles Bergametti et Michel Legrand, dont les remarques et questions ont permis d'améliorer et d'approfondir ce travail. Un grand merci également à mon examinateur, M. Dale Gillette qui a eu non seulement l'intégrité de lire l'ensemble de ce travail majoritairement écrit en français, mais également la gentillesse de s'exprimer en français lors de la discussion qui a suivi l'exposé de ce travail lors de la soutenance.

Merci ensuite à Wolfram Wobrock, Maud Leriche et Frédéric Szczap qui m'ont encadré pendant mes stages de maîtrise (W. W.) et D.E.A. (M. L. et F. S.) et qui m'ont donné l'envie de poursuivre en thèse. Grâce à eux, j'ai ainsi pu vivre une expérience scientifique et humaine inoubliable.

Arrive maintenant le moment de remercier ceux qui ont accepté de m'encadrer pendant ces trois années de thèse, mon directeur et ma co-directrice de thèse (même si elle ne l'admettra

sans doute jamais!), M. Guy et Mme Sylvie Cautenet. Comment vous exprimer ma gratitude? J'ai tant appris à vos côtés. Pas seulement sur le plan scientifique, mais également sur le plan humain. Un merci, grand ou petit, me semble bien dérisoire en comparaison de tout ce que j'ai appris à vos côtés. En particulier, je vous remercie pour m'avoir permis de découvrir un continent magnifique, l'Afrique, ainsi que de m'avoir permis de réaliser « Quel beau métier, professeur! ». Je regrette votre départ à la retraite quand je pense à celles et ceux qui ne bénéficieront pas de vos enseignements, mais je suis également heureuse pour vous de ce nouveau départ car il vous permet maintenant de vous tourner vers une des choses les plus importantes à vos yeux, si ce n'est la plus importante : la famille. Je vous souhaite donc plein de bonnes choses aux côtés de vos « rats », petits et grands.

Comme l'indique le titre de ma thèse, mon principal outil de travail a été l'informatique. Et qui dit informatique, pour ceux qui connaissent la chanson, dit embêtements! Un grand merci donc à l'équipe informatique du LaMP, les anciens comme les nouveaux : Anne-Marie, Sandra, Sandrine et Philippe sans qui rien de tout cela n'aurait pu aboutir. Je souhaite également remercier ici Joaquim, mon mentor en RAMS, et Pascal, le plus patient des programmeurs.

Comme pour tout diplôme universitaire, le nombre des démarches administratives est loin d'être négligeable, surtout lorsqu'on a la chance de participer à des congrès ou à des missions en France et à l'étranger. Je souhaite donc remercier vivement ici Sylviane et Cécile, ainsi que Mme Passemard de la scolarité 3^{eme} cycle, pour avoir rendu toutes ces démarches bien moins compliquées que ce qu'elles auraient été sans leur aide.

Je tiens également à remercier tous mes co-bureautaires passés et actuels : Sabina (honneur aux dames), Joaquim (encore lui), Jamal, Fred (dit « le chinois ») et Guillaume sans qui ces trois années (et des poussières!) de thèse n'auraient pas eu la même saveur (n'est-ce pas Jamal?) et, sans aucun doute, la même bonne humeur.

Merci aussi à Anne-Marie, Delphine, Fanny, Françoise, Jeanne, Sandra, Sandrine, Sylviane et Sylvie pour m'avoir permis de partager une de mes passions avec elles : la broderie. J'espère que, malgré le fait que nos voies se séparent géographiquement, le « gang des brodeuses » sévira encore régulièrement dans les années à venir!

Dans le désordre, merci à Laure, Gwendoline, Caroline, Stéphanie et Gwennaëlle qui partagent mes doutes, mes joies et mes peines depuis le collège et encore félicitations à toutes!

Il me reste maintenant à remercier quelqu'un qui a été à mes côtés depuis le premier jour de cette aventure (et même un peu avant) : mon futur mari, Fabrice. Comment aurai-je fait sans toi? Nous avons partagé des moments difficiles, mais nous les avons tous surmontés.

Enfin, je tiens à remercier mes parents qui m'ont laissé choisir ma voie sans jamais me critiquer et qui ont toujours eu confiance en moi. Sans vous, rien n'aurait été possible. Merci pour votre soutien indéfectible et pour tout l'amour dont vous m'avez toujours entourée et sans lequel je ne serais pas ce que je suis aujourd'hui. Ce travail vous est dédié.

LISTE DES ACRONYMES

4DDA	Four Dimension Data Assimilation
ABLE 2B	Amazon Boundary Layer Experiment 2B
ADEC	Aeolian Dust Experiment on Climate
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AEW	African Easterly Waves
AFGL	Air Force Geophysics Laboratory
agl	above ground level
AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AOT	Aerosol Optical Thickness
ATMET	ATmospheric, Meteorological and Environmental Technologies
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BoDEx 2005	Bodélé Dust Experiment 2005
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CFL	Courant, Friedrichs et Lewy
CNRS	Centre National de la Recherche Scientifique
COPT81	Convection Profonde Tropicale 81
COV	Composés Organiques Volatiles
CSU	Colorado State University
DOT	Dust Optical Thickness
DPM	Dust Production Model
DPM MB95	Dust Production Model développé par <i>Martcorena and Bergametti</i> [1995]

ECMWF	European Centre for Medium-range Weather Forecasts
EDGAR	Emission Database for Global Atmospheric Research
EMEX	Equatorial Mesoscale Experiment
EOP	Enhanced Observing Period
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ESCOMPTE	Expérience sur Site pour COntreindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions
EXPRESSO	EXPeriment for REgional Sources and Sinks of Oxidants
GATE	Global atmospheric research program's Atlantic Tropical Experiment
GCM	Global Circulation Model
GEIA	Global Emissions Inventory Activity
GISS	Goddard Institute for Space Studies
GSFC	Goddard Space Flight Center
IDAF	IGAC/DEBITS/AFrica
IDDI	Infrared Difference Dust Index
INDOEX	INDian Ocean EXperiment
INSU	Institut National des Sciences de l'Univers
LAI	Leaf Area Index
LEAF-2	Land Ecosystem-Atmosphere Feedback-2
LES	Large Eddy Simulation
LLJ	Low Level Jet
LOA	Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LOP	Long term Observing Period
LSCE	Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement
M2C2	Model of Multiphase Cloud Chemistry
MCCs	Mesoscale Convective Complexes
MCG	Modèle de Circulation Générale
MCS	Mesoscale Convective System
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MOCA	MOdèle de Chimie Atmosphérique
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MRC	Mission Research Corporation
MSG	Météosat Seconde Génération
NAO	North Atlantic Oscillation
NARE	North Atlantic Regional Experiment
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCEP	National Centre for Environmental Predictions
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration

OMM	Organisation Mondiale de la Météorologie
PHOTONS	PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire
PIBAL	PILot BALloon
POLDER-1	POlarization and Directionality of the Earth's Reflectance 1
POM	Princeton Ocean Model
PRE-STORM	Preliminary Regional Experiment for Stormscale Operational and Meteorology
QSSA	Quasi Steady State Approximation
RACM	Regional Atmospheric Chemistry Model
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
SMS-1	Satellite Météorologique Synchrone 1
SO	Service d'Observation
SOP	Special Observing Period
SPACK	Simplified Preprocessor for Atmospheric Chemical Kinetics
TAMEX	Taiwan Area Mesoscale Experiment
TKE	Turbulent Kinetic Energy
TOGA COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOMS AI	Total Ozone Mapping Spectrometer Aerosol Index
USGS	United States Geophysical Survey
USTL	Université des Sciences et Technologies de Lille
VIMHEX	Venezuelan International Meteorological and Hydrological Experiment
WAMEX	West African Monsoon EXperiment
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale

LISTE DES SYMBOLES

<i>Symbole</i>	<i>Signification</i>	<i>Unité</i>
$CAPE$	énergie convective potentielle disponible	$J kg^{-1}$
CIN	inhibition de la convection	$J kg^{-1}$
D_{med}	diamètre médian de la distribution en taille des agrégats constitutifs des sols	μm
D_p	diamètre d'un agrégat supposé sphérique	cm
$dS_{rel}(D_p)$	surface couverte par les particules de diamètre D_p	m^2
$d\sigma$	surface élémentaire	m^2
D_η	diffusivité de l'humidité du sol	
E	fraction de surface érodable d'un sol	
F	flux vertical d'aérosols minéraux	$\mu g m^{-2} s^{-1}$
Fr	nombre de Froude	
f_{eff}	répartition de l'énergie	
G	flux horizontal de saltation	$g cm^{-1} s^{-1}$
g	accélération de la pesanteur	$m s^{-2}$
$g(\lambda)$	facteur d'asymétrie	
H	altitude du sommet de la grille RAMS	m
h	hauteur caractéristique de l'obstacle à franchir	m
K_f	conductivité hydraulique du sol à saturation	$m s^{-1}$
K_η	conductivité hydraulique du sol	$m s^{-1}$
k	constante de von Karman	
N	fréquence de Brünt-Väisälä	s^{-1}
\vec{n}	normale à la surface élémentaire $d\sigma$	
\tilde{R}_j	rapport d'accroissement entre deux niveaux consécutifs j et $j + 1$ du modèle RAMS	
Re_t	nombre de Reynolds au seuil d'érosion	

<i>Symbole</i>	<i>Signification</i>	<i>Unité</i>
U	vitesse moyenne du vent	$m s^{-1}$
U_f	vitesse limite de chute	$m s^{-1}$
u	composante horizontale de la vitesse du vent	$m s^{-1}$
u^*	vitesse de friction de l'écoulement atmosphérique	$m s^{-1}$
u_t^*	vitesse de friction seuil	$m s^{-1}$
u_{td}^*	vitesse de friction seuil dans des conditions sèches	$m s^{-1}$
u_{tw}^*	vitesse de friction seuil en conditions humides	$m s^{-1}$
\vec{V}	vitesse du vent de surface	$m s^{-1}$
w	humidité du sol en masse	% masse d'eau/masse de sol sec
w'	humidité résiduelle du sol en masse	% masse d'eau/masse de sol sec
WF	flux de vent	$m^3 s^{-1}$
z	altitude	m
Z_0	hauteur de rugosité aérodynamique	m ou cm
\tilde{Z}_j	altitude du niveau j dans le modèle RAMS	m
z_{0s}	hauteur de rugosité de la surface supposée lisse	m ou cm
z_g	altitude au sol (topographie locale) dans le modèle RAMS	m
z^*	coordonnée verticale du modèle RAMS	
α	rapport entre le flux vertical d'aérosols minéraux et le flux horizontal de saltation	m^{-1}
$\Delta\tilde{Z}_j$	épaisseur des couches atmosphériques dans le modèle RAMS	m
$(\Delta\tilde{Z})_j$	distance entre les deux niveaux d'altitude \tilde{Z}_j et \tilde{Z}_{j+1} du modèle RAMS	m
η	contenu en humidité du sol	$m^3 m^{-3}$
η_f	contenu en humidité du sol à saturation	$m^3 m^{-3}$
λ	longueur d'onde	m
$\omega_0(\lambda)$	albédo de diffusion simple	
Ψ_f	humidité potentielle du sol à saturation	m
Ψ_η	humidité potentielle du sol	m

<i>Symbole</i>	<i>Signification</i>	<i>Unité</i>
ρ_a	masse volumique de l'air	$kg\ m^{-3}$
ρ_p	masse volumique d'un agrégat	$kg\ m^{-3}$
Σ	surface de contrôle	m^2
σ	écart-type de la distribution en taille des agrégats constitutifs des sols	
$\sigma_{extinction}$	extinction massique	$m^2\ g^{-1}$
τ	contrainte tangentielle exercée par l'écoulement atmosphérique sur le sol	$N\ m^{-2}$
θ_e	température potentielle équivalente	K

TABLE DES MATIÈRES

Remerciements	2
Liste des acronymes	4
Liste des symboles	8
Introduction générale	16
1 Aérosols et climatologie africaine	28
1.1 Mode de production de l'aérosol minéral	28
1.1.1 Action du vent sur le sol	28
1.1.2 Mise en mouvement des agrégats constitutifs du sol	29
1.1.3 Les différents mouvements des particules mobilisées	30
1.1.4 Le processus de sandblasting	32
1.2 Brève description de la climatologie africaine	33
1.2.1 Les ondes d'est africaines	33
1.2.2 La mousson africaine	34
1.2.3 Les systèmes convectifs méso-échelle	35
1.3 Interactions avec les aérosols minéraux	41
1.4 Conclusion	45
2 Outil numérique	48
2.1 Qu'est-ce qu'un modèle numérique?	48
2.1.1 Le modèle 0D, ou modèle boîte, ou modèle de parcelle d'air	49
2.1.2 Le modèle 1D, ou modèle de colonne	50
2.1.3 Le modèle 2D	50
2.1.4 Le modèle 3D	50

2.2	Le modèle méso-échelle RAMS	51
2.2.1	Equations générales du modèle	51
2.2.2	Les paramétrisations physiques du modèle	54
2.2.3	Discrétisation spatiale et schéma d'intégration temporelle	56
2.2.4	Conditions initiales	60
2.2.5	Conditions aux limites et forçage	61
2.2.6	Assimilation de données	63
2.3	Les développements du modèle RAMS réalisés au sein du laboratoire : RAMS-Chimie	64
2.3.1	Implantation d'un module d'émission de polluants anthropiques	65
2.3.2	Couplage d'un code de chimie en phases gazeuse et aqueuse	66
2.3.3	Couplage d'un modèle de production d'aérosols minéraux	67
2.3.4	Couplage d'un code de transfert radiatif prenant en compte les aérosols .	74
2.4	Conclusion	76
3	Etude d'une région à topographie complexe : la dépression de Bodélé	78
3.1	La campagne de terrain BoDEx 2005	80
3.1.1	Description de la campagne	80
3.1.2	Principaux résultats	81
3.1.3	Modélisation de la campagne BoDEx 2005	82
3.2	Cycle annuel des aérosols minéraux émis dans la région de Bodélé	98
3.2.1	Climatologie sur l'année 2001 des émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé	98
3.2.2	Influence de la résolution horizontale sur les émissions annuelles d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé	107
3.3	Conclusion	114
4	Rôle des systèmes convectifs méso-échelle sur le cycle des aérosols minéraux en région sahélienne	116
4.1	Cadre de l'étude : la campagne internationale AMMA	117
4.1.1	Objectifs généraux	118
4.1.2	Stratégie expérimentale	119
4.1.3	Zone géographique	119
4.1.4	Périodes de mesure	119
4.1.5	Les aérosols minéraux dans AMMA	121
4.2	Modélisation d'un cas d'étude pendant les SOP1 et 2	123
4.2.1	Description de la période modélisée	123
4.2.2	Description de la zone modélisée	123
4.2.3	Choix du schéma microphysique pour représenter les nuages issus de la convection intense	124
4.2.4	Validation météorologique	125

4.2.5	Effet de la prise en compte de la convection nuageuse sur le champ de vent en surface	126
4.2.6	Inhibition du soulèvement des aérosols minéraux par l'humidité du sol . .	128
4.2.7	Validation des concentrations en aérosols minéraux simulées	129
4.3	Conclusion	130
Conclusion générale et perspectives		132
Annexe 1 : Principales campagnes ayant eu pour objet l'étude de la convection et des lignes de grains		138
Annexe 2 : Description des produits de validation du modèle		140
A2.1	L'indice AI TOMS	140
A2.2	L'indice IDDI	140
A2.3	Le réseau AERONET	141
A2.3.1	Les paramètres mesurés	141
A2.3.2	Les paramètres dérivés	142
A2.3.3	Implantation des sites	143
A2.3.4	Accès aux données	143
Annexe 3 : Rappels de quelques définitions utiles en dynamique		144
A3.1	Le nombre de Reynolds	144
A3.2	Le nombre de Froude	145
A3.3	La fréquence de Brünt-Väisälä	147
Annexe 4 : Mesoscale modeling of aeolian dust emission during the BoDEx 2005 experiment		148
Annexe 5 : What is the effect of cloud inhomogeneities on actinic fluxes and chemical species concentrations ?		154
Annexe 6 : Modeling the impact of a tropical mesoscale convective system on surface wind field for application to aeolian dust assessments		160
Bibliographie		178
Table des figures		204
Liste des tableaux		212

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les aérosols, particules solides ou liquides en suspension dans une masse d'air (exception faite des gouttelettes ou des cristaux de nuage), sont une des composantes majeures du système atmosphérique terrestre. Leur diversité (origines, propriétés...) fait que leur rôle dans ce système est difficile à appréhender. A l'heure où la question du réchauffement climatique devient de plus en plus médiatique, donc de plus en plus préoccupante pour l'avenir, comprendre le rôle de ces particules sur le climat terrestre est devenu crucial. Deux outils complémentaires sont aujourd'hui disponibles pour tenter de répondre à cette question : les mesures (de la « paille » du laboratoire aux instruments embarqués sur satellite, en passant par les mesures de terrain) et la modélisation. C'est sur ce deuxième outil que j'ai choisi de m'appuyer pour tenter d'apporter quelques éléments de réponse concernant le rôle des aérosols sur le climat.

Une estimation des flux annuels de particules d'aérosols (Tab. 1) montre que les émissions d'origine naturelle sont, en masse, très largement supérieures aux émissions d'origine anthropique. Parmi ces émissions naturelles les plus importantes, deux types d'aérosols arrivent largement en tête : les sels de mer (environ 50% des émissions annuelles totales) et les aérosols minéraux (environ 40% des émissions annuelles totales). Comprendre les effets de ces deux types d'aérosols sur l'environnement apparaît donc primordial. C'est pourquoi mon sujet de thèse porte sur l'étude du cycle de l'aérosol minéral.

Schématiquement, le cycle de l'aérosol minéral peut être résumé comme suit (Fig. 1) :

1. émission,
2. transport,
3. dépôt (par voies sèches et humides).

- Emissions -

Les aérosols minéraux sont des aérosols primaires émis directement sous forme particulaire dans l'atmosphère sous l'action mécanique du vent sur un sol érodable. Même si ces aérosols

Origine de la source	Sources	Flux ($Mt\ an^{-1}$)	
		Estimation moyenne	Estimations min. et max.
NATURELLES (90%)	PRIMAIRES		
	<i>Aérosols minéraux</i>	2000	1000-3000
	<i>Sels de mer</i>	3000	1000-10000
	<i>Cendres volcaniques</i>	33	4-10000
	<i>Carbone organique (> 1 μm (débris, cires vasculaires...))</i>	56	26-90
	SECONDAIRES		
	<i>Sulfates biogéniques</i>	90	80-150
	<i>Sulfates volcaniques</i>	21	9-50
	<i>Carbone organique (oxydation des COV biogéniques)</i>	16	8-40
	<i>Nitrates</i>	4	2-8
	<i>TOTAL</i>	5220	2130-23340
ANTHROPIQUES (10%)	PRIMAIRES		
	<i>Carbone organique (0-2 μm)</i>		
	- <i>Feux de végétation</i>	54	45-80
	- <i>Combustion fuel fossile</i>	28	10-30
	<i>Carbone élémentaire (0-2 μm)</i>		
	- <i>Feux de végétation</i>	5,7	5-9
	- <i>Combustion fuel fossile</i>	6,6	6-8
	- <i>Poussières industrielles</i>	100	40-130
	SECONDAIRES		
	<i>Sulfates</i>	120	70-120
	<i>Nitrates</i>	14	10-20
	<i>Carbone organique (oxydation des COV anthropiques)</i>	1	0,5-2
	<i>TOTAL</i>	330	250-660

TAB. 1 – Flux d’émission de particules d’aérosol en masse ($Mt\ an^{-1}$) [Delmas et al., 2005].

ont un diamètre compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de microns [D’Almeida and Schütz, 1983; Alfaro and Gomes, 2001], ce sont majoritairement des particules grossières qui contribuent principalement au mode micronique des aérosols atmosphériques (Fig. 2).

Les émissions d’aérosols minéraux ne peuvent pas être mesurées à l’échelle globale; l’estimation de la distribution et des effets de l’aérosol minéral est donc généralement basée sur la modélisation. Les émissions d’aérosols minéraux sont un phénomène très hétérogène, à la fois dans l’espace et dans le temps, puisqu’elles dépendent à la fois des états de surface et des conditions

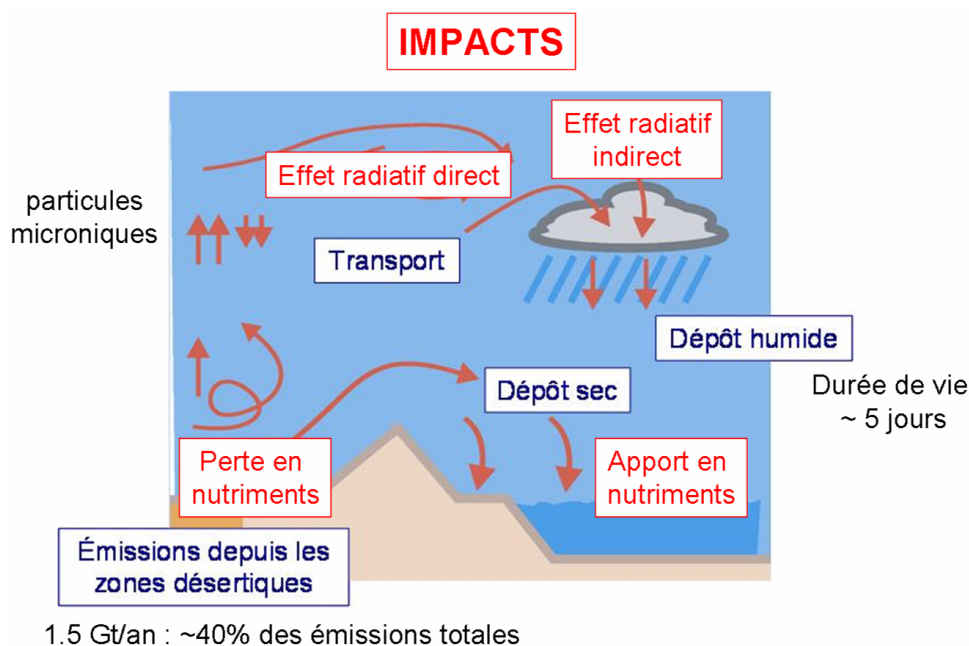


FIG. 1 – Représentation schématique du cycle de l'aérosol minéral [Laurent, 2005].

météorologiques. En fait, l'émission d'aérosols minéraux, dont le mécanisme sera décrit dans le chapitre suivant, est un phénomène à seuil : il faut que la vitesse du vent de surface dépasse une certaine valeur pour qu'il y ait érosion locale et donc émission. De ce fait, la représentation des émissions d'aérosols minéraux est complexe et l'estimation du flux annuel global par les modèles est difficile, comme l'illustre la grande dispersion de ces estimations résumées dans le tableau 2.

Dans les régions où sont produits les aérosols minéraux, l'érosion locale à l'origine de cette production va provoquer, par entraînement de la terre arable, un appauvrissement des sols. De plus, à l'échelle régionale, cette production va également avoir comme conséquence immédiate une réduction de la visibilité pouvant entraîner, par exemple, le blocage des trafics aériens et autoroutiers [Greeley et al., 1997].

Les aérosols minéraux sont principalement émis depuis les régions arides et semi-arides [Duce, 1995], à l'exception des déserts de type polaire. Les sources les plus importantes d'aérosols minéraux se trouvent dans le nord de l'Afrique : on estime que 50 à 70% des émissions globales d'aérosols minéraux proviennent du désert du Sahara [Goudie and Middleton, 2001; Mahowald et al., 2005]. De plus, les observations indiquent une augmentation considérable des émissions d'aérosols minéraux depuis le Sahara au cours de ces dernières décades [N'TchayMbourou et al., 1997; Prospero and Lamb, 2003]. Toutes les surfaces désertiques ne sont pas des sources efficaces d'aérosols minéraux (Fig. 3). Des analyses de plusieurs années de données issues du capteur *Total Ozone Mapping Spectrometer*, TOMS (*Aerosol Index*, AI [Herman et al., 1997], décrit en annexe 2) révèlent que les dépressions topographiques fermées peuvent être des sources d'aérosols minéraux particulièrement actives [Ginoux et al., 2001; Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003]. Ainsi, la dépression de Bodélé, dans le nord du Tchad, a été reconnue comme étant la plus

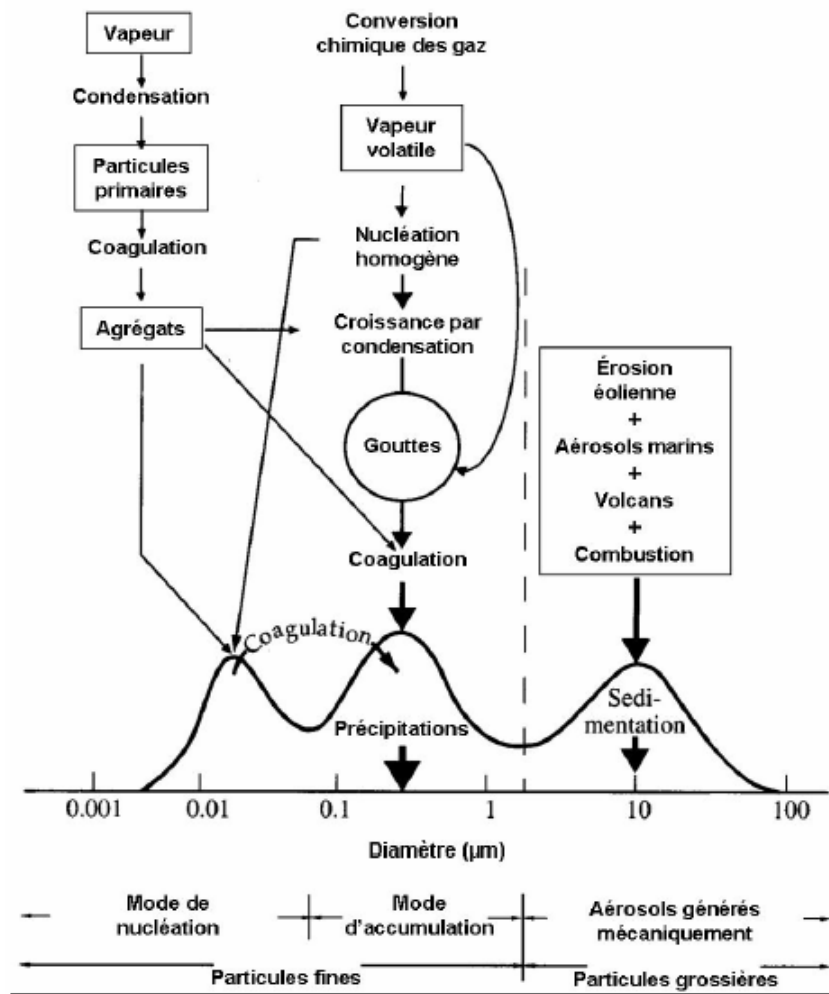


FIG. 2 – Processus de formation et distribution en taille des différents types d’aérosols, d’après *Whitby and Cantrell [1976]*.

importante source d’aérosols minéraux au monde [*Middleton and Goudie, 2001; Israelevich et al., 2002; Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003*]. C’est en effet cette région qui a la plus forte moyenne annuelle globale de l’indice TOMS AI [*Prospero et al., 2002; Washington et al., 2003*]. Ce résultat a ensuite été confirmé grâce à d’autres observations satellitaires issues des capteurs embarqués sur Météosat (le produit *Infrared Difference Dust Index, IDDI* [*Legrand et al., 2001*], défini en annexe 2) et Terra (les capteurs *Multi-angle Imaging Spectroradiometer, MISR*, [*Zhang and Christopher, 2003*] et *Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, MODIS*, [*Koren and Kaufman, 2004*]). Ainsi, de nos jours, la région de Bodélé contribue à plus de la moitié de la quantité d’aérosols minéraux émis depuis le Sahara chaque année, dont les estimations varient entre 130 et 1600 $Mt\ an^{-1}$.

La dépression de Bodélé est située à la sortie du couloir formé par les massifs du Tibesti

Emission globale annuelle d'aérosols minéraux (Mt/an)	Référence
500	<i>Peterson and Junge</i> [1971]
60-360	<i>Hidy and Brock</i> [1971]
130-200	<i>Joseph et al.</i> [1973]
jusqu'à 5000	<i>Schütz</i> [1980]
1800-2000	<i>D'Almeida</i> [1986]
2000	<i>Schütz and Seibert</i> [1987]
3000	<i>Tegen and Fung</i> [1994]
1000-2000	<i>Duce</i> [1995]
1222	<i>Tegen and Fung</i> [1995]
1500	<i>Andreae</i> [1996]
3000	<i>Mahowald et al.</i> [1999]
1000-3000	<i>Houghton et al.</i> [2001]
2150	<i>Penner et al.</i> [2001]
1814	<i>Ginoux et al.</i> [2001]
1650	<i>Chin et al.</i> [2002]
1100	<i>Tegen et al.</i> [2002]
1060±194	<i>Werner et al.</i> [2002]
1654	<i>Luo et al.</i> [2003]
1654	<i>Mahowald and Luo</i> [2003]
1490±160	<i>Zender et al.</i> [2003]
2073	<i>Ginoux et al.</i> [2004]
1018	<i>Miller et al.</i> [2004a]
1921	<i>Tegen et al.</i> [2004]
1000-2150	<i>Zender et al.</i> [2004]
1790	<i>Jickells et al.</i> [2005]

TAB. 2 – Emissions globales annuelles d'aérosols minéraux en $Mt\ an^{-1}$ estimées à partir de différents modèles globaux (d'après *Duce* [1995]; *Zender et al.* [2004]; *Engelstaedter et al.* [2006]).

(point culminant : sommet de l'Emi Koussi à 3415 m) et de l'Ennedi (point culminant : mont Basso à 1450 m). Cette situation géographique particulière fait que cette région est assujettie en permanence à un jet de basse couche (*Low Level Jet*, LLJ), situé à 925 hPa , récemment mis en évidence dans les données de réanalyse par *Goudie et al.* [2003] et *Washington and Todd* [2005]. La topographie complexe de cette région rend ce jet de basse couche difficile à modéliser par les modèles globaux. *Koren and Kaufman* [2004] ont en effet mis en évidence que les données de réanalyse du *National Center for Environmental Predictions* (NCEP) sous-estiment la vitesse du vent à 925 hPa au-dessus de la région de Bodélé (i.e. le LLJ) d'un facteur 2. Comme la fréquence des émissions d'aérosols minéraux est contrôlée par le nombre de fois où la vitesse du vent dépasse

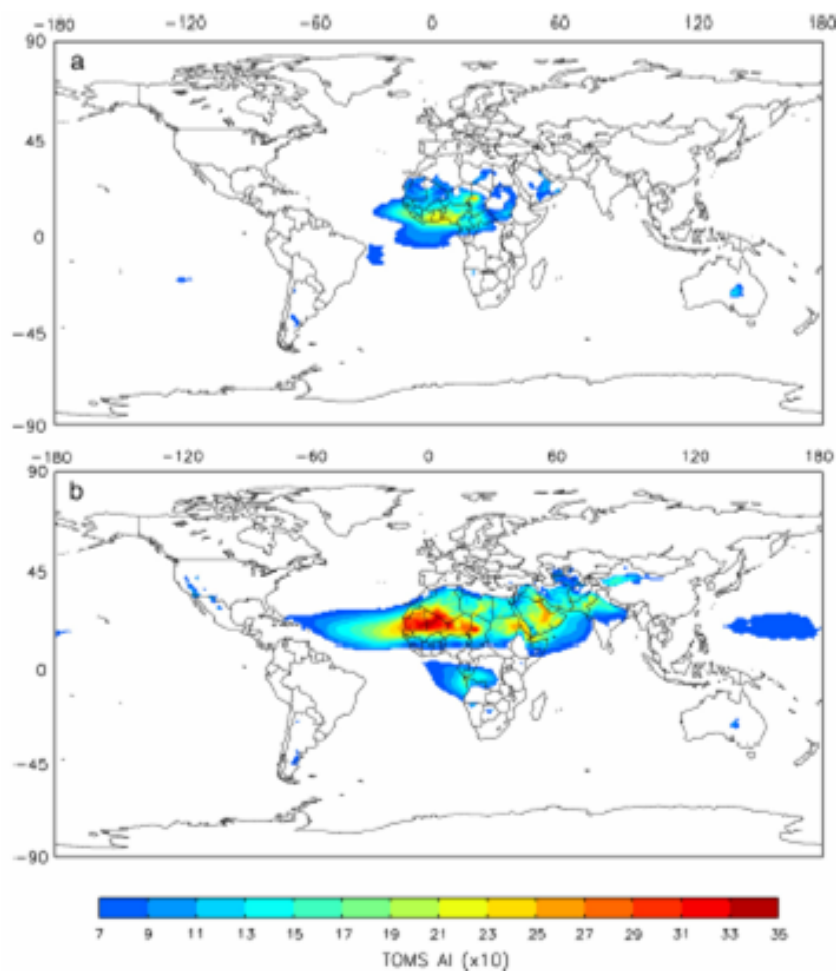


FIG. 3 – Moyenne saisonnière des TOMS AI ($\times 10$) sur la période 1980-1992 pour (a) novembre à janvier, (b) mai à juillet [Engelstaedter et al., 2006].

un certain seuil, une sous-estimation de la vitesse du vent en surface conduit obligatoirement à une sous-estimation des émissions d'aérosols minéraux. Compte tenu de l'importance de la région de Bodélé du point de vue des émissions mondiales d'aérosols minéraux, il est crucial qu'elle soit modélisée de façon réaliste. C'est pourquoi une partie de mon travail de thèse a consisté à comprendre la circulation atmosphérique dans cette région à topographie complexe afin de fournir les bases qui permettront de proposer par la suite une correction des champs de vents à grande échelle pour cette région.

Les émissions d'aérosols minéraux sont très variables dans l'espace, mais également dans le temps : la variabilité temporelle des émissions d'aérosols minéraux va en effet de l'échelle de temps journalière (e.g. Bertrand et al. [1979]; N'TchayMbourou et al. [1997]; Ozer [2001]) à l'échelle de temps géologique (e.g. Kohfeld and Harrison [2001]). Les émissions d'aérosols minéraux sont donc contrôlées par des facteurs climatiques comme, par exemple, l'Oscillation Nord Atlantique (*North Atlantic Oscillation*, NAO) [Moulin et al., 1997; Ginoux et al., 2004], les périodes de sé-

cheresse [Middleton, 1985; Littmann, 1991] ou les changements de la couverture terrestre [Tegen and Fung, 1995]. De nos jours, une région particulièrement sensible à ces facteurs est la région sahélienne. En effet, depuis le milieu des années 1960, une augmentation de la fréquence des tempêtes de sable coïncidant avec les périodes de sécheresse a été observée dans la zone sahélienne [Middleton, 1985; Goudie and Middleton, 1992]. Cette tendance se reflète d'ailleurs dans l'augmentation des concentrations en aérosols minéraux sahariens mesurées à la Barbade entre 1965 et 1992 [Zhu et al., 1997]. Les émissions d'aérosols minéraux dans la zone sahélienne sont liées au passage des systèmes convectifs méso-échelle (*Mesoscale Convective System*, MCS) [Rajot, 2001]. Cependant, ce type d'événements, compte tenu de leur durée de vie et de leur échelle, est difficile à représenter dans les modèles globaux. De ce fait, la part des émissions africaines provenant de la zone sahélienne est difficile à estimer. C'est pourquoi le deuxième volet de ce travail de thèse porte sur le rôle des MCS sur le cycle de l'aérosol minéral africain et s'inscrit dans le cadre de la campagne *Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine* (AMMA, [Redelsperger et al., 2006a;b]), qui sera décrite en détail dans le chapitre 4, dont l'un des objectifs est de comprendre le rôle des MCS sur le cycle de l'aérosol minéral dans la région sahélienne.

- Transport -

Les aérosols minéraux ont un temps de résidence dans l'atmosphère compris entre quelques heures et une dizaine de jours [Tegen and Fung, 1994; Tegen et al., 1996; Mahowald et al., 1999; Ginoux et al., 2001]. Une fois émis dans l'atmosphère, ils vont donc pouvoir être transportés à grande distance. La figure 4 résume les principales directions de transport de l'aérosol minéral mondial obtenues à partir d'analyses météorologiques.

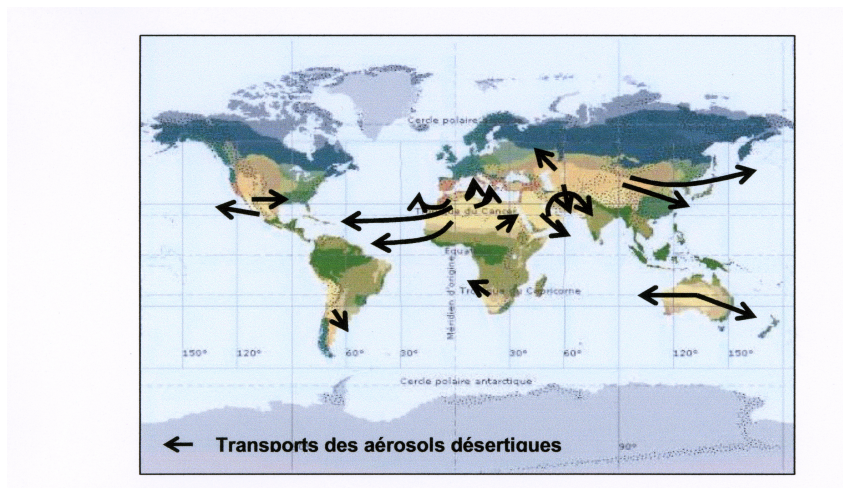


FIG. 4 – Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux, d'après Meigs [1953]; Coudé-Gaussen [1984].

Ainsi, les panaches d'aérosols minéraux émis depuis le nord de l'Afrique sont principalement transportés suivant trois trajectoires :

- en direction de l'ouest au-dessus de l'Océan Nord Atlantique [*Carlson and Prospero, 1972; Moulin et al., 1997*] jusqu'en Amérique du Nord en été [*Prospero et al., 1970; Perry et al., 1997*], en particulier jusqu'aux Antilles [*Petit et al., 2005*], et jusqu'en Amérique du Sud en hiver [*Dubief, 1979a;b; Swap et al., 1992; Shinn et al., 2000*], en particulier jusqu'en Amazonie [*Koren et al., 2006*],
- en direction du nord par dessus la Méditerranée occidentale et centrale [*Loije-Pilot et al., 1986*] jusqu'au sud de l'Europe [*Avila et al., 1997; Rodriguez et al., 2001*], voire même parfois jusqu'au nord de l'Europe [*Franzen et al., 1994*],
- en direction de l'est par dessus l'est de la Méditerranée [*Ganor and Mamane, 1982; Herut and Krom, 1996; Kubilay et al., 2000*] et jusqu'au Moyen Orient [*Ganor et al., 1991*].

Les panaches d'aérosols minéraux du nord-est de l'Asie se déplacent quant à eux principalement vers l'est, au-dessus de la mer de Chine et de l'Océan Pacifique. Ceci résulte, en particulier, de l'activité des fronts cycloniques de Mongolie sur le nord-est de l'Asie [*Merrill et al., 1989; Qian et al., 2002; Sun, 2002*].

- Propriétés optiques -

Des mesures *in-situ* des propriétés optiques de l'aérosol minéral Saharien local (e.g. *Haywood et al. [2003]; Tanré et al. [2003]*) et transporté (e.g. *Kaufman et al. [2001]; Moulin et al. [2001]; Coen et al. [2004]*) et de l'aérosol minéral asiatique [*Huebert et al., 2003; Clarke et al., 2004; Shi et al., 2005; Mikami et al., 2006*] révèlent que l'aérosol minéral est beaucoup moins absorbant que ce que suggéraient les précédents modèles. A 670 nm, l'albédo de diffusion simple, ω_0 , de l'aérosol minéral est compris entre 0,90 et 0,99, avec une estimation globale centrale de 0,96. Ces résultats sont en accord avec les mesures effectuées en laboratoire [*Alfaro et al., 2004*] et avec la modélisation basée sur le contenu en hématite des sources d'aérosols minéraux [*Claquin et al., 1999; Shi et al., 2005*]. Des analyses de l'albédo de diffusion simple mesuré sur une longue période aux stations du réseau AERONET (*AEROSOL ROBOTIC NETWORK [Holben et al., 1998]*) sous l'influence des aérosols sahariens suggère une valeur moyenne de 0,95 à 670 nm [*Dubovik et al., 2002*]. Les aérosols minéraux asiatiques non pollués étudiés pendant ADEC (*Aeolian Dust Experiment on Climate*) de 2000 à 2005 ont un albédo de diffusion simple moyen de 0,93 à 670 nm [*Mikami et al., 2006*]. Enfin, des mesures d'interférométrie depuis des avions et depuis la surface ont maintenant été effectuées pour un certain nombre de cas et permettent d'estimer la signature spectrale infrarouge de l'aérosol minéral : ces mesures indiquent un pic d'absorption au milieu de la fenêtre atmosphérique comprise entre 8 et 13 μm [*Highwood et al., 2003*].

- Impacts environnementaux -

Les aérosols, en diffusant et en absorbant en partie les radiations solaire et tellurique, vont pouvoir changer les flux radiatifs entrant et sortant de l'atmosphère, c'est-à-dire agir sur l'effet de serre [*Lacis and Mishchenko, 1995*] (effet radiatif direct). Dans les courtes longueurs d'onde, au sommet de l'atmosphère, *Hsu et al. [2000]*, en utilisant les données ERBE (*Earth Radiation*

Forçage aux courtes longueurs d'onde ($W m^{-2}$)	Forçage aux grandes longueurs d'onde ($W m^{-2}$)	Forçage net ($W m^{-2}$)	Référence ou modèle
-0,21	+0,31	+0,1	<i>Liao et al.</i> [2003]
-0,28	+0,14	-0,14	<i>Reddy et al.</i> [2005]
-0,20	+0,07	-0,13	<i>Jacobson</i> [2001]
-0,53	+0,13	-0,40	<i>Myhre and Stordal</i> [2001]
-0,75	+0,19	-0,56	GCM du <i>Goddard Institute for Space Studies</i> (GISS)*
-0,56	+0,19	-0,37	Modèle de chimie-transport de l'université d'Oslo*
-0,60	+0,30	-0,30	GCM LMDzT 3.3 INCA du <i>Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement</i> (LSCE)*
-0,54	+0,19	-0,35	Modèle de chimie-transport « IMPACT » de l'Université du Michigan*

TAB. 3 – Forçage radiatif annuel global au sommet de l'atmosphère du aux aérosols minéraux estimé suivant différents modèles globaux. **Résultats obtenus dans le cadre du projet d'intercomparaison de modèles AeroCom* (<http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM>; pour la description des modèles, voir *Textor et al.* [2006]).

Budget Experiment) et TOMS, ont déterminé un pic du forçage radiatif moyen, c'est-à-dire de la perturbation moyenne créée par la présence d'aérosols minéraux sur les flux radiatifs sortants de l'atmosphère, d'environ $-45 W m^{-2}$ pour juillet 1985. *Haywood et al.* [2003] ont mesuré localement au-dessus de l'océan Atlantique au large des côtes ouest africaines un forçage radiatif dans les courtes longueurs d'onde dû à la présence d'aérosols minéraux pouvant atteindre $-130 W m^{-2}$. Dans les grandes longueurs d'onde, *Hsu et al.* [2000] ont estimé que ce forçage radiatif au-dessus du continent Nord-Africain pouvait atteindre $+25 W m^{-2}$ en juillet 1985. Plus récemment, dans des conditions de ciel clair, *Haywood et al.* [2005] ont déterminé que ce même forçage radiatif pouvait atteindre $+50 W m^{-2}$ en juillet 2003. Si on veut étendre ces résultats ponctuels à une échelle climatologique, i.e. à des échelles de temps et d'espace plus grandes, il est nécessaire d'utiliser la modélisation. Le tableau 3 résume les dernières estimations faites concernant le forçage radiatif des aérosols minéraux au sommet de l'atmosphère. Comme le souligne ce tableau, l'ordre de grandeur et même le signe de ce forçage reste incertain. Une part de cette incertitude peut être expliquée par le fait que les GCM prennent mal en compte l'hétérogénéité des panaches d'aérosols minéraux. En effet, comme pour les nuages, l'impact radiatif des panaches d'aérosols minéraux est généralement calculé à l'aide de modèles de transfert radiatif utilisant l'approximation plan-

parallèle, i.e. les panaches d'aérosols sont considérés comme des couches limitées par deux plans infinis parallèles. Or, *Bouet et al.* [2006] (voir annexe 5) ont montré que l'utilisation de cette approximation sur des scènes nuageuses hétérogènes pouvait induire des biais pouvant dépasser 100% sur les flux actiniques calculés. On peut supposer que le même type de conclusions aurait été obtenu pour des couches d'aérosols minéraux.

Cependant, les aérosols minéraux vont avoir bien d'autres impacts sur le système terrestre. En effet, la présence d'aérosols minéraux peut, par exemple, réduire les températures de surface (e.g. *Todd et al.* [2007]), refroidir les océans [*Schollaert and Merrill*, 1998] et changer les taux de réchauffement atmosphériques de même que le cycle hydrologique [*Miller et al.*, 2004b]. Les aérosols minéraux vont également pouvoir influencer les propriétés des nuages (e.g. *Wurzler et al.* [2000], effet radiatif indirect) ou la formation des nuages glacés (e.g. *Ansmann et al.* [2005]), modifiant de ce fait les quantités de précipitations [*Bryson and Barreis*, 1967; *Maley*, 1982].

Durant leur transport, les aérosols minéraux vont également pouvoir intervenir dans la chimie atmosphérique via des réactions hétérogènes de surface (e.g. *Dentener et al.* [1996]; *Bauer et al.* [2005]; *Bonasoni et al.* [2004]; *Wagner et al.* [2007]) ou lors de leur incorporation dans les gouttelettes d'eau nuageuse via des réactions multiphasiques [*Lojje-Pilot et al.*, 1986; *Losno et al.*, 1991] et ainsi agir sur les cycles biogéochimiques de certains éléments tels que le fer ou le phosphore.

- Puits -

Les aérosols minéraux ont deux puits principaux : le dépôt sec (par impaction ou sédimentation des particules) et le dépôt humide (par incorporation des particules dans les nuages ou abattement au sol par les précipitations). Les aérosols minéraux sahariens contiennent un certain nombre d'espèces nutritives comme du fer [*Zhu et al.*, 1997] ou du potassium, de l'ammonium, du nitrate et du phosphate [*Talbot et al.*, 1986; *Swap et al.*, 1996]. En zones de retombées, les aérosols minéraux vont donc être une source de nutriments pour les écosystèmes terrestres [*Swap et al.*, 1992; *Chadwick et al.*, 1999; *Okin et al.*, 2004; *Koren et al.*, 2006] et marins [*Duce*, 1986; *Martin*, 1990; *Bergametti et al.*, 1992; *Jickells et al.*, 2005], même s'ils sont soupçonnés aux Caraïbes de détruire les coraux [*Shinn et al.*, 2000].

Même si le cycle des aérosols minéraux peut être schématisé de façon très simple, nous venons de voir qu'il existe de nombreuses incertitudes le concernant, notamment sur le continent africain. Ce travail de thèse a donc pour objectif principal de documenter, à l'aide de la modélisation méso-échelle, le cycle des aérosols minéraux sur le continent nord-Africain dans deux régions complexes actuellement mal représentées dans les modèles de circulation générale : la région de Bodélé et la zone sahélienne.

Ce document s'articule de la façon suivante. Le chapitre 1 présente quelques éléments de la climatologie africaine et, en particulier, ceux liés au cycle des aérosols minéraux au Sahara et au Sahel. Ensuite, le chapitre 2 présente le modèle numérique qui a servi à ce travail. Les chapitres 3 et 4 présentent les principaux résultats obtenus concernant le cycle des aérosols minéraux

respectivement dans la région de Bodélé et dans la zone sahélienne. Enfin, le chapitre 5 présente les principales conclusions et perspectives de ce travail.

AÉROSOLS ET CLIMATOLOGIE AFRICAINE

Ce chapitre présente un rappel des connaissances nécessaires à la compréhension du travail présenté dans ce document. Après avoir rappelé le mécanisme de production des aérosols minéraux, une brève description de la climatologie de l'Afrique au nord de l'Equateur (incluant une description détaillée du cycle de vie d'un système convectif méso-échelle, objet du chapitre 4) est présentée. Enfin, les interactions pouvant exister entre les aérosols minéraux et le système climatique nord africain sont décrites.

1.1 Mode de production de l'aérosol minéral

Comme nous l'avons brièvement évoqué dans l'introduction générale, les émissions d'aérosols minéraux sont un phénomène à seuil qui dépend de la vitesse du vent de surface. Ce chapitre s'attache à détailler les mécanismes à l'origine du soulèvement des aérosols minéraux et à expliquer d'où provient ce minimum qu'il est nécessaire de franchir pour permettre l'érosion des sols.

1.1.1 Action du vent sur le sol

L'atmosphère est un fluide en mouvement autour d'une sphère, la Terre. A sa base, l'atmosphère est freinée par la présence de la surface (sol ou eau), ce qui engendre la création d'une couche limite dite « de surface ». A l'intérieur de cette couche limite, l'écoulement de l'air est turbulent (nombre de Reynolds de l'ordre de 10^9 dans la couche limite atmosphérique ; cf. Annexe 3). A cette production mécanique de turbulence peut s'ajouter une composante d'origine thermique qui peut être positive (convection), négative (situation d'inversion) ou nulle (neutralité thermique). Dans ce dernier cas, le profil de vitesse observé à une hauteur suffisante au-dessus des aspérités du sol est logarithmique et est donné par [Priestley, 1959] :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left(\frac{z}{Z_0} \right) \quad (1.1)$$

avec $u(z)$ la composante horizontale moyenne du vecteur vitesse mesurée (en $m s^{-1}$) selon la direction de l'écoulement à une hauteur z (en m) au-dessus du sol, u^* la vitesse de friction de l'écoulement (en $m s^{-1}$), k la constante de von Karman ($k = 0,4$) et Z_0 la hauteur de rugosité aérodynamique (en m).

D'un point de vue physique, u^* peut être considérée comme une mesure de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement atmosphérique sur le sol (Fig. 1.1) puisque :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (1.2)$$

ρ_a désignant la masse volumique de l'air (en $kg m^{-3}$).

Z_0 , quant à elle, traduit l'effet de la rugosité du sol sur l'efficacité du vent u à mobiliser la matière du sol. Z_0 dépend ainsi de la taille, de la forme et de la densité des aspérités de la surface [Marshall, 1971; Arya, 1975].

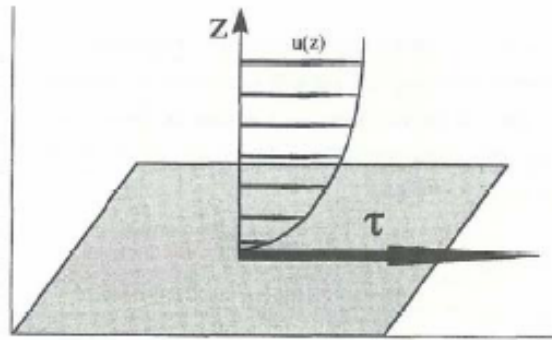


FIG. 1.1 – Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol [Alfaro, 1997]. Le profil de vitesse du vent est représenté par la quantité variable $u(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, qui est fonction de l'altitude z .

1.1.2 Mise en mouvement des agrégats constitutifs du sol

Les sols, en région source d'émission d'aérosols minéraux, sont principalement constitués d'agrégats [Petitjohn et al., 1972; Greeley and Iversen, 1985]. Pour déterminer l'effet de l'écoulement atmosphérique sur ces agrégats, on peut tout d'abord envisager une situation simplifiée [Greeley and Iversen, 1985] dans laquelle tous les agrégats sont supposés sphériques, de même diamètre D_p et de même masse volumique ρ_p .

1.1.2.1 Bilan des forces exercées sur un agrégat

Les forces qui s'exercent sur les grains du sol et qui maintiennent la cohésion des agrégats sont les forces de gravité, les forces de cohésion interparticulaire [Iversen and White, 1982] et les forces

capillaires lorsque les sols atteignent une certaine teneur en eau liquide [McKenna-Neumann and Nickling, 1989; Fécan et al., 1999; Ishizuka et al., 2005]. On comprend alors aisément que, pour mettre les grains du sol en mouvement, il faut qu'une force supérieure à la somme des forces de gravité, des forces de cohésion interparticulaire et des forces capillaires s'exerce sur le sol. Cela signifie que, pour chaque type de sol, il existe une vitesse de friction minimale, dite « vitesse de friction seuil » (notée u_t^*), qu'il est nécessaire de dépasser afin d'arracher la particule du sol.

Les vitesses de friction seuil relatives à différents types de sol et selon le diamètre des particules constitutives des sols sont accessibles via des expériences en soufflerie [Gillette et al., 1982; Nickling and Gillies, 1989; Kardous, 2005]. Ces vitesses peuvent varier de $0,2 \text{ m s}^{-1}$ pour des grains secs, éléments d'un sol meuble et lisse, d'un diamètre voisin de $100 \mu\text{m}$ [Chepil, 1951] à plus de $1,8 \text{ m s}^{-1}$ [Gillette et al., 1982].

1.1.2.2 Facteurs dont dépend la vitesse de friction seuil u_t^*

Dans le cas d'un sol sec, il y a équilibre entre les forces de gravité et de cohésion interparticulaire. Si on représente u_t^* en fonction du diamètre D_p des particules (Fig. 1.2), on note qu'il existe un minimum aux environs de $80 \mu\text{m}$. En effet, au-dessus de $80 \mu\text{m}$, le poids des particules, qui augmente avec le diamètre des particules, va les empêcher d'être mises en mouvement; en dessous de $80 \mu\text{m}$, ce sont les forces de cohésion interparticulaire, qui augmentent quand D_p diminue, qui vont être à l'origine de l'augmentation de u_t^* .

Dans le cas d'un sol humide, une force supplémentaire apparaît, la force de capillarité, et qui tend à augmenter la valeur de u_t^* [McKenna-Neumann and Nickling, 1989; Fécan et al., 1999].

Dans tous les cas, la présence d'éléments non érodables (végétation, rochers...) augmente la vitesse de friction seuil u_t^* en dissipant une partie de l'énergie éolienne disponible pour l'érosion.

Un autre élément, cependant encore mal compris, peut diminuer, voire inhiber, les émissions d'aérosols minéraux : la neige. En effet, Kurosaki and Mikami [2004] ont montré que la couverture neigeuse pouvait avoir une influence importante sur les fréquences d'émissions d'aérosols minéraux au printemps en Asie de l'Est, sans malheureusement établir un lien avec la vitesse de friction seuil.

Enfin, la teneur en argile des sols, qui conditionne la formation d'agrégats de taille importante ou de croûtes protectrices à la surface des sols [Gillette, 1978; Gillette et al., 1980; 1982], a une influence sur u_t^* : plus la teneur en argile des sols augmente, plus u_t^* augmente.

1.1.3 Les différents mouvements des particules mobilisées

Suivant leur taille, les particules arrachées du sol vont présenter différents mouvements, comme illustré sur la figure 1.3. En effet, une fois soulevée, la particule va être soumise à son poids, qui a tendance à la faire retomber, et à la résultante verticale des forces aérodynamiques qui la soutiennent. Pour déterminer si la particule arrachée au sol continuera son ascension ou retombera, il suffit de comparer la vitesse limite de chute, U_f , de la particule dans de l'air supposé immobile et la vitesse de friction u^* [Bagnold, 1973].

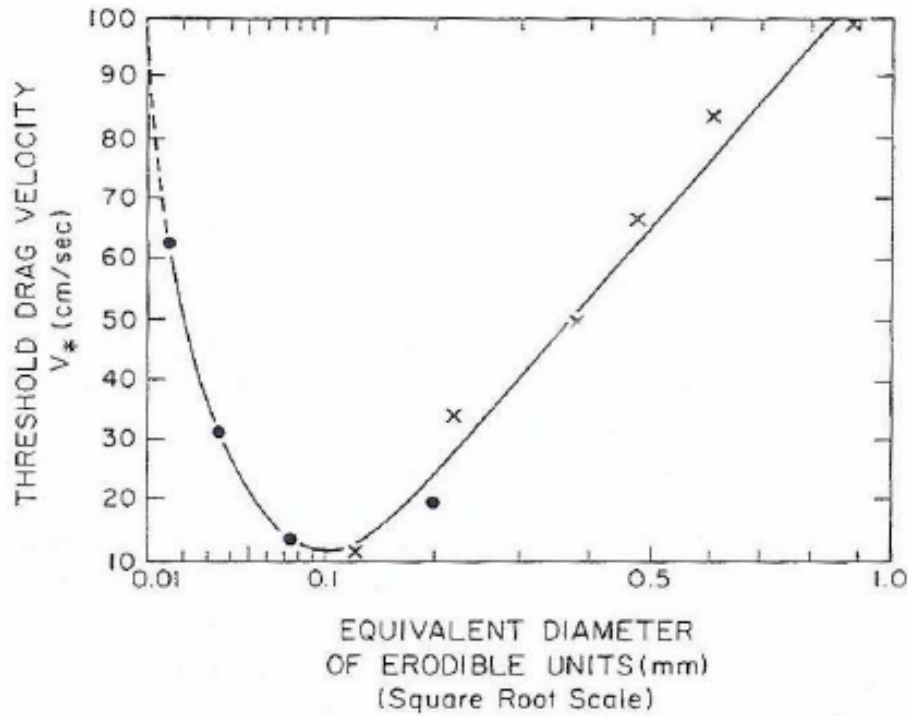


FIG. 1.2 – Variation de la vitesse de friction seuil u_t^* en fonction du diamètre D_p des particules érodables [Chepil, 1951].

1.1.3.1 Cas où $U_f < u^*$

La particule est entraînée en un mouvement ascendant dit « de suspension ». Dans des conditions naturelles ($0 < u^* < 100 \text{ cm s}^{-1}$), on estime que les particules dont le diamètre est inférieur à $70 \mu\text{m}$ sont entraînées en suspension. Cependant, ce type de particules se trouve rarement à l'état libre dans les sols naturels et il faut une action mécanique pour que des particules plus fines soient libérées. Dans le cas de particules dont le diamètre est compris entre 20 et $70 \mu\text{m}$, la mise en suspension sera relativement brève et ces particules retomberont assez près des zones source. Dans le cas de particules dont le diamètre est inférieur à $20 \mu\text{m}$, le temps où la particule sera en suspension pourra être plus long et ces particules pourront donc être transportées à grande distance.

1.1.3.2 Cas où $U_f > u^*$

La particule est entraînée dans un mouvement essentiellement horizontal. Suivant le diamètre des particules, il pourra s'agir d'un mouvement de reptation ($D_p > 500 \mu\text{m}$) [Pye, 1987; Shao, 2000] ou de saltation ($70 < D_p < 500 \mu\text{m}$).

Pour quantifier l'efficacité de la mise en mouvement des particules du sol par le vent, on utilise

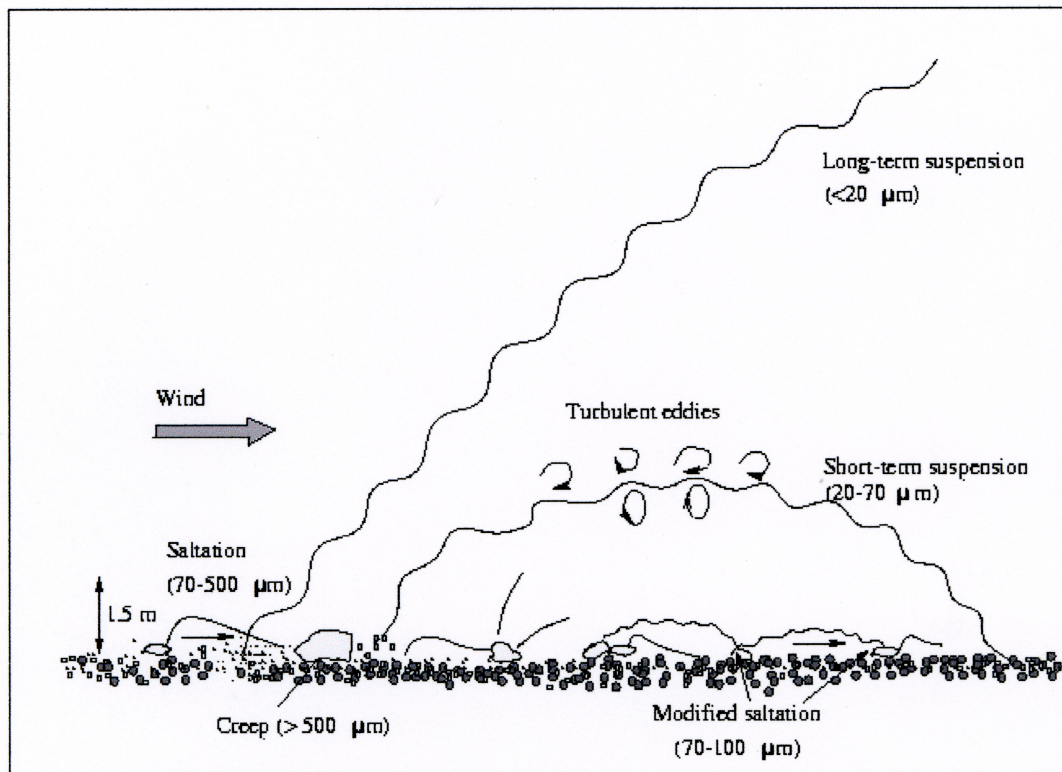


FIG. 1.3 – Mouvements des grains du sol sous l'action du vent en fonction de leur diamètre [Shao and Lu, 2000].

le flux de saltation, G . Ce flux est défini comme la masse de particules traversant à chaque seconde une surface rectangulaire, de largeur unité et de hauteur infinie, placée perpendiculairement au sol et à la direction moyenne de l'écoulement [Bagnold, 1941]. Il s'exprime en $g\ cm^{-1}\ s^{-1}$.

Au voisinage des régions source, la distribution granulométrique de l'aérosol minéral présente 2 modes (Fig. 1.4) : un mode grossier constitué des agrégats entraînés en saltation ou en suspension de courte durée, et un mode fin. Des mesures en soufflerie réalisées par Shao *et al.* [1993] ont montré que les particules constituant le mode fin de l'aérosol minéral n'étaient que difficilement mobilisables par action directe du vent. Il existe donc un processus supplémentaire à l'origine de la libération de ces fines particules : c'est le processus de sandblasting.

1.1.4 Le processus de sandblasting

Le processus de sandblasting est représenté sur la figure 1.5 : lorsque les agrégats entraînés en saltation retombent sur le sol, leur énergie cinétique peut être utilisée pour libérer certaines des particules fines qui le constituent [Gillette and Goodwin, 1974; Gillette and Walker, 1977]. L'intensité de production des fines particules dépend donc du rapport entre le flux d'énergie cinétique transféré par les agrégats et les forces de cohésion des particules formant les agrégats.

Du fait de leur faible taille, les fines particules libérées par sandblasting sont alors directement

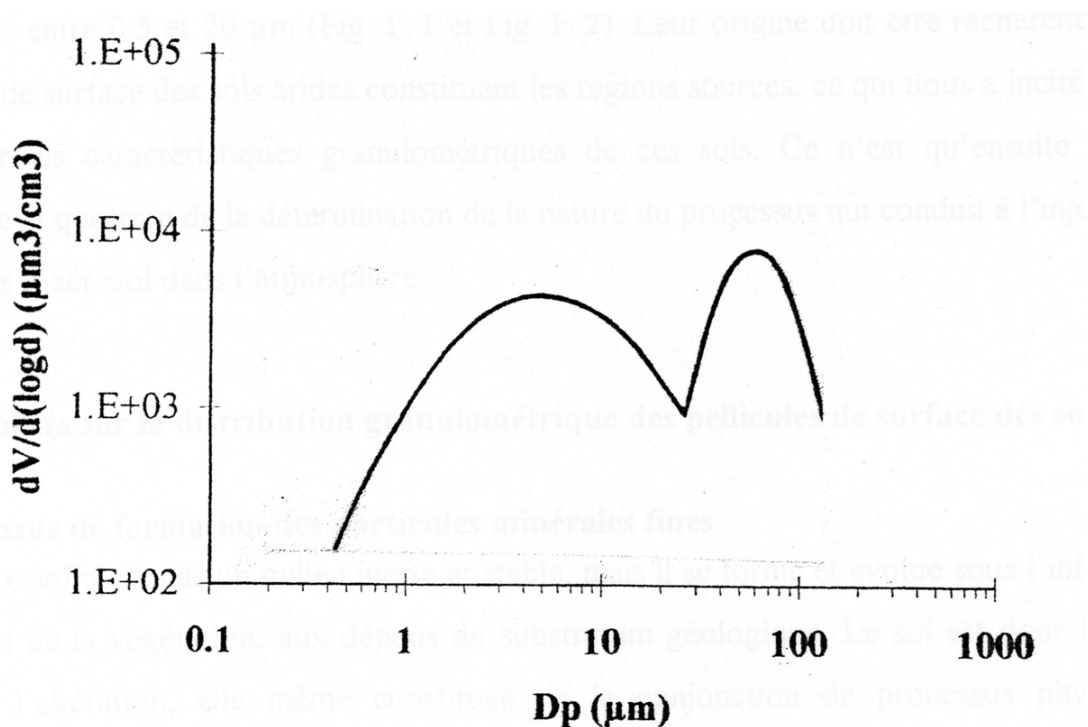


FIG. 1.4 – Distribution lognormale des particules minérales collectées en région source lors d’un épisode de soulèvement. Le mode grossier correspond à des agrégats directement entraînés en suspension, le mode plus fin correspond aux particules d’aérosol arrachées aux agrégats par sandblasting [Patterson and Gillette, 1977].

entraînées en suspension et constituent ainsi l’essentiel du flux vertical d’aérosols minéraux. Ce flux vertical, noté F , est défini comme la masse de particules traversant par unité de temps une surface d’aire unité, parallèle à la surface du sol et s’exprime en $\mu\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

1.2 Brève description de la climatologie africaine

Le but de ce chapitre est de présenter les principales caractéristiques du climat du nord de l’Afrique afin de pouvoir faire ensuite le lien avec notre objet d’étude, l’aérosol minéral africain.

1.2.1 Les ondes d’est africaines

Les ondes d’est africaines (*African Easterly Waves*, AEW) sont une caractéristique du climat du nord de l’Afrique. Ces ondes sont des phénomènes d’échelle synoptique résultant d’une perturbation du jet d’est africain. Les AEW trouvent leur origine près des reliefs éthiopiens et se propagent d’est en ouest avec une période de 3 à 5 jours et à une vitesse d’ensemble moyenne de 10 à 20 m s^{-1} à environ 700 hPa [Burpee, 1972; Berry and Thorncroft, 2005]. Les AEW sont reconnues pour avoir un lien avec l’activité cyclonique tropicale [Thorncroft and Hodges, 2001].

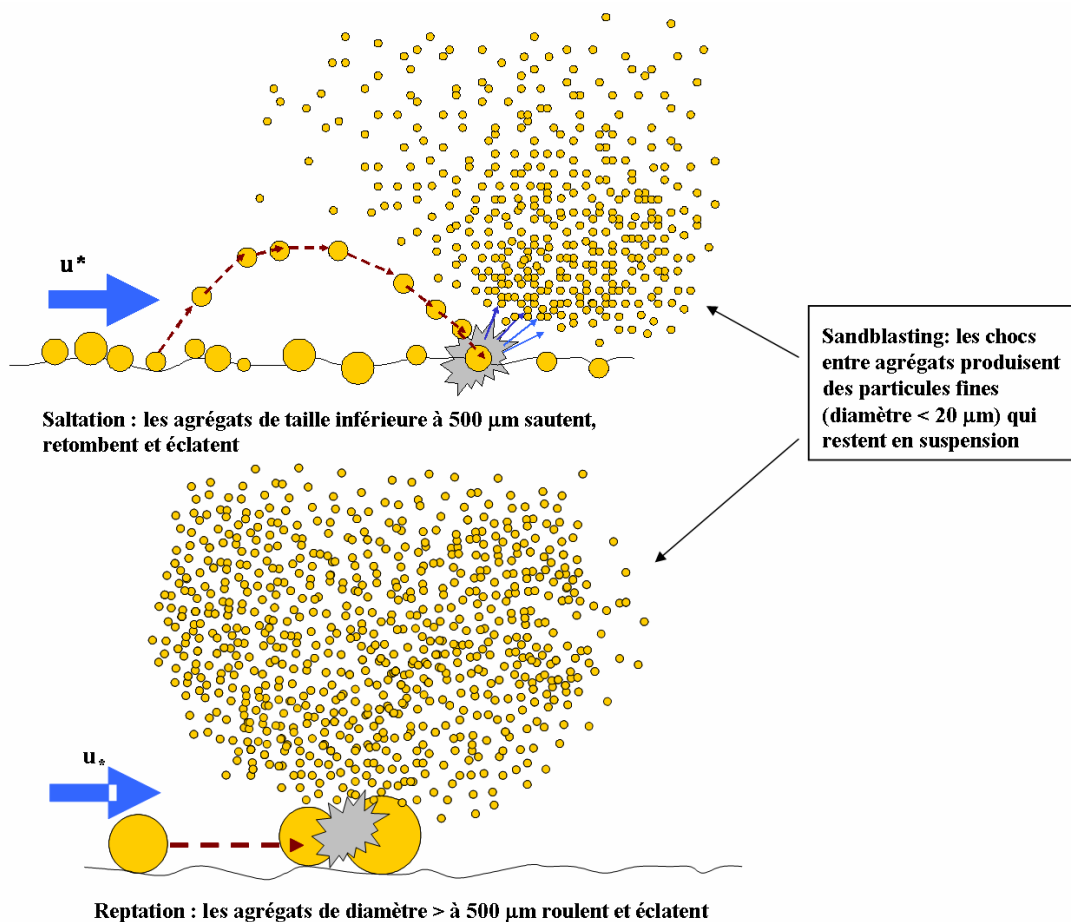


FIG. 1.5 – Illustrations du processus de sandblasting.

1.2.2 La mousson africaine

Le climat de l’Afrique de l’ouest est principalement contrôlé par les flux de mousson et d’Harmattan. En hiver (Fig. 1.6.a), l’Harmattan souffle du nord-est vers le sud-ouest, i.e. du continent vers l’océan, et apporte un air sec et chaud en provenance du désert du Sahara. Aux environs de la mi-mai, au début de l’été (Fig. 1.6.b), la *Zone de Convergence Inter-Tropicale* (ZCIT), jusque-là située en dessous de 10°N , remonte : c’est le début de la saison humide. Les vents changent et soufflent alors de l’océan vers le continent, apportant un air chargé d’humidité au-dessus des terres. Ceci conduit à la formation d’orages convectifs de méso-échelle, appelés « systèmes convectifs méso-échelle » (*Mesoscale Convective System*, MCS). Ces MCS vont être un élément majeur de la mousson africaine : *Hodges and Thorncroft* [1997] et *Mathon and Laurent* [2001] ont montré que ces systèmes sont à l’origine de la majorité des précipitations observées sur la région sahélienne pendant la mousson.

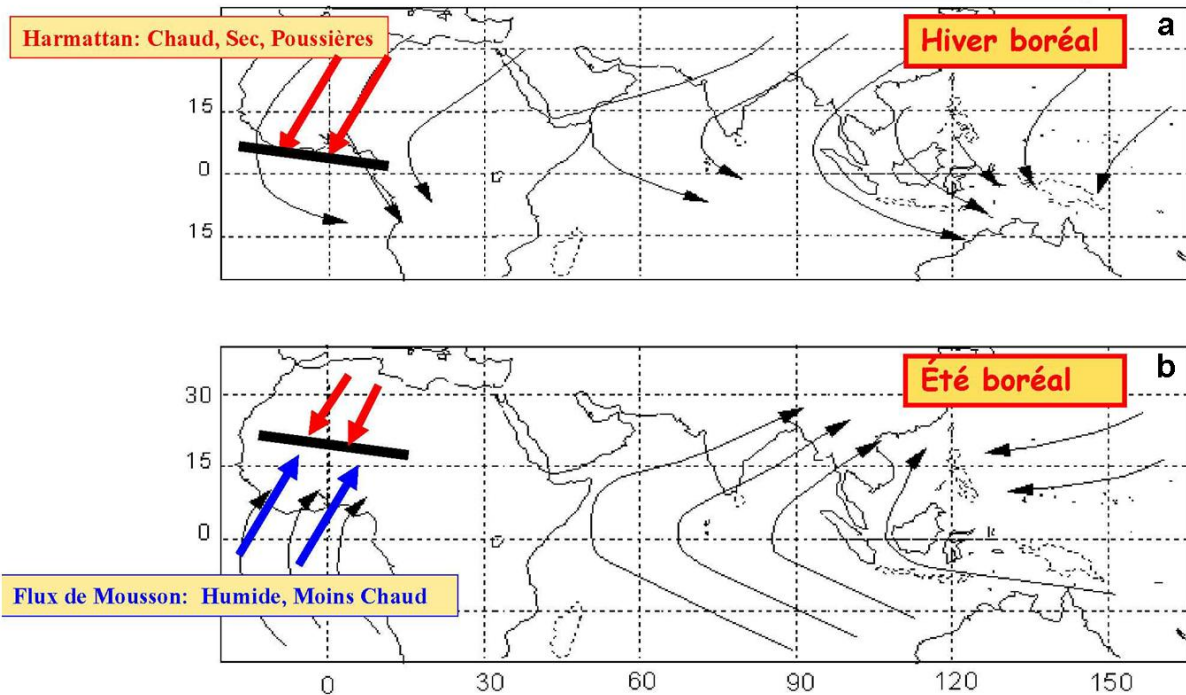


FIG. 1.6 – Représentation schématique de la mousson africaine (<http://www.amma-international.org>) durant l’hiver boréal (a) et l’été boréal (b). Les flèches rouges représentent le flux d’Harmattan ; les flèches bleues représentent le flux de mousson. Les flèches noires représente la circulation générale. Enfin, le trait noir épais représente la ZCIT.

1.2.3 Les systèmes convectifs méso-échelle

Ce paragraphe présente les différents types de systèmes convectifs méso-échelle que l’on peut rencontrer et analyse le cycle de vie de l’un d’entre eux en particulier, la ligne de grains, fréquemment observé en Afrique de l’ouest au cours de la saison humide.

1.2.3.1 Définition

Un système convectif méso-échelle est un système nuageux organisé qui se produit en connexion avec un ensemble de tempêtes et qui génère une aire de précipitations attenante de l’ordre de 100 *km* ou plus suivant l’échelle horizontale dans au moins une direction (d’après le glossaire de la *Société Américaine de Météorologie*). Les systèmes convectifs méso-échelle peuvent avoir des structures rondes ou linéaires. Les cyclones tropicaux, les lignes de grains ou encore les complexes convectifs méso-échelle (*Mesoscale Convective Complexes*, MCCs) sont des exemples de systèmes convectifs méso-échelle.

1.2.3.2 Cycle de vie d'une ligne de grains

Plusieurs campagnes de mesures ont déjà été menées pour étudier les lignes de grains tropicales (cf. annexe 1), permettant ainsi l'élaboration de plusieurs théories concernant le cycle de vie de ces systèmes. Parmi les campagnes de terrain recensées dans l'annexe 1, trois se sont plus particulièrement intéressées aux lignes de grains tropicales en Afrique de l'ouest.

La première de ces campagnes est GATE (*Global atmospheric research program's Atlantic Tropical Experiment*). Elle se déroula au large des côtes de l'Afrique de l'ouest du 17 juin au 23 septembre 1974. Elle comprenait des observations obtenues depuis des bateaux (principalement des observations radar, mais aussi des sondages, des observations de surface et des photographies) ainsi que des données satellite (pendant l'été 1974, le Satellite Météorologique Synchrone SMS-1, premier satellite géostationnaire opérationnel, a été spécialement positionné pour fournir une imagerie détaillée de la zone GATE) [Houze, 1977].

La deuxième campagne importante qui a étudié les lignes de grains en Afrique de l'ouest est COPT81 (*Convection Profonde Tropicale 81*). Le but de cette campagne était de mieux comprendre les caractéristiques dynamiques et électriques des systèmes convectifs précipitants dans les régions continentales tropicales [Sommeria and Testud, 1984]. COPT81 se déroula en mai et juin 1981 dans le nord de la Côte d'Ivoire. Une instrumentation importante a été déployée pendant cette campagne incluant deux radars Doppler, une station météorologique centrale équipée pour la réception de données satellite, des radiosondages, un sondeur acoustique, une station électrique et électromagnétique et un ensemble de stations météorologiques et électriques au sol.

Enfin, plus récemment, la campagne internationale AMMA (*Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine*) a été entreprise pour documenter la mousson en Afrique de l'Ouest et ses composantes. Cette campagne sera décrite en détail dans le chapitre 4.

Le présent paragraphe (1.2.3.2), qui reprend le travail d'Evan Kucheera de 2003, présente une synthèse de nos connaissances sur le cycle de vie des lignes de grains tropicales.

Conditions pré-convectives et début de la convection

Un environnement convectif tropical typique contient une quantité modérée d'énergie convective potentielle disponible (*Convective Available Potential Energy*, CAPE, qui représente la quantité d'énergie disponible pour la convection d'une parcelle d'air [Kerry, 1994]), ce qui est favorable au développement de la convection [Barnes and Sieckman, 1984]. Dans ce type d'environnement, d'un jour à l'autre, les couches mélangées proches de la surface qui nourrissent la convection n'évoluent généralement pas beaucoup [Barnes and Sieckman, 1984; Chin and Wilhelmson, 1998]. Cette quantité modérée de CAPE conduit couramment à des nuages et des averses convectives, mais pas nécessairement à des systèmes convectifs organisés.

Deux conditions environnementales principales sont requises pour permettre la naissance d'une convection organisée :

1. un minimum des valeurs de θ_e aux environs du niveau 700 hPa [Houze, 1977; Barnes and

Sieckman, 1984], où θ_e représente la température potentielle équivalente (i.e. la température résultante après que toute la chaleur latente se soit dégagée d'une parcelle d'air et que cette dernière ait été ramenée de façon adiabatique jusqu'au niveau de pression 1000 hPa),

2. un fort cisaillement du vent depuis la surface jusqu'au niveau 700 hPa [*Zipser*, 1977; *Rotunno et al.*, 1988; *Weisman*, 1993; *Trier and Parsons*, 1995; *Chin and Wilhelmson*, 1998].

Explication de la condition n°1

Quand un forçage à grande échelle déclenche la convection, la masse d'air soulevée redescend et se disperse, initiant de ce fait un soulèvement frontal qui force le courant d'air ascendant ambiant, ce qui crée de nouveaux nuages et renforce la convection. Si l'air ambiant et l'air à 700 hPa sont secs, l'entraînement favorise le mélange dans le nuage et diminue l'énergie de flottabilité dans le nuage, via le refroidissement dû à l'évaporation. Cette flottabilité plus faible va fortement contraster avec l'air près de la surface qui, lui, a une flottabilité élevée, ce qui va résulter en un courant d'air descendant plus fort et un soulèvement frontal plus important.

L'environnement thermodynamique des bas niveaux va affecter la manière dont le courant descendant va générer une nouvelle convection. Pour former une nouvelle convection, ce courant descendant doit fournir assez d'énergie pour soulever l'air ambiant jusqu'à son niveau de convection libre (*Level of Free Convection*, LFC, qui est le niveau à partir duquel une parcelle d'air soulevée va continuer à monter juste grâce à sa propre flottabilité) et doit donc surmonter l'inhibition de la convection (*Convective INhibition*, CIN, qui représente la quantité d'énergie qui empêche une parcelle d'air d'atteindre son LFC en partant de la surface). Plus il y aura d'humidité et de chaleur près de la surface, moins le LFC sera haut et plus il sera facile au flux sortant de générer de nouvelles cellules convectives.

Explication de la condition n°2

Dans les environnements tropicaux, le cisaillement du vent dans les basses couches joue un rôle significatif dans l'organisation et dans les processus de régénération de la convection. *Rotunno et al.* [1988] ont montré que, quand le cisaillement du vent est normal à la direction de propagation du système convectif, la vorticité du cisaillement est égale à la vorticité au devant du front de rafale convectif, ce qui conduit à un soulèvement de la masse d'air plus important. Dans les systèmes convectifs où le cisaillement n'est pas significatif dans les basses couches, l'air environnemental ambiant initialement soulevé par le front de rafale est rapidement envoyé vers l'arrière, au-dessus du flux sortant. Quand le vent des basses couches du système convectif s'oppose au front de rafale, le soulèvement est plus profond et plus soutenu, ce qui rend plus probable le fait que le front de rafale atteigne le LFC de la particule et forme ainsi une convection vigoureuse. Ceci est particulièrement vérifié dans les environnements tropicaux où le LFC est particulièrement bas du fait d'une humidité abondante.

Autre facteur important

Un autre facteur important dans le processus de génération des lignes de grains est l'évaporation. En effet, *Chin and Wilhelmson* [1998] ont trouvé qu'aucune ligne de grains ne se formait

quand ils annulaient l'évaporation dans leur simulation de lignes de grains.

Eventuellement, de nouvelles cellules se forment et meurent et les flux sortants et les courants d'air ascendants se confondent au fil du temps en un système convectif organisé, quasi linéaire et quasi continu. Une aire méso-échelle de hautes pressions commence à se former là où la pluie refroidit l'air des courants d'air descendants qui convergent près de la surface [Chin and Wilhelmson, 1998; Tao and Simpson, 1989]. La différence de pression entre l'aire méso-échelle des hautes pressions et l'environnement favorise la convergence et la croissance de nouvelles cellules convectives aux bords des courants descendants refroidis par la pluie. Le système prend maintenant la forme du modèle conceptuel 2D schématisé sur la figure 1.6.

Phase mature de la ligne de grains

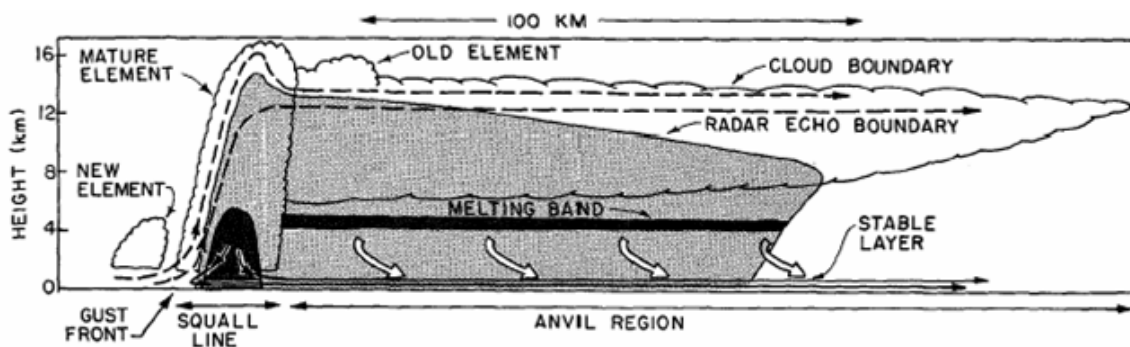


FIG. 1.7 – Coupe schématique d'une ligne de grains [Houze, 1977]. Les lignes de courant indiquent la circulation, relativement à la ligne de grains. Les lignes de courant tiretées indiquent la circulation des courants aériens ascendants, les lignes de courant solides et fines indiquent la circulation des courants aériens descendants à l'échelle convective associés à l'élément mature de la ligne de grains. Les flèches blanches épaisses indiquent les courants aériens descendants méso-échelle sous la base de l'enclume. L'ombrage foncé indique le fort écho radar dans la couche de fusion et dans la zone de précipitations importantes de l'élément mature de la ligne de grains. L'ombrage clair indique les échos radars plus faibles. Les lignes crantées indiquent les limites visibles des nuages.

Une fois que la convection s'est organisée, l'importance du cisaillement dans les basses couches augmente. À mesure que l'aire méso-échelle de hautes pressions se renforce, le front de rafale (*gust front* sur la figure 1.7) monte en avant du système. Le cisaillement des bas niveaux agit en s'opposant au front de rafale, fournissant assez de temps à la convergence locale pour générer de nouvelles cellules. À ce point de la vie de la ligne de grains, quel que soit le forçage de grande échelle qui a initié la convection, il n'est plus nécessaire au maintien du système, même si sa présence augmente la force du système [Skamarock et al., 1994; Chin and Wilhelmson, 1998]. Le fort soulèvement frontal existant et la faible CIN font que la ligne de grains peut se maintenir elle-même tant que le front de rafale ne coupe pas le flux entrant.

Même si la ligne de grains mature peut être pensée en deux dimensions, il existe des aspects

tri-dimensionnels importants qui ne peuvent pas être négligés [Skamarock et al., 1994] et qui vont être développés ici. Tout d’abord, la ligne de grains tend à être plus intense au centre qu’en avant de la ligne [Skamarock et al., 1994] et peut quelquefois produire une super cellule comme des tempêtes sur le flanc gauche de la ligne [Trier and Parsons, 1995; Chin and Wilhelmson, 1998]. Des trombes ont souvent été observées dans ces super cellules [Chin and Wilhelmson, 1998]. La zone de précipitations stratiformes à l’arrière de la ligne convective principale montre aussi des caractéristiques tri-dimensionnelles [Tao and Simpson, 1989].

D’autres types de cisaillement de vent affectent la structure tri-dimensionnelle du système mature. Montmerle et al. [2000] ont trouvé que les zones de croissance d’une nouvelle convection les plus vigoureuses dans les lignes de grains étaient déterminées par la quantité et la direction du cisaillement du vent des niveaux moyens. Le cisaillement des niveaux moyens modifie l’altitude de la couche de mélange (Fig. 1.7 : *melting band*) située au-dessus du réservoir froid des bas niveaux, changeant l’orientation de la zone de hautes pressions méso-échelle et donc les zones de plus forte convergence. LeMone et al. [1998] ont étudié comment les zones convectives s’alignent suivant divers cisaillements (Fig. 1.8). Par exemple, si les vecteurs de cisaillement aux deux niveaux sont parallèles, des éléments convectifs perpendiculaires peuvent se former à l’intérieur même de la ligne de grains. En revanche, quand le cisaillement de bas niveau est grand et que les éléments convectifs sont alignés parallèlement au cisaillement dans les niveaux moyens, mais normal à celui-ci dans les bas niveaux, la ligne de grains fléchit.

Dans la zone mature, une aire stratiforme de précipitations commence à se former derrière la ligne principale, sous l’enclume, où les tours convectives se délabrent. De forts vents ascendants avec de fortes pluies ont lieu entre cette aire stratiforme et le front de rafale [Zipser, 1977]. L’air descendant se propage en direction du front du système et encourage une nouvelle croissance convective, mais un peu de cet air se propage aussi en direction de l’arrière du système dans une couche de 200-400 m de profondeur [Houze, 1977]. L’aire stratiforme entière dans la ligne de grains subit un large courant d’air ascendant, ce qui cause un réchauffement au-dessus de la couche froide à la surface [Zipser, 1977]. Le sondage post-grain résultant est un sondage stable caractérisé par une forme en diamant où le réchauffement méso-échelle a lieu près de 900 hPa, mais la surface s’est nettement refroidie. Il en résulte une haute stabilité et une forte CIN [Barnes and Sieckman, 1984], qui va empêcher la formation immédiate d’une nouvelle convection.

La zone stratiforme de précipitations explique une part significative de la précipitation totale dans les lignes de grains. Houze [1977] a trouvé que 40% des précipitations observées dans le cas de grains provenaient des cellules convectives qui se décomposent derrière le front de grains principal. Une simulation de Tao and Simpson [1989] montre que la majorité des précipitations dans la première partie de la vie de la ligne de grains est convective, mais à mesure que le système se décompose, une quantité d’eau égale provient de la région stratiforme, sous l’enclume.

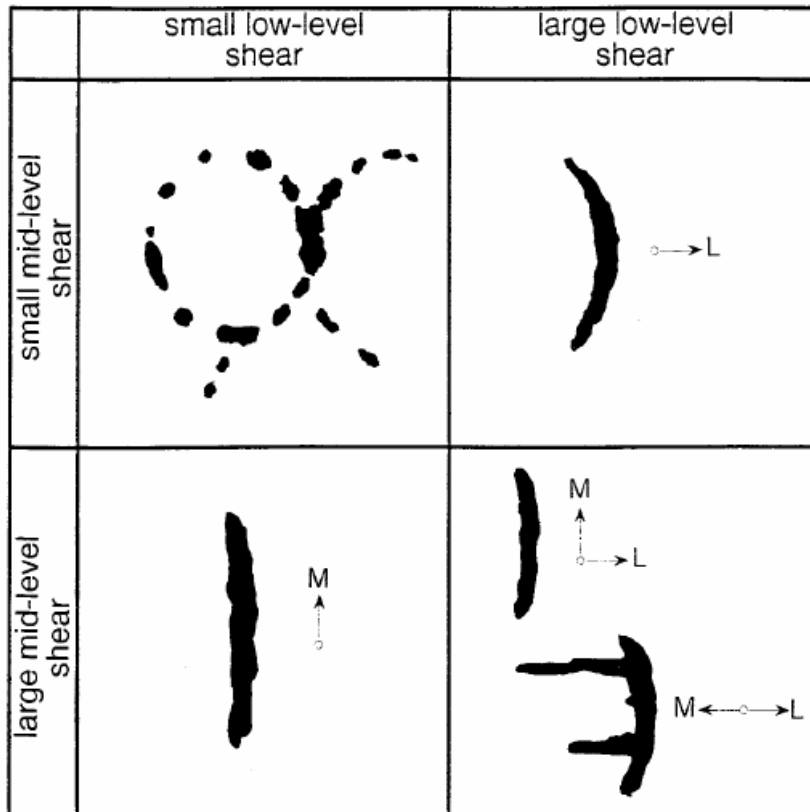


FIG. 1.8 – Pour la convection dans un environnement homogène, schéma illustrant la structure convective méso-échelle espérée en fonction du cisaillement (*shear*) vertical dans une basse couche (1000-800 *hPa*) et dans une couche de moyenne altitude (800-400 *hPa*), basé sur les observations de l'expérience COARE et des travaux cités dans *LeMone et al.* [1998]. La longueur des bandes convectives schématisées est d'environ 100-300 *km*; les segments linéaires dans la boîte en haut à gauche ont une longueur pouvant atteindre environ 50 *km*. La limite entre « cisaillement fort » et « cisaillement faible » est : pour les plus basses couches, 4 m s^{-1} de 1000 à 800 *hPa* (2 m s^{-1} par 100 *hPa*) ; pour les plus hautes couches, 5 m s^{-1} de 800 à 400 *hPa* ($1,25 \text{ m s}^{-1}$ par 100 *hPa*). \vec{L} représente le vecteur de cisaillement dans les plus basses couches ; \vec{M} représente le vecteur de cisaillement dans les plus hautes couches [*LeMone et al.*, 1998].

Arrêt de la convection

A mesure que les précipitations tombent de façon continue, de plus en plus d'air froid descendant atteint la surface et la zone méso-échelle de hautes pressions se renforce. Cette zone qui se renforce repousse le front de rafale devant le système, ce qui coupe le flux entrant, même si un fort cisaillement dans les bas niveaux s'y oppose. Quand cela arrive, la nouvelle convection devant le système est plus faible et la ligne de grains commence à s'effondrer. De plus, si la ligne de grains se déplace dans un environnement qui a un cisaillement moins important dans les basses

couches ou qui a moins de CAPE pour nourrir le système, cela entraîne la chute du système.

Il existe cependant une exception qui peut allonger le cycle de vie normal d'une ligne de grains. Bien plus fréquent dans les systèmes convectifs de moyennes latitudes, le développement d'un jet de « rear-inflow » (flux entrant par l'arrière du système) peut parfois prolonger la vie d'une ligne de grains. *Weisman* [1993] décrit ce phénomène comme se produisant lorsque le réservoir froid qui se renforce oblige les cellules convectives à se déplacer vers l'arrière du système. Des gradients de flottabilité se forment alors à l'arrière de la ligne de grains au-dessus du réservoir froid et conduisent à la naissance d'un jet d'air en altitude qui se précipite sur le devant du système. Cela permet au système de continuer à exister et à se renforcer. *Weisman* [1993] affirme que cette condition renforce le système à condition que la CAPE soit très importante, ce qui, comme on l'a vu dans les conditions pré-convectives, n'arrive pas souvent dans les régions tropicales [*Barnes and Sieckman*, 1984].

1.3 Interactions avec les aérosols minéraux

Comme nous venons de le voir, deux des principales caractéristiques du climat du nord de l'Afrique sont les AEW et la mousson. Cependant, ces deux phénomènes vont intervenir sur des échelles de temps variées : les AEW vont interagir plutôt à l'échelle intra-saisonnière alors que la mousson va intervenir plutôt à l'échelle annuelle, voire pluri-annuelle sur le cycle de l'aérosol minéral du nord de l'Afrique.

A l'échelle intra-saisonnière, *Jones et al.* [2003] suggèrent qu'environ 20% des soulèvements d'aérosols minéraux dans l'atmosphère et que 10-20% de la variabilité saisonnière des concentrations en aérosols minéraux au-dessus de l'Océan Atlantique sont associés à l'activité des AEW. Cependant, *Jones et al.* [2004] ont également suggéré que les effets radiatifs des aérosols minéraux du nord de l'Afrique impliquaient en retour des différences dans l'amplitude des AEW.

A l'échelle annuelle, les données issues des observations satellite montrent que les émissions d'aérosols minéraux sur le nord de l'Afrique ont un cycle annuel marqué. La figure 1.8 décrit le cycle annuel observé à partir des données TOMS AI [*Engelstaedter et al.*, 2006].

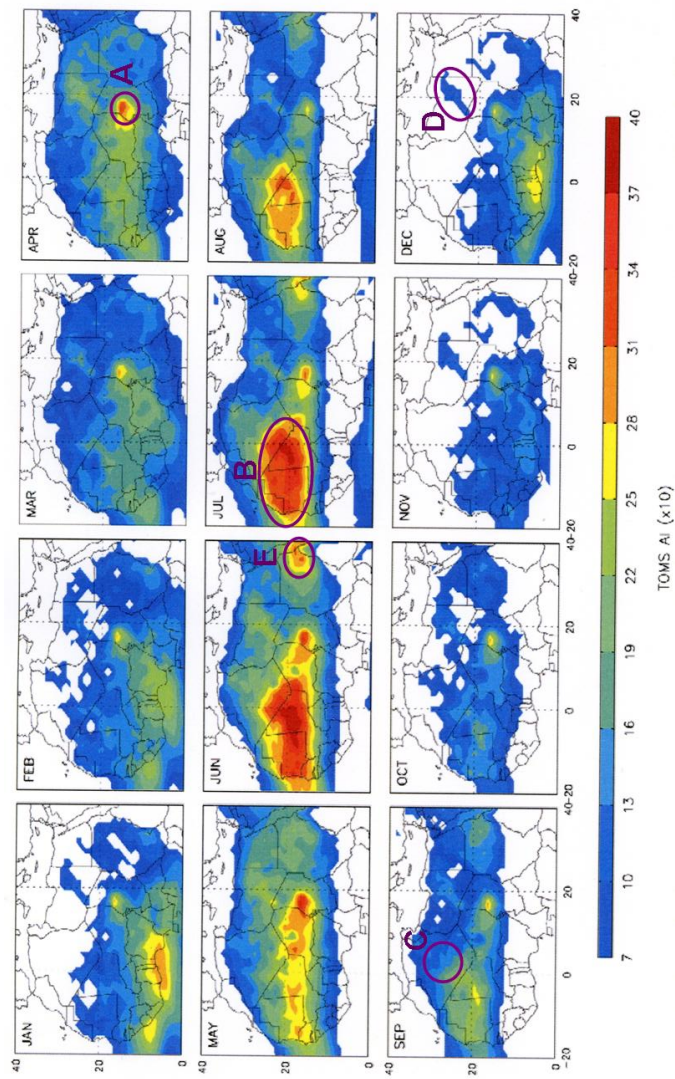


FIG. 1.9 – TOMS AI ($\times 10$) en moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 [Engelstaedter et al., 2006]. Les cercles accompagnés des lettres localisent les principales zones émettrices d'aérosols minéraux : A - Bodélé ; B - Afrique de l'Ouest ; C - nord-ouest de l'Afrique ; D - désert Lybien ; E - désert Nubien.

Sur cette figure, 5 zones source principales peuvent être distinguées :

- la dépression de Bodélé (zone A),
- l’Afrique de l’ouest, couvrant de larges régions de la Mauritanie, du Mali et du sud algérien (zone B),
- le nord-ouest de l’Afrique, couvrant une région allant du nord-est de l’Algérie à l’Algérie centrale (zone C),
- le désert Lybien (zone D),
- le désert Nubien (zone E).

Pour la plupart de ces sources, un minimum dans les TOMS AI est observé en octobre/novembre et un maximum entre avril et août. Il faut cependant rester prudent quant à l’interprétation de ces données en termes d’émissions. Par exemple, bien que la dépression de Bodélé, d’après ces observations, semble émettre des aérosols minéraux en quasi-continu tout au long de l’année avec un maximum entre avril et juillet, *Washington and Todd* [2005] ont montré, à l’aide des données MODIS, que le maximum d’émissions pour cette zone se situait en fait entre janvier et mars. Dans l’ouest et le nord-ouest de l’Afrique, les émissions d’aérosols minéraux augmentent à partir de mars, sont maximum en juin/juillet avant de décroître en septembre. Le maximum d’émission en Lybie est quant à lui plutôt situé entre avril et juin alors qu’en Nubie (région du sud de l’Egypte et du nord du Soudan), ce maximum est plutôt observé entre avril et août. A cette échelle de temps, le cycle saisonnier des aérosols minéraux est contrôlé par le déplacement de la ZCIT. La région où ce contrôle est le plus visible est la région sahélienne. En hiver, le régime d’Harmattan (qui souffle du nord-est vers le sud-ouest) va permettre le transport des aérosols minéraux d’origine saharienne vers la région sahélienne. Puis, en été, l’inversion de la direction du vent (qui souffle maintenant du sud-ouest vers le nord-est) ne permet plus le transport des aérosols minéraux d’origine saharienne vers la région sahélienne. De plus, la formation de MCS dans la région sahélienne va tout d’abord réduire la production locale d’aérosols minéraux en début de saison humide par le lessivage des aérosols minéraux par les pluies, puis totalement l’inhiber par le développement de la végétation. En ce qui concerne les zones source situées plus au nord qui ne sont pas concernées par la saison des pluies, ce sont les changements des vents de surface qui sont à l’origine du cycle saisonnier des aérosols minéraux [*Ozer*, 2001]. La figure 1.9 présente les champs moyens de vent en surface pour les mois de janvier et août avec la position relative de la ZCIT. Pendant l’hiver, comme nous l’avons vu précédemment, ce sont les vents d’Harmattan qui prédominent sur les zones source du nord de l’Afrique (Fig. 1.9.a), la ZCIT se trouvant plutôt aux environ de 5-10°N. Pendant l’été, la ZCIT remonte vers le nord et atteint sa position extrême (entre 15 et 23°N) au mois d’août, mois pendant lequel les émissions d’aérosols minéraux sont maximum dans les régions du nord et du nord-ouest de l’Afrique (Fig. 1.9.b). Cette coïncidence temporelle suggère que les vents qui convergent en direction de la ZCIT peuvent provenir de processus tels que la convection sèche et la convection humide, processus qui favorisent les émissions d’aérosols minéraux en augmentant les phénomènes de turbulence dans les basses couches.

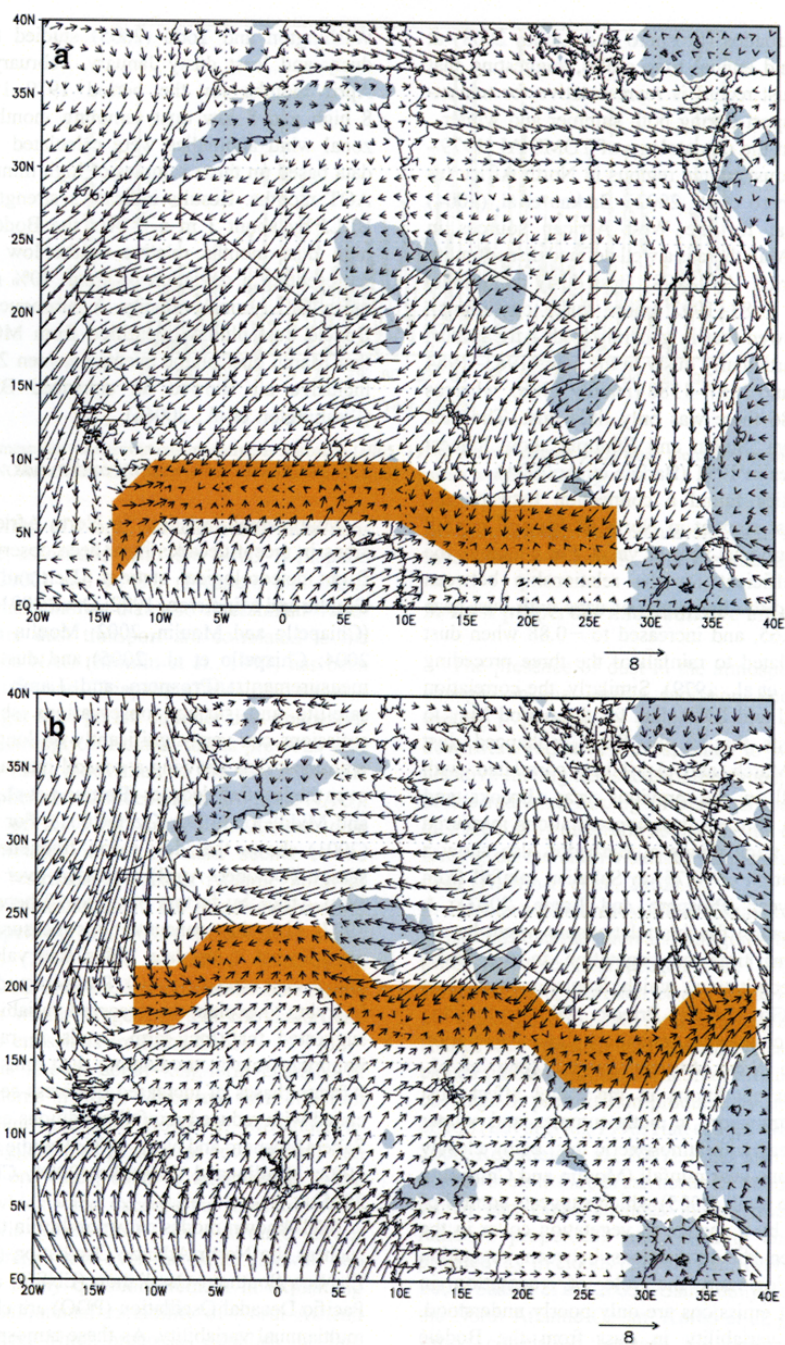


FIG. 1.10 – Moyennes mensuelles de la vitesse et de la direction des vents de surface à 10 m au-dessus du sol (en $m s^{-1}$) issus des données ERA-40 pour la période 1980-1992 pour le mois de janvier (a) et le mois d'août (b). Les régions dont l'altitude est supérieure à 800 m sont représentées par les zones grisées. La position de la ZCIT, où convergent les vents, est indiquée en orange [Engelstaedter et al., 2006].

A l'échelle interannuelle, le cycle saisonnier des aérosols minéraux sur le nord de l'Afrique présente également une forte variabilité. Par exemple, les maxima d'épaisseur optique en aérosols observés en 1998-1999 et 1999-2000 à Ilorin (Nigéria, 8°19'N) diffèrent d'un facteur 2 [Pandithurai et al., 2001]. Sur des échéances de temps plus longues, la forte variabilité du cycle saisonnier des aérosols minéraux ouest-africains pourrait s'expliquer par la variabilité interannuelle du phénomène de mousson. Tout d'abord, des augmentations significatives des contenus en poussières sur le continent africain et au large de l'Afrique ont été observées au cours des périodes de sécheresse au Sahel (de 1952 à 1984) [N'TchayMbourou et al., 1994; 1997]. Ainsi, Prospero and Nees [1986] ont observé à la Barbade que les concentrations en aérosols minéraux transportés sur l'Océan Atlantique entre les années 60 et 80 ont augmenté d'environ un facteur 4. Ces augmentations ont été attribuées à l'émergence de nouvelles sources liées à la diminution observée du couvert végétal [Tucker et al., 1991] et/ou attribuées à des zones soumises à des perturbations climatiques ou anthropiques [Tegen and Fung, 1995]. L'analyse climatologique des indicateurs d'empoussièrement dérivés d'observations spatiales suggère une modification plus générale des conditions dynamiques sur l'Afrique de l'Ouest [Moulin et al., 1997; Brooks and Legrand, 2000], dont la sécheresse ne serait qu'un des effets, entraînant une augmentation conjointe des émissions sahariennes et sahéliennes. En effet, plusieurs études ont récemment mis en évidence l'existence d'un lien entre le contenu atmosphérique en aérosols minéraux et les données pluviométriques de l'année (ou des années) précédente(s). Par exemple, des calculs de corrélation entre les indices de déficit de précipitations au Sahel [L'Hôte et al., 2002] et les épaisseurs optiques en aérosols dérivés de TOMS et Météosat de 1979 à 2000 indiquent que les conditions de sécheresse de l'année passée influencent non seulement les émissions de poussières en période de mousson, mais également leur transport sur l'Atlantique nord-tropical [Chiapello and Moulin, 2002]. Plus récemment, Prospero and Lamb [2003] ont trouvé une forte corrélation entre les concentrations annuelles mesurées à la Barbade et les précipitations Sahéliennes des années précédentes. Moulin and Chiapello [2004] and Chiapello et al. [2005] ont également montré que les conditions de sécheresse au Sahel affectent les émissions et le transport des aérosols minéraux à la fois en été et en hiver d'une année à l'autre, le contenu atmosphérique en aérosols minéraux étant intimement lié aux précipitations des années précédentes. Une explication possible est que le temps de réponse de la végétation au déficit pluviométrique aussi bien que l'effet « mémoire » de la mousson africaine pourraient contrôler la variabilité interannuelle du contenu atmosphérique en aérosols minéraux en Afrique de l'Ouest.

1.4 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons vu que les émissions d'aérosols minéraux sont des phénomènes qui ne se produisent que pour des vitesses de vent en surface supérieures à un certain seuil et dans certaines régions de l'Afrique. De plus, les émissions depuis ces zones source africaines sont fortement liées au climat du nord de l'Afrique et, principalement, au déplacement de la zone de convergence intertropicale. La zone la plus sensible à ce déplacement de la ZCIT, ainsi qu'au

déplacement du front de mousson, est la zone sahélienne aussi bien à l'échelle annuelle que pluri-annuelle. A l'échelle annuelle, le passage de la saison sèche à la saison humide s'accompagne du développement de la végétation dans cette région, ce qui va inhiber les émissions d'aérosols minéraux. A l'échelle pluri-annuelle, plusieurs études ont récemment mis en évidence l'existence d'un lien entre le contenu atmosphérique en aérosols minéraux et les données pluviométriques de l'année (ou des années) précédente(s) dû au temps de réponse élevé de la végétation face aux changements rapides des taux de précipitations.

OUTIL NUMÉRIQUE

L'objectif de ce chapitre est de présenter le modèle numérique qui a servi à réaliser cette étude, RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System* [Pielke et al., 1992; Cotton et al., 2003]), ainsi que les développements et applications réalisés autour de RAMS au Laboratoire de Météorologie Physique au cours de ces dernières années et, plus précisément, au cours de cette thèse.

Compte tenu de l'importance de la modélisation numérique dans le domaine de la recherche aujourd'hui ainsi que des nombreux modèles disponibles, avant de détailler le principe et les différentes options du modèle RAMS, il paraît judicieux de le replacer dans son contexte.

2.1 Qu'est-ce qu'un modèle numérique ?

La définition suivante [Delmas et al., 2005] peut être proposée : « un modèle numérique est un ensemble de connaissances ou d'hypothèses physiques et chimiques, traduites sous la forme d'équations mathématiques ou de relations empiriques, et résolues de façon généralement approchée à l'aide de moyens de calcul adaptés ». L'idée de modéliser l'écoulement atmosphérique est déjà ancienne puisque le physicien anglais L. Richardson avait imaginé, dans les années 20, un système (resté à l'état de projet) où plusieurs milliers d'opérateurs humains, rassemblés en un même lieu, coopéraient à la réalisation d'une prévision du temps, sous la direction d'un chef d'orchestre. Le principe de ce système n'est pas sans rappeler le système « processus maître/esclaves » utilisé aujourd'hui dans les modèles parallélisés.

La définition que nous avons donnée d'un modèle numérique laisse entrevoir l'une des finalités importantes de la modélisation : vérifier la validité des hypothèses et des connaissances de l'état de l'art par confrontation des simulations numériques avec la réalité observée. La modélisation numérique peut alors permettre de mieux comprendre et de mieux interpréter des situations particulières, ou encore de prévoir, à plus ou moins longue échéance, le climat futur, le temps qu'il fera dans les prochains jours ou les épisodes de pollution.

Suivant l'application envisagée, les différents processus existant dans l'atmosphère (advection,

convection...) pourront être ou non pris en compte dans le modèle. De plus, ces processus, selon leur degré de complexité, pourront être représentés directement (i.e. de façon explicite), comme la convection, ou en utilisant des paramétrisations (i.e. des représentations paramétrées et simplifiées des effets moyens des processus à l'échelle de la maille du modèle), comme pour les processus d'émission ou certains processus qui surviennent à des échelles de temps et d'espace très petites, tels que la turbulence. Certains modèles, comme le modèle RAMS, proposent parfois plusieurs options différentes pour représenter un même processus. Ces différentes options correspondent le plus souvent à des paramétrisations plus ou moins coûteuses en temps de calcul.

Une autre caractéristique fondamentale d'un modèle est sa dimension. La figure 2.1 résume les différents types de modèle qui existent à l'heure actuelle.

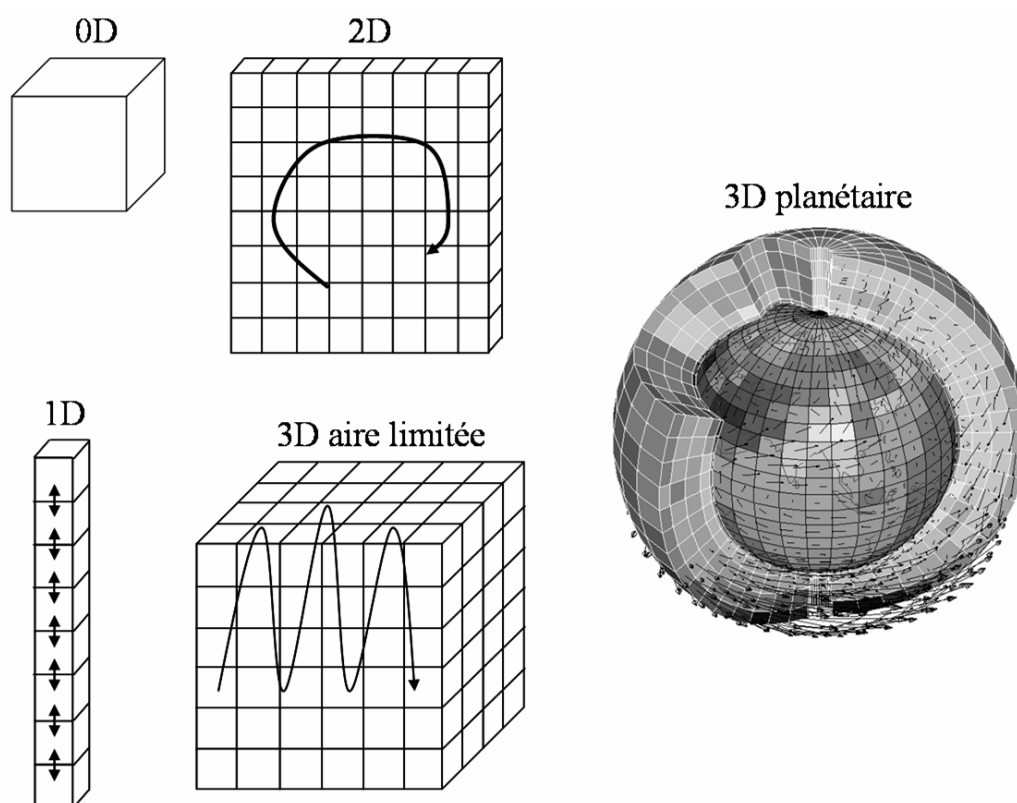


FIG. 2.1 – Les différents types de modèles utilisés pour la simulation numérique de la composition de l'atmosphère [Delmas et al., 2005].

2.1.1 Le modèle 0D, ou modèle boîte, ou modèle de parcelle d'air

Dans ce type de modèle, toutes les variables ne dépendent que du temps. Ce sont typiquement les modèles utilisés pour décrire de façon qualitative les processus de couche limite polluée, comme le modèle M2C2 (*Model of Multiphase Cloud Chemistry*, Leriche et al. [2003]) par exemple. Ces

modèles vont être utilisés pour représenter un phénomène particulier hors de son contexte dynamique. Ce sont donc des modèles explicites sur le phénomène considéré (physique, chimique...). De ce fait, ils sont nécessairement limités.

2.1.2 Le modèle 1D, ou modèle de colonne

Dans ce type de modèle, toutes les variables dépendent du temps, mais aussi de l'altitude. Ces modèles permettent l'étude des échanges verticaux dans l'atmosphère comme l'effet du transport et du mélange par les processus convectifs. Cependant, cette approche est encore limitée puisqu'elle ne prend pas en compte l'effet de l'advection horizontale.

2.1.3 Le modèle 2D

Dans ce type de modèle, toutes les variables dépendent du temps, de l'altitude, mais aussi de la latitude. On a retenu la latitude plutôt que la longitude car les gradients latitudinaux des espèces sont, en général, plus marqués que les gradients longitudinaux. Il peut également s'agir de modèles dont les variables dépendent à la fois de l'altitude et de la distance à un axe. Cependant, même si cette approche permet de réaliser des études relativement réalistes à un coût de calcul intéressant, les échanges longitudinaux restent négligés. Ainsi, le transport à grande échelle des émissions d'aérosols minéraux sahariens, par exemple, ne sont pas bien représentés.

2.1.4 Le modèle 3D

C'est le modèle le plus réaliste. Dans ce type de modèle, toutes les variables dépendent à la fois du temps, de l'altitude, de la latitude et de la longitude. La contrainte majeure de ces modèles est les moyens de calcul disponibles. Dans ce type de modèles, le réalisme des simulations dépend étroitement des résolutions horizontales et verticale ainsi que des processus pris en compte. Suivant les applications envisagées, le choix de ces paramètres est crucial et définit 3 grands types de modèles :

- les modèles de circulation générale (MCG en français ou *General Circulation Model*, GCM). Ce type de modèle a une maille horizontale supérieure ou égale au demi degré carré et permet de fournir des climatologies à l'échelle du globe. Dans ces modèles, les processus de petite échelle sont soit négligés, soit paramétrés.
- Les modèles d'échelle régionale (ou méso-échelle). Ce type de modèle, dont RAMS fait partie, a une maille horizontale allant du degré carré à quelques mètres et permet de décrire des phénomènes de petite ou moyenne échelle pouvant influencer certains processus d'échelle globale. Dans ces modèles, les processus peuvent être traités de manière explicite ou être paramétrés suivant l'objectif considéré.
- Les modèles de la taille des nuages. Ce type de modèle a une maille horizontale de l'ordre d'une centaine de mètres et utilise l'option LES (*Large Eddy Simulation*). Dans ces modèles, les processus au niveau des particules sont étudiés en détail et pris en compte de manière

explicite. De ce fait, certains processus de grande échelle peuvent être négligés.

2.2 Le modèle méso-échelle RAMS

Le modèle RAMS est un code numérique extrêmement polyvalent issu de la collaboration de l'université d'état du Colorado (CSU, *Colorado State University*) et de la division *Aster du laboratoire MRC (*Mission Research Corporation*). Ce modèle est le résultat du couplage de trois modules développés séparément dans les années 70-80 : un modèle non-hydrostatique de nuage [Tripoli and Cotton, 1982] et deux modèles méso-échelle hydrostatiques [Mahrer and Pielke, 1977; Tremback et al., 1985]. Le modèle RAMS, librement mis à la disposition de la communauté scientifique (<http://www.atmet.com>), permet à la fois de modéliser et de prévoir (voir par exemple le site <http://rams.metlogic.com/index.shtml>) les phénomènes atmosphériques.

Dans le domaine de la recherche, le modèle RAMS a déjà été utilisé pour étudier de nombreux phénomènes : les brises de mer et de lac [Eastman et al., 1995], les mécanismes des précipitations lors de mousson sur le Kenya [Mukabana and Pielke, 1996] ou lors d'orages de pré-mousson à Calcutta [Mukhopadhyay, 2004], la physique des nuages [Heckman and Cotton, 1993], la pollution régionale [Lyons et al., 1995; Millán et al., 1997], l'interaction nuage/radiation [Duda et al., 1996]. Il a également été utilisé dans des études climatologiques [Liston and Pielke, 2001]. Même si, comme le démontrent ces études, le modèle RAMS est, le plus souvent, utilisé pour étudier les phénomènes à méso-échelle ou à l'échelle inférieure, il peut également être utilisé comme un modèle global pour simuler des systèmes grande échelle.

La version de RAMS utilisée dans cette étude est la version parallélisée 4.3.0. L'atout majeur de la parallélisation est une réduction des temps de calcul importante pour l'utilisateur. C'est cet atout du modèle qui nous a notamment permis de réaliser une climatologie sur un an des émissions d'aérosols minéraux sur la région de Bodélé ainsi que la modélisation à fine échelle d'un événement convectif sur Banizoumbou. Un schéma récapitulatif du fonctionnement de RAMS est proposé sur la figure 2.2. Les différentes parties qui le composent (la partie dynamique, les paramétrisations, les conditions initiales, le forçage, les conditions aux limites et le maillage) sont décrites dans les paragraphes suivants.

2.2.1 Equations générales du modèle

Cette partie présente les lois physiques générales du modèle météorologique. Les équations décrites ici (dont les variables sont résumées dans le tableau 2.1) traduisent les processus atmosphériques. Les variables et les termes source et puits du système d'équations sont la température (T), l'humidité spécifique (q), les composantes du vent (u, v, w), la masse volumique de l'air (ρ), la pression (P), le terme de force de frottement (F_h), le terme d'apport massique de chaleur sensible (Q), et enfin, le terme d'apport massique de la vapeur d'eau ou chaleur latente (Q'), comme rappelé sur la figure 2.2.

Le modèle RAMS étant un modèle méso-échelle, les processus de petites échelles qui peuvent

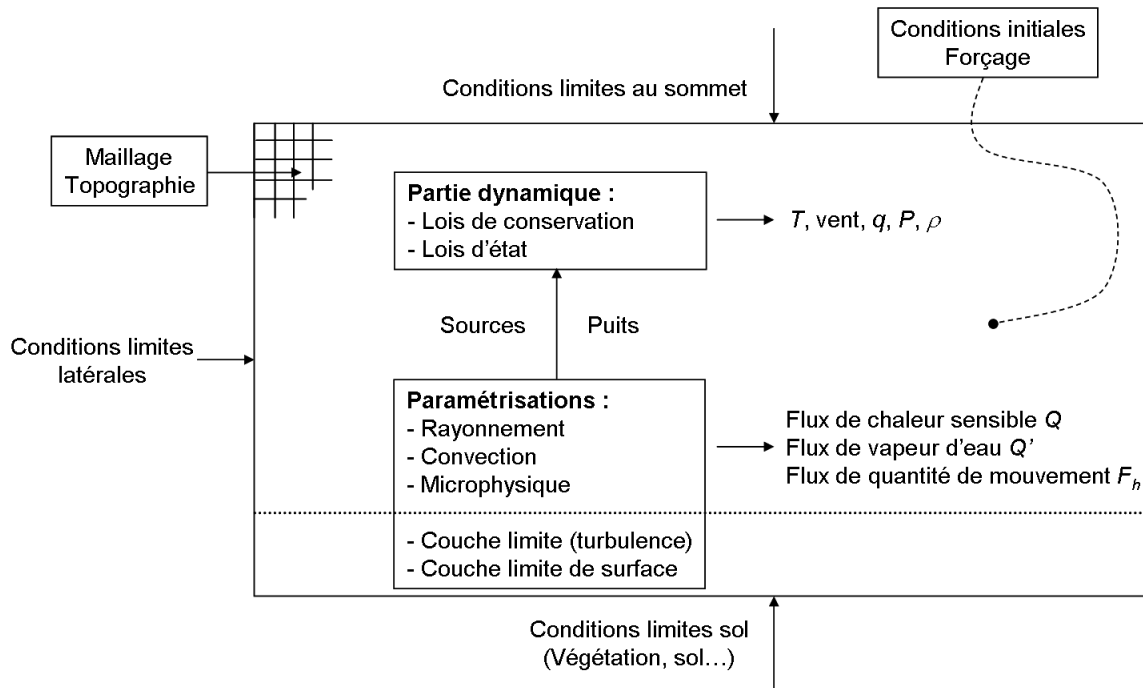


FIG. 2.2 – Structure schématique du fonctionnement de RAMS [Minvielle-Moncla, 2003].

avoir un impact sur les échelles régionales ne peuvent pas être négligés. RAMS est donc un modèle non-hydrostatique qui prend en compte les mouvements atmosphériques verticaux et ses équations sont pronostiques.

Remarque : en plus des équations primitives décrites ci-après, il faut rajouter les équations d'état de l'air sec (lois des gaz parfaits) et de l'air humide (non rappelées ici).

<i>Symbole</i>	<i>Définition</i>
u	composante est-ouest du vent
v	composante nord-sud du vent
w	composante verticale du vent
f	paramètre de Coriolis
K_m	coefficient de viscosité turbulente pour le moment
K_h	coefficient de viscosité turbulente pour la chaleur et l'humidité spécifique
θ_{il}	température potentielle de l'eau en phase mixte
r_n	rapport de mélange des composantes de l'eau (pluie, neige...)
ρ	densité
rad	indice dénotant la tendance venant de la paramétrisation du rayonnement
mic	indice dénotant la tendance venant de la paramétrisation de la microphysique
con	indice dénotant la tendance venant de la paramétrisation de la convection
g	gravité
r_T	rapport de mélange de l'eau totale
r_v	rapport de mélange de la vapeur d'eau
π	fonction d'Exner
π'	perturbation de la fonction d'Exner
θ_v	température potentielle virtuelle
p	pression

TAB. 2.1 – Variables utilisées dans les équations du modèle.

2.2.1.1 Equations de la quantité de mouvement

Ce sont les équations exprimant le transport des particules :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (2.3)$$

2.2.1.2 Equations de conservation de l'énergie totale

2.2.1.2.1 Equation de la chaleur

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \\ & + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{mic} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{con} \end{aligned} \quad (2.4)$$

2.2.1.2.2 Equation de l'humidité spécifique

$$\begin{aligned} \frac{\partial r_n}{\partial t} = & -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t} \right)_{mic} \\ & + \left(\frac{\partial r_n}{\partial t} \right)_{con} \end{aligned} \quad (2.5)$$

2.2.1.3 Equation de continuité

C'est l'équation qui traduit la conservation de la masse :

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = - \frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

2.2.1.4 Cas où RAMS est utilisé à l'échelle synoptique

Comme nous l'avons vu dans la présentation générale du modèle, RAMS peut également être utilisé comme un modèle global pour simuler des systèmes à l'échelle synoptique. Dans ce cas, l'accélération de la composante verticale w (de l'ordre du cm/s) peut être négligée devant celles des deux autres composantes horizontales (de l'ordre du m/s) et on peut activer l'option hydrostatique du modèle. Les équations décrivant le mouvement vertical (Eq. 2.3) et l'équation de continuité (Eq. 2.6) sont alors simplifiées. L'équation de w devient indépendante du temps ou encore diagnostique.

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = - \frac{g}{\theta_v} + g (r_T - r_v) \quad (2.7)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (2.8)$$

2.2.2 Les paramétrisations physiques du modèle

Comme nous l'avons vu dans la première partie de ce chapitre, suivant l'application que l'on veut faire d'un modèle numérique, les différents processus existant dans l'atmosphère peuvent être pris ou non en compte dans le modèle considéré. Dans le cas du modèle RAMS, les différents processus pris en compte sont résumés sur la figure 2.3.

Comme nous l'avons également vu dans la première partie de ce chapitre, les processus pris en compte dans un modèle peuvent être représentés soit de façon explicite, soit de façon paramétrée

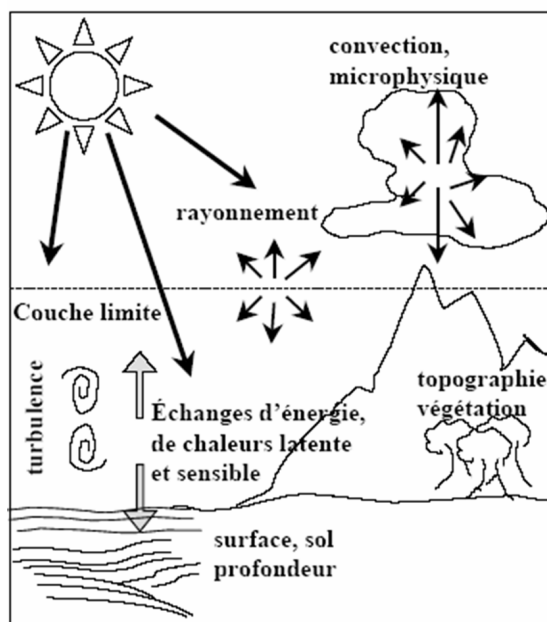


FIG. 2.3 – Schéma succinct des paramétrisations prises en compte dans le modèle [Minvielle-Moncla, 2003].

suivant le degré de complexité de ces processus, mais aussi suivant le but recherché. Dans le modèle RAMS, suivant le processus considéré, l'une ou l'autre de ces représentations est possible. Les processus convectifs, notamment, peuvent être représentés soit de manière explicite, soit en les considérant comme des processus sous-maille et en utilisant dans ce cas un schéma d'ajustement de Kuo modifié par Tremback [1990]. Les paramétrisations et les options spécifiques du modèle RAMS sont résumés dans le tableau 2.2.

Les processus dont le développement est bien avancé dans le modèle sont la microphysique, les codes radiatifs et les schémas de sol et de végétation. Ainsi, les options présentes dans le modèle pour prendre en compte la microphysique permettent l'utilisation d'une microphysique très simplifiée jusqu'à une microphysique complexe prenant en compte l'évolution des spectres d'hydrométéores par sections dimensionnelles. Ces différents modèles microphysiques seront détaillés dans le chapitre 4. Les processus de rayonnement sont décrits par l'équation du transfert radiatif qui traduit les phénomènes d'absorption et de diffusion par les différents éléments tels que le sol, l'atmosphère, les nuages et les particules dans l'atmosphère. Dans la version 4.3.0 de RAMS, le code radiatif de Harrington, qui est encore en développement, a pour objectif de décrire les interactions entre le rayonnement et les spectres de gouttes en vue d'examiner l'effet indirect. En particulier, les processus décrits sont la croissance par dépôt de vapeur et les précipitations sous l'influence du rayonnement. Les types de sol et de végétation sont de plus en plus affinés dans les schémas de surface qui seront décrits plus loin.

<i>Paramétrisations</i>	<i>Schémas et options</i>
Schémas de turbulence	<ul style="list-style-type: none"> - Fermeture de déformation-K de <i>Smagorinsky</i> [1963], amélioration de la stabilité par <i>Lilly</i> [1962] et <i>Hill</i> [1974] - Schéma de Mellor-Yamada TKE (<i>Turbulent Kinetic Energy</i>) [<i>Mellor and Yamada</i>, 1982] - Schéma sous-grille de <i>Kosović</i> [1997]
Schémas de rayonnement	<ul style="list-style-type: none"> - Code de <i>Mahrer and Pielke</i> [1977] (visible et IR) qui ne prend pas en compte les processus nuageux - Code de <i>Chen and Cotton</i> [1987] (visible et IR) qui prend en compte les processus nuageux, eau condensée en eau liquide - Code de <i>Harrington</i> [1997] (visible et IR), schéma à deux flux considérant les interactions sur les spectres de taille des gouttelettes d'eau et des hydrométéores de glace
Microphysique du nuage	<ul style="list-style-type: none"> - Niveau 1 : pas de condensation - Niveau 2 : processus de condensation simplifié - Niveau 3 : schéma à un moment (rapport de mélange) [<i>Walko et al.</i>, 1995] - Niveau 4 : schéma à deux moments (rapport de mélange et concentration) [<i>Meyers et al.</i>, 1997] - Précipitations - 5 types de glace
Convection	Simplification du schéma de Kuo-Tremback [<i>Tremback</i> , 1990]

TAB. 2.2 – Résumé des différentes paramétrisations et options proposées dans RAMS.

2.2.3 Discrétisation spatiale et schéma d'intégration temporelle

Les lois physiques générales du modèle météorologique présentées dans le paragraphe 2.2.1, qui expriment l'évolution temporelle dans l'espace tridimensionnel de l'état dynamique et thermodynamique de l'atmosphère, ne peuvent pas être résolues de façon analytique. Il est donc nécessaire d'en calculer une solution approchée par des moyens numériques et informatiques. Pour ce faire, il faut tout d'abord discrétiser les équations du modèle avant de les intégrer numériquement. La discrétisation des équations consiste à découper l'espace en mailles spatiales (Δx , Δy , Δz) et le temps en mailles temporelles (Δt). On obtient ainsi la valeur des différentes variables du modèle en un nombre fini de points espacés de Δx , Δy et Δz en des instants espacés de Δt . On applique alors un schéma d'intégration numérique.

2.2.3.1 Maillage horizontal

Le modèle RAMS utilise la structure de grille Arakawa-C proposée par *Mesinger and Arakawa* [1976]. Dans chaque maille, les paramètres thermodynamiques (température, pression...) et les

variables d'humidité sont définies au centre de la maille alors que les composantes cartésiennes de la vitesse sont définies au centre de chacune des faces de la maille (Fig. 2.4).

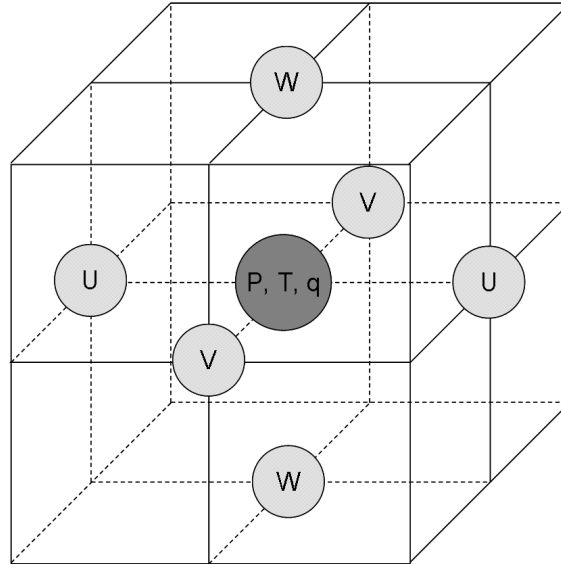


FIG. 2.4 – Disposition des différentes variables dans une maille du modèle RAMS [Poulet, 2000].

La grille horizontale est projetée en coordonnées stéréographiques polaires suivant un pôle de projection situé au centre du domaine étudié. L'utilisation de cette méthode a pour avantage de minimiser les distorsion géométriques de la zone d'étude due à la projection.

2.2.3.2 Maillage vertical et topographie

La coordonnée verticale du modèle RAMS, notée z^* , est une coordonnée qui suit la topographie [Gal-Chen and Somerville, 1975; Clark, 1977; Tripoli and Cotton, 1982] : tous les niveaux verticaux définis dans le modèle suivent la topographie, excepté le niveau d'altitude le plus élevé qui est plat (voir Fig. 2.5). Le choix de ce système de coordonnées a l'avantage d'être toujours adapté à la topographie du domaine étudié.

Dans ce système, les coordonnées sont ainsi définies :

$$x^* = x \quad (2.9)$$

$$y^* = y \quad (2.10)$$

$$z^* = H \left(\frac{z - z_g}{H - z_g} \right) \quad (2.11)$$

avec H l'altitude du sommet de la grille et z_g l'altitude au sol (topographie locale) qui est fonction de x et y .

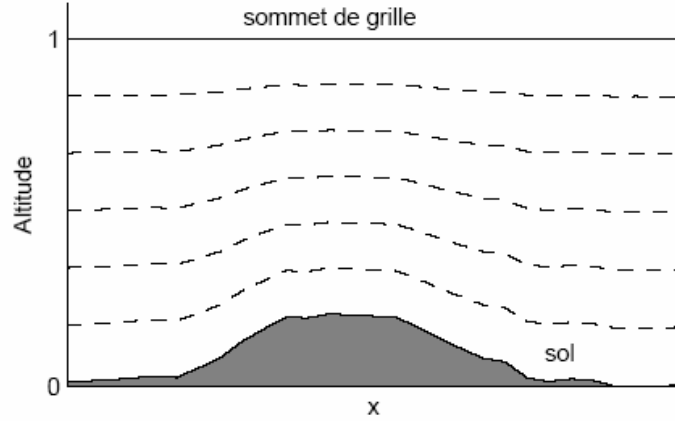


FIG. 2.5 – Maillage vertical épousant le relief : coordonnée verticale z^*/H en fonction d’une coordonnée horizontale [Minvielle-Moncla, 2003].

De plus, le nombre de niveaux verticaux dans RAMS ainsi que l’épaisseur de chaque couche d’atmosphère compris entre deux niveaux, $\Delta\tilde{Z}_j$, sont définis librement par l’utilisateur. Concernant l’épaisseur $\Delta\tilde{Z}_j$ des couches atmosphériques, deux options sont possibles :

- soit l’altitude de chaque niveau vertical est défini par l’utilisateur,
- soit les niveaux sont définis par les expressions suivantes :

$$\tilde{R}_j \equiv \frac{(\Delta\tilde{Z})_j}{(\Delta\tilde{Z})_{j-1}} \quad (2.12)$$

$$(\Delta\tilde{Z})_j \equiv \tilde{Z}_{j+1} - \tilde{Z}_j \quad (2.13)$$

avec \tilde{Z}_j l’altitude du niveau j , $(\Delta\tilde{Z})_j$ la distance entre les deux niveaux d’altitude \tilde{Z}_j et \tilde{Z}_{j+1} et \tilde{R}_j le rapport d’accroissement entre deux niveaux consécutifs j et $j + 1$.

L’avantage de cette dernière option, où l’espacement vertical de la grille est variable, est que l’on peut augmenter la résolution près du sol, i.e. dans la couche limite (siège de nombreux phénomènes de petite échelle et qui nous intéresse particulièrement dans cette étude), et avoir moins de niveaux dans la troposphère libre et dans la basse stratosphère. Cependant, il est préférable d’éviter l’utilisation de valeurs élevées pour le rapport d’accroissement \tilde{R}_j . Par exemple, avec $\tilde{R}_j = 1.15$, \tilde{Z}_j augmente 10 fois pour environ 16 niveaux. Ensuite, lorsque \tilde{Z}_j atteint une certaine valeur fixée par l’utilisateur, le rapport \tilde{R}_j est fixé à 1.

La topographie mondiale est accessible via plusieurs bases de données telles que celle développée par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) qui fournit une topographie à 30’’ ou 5’. La topographie utilisée ici dans RAMS est celle mise à disposition par la société ATMET (*ATmospheric, Meteorological and Environmental Technologies*) à 30’’ ou 10’ et développée à partir des bases de données de l’*United States Geophysical Survey* (USGS). A partir

de cette base de données, le schéma de topographie du modèle permet d'atténuer ou d'amplifier le relief obtenu.

2.2.3.3 Schéma d'intégration temporelle

Le schéma d'intégration temporelle utilisé dans le modèle RAMS est un schéma hybride [Tripoli, 1992] qui combine deux schémas numériques :

- un schéma dit de « différences avant » (ou *forward*) pour intégrer les variables thermodynamiques,
- un schéma dit de « différences centrales » (ou *leapfrog*, littéralement « saute-mouton ») pour intégrer les composantes du vent et la pression.

Ce schéma numérique, souvent utilisé dans les modèles d'échelle régionale, est stable (i.e. l'erreur entre la valeur calculée et la valeur réelle n'augmente pas avec le nombre d'itérations nécessaires au calcul) si la condition de Courant, Friedrichs et Lewy (CFL) est vérifiée. Cette condition impose que la distance $U\Delta t$ parcourue par l'onde au cours d'un pas de temps ne doit pas être supérieure à la maille $\Delta x/\sqrt{2}$ (où U est la vitesse caractéristique de l'onde). Autrement dit, une fois la maille horizontale Δx choisie, la maille temporelle Δt doit être adaptée par l'utilisateur de sorte que la condition CFL soit vérifiée.

2.2.3.4 Imbrication de grilles

Le modèle RAMS offre la possibilité de travailler en plusieurs grilles imbriquées. Cette option est intéressante car elle permet d'étudier en même temps les phénomènes de moyennes échelles et ceux d'échelles locales et ainsi de faire le lien entre ces deux échelles. Deux configurations sont possibles (cf. figure 2.6) :

- Les grilles peuvent être imbriquées les unes dans les autres comme des poupées russes (cas de gauche sur la figure). La résolution (Δx et Δy) de chacune des grilles filles est calculée à partir de la résolution de sa grille parente en un rapport entier choisi par l'utilisateur. S'il existe trois cas, comme c'est le cas dans l'exemple, la résolution de la deuxième grille est calculée par rapport à celle de la grande grille (grille-mère) et celle de la troisième grille est calculée par rapport à celle dans laquelle elle est elle-même imbriquée, soit la deuxième grille. Les rapports entre les grilles ne sont pas forcément les mêmes.
- Dans la grille mère, on positionne deux grilles filles indépendantes (cas de droite sur la figure). Cette fois-ci, les deux grilles filles doivent avoir le même rapport de résolution par rapport à la grille mère. Les centres des grilles filles ne correspondent pas au centre de la grille mère. Dans ce cas, il faut cependant prendre garde à ce que les frontières des grilles filles ne soient pas tangentes à celles de la grille mère afin d'éviter des effets de bords parasites (le modèle lui-même calcule et indique si le domaine couvert par l'une des grilles filles est trop proche des limites du domaine de la grille mère).

Dans les deux cas, la discrétisation verticale est la même pour toutes les grilles. La première configuration permet de centrer l'étude et de l'affiner sur une zone précise alors que la deuxième

permet d'étudier plusieurs zones particulières.

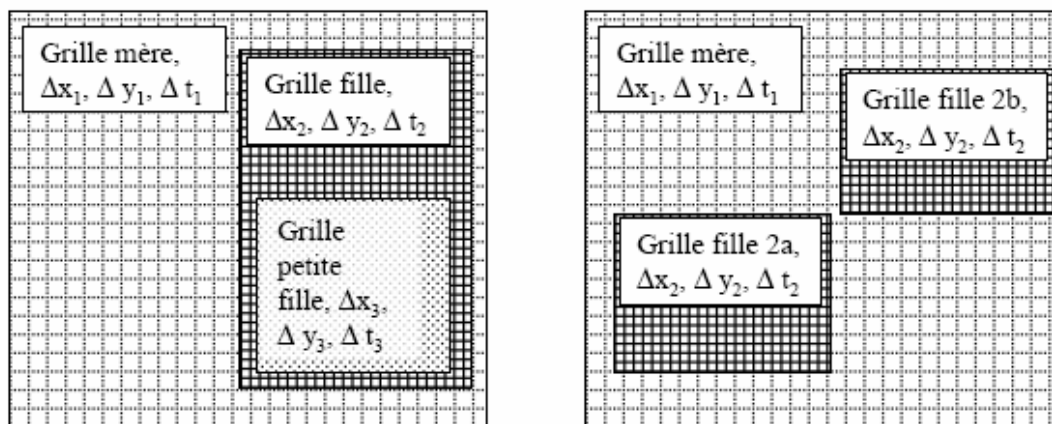


FIG. 2.6 – Exemples de grilles imbriquées [Minvielle-Moncla, 2003].

Les calculs des variables sont effectués sur toute la grande grille, y compris sur le domaine couvert par les grilles filles. La communication entre les grilles se fait de la façon suivante : à l'instant initial t , les variables des champs pronostiques sont calculées en tous points de la grande grille, puis immédiatement au pas de temps suivant ($t + \Delta t$), elles sont communiquées aux grilles filles. Ces champs sont alors interpolés au maillage de la grille fille. Le pas de temps de simulation des grilles filles est inférieur à celui de la grille mère pour assurer la stabilité du schéma. Par conséquent, les valeurs des variables sont calculées sur plusieurs itérations temporelles sur la grille fille jusqu'à ce que le temps (plusieurs Δt) rattrape celui de la grille mère. A ce moment là, la grille fille transmet les valeurs des variables à sa grille mère. Dans ce sens, il est nécessaire de faire un ajustement. En effet, puisqu'une cellule $(\Delta x, \Delta y)$ de la grille mère contient plusieurs cellules de la grille fille, les valeurs issues de la grille fille sont alors moyennées. Ainsi, les valeurs de la grille mère sont mises à jour. Ce schéma de communication entre les grilles mère et filles est appelé « *two-way nesting* ».

2.2.4 Conditions initiales

Le modèle est initialisé et forcé par les données de ré-analyse ERA-40 [Uppala *et al.*, 2005] du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) de Reading (UK).

A l'instant $t = 0$, le modèle a besoin de connaître l'état initial de l'atmosphère ainsi que les tendances des limites latérales à grande échelle. C'est pourquoi, à l'initialisation, toutes les valeurs des variables atmosphériques en chaque point du maillage tridimensionnel sont prescrites par les données d'analyse du CEPMMT. Ces données, à l'origine à la résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et réparties sur 15 niveaux de pression, sont lues, interpolées à la résolution du domaine simulé et projetées (en coordonnées stéréographiques polaires suivant l'horizontale et linéairement suivant

la verticale) par un module spécifique de RAMS [Tremback, 1990] afin d'être exploitables par le modèle.

2.2.5 Conditions aux limites et forçage

2.2.5.1 Conditions aux limites latérales

Pour les conditions aux limites latérales, le modèle RAMS propose deux schémas : les conditions radiatives de type *Klemp and Wilhelmson* [1978] ou l'utilisation des conditions de grande échelle comme forçage [Davies, 1976]. Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser le second schéma. Ainsi, afin d'éviter toute dérive du modèle, surtout si la simulation envisagée couvre une longue période, on le « recale » à intervalles réguliers : c'est ce que l'on appelle « forcer le modèle ». Dans notre cas, le forçage (ou *nudging*) se fait toutes les 6 heures aux limites latérales (uniquement de la grille mère) suivant le schéma de *Davies* [1976] et au sommet du domaine en utilisant les données d'analyse du CEPMMT. Le modèle RAMS autorise également le forçage au centre du domaine. Cette option n'a pas été utilisée dans cette étude afin de laisser la physique du modèle libre.

Enfin, les conditions aux limites latérales peuvent être soit cycliques, soit périodiques.

2.2.5.2 Conditions au sommet

Les conditions imposées au sommet de RAMS (i.e. au dernier niveau de RAMS) sont gérées par la conjonction d'un schéma mettant en place un « couvercle » rigide (vitesse verticale nulle) et d'un schéma de *Klemp and Duran* [1983] de conditions radiatives d'ondes de gravité dans une couche absorbante de grande viscosité placée au sommet du domaine. Cette couche permet d'amortir les ondes de gravité (couche d'amortissement de Rayleigh) grâce au forçage par les conditions initiales ou par des analyses de grande échelle.

2.2.5.3 Conditions au sol

Les variables nécessaires pour calculer les conditions limite de surface sont les flux de chaleur, les flux de quantité de mouvement, les flux de vapeur d'eau, la température et l'humidité spécifique de la surface. Les flux de chaleur et d'humidité à l'interface sol/atmosphère sont calculés par le modèle LEAF-2 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback-2*, [Walko et al., 2000]). Ce modèle tient notamment compte de la végétation et du stockage de l'humidité dans le sol pour les surfaces continentales et il calcule également les flux de chaleur et d'humidité à l'interface océan/atmosphère. Il détermine également l'albédo, le LAI (*Leaf Area Index*) et la rugosité de la surface.

La paramétrisation du sol et des types de couverts végétaux qui fournit les données d'entrée nécessaires au modèle LEAF-2 est la suivante. Chaque secteur de grille du modèle RAMS est divisé en trois classes différentes : l'eau, le sol nu et la surface végétale. Ce nombre peut augmenter car le modèle RAMS offre la possibilité d'utiliser une configuration en « patches » qui permet de

prendre en compte les hétérogénéités sous-maille de type de sol et de végétation, chaque « patch » représentant en fait un pourcentage de la maille de calcul. Cette configuration n’a cependant pas été utilisée au cours de ce travail. Pour chacune des classes de sol, il est nécessaire de fournir des valeurs de température de surface et d’humidité. Ces paramètres peuvent être choisis comme étant une donnée homogène sur tout le domaine et constante au cours du temps, ou bien être variables (spatialement et temporellement) par l’intermédiaire de différentes bases de données.

2.2.5.3.1 La classe de sol « eau »

Pour les surfaces d’eau, dans la majorité des simulations d’une durée de quelques jours ou moins, la température a une valeur constante, alors que la valeur d’humidité utilisée dans la paramétrisation pour la couche de surface est le rapport de mélange saturant défini par la pression de surface et la température de l’eau.

Dans toutes les simulations réalisées au cours de ce travail, compte tenu du domaine d’étude, la température de surface de la mer a été choisie homogène sur tout le domaine pendant toute la durée des simulations. Cependant, tout comme pour la topographie, une base de données est mise à disposition par ATMET pour la température de surface de la mer. Cette base de données fournit la température de surface de la mer issue d’une climatologie globale mensuelle avec une résolution de 1° carré. On peut également utiliser des champs analysés comme ceux fournis par le CEPMMT ou bien des cartes de températures de surface de la mer reconstruites à partir d’observations satellitales (MODIS, TMI). Cette dernière possibilité permet l’utilisation de champs plus actualisés, mais parfois entâchés d’erreurs importantes (faible résolution du modèle global, couvert nuageux gênant les observations satellitales). Enfin, le développement de modèles couplés océan/atmosphère laisse entrevoir la possibilité de restituer des températures de surface de la mer plus réalistes. Par exemple, un couplage entre le modèle RAMS et le modèle océanique POM (*Princeton Ocean Model*) a déjà été mis en place [Costa et al., 2001].

Pour les surfaces continentales terrestres, les valeurs de surface sont obtenues à partir des valeurs pronostiques de la température et de l’humidité pour le sol et la végétation.

2.2.5.3.2 La classe de sol « sol nu »

Pour le cas d’un sol nu, le modèle RAMS utilise le modèle de sol multicouche décrit par Tremback et al. [1985]. Ce schéma est une modification des schémas décrits par Mahrer and Pielke [1976] et McCumber and Pielke [1981] dans lesquels les nombreux processus itératifs ont été enlevés. Ceci a impliqué de formuler des équations pronostiques pour la température de surface du sol et le contenu en eau en supposant une couche finie d’interface de la profondeur sol/atmosphère. Le modèle de sol utilise normalement entre sept et douze couches jusqu’à une profondeur définie par l’utilisateur (entre 0,8 et 1,2 m pour une simulation typique). Toutes les simulations réalisées au cours de ce travail utilisent 11 couches jusqu’à 1 m de profondeur.

La diffusivité de l’humidité (D_η), la conductivité hydraulique (K_η) et l’humidité potentielle (Ψ_η) sont données par Clapp and Hornberger [1978] :

$$D_\eta = \frac{-bK_f\Psi_f}{\eta} \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3} \quad (2.14)$$

$$K_\eta = K_f \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3} \quad (2.15)$$

$$\Psi_\eta = \Psi_f \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^b \quad (2.16)$$

où η est le contenu en humidité du sol exprimé en volume d'eau par volume de sol, K_f , Ψ_f et η_f sont des valeurs pour un sol à saturation et b une constante qui dépend de la classe de texture de sol.

Les types de sol et les valeurs pour les constantes K_f , Ψ_f , η_f et b utilisés dans le modèle RAMS sont donnés dans le tableau 2.3.

<i>Classe du sol</i>	K_f ($m s^{-1}$)	Ψ_f (m)	η_f ($m^3 m^{-3}$)	b
Sable	$1,760 \times 10^{-4}$	-0,121	0,395	4,05
Sable riche en glaise	$1,563 \times 10^{-4}$	-0,090	0,410	4,38
Glaise sablonneuse	$0,347 \times 10^{-4}$	-0,218	0,435	4,90
Glaise limoneuse	$0,072 \times 10^{-4}$	-0,786	0,485	5,30
Glaise	$0,070 \times 10^{-4}$	-0,478	0,451	5,39
Glaise, argile et sable	$0,063 \times 10^{-4}$	-0,299	0,420	7,12
Glaise, argile et limon	$0,017 \times 10^{-4}$	-0,356	0,477	7,75
Limon argileux	$0,025 \times 10^{-4}$	-0,630	0,476	8,52
Argile sablonneuse	$0,022 \times 10^{-4}$	-0,153	0,426	10,40
Argile limoneuse	$0,010 \times 10^{-4}$	-0,490	0,492	10,40
Argile	$0,013 \times 10^{-4}$	-0,405	0,482	11,40
Tourbe	$0,080 \times 10^{-4}$	-0,356	0,863	7,75

TAB. 2.3 – Paramètres de sol pour les classes de texture utilisées dans le modèle RAMS.

2.2.5.3.3 La classe de sol « surface végétale »

Pour la végétation, comme pour la topographie, on utilise la base de données mise à disposition par la société ATMET développée à partir des bases de données de l'USGS. C'est une base de données globale ayant une résolution de 30" et qui a été construite à partir des observations du radiomètre AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*) embarqué sur satellite.

2.2.6 Assimilation de données

Le modèle RAMS inclut un schéma d'assimilation (schéma 4DDA *Four Dimension Data Assimilation*). Ce module permet d'assimiler des radiosondages provenant d'observations, de même que des données de surface. Il n'a cependant pas été utilisé dans notre étude.

2.3 Les développements du modèle RAMS réalisés au sein du laboratoire : RAMS-Chimie

Le modèle RAMS, comme nous avons pu le voir, est un modèle dynamique qui permet de simuler la météorologie de l'échelle locale à l'échelle régionale. Au laboratoire de météorologie physique, le modèle RAMS a été plus spécifiquement utilisé pour étudier :

- les émissions de gaz et les feux de végétation [Edy and Cautenet, 1998; Cautenet et al., 1999],
- les panaches [Audiffren et al., 2004; Forêt et al., 2006],
- la pollution atmosphérique urbaine à l'échelle régionale [Taghavi et al., 2004; 2005; Arteta et al., 2006; Drobinski et al., 2007],
- la redistribution de l'ozone au sein des cumulonimbus [Marécal et al., 2006; Rivière et al., 2006; Barth et al., 2007],
- les émissions et le transport des aérosols [Cautenet et al., 1999; 2000],
- l'interaction aérosol minéral/nuage [Pradelle et al., 2001; Pradelle and Cautenet, 2001] en Afrique,
- les émissions et le transport des aérosols naturels et anthropiques [Lasserre et al., 2005; 2007] en Asie,
- l'impact radiatif des gaz (O_3 , composés nitrés, CO) et des aérosols (particules carbonées, sulfate particulaire et aérosols minéraux) [Minvielle et al., 2004a;b] en Asie.

Afin de réaliser ces différentes études, un certain nombre de développements du modèle RAMS original ont du être faits. La figure 2.7 résume le fonctionnement du modèle ainsi que les différentes extensions qui lui ont été ajoutées au cours de ces dernières années. Une description plus ou moins succincte de ces extensions est présentée dans les paragraphes suivants.

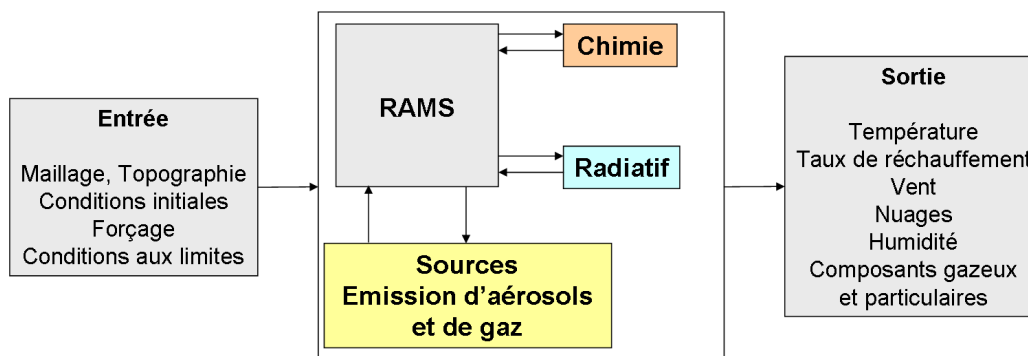


FIG. 2.7 – Entrées/Sorties du modèle RAMS ainsi que ses extensions réalisées au laboratoire.

2.3.1 Implantation d'un module d'émission de polluants anthropiques

Etudier la pollution atmosphérique nécessite de connaître la concentration des principales espèces chimiques atmosphériques. Pour ce faire, il est tout d'abord nécessaire de localiser et de quantifier les émissions de ces différentes espèces chimiques. Un module d'émission de polluants anthropiques a donc été adjoint au modèle RAMS dans ce but. Le fonctionnement de ce module est le suivant : il s'agit de lire un fichier pour chaque grille d'étude contenant les valeurs du flux d'émission de l'espèce concernée et d'adapter la résolution (spatiale et temporelle) de cet inventaire à celle utilisée par le modèle, puis les polluants sont injectés dans le modèle à une certaine hauteur, dite « hauteur d'émission », et à une certaine température. Les polluants injectés dans le modèle sont alors considérés comme des traceurs, c'est-à-dire qu'ils n'interagissent pas avec la dynamique du modèle. L'injection de ces traceurs est faite à chaque pas de temps, les nouvelles valeurs injectées étant ajoutées à l'ancienne valeur au même point correspondant sur la grille. Puis, les traceurs sont advectés et diffusés par le modèle RAMS sur la zone simulée au cours du temps. De plus, les concentrations sont modifiées à chaque pas de temps par le schéma de dépôt et, lorsque celui-ci est utilisé, par le module chimique qui sera décrit dans le paragraphe suivant.

Plusieurs cadastres ont été utilisés avec le modèle RAMS :

- dans le cadre de la campagne EXPRESSO (*EXPeriment for REgional Sources and Sinks of Oxidants* [Delmas et al., 1999]), Poulet [2000] a mis au point (grâce à la télédétection) et utilisé un cadastre d'émission du CO , des NO_x et des hydrocarbures en Afrique Centrale. Ces cadastres étaient des cadastres journaliers avec une résolution de $1,1 \text{ km} \times 1,1 \text{ km}$,
- dans le cadre de la campagne INDOEX (*INDian Ocean EXperiment* [Lelieveld et al., 2001]), Minvielle-Moncla [2003] et Foret [2003] ont utilisé les bases de données EDGAR (*Emission Database for Global Atmospheric Research* [Olivier et al., 1996]) pour le SO_2 et GEIA (*Global Emissions Inventory Activity* [Graedel et al., 1993]) pour le carbone suie. Ces bases de données sont constantes et annuelles et ont une résolution du degré carré,
- dans le cadre de la campagne ESCOMPTE (*Expérience sur Site pour COntreindre les Modèles de Pollution atmosphérique et de Transport d'Emissions* [Cros et al., 2004]), Taghavi [2003] et Arteta [2005] ont utilisé le cadastre d'émissions élaboré par François et al. [2005]. Ce cadastre était un cadastre horaire avec une résolution de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$,
- enfin, pour modéliser le cycle des aérosols anthropiques en Asie orientale, Lasserre [2006] a notamment testé l'inventaire établi par Streets et al. [2003] pour le SO_2 et le carbone suie. Tout comme les bases de données EDGAR et GEIA, cet inventaire est constant et annuel et a une résolution du degré carré.

Finalement, grâce à la mise en œuvre du module d'émission de gaz et des nombreux inventaires d'émissions d'espèces chimiques atmosphériques disponibles, le modèle RAMS permet de simuler les émissions des principaux gaz atmosphériques. Cependant, une fois dans l'atmosphère, ces gaz vont pouvoir interagir entre eux et/ou avec le rayonnement. C'est pourquoi un module de chimie en phases gazeuse et aqueuse a également été couplé au modèle RAMS.

Remarque : Un modèle d'émission des NO_x par les éclairs a également été mis en place dans le modèle RAMS par *Foret* [2003].

2.3.2 Couplage d'un code de chimie en phases gazeuse et aqueuse

Le couplage en ligne d'un module de chimie gazeuse et aqueuse au modèle RAMS a permis de réaliser de nombreuses études de pollution, notamment au sein des expériences NARE (*North Atlantic Regional Experiment* [*Fehsenfeld et al.*, 1996] 1993), EXPRESSO (1996), INDOEX (1999) et ESCOMPTE (2001) ainsi que des intercomparaisons de modèles (« ESCOMPTE modelling exercise » (<http://medias.obs-mip.fr/escomp/exercice/HTML/exe.html>) et « 6th cloud modeling workshop » [*Barth et al.*, 2007]). Jusqu'à récemment, ce couplage avait été réalisé de façon hermétique et nécessitait un long et fastidieux travail de modification du code source pour changer un ou plusieurs paramètres. Depuis le travail d'*Arteta* [2005], le couplage du module chimique est obtenu via un interpréteur (ou pré-processeur), SPACK (*Simplified Preprocessor for Atmospheric Chemical Kinetics* [*Djouad et al.*, 2002]), élaboré à partir des travaux de *Faure and Papegay* [1998]. A l'initialisation, un fichier représentant symboliquement le mécanisme chimique est lu par le pré-processeur qui convertit cette écriture symbolique en écriture mathématique : les différents types de réaction et coefficients sont stockés en mémoire, tout comme les options d'initialisation de RAMS. A chaque pas de temps, ces coefficients sont utilisés par le module chimique pour calculer les constantes de réaction de chaque réaction ainsi que les taux de production et de destruction de chaque espèce et ce pour chacune des mailles du domaine modélisé. Les réactions prises en compte sont la loi d'Arrhénius à une, deux ou trois constantes, les réactions de type « fall-off », les réactions calculées à partir d'un équilibre, les réactions de photolyse, les réactions à coefficients stœchiométriques variables, les réactions à tiers corps ainsi que sept réactions spéciales (pour une description complète de toutes ces réactions, se reporter à *Arteta* [2005]).

L'algorithme du module chimique est le suivant :

- évaluation de l'ensemble des paramètres météorologiques (température, pression, densité...) en les extrayant du modèle RAMS,
- estimation des constantes de réaction, souvent dépendantes de la température et de la pression, pour chaque réaction chimique à partir des données d'initialisation issues du pré-processeur SPACK,
- estimation des taux de production et de destruction pour chaque espèce chimique à partir des données d'initialisation issues du pré-processeur SPACK,
- calcul de la nouvelle concentration au temps $t + \Delta t$ par le module chimique (solveur QSSA *Quasi Steady State Approximation* [*Hesstvedt et al.*, 1978]).

La figure 2.8 résume le couplage du module de chimie en phases gazeuse et aqueuse au modèle RAMS.

Deux mécanismes chimiques ont déjà été couplés au modèle RAMS : RACM (*Regional Atmos-*

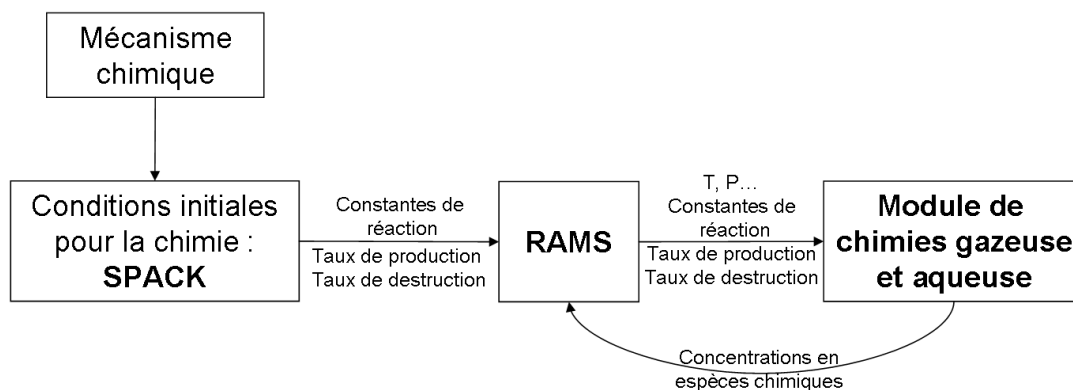


FIG. 2.8 – Présentation schématique du couplage entre le module de chimie (gazeuse et aqueuse) et RAMS.

pheric Chemistry Model, Stockwell et al. [1997]) et une version condensée de MOCA 2.2 (*MOdèle de Chimie Atmosphérique*, Aumont et al. [1996]).

2.3.3 Couplage d'un modèle de production d'aérosols minéraux

Afin d'étudier le cycle de l'aérosol minéral, il est tout d'abord nécessaire de connaître les quantités d'aérosols minéraux émises dans l'atmosphère. Comme nous l'avons vu précédemment, ces émissions sont un phénomène à seuil qui dépend de la vitesse du vent de surface et des états de surface. Contrairement aux études de pollution mentionnées avant, on ne peut donc pas utiliser un cadastre d'émissions : on utilise un modèle de production de l'aérosol minéral (*Dust Production Model*, DPM). Récemment, plusieurs DPM ont été développés [Marticorena and Bergametti, 1995; Shao et al., 1996; Alfaro and Gomes, 2001; Shao, 2001]. Tous ces modèles sont basés sur les connaissances actuelles des processus physiques mis en jeu dans la production des aérosols minéraux que nous avons décrits dans le chapitre 1 et sont contraints à partir des données expérimentales disponibles. Le modèle qui a été couplé au modèle RAMS est le DPM développé par Marticorena and Bergametti [1995] et qui a été récemment mis à jour et raffiné pour le nord de l'Afrique et le nord-est de l'Asie par Laurent [2005]. Par la suite, il sera référencé DPM MB95. Le DPM MB95 est couplé en ligne au modèle RAMS selon le principe schématisé sur la figure 2.9 et décrit par Cautenet et al. [2000]. Le présent travail reposant entièrement sur ce modèle, son fonctionnement et son couplage avec le modèle RAMS sont décrits en détails ici.

2.3.3.1 Paramétrisations physiques du DPM MB95

2.3.3.1.1 Vitesse de friction seuil

Dans le DPM MB95, la vitesse de friction seuil est fonction du diamètre D_p des agrégats du sol, de la hauteur de rugosité totale Z_0 et de la hauteur de rugosité de la surface supposée lisse z_{0s} suivant l'équation :

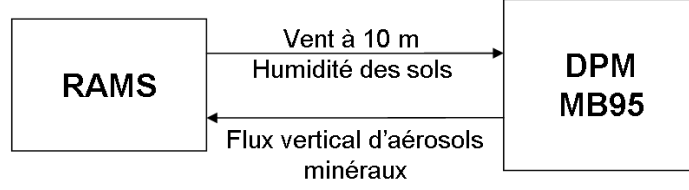


FIG. 2.9 – Présentation schématique du couplage entre le modèle MB95 développé par *Marticoarena and Bergametti* [1995] et RAMS.

$$u_t^*(D_p, Z_0, z_{0s}) = \frac{u_t^*(D_p)}{f_{eff}(Z_0, z_{0s})} \quad (2.17)$$

où $u_t^*(D_p)$ est la vitesse de friction seuil dépendant uniquement du diamètre D_p des agrégats dont l'expression a été ajustée par *Marticoarena and Bergametti* [1995] à partir des équations de *Iversen and White* [1982] dépendant du domaine de valeur du nombre de Reynolds au seuil d'érosion (Re_t) :

– pour $0,03 < Re_t < 10$:

$$u_t^*(D_p) = 0,129 \frac{\left(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a}\right) \left(1 + \frac{0,006}{\rho_p g D_p^{2,5}}\right)^{0,5}}{[1,928(a_1 D_p^{a_2} + a_3)^{0,092} - 1]^{0,5}} \quad (2.18)$$

– pour $Re_t > 10$:

$$u_t^*(D_p) = 0,12 \left(\frac{\rho_p g D_p}{\rho_a}\right)^{0,5} \left(1 + \frac{0,006}{\rho_p g D_p^{2,5}}\right)^{0,5} [1 - 0,0858 \exp(-0,0617((a_1 D_p^{a_2} + a_3) - 10))] \quad (2.19)$$

avec ρ_p la densité de la particule et ρ_a la densité de l'air ; le facteur 0,006 est exprimé en $g\ cm^{0,5}\ s^2$, $a_1 = 1331$, $a_2 = 0,38$, $a_3 = 1,56$ et g est l'accélération de la pesanteur.

Enfin, f_{eff} représente la répartition de l'énergie et son expression est la suivante :

$$f_{eff}(Z_0, z_{0s}) = 1 - \frac{\ln\left(\frac{Z_0}{z_{0s}}\right)}{\ln\left(0,35\left(\frac{10}{z_{0s}}\right)^{0,8}\right)} \quad (2.20)$$

avec D_p , Z_0 et z_{0s} en centimètres.

L'utilisation de l'expression 2.17 pour calculer la vitesse de friction seuil a été validée par *Marticoarena et al.* [1997b] qui ont obtenu un très bon accord en comparant les résultats obtenus en utilisant cette expression avec un ensemble de mesures réalisées dans des conditions naturelles à l'aide de souffleries portables [*Gillette et al.*, 1982; *Nickling and Gillies*, 1989].

De plus, le DPM MB95 inclut l'influence de l'humidité des sols sur la vitesse de friction seuil u_t^* grâce à la paramétrisation de *Fécan et al.* [1999]. Lorsque l'humidité du sol, w , devient

supérieure à l'humidité résiduelle, w' , du sol, l'augmentation du seuil en conditions humides (u_{tw}^*) par référence au seuil dans des conditions sèches (u_{td}^*) se traduit par :

$$u_{tw}^* = [1 + 1,21(w - w')^{0,68}]^{0,5} u_{td}^* \quad (2.21)$$

avec w l'humidité du sol en masse (% masse d'eau/masse de sol sec) et $w' = 0,0014(\%argile)^2 + 0,17(\%argile)$.

2.3.3.1.2 Flux horizontal de saltation

Dans le DPM MB95, le flux horizontal de saltation, G , est représenté par l'expression établie par *White* [1979], expression qui permet à la fois de reproduire les flux horizontaux mesurés et de représenter l'influence de la vitesse de friction seuil sur le flux horizontal [*Greeley et al.*, 1994]. Compte tenu de l'expression retenue par *Martcorena and Bergametti* [1995] pour paramétriser la vitesse de friction seuil, G dépend alors directement de D_p , Z_0 et z_{0s} . De plus, dans ce calcul, la distribution en taille des aérosols est prise en compte : *Martcorena and Bergametti* [1995] font l'hypothèse que la contribution de chaque classe de taille au flux total est directement dépendante de la surface relative qu'elle occupe au sol. D'où l'expression du flux horizontal de saltation dans le DPM MB95 :

$$G = Ec \frac{\rho}{g} u^{*3} \sum_{D_p} \left(1 + \frac{u_t^*(D_p, Z_0, z_{0s})}{u^*} \right) \left(1 - \frac{u_t^*(D_p, Z_0, z_{0s})^2}{u^{*2}} \right) dS_{rel}(D_p) dD_p \quad (2.22)$$

où E est la fraction de surface érodable, c un coefficient empirique du flux horizontal déterminé dans des conditions de laboratoire en soufflerie et $dS_{rel}(D_p)$ est la surface couverte par les particules de diamètre D_p ($\int dS_{rel}(D_p) dD_p = 1$). Dans l'expression originale de [*White*, 1979], le coefficient c est égale à 2,6. Du fait que *Martcorena and Bergametti* [1995] prennent en compte de façon explicite la distribution en taille des grains du sol dans l'expression de la vitesse de friction seuil, le coefficient empirique c devient égal à 1.

Une limitation de ce modèle est qu'il s'applique uniquement à des sols meubles toujours disponibles pour l'érosion éolienne ; il ne décrit pas les phénomènes de « limitation en matériau érodable » qui se produisent notamment sur les sols encroûtés, pouvant dès lors introduire une surestimation des flux simulés pour ce type de sols.

2.3.3.1.3 Flux vertical d'aérosols

Le DPM MB95 utilise une relation empirique déduite des mesures de *Gillette* [1979] pour relier le flux horizontal de saltation G et le flux vertical d'aérosols F basée sur l'hypothèse que la quantité de fines particules potentiellement disponibles dans un sol contrôle, en premier lieu, la capacité de ce sol à en produire. De ce fait, pour des teneurs en argile comprises entre 0 et 20% et pour des particules dont le diamètre est inférieur à 20 μm , le rapport F/G est donné par :

$$\alpha = F/G = 10^{(0,134(\%argile) - 6)} \quad (2.23)$$

Cette expression, bien qu'empirique, permet de retrouver les ordres de grandeur des flux d'émission avec un niveau de confiance identique pour tous les sols des régions désertiques [Laurent, 2005]. A ce stade, elle ne donne accès qu'à une information globale sur le flux d'émission (flux émis en masse totale), sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille.

2.3.3.1.4 Résumé du fonctionnement du DPM MB95

La figure 2.10 résume le fonctionnement du DPM MB95 décrit ici.

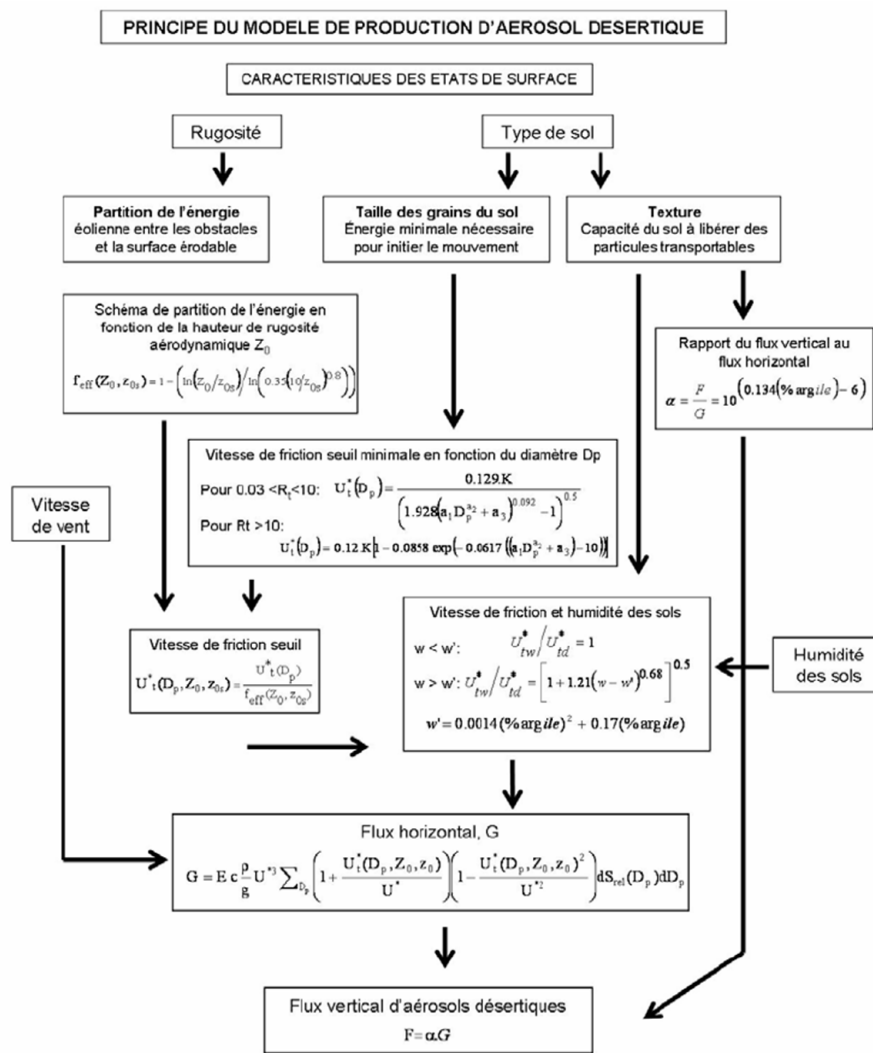


FIG. 2.10 – Principe général du modèle MB95 développé par *Martcorena and Bergametti* [1995] [Laurent, 2005].

2.3.3.2 Données d'entrée

2.3.3.2.1 Etats de surface

- *Hauteur de rugosité aérodynamique Z_0* : Ce paramètre est déterminé à partir d'une carte composite au $1/16^\circ \times 1/16^\circ$ du coefficient de protrusion dérivé des produits standards de la chaîne de traitement POLDER-1 (*Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance 1*) selon la méthode mise au point par *Marticorena et al.* [2004]. Pour les zones où les données sont manquantes (problème dû à la présence de nuages), les informations sur les pixels voisins de la carte des hauteurs de rugosité aérodynamique dérivée de POLDER sont associées aux estimations des hauteurs de rugosité aérodynamique établies par *Marticorena* [1995] à partir d'une méthode géomorphologique [*Callot et al.*, 2000]. Une carte des hauteurs de rugosité aérodynamique a été ainsi établie au $1/4^\circ \times 1/4^\circ$ pour le nord-est de l'Asie (Fig. 2.11.a) et pour le nord de l'Afrique et la péninsule arabique (Fig. 2.11.b).

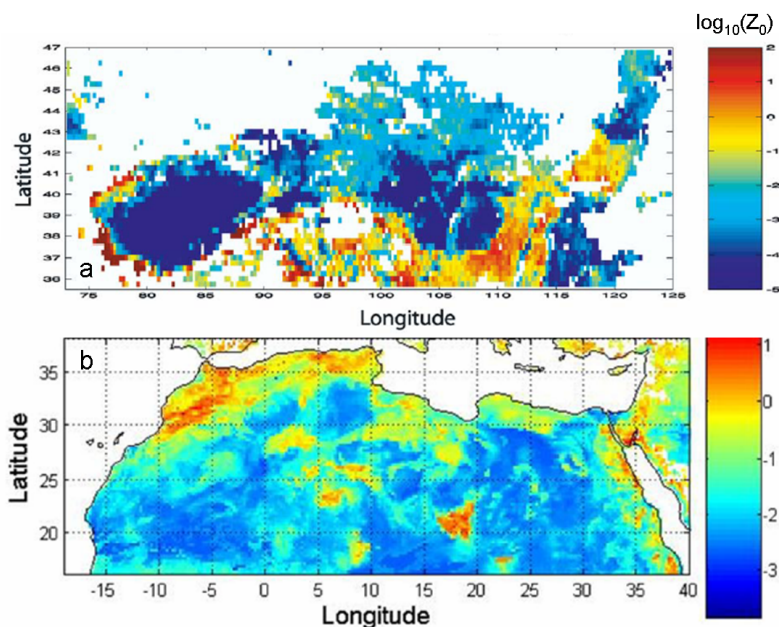


FIG. 2.11 – Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique à la résolution ($1/4^\circ \times 1/4^\circ$) pour le nord-est de l'Asie (a) et pour le nord de l'Afrique (b) [*Laurent*, 2005].

- *Hauteur de rugosité aérodynamique lisse z_{0s}* :

La hauteur de rugosité aérodynamique est telle que [*Greeley and Iversen*, 1985] :

$$z_{0s} = D_p/30 \quad (2.24)$$

avec D_p le diamètre des particules appartenant à la population la plus grossière [*Marticorena et al.*, 1997a]. Deux exceptions sont toutefois à noter : dans le cas où Z_0 dérivée des données POLDER-1 est inférieure à z_{0s} déterminée à partir de la formule établie par *Greeley and Iversen* [1985], $z_{0s} = Z_0$; pour le désert du Taklamakan, D_p est le diamètre des

particules appartenant à la population la plus fine, très largement majoritaire dans cette région.

- *Fraction de surface érodable E* : La fraction de surface érodable E est déterminée directement à partir de la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 dérivée des données POLDER-1. Pour $Z_0 > 3 \times 10^{-2} \text{ mm}$, une relation linéaire entre E et Z_0 , déduite des travaux de *Callot et al.* [2000], est utilisée pour calculer E . Pour $Z_0 < 3 \times 10^{-2} \text{ mm}$, $E = 100\%$.
- *Propriétés des sols : granulométrie sèche et texture des sols* Pour calculer le flux horizontal de saltation, la distribution en taille des agrégats constitutifs des sols est prise en compte. Le tableau 2.4 rappelle les 12 types de sol considérés dans le DPM MB95 pour le nord de l’Afrique ainsi que leurs caractéristiques granulométriques. Les types de sols sont décrits par au maximum trois populations.

<i>Type de sol</i>	<i>Population 1</i>			<i>Population 2</i>			<i>Population 3</i>		
	D_{med} (μm)	σ	%	D_{med} (μm)	σ	%	D_{med} (μm)	σ	%
Sable fin argileux (SFS)	210	1,8	62,5	125	1,6	37,5	-	-	-
Sable moyen (MS)	690	1,6	80	210	1,8	20	-	-	-
Sable grossier (CS)	690	1,6	100	-	-	-	-	-	-
Sable grossier moyen (CMS)	690	1,6	90	210	1,8	10	-	-	-
Sable fin (FS)	210	1,8	100	-	-	-	-	-	-
Sable grossier argileux (SMS)	125	1,6	37,5	210	1,8	31,25	690	1,6	31,25
Sol argileux moyennement salé (SEM)	520	1,5	80	125	1,6	20	-	-	-
Sol argileux fortement salé (SEF)	520	1,5	92	125	1,6	8	-	-	-
Dépôt salé (SW)	125	1,6	50	520	1,5	50	-	-	-
Sol de type agricole (AGS)	125	1,6	100	-	-	-	-	-	-
Sable fin salé (SES)	210	1,8	50	520	1,5	40	125	1,6	10
Sable grossier limoneux (SCS)	690	1,6	60	125	1,6	40	-	-	-

TAB. 2.4 – Types des sols issus de la nomenclature *Marticorena and Bergametti* [1995] utilisés par le DPM MB95 pour la cartographie et leurs caractéristiques granulométriques (D_{med} : diamètre médian, σ : écart-type, % : proportion relative) pour le nord de l’Afrique.

Pour le calcul de la vitesse de friction sol dans le cas d’un sol humide, il est nécessaire de connaître l’humidité résiduelle des sols w' . De plus, pour calculer le rapport F/G qui rend compte du processus de sandblasting, il est nécessaire de connaître la teneur en argile des sols. Le tableau 2.5 rappelle pour les 12 types de sol considéré dans le DPM MB95 pour le nord de l’Afrique leur texture ainsi que l’humidité résiduelle et le rapport F/G .

<i>Type de sol</i>	<i>% sable</i>	<i>% limon</i>	<i>% argile</i>	<i>w'</i>	<i>α (cm⁻¹)</i>
Sable fin argileux (SFS)	82,6	11,5	5,9	1,05	$6,15 \times 10^{-6}$
Sable moyen (MS)	94,2	5,1	0,7	0,12	$1,25 \times 10^{-6}$
Sable grossier (CS)	95,8	4,2	0,0	0,00	$1,00 \times 10^{-6}$
Sable grossier moyen (CMS)	94,9	4,7	0,4	0,06	$1,12 \times 10^{-6}$
Sable fin (FS)	87,7	8,7	3,6	0,63	$3,04 \times 10^{-6}$
Sable grossier argileux (SMS)	85,1	10,1	4,8	0,84	$4,35 \times 10^{-6}$
Sol argileux moyennement salé (SEM)	85,6	9,9	4,5	0,80	$4,04 \times 10^{-6}$
Sol argileux fortement salé (SEF)	87,4	8,9	3,7	0,66	$3,18 \times 10^{-6}$
Dépôt salé (SW)	81,3	12,2	6,5	1,16	$7,35 \times 10^{-6}$
Sol de type agricole (AGS)	74,0	16,3	9,7	1,78	$1,99 \times 10^{-5}$
Sable fin salé (SES)	86,6	9,3	4,1	0,71	$3,50 \times 10^{-6}$
Sable grossier limoneux (SCS)	87,1	9,0	3,9	0,68	$3,31 \times 10^{-6}$

TAB. 2.5 – Types des sols issus de la nomenclature *Marticorena and Bergametti* [1995] utilisés par le DPM MB95 pour la cartographie et leur texture (% sable, % limon, % argile), humidité résiduelle (w') et le rapport des flux vertical et horizontal (α) pour le nord de l’Afrique et le nord-est de l’Asie.

2.3.3.3 Données météorologiques

Les champs de vent et d’humidité des sols sont fournis à chaque pas de temps au DPM BM 95 par le modèle RAMS.

2.3.3.4 Couplage avec le modèle RAMS

Plus précisément, le modèle RAMS fournit à chaque pas de temps au DPM MB95 le vent à 10 *m* au-dessus du sol pour que celui-ci puisse calculer le flux de masse d’aérosols minéraux émis. En retour, le DPM MB95 fournit, à chaque pas de temps, le flux émis en masse totale, sans aucune information sur la répartition de ce flux dans les différentes classes de taille, au modèle RAMS. Une fois injectées dans le modèle RAMS, la masse des particules émises est initialement distribuée suivant une distribution dérivée des travaux de *Alfaro and Gomes* [2001]. Il s’agit d’une distribution en 3 modes lognormaux dont les rayons modaux sont : 0,75 μm (9% en masse), 3,35 μm (43% en masse) et 7,1 μm (48% en masse). Les aérosols minéraux sont alors répartis en 20 classes, allant de 0,1 à 26 μm en diamètre avec une troncature pour les plus grandes tailles. De plus, une fois émis, les aérosols minéraux vont être déposés par dépôt sec (Fig. 2.12 : la vitesse de chute est une fonction de la masse des particules) et/ou par dépôt humide (les coefficients de capture par les gouttelettes d’eau nuageuses et coefficients de lessivage par les précipitations sont issus de la littérature).

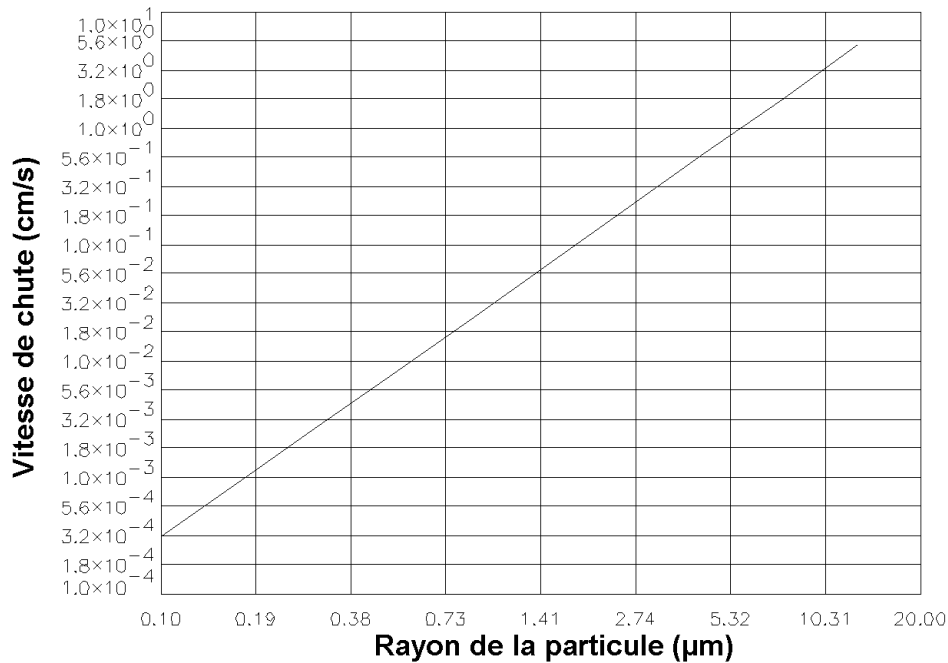


FIG. 2.12 – Vitesse limite de chute des particules sphériques en fonction de leur rayon. La masse volumique des sphères retenue dans les calculs est de 2650 kg m^{-3} .

2.3.4 Couplage d'un code de transfert radiatif prenant en compte les aérosols

Comme nous l'avons vu dans la description du modèle RAMS, les codes de transfert radiatif inclus dans le modèle ne prennent pas en compte les effets radiatifs des aérosols. Pour tenir compte de l'effet radiatif des aérosols sur les champs calculés par le modèle RAMS, le code de transfert radiatif EC3 [Fouquart and Bonnel, 1980; Morcrette, 1989] a été couplé en ligne au modèle RAMS par Chomette [1999] et par Minvielle-Moncla [2003].

Ce code radiatif a été initialement développé au *Laboratoire d'Optique Atmosphérique* (LOA) de Lille par Fouquart and Bonnel [1980] et a été amélioré par Morcrette [1989]. Chomette [1999] a simplifié ce code dans le but de l'adapter aux aérosols. Cinq types d'aérosols en mélange externe sont considérés dans le code : un type marin peu absorbant, un type d'aérosols de fond, un type d'aérosols absorbants (semi-urbain), un type d'aérosol minéral proche des sources d'émission et un dernier type d'aérosol minéral loin des sources. Ce dernier type tient compte des propriétés optiques des particules d'aérosols après la disparition des grosses particules par le processus de dépôt pendant le transport. La prise en compte de ces deux derniers types d'aérosols fut précisément le travail de Chomette [1999]. Minvielle-Moncla [2003] a ensuite rajouté la prise en compte des aérosols carbonés radiativement absorbant.

Le calcul des flux radiatifs est basé sur l'approximation du transfert radiatif à deux flux [Fouquart and Bonnel, 1980]. Les couches d'aérosols sont traitées sous l'hypothèse plan-parallèle.

Le code couvre les spectres solaires et telluriques en 4 intervalles spectraux pour les courtes longueurs d'onde et en 6 intervalles dans le domaine de l'infrarouge thermique. A partir d'un calcul de code de Mie dans les différents intervalles spectraux, les propriétés optiques des aérosols nécessaires au code sont calculées : il s'agit de l'albédo de diffusion simple, $\omega_0(\lambda)$, et du facteur d'asymétrie, $g(\lambda)$.

Les coefficients d'absorption des gaz (H_2O , CO_2 et O_3) sont issus de la base de données AFGL (*Air Force Geophysics Laboratory*). La paramétrisation décrite dans *Morcrette and Fouquart* [1986] permet de calculer leur dépendance à la pression et à la température. Le code est fourni avec les atmosphères standards comme l'atmosphère tropicale décrite par *McClatchey et al.* [1973] distribuée sur 36 niveaux de pression (1010 à 10 hPa). Un calage des niveaux est réalisé entre les niveaux utilisés par RAMS et ceux du code de transfert radiatif. Cependant, les champs météorologiques (température et humidité) introduits dans EC3 sont ceux calculés par RAMS sur toute l'atmosphère, sauf quand le nombre de niveaux utilisés dans RAMS est inférieur à 36, auquel cas ce sont les niveaux de l'atmosphère standard qui sont utilisés. Les gaz absorbants autres que la vapeur d'eau sont fournis par le modèle d'atmosphère de *McClatchey et al.* [1973].

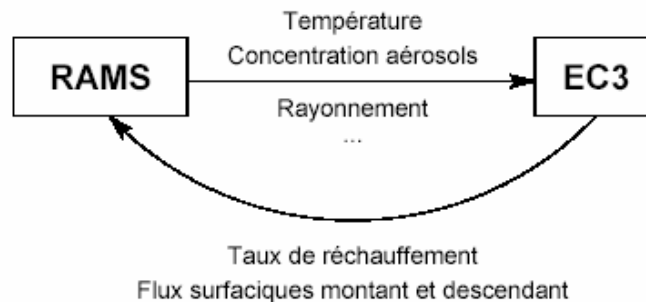


FIG. 2.13 – Présentation schématisée du couplage entre les codes EC3 et RAMS [*Minvielle-Moncla, 2003*].

Le couplage du code EC3 au modèle RAMS est schématisé sur la figure 2.13. RAMS fournit au code EC3 des informations sur les aérosols telles que leur concentration en tout point de grille, ce qui permet entre autre de calculer l'épaisseur optique. Celle-ci est effectivement déduite du produit d'un facteur multiplicatif ($\sigma_{extinction}$ entré dans EC3) à la concentration des aérosols fournie par RAMS. En retour, les valeurs du taux de réchauffement calculés par EC3 sous les conditions des effets radiatifs des aérosols sont injectées dans le modèle RAMS. De ce fait, les effets radiatifs des aérosols sont pris en compte dans le modèle à travers ces paramètres et peuvent se répercuter sur le profil atmosphérique via le schéma dynamique de RAMS.

Le couplage off-line du code de transfert radiatif EC3 au modèle RAMS a par exemple permis d'étudier l'impact de la prise en compte des rétroactions rayonnement/dynamique sur l'épaisseur optique des aérosols minéraux en zone source [*Pradelle et al., 2001*]. Le couplage en ligne du code de transfert radiatif EC3 au modèle RAMS a également permis de simuler l'effet semi-direct de

la mousson d'hiver sur les nuages stratiformes au-dessus de l'Océan Indien et de vérifier que le développement des champs nuageux peut être fortement modifié par les couches de pollution anthropique [Minvielle *et al.*, 2004a;b].

2.4 Conclusion

Le modèle RAMS est donc un modèle météorologique méso-échelle opérationnel, modulable et multi-échelle qui permet de réaliser des études dans un grand nombre de domaines de la physique de l'atmosphère. L'adjonction d'un module de production d'aérosols minéraux à RAMS a d'ores et déjà permis de modéliser certains événements de soulèvement d'aérosols minéraux [Cautenet *et al.*, 2000] ainsi que les interactions entre l'aérosol minéral et les nuages en Afrique. Il a également permis d'étudier les émissions d'aérosols naturels et anthropiques [Lasserre *et al.*, 2005; 2007] ainsi que leur impact radiatif [Minvielle *et al.*, 2004a;b] en Asie. Il va ici nous permettre d'étudier le cycle de l'aérosol minéral dans certaines régions du nord de l'Afrique, complexes à prendre en compte dans les modèles, qu'ils soient globaux ou de méso-échelle.

ETUDE D'UNE RÉGION À TOPOGRAPHIE COMPLEXE : LA DÉPRESSION DE BODÉLÉ

Les produits satellitaires disponibles de nos jours montrent que la majorité des aérosols minéraux atmosphériques sont issus d'un nombre très limité d'endroits sur la planète (Fig. 3.1). Récemment, plusieurs études utilisant les indices AI [*Herman et al.*, 1997] issus du capteur TOMS (*Middleton and Goudie* [2001]; *Israelevich et al.* [2002]; *Prospero et al.* [2002]; *Washington et al.* [2003]) ont montré que la région de Bodélé (Nord du Tchad) est, de loin, la principale source d'aérosols minéraux au monde. C'est en effet cette région qui a la plus forte moyenne globale annuelle de l'indice TOMS AI ($>3,0$) [*Prospero et al.*, 2002; *Washington et al.*, 2003]. Ce résultat a ensuite été confirmé grâce à d'autres observations satellitaires issues des capteurs embarqués sur Météosat (le produit IDDI [*Legrand et al.*, 2001]), Terra (MISR [*Zhang and Christopher*, 2003] et MODIS [*Koren and Kaufman*, 2004]). Ainsi, de nos jours, la région de Bodélé contribuerait à plus de la moitié des 130 à 1600 Mt d'aérosols minéraux émis depuis le Sahara chaque année. Cette région semble également être la principale source d'aérosols minéraux arrivant sur la forêt amazonienne [*Koren et al.*, 2006].

Une des particularités de la région de Bodélé est que, contrairement à la majorité des sources d'aérosols minéraux, elle émet de façon quasi-continue tout au long de l'année, mais avec des taux variant fortement avec la saison [*Washington et al.*, 2003]. Cette particularité s'explique par la position géographique et la nature de la dépression de Bodélé. Celle-ci est en effet située à la sortie du couloir formé par les massifs du Tibesti (point culminant : sommet de l'Emi Koussi à 3415 m) et de l'Ennedi (point culminant : mont Basso à 1450 m) (Fig. 3.2). Cette situation géographique particulière fait que cette région est assujettie en permanence à un jet de basse couche (*Low Level Jet*, LLJ), situé vers 900 hPa, récemment mis en évidence dans les données de réanalyse par *Goudie et al.* [2003] et *Washington and Todd* [2005]. De plus, la dépression de Bodélé correspond en grande partie à l'ancien lit du lac Mégatchad (aujourd'hui presque entièrement asséché puisqu'il se réduit au lac Tchad actuel) et est donc constituée de

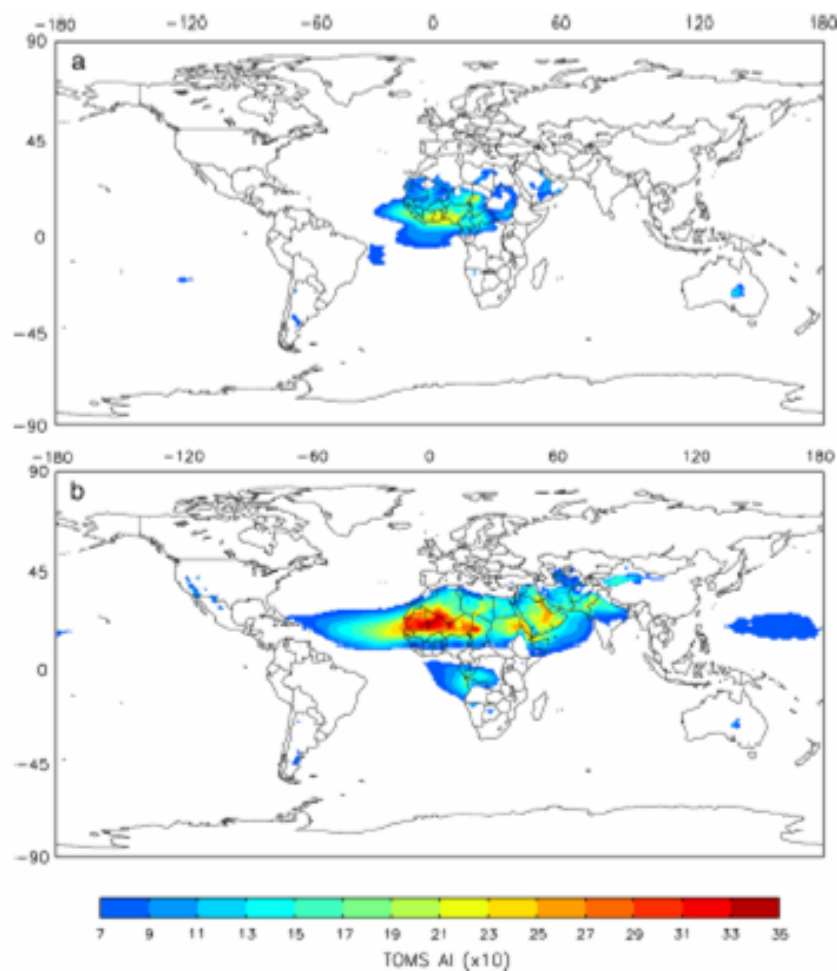


FIG. 3.1 – Moyenne saisonnière des AI TOMS ($\times 10$) sur la période 1980-1992 pour (a) novembre à janvier, (b) mai à juillet [Engelstaedter et al., 2006].

sédiments (majoritairement des diatomées). Ce type de région, comme le lac Owens aux Etats-Unis [Gillette et al., 1997a;b], est connu comme étant une source potentielle importante d'aérosols minéraux.

Cependant, ces caractéristiques particulières à la région de Bodélé rendent également celle-ci difficile à prendre correctement en compte dans les modèles globaux. Koren and Kaufman [2004] ont en effet mis en évidence que les données de réanalyse du *National Center for Environmental Predictions* (NCEP) sous-estiment la vitesse du vent à 925 hPa au-dessus de la région de Bodélé (i.e., le LLJ) d'un facteur 2. Comme la fréquence des émissions d'aérosols minéraux est contrôlée par le nombre de fois où la vitesse du vent dépasse un certain seuil, une sous-estimation de la vitesse du vent en surface conduit obligatoirement à une sous-estimation des émissions d'aérosols minéraux. Compte tenu de l'importance de la région de Bodélé du point de vue des émissions mondiales d'aérosols minéraux, il est crucial qu'elle soit modélisée de façon réaliste. C'est pourquoi nous nous intéressons ici à la modélisation du cycle des aérosols minéraux dans la région de

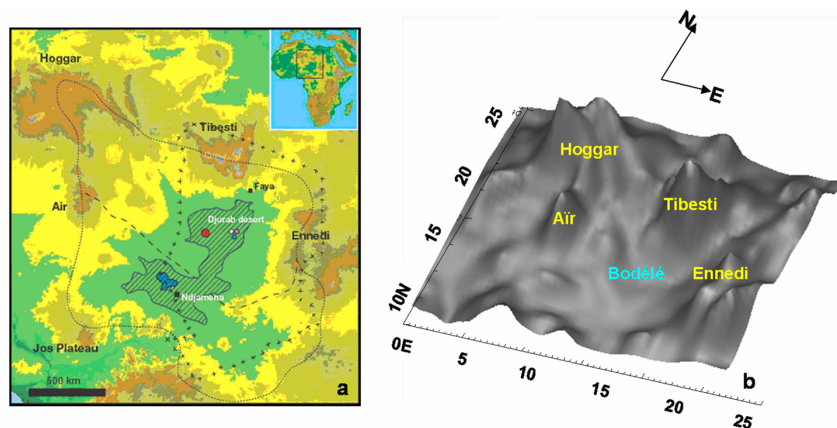


FIG. 3.2 – Carte géographique (a) et relief selon RAMS (b) de la région de Bodélé.

Bodélé, exemple de région à topographie complexe.

Après avoir validé le nouveau couplage RAMS/DPM MB95 grâce aux données acquises lors de la campagne de terrain de Bodélé Dust Experiment 2005 (BoDEx 2005 [Giles, 2005; Washington et al., 2006; Todd et al., 2007]), nous appliquerons notre outil sur l’année 2001, année pour laquelle nous disposons de nombreuses données de validation (mesures *in-situ*, produits satellite) et nous essaierons ainsi de comprendre comment mieux prendre en compte la dépression de Bodélé dans les modèles globaux.

3.1 La campagne de terrain BoDEx 2005

La dépression de Bodélé joue donc un rôle prépondérant dans le cycle des aérosols minéraux et, par conséquent, sur le climat terrestre (cf. Introduction générale). Jusqu’à présent, les seules données disponibles pour caractériser cette région étaient les données mesurées par satellite. En effet, sur les 500 (ou plus) radiomètres au sol du réseau AERONET, réseau qui fournit actuellement les meilleures données de validation pour les aérosols minéraux atmosphériques, aucun ne se situe dans le Sahara, et, a fortiori, à Bodélé. De plus, aucune campagne de terrain n’avait jamais été conduite dans cette région avant l’année 2005. Ce sont ces raisons qui décidèrent plusieurs scientifiques à mettre en place une telle campagne dans la région de Bodélé.

3.1.1 Description de la campagne

La campagne BoDEx 2005 est un projet anglais qui a été initié et réalisé par la Gilchrist Educational Trust et la Société Royale de Géographie du Royaume-Uni [Giles, 2005; Washington et al., 2006; Todd et al., 2007]. C’est une étude interdisciplinaire qui comprend une équipe de recherche composée d’experts en climatologie, météorologie, télédétection, géomorphologie et géophysique.

Les objectifs principaux de la campagne étaient d’améliorer notre connaissance de la région

de Bodélé en tant que source d'aérosols minéraux. En particulier, il s'agissait d'améliorer notre compréhension des processus d'émission et de transport des poussières depuis la dépression de Bodélé ainsi que de documenter les caractéristiques des aérosols minéraux qui déterminent le forçage radiatif.

La campagne de mesures s'est déroulée du 27 février au 13 mars 2005. Le site de mesures était localisé à Chicha (16°53'N 18°33'E), au cœur de la dépression de Bodélé. La météorologie de surface standard (i.e. la température, la température du point de rosée, la direction et la vitesse du vent, la pression et la radiation UV et solaire) a été mesurée, puis moyennée, sur des intervalles de temps de 2 minutes et à une hauteur de 2 m en utilisant des stations météorologiques automatiques. Des profils temps/altitude de l'intensité et de la direction du vent ont été obtenus à partir du suivi d'ascensions de « ballons pilotés » (*Pilot Balloons*, PIBALs). Les PIBALs ont déjà constitué une composante importante de nombreuses campagnes de terrain (voir, par exemple, *Devara et al.* [1998] en Inde, *Smedman et al.* [2004] dans les Balkans ou *Egger et al.* [2005] en Bolivie). Dans la campagne BoDEx 2005, 9 ascensions de PIBALs ont été réalisées par jour (à 0000, 0600, 0700, 0830, 1000, 1230, 1500, 1700 et 2100), excepté pendant les soulèvements intenses d'aérosols minéraux (problèmes de visibilité). L'échantillonnage était plus fréquent le matin afin de mieux comprendre l'effet du réchauffement de la surface sur les champs de vents. La direction et l'intensité du vent ont été calculées en faisant une moyenne sur des intervalles de 2 minutes de sorte que les effets des tourbillons turbulents (qui induisent les erreurs sur le vent) soient minimaux. En effet, des suivis de ballons à altitude constante ont montré que les tourbillons qui existent dans les 1000 premiers mètres au-dessus de la surface ont une période bien inférieure à 2 minutes. Enfin, un photomètre Cimel-318 (identique à ceux utilisés dans le réseau AERONET) et des photomètres portables « microtops » ont été utilisés pour caractériser les propriétés des aérosols émis dans la région de Bodélé (épaisseur optique (*Aerosol Optical Thickness*, AOT), exposant d'Angström, distribution en taille des particules).

3.1.2 Principaux résultats

Quelques-uns des principaux résultats obtenus lors de la campagne [*Washington et al.*, 2006; *Todd et al.*, 2007] sont rappelés ici. Tout d'abord, la présence du LLJ mis en évidence dans les données de réanalyse a été vérifiée et sa mesure a confirmé la sous-estimation de son intensité dans les données de réanalyse du NCEP relevée par *Koren and Kaufman* [2004]. De plus, les vents de surface associés aux soulèvements de particules terrigènes ont été quantifiés : par exemple, des vitesses dépassant 16 m s^{-1} ont pu être observées (à 2 m au-dessus du sol) les jours de forts soulèvements. Ensuite, les mesures effectuées à l'aide des photomètres solaires pendant la campagne ont montré que les aérosols minéraux produits à Bodélé sont extrêmement réfléchissants aux longueurs d'onde solaires. Ce résultat est en accord avec les calculs récents d'albédo de diffusion simple assez élevés pour des aérosols minéraux sahariens provenant de divers sites [*Dubovik et al.*, 2002]. De plus, la densité des échantillons de diatomées prélevés sur le site de BoDEx 2005 est de $2,1 \text{ g cm}^{-3}$. Enfin, à partir des observations de terrain, *Todd et al.* [2007] suggèrent que

l'émission d'aérosols minéraux depuis la zone de sédiments (diatomées), qui couvre 10800 km^2 , est de $1,2 \pm 0,5 \text{ Tg/jour}$ pendant les événements substantiels de soulèvements d'aérosols.

3.1.3 Modélisation de la campagne BoDEx 2005

Comme expliqué dans l'introduction de ce chapitre, nous avons choisi de modéliser la campagne BoDEx 2005 afin de vérifier la capacité de notre modèle (RAMS couplé « en ligne » avec la nouvelle source d'aérosols minéraux mise au point par *Laurent* [2005]) à reproduire les observations réalisées au cours de cette période. Ce travail a fait l'objet d'une publication dans le journal *Geophysical Research Letters*, en annexe de ce document. Pour plus de clarté, nous reprenons ici les résultats obtenus.

3.1.3.1 Période modélisée

La majeure partie de la campagne BoDEx 2005 a été modélisée. La simulation commence le 5 mars 2005 à 0h TU et se termine le 15 mars 2005 à 0TU. Elle comprend ainsi des conditions de ciel clair (5-9 mars) et de soulèvements intenses d'aérosols minéraux (10-12 mars).

3.1.3.2 Zone modélisée

Le domaine modélisé est représenté sur la figure 3.3. Il s'agit d'une grille centrée sur Faya Largeau ($18^\circ\text{N}; 19^\circ\text{E}$) qui s'étend de $14,4^\circ\text{N}$ à $21,5^\circ\text{N}$ et de 13°E à 25°E , c'est-à-dire que son extension horizontale est de $1200 \times 800 \text{ km}^2$. Le modèle compte 30 niveaux verticaux depuis le sol jusqu'à 22 km au-dessus du sol, avec 10 niveaux entre 0 et $1,2 \text{ km}$ au-dessus du sol afin de représenter au mieux la couche limite de surface.

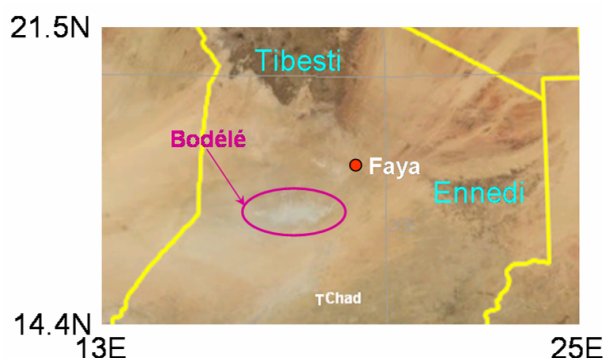


FIG. 3.3 – Image satellite de la zone modélisée pour la période BoDEx 2005.

D'après *Mass et al.* [2002], « diminuer la taille des mailles d'un modèle méso-échelle jusqu'à moins de $10\text{-}15 \text{ km}$ augmente le réalisme des résultats ». Pour tenir compte de cette conclusion, un travail préliminaire a été effectué pour étudier l'influence de la résolution horizontale sur les champs de vent de la région de Bodélé pendant la campagne BoDEx 2005. Pour la période étudiée, 3 résolutions horizontales ont été testées : 50 , 10 et 5 km . La figure 3.4 représente l'intensité du

vent modélisée à Chicha pour les différentes résolutions testées (carrés pour 50 km, losanges pour 10 km et trait continu pour 5 km). Comme le montre cette figure, diminuer la taille de la maille de 50 km à 10 km améliore un peu (quelques %) les résultats de la modélisation. En revanche, diminuer la taille de la maille de 10 km à 5 km ne change rien. Compte tenu de ce résultat, la résolution retenue pour présenter les résultats est $\Delta x = \Delta y = 10 \text{ km}$.

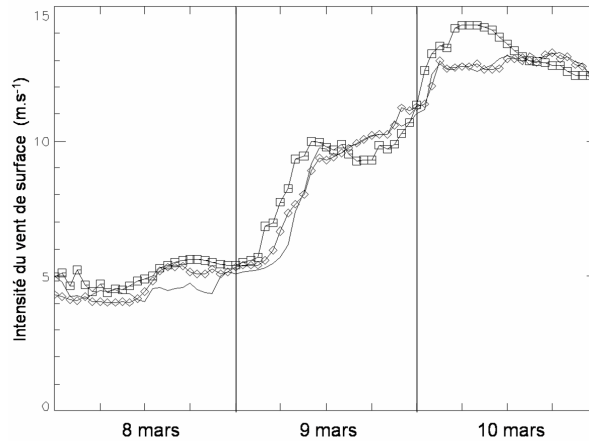


FIG. 3.4 – Intensité du vent modélisée à Chicha du 8 au 10 mars 2005 pour une résolution de 50 km (carrés), 10 km (losanges) et 5 km (trait continu).

3.1.3.3 Résultats

3.1.3.3.1 Champs de vent

Comme mentionné dans l'introduction de ce chapitre, une des caractéristiques de la dépression de Bodélé est un jet de basse couche localisé à 925 hPa au-dessus de la région de Bodélé. La figure 3.5 représente l'intensité du vent simulé par notre modèle entre 14°N et 22°N à 18°E en fonction de l'altitude. La coupe méridionale (Fig. 3.5.a) nous permet d'observer un noyau de vent fort (maximum de $20,8 \text{ m s}^{-1}$) présent aux environs de 900 hPa (9000 m d'altitude sur la figure), plus particulièrement entre 16°N et 19°N, i.e. aux alentours de Chicha, sous le vent du Tibesti. De plus, ce noyau de vent fort est présent de façon systématique tout au long de l'événement modélisé (Fig. 3.5.b).

La figure 3.6 présente une comparaison entre les trajectoires de PIBALs lancés le 7 mars 2005 (Fig. 3.6.a) et les composantes u (composante Est-Ouest) et v (composante Sud-Nord) du vent modélisé ce jour-là (Fig. 3.6.b et 3.6.c, respectivement). La direction du vent simulé par le modèle RAMS est en accord avec les observations. De plus, ces résultats soulignent le fort cisaillement qui existe dans cette région entre la circulation de basse couche et le flux d'Harmattan en altitude.

Comme expliqué dans la description du DPM MB95, le paramètre météorologique crucial qui gouverne le flux d'émission des aérosols minéraux est l'intensité du vent de surface. La figure 3.7 présente une comparaison de l'intensité du vent mesurée lors de la campagne (trait plein fin), modélisée par RAMS (trait plein épais) et par le modèle du CEPMMT (étoiles). On peut ainsi

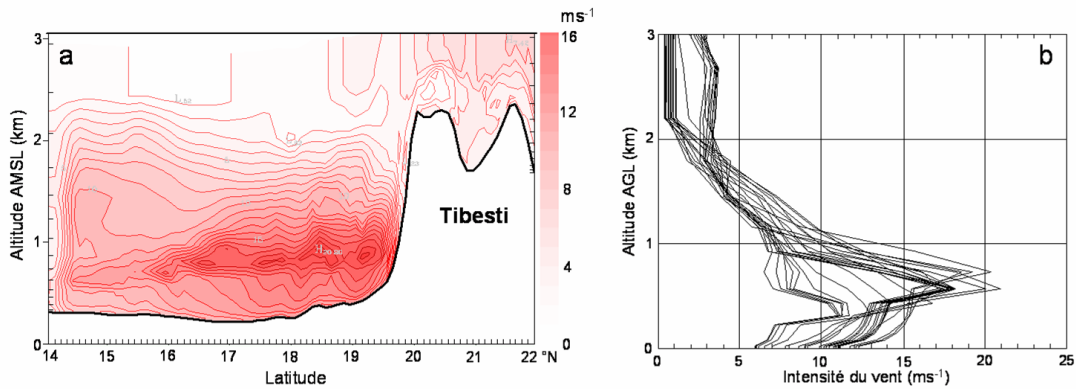


FIG. 3.5 – (a) Coupe méridienne (18°E) du LLJ modélisé le 9 mars 2005 à 12TU le long des pentes du Tibesti. (b) Profils de vent modélisés à Chicha pour la période du 7 au 13 mars 2005.

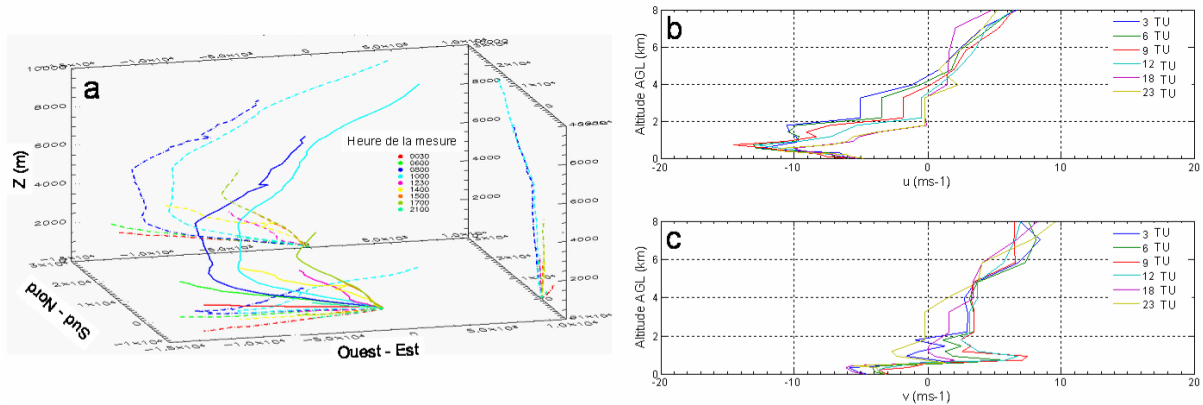


FIG. 3.6 – (a) Trajectoires des PIBALs le 7 mars 2005 [Warren et al., 2005]. (b) Profils de la composante u du vent modélisé le 7 mars 2005. (c) Profils de la composante v du vent modélisé le 7 mars 2005.

constater que notre modèle restitue de façon satisfaisante l'intensité du vent mesurée lors de la campagne. En revanche, il a des difficultés à reproduire le cycle diurne du vent dans la région de Chicha. Ce problème a également été rencontré par Tegen et al. [2006] et Todd et al. [2007]. Cependant, l'explication n'est pas immédiate, mais pourrait se trouver dans la couche limite de surface parfois encore mal représentée dans les modèles. La figure 3.7 souligne également que l'intensité des champs de vent fourni par le CEPMMT est nettement sous-estimée et dépasse difficilement l'intensité du vent seuil permettant le soulèvement des aérosols minéraux dans le DPM MB95 ($7,2 \text{ m s}^{-1}$, en pointillés sur la figure). En revanche, il semble que les champs de vents du CEPMMT capturent mieux le cycle journalier observé lors de la campagne que le modèle RAMS.

Le tableau 3.1 présente une brève comparaison entre les vents de surface obtenus avec RAMS et ceux fournis par le CEPMMT à Chicha et à Faya. Dans les deux cas, les maxima de vent

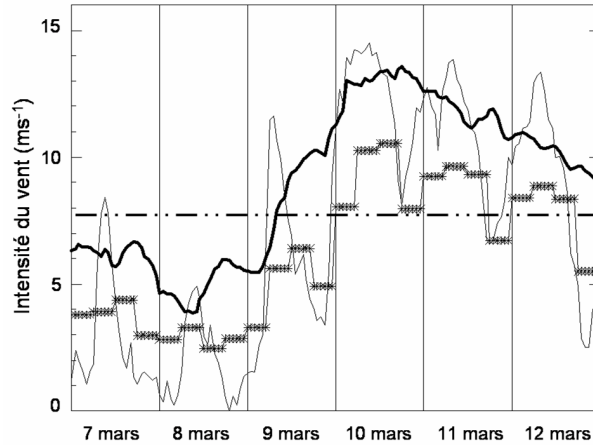


FIG. 3.7 – Comparaison entre l’intensité du vent mesurée à Chicha (trait plein fin), modélisée par RAMS (trait plein épais) et par le modèle du CEPMMT (étoiles) du 7 au 12 mars 2005.

simulés par RAMS sont 30% plus forts que ceux issus du CEPMMT ; de même pour la moyenne. De plus, le nombre de cas où l’intensité de vent seuil permettant le soulèvement des aérosols minéraux dans le DPM MB95 est deux fois moins important pour les champs de vent du CEPMMT comparés aux champs de vent modélisés par RAMS.

	RAMS			CEPMMT		
	V_{max} ($m s^{-1}$)	V_{moy} ($m s^{-1}$)	% > seuil	V_{max} ($m s^{-1}$)	V_{moy} ($m s^{-1}$)	% > seuil
Chicha	13,6	9,0	67	10,5	6,2	36
Faya	15,7	10,2	62	12,4	7,6	36

TAB. 3.1 – Comparaison entre les intensités du vent de surface (10 m au-dessus du sol) simulées par RAMS et le modèle du CEPMMT à Chicha et à Faya du 7 au 13 mars 2005 : maximum, moyenne et pourcentage de cas où l’intensité de vent seuil locale permettant le soulèvement des aérosols minéraux dans le DPM MB95 est dépassée.

3.1.3.3.2 Flux de soulèvements des aérosols minéraux

La figure 3.8 présente la densité du flux en masse d’aérosols minéraux modélisée par RAMS à Chicha (trait continu) et à Faya (trait continu + étoiles). Comme observé lors de la campagne, l’épisode intense de soulèvement d’aérosols minéraux se produit entre le 9 et le 11 mars 2005, avec un pic d’émission le 10. A partir des données de terrain, *Todd et al.* [2007] ont estimé que, pour cette période de soulèvement intense, le flux moyen journalier d’aérosols minéraux émis depuis la zone de sédiments exposés est d’environ $1,2 \pm 0,5 Mt/j$. La même estimation, calculée à partir des résultats obtenus avec RAMS, donne un flux d’environ $1 Mt/j$, en accord avec les

résultats de la campagne. En revanche, cette même estimation réalisée cette fois à partir des données issues du CEPMMT donne un flux d'environ 0,4 Mt/j, ce qui confirme une fois encore la sous-estimation des vents dans cette région par le modèle du CEPMMT.

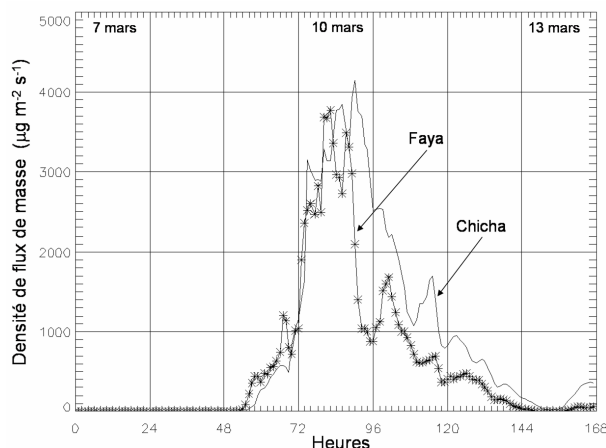


FIG. 3.8 – Densité du flux en masse d'aérosols minéraux modélisée par RAMS à Chicha (trait continu) et à Faya (trait continu + étoiles) du 7 au 13 mars 2005.

3.1.3.3.3 Champs de concentrations en aérosols minéraux

La figure 3.9 présente une comparaison entre l'image en couleurs réelles acquise par MODIS embarqué sur Terra (Fig. 3.9.a) et le champ de concentration intégrée verticalement modélisé, appelé également charge colonne (Fig. 3.9.b), le 11 mars 2005 à 11TU. De façon qualitative, le modèle reproduit de façon satisfaisante la zone d'émission d'aérosols minéraux, en particulier, son extension et l'emplacement des zones les plus émissives et cela au bon moment. Compte tenu de la résolution utilisée, le modèle n'est évidemment pas en mesure de reproduire les structures fines (filaments) observées sur l'image satellite.

De façon quantitative, nous avons estimé l'extinction visible (à 550 nm) à Chicha à partir de la charge colonne d'aérosols minéraux modélisée. Pour ce faire, nous avons calculé l'épaisseur optique des aérosols minéraux (*Dust Optical Thickness*, DOT) en multipliant simplement la charge colonne modélisée par le coefficient d'extinction des aérosols minéraux en région source. D'après *Tegen and Fung* [1995], ce coefficient d'extinction massique est compris entre 0,2 et 0,4 $m^2 g^{-1}$ pour des particules dont le diamètre est compris entre 1 et 10 μm (ce que l'on peut trouver près des sources). Cependant, de récentes estimations de *Forêt et al.* [2006] suggèrent que le coefficient d'extinction en zone source (comme à Chicha, par exemple) est plutôt compris entre 0,1 et 0,2 $m^2 g^{-1}$ à 550 nm. La figure 3.10 présente la DOT simulée pour la période du 7 au 13 mars 2005 comparée aux mesures d'AOT réalisées sur la même période. La courbe centrale est la DOT calculée en prenant un coefficient d'extinction de 0,15 $m^2 g^{-1}$; les barres d'erreur ont été obtenues en utilisant les valeurs minimales et maximales suggérées par *Forêt et al.* [2006] pour le coefficient d'extinction à 550 nm. Les AOT mesurées à 440 nm sont représentées par

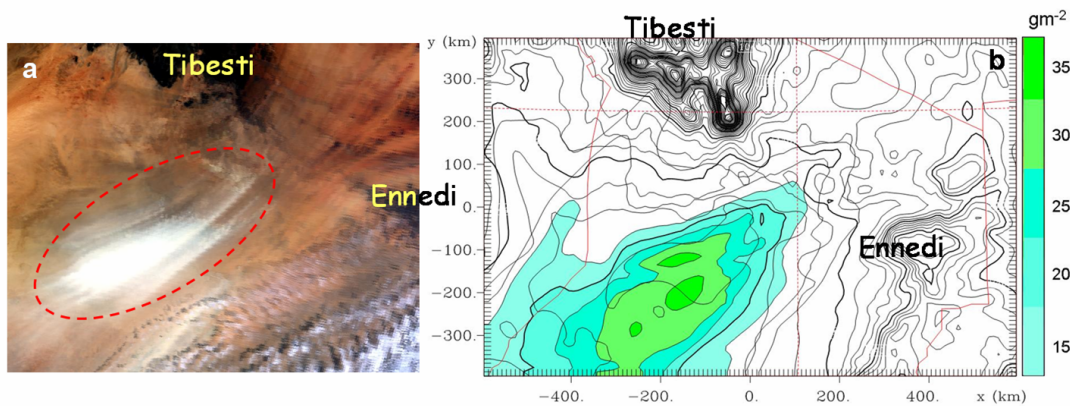


FIG. 3.9 – Comparaison entre l’image en couleurs réelles acquise par MODIS (Terra) (a) et le champ de concentration intégrée verticalement modélisé (b) le 11 mars 2005 à 11TU.

des losanges ; celles mesurées à 670 nm par des croix. La comparaison modèle/mesures montrent un accord satisfaisant, malgré une tendance à surestimer l’AOT le 11 mars 2005. Il est à noter qu’il n’y a pas de mesure le 10 mars 2005 car l’épaisseur du nuage d’aérosols minéraux soulevés ce jour-là est telle que le photomètre solaire ne reçoit plus assez de rayonnement solaire pour pouvoir effectuer la mesure.

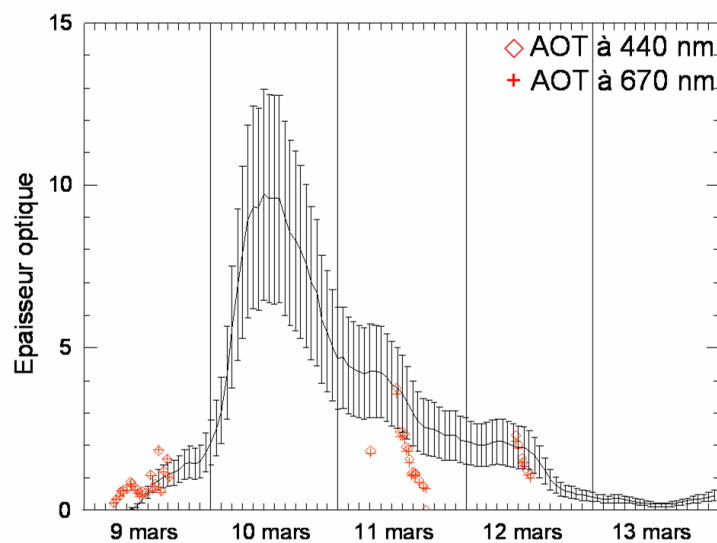


FIG. 3.10 – Comparaison entre la DOT calculée en prenant un coefficient d’extinction de $0,15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (courbe noire ; les barres d’erreur ont été obtenues en utilisant les valeurs minimales et maximales suggérées par *Forêt et al.* [2006] pour le coefficient d’extinction à 550 nm) avec les AOT mesurées à 440 nm (losanges rouges) et à 670 nm (croix rouges).

3.1.3.3.4 Exportation à grande distance

Koren et al. [2006] ont montré que la dépression de Bodélé est la principale source d'aérosols minéraux pour la forêt amazonienne. Nous avons donc voulu savoir si les aérosols minéraux soulevés pendant la période BoDEx 2005 avaient atteint cette région et connaître leur trajectoire.

Pour ce faire, nous avons réalisé une simulation en deux grilles imbriquées (Fig. 3.11) pour la période allant du 1^{er} mars 2005 à 0TU au 31 mars 2005 à 23TU. La grille mère a une résolution horizontale de 100 km et s'étend de 10°S à 23°N et de 81°W à 23°E, c'est-à-dire qu'elle couvre une superficie d'environ 11500 km × 4500 km. La grille fille a une résolution horizontale de 20 km et s'étend de 16°N à 19,2°N et de 16°E à 20°E, c'est-à-dire qu'elle couvre une superficie d'environ 400 × 400 km², et est centrée sur la dépression de Bodélé (17°N,18°E). Les deux grilles ont la même résolution verticale, i.e. 30 niveaux du sol jusqu'à environ 22 km avec 10 niveaux entre 0 et 1 km pour représenter la couche limite de surface au mieux. Afin de connaître le devenir des aérosols minéraux émis pendant l'événement observé pendant la campagne BoDEx 2005, l'émission d'aérosols minéraux n'a été autorisée que du 9 mars au 13 mars 2005 inclus ; pendant les autres journées de la simulation, l'émission est inactivée.

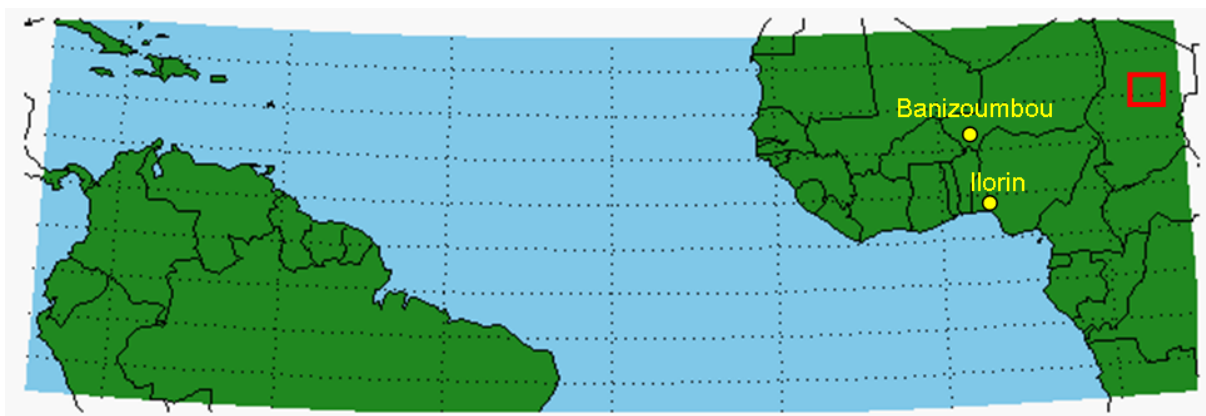


FIG. 3.11 – Extension spatiale des 2 grilles de la modélisation de l'exportation à grande distance des aérosols minéraux soulevés pendant la période BoDEx 2005. Le rectangle rouge représente la grille fille. Les points jaunes localisent les stations Ilorin (8°19'N;4°20'E) et Banizoumbou (13°32'N;2°39'E) du réseau AERONET.

a. Extension maximale du panache d'aérosols minéraux simulé

La figure 3.12 présente la charge colonne en aérosols minéraux (en $g\ m^{-2}$) simulée le 31 mars 2005 à midi. Comme le montre cette figure, le panache d'aérosols minéraux soulevé lors de l'événement observé pendant BoDEx 2005 atteint le continent sud-américain. Il est cependant difficile de valider ce résultat à l'aide d'observations. En effet, compte tenu des valeurs simulées ($0,4\ g\ m^{-2}$, soit une épaisseur optique d'environ 0,4 en prenant, d'après les données de la littérature (e.g. [Tegen and Fung, 1995]), $\sigma_{extinction} = 1\ m^2\ g^{-1}$ pour des aérosols minéraux loin des

sources d'émission), l'imagerie satellitale ne permet pas de valider ce résultat. De plus, aucun photomètre du réseau AERONET sur la partie du continent sud américain modélisée n'était actif sur la période d'intérêt.

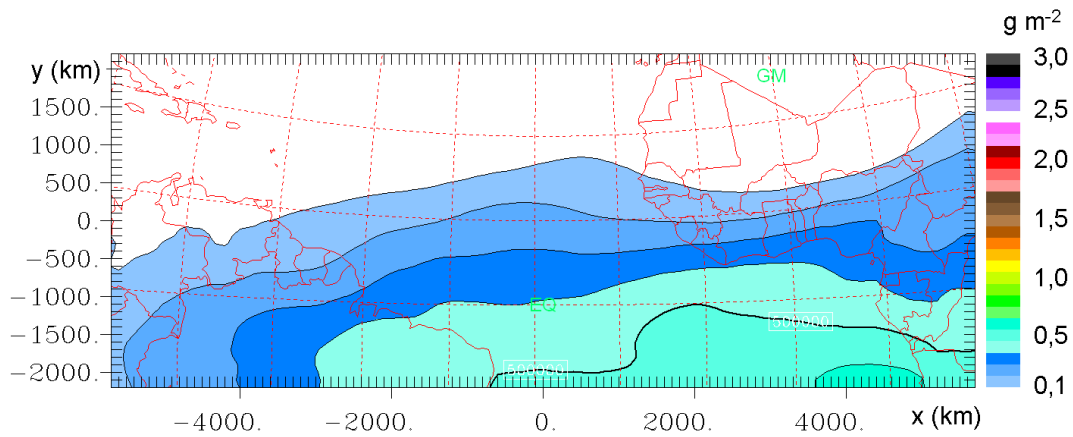


FIG. 3.12 – Charge colonne en aérosols minéraux (en $g m^{-2}$) simulée le 31 mars 2005 à midi.

b. Trajectoire du panache

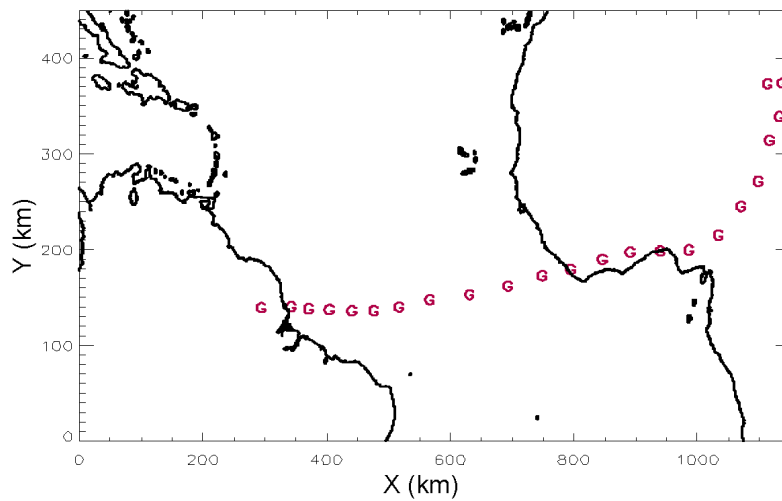


FIG. 3.13 – Positions à 12TU du centre de gravité du panache d'aérosols (G rouge) du 9 mars au 31 mars 2005.

La figure 3.13 présente les positions successives à 12TU du centre de gravité du panache d'aérosols simulé du 9 au 31 mars 2005. Comme le montre cette figure, le panache d'aérosols minéraux soulevé lors de l'événement observé pendant BoDEx 2005 se dirige tout d'abord vers le sud, en direction du Golfe de Guinée, avant de traverser l'Océan Atlantique vers l'ouest, en

direction du Brésil. Compte tenu de la taille de la zone modélisée, la trajectoire du centre de gravité au-dessus de l'Océan Atlantique est sans doute trop au nord, le panache n'étant représenté que par sa moitié nord, en particulier pendant la seconde moitié de son transport. Malgré tout, ce calcul donne une bonne estimation qualitative de la trajectoire du panache et est accord avec les conclusions de *Koren et al.* [2006] (Fig. 3 de leur article). Cette estimation est également en accord avec les observations aux stations AERONET d'Ilorin (Nigéria) et Banizoumbou (Niger) ainsi qu'avec les observations du satellite Météosat. En effet, sur la figure 3.14, le pic d'épaisseur optique observé à Ilorin aux environs du 13 mars 2005 (Fig. 3.14.a) accompagné d'une diminution de l'exposant d'Angström le 13 mars 2005 (Fig. 3.14.c) est cohérent avec notre simulation qui estime l'arrivée du panache à Ilorin aux alentours du 14 mars 2005 (Fig. 3.18.c). Rappelons en effet que les aérosols minéraux ont un exposant d'Angström proche de zéro (éventuellement négatif) ; les aérosols de combustion de biomasse (fréquents dans cette région à cette époque de l'année) ont quant à eux un exposant d'Angström supérieur à 1. Les valeurs intermédiaires correspondent à une situation de mélange aérosols minéraux/aérosols de combustion de biomasse. De la même façon, le pic d'épaisseur optique observé à Banizoumbou aux environs du 20 mars 2005 (Fig. 3.14.b) accompagné d'une diminution de l'exposant d'Angström ce même jour (Fig. 3.14.d) est compatible avec notre simulation qui estime l'arrivée du panache à Banizoumbou aux alentours du 18 mars 2005 (Fig. 3.18.c). De plus, les images des indices TOMS AI du 10 au 15 mars 2005 (Fig. 3.15.a-f) corroborent les résultats obtenus avec RAMS : après émission le 10 mars 2005 (Fig. 3.15.a), le panache se déplace vers le sud-ouest (Fig. 3.15.b à 3.15.f) en direction du golfe de Guinée qu'il atteint le 13 mars 2005 (Fig. 3.15.d) et où il semble définitivement s'orienter vers l'ouest (Fig. 3.15.e et f). D'autres sources d'aérosols (minéraux et de combustion de biomasse) sont vraisemblablement responsables d'une partie de l'indice TOMS AI observé pendant la période étudiée. Cependant, compte tenu de la quantité d'aérosols minéraux mobilisés pendant l'événement observé durant la campagne BoDEx 2005, il semble raisonnable d'identifier la trajectoire du panache modélisé aux fortes valeurs de l'indice TOMS AI entre le 10 et 15 mars 2005.

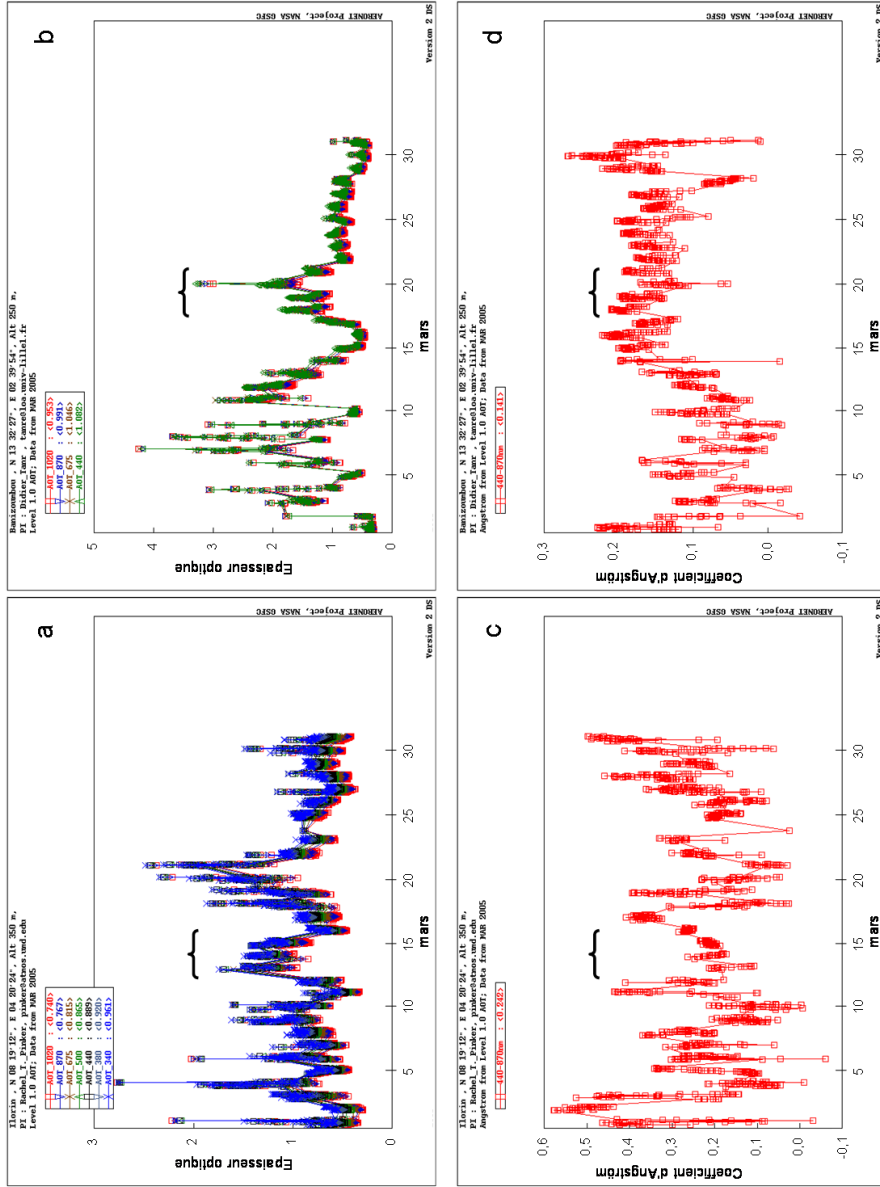


FIG. 3.14 – Epaisseurs optiques et exposants d'Angström mesurés aux stations AERONET d'Iferouane (a et c, respectivement) et de Banizoumbou (b et d, respectivement) pour le mois de mars 2005.

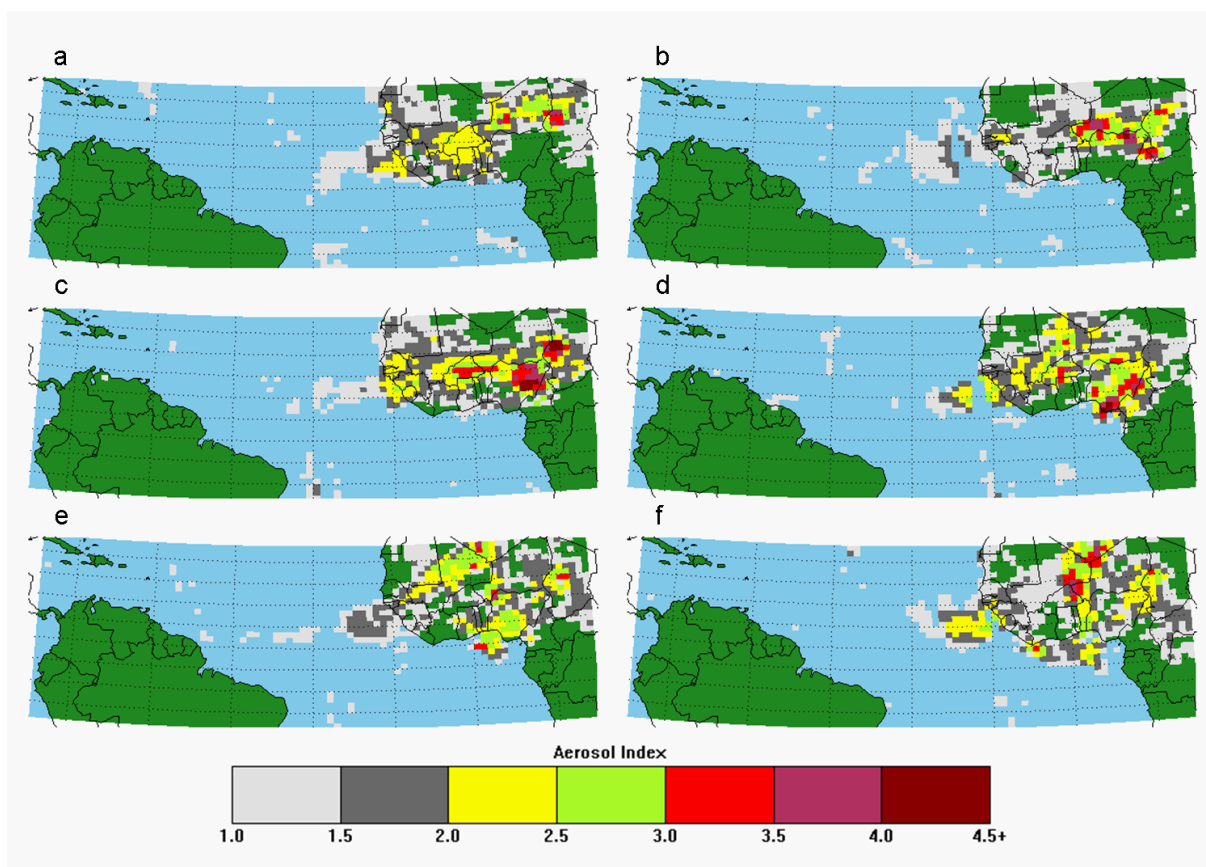


FIG. 3.15 – TOMS AI sur l'ensemble de la zone simulée pour les 10 (a), 11 (b), 12 (c), 13 (d), 14 (e) et 15 (f) mars 2005.

c. Altitude de voyage du panache

La figure 3.16 présente une coupe zonale, à 1°N , de la concentration en aérosols minéraux simulée le 23 mars 2005 à 12TU. Cette figure montre que les concentrations maximales en aérosols minéraux sont situées entre 2 et 4 km au-dessus de l'Océan Atlantique. Ceci indique que le panache d'aérosols soulevés lors de l'événement intense enregistré lors de la campagne BoDEx 2005 voyagerait à une altitude comprise entre 2 et 4 km d'altitude au-dessus de l'Océan Atlantique. C'est ce que confirment les figures 3.17.a et 3.17.b qui présentent des profils verticaux de la concentration en aérosols minéraux en fonction du temps à la latitude de 1°N et aux longitudes 35°W (milieu de l'Océan Atlantique - Fig. 3.17.a) et 50°W (embouchure du fleuve Amazone - Fig. 3.17.b). Comme le laissait entrevoir la figure 3.16, le panache d'aérosols minéraux émis depuis la zone de Bodélé voyage à une altitude comprise entre 2 et 4 km au-dessus de l'Océan Atlantique.

Les figures 3.18 (a-f) et 3.19 (a-f) présentent la concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par le modèle RAMS respectivement à 2200 m d'altitude et en surface pour les 10, 14, 18, 22, 26 et 30 mars 2005 à 12TU. Ces figures montrent que la circulation atmosphérique à 2200 m est plus favorable à un transport vers l'ouest que la circulation en surface, cette dernière

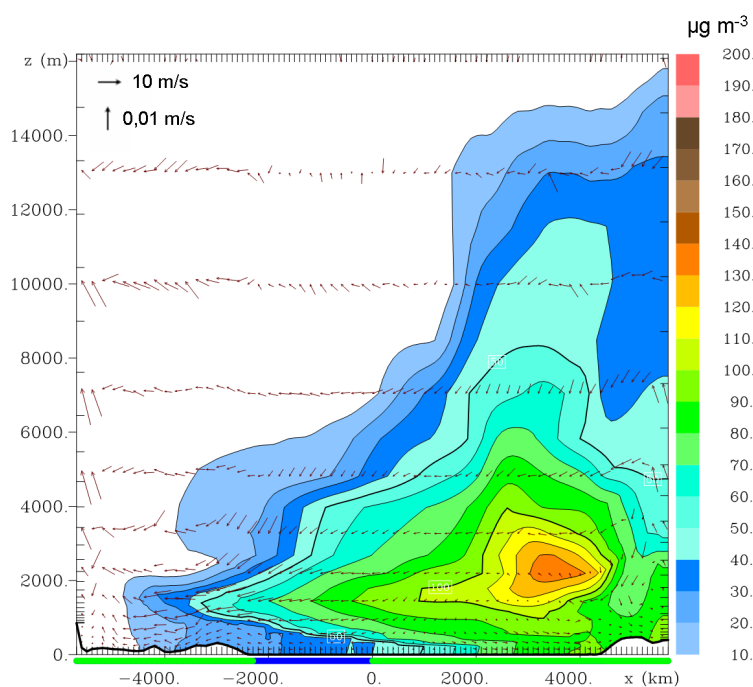


FIG. 3.16 – Coupe zonale à 1°N de la concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) et du vent (flèches) le 23 mars 2005 à 12TU.

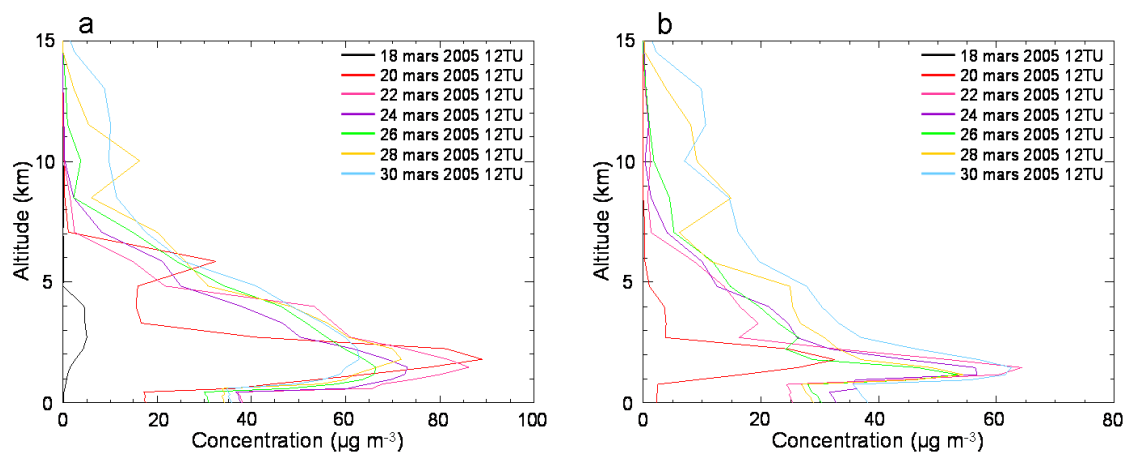


FIG. 3.17 – Profils verticaux de la concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) à 1°N à la longitude 35W (a) et à la longitude 50W (b) pour les 18 (noir), 20 (rouge), 22 (rose), 24 (violet), 26 (vert), 28 (or) et 30 (bleu) mars 2005.

ayant une forte composante ouest-est au niveau du Golfe de Guinée.

A la fin de la période simulée, les concentrations en aérosols minéraux en surface au niveau du continent sud américain (Fig. 3.17.b - courbe bleue) sont supérieures aux concentrations en

aérosols minéraux en surface au milieu de l’Océan Atlantique (Fig. 3.17.a - courbe bleue). Dans le même temps, les concentrations en altitude au-dessus du continent sont inférieures à celles observées au-dessus de l’océan. Il semble donc exister un mécanisme de transfert descendant efficace des aérosols minéraux au niveau du continent. Ce mécanisme est, d’une part, le dépôt sec et, d’autre part, un phénomène de subsidence systématique près des côtes sud américaines, illustré sur les coupes zonales (à 1°N) de la composante verticale w du vent (Fig. 3.20.a-f). Ces deux mêmes mécanismes expliquent également que les concentrations au niveau du golfe de Guinée ne sont pas nulles malgré une circulation dans les basses couches défavorable (Fig. 3.19.a-f).

3.1.3.4 Conclusion

Le modèle méso-échelle RAMS couplé « en ligne » avec le DPM développé par le LISA est capable, en utilisant une résolution horizontale élevée, de reproduire de façon satisfaisante le soulèvement intense d’aérosols minéraux observé pendant la campagne BoDEx 2005. Les aérosols minéraux soulevés au cours de cette période sont exportés en direction de l’Amazonie, comme observé par *Koren et al.* [2006]. De plus, nous avons montré que cette exportation se faisait, via le Golfe de Guinée, à une altitude préférentielle comprise entre 2000 et 4000 m . Nous disposons donc maintenant d’un outil pour étudier le cycle annuel de l’aérosol minéral dans une région à topographie complexe.

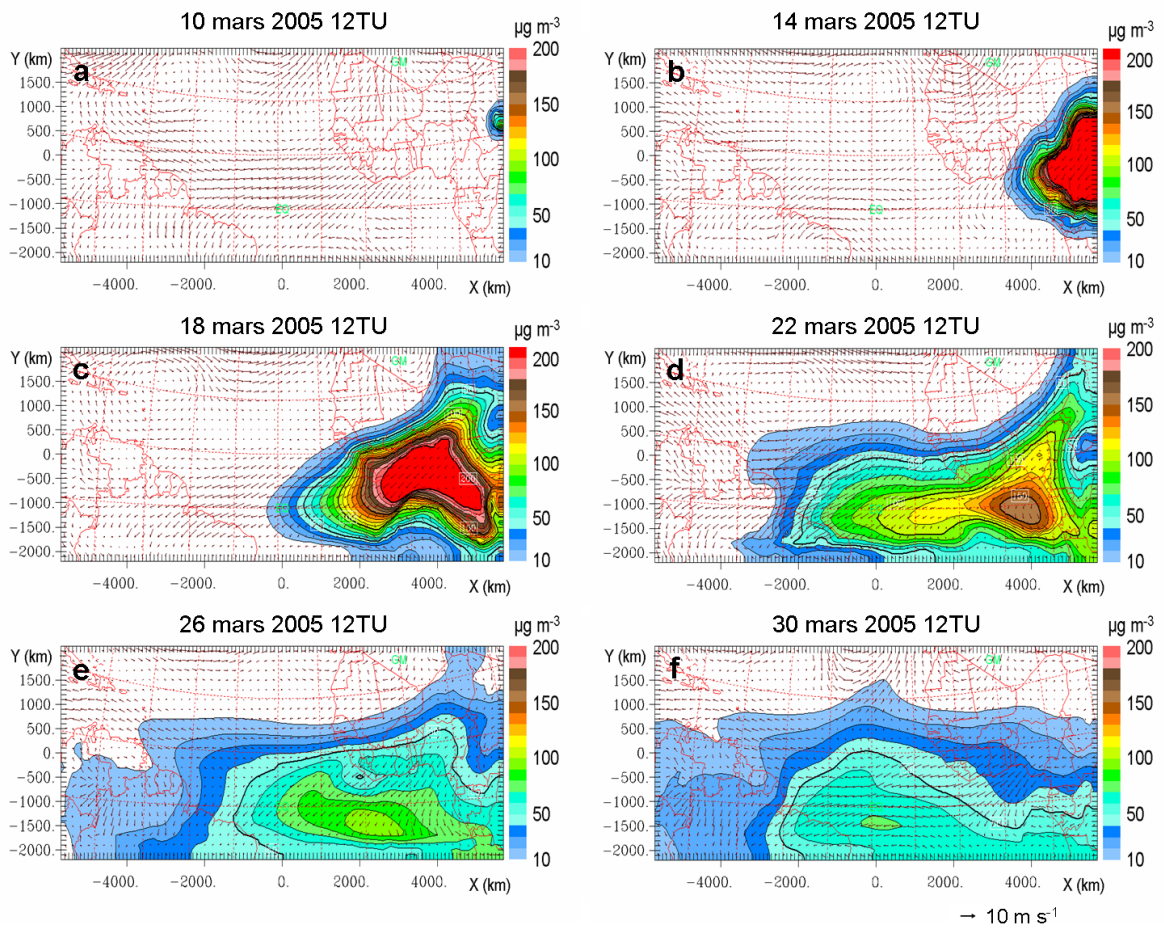


FIG. 3.18 – Concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par RAMS à une altitude de 2200 m les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.

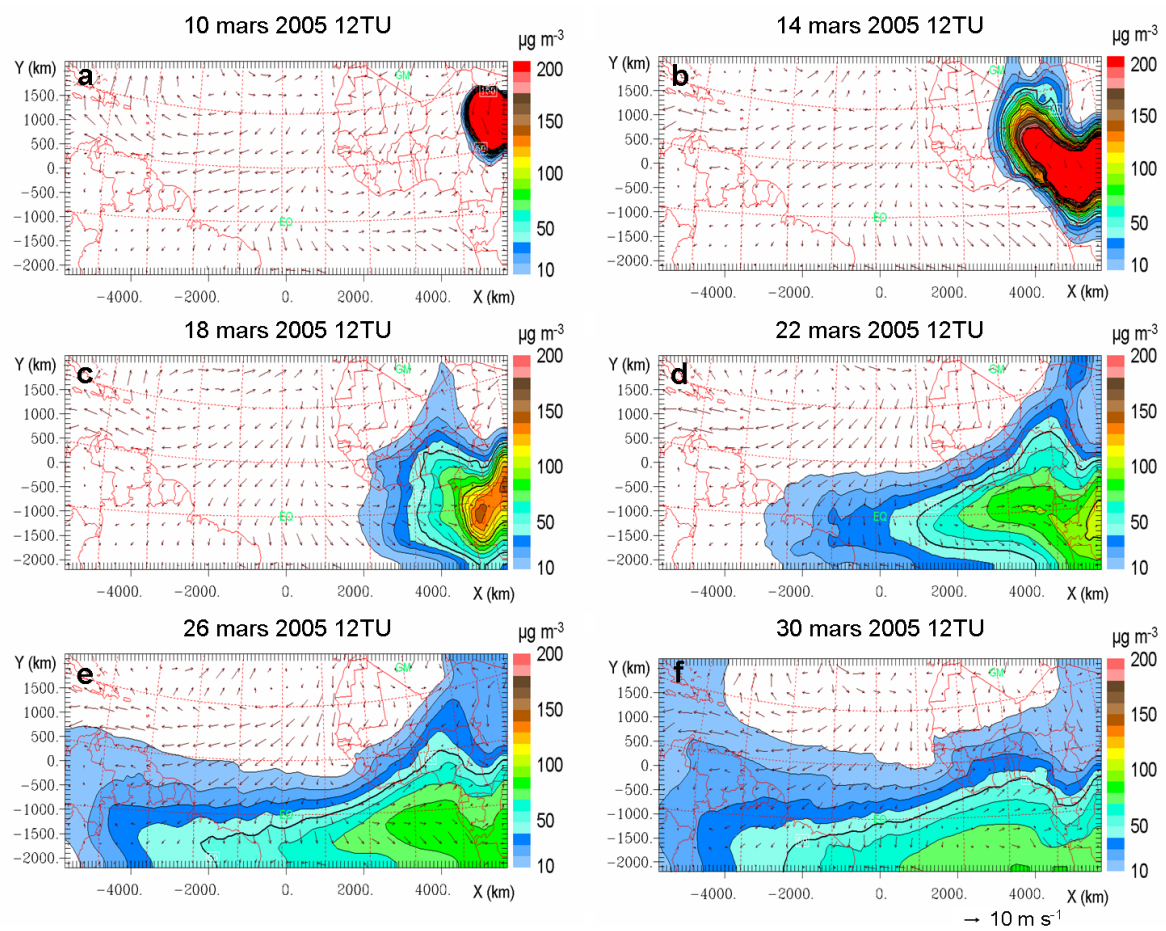


FIG. 3.19 – Concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par RAMS en surface les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.

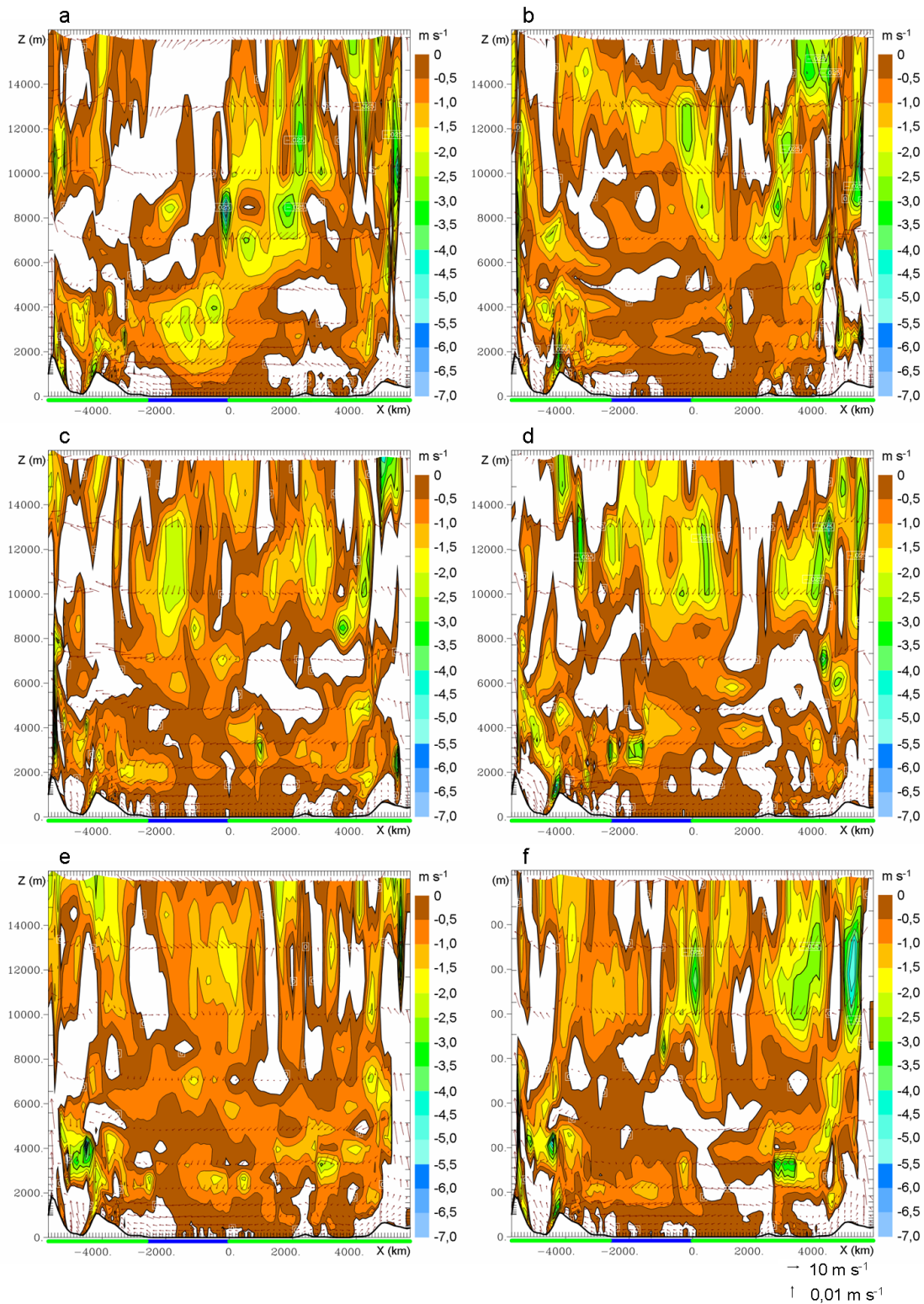


FIG. 3.20 – Coupe zonale de la vitesse verticale descendante (w , en $m s^{-1}$) simulée par le modèle RAMS à 1°N (latitude de la côte du golfe de Guinée) les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.

3.2 Cycle annuel des aérosols minéraux émis dans la région de Bodélé

L'objet de ce chapitre est de documenter le cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé. Pour ce faire, nous avons utilisé l'outil mis au point lors de l'étude du cas BoDEx 2005. Dans un premier temps, les résultats de la modélisation sont utilisés ici pour trouver le lien qui existe entre les émissions d'aérosols minéraux et la dynamique particulière de la région. Dans un second temps, l'influence de la résolution horizontale utilisée dans le modèle méso-échelle pour reproduire les émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé a été examinée.

3.2.1 Climatologie sur l'année 2001 des émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé

3.2.1.1 Zone modélisée



FIG. 3.21 – Image satellite de la zone modélisée sur l'année 2001. Les points rouges localisent les stations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) dont les mesures ont été utilisées pour valider notre modèle.

La zone modélisée (Fig. 3.21) est composée d'une grille centrée sur (19°N ; $13,5^{\circ}\text{E}$). Cette grille s'étend d'environ 10°N à 27°N en latitude et d'environ 0°E à 27°E en longitude, c'est-à-dire qu'elle couvre une superficie d'environ $2000\text{ km} \times 2800\text{ km}$. La résolution horizontale est de 50 km . Il y a 30 niveaux verticaux d'espacements croissants entre les niveaux du sol jusqu'à environ 22 km agl (*above ground level*), avec 10 niveaux entre 0 et 1 km pour représenter la couche limite au mieux.

3.2.1.2 Flux de masse

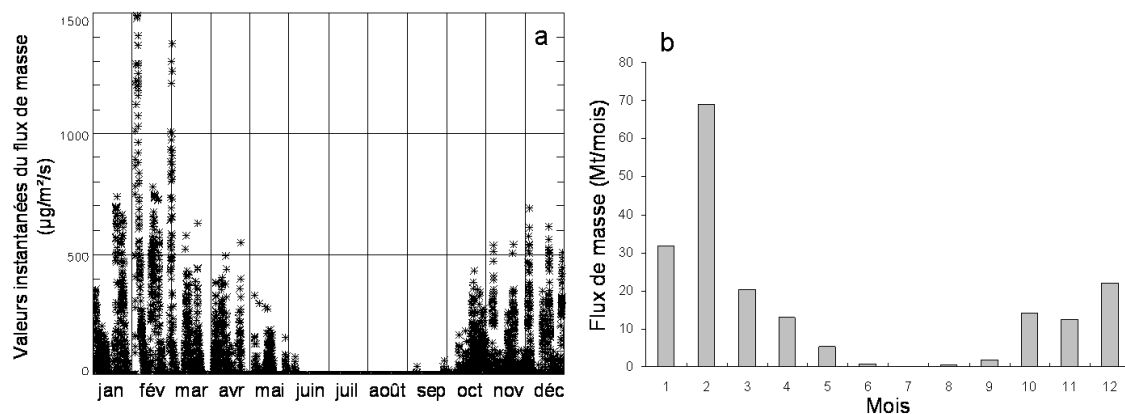


FIG. 3.22 – Flux en masse simulé par le modèle RAMS sur la zone de Bodélé (16°N - 18°N ; 16°E - 20°E) sur l'année 2001 en valeurs instantanées (a) et en moyennes mensuelles (b).

La figure 3.22 présente le cycle annuel (en valeurs journalières et en moyennes mensuelles), sur l'année 2001, du flux en masse modélisé sur la zone de Bodélé (16°N - 18°N ; 16°E - 20°E). Comme observé par *Washington et al.* [2006], le cycle du flux en masse présente un maximum en hiver (au mois de février) et un minimum en été (au mois de juillet). Une comparaison entre les flux en masse journaliers simulés par le modèle méso-échelle RAMS sur l'ensemble du domaine étudié (Fig. 3.23.b) et ceux obtenus en utilisant les vents de surface du modèle global du CEPMMT (Fig. 3.23.a) révèle un résultat surprenant : non seulement les flux d'émission d'aérosols minéraux simulés en utilisant les vents de surface du modèle global du CEPMMT sont nettement inférieurs à ceux simulés par le modèle RAMS (maximum de $4,6 \text{ Mt}/\text{j}$ pour le CEPMMT contre un maximum de $26 \text{ Mt}/\text{j}$ pour le modèle RAMS, soit un budget annuel de 150 Mt pour le modèle CEPMMT contre 390 Mt pour RAMS, dont 190 Mt rien que pour la région de Bodélé), mais la saisonnalité des émissions diffère (maximum au mois d'avril pour le CEPMMT alors qu'il se produit au mois de février pour RAMS). Cette différence ne peut pas s'expliquer par une résolution différente utilisée dans les deux modèles puisque les données issues du modèle du CEPMMT utilisées ici ont une résolution de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$, ce qui est tout à fait équivalent à la résolution utilisée dans RAMS, $50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$.

3.2.1.3 Vents de surface

La figure 3.24.a présente une comparaison entre les vents de surface horaires (points) et en moyenne mensuelle (courbe) modélisés par RAMS (en noir) et mesurés (en rouge) à la station météorologique de Faya (18°N ; 19°E) sur l'année 2001. Cette figure montre un bon accord entre le cycle du vent modélisé par RAMS et mesuré, avec un minimum marqué en été (de juin à août). En

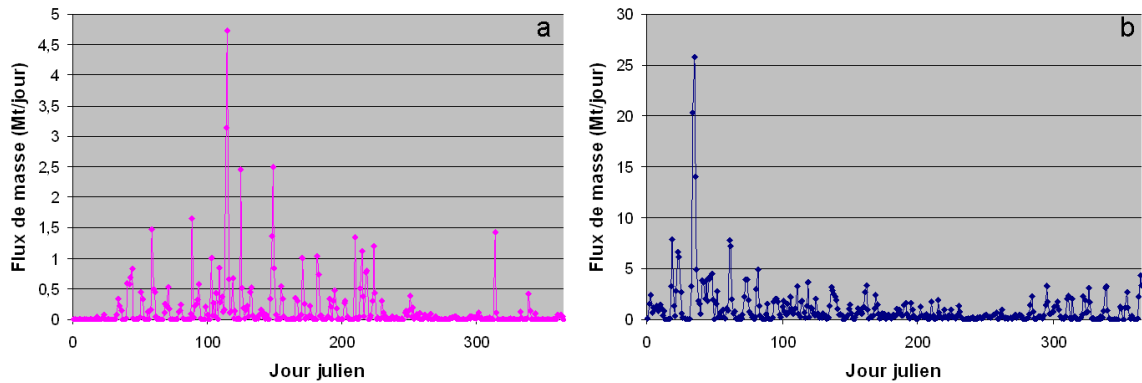


FIG. 3.23 – Flux de masse journalier simulé par le modèle global du CEPMMT (a) et le modèle méso-échelle RAMS (b) sur l'ensemble de la zone simulée sur l'année 2001.

termes d'intensité, le modèle RAMS semble cependant avoir tendance, en moyenne, à surestimer la vitesse du vent de surface (Fig. 3.24.c). La figure 3.24.b présente une comparaison entre les vents de surface simulés par le modèle du CEPMMT (points noirs = données toutes les 6 heures ; courbe noire = moyenne mensuelle) et ceux mesurés (en rouge) à la station météorologique de Faya sur l'année 2001. Cette figure montre que le cycle du vent de surface simulé par le modèle du CEPMMT est bien moins marqué que dans les mesures. En particulier, le minimum d'été est bien moins marqué que dans les mesures et dans RAMS. Cependant, le cycle annuel du vent présenté ici pour le modèle du CEPMMT n'explique pas la différence observée précédemment entre le cycle annuel du flux de masse obtenu avec chacun des deux champs de vent (RAMS et CEPMMT). En termes d'intensité, le modèle du CEPMMT semble en effet être en meilleur accord avec les mesures que le modèle RAMS, malgré une forte surestimation du vent en surface au mois de juillet. Il y a donc là un paradoxe apparent, mais qui s'explique aisément. En effet, ce qui gouverne le phénomène d'émission éolienne sont la fréquence et l'amplitude du dépassement de la vitesse de friction seuil. Le tableau 3.2 présente une comparaison du nombre de cas où le vent de surface va franchir une certaine vitesse seuil (7 , 8 ou 9 m s^{-1}) entre le modèle du CEPMMT et RAMS aux différentes stations météorologiques présentées sur la figure 3.21 ainsi qu'à Chicha, dans la dépression de Bodélé. Ce tableau permet de comprendre la sous-estimation importante des flux de masse que va produire le modèle du CEPMMT comparé à RAMS puisque, par exemple, à Chicha, les vents de surface simulés par le modèle du CEPMMT dépasseront plus de deux fois moins de fois le seuil de 7 m s^{-1} comparé au modèle RAMS sur l'année 2001. Dans certains cas, comme à Bol Berim ou Bilma, le vent en surface simulé par le modèle du CEPMMT n'autorisera même pas d'émission éolienne sur la zone alors que ce sera le cas en utilisant le modèle RAMS.

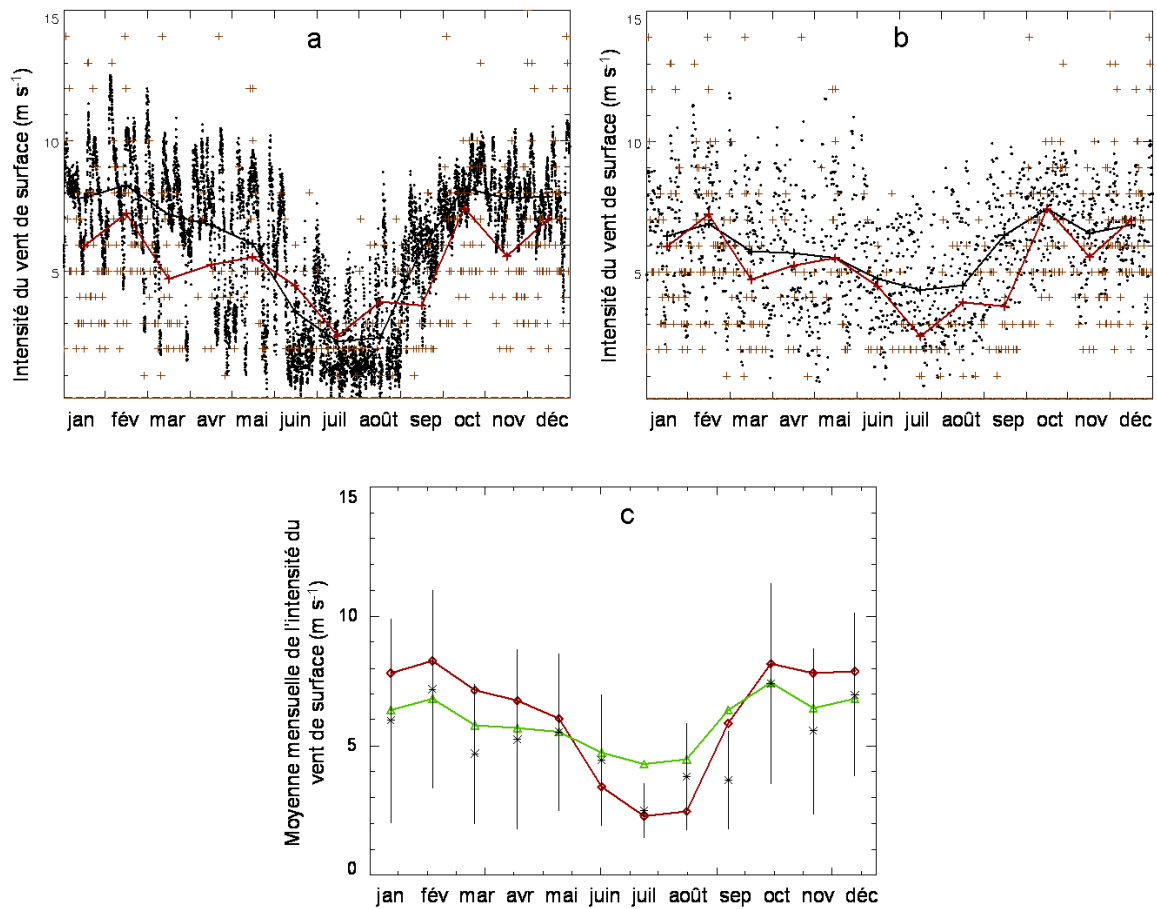


FIG. 3.24 – a. Comparaison entre les vents de surface mesurés (croix rouge = donnée horaire; courbe rouge = moyenne journalière) et les vents de surface modélisés par RAMS (point noir = donnée horaire; courbe noire = moyenne mensuelle) à Faya (18°N; 19°E) sur l'année 2001. b. Comparaison entre les vents de surface mesurés (croix rouge = donnée horaire; courbe rouge = moyenne journalière) et les vents de surface modélisés par le modèle du CEPMMT (point noir = donnée horaire; courbe noire = moyenne mensuelle) à Faya (18°N; 19°E) sur l'année 2001. c. Comparaison entre les moyennes mensuelles des vents de surface mesurés (étoiles noires; les barres verticales associées représentent l'écart-type), simulés par RAMS (losanges rouges) et simulés par le modèle du CEPMMT (triangles verts) à Faya (18°N; 19°E) sur l'année 2001.

3.2.1.4 Concentrations en aérosols minéraux

La figure 3.25 présente une comparaison entre les moyennes mensuelles des indices AI ($\times 10$; en noir), des indices IDDI à la résolution de $0,1^\circ \times 0,1^\circ$ (hachures noires) et de la charge colonne en aérosols minéraux simulée par RAMS (points noirs) sur l'année 2001. Dans un premier temps, la comparaison entre le cycle annuel des indices TOMS AI et IDDI montre qu'il existe parfois des

site	seuil = 7 m s ⁻¹		seuil = 8 m s ⁻¹		seuil = 9 m s ⁻¹	
	CEPMMT	RAMS	CEPMMT	RAMS	CEPMMT	RAMS
Chicha	1338	3173	474	1811	72	761
Faya	3012	4200	1620	2636	618	1176
N'Djamena	0	2719	0	1124	0	286
N'Guigmi	0	521	0	29	0	0
Mao	24	1798	0	360	0	47
Bol Berim	0	1482	0	287	0	25
Zinder	0	838	0	52	0	2
Bilma	6	168	0	83	0	11
Agadez	18	46	0	0	0	0
Niamey	6	12	0	0	0	0

TAB. 3.2 – Nombre de cas où un seuil minimum de vent de surface (7, 8 ou 9 m s⁻¹), simulé par le modèle du CEPMMT et par RAMS, est franchi à Chicha et aux stations de mesures de Faya, N'Djamena, N'Guigmi, Mao, Bol Berim, Zinder, Bilma, Agadez et Niamey au cours de l'année 2001.

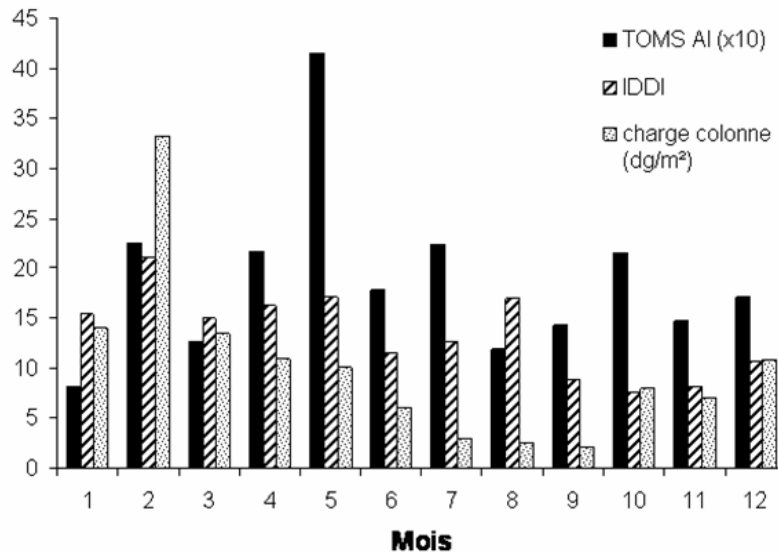


FIG. 3.25 – Comparaison entre les moyennes mensuelles des TOMS AI ($\times 10$; noir), des IDDI pleine résolution (hachures noires) et de la charge colonne d'aérosols minéraux simulée par RAMS (en $dg m^{-2}$; points noirs) sur la zone de Bodélé (16°N-18°N;16°E-20°E) sur l'année 2001.

désaccords entre ces deux indices. Par exemple, la saisonnalité n'est pas la même : le maximum de concentrations en aérosols minéraux se produit en février pour les IDDI alors qu'il se produit en mai pour les TOMS AI. De plus, la variabilité entre deux mois consécutifs est moindre dans les IDDI comparé aux TOMS AI. Ces différences s'expliquent sans doute par le fait que l'indice

TOMS AI est plus sensible au transport des aérosols minéraux en altitude que l'indice IDDI. En effet, *Torres et al.* [1998], *Hsu et al.* [1999] ou *Mahowald and Dufresne* [2004] ont montré que, pour une même épaisseur optique, l'indice TOMS AI est plus grand quand les aérosols minéraux sont à une altitude plus élevée. Dans un second temps, si on compare ces indices à la charge colonne d'aérosols minéraux simulés par RAMS, il semble qu'il existe un meilleur accord entre les IDDI et RAMS plutôt qu'entre les TOMS AI et RAMS. En effet, le maximum de concentration simulé par le modèle RAMS se situe au mois de février, comme pour l'indice IDDI. Compte tenu de la taille de la zone simulée, le transport à grande distance des aérosols minéraux (issus du désert du Sahara, par exemple) n'est pas présenté dans notre simulation, ce qui explique les différences observées entre la charge colonne simulée par le modèle RAMS et l'indice TOMS AI. La figure 3.25, grâce au bon accord mis en évidence entre les indices IDDI et la charge colonne d'aérosols minéraux simulée par RAMS, permet de conclure que le cycle annuel des concentrations en aérosols minéraux sur la région de Bodélé est reproduit de manière satisfaisante par le modèle RAMS.

3.2.1.5 Explication dynamique de la saisonnalité observée dans la région de Bodélé

D'après la saisonnalité observée pour les vents de surface, les flux d'aérosols minéraux ainsi que les concentrations en aérosols minéraux dans la région de Bodélé, il semble que cette région, suivant la saison, présente une dynamique particulière. En effet, si on trace les lignes de courant du vent de surface (caractéristiques de la circulation atmosphérique de surface) pour une journée typique d'hiver (le 3 janvier 2001 à 12TU - Fig. 3.26.a) et pour une journée typique d'été (le 19 juillet 2001 à 12TU - Fig. 3.26.b), on peut noter que la circulation atmosphérique en surface est totalement différente. Ainsi, en hiver (Fig. 3.26.a), la région est dominée par une circulation allant du nord-est vers le sud-ouest, i.e. la région est sous le contrôle du flux d'Harmattan. En revanche, en été (Fig. 3.26.b), la circulation atmosphérique de surface est totalement différente et il apparaît des zones de convergence, comme sur la dépression de Bodélé.

Afin de comprendre l'impact de ce changement dans la circulation atmosphérique de surface sur les émissions d'aérosols minéraux, nous avons caractérisé le couloir Tibesti-Ennedi en calculant le flux (ou débit) de vent dans les couches près de la surface, WF , traversant la surface de contrôle Σ représentée par sa trace au sol (ligne rouge) sur la figure 3.27. Le flux de vent traversant WF la surface de contrôle Σ est défini comme suit :

$$WF = \int \int_{\Sigma} \vec{V} \cdot \vec{n} d\sigma \quad (3.1)$$

avec \vec{V} la vitesse du vent de surface et \vec{n} la normale à la surface élémentaire $d\sigma$.

Compte tenu de l'orientation du couloir entre le Tibesti et l'Ennedi, une valeur négative de WF correspond à un vent allant du nord-est vers le sud-ouest. Comme le montre la figure 3.28.a qui présente le flux de vent WF horaire (courbe noire) et en moyenne mensuelle (courbe rouge) modélisé sur l'année 2001, WF est négatif pendant la plus grande partie de l'année (75% du temps en valeurs horaires), avec un minimum absolu en hiver. Dans ce cas, le flux atmosphérique

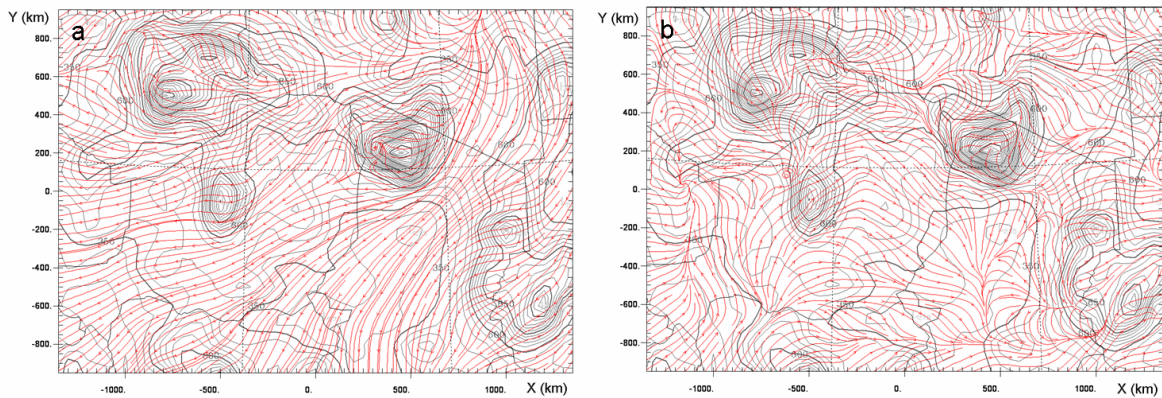


FIG. 3.26 – Lignes de courant (en rouge) indiquant la trajectoire du vent de surface le 3 janvier 2001 à 12TU (a) et le 19 juillet à 12TU (b). Les lignes grises représentent la topographie.

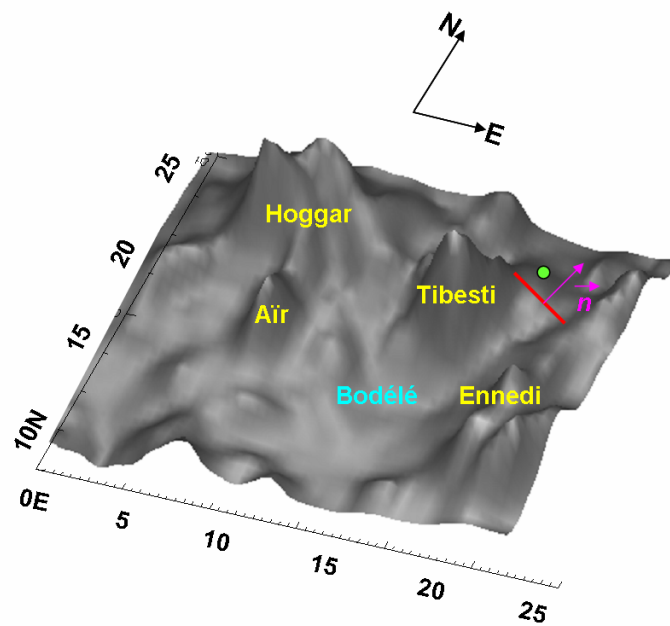


FIG. 3.27 – Topographie du modèle pour la zone modélisée. Le trait rouge indique la trace au sol de la surface de contrôle Σ (d'environ $250 \text{ km} \times 50 \text{ m}$) utilisée dans le calcul du flux de vent. Le point vert indique l'endroit où le nombre de Froude a été calculé.

dans les bas niveaux va être accéléré dans le couloir entre le Tibesti et l'Ennedi (effet Venturi) et va induire des vitesses du vent de surface importantes en sortie, i.e. sur la dépression de Bodélé, ce qui produit des émissions intenses d'aérosols minéraux (Fig. 3.28.b). D'un autre côté, lorsque la direction du vent s'inverse et souffle du sud-ouest vers le nord-est, i.e. quand WF est positif, cette accélération n'existe plus sur Bodélé et, de ce fait, la vitesse du vent de surface dépasse

rarement la vitesse de friction seuil.

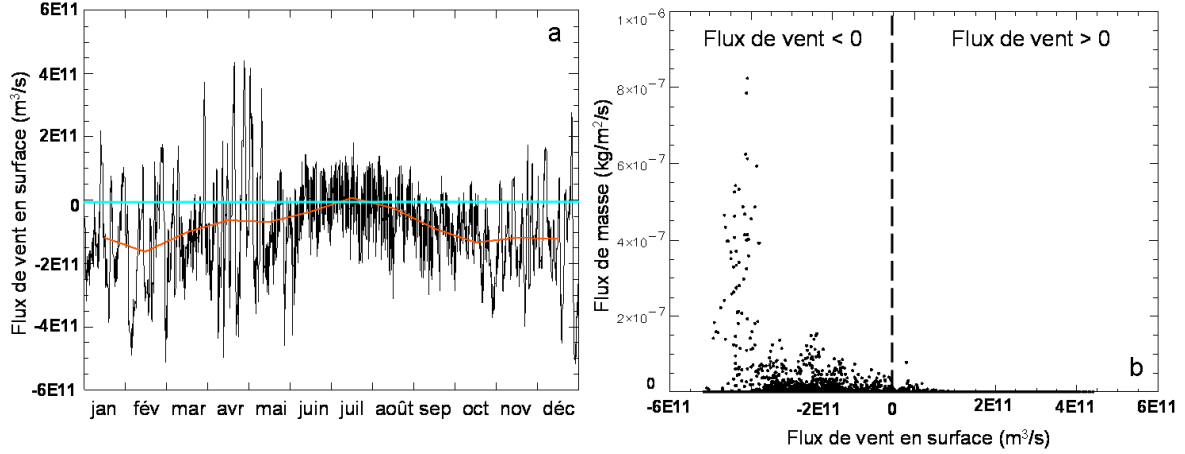


FIG. 3.28 – a. Flux de vent en surface (en $m s^{-1}$) horaire (courbe noire) et en moyenne mensuelle (courbe rouge) sur l'année 2001. b. Flux de masse horaire (en $\mu g m^{-2} s^{-1}$) en fonction du flux de vent WF horaire en surface (en $m s^{-1}$) sur l'année 2001.

Une autre cause complémentaire des faibles intensités du vent de surface observée sur la région de Bodélé en été peut être déduite du calcul du nombre de Froude, Fr , nombre adimensionnel qui représente la capacité du flux atmosphérique à franchir ou non un obstacle (cf. définition en annexe 3). En théorie, l'obstacle considéré est une barrière idéale bi-dimensionnelle, de longueur infinie et de hauteur uniforme, h . Le nombre de Froude est la racine carrée de l'énergie cinétique de l'écoulement divisée par son énergie potentielle et peut s'exprimer comme :

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (3.2)$$

où U est la vitesse moyenne du vent et N la fréquence de Brünt-Väisälä (définie en annexe 3).

Dans cette étude, h est du même ordre de grandeur que la hauteur du Tibesti considérée relativement à l'altitude du point vert sur la figure 3.27. En théorie, quand $Fr > 1$, le flux atmosphérique peut franchir l'obstacle; quand $Fr < 1$, le flux atmosphérique est contraint de contourner (ou de longer) l'obstacle. Evidemment, dans le cas présent, nous ne sommes pas dans le cas théorique (le Tibesti n'est ni une barrière horizontale infinie, ni une barrière de hauteur constante) et nous ne pouvons donc pas utiliser ces critères tels quels. Nous allons donc plutôt considérer les variations relatives du nombre de Froude au cours de l'année :

- si Fr est petit, une bonne partie du flux atmosphérique est contrainte d'entrer dans le couloir entre le Tibesti et l'Ennedi, où il est accéléré,
- si Fr est grand, une bonne partie du flux atmosphérique peut franchir le Tibesti de sorte que l'accélération du flux atmosphérique est faible dans la passe, voire inexistante selon les

cas.

Evidemment, le nombre de Froude n'est calculé que pour des valeurs de WF négatives. Compte tenu de la structure du champ de vent de surface (Fig. 3.26) et après étude du champ de vent jour par jour, nous avons choisi de calculer le nombre de Froude à l'endroit indiqué par le point vert sur la figure 3.27.

La figure 3.29.a présente le cycle annuel du nombre de Froude calculé au point vert pour chaque heure (points noirs) de l'année 2001 ainsi qu'en moyenne mensuelle (courbe rouge). Le nombre de Froude présente une saisonnalité marquée, avec un maximum en printemps/été (mai/juillet). La comparaison des moyennes mensuelles du nombre de Froude (Fig.3.29.b. - trait plein + étoiles) calculé sur l'année 2001 aux moyennes mensuelles des vitesses de vent en surface à Bodélé (Fig.3.29.b. - trait plein) montre qu'il existe une nette anti-corrélation entre ces deux quantités.

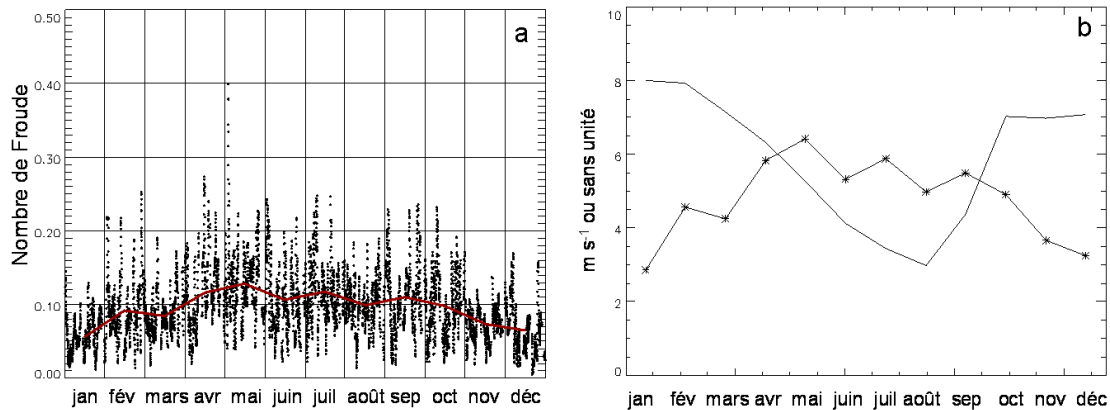


FIG. 3.29 – a. Nombre de Froude horaire (courbe noire) et en moyenne mensuelle (courbe rouge) sur l'année 2001. b. Intensité du vent de surface à Chicha (17°N,18°E) en moyenne mensuelle (courbe noire continue) comparée au nombre de Froude ($\times 50$) en moyenne mensuelle (courbe noire continue + étoiles) sur l'année 2001.

3.2.1.6 Conclusion

Le cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux sur la dépression de Bodélé est reproduit de façon satisfaisante par le modèle RAMS couplé au DPM MB95 à une résolution de 50 km sur l'année 2001. En effet, le modèle est capable de reproduire le cycle annuel des vents de surface, de même que le cycle annuel des flux d'émission d'aérosols minéraux. Concernant les concentrations en aérosols minéraux, l'accord satisfaisant entre la charge colonne en aérosols minéraux simulé par le modèle RAMS et l'indice IDDI permet de conclure que le modèle RAMS est également capable de reproduire les concentrations en aérosols minéraux issus de la dépression de Bodélé.

Enfin, le cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux sur la région de Bodélé s'explique par la circulation atmosphérique régionale de surface. Ainsi, les soulèvements intenses qui sont observés dans la dépression de Bodélé sont associés à une circulation allant du nord-est vers le sud-ouest en hiver. En été, ce sont les faibles vitesses du vent de surface ainsi qu'une circulation orientée plutôt du sud-ouest vers le nord-est qui expliquent les faibles soulèvements observés.

3.2.2 Influence de la résolution horizontale sur les émissions annuelles d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé

3.2.2.1 Etude préliminaire : test sur un soulèvement d'été

Pendant la période de BoDEx 2005, diminuer la taille de la maille horizontale n'apporte que peu d'améliorations dans la représentation des champs de vent dans la région de Bodélé. Comme l'ont décrit *Washington et al.* [2006], les émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé suivent un cycle annuel marqué avec des pics d'émissions au printemps et à l'automne. Compte tenu de ce cycle, nous avons voulu savoir si le résultat obtenu pour la période de BoDEx 2005 (printemps) était valable pour le reste de l'année, et, par exemple, en été.

Nous avons donc refait les mêmes tests que ceux exposés dans la partie précédente sur la même zone, mais cette fois-ci pour les journées du 25 et 26 juillet 1996 où une ligne de grains est passée à environ 200 km au sud-ouest de la région de Bodélé. La figure 3.30.a représente l'intensité du vent modélisée à Chicha pour les différentes résolutions testées (trait continu pour 50 km, losanges pour 10 km et étoiles pour 5 km). Comme le montre cette figure, changer la taille de maille modifie de façon drastique l'intensité du vent de surface modélisé. De ce fait, cela va également conduire à des changements drastiques des flux d'émission modélisés (Fig. 3.30.b) et donc de la quantité d'aérosols minéraux soulevés. Par exemple, dans le cas où la résolution horizontale choisie est de 50 km, seulement 0,06 Mt d'aérosols minéraux vont être mobilisés en deux jours avec des vitesses locales maximales ne dépassant pas 10 m s^{-1} alors que dans le cas où la résolution horizontale choisie est de 5 km, 1,00 Mt vont être mobilisées en deux jours avec des vitesses locales maximales pouvant atteindre 14 m s^{-1} .

Au vu de ces résultats, il semble donc que, suivant la saison considérée, l'influence de la résolution horizontale sur la représentation des émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé est soit quasiment négligeable (printemps), soit extrêmement importante (été). Afin de comprendre l'origine d'une telle disparité entre les saisons, nous avons donc décidé d'entreprendre une simulation d'un an à différentes résolutions sur la région de Bodélé et ses environs.

3.2.2.2 Comparaison entre deux résolutions horizontales sur l'année 2001

3.2.2.2.1 Description de la simulation

Nous avons refait exactement la même simulation que précédemment sur la même zone géographique et pour la même année (2001), mais avec une résolution horizontale de 20 km.

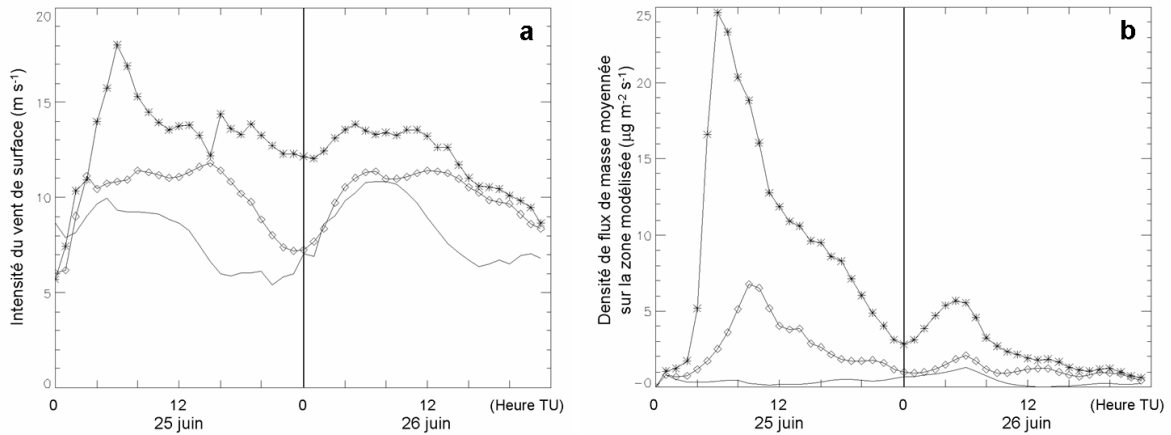


FIG. 3.30 – Intensité du vent modélisée (en $m s^{-1}$) à Chicha (a) et densité de flux de masse d'aérosols minéraux moyenné sur l'ensemble de la zone modélisée (en $\mu g m^{-2} s^{-1}$) (b) les 25 et 26 juin 1996 pour une résolution de 50 km (trait continu), 10 km (losanges) et 5 km (étoiles).

3.2.2.2 Influence de la résolution horizontale sur le champ de vent de surface simulé

Les figures 3.31, 3.32 et 3.33 représentent l'intensité du vent de surface modélisée en utilisant une résolution horizontale de 20 km en fonction de l'intensité du vent de surface modélisée en utilisant une résolution horizontale de 50 km respectivement pour le premier semestre (Fig. 3.31), le second semestre (Fig. 3.32) et l'ensemble (Fig. 3.33) de l'année 2001. Le tableau 3.3 présente les coefficients de corrélation ainsi que la pente de la droite de régression linéaire présentée sur chacun des diagrammes de dispersion des figures 3.31, 3.32 et 3.33. Une première remarque concernant ces trois figures est que, pour tous les mois de l'année 2001, les valeurs de la vitesse du vent supérieures à 8 ou 9 $m s^{-1}$ sont plus nombreuses pour une résolution horizontale de 20 km que pour une résolution horizontale de 50 km ; c'est le contraire pour les valeurs de la vitesse du vent inférieures à 8 ou 9 $m s^{-1}$. C'est ce que confirment les histogrammes des valeurs de l'intensité du vent de surface pour une résolution horizontale de 20 km (Fig. 3.34.a) et pour une résolution horizontale de 50 km (Fig. 3.34.b) ainsi que les résultats du tableau 3.4 où le nombre de cas pour lesquels la vitesse du vent de surface dépasse 9 $m s^{-1}$ a été reporté pour chaque mois de l'année 2001 ainsi que pour l'ensemble de l'année pour chacune des résolutions horizontales testées. En moyenne sur l'année, le nombre de fois où la vitesse du vent de surface dépasse 9 $m s^{-1}$ est environ 70% plus grand quand on utilise une résolution horizontale de 20 km au lieu de 50 km. Une seconde remarque concernant ces trois figures est que les vitesses du vent de surface modélisées en utilisant une résolution horizontale de 20 km sont généralement bien corrélées aux vitesses du vent de surface modélisées en utilisant une résolution horizontale de 50 km. En moyenne sur l'année, le coefficient de corrélation entre les deux résolutions est en

effet de 0,96 (Tab. 3.3). La corrélation existant entre les vitesses du vent de surface modélisées en utilisant une résolution horizontale de 20 *km* et les vitesses du vent de surface modélisées en utilisant une résolution horizontale de 50 *km* n'est cependant pas constant au cours de l'année et présente un cycle annuel marqué. En effet, le coefficient de corrélation entre les deux résolutions est maximum en hiver (au mois de janvier où $r = 0,98$, Tab. 3.3) et minimum en été (au mois d'août où $r = 0,58$, Tab. 3.3). La faible corrélation en été pourrait être due à la forte instabilité thermique. Cependant, nous n'avons pas approfondi ce point eu égard aux faibles intensités de soulèvements éoliens observés en été. Enfin, l'ordonnée à l'origine de la droite de régression linéaire calculée sur l'année 2001 (Tab. 3.3) nous indique que les vitesses de surface modélisées en utilisant une résolution horizontale de 20 *km* sont en moyenne 60% plus grandes que celles modélisées en utilisant une résolution horizontale de 50 *km*.

<i>Mois</i>	r	a	b
Janvier	0,98	1,158	-0,884
Février	0,98	1,045	0,095
Mars	0,97	1,110	-0,070
Avril	0,96	1,000	0,790
Mai	0,94	1,089	-0,025
Juin	0,80	0,734	1,674
Juillet	0,65	0,839	0,811
Août	0,58	0,749	1,042
Septembre	0,75	0,861	1,667
Octobre	0,86	1,006	1,042
Novembre	0,94	1,158	-0,506
Décembre	0,97	1,145	-0,853
Année 2001	0,96	1,006	0,617

TAB. 3.3 – Coefficients de corrélation (r) et coefficients des droites de régression linéaire ($y = ax + b$) présentées sur les figures 3.31, 3.32 et 3.33.

3.2.2.2.3 Influence de la résolution horizontale sur les flux en masse simulés

La figure 3.35 présente une comparaison entre les flux de masse mensuels modélisés sur l'année 2001 en utilisant une résolution horizontale de 20 *km* (en bleu) et une résolution horizontale de 50 *km* (en violet). Cette figure montre que l'allure générale du cycle annuel du flux en masse est la même quelle que soit la résolution horizontale et présente un maximum en hiver (au mois de février) et un minimum en été (au mois de juillet). En termes d'intensité, cette figure montre que le flux en masse modélisé en utilisant une résolution horizontale de 20 *km* est la plupart du temps supérieur au flux en masse modélisé en utilisant une résolution horizontale de 50 *km*,

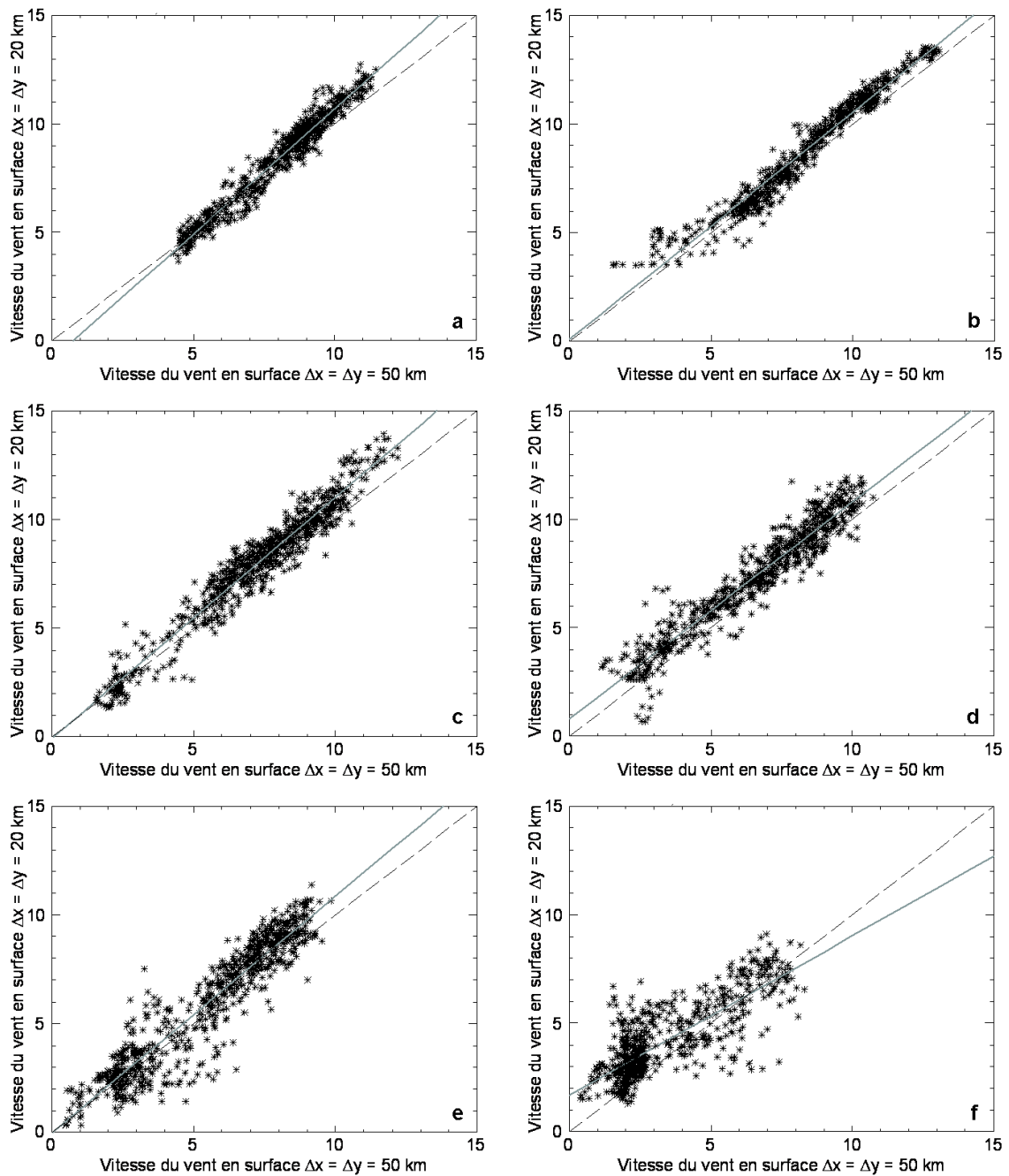


FIG. 3.31 – Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$ pour les mois de janvier (a), février (b), mars (c), avril (d), mai (e) et juin (f) 2001. La droite grise est la droite de régression linéaire ; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$.

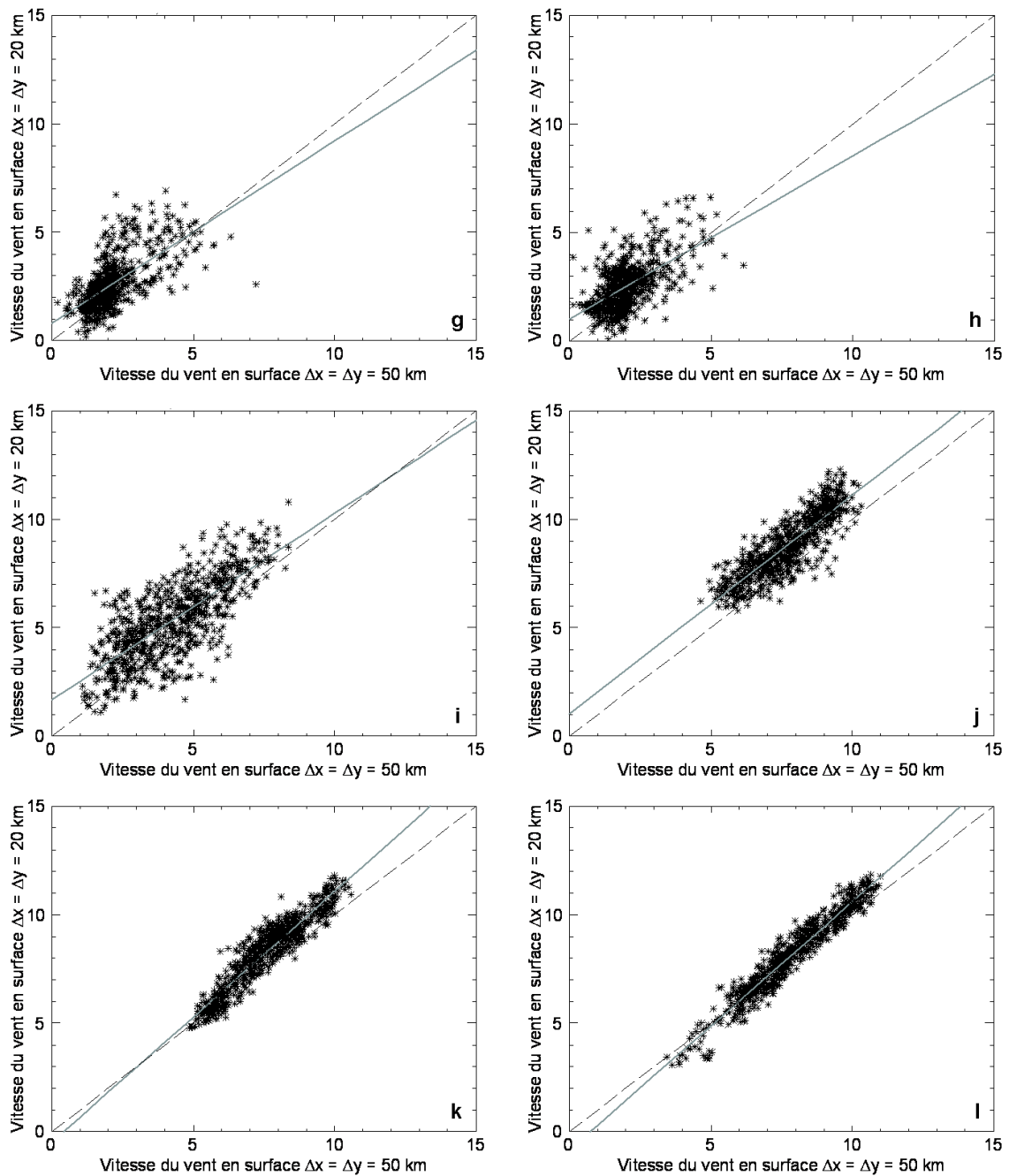


FIG. 3.32 – Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$ pour les mois de juillet (g), août (h), septembre (i), octobre (j), novembre (k) et décembre (l) 2001. La droite grise est la droite de régression linéaire ; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$.

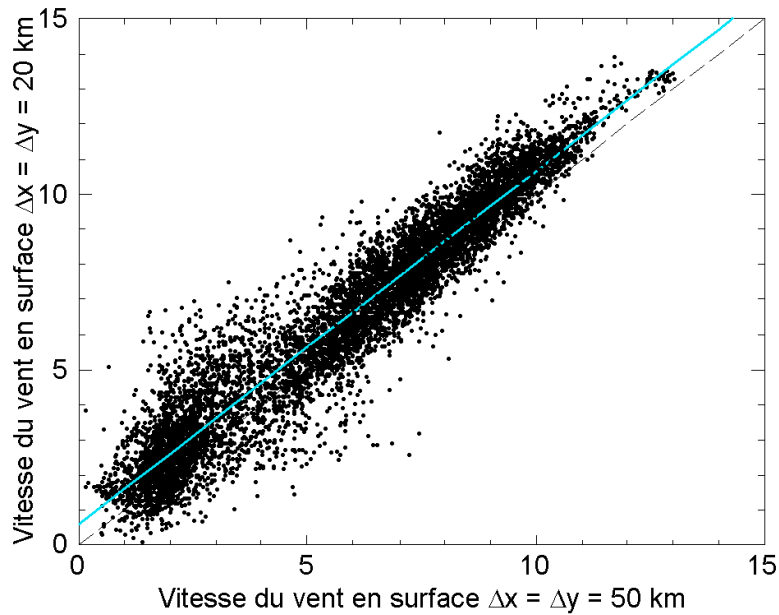


FIG. 3.33 – Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$ pour l'année 2001 complète. La droite turquoise est la droite de régression linéaire ; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$.

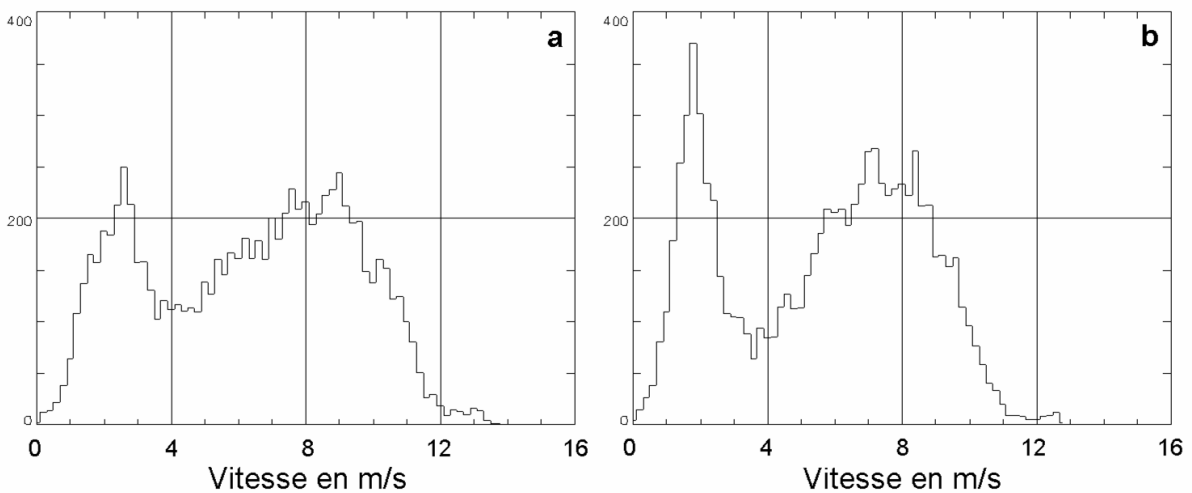


FIG. 3.34 – Histogramme de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS pour une résolution horizontale de 20 km (a) et une résolution horizontale de 50 km (b) sur l'année 2001.

exception faite du mois d'août. De plus, le rapport entre les flux en masse modélisés en utilisant une résolution horizontale de 20 km et ceux modélisés en utilisant une résolution horizontale de 50 km n'est pas constant au cours de l'année : en octobre, ce rapport est supérieur à 2 alors

Mois	Nombre de cas où $v_{surf} > 9 \text{ m s}^{-1}$		Nombre de cas totaux
	$\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$	$\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$	
Janvier	236	359	744
Février	287	333	672
Mars	178	283	744
Avril	120	216	720
Mai	17	116	744
Juin*	43	65	720
Juillet*	1	3	744
Août*	3	3	744
Septembre	3	18	720
Octobre	138	312	744
Novembre	115	292	720
Décembre	201	264	744
Année 2001	1298	2200	8760

TAB. 3.4 – Nombre de fois où l'intensité du vent de surface (v_{surf}) dépasse 9 m s^{-1} (* 7 m s^{-1} pour les mois de juin, juillet et août) pour chaque mois de l'année 2001 et pour l'année 2001 complète.

qu'au mois de juin, il est d'environ 0,6, en faveur de 20 km . La masse totale d'aérosols minéraux mobilisés sur l'année est alors de 320 Mt pour une résolution horizontale de 20 km et de 190 Mt pour une résolution horizontale de 50 km , soit un rapport moyen de 70% en faveur de 20 km .

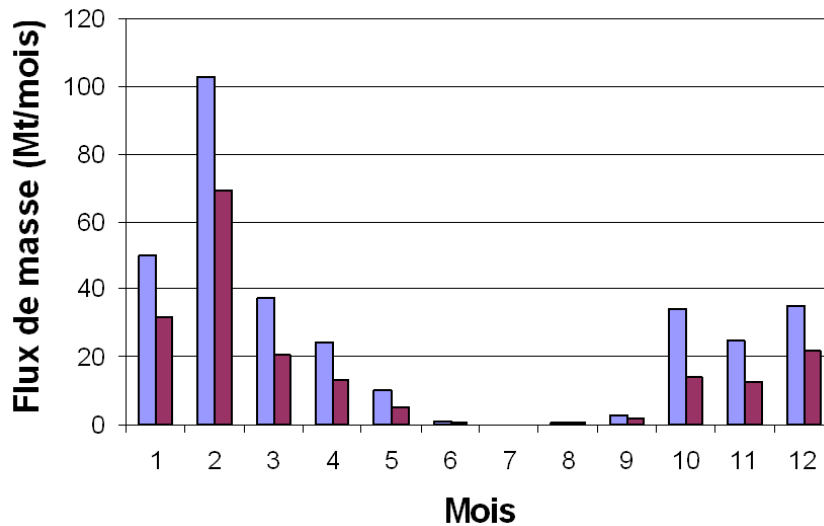


FIG. 3.35 – Flux en masse mensuels modélisés sur l'année 2001 en utilisant une résolution horizontale de 20 km (en bleu) et une résolution horizontale de 50 km (en violet).

3.2.2.2.4 Influence de la résolution horizontale sur les concentrations en aérosols minéraux simulés

Les conclusions concernant l'influence de la résolution horizontale sur les concentrations en aérosols minéraux simulés sont les mêmes que celles concernant le flux en masse d'aérosols minéraux. Ainsi, les concentrations en aérosols minéraux simulés dans le cas où la résolution horizontale est de 20 km sont, en moyenne sur l'année 2001, environ 70% plus importantes que dans le cas où la résolution horizontale est de 50 km.

3.3 Conclusion

Le modèle méso-échelle RAMS couplé « en ligne » avec le DPM développé par le LISA est capable, en utilisant une résolution horizontale suffisamment élevée, de reproduire de façon satisfaisante le soulèvement intense d'aérosols minéraux observé pendant la campagne BoDEx 2005. Une simulation à plus grande échelle a permis de montrer que les aérosols minéraux soulevés au cours de cette période sont exportés en direction de l'Amazonie, comme observé par *Koren et al.* [2006]. De plus, nous avons montré que cette exportation se faisait, via le Golfe de Guinée, à une altitude préférentielle comprise entre 2000 et 4000 m.

Le cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux sur la dépression de Bodélé est reproduit de façon satisfaisante par le modèle RAMS couplé au DPM MB95 à une résolution de 50 km sur l'année 2001. En effet, le modèle est capable de reproduire le cycle annuel des vents de surface, de même que le cycle annuel des flux d'émission d'aérosols minéraux. Concernant les concentrations en aérosols minéraux, l'accord satisfaisant entre la charge colonne en aérosols minéraux simulé par le modèle RAMS et l'indice IDDI permet de conclure que le modèle RAMS est également capable de reproduire les concentrations en aérosols minéraux issus de la dépression de Bodélé. Enfin, le cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux sur la région de Bodélé s'explique par la circulation atmosphérique régionale de surface. Ainsi, les soulèvements intenses qui sont observés dans la dépression de Bodélé sont associés à une circulation allant du nord-est vers le sud-ouest en hiver. En été, ce sont les faibles vitesses du vent de surface ainsi qu'une circulation orientée plutôt du sud-ouest vers le nord-est qui expliquent les faibles soulèvements observés.

Finalement, la sensibilité du cycle des aérosols minéraux à la résolution horizontale du modèle a été testée. Nous avons ainsi montré qu'augmenter la résolution horizontale ne changeait en rien l'allure du cycle annuel des émissions d'aérosols minéraux dans la région de Bodélé avec, dans les deux cas testés, un maximum en hiver et un minimum en été. En revanche, pour les deux résolutions testées, augmenter la résolution horizontale conduit à une augmentation des vitesses de vent de surface simulées, ce qui entraîne une augmentation des flux de masse et des concentrations en aérosols minéraux.

Ce chapitre a donc permis de mettre au point et de tester un modèle capable de simuler les émissions d'aérosols minéraux dans une région à topographie complexe. Ce modèle pourra être utilisé soit pour étudier les aires locales complexes, soit servir de base à la mise au point d'un

algorithme de correction des champs de vent des modèles globaux en vue de la modélisation du cycle des aérosols minéraux à l'échelle mondiale.

RÔLE DES SYSTÈMES CONVECTIFS MÉSO-ÉCHELLE SUR LE CYCLE DES AÉROSOLS MINÉRAUX EN RÉGION SAHÉLIENNE

Comme décrit dans le chapitre 1, les systèmes convectifs méso-échelle (MCS) sont caractéristiques du climat de la région sahélienne. Ces systèmes commencent à apparaître au début de la saison humide (mai-juin) et disparaissent avec le début de la saison sèche (septembre-octobre). Au début de la saison humide, la végétation est peu développée, voire inexistante dans la zone sahélienne. Les MCS vont donc pouvoir intervenir dans le cycle de l'aérosol minéral : d'une part, la présence du front de rafales à l'avant de la perturbation va pouvoir soulever les aérosols minéraux ; d'autre part, les précipitations qui lui sont associées vont rabattre les aérosols minéraux au sol. Des mesures réalisées lors du passage d'une ligne de grains sur un champ cultivé à Banizoumbou le 11 juillet 1995 (Fig. 4.1) montrent en effet qu'à l'arrivée de la ligne de grains, il y a un brusque changement de direction du vent qui passe d'ouest en est. A ce brusque changement de direction sont associées de fortes vitesses de vent produisant alors des événements intenses d'érosion, cependant très vite inhibés avec le début des précipitations, toujours très intenses au début de la ligne de grains [Rajot, 2001]. Les systèmes convectifs méso-échelle sont des événements dont la durée de vie est localement très limitée. Ce sont donc des événements particulièrement difficiles à simuler, même avec des modèles méso-échelle.

L'objectif de ce chapitre est de comprendre l'interaction entre les MCS et le cycle de l'aérosol minéral sahélien. Le travail de modélisation présenté ici s'inscrit dans le cadre de la campagne AMMA et porte sur un ensemble de perturbations qui sont passées entre le 30 juin et le 2 juillet 2006 au-dessus de la région de Banizoumbou lors d'une des périodes de mesures intensives de la campagne AMMA.

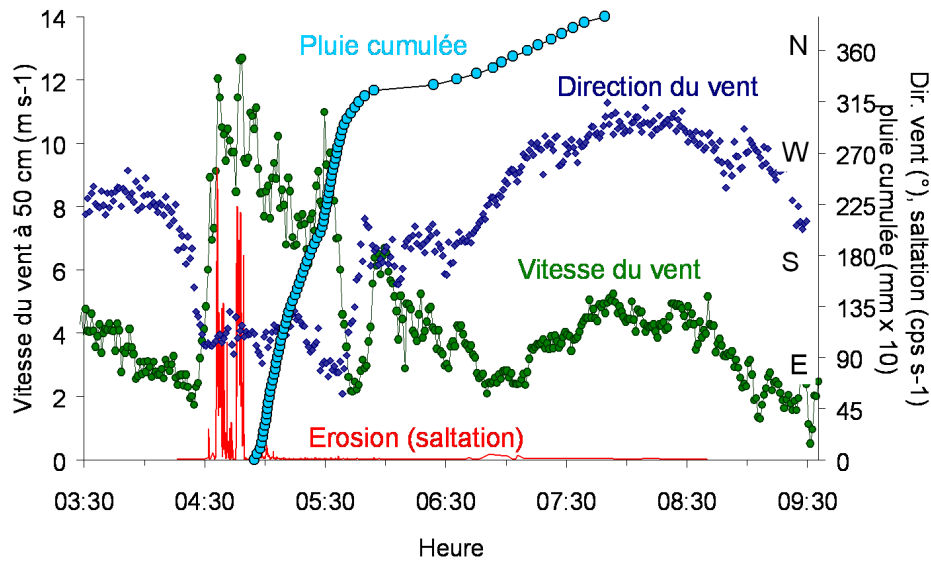


FIG. 4.1 – Exemple de signature du passage d’une ligne de grains sur un champ cultivé à Bani-zoumbou (événement du 11 juillet 1995) [Rajot, 2001].

4.1 Cadre de l’étude : la campagne internationale AMMA

L’Afrique de l’Ouest compte parmi les régions les plus pauvres au regard de l’économie mondiale. Pour subvenir à ses besoins, elle reste actuellement extrêmement dépendante de son agriculture. Après avoir connu une période d’une vingtaine d’années excédentaires en termes de précipitations, la région sahélienne connaît depuis la fin des années 1960 une période de déficit pluviométrique relativement important (Fig. 4.2) ponctuée de périodes de sécheresse intense qui ont eu des conséquences catastrophiques sur les populations (manques de ressources en eau, famines, arrêt de la croissance économique...). Cette tendance a également été observée sur la région guinéenne qui a connu une baisse similaire des cumuls annuels de précipitations, se traduisant toutefois par une diminution relative plus faible, la pluie y étant plus élevée qu’au Sahel [Barbé *et al.*, 2002]. De nombreuses études ont été menées depuis une trentaine d’années pour comprendre cette évolution. Un des facteurs climatiques dominants dans cette région étant la mousson de l’Afrique de l’Ouest, il est apparu essentiel à la communauté scientifique de décrire et de comprendre les modes de variabilités intrinsèques à la mousson en Afrique de l’Ouest à travers des campagnes de terrain internationales comme GATE (*GARP Atlantic Tropical Experiment*, 1974), WAMEX (*West African Monsoon Experiment*, 1979) et aujourd’hui AMMA. Ce chapitre présente une brève description de la campagne AMMA en détaillant le volet ayant pour objet l’étude du cycle des aérosols minéraux dans la région sahélienne.

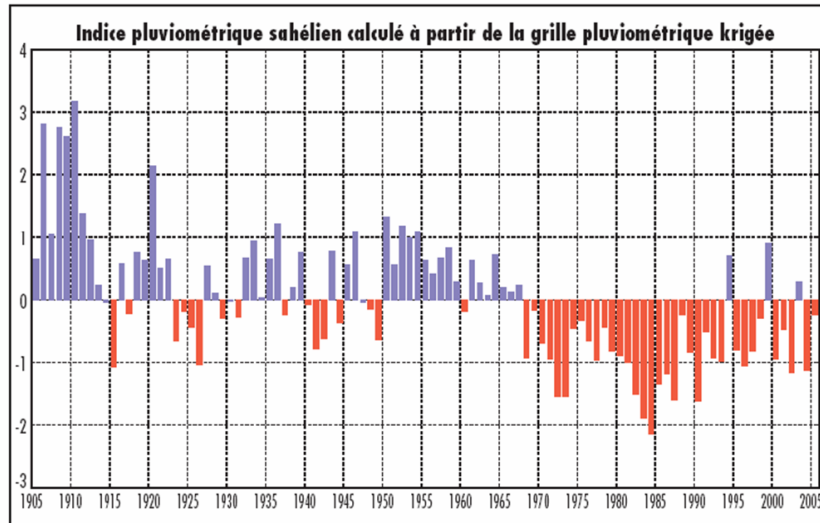


FIG. 4.2 – Diagramme temporel de l'indice pluviométrique normalisé sur le Sahel (20°W-20°E; 10°N-20°N) [Redelsperger et al., 2006a].

4.1.1 Objectifs généraux

D'un point de vue général, les principaux objectifs de la campagne AMMA sont les suivants :

- améliorer notre compréhension de la mousson africaine, depuis l'échelle des processus élémentaires contrôlant la mousson jusqu'aux échelles auxquelles la mousson de l'Afrique de l'Ouest influence, au-delà du continent africain, la dynamique et la composition de l'atmosphère ;
- produire les connaissances nécessaires pour relier la variabilité du climat aux problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire en Afrique de l'Ouest et définir des stratégies de surveillance appropriées ;
- faire en sorte que les résultats de recherche multidisciplinaires d'AMMA soient effectivement intégrés dans les activités de prévision et de décision.

D'un point de vue géophysique, les enjeux scientifiques majeurs du projet AMMA s'organisent autour des trois thématiques suivantes :

- les interactions de la mousson de l'Afrique de l'Ouest et du climat global du point de vue de la dynamique et de la chimie atmosphériques,
- le cycle de l'eau associé à la mousson de l'Afrique de l'Ouest,
- le couplage atmosphère/surfaces continentale et océanique.

Pour nourrir ces questions, des recherches spécifiques sont nécessaires dans 4 grands domaines :

- l'atmosphère et ses processus nuageux convectifs et précipitants,
- les processus d'échanges océaniques,
- les processus physiques et biophysiques sur les surfaces continentales,

– les aérosols et la chimie atmosphérique.

4.1.2 Stratégie expérimentale

La campagne AMMA intègre les 3 échelles de temps et les 3 échelles d'espace mises en jeu dans la mousson africaine. La figure 4.3 résume les différents objectifs de la campagne AMMA en termes d'échelles de temps et d'espace ainsi que les approches correspondantes.

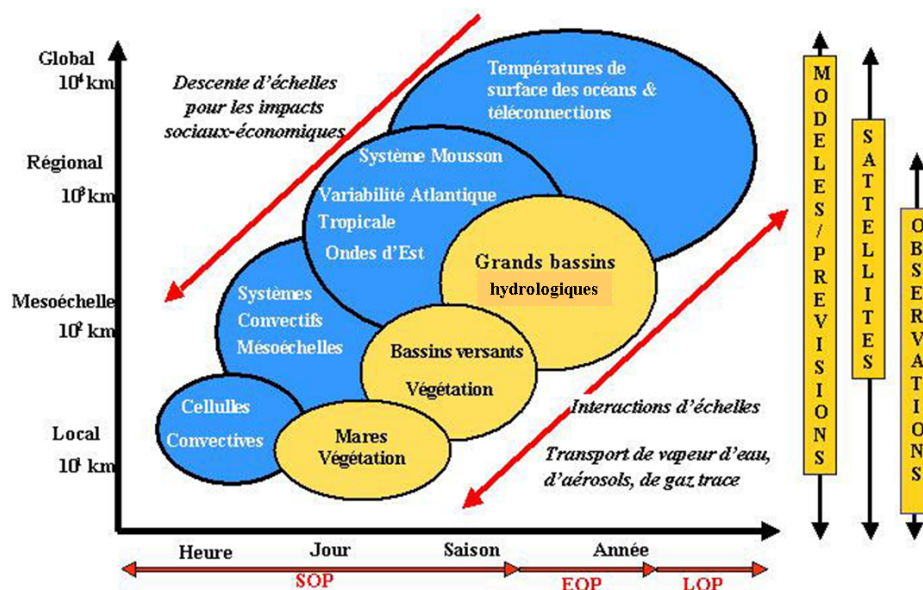


FIG. 4.3 – Les différents objectifs de la campagne AMMA présentés en termes d'échelles de temps et d'espace [Redelsperger et al., 2006a].

4.1.3 Zone géographique

La campagne de mesure s'est déroulée sur une large zone recouvrant le Golfe de Guinée, l'Océan Atlantique au large de la côte ouest-africaine entre le Libéria et le Sénégal ainsi que tout le continent ouest-africain (Fig. 4.4).

4.1.4 Périodes de mesure

Comme nous l'avons vu précédemment, la variabilité de la mousson de l'Afrique de l'Ouest va de l'échelle pluri-annuelle à l'échelle saisonnière, en passant par l'échelle annuelle. La campagne AMMA visant à documenter la variabilité de la mousson de l'Afrique de l'Ouest, ces trois échelles de temps sont donc étudiées. La figure 4.5 résume les différentes périodes d'observations de la campagne AMMA.

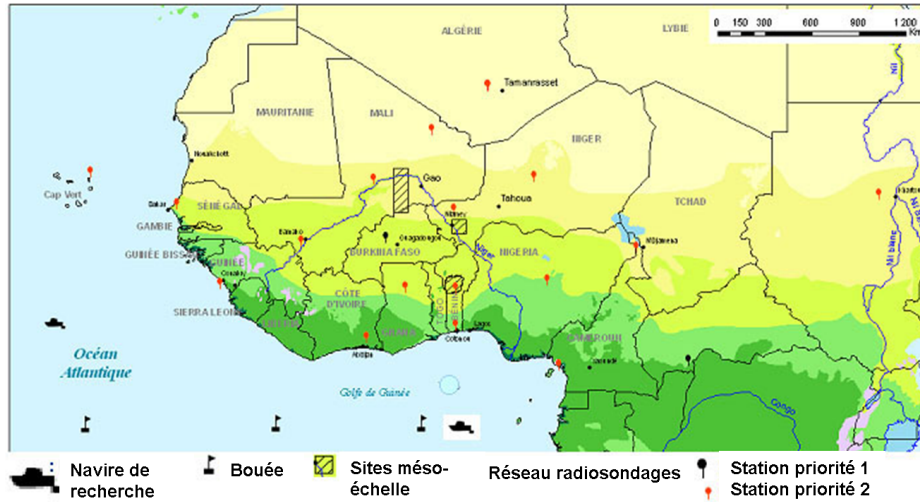


FIG. 4.4 – Etendue des mesures de la campagne AMMA à l'échelle régionale (<http://www.amma-international.org>).

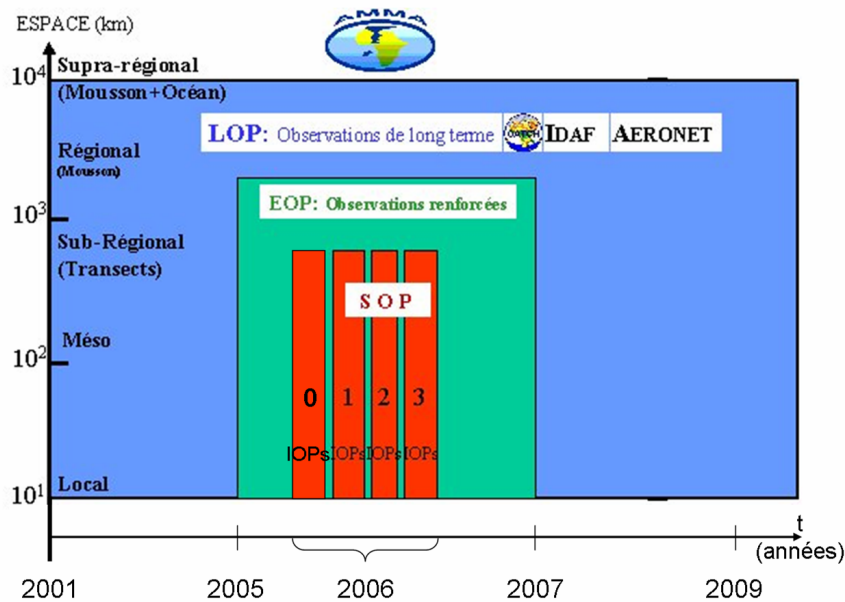


FIG. 4.5 – Les différentes périodes d'observations de la campagne AMMA.

4.1.4.1 Le programme d'observations à long terme (LOP)

Le programme d'observations à long terme (*Long term Observing Period, LOP*), qui s'étend de 2001 à 2010, a pour objectif de documenter finement le cycle saisonnier moyen et ses modulations entre années sèches et années humides. Le LOP s'appuie essentiellement sur 3 Services d'Observations (SO) labellisés par l'INSU (*Institut National des Sciences de l'Univers*) en Afrique de l'Ouest : AMMA-Catch, dédié à l'étude du cycle hydrologique et de son couplage avec la dy-

namique de la végétation, IDAF (*IGAC/DEBITS/Africa*) et PHOTONS (*PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire*), dédiés à l'enregistrement à long terme des contenus en aérosols, des concentrations en gaz traces et de la composition des dépôts humides. De plus, l'évolution de la couverture végétale est suivie sur le terrain et par télédétection.

4.1.4.2 La période d'observations renforcées (EOP)

La période d'observations renforcées (*Enhanced Observing Period*, EOP), d'une durée de 3 ans (2005-2007), renforce le dispositif LOP afin de fournir des observations plus détaillées sur certains processus couplés, susceptibles de jouer un rôle important dans la variabilité interannuelle de la mousson de l'Afrique de l'Ouest.

4.1.4.3 Les périodes d'observations spéciales (SOP)

Enfin, les périodes d'observations spéciales (*Special Observing Period*, SOP), au nombre de 4, ont pour objectif principal l'acquisition de jeux de données permettant d'étudier de façon détaillée une saison de mousson (année 2006) en terme de processus, et plus particulièrement les systèmes météorologiques lors des différentes phases de la mousson.

- La SOP0 « saison sèche » s'est déroulée du 15 janvier au 17 février 2006. Elle a pour objectif de documenter précisément les propriétés optiques et physico-chimiques des aérosols minéraux et des aérosols issus de la combustion de biomasse, notamment dans des situations de mélange, afin de comprendre leur effet sur le rayonnement et d'étudier leur impact sur la dynamique de la mousson africaine. La SOP0 s'appuie sur 3 sites instrumentés (M'Bour, Sénégal ; Banizoumbou-Niamey, Niger ; Djougou, Bénin) et sur des mesures aéroportées de l'avion BAe 146 (Royaume-Uni).
- La SOP1 « établissement de la mousson » s'est déroulée du 1^{er} au 30 juin 2006 ; la SOP2 « maximum de la mousson » du 1^{er} juillet 2006 au 15 septembre 2006. Ces SOP ont pour objectif d'améliorer les connaissances des interactions entre les processus impliqués dans le système de la mousson de l'Afrique de l'Ouest : dynamique, microphysique et chimie (incluant les aérosols) de l'atmosphère, surfaces continentales et océan.
- La SOP3 « fin de la mousson et export vers l'Atlantique tropical » s'est déroulée du 15 au 30 septembre 2006. Son objectif est de mieux comprendre le devenir des systèmes convectifs africains au-dessus de l'océan et notamment le rôle des interactions entre l'océan, les ondes d'est et la couche d'air saharien sur l'évolution de ces systèmes en tempêtes tropicales, puis en cyclones tropicaux. La SOP3 s'appuie sur des vols du Falcon 20 français.

4.1.5 Les aérosols minéraux dans AMMA

Des actions spécifiques concernant le cycle des aérosols minéraux et combinant mesures et modélisation ont été mises en place dans le cadre du programme AMMA afin de répondre aux questions suivantes :

- Quelles quantités d'aérosols minéraux sont émis en zone sahélienne ? Quelle est la contribution des zones anthropisées (culture et/ou pâture) dans ces émissions ?
- Quels sont les facteurs qui contrôlent la variabilité des émissions d'aérosols minéraux aux échelles de temps saisonnière et pluri-annuelle ? En particulier, quels sont les rôles respectifs joués par les précipitations et par les conditions dynamiques dans cette variabilité ?
- Comment vont évoluer ces émissions sous l'effet de changements climatiques et/ou de l'augmentation de la pression anthropique sur le milieu ?

Du point de vue des mesures, plusieurs périodes ont été consacrées à l'étude des aérosols minéraux. Tout d'abord, pendant l'EOP, un « transect sahélien » (Fig. 4.6) a été mis en place pour documenter les émissions, le transport et le dépôt des aérosols minéraux dans la région sahélienne.

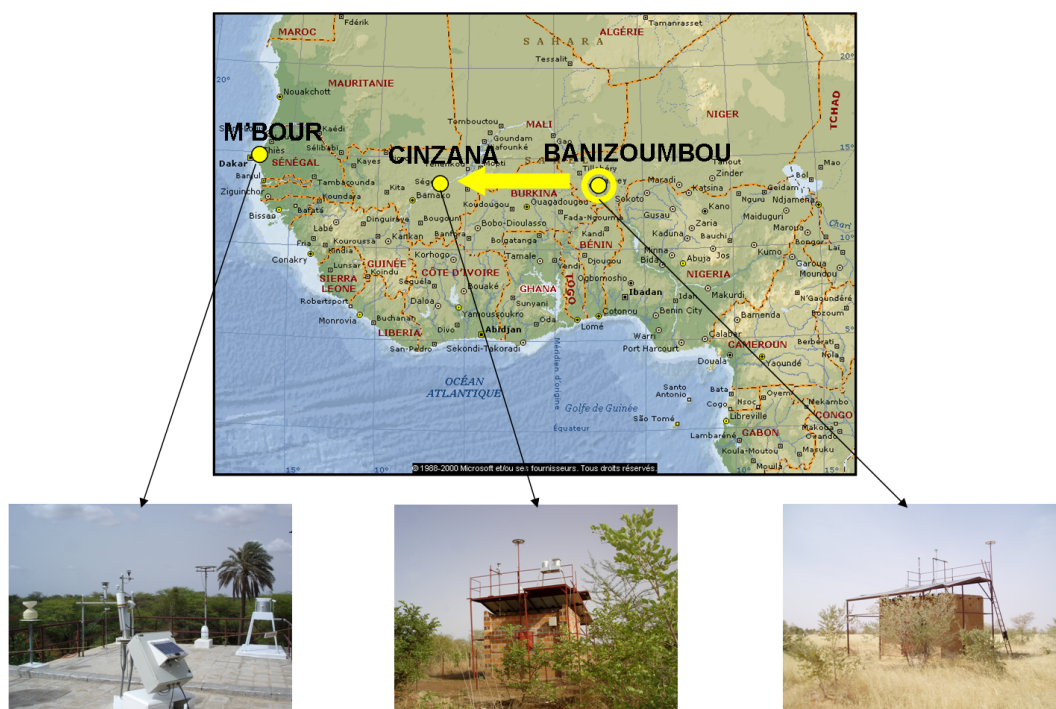


FIG. 4.6 – Position géographique des stations de mesure constituant le « transect sahélien » mis en place durant l'EOP pour documenter les aérosols minéraux sahéliens.

Chaque station du transect sahélien est instrumentée pour mesurer les paramètres météorologiques usuels (intensité et direction du vent, température et humidité relative de l'air) ainsi que la concentration en aérosols inférieurs à $10 \mu\text{m}$ (PM10) au niveau du sol, l'épaisseur optique des aérosols AOT, les flux de dépôts sec, humide et total (sec+humide) et les profils de concentrations des aérosols. Le tableau 4.1 résume les types de mesure d'aérosols ainsi que l'instrumentation et le taux d'échantillonnage utilisés pour réaliser les mesures.

Ensuite, les aérosols minéraux ont fait l'objet de mesures pendant les SOP0, 1 et 2.

<i>Paramètre mesuré</i>	<i>Instrument</i>	<i>Taux d'échantillonnage</i>
PM10	TEOM	5 min
AOT	photomètre solaire (réseau AERONET/PHOTON)	15 min (conditions de ciel clair)
dépôt sec	collecteur passif	1 filtre/semaine
dépôt humide	collecteur passif	1 filtre/événement de pluie
dépôt total	collecteur passif	1 filtre/semaine
profils des concentrations	lidar	2 tirs/jour (1 matin + 1 soir)

TAB. 4.1 – Instrumentation déployée dans les stations du transect sahélien pour mesurer les propriétés des aérosols.

La SOP0 s'est déroulée en deux phases :

- entre mi-janvier et le 2 février, l'observation s'est intéressée aux régions du Niger, du Bénin et du Nigéria et portait sur l'étude des propriétés des aérosols minéraux et des aérosols issus de la combustion de biomasse ainsi que leur mélange,
- du 2 au 17 février, la campagne s'est poursuivie au-dessus de la région de Dakar-île de Sal afin d'étudier le transport sahélien et l'exportation des aérosols minéraux au-dessus de l'océan.

Au cours des SOP1 et 2, la station de Banizoumbou a été renforcée en termes de mesures de flux au sol, et des vols avion (avion ATR-42) ont permis de mesurer les quantités d'aérosols minéraux que l'on peut trouver en altitude.

4.2 Modélisation d'un cas d'étude pendant les SOP1 et 2

4.2.1 Description de la période modélisée

Du 29 juin au 3 juillet 2006, une succession de perturbations, précipitantes ou non, est passée au-dessus de Banizoumbou provoquant une érosion locale plus ou moins intense. La période modélisée commence donc le 29 juin 2006 à 0TU et se termine le 4 juillet 2006 à 0TU.

4.2.2 Description de la zone modélisée

Le domaine modélisé est représenté sur la figure 4.7. Il est composé de deux grilles imbriquées (représentées par les carrés rouges sur la figure 4.7) centrées sur Niamey (13°N ; 2°E). La grille mère a une résolution horizontale de 25 km et s'étend de 1,6°N à 23,8°N et de 9,1°W à 14,2°E, c'est-à-dire qu'elle couvre une superficie d'environ $2500 \times 2500 \text{ km}^2$. La grille fille a une résolution horizontale plus fine de 5 km et s'étend de 10,8°N à 15,4°N et de 0,2°W à 4,5°E, c'est-à-dire que son extension horizontale est d'environ $500 \times 500 \text{ km}^2$.

Les deux grilles ont 50 niveaux verticaux d'espacement entre les niveaux croissant du sol jusqu'à environ 22 km agl, avec 20 niveaux entre 0 et 2 km pour représenter la couche limite au mieux.

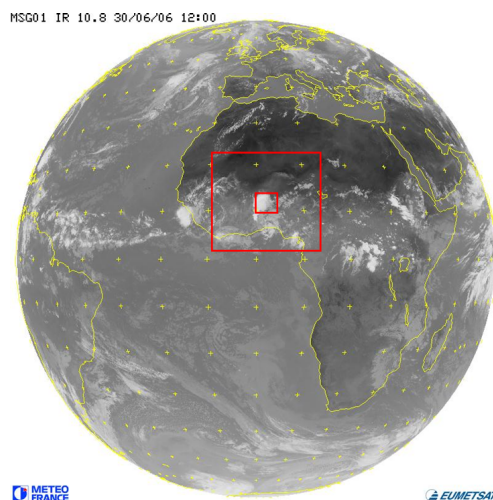


FIG. 4.7 – Image satellite (MSG) présentant les deux grilles (cadres rouges) de la zone modélisée pour la période du 29 juin 0TU au 4 juillet 0TU 2006.

4.2.3 Choix du schéma microphysique pour représenter les nuages issus de la convection intense

Comme nous l'avons vu dans la description du modèle RAMS, plusieurs modèles sont à notre disposition pour décrire la microphysique du nuage (Tab. 3.2). Le modèle le plus simple (niveau 1) ne permet pas la condensation : l'eau est uniquement présente sous forme de vapeur d'eau. Ce niveau ne permet donc pas la formation de nuages et est donc à exclure dans le cas présent. Le niveau 2 permet la condensation de la vapeur d'eau en eau liquide. Cependant, si on utilise ce modèle pour simuler les nuages observés pendant la période modélisée, aucun nuage ne se forme.

Les niveaux 3 et 4 proposés dans le modèle RAMS sont des modèles de nuage plus détaillés : on dit parfois que ce sont des « schémas nuageux explicites ». Dans ces deux modèles, l'eau est présente sous 8 formes différentes : la vapeur d'eau et 7 hydrométéores (2 liquides (gouttelettes d'eau nuageuse et pluie) et 5 solides (glace primaire, neige, grêle, grésil et agrégats)). La distribution en taille de chaque hydrométéore est une fonction gamma généralisée dont le facteur d'aspect, α , est défini par l'utilisateur. Dans notre cas, $\alpha = 2$, comme recommandé par Meyers *et al.* [1997] quand on souhaite modéliser un événement convectif. Le niveau 3 est un schéma à un moment, c'est-à-dire que le rapport de mélange de chaque hydrométéore est calculé par le modèle ; le niveau 4 est un schéma à deux moments, c'est-à-dire que le rapport de mélange et la concentration en nombre de chaque hydrométéore sont calculés par le modèle. La figure 4.8 présente les champs nuageux (eau totale condensée intégrée suivant la verticale) simulés en utilisant le schéma à un moment (Fig. 4.8.b et c) et le schéma à deux moments (Fig. 4.8.d et e) le 30 juin

2006 à 12TU sur les deux grilles du domaine modélisé. Ces résultats sont comparés à l'image satellite MSG correspondante (Fig. 4.8.a). Dans le cas où on utilise le schéma à un moment, l'étendue du système nuageux simulé est très limitée : le système nuageux s'étend uniquement au-dessus du Nigéria et du Cameroun et n'atteint jamais le Niger. En revanche, dans le cas où on utilise le schéma à deux moments, l'extension du système nuageux simulé est en bon accord avec l'observation satellite au niveau régional. De plus, les centres convectifs actifs sont simulés au bon endroit (en bas à droite et près du centre de la grille fille).

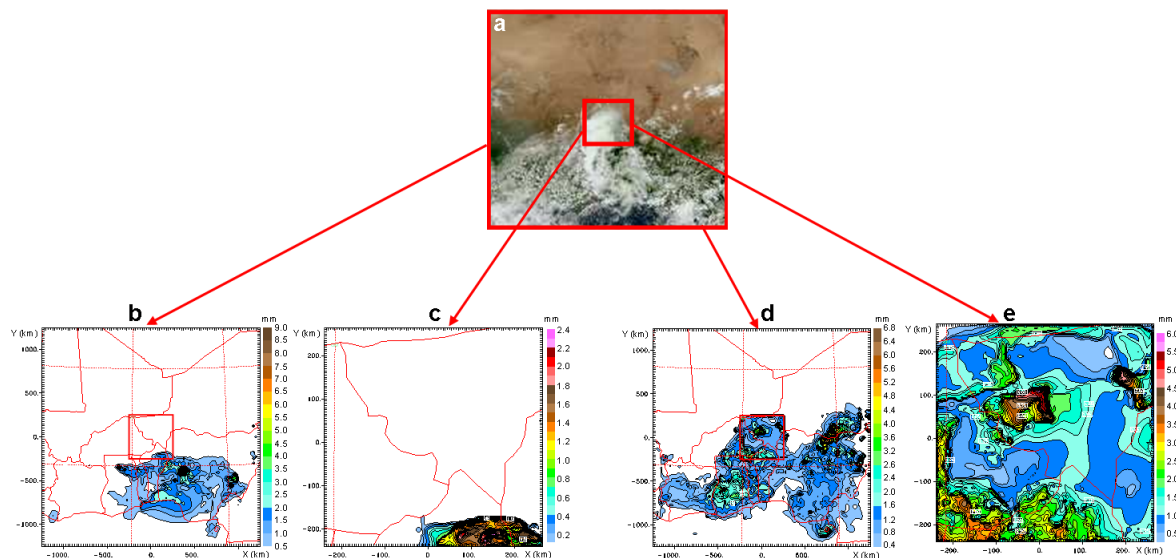


FIG. 4.8 – Comparaison entre l'image satellite MSG du 30 juin à 12TU (a) et les champs nuageux (eau totale condensée intégrée suivant la verticale) simulés par RAMS en utilisant le schéma à un moment (b et c) et le schéma à deux moments (d et e) sur les deux grilles du domaine modélisé.

Dans le cas présenté ici, si l'on veut représenter correctement la convection intense observée au cours de la période modélisée, il apparaît donc essentiel d'utiliser un schéma de nuage explicite à deux moments.

4.2.4 Validation météorologique

4.2.4.1 Vitesse du vent de surface

La figure 4.9 présente une comparaison entre les vents de surface mesurés (en violet sur la figure) à Banizoumbou du 29 juin au 3 juillet 2006 et les vents modélisés correspondants (en vert sur la figure) en utilisant le schéma microphysique à deux moments. Cette figure montre un bon accord entre le modèle et les mesures : même si, en moyenne, le modèle sous-estime parfois la valeur de la vitesse du vent de surface, statistiquement, modèle et mesures se recourent systématiquement. Utiliser le schéma microphysique à deux moments permet donc non seulement de retrouver le champ nuageux, mais aussi la vitesse du vent de surface.

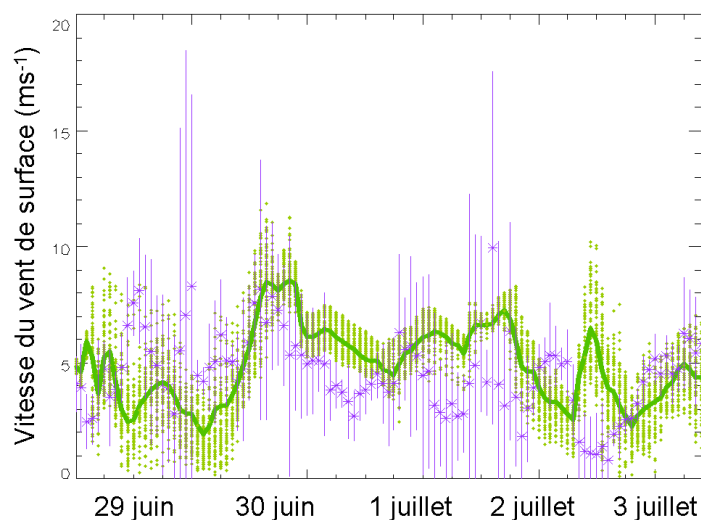


FIG. 4.9 – Comparaison entre la vitesse du vent de surface mesurée (étoiles violettes = moyenne horaire ; barres violettes = écart maximum sur les données mesurées sur une heure) à Banizoumbou et modélisée par RAMS (courbe verte = moyenne sur le carré de 20 km de côté centré sur Banizoumbou ; points verts = valeurs modélisées sur le carré de 20 km de côté centré sur Banizoumbou).

4.2.4.2 Précipitations

Une autre donnée météorologique à notre disposition est le taux de précipitations qui a été mesuré sur un réseau de 38 pluviomètres répartis dans le degré carré centré sur Banizoumbou. Pour la période modélisée, le maximum de précipitations cumulées est de 64 mm de précipitations ; le modèle RAMS estime à 129 mm ce maximum. Au vu de ces résultats, il semble que le modèle RAMS surestime la quantité de pluie ayant arrosé cette région pendant la période modélisée. Cependant, compte tenu de la très grande hétérogénéité des champs de précipitations, si le réseau de pluviomètres avait été plus dense ou si les pluviomètres avaient été répartis différemment autour de Banizoumbou, cette conclusion aurait-elle été la même ? Comme l'écart entre la quantité de précipitations mesurée et modélisée ne diffère pas de plus d'un ordre de grandeur, il semble raisonnable de conclure que notre modèle reproduit de façon satisfaisante les quantités de précipitations tombées pendant la période modélisée.

4.2.5 Effet de la prise en compte de la convection nuageuse sur le champ de vent en surface

Du point de vue de l'estimation des émissions d'aérosols minéraux, nous avons vu que l'un des points-clés est une bonne estimation des vents de surface. Nous examinons ici l'impact d'une bonne ou d'une mauvaise prise en compte de la convection nuageuse sur le champ de vent de surface.

La figure 4.10 présente le champ de vent de surface le 30 juin 2006 à 12TU lors du passage d'un

système convectif au-dessus de la région de Banizoumbou dans le cas où la convection nuageuse est mal prise en compte par le modèle (utilisation du schéma microphysique à un moment - Fig. 4.10.a) et dans le cas opposé (utilisation du schéma microphysique à deux moments - Fig. 4.10.b). Dans le premier cas, le champ de vent de surface modélisé est assez homogène, avec des vitesses atteignant à peine 7 m s^{-1} , c'est-à-dire la vitesse minimale permettant l'érosion éolienne dans cette région d'après le DPM MB95. En revanche, dans le second cas, le champ de vent modélisé est très hétérogène avec des vitesses de vent pouvant dépasser localement 18 m s^{-1} et qui peuvent donc permettre le soulèvement d'aérosols minéraux.

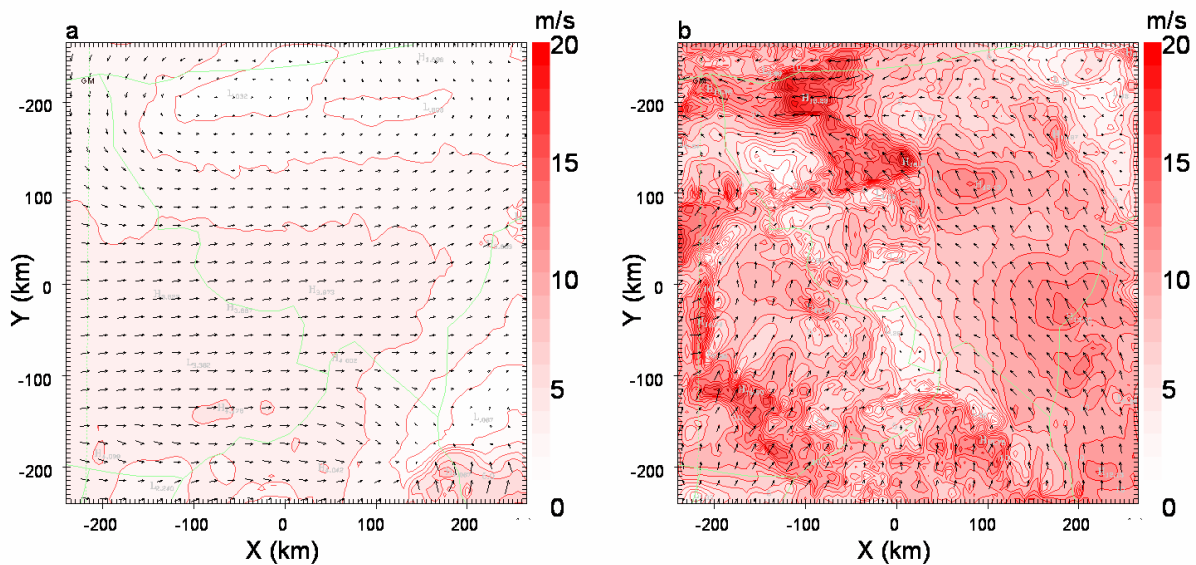


FIG. 4.10 – Champ de vent de surface sur la grille fille le 30 juin 2006 à 12TU dans les cas où la convection nuageuse est mal prise en compte (a) et bien prise en compte (b) par le modèle.

La figure 4.11 présente une coupe méridienne de l'eau totale condensée et les vents associés (flèches) simulés par le modèle RAMS à la latitude de Banizoumbou ($13^{\circ}31'N$) dans le cas où la convection nuageuse est mal représentée (Fig. 4.11.a) et dans le cas où elle est bien représentée (Fig. 4.11.b). Lorsque la convection est bien représentée par le modèle, on peut voir qu'il existe un fort couplage entre la surface et les couches atmosphériques supérieures : les fortes ascendances dues à la présence du développement nuageux intense induisent les fortes vitesses de vent observées au niveau du sol. De plus, le caractère fractionnaire de la couverture nuageuse explique les hétérogénéités observées sur la figure 4.11.b. Du point de vue du cycle des aérosols minéraux, on peut supposer que ces fortes ascendances vont pouvoir transporter ces particules à très haute altitude, permettant leur exportation à grande distance. Dans le cas où la convection nuageuse est mal prise en compte dans le modèle, l'absence de nuage ne permet pas le développement d'une telle circulation verticale, ce qui explique le champ de vitesses de surface faibles et homogènes.

La figure 4.12 présente une comparaison entre les vents de surface simulés à Banizoumbou dans le cas où la convection nuageuse est mal prise en compte (étoiles) et dans le cas où elle est

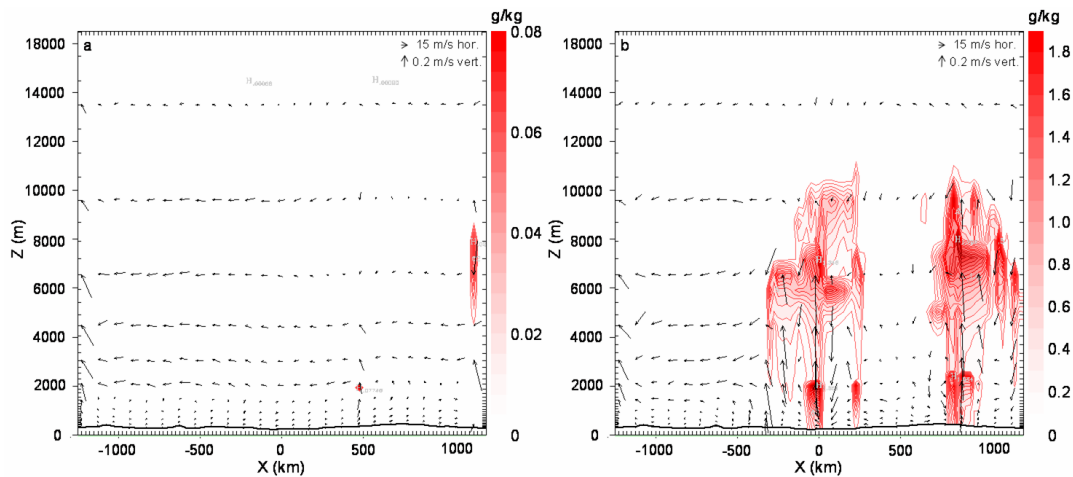


FIG. 4.11 – Coupe méridienne de l'eau totale condensée simulée par le modèle RAMS le 30 juin 2006 à 12 TU à la latitude de Banizoumbou ($13^{\circ}31'N$) dans le cas où la convection nuageuse est mal représentée (a) et dans le cas où elle est bien représentée (b).

bien prise en compte (trait plein). En premier lieu, on peut noter sur cette figure que le cycle de la vitesse du vent de surface est totalement différent suivant le cas considéré. Dans le cas où la convection nuageuse est mal représentée par le modèle, l'amplitude des oscillations journalières est faible. C'est le contraire dans le cas où la convection nuageuse est bien modélisée. Ensuite, on peut remarquer que lorsque la convection nuageuse est mal reproduite par le modèle, l'intensité du vent de surface dépasse difficilement (voire jamais) la vitesse de vent seuil locale (représentée par le trait horizontal en pointillés sur la figure) permettant le soulèvement d'aérosols minéraux, y compris le 30 juin 2006 à 12TU lors du passage d'un système convectif au-dessus de la région de Banizoumbou et où une érosion locale intense avait pu être observée. En revanche, lorsque la convection nuageuse est bien représentée dans le modèle, l'intensité du vent de surface peut dépasser largement cette vitesse de vent seuil, en particulier le 30 juin 2006 à 12TU lors du passage d'un système convectif au-dessus de la région de Banizoumbou, permettant ainsi la modélisation des soulèvements d'aérosols minéraux observés.

4.2.6 Inhibition du soulèvement des aérosols minéraux par l'humidité du sol

Comme nous l'avons vu dans la description du DPM MB95 (chap. 2 § 2.3.3), l'inhibition du soulèvement des aérosols minéraux par l'humidité du sol peut être prise en compte en utilisant la paramétrisation développée par *Fécan et al.* [1999]. Nous avons voulu tester ici l'impact de la prise en compte ou non de l'humidité du sol sur les soulèvements d'aérosols minéraux lors du passage de systèmes convectifs précipitants. Pour cela, nous avons refait la simulation utilisant le schéma microphysique à deux moments sans inclure la paramétrisation de *Fécan et al.* [1999] et nous comparons la masse totale d'aérosols mobilisés sur l'ensemble de la période modélisée dans chaque cas. Dans le cas où l'inhibition n'est pas prise en compte, 0,8 Mt sont mobilisées alors

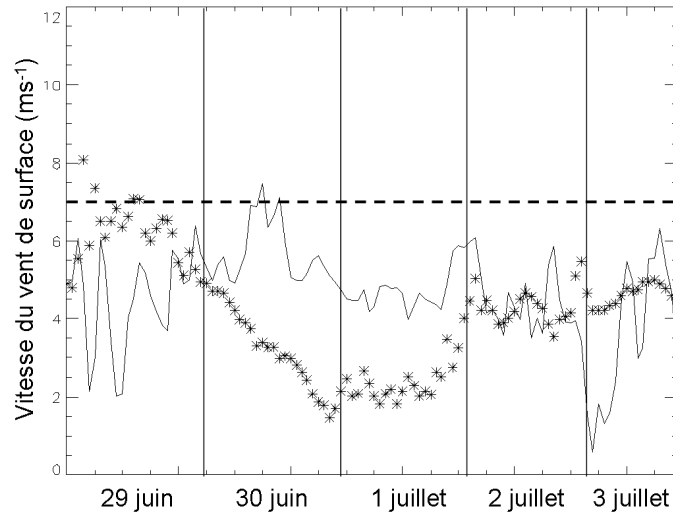


FIG. 4.12 – Comparaison entre la vitesse moyenne du vent de surface simulée par RAMS en utilisant le schéma à un moment (étoiles) et le schéma à deux moments (trait plein) du 29 juin 2006 0TU au 3 juillet 2006 12TU à Banizoumbou. Le trait horizontal en pointillés représente la vitesse de friction seuil estimée par le DPM MB95 dans cette région. Il est à noter que le vent à Banizoumbou n'était pas très élevé par rapport au reste de la zone.

que dans le cas contraire, seules 0,23 Mt sont mobilisées, soit un facteur de 3,5 entre les deux cas. Lorsque l'on souhaite modéliser des systèmes convectifs précipitants, il apparaît donc essentiel de prendre en compte l'inhibition du soulèvement des aérosols minéraux par l'humidité du sol afin de ne pas surestimer les quantités d'aérosol mobilisé lors du passage de tels événements.

4.2.7 Validation des concentrations en aérosols minéraux simulées

Heure (TU)	Données ($\mu g m^{-3}$)			RAMS($\mu g m^{-3}$)					
				Sans lessivage			Avec lessivage		
	Moyenne	Min.	Max.	Moyenne	Min.	Max.	Moyenne	Min.	Max.
12	17,8	13,3	25,4	8,8	7,2	10,2	< 1	<1	< 1
13	22,7	15,0	37,8	8,0	6,8	9,2	< 1	<1	< 1
14	27,8	17,9	40,5	18,3	16,7	19,7	< 1	<1	< 1
15	15,6	7,0	23,5	6,1	5,6	7,0	< 1	<1	< 1

TAB. 4.2 – Comparaison entre les concentrations mesurées lors du vol du 2 juillet 2006 et les concentrations modélisées par RAMS avec et sans lessivage.

Le tableau 4.2 présente une comparaison des concentrations en aérosols minéraux mesurées

(moyennes temporelles sur 2 minutes) lors du vol du 2 juillet 2006 et simulées (moyennes spatiales sur 20 km^2) avec ou sans lessivage sur la grille fille. Comme le montre ce tableau, les concentrations simulées par le modèle sont sous-estimées même sans lessivage. Cela peut s'expliquer soit par une mauvaise représentation des sources, soit par une mauvaise représentation du champ de vent. Nous avons vu précédemment que le champ de vent simulé était en bon accord avec les observations. Il semblerait donc que ce soient les sources locales qui soient mal représentées dans le modèle. En effet, la résolution horizontale de la grille fille est de 5 km alors que celle de la source est de 25 km. Compte tenu de l'échelle spatiale des phénomènes météorologiques à l'origine des soulèvements d'aérosols minéraux dans la zone sahélienne, il est peut-être nécessaire de représenter les zones source de cette région avec une résolution plus fine pour améliorer les estimations des émissions d'aérosols minéraux. Une autre explication peut être que l'avion a survolé une zone où les aérosols minéraux sont issus du transport depuis les zones se trouvant plus au nord et non pas de l'émission locale.

Une autre remarque que l'on peut faire au vu des résultats présentés dans ce tableau est que le coefficient de lessivage choisi pour les aérosols minéraux a sans doute été surestimé. Cependant, malgré cette surestimation du lessivage des aérosols minéraux, la figure 4.13 montre que, comme nous l'avions supposé auparavant, on peut retrouver des aérosols minéraux en quantités non négligeables à très haute altitude. On peut alors se poser la question du devenir de ces aérosols : vont-ils servir de noyaux glaçogènes et permettre la formation de cirrus ? Vont-ils être pris dans les jets d'altitude et être exportés à grande distance ?

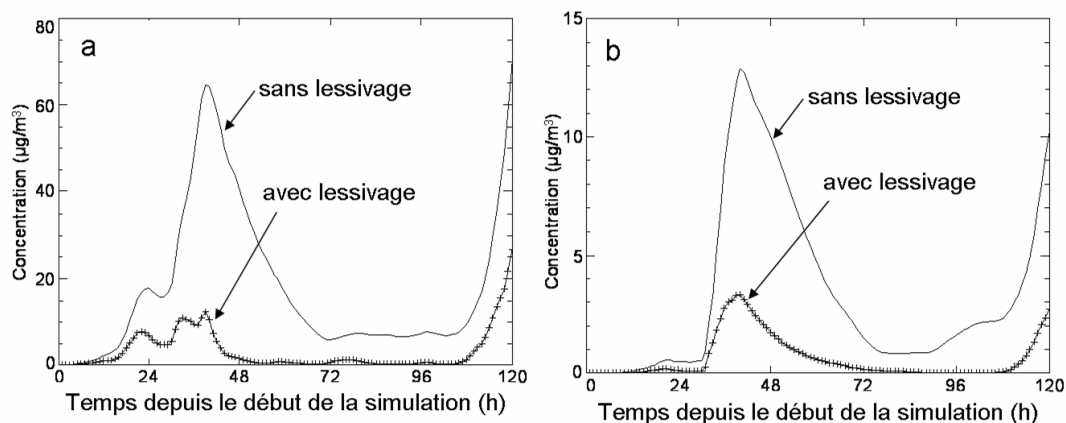


FIG. 4.13 – Concentrations en aérosols minéraux simulée par le modèle RAMS en moyenne à 2 km (a) et à 10 km (b) sur la grille fille avec ou sans lessivage des aérosols.

4.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés au cycle des aérosols minéraux dans la zone sahélienne. Les événements à l'origine du soulèvement d'aérosols minéraux dans cette région sont

les systèmes convectifs méso-échelle du début de la saison humide (mai), période à laquelle la végétation locale est encore assez rare pour permettre l'érosion éolienne. Grâce aux observations réalisées au cours de la campagne internationale AMMA, nous avons pu faire une étude de cas sur une partie des SOP1 et 2 pendant lesquelles le soulèvement des aérosols minéraux lié au passage de systèmes convectifs méso-échelle a été bien documenté, en particulier par des vols de l'ATR-42. Les principaux résultats issus de la modélisation faite au cours de ce travail sont les suivants :

- le modèle RAMS est capable de reproduire la convection intense observée au cours de la période modélisée uniquement en utilisant un modèle de nuage détaillé (schéma microphysique à deux moments),
- la représentation correcte de la convection nuageuse est essentielle pour que les vitesses de surface soient correctement estimées,
- l'inhibition du soulèvement des aérosols minéraux par l'humidité du sol doit être prise en compte dans le cas où l'on représente les émissions d'aérosols minéraux associées au passage d'un système précipitant afin de ne pas surestimer la quantité d'aérosols mobilisés,
- des quantités non négligeables d'aérosols minéraux peuvent être trouvées à très haute altitude.

En revanche, le lessivage des aérosols minéraux est très nettement surestimé par notre modélisation. Enfin, la résolution spatiale de la source d'aérosols minéraux utilisée par le DPM MB95 doit vraisemblablement être améliorée dans la région sahélienne afin de mieux représenter les sources locales.

La prochaine étape de ce travail consistera à étendre la période modélisée à l'ensemble des SOP1 et 2 afin de valider l'outil de modélisation mis au point ici. Ceci pourra permettre de mieux appréhender le rôle des sources sahéliennes dans le budget des émissions africaines.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

L'étude du cycle des aérosols minéraux mobilisés par le vent (aérosols minéraux éoliens) n'est certes pas un sujet de recherches nouveau, mais nous savons que beaucoup reste à faire dans ce domaine. Bien sûr, on commence à avoir une idée assez nette du phénomène. En particulier, on sait à présent que ce type d'aérosol représente environ la moitié en masse de l'aérosol mondial, l'autre moitié étant due aux aérosols marins. Les émissions annuelles de l'un ou de l'autre sont éminemment variables, mais leurs ordres de grandeur doivent se compter en gigatonnes. Concernant l'aérosol minéral, de nombreuses observations seront encore nécessaires pour en préciser à la fois les propriétés radiatives et chimiques, l'impact sur le cycle nuageux ou sur la biomasse, sans même parler des régions où il n'a pas encore été étudié *in-situ* (Australie, Atacama...). Les observations sont à la fois coûteuses et délicates, et l'outil de modélisation s'inscrit dans la série des moyens d'investigation. Le travail présenté ici se situe dans le cadre de cette dernière approche. La modélisation à méso-échelle avait pour but de répondre à deux types de questions adaptées à la zone africaine, mais sans aucun doute transposables à d'autres régions émettrices ailleurs dans le monde. Le premier problème à résoudre était le suivant : comment modéliser de façon réaliste les émissions d'aérosol minéraux et leur transport subséquent lorsque la zone émettrice est à topographie complexe ? Ce premier problème est bien représenté par la zone aride de Bodélé, dans le nord du Tchad. L'autre question a trait au rôle des systèmes convectifs précipitants qui se développent dans des zones semi-arides en fin de saison sèche. La question a été traitée pour la zone sahélienne en début de mousson.

L'outil de modélisation utilisé dans ce travail est le modèle méso-échelle RAMS de l'Université du Colorado couplé en ligne avec le DPM (Dust Production Model) MB95 développé au LISA (Paris 12). Ce dernier module a pour finalité de calculer le flux d'émission en un point donné et à un instant donné dès lors que l'on connaît la vitesse du vent en surface et un ensemble réduit de propriétés du sol en surface. Ce DPM a fait l'objet récemment d'une amélioration

importante concernant le fichier des propriétés des sols en surface. Parallèlement, la définition spatiale est passée du degré au quart de degré et des zones jusque-là non couvertes sont à présent documentées, comme par exemple une partie importante de la zone sahélienne. Nous avons inclus ces améliorations dans notre système de modélisation. On peut donc envisager des résolutions spatiales élevées dans le modèle RAMS, qui soient cohérentes avec le cadastre des propriétés de surface.

Cette question de la définition spatiale est au cœur du premier problème que nous avons traité, à savoir la simulation du cycle des aérosols minéraux dans des zones à topographie complexe. La dépression de Bodélé, au nord du Tchad, est reconnue comme l'une des sources d'aérosols minéraux les plus importantes dans le monde, mais de nombreux auteurs avaient mis en lumière la difficulté de représenter correctement ces émissions : en effet, la simulation du champ de vent, notamment au voisinage du sol, donne souvent des résultats décevants. Ainsi, la base NCEP, établie par un GCM (modèle de circulation globale), malgré la qualité reconnue de ses champs, a révélé ici un défaut important, à savoir une sous-estimation systématique d'un facteur 2 [Koren and Kaufman, 2004], ce qui, compte tenu du fait que l'émission éolienne est un phénomène à seuil et fortement non linéaire (croissance en fonction de la puissance 3 de la vitesse de frottement), interdit toute estimation réaliste des flux d'émission, de ce fait quasi-nuls. Sans que cela soit aussi drastique, les vents du centre européen (CEPMMT) souffrent eux aussi d'un biais qui peut être gênant et qui se traduit en particulier par une sous-estimation systématique dans cette zone. La dépression de Bodélé étant située à l'extrémité sud-ouest d'un couloir constitué par deux massifs élevés, le Tibesti au nord-ouest et l'Ennedi au sud-est, la modélisation est a priori délicate. Nous avons donc dans un premier temps effectué un exercice de comparaison de notre modèle avec des observations *in-situ* acquises pendant la campagne BoDEx 2005 [Washington et al., 2006; Todd et al., 2007] au mois de mars 2005. Cette campagne a été marquée par un événement de soulèvement éolien d'une grande intensité entre le 10 et le 12 mars 2005. Pour simuler cet événement, diverses résolutions spatiales (longueur de la maille horizontale) entre 50 km et 5 km ont été testées et nous avons vérifié qu'une échelle spatiale de 10 km est bien adaptée. La définition verticale doit également être détaillée : nous avons adopté 30 mailles verticales de taille croissante, en réservant une dizaine d'entre elles au premier kilomètre au-dessus de la surface, afin de bien représenter la couche limite. Nous avons ainsi pu restituer la totalité de l'épisode observé. Les concentrations calculées sont en bon accord avec les mesures locales (épaisseur optique). A plus grande échelle, le panache d'aérosols modélisé est en bon accord avec l'imagerie MODIS. Notre simulation restitue également le jet de basse couche généré par les reliefs du Tibesti et de l'Ennedi, qui est une caractéristique climatologique de la région [Washington and Todd, 2005]. La question de l'échelle spatiale sera abordée à plusieurs reprises dans la suite de ce travail. Nous avons poursuivi notre investigation de la zone de Bodélé en simulant une année entière du cycle des aérosols éoliens. La zone modélisée couvre une zone beaucoup plus étendue que dans l'exercice BoDEx 2005, car nous voulions y inclure plusieurs stations météorologiques du réseau OMM et, si possible, une station AERONET. Nous avons choisi la station de Banizoumbou, au

Niger. La résolution spatiale adoptée est de 50 km . Les résultats sont en bon accord qualitatif et quantitatif avec les observations disponibles, que ce soit avec le vent aux stations (en particulier à Faya, station située dans la dépression, au nord-est de la zone émettrice proprement dite) ou avec les produits satellitaires, indices IDDI ou TOMS AI. Le cycle des émissions d'aérosols modélisées présente une saisonnalité marquée, avec un maximum en février et un minimum pendant les mois d'été (juin à août), en phase avec le champ de vent qui présente la même saisonnalité. Là encore, ces résultats concordent avec la climatologie de la région issue de plusieurs années d'observations *in-situ* ou satellitaires [Washington *et al.*, 2006]. Le bilan de masse annuel a été de 190 Mt , en accord avec les données chiffrées sur la région : les études disponibles dans la littérature nous apprennent qu'elles se situent entre 75 Mt an^{-1} et 800 Mt an^{-1} . Les résultats sont globalement plus satisfaisants que lorsque l'on utilise les vents du CEPMMT en entrée du DPM. Il est enfin à noter que la station AERONET de Banizoumbou nous a été de peu de secours dans cet exercice, car nous avons pu constater que les aérosols issus de Bodélé ne passent que rarement sur cette station cette année-là. Cette étude a été complétée par une modélisation à grande échelle du cycle complet des aérosols émis pendant BodEX 2005. L'étude a nécessité deux grilles, la grille fille (20 km) étant centrée sur Bodélé, la grille mère (100 km) s'étendant à l'ouest, jusqu'au Brésil. Nous avons vérifié les grands traits reconnus par la littérature [Koren *et al.*, 2006], à savoir que l'aérosol, en cette saison, voyage vers l'ouest sur l'Atlantique à une altitude de l'ordre de 2 km , grâce aux vents d'est soufflant à ces niveaux. Le voyage vers l'ouest n'est cependant pas direct, et commence par un trajet sud-ouest qui amène le panache sur le golfe de Guinée, où commence le trajet vers l'Amérique. Les concentrations au Brésil sont de quelques dizaines de $\mu\text{g m}^{-3}$.

Nous avons ensuite cherché les raisons de la saisonnalité du cycle des émissions. Pour cela, nous avons examiné quotidiennement la circulation du vent en surface dans la zone de Bodélé. Nous avons constaté que, pendant les mois d'hiver, le vent a tendance à contourner le relief du Tibesti plutôt qu'à le franchir. Il s'engouffre alors dans la passe de Bodélé en suivant une direction nord-est vers sud-ouest, ce qui induit une forte accélération et un soulèvement intense sur la zone émettrice située en aval de la passe. Par contre, en été, il peut changer de sens et souffler du sud-ouest vers le nord-est, ce qui élimine toute accélération sur la zone émettrice de Bodélé. D'autre part, même s'il souffle encore parfois vers le sud-ouest comme en hiver, l'instabilité thermique des basses couches fait que les cas de franchissement du relief du Tibesti sont fréquents et l'accélération dans la passe est nettement moins marquée. Quelle que soit la situation estivale, l'émission est donc nettement plus faible qu'en hiver. Nous avons quantifié cette tendance au franchissement du relief en calculant le nombre de Froude en un point qui nous a paru caractéristique de l'amont du relief du Tibesti. On rappelle que le nombre de Froude mesure la capacité de la circulation atmosphérique à franchir les reliefs. Les valeurs les plus basses dénotent une incapacité au franchissement à cause de la forte stabilité atmosphérique des basses couches : il y aura alors contournement du relief, si la largeur de ce dernier n'est pas trop importante. Comme on s'en doutait, les plus faibles valeurs du nombre de Froude se trouvent en hiver. Toujours dans le cadre de cet exercice de simulation étendue, nous avons cherché à

caractériser l'impact de la résolution spatiale sur les résultats. En effet, si la simulation de BoDEx 2005 nous avait suggéré que les échelles n'avaient pas une importance cruciale dans ce cas, une autre simulation, effectuée en été cette fois-ci (juillet 1996) nous avait amenés à la conclusion inverse : les résultats des simulations étaient très sensibles à l'échelle spatiale de modélisation. Nous avons donc refait la simulation en utilisant une échelle de 20 *km* au lieu de 50 *km*, sur la même année 2001 et la même zone. Nous avons pu ainsi systématiser les observations sur les deux cas étudiés ci-dessus, à savoir : en hiver, les vents à haute résolution (20 *km*) sont plus intenses que ceux trouvés à résolution modérée (50 *km*), mais fort bien corrélés à ces derniers. Par contre, en été, la corrélation est plus faible, la dispersion est plus élevée, et il est probable que l'instabilité thermique joue un rôle majeur. De toute façon, les flux d'aérosols sont très faibles, quelle que soit la résolution. Globalement, sur l'année, le bilan « haute résolution » est de 320 *Mt*, soit environ 70% de plus qu'à la résolution de 50 *km*.

La seconde question que nous avons cherché à résoudre est plus complexe encore, puisqu'il s'agit de caractériser les effets des lignes de grains et autres systèmes convectifs méso-échelle (les MCS) sur le cycle des aérosols minéraux. Les MCS sont associés à des vents intenses, intermittents et affectant des zones de taille réduite. Nous avons pu vérifier par modélisation que ces vents sont produits par les fronts de rafales et également par la circulation associée à la convection nuageuse profonde, qui couple la circulation des basses couches et la circulation d'altitude (sans cette configuration, le vent en surface resterait modeste et l'émission éolienne ne se produirait pas). Les émissions d'aérosols minéraux sont alors particulièrement sporadiques et spatialement inhomogènes. Les MCS sont accompagnés par endroits de précipitations, qui inhibent les émissions en humidifiant les zones source et qui rabattent par lessivage les panaches d'aérosols soulevés par les vents intenses. Les difficultés viennent du fait qu'il faut d'une part modéliser le système convectif proprement dit, mais aussi les précipitations associées afin de tenir compte de l'inhibition des zones émissives après la pluie. D'autre part, la concentration des aérosols est grandement affectée par la phase aqueuse, que ce soit par la capture au sein des nuages ou par les précipitations elles-mêmes : le lessivage doit être introduit de façon réaliste. Nous avons modélisé une période incluse dans la campagne AMMA [Redelsperger *et al.*, 2006a;b], du 29 juin au 3 juillet 2006. Cette période bien documentée a vu le passage de plusieurs MCS sur le Niger, dont une ligne de grains le 2 juillet 2006. La simulation met en jeu deux grilles imbriquées, aux échelles respectives de 25 *km* et de 5 *km*. La grille mère (25 *km*) est un carré de 2500 *km* de côté et va du golfe de Guinée au Sahara, cependant que la grille fille (5 *km*), centrée sur Banizoumbou (située non loin de Niamey au Niger), est un carré de 500 *km* de côté. Pour réussir notre modélisation, nous avons dû effectuer un très grand nombre de tests, portant sur les configurations du modèle. La réalisation de notre projet a nécessité les adaptations suivantes. Tout d'abord, la résolution spatiale verticale a été améliorée par rapport aux simulations précédentes. Elle comprend 50 niveaux, avec 20 niveaux compris entre 0 et 1500 *m*. De plus, le pas de temps a dû être réduit : même si les conditions de stabilité numérique sont satisfaites avec un pas de 20 secondes, nous avons du choisir un pas de 5 secondes. Enfin, pour déclencher la convection, nous avons adopté le schéma microphysique

à deux moments, celui à un seul moment s'avérant incapable de reproduire le MCS. Dans ces conditions, nous avons pu reproduire la variabilité spatiale et temporelle du vent, ainsi que son intensité. Nous avons vérifié qu'il existait un bon accord, à la fois en phase et en amplitude, avec le vent mesuré à Banizoumbou. Les précipitations modélisées semblent réalistes, compte tenu de la relative faiblesse de la densité des pluviomètres. A plus grande échelle, les champs nuageux modélisés sont en bon accord avec les données satellite. Les ordres de grandeur des concentrations sont également retrouvés. Cependant, nous avons probablement surestimé le lessivage, et ce point sera à améliorer, ainsi que la représentation des sources locales à petite échelle.

Au terme de ce travail, nous avons mis au point et testé, dans des conditions diverses et complexes, un outil de modélisation du cycle des aérosols minéraux à la fois efficace et réaliste. Nous avons également conscience de ce qui y a manqué et qui, donc, sera réalisé en priorité par la suite. Tout d'abord, il est évident que les études du cycle des aérosols à l'échelle globale devront encore, pendant quelques années, passer par l'outil GCM et non pas par des modèles de méso-échelle. Ces derniers, par contre, sont d'une aide précieuse pour corriger les biais des champs de vents calculés à grande échelle par les GCM, vents qui pourront alors être proposés pour le calcul des flux et du transport des aérosols minéraux. L'étude étendue sur l'année 2001 devrait nous aider à élaborer un tel algorithme de correction des vents GCM aux fins d'études globales des aérosols minéraux.

Evidemment, beaucoup reste à faire dans le cadre de l'étude des MCS et de leur effet sur les aérosols minéraux dans les zones semi-arides. Les données recueillies pendant l'expérience AMMA (mais pas seulement) serviront de cadre à ce programme. Les problèmes sont nombreux. Il faut en priorité améliorer les schémas de lessivage. Une des options du modèle RAMS-Chimie concerne l'étude détaillée des lessivages par les nuages (*rainout*) et par les pluies (*washout*), avec une description du transfert microphysique, c'est-à-dire que l'on peut tenir compte du passage de l'aérosol captif dans le réservoir « eau nuageuse » au réservoir « eau précipitante ». Une attention particulière sera apportée à la phase glace, et notamment à la capacité glaçogène des aérosols minéraux [DeMott *et al.*, 2003]. Pour notre part, ne disposant pas des analyses de l'eau de pluie pendant AMMA, nous n'avons pas jugé utile de réaliser cette étude complète dans le cadre de la présente thèse. Cela devient prioritaire dès lors que l'on dispose des données d'analyse des pluies. Il sera alors possible d'améliorer les schémas de lessivage. Parallèlement, il sera nécessaire, pour interpréter les données relatives aux aérosols minéraux mesurés aux stations ou par avion, en particulier dans la zone de Banizoumbou, de disposer d'une représentation à fine échelle (haute résolution).

ANNEXE 1

PRINCIPALES CAMPAGNES AYANT EU
POUR OBJET L'ÉTUDE DE LA
CONVECTION ET DES LIGNES DE GRAINS

Campagne	Signification de l'acronyme	Zone géographique concernée	Référence
ABLE 2B	Amazon Boundary Layer Experiment 2B	Amérique du sud équatoriale	[<i>Garstang et al.</i> , 1990]
COPT81	Convection Profonde Tropicale 81	Afrique sub-Saharienne	[<i>Sommeria and Testud</i> , 1984]
EMEX	Equatorial Mesoscale Experiment	Sud-ouest du Pacifique équatorial	[<i>Webster and Houze</i> , 1991]
GATE	Global atmospheric research program's Atlantic Tropical Experiment	Est de l'Atlantique tropical près du Cap Vert	[<i>Houze</i> , 1977]
PRE-STORM	Preliminary Regional Experiment for STORM	Etats-Unis	[<i>Cunning</i> , 1986]
TAMEX	Taiwan Area Mesoscale Experiment	Taiwan et ses environs	[<i>Kuo and Chen</i> , 1990]
TOGA COARE	Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment	Sud-ouest du Pacifique équatorial	[<i>Webster and Lukas</i> , 1992]
VIMHEX	Venezuelan International Meteorological and Hydrological Experiment	Amérique du sud équatoriale	[<i>Fernández</i> , 1998]
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine	Afrique de l'Ouest	[<i>Redelsperger et al.</i> , 2006a;b]

ANNEXE 2

DESCRIPTION DES PRODUITS DE VALIDATION DU MODÈLE

A2.1 L'indice AI TOMS

L'indice AI TOMS (*Aerosol Index Total Ozone Mapping Spectrometer* [Herman et al., 1997]) est une mesure de combien la dépendance à la longueur d'onde de la radiation UV rétro-diffusée d'une atmosphère contenant des aérosols (diffusion de Mie + diffusion Rayleigh + absorption) est différente de celle d'une atmosphère moléculaire pure (diffusion Rayleigh pure). De manière quantitative, l'indice AI dérivé des mesures effectuées par le spectromètre TOMS est défini par :

$$AI = 100 \log_{10} \left[\frac{I_{360}^{Mes.}}{I_{360}^{Calc.}} \right] \quad (A2.1)$$

avec $I_{360}^{Mes.}$ la luminance mesurée à 360 nm et $I_{360}^{Calc.}$ la luminance calculée à 360 nm pour une atmosphère Rayleigh.

Dans la plupart des conditions, l'indice AI TOMS est positif pour les aérosols absorbants et négatif pour les aérosols non absorbants (diffusion pure).

Ces données sont publiques et disponibles à l'échelle du globe à l'adresse suivante :
http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols_v8.html.

A2.2 L'indice IDDI

Le concept des IDDI (*Infrared Difference Dust Index*, [Legrand et al., 1994; Brooks and Legrand, 2000; Legrand et al., 2001]) a été développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique à l'Université des Sciences et Technologies de Lille. Son principe repose sur le fait que la présence d'une couche d'aérosols minéraux réduit la luminance infrarouge reçue par les satellites au-dessus des régions arides et semi-arides, comme le Sahara et le Sahel [Tanré and Legrand, 1991]. Ainsi, les IDDI sont un enregistrement de la réduction de la température de brillance du système Terre-Atmosphère due à la présence d'aérosols minéraux.

Les IDDI sont contruits à partir des données acquises chaque jour dans l'infrarouge thermique (bande de longueurs d'onde comprises entre 10,5 et 12,5 μm) par le radiomètre embarqué sur le satellite géostationnaire Meteosat entre 11h35 et 12h00 TU. La construction des IDDI se fait en trois étapes. La première étape consiste à convertir les flux d'énergie radiative mesurés par le radiomètre en température de brillance. L'étape suivante consiste à établir une image Météosat dite « de référence » de la surface terrestre. Cette image de référence correspond à l'image de la surface terrestre vue par le radiomètre dans des conditions de ciel clair. Elle est obtenue en sommant les pixels de ciel clair observés sur une période de 15 jours consécutifs. Finalement, les IDDI sont obtenus en faisant la différence des températures de brillance dans l'infrarouge thermique entre l'image journalière acquise à 12TU par le radiomètre et l'image de référence.

L'avantage des IDDI est qu'ils ont une très bonne résolution (5 km \times 5 km). Cependant, l'IDDI ne peut pas être calculé pour les pixels nuageux et il est sensible aux variations du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Concernant ce dernier point, l'effet est atténué en utilisant une correction basée sur un contenu moyen en vapeur d'eau de l'atmosphère.

Les IDDI ont été largement utilisés à la fois sur le continent africain [Legrand et al., 1994] et sur le continent asiatique lors de la campagne INDOEX [Léon and Legrand, 2003].

A2.3 Le réseau AERONET

Le réseau AERONET (*AERosol RObotic NETwork* [Holben et al., 1998]), initié par les laboratoires GSFC (*Goddard Space Flight Center*) de la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) et LOA (*Laboratoire d'Optique Atmosphérique*) de l'USTL/CNRS (*Université des Sciences et Technologies de Lille/Centre National de la Recherche Scientifique*) au début des années 1990, est un réseau mondial de stations de mesures au sol dédié à la caractérisation et à la surveillance des aérosols atmosphériques.

A2.3.1 Les paramètres mesurés

Chaque station du réseau AERONET (Fig. A.1) est équipée d'un photomètre solaire spectral Cimel Electronique 318A qui effectue des mesures :

- du rayonnement descendant diffusé par l'atmosphère :

- spectral de 440 à 1020 nm,
- angulaire dans l’almucantar (i.e. le plan principal solaire),
- état de polarisation à 870 nm dans le plan principal solaire avec une fréquence de 10 à 20 fois par jour si le ciel est dégagé, sans nuages.
- de l’éclairement solaire direct (toutes les 15 minutes) de 340 à 1020 nm (de 4 à 9 longueurs d’onde suivant les instruments).



FIG. A.1 – Un site de mesure du réseau AERONET (Avignon, France).

A2.3.2 Les paramètres dérivés

Ces mesures permettent de dériver les paramètres suivants :

- les épaisseurs optiques d’extinction, de diffusion et d’absorption entre 440 et 1020 nm (extinction du faisceau solaire),
- la distribution en taille relative à la colonne atmosphérique,
- la concentration en volume et le rayon modal associé pour le mode fin et pour le mode grossier,
- l’albédo de diffusion simple (qui caractérise l’absorption des particules) de 440 à 1020 nm,
- l’indice de réfraction de 440 à 1020 nm,
- la fonction de phase naturelle de 440 à 1020 nm,
- le facteur d’asymétrie de 440 à 1020 nm,
- le contenu en vapeur d’eau intégré verticalement déduit des mesures photométriques à 940 nm.

Trois niveaux de qualité sont disponibles pour ces paramètres :

- le niveau 1 qui correspond aux données brutes, sans masque ni contrôle de qualité,
- le niveau 1.5 qui correspond aux données brutes sur lesquelles un « masque nuage » a été appliqué,

- le niveau 2 qui correspond aux données brutes sur lesquelles un « masque nuage » ainsi qu'un contrôle qualité ont été appliqués.

A2.3.3 Implatation des sites

La figure A.2 indique les différents sites de mesures appartenant au réseau AERONET.

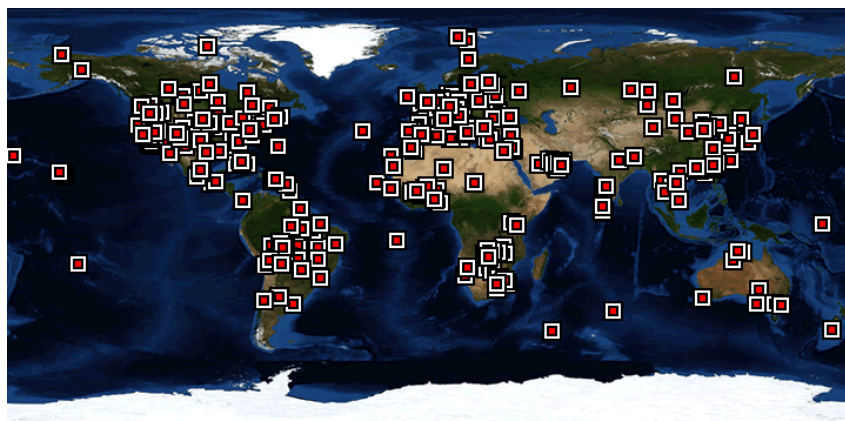


FIG. A.2 – Carte localisant les stations du réseau AERONET à l'échelle mondiale en 2007.

A2.3.4 Accès aux données

Tous les paramètres mesurés et dérivés du réseau AERONET sont publics et disponibles quasiment en temps réel (h+2). Le cœur de la base de données est situé à <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>. Il existe également un site miroir de la composante française PHOTONS (*PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire*) du réseau AERONET situé à <http://www-loa.univ-lille1.fr/photons>.

ANNEXE 3

RAPPELS DE QUELQUES DÉFINITIONS UTILES EN DYNAMIQUE

Dans le chapitre décrivant les mécanismes à l'origine de l'émission de l'aérosol minéral ainsi que dans les équations définissant la vitesse de friction seuil dans le DPM MB95, nous avons utilisé le nombre de Reynolds, dont la définition est donnée ici, pour caractériser l'atmosphère à laquelle s'appliquait la théorie. Ensuite, dans le chapitre portant sur l'étude de la dépression de Bodélé, afin de comprendre l'origine de la saisonnalité des soulèvements d'aérosols minéraux dans cette région, nous avons été amenés à étudier le comportement de l'écoulement atmosphérique dans cette région à topographie complexe. Pour ce faire, nous avons introduit le nombre de Froude, dont la définition est également rappelée ici.

A3.1 Le nombre de Reynolds

L'atmosphère terrestre est un fluide en mouvement. Pour décrire la stabilité dynamique de l'atmosphère, il faut donc étudier la nature de l'écoulement de ce fluide. Nous entrons dans le domaine de la mécanique des fluides. Nous savons qu'un écoulement peut être soit laminaire, c'est-à-dire dynamiquement stable, soit turbulent, c'est-à-dire dynamiquement instable. Pour savoir quand se produit ce changement de nature, nous allons introduire des nombres adimensionnels pour le caractériser.

Le nombre de Reynolds, noté Re , caractérise la transition du régime laminaire au régime turbulent. Il est égal au quotient des forces d'inertie par les forces de viscosité :

$$Re = \frac{\rho U l}{\mu} = \frac{U l}{\nu} \quad (\text{A3.1})$$

avec ρ la masse volumique du fluide (en $kg\ m^{-3}$), U la vitesse moyenne du fluide (en $m\ s^{-1}$), l la dimension caractéristique de l'objet considéré (en m) (par exemple, le diamètre d'une conduite), μ la viscosité dynamique du fluide considéré et ν la viscosité cinématique du fluide considéré (en $m^2\ s^{-1}$) avec :

$$\nu = \frac{\mu}{\rho} \quad (\text{A3.2})$$

Le nombre de Reynolds au seuil d'érosion, Re_t , défini dans le chapitre 2, est donc simplement le nombre de Reynolds pour lequel U est égale à la vitesse de friction seuil u_t^* .

Autour d'une certaine valeur du nombre de Reynolds, appelée valeur critique Re_c , l'écoulement initialement laminaire devient turbulent et réciproquement :

- si $Re > Re_c$: le régime est turbulent,
- si $Re < Re_c$: le régime est laminaire.

Dans le cas de la couche limite atmosphérique de surface (jusqu'à une altitude d'environ 1000 m), $Re \approx 10^9$, ce qui nous permet d'affirmer que l'écoulement dans cette couche est turbulent.

A3.2 Le nombre de Froude

Le nombre de Froude, noté Fr , est un nombre adimensionnel qui caractérise l'importance relative des forces liées à la vitesse et des forces de pesanteur. Il permet de déterminer si un écoulement arrivant sur un obstacle va contourner cet obstacle ou bien passer par dessus. Le nombre de Froude est défini par :

$$Fr = \frac{U}{Nh} \quad (\text{A3.3})$$

avec U la vitesse de l'écoulement (en $m\ s^{-1}$), N la fréquence de Brünt-Väisälä (en s^{-1}) et h la hauteur caractéristique de l'obstacle (en m).

Dès lors, suivant les valeurs du nombre de Froude, on peut déterminer le comportement de l'écoulement face à l'obstacle :

- $Fr \approx 0,1$: l'écoulement contourne l'obstacle,
- $Fr \approx 0,4$: c'est une situation mixte. Une partie de l'écoulement passe par-dessus l'obstacle alors que l'autre partie le contourne à une altitude plus basse,

- $Fr = 1$: la stabilité est faible et les vents forts. Il y a création d'oscillations (voir Fig. A.3). Sous les crêtes des ondes, il y aura possibilité de tourbillons (rotors indiqués sur la Fig. A.3) près du sol. L'écoulement passe au-dessus de l'obstacle,
- $Fr > 1$: L'écoulement passe au-dessus de l'obstacle. Il y aura création d'une zone de fluide mort en aval de l'obstacle. Au sommet, il y aura accélération du vent.

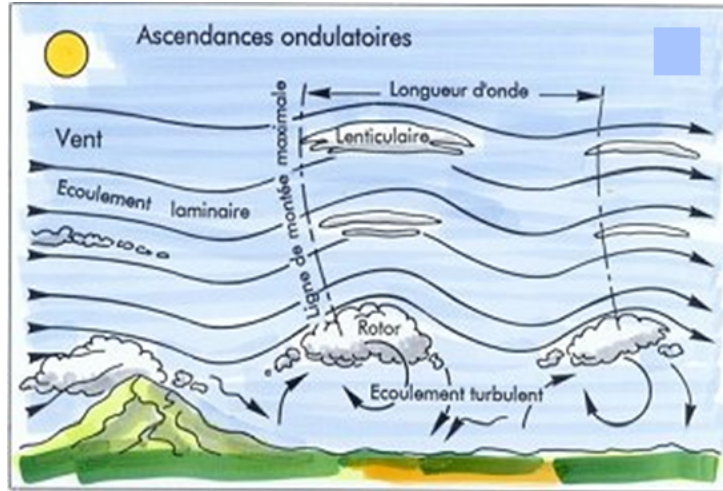


FIG. A.3 – Illustration schématique de l'écoulement atmosphérique en présence d'un relief.

A3.3 La fréquence de Brünt-Väisälä

Comme on peut le voir sur la figure A.3, la présence d'un relief peut créer une perturbation qui génère des ondes de relief en aval. La masse d'air est alors soumise à des oscillations forcées et elle oscille à la fréquence de Brünt-Väisälä, N :

$$N = \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad (\text{A3.4})$$

avec g l'accélération de la pesanteur ($g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$), θ la température potentielle (en K) et $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ le gradient vertical de température potentielle (en $K \text{ m}^{-1}$).

ANNEXE 4

MESOSCALE MODELING OF AEOLIAN DUST EMISSION DURING THE BoDEX 2005 EXPERIMENT

Cette annexe est constituée par l'article publié au *Geophysical Research Letters* présentant la modélisation de la campagne BoDEX 2005 (chap. 3.1 de ce manuscrit), dont le résumé est traduit ici en français :

On pense que la dépression de Bodélé (dans le nord du Tchad) est la plus importante source d'aérosols minéraux Sahariens transportés par delà l'Océan Atlantique, en particulier ceux arrivant dans le golfe de Guinée pendant l'hiver boréal. Pendant la campagne de mesures Bodélé Dust Experiment 2005 (BoDEX 2005), qui a eu lieu en février-mars 2005, un important soulèvement d'aérosols minéraux a été observé et quelques-unes de ses principales caractéristiques (vent de surface, concentration en aérosols minéraux, radiation) ont été mesurées. Cet article teste la capacité d'un modèle méso-échelle couplé en ligne avec un modèle de production d'aérosols minéraux (DPM) à reproduire les caractéristiques de petite échelle associées à cet événement. Ces simulations montrent clairement qu'une résolution de $10\text{ km} \times 10\text{ km}$ est nécessaire pour reproduire de façon satisfaisante les vents de surface observés ainsi que les principales caractéristiques du panache d'aérosols minéraux.



Mesoscale modeling of aeolian dust emission during the BoDEx 2005 experiment

Christel Bouet,¹ Guy Cautenet,¹ Richard Washington,² Martin C. Todd,³ Benoit Laurent,⁴ Béatrice Marticorena,⁵ and Gilles Bergametti⁵

Received 22 December 2006; revised 20 February 2007; accepted 19 March 2007; published 14 April 2007.

[1] The Bodélé depression (Northern Chad) is believed to be the single largest source for the Saharan dust transported over the Atlantic Ocean, especially that emerging in the Gulf of Guinea in boreal winter. During the Bodélé Dust Experiment 2005 (BoDEx 2005), which was performed in February–March 2005, a severe dust event was observed and some of its main characteristics (surface wind, dust concentrations, radiation) were recorded. This paper tests the capability of a mesoscale model coupled online with a dust production model (DPM) to reproduce the small scale features associated to this dust event. These simulations clearly show that a spatial resolution of 10 km × 10 km is required to reproduce satisfactorily the observed surface winds and the main characteristics of the dust plume.

Citation: Bouet, C., G. Cautenet, R. Washington, M. C. Todd, B. Laurent, B. Marticorena, and G. Bergametti (2007), Mesoscale modeling of aeolian dust emission during the BoDEx 2005 experiment, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07812, doi:10.1029/2006GL029184.

1. Introduction

[2] Recently, using Aerosol Index from Total Ozone Monitoring Spectrometer [Herman *et al.*, 1997], Prospero *et al.* [2002] and Washington *et al.* [2003] identified the Bodélé depression (Northern Chad) as the most intense single Saharan dust source. This was confirmed by other satellite observations: Infrared Dust Difference Index [Brooks and Legrand, 2000], Multi-angle Imaging Spectroradiometer [Zhang and Christopher, 2003], or MODerate resolution Imaging Spectrometer [Koren and Kaufman, 2004]. Koren *et al.* [2006] estimate that 50% of the dust transport from Africa to the Amazon basin originates in the Bodélé.

[3] The Bodélé depression is a part of the ancient bed of Megachad Lake. It is located at the exit of the gap between the Tibesti (about 3000 m high) and the Ennedi mountains (about 1000 m high). At the exit of the gap, Washington and Todd [2005] highlighted the presence of a Low Level Jet (LLJ) in reanalysis data at 925 hPa level that blows coincidentally with the observed annual and intraseasonal dust transported from the depression. That particular meteorological situation,

combined with the soil properties of the depression (diatomite sediment, as a majority) could explain the intense dust production observed throughout the year in this area.

[4] Modeling this LLJ is particularly difficult using global models. Koren and Kaufman [2004] revealed that the National Centers for Environmental Predictions (NCEP) reanalysis underestimates the velocities at 925 hPa by a factor of 2 above the Bodélé region, a result broadly confirmed from in-situ observations [Washington *et al.*, 2006; M. C. Todd *et al.*, Regional model simulations of the Bodélé low-level jet of northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005), submitted to *Journal of Climate*, 2006, hereinafter referred to as Todd *et al.*, submitted manuscript, 2006]. As the frequency of dust emissions is controlled by the number of times the wind speed exceeds a threshold and as the dust flux depends on the third power of surface wind velocity, an underestimation of surface velocity leads to a large underestimation of dust emissions.

[5] This paper aims to test the capability of a mesoscale model (assumed to provide better resolved fields than global models) to retrieve the main features of a dust event that occurred during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx) 2005.

2. Field Experiment: BoDEx 2005

[6] BoDEx 2005 [Washington *et al.*, 2006; Todd *et al.*, 2007] was a multidisciplinary field experiment conducted in the Bodélé region in Northern Chad during February and March 2005, the peak dust production season. This campaign was the first field campaign to study dust carried out in this region. The aim of BoDEx 2005 was to document the properties of dust and the mechanisms that account for the high dust emissions from the Bodélé region.

[7] The measurement site was located in Chicha (16°52'50"N 18°32'55.6"E). Standard meteorological observations were performed with 2-minute intervals using automatic weather stations. Boundary layer wind speed and direction were measured using Pilot Balloons (PIBALs) tracking, except during dust events. A Cimel-318 photometer (identical to those used in the AEROSOL ROBOTIC NETWORK (AERONET) [Holben *et al.*, 1998]) and microtop handheld photometers were used to characterize aerosol properties such as aerosol optical thickness (AOT), Angström exponent, or particle size distribution. For full details of the observational methods see Washington *et al.* [2006] and Todd *et al.* [2007].

[8] Two of the main results obtained during this campaign were the verification of the presence of the LLJ evident in the reanalysis data [Washington and Todd, 2005] and a quantification of the near surface winds

¹Laboratoire de Météorologie Physique, UMR CNRS 6016, Université Blaise Pascal, Aubière, France.

²Climate Research Laboratory, Centre for the Environment, Oxford University, Oxford, UK.

³Department of Geography, University College London, London, UK.

⁴Leibniz-Institute for Tropospheric Research, Leipzig, Germany.

⁵Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, UMR CNRS 7583, Université Paris 7 et Université Paris 12, Créteil, France.

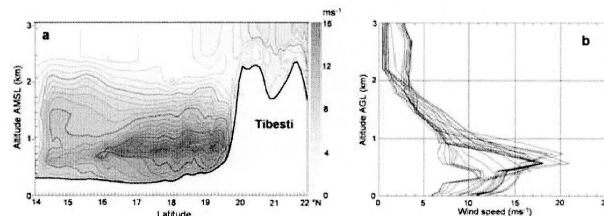


Figure 1. (a) Modeled LLJ meridional cross section (18°E) on March 9, 12UTC, along the Tibesti southern slopes. (b) Modeled wind profiles at Chicha for the period March 7–13.

associated with dust emissions [Washington *et al.*, 2006]. A pronounced diurnal cycle in wind velocity was observed, with a phase shift between the surface and boundary layer (i.e., the LLJ) such that at the surface, there is a maximum in the midmorning and a minimum at night; the reverse occurs in altitude for the LLJ core [Washington *et al.*, 2006]. Moreover, speeds in excess of 16 ms^{-1} were measured (at 2m agl) on dusty days [Washington *et al.*, 2006]. Model experiments indicate that the inertial oscillation mechanism is responsible for the diurnal structure (Todd *et al.*, submitted manuscript, 2006).

3. Numerical Strategy

[9] We use the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) mesoscale model v. 4.3 paralleled [Cotton *et al.*, 2003], coupled online with the Dust Production Model (DPM) developed by Marticorena and Bergametti [1995].

[10] The RAMS model is a Eulerian, non-hydrostatic meteorological model featuring powerful facilities such as 4-Dimensional Data Assimilation (4DDA), interactive two-way nesting (up to 8 grids), bulk or detailed microphysics, and a comprehensive surface model. The model is initialized and laterally nudged by the reanalysis ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) fields.

[11] The DPM works as follows. Each grid point of the modeled area is described by its physical features, the most important being the roughness length and the soil grain size distribution. Until recently, even though several soil grain size distributions may be present at each grid point, the model accounted for 5 soil types and the physical features of each soil type were available at a resolution of $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Since the work of Laurent [2005], the model accounts for 2 soil types only, which was proved to be sufficient since the spatial resolution of the surface features was increased to reach $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$. These surface feature parameters allow the estimation of the so-called “saltation flux”, G , i.e., the horizontal flux mobilized by wind. Then, the horizontal flux gives rise to F , the vertical dust flux (constituted of small particles generated by the collisions between saltating grains and aggregates). The relationship between F and G is merely $F = \alpha G$, where α stands for a parameter which depends on the soil type. The contributions of each soil type to the total flux of a given grid point are added. This mass flux is eventually described along a fully spectral scheme: dust aerosol is distributed into 20 bins, ranging from 0.1 to $26\text{ }\mu\text{m}$ in diameter. The initial spectral scheme derives from Alfaro and Gomes [2001]. Details on DPM can be found

in the work of Marticorena and Bergametti [1995] and Marticorena *et al.* [1997].

[12] The DPM is coupled online with the RAMS model [Cautenet *et al.*, 2000]: the winds velocities computed by the mesoscale model at the reference (or surface) level, say 10 m above surface, serves as input for the DPM. Dry and wet depositions of dust are accounted for in the model.

[13] The modeled domain is a grid centered on Faya (18°N , 19°E). It ranges from 21.5°N to 14.4°N and from 13°E to 25°E , i.e., its horizontal extent is $1200 \times 800\text{ km}^2$ with a horizontal resolution of 10 km. There are 30 levels from ground to 22 km agl, with 10 levels from ground to 1.2 km in order to resolve the boundary layer well. According to Mass *et al.* [2002], “decreasing grid spacing in mesoscale model to less than 10–15 km generally improves the realism of the results”. Considering this result, a preliminary work was undertaken to study the influence of horizontal grid resolution on wind fields in the Bodélé region. For the period of the BoDEx 2005 experiment, 3 horizontal resolutions were tested (50, 10, and 5 km) and the following conclusion was drawn: for this period, decreasing horizontal resolution to less than 10 km does not increase the agreement between measured and simulated wind velocity. The simulation runs from March 5 at 00 UTC to March 15 at 00 UTC, i.e., the major part of the BoDEx 2005 experiment and includes clear and dusty conditions (from 10 to 12 March 2005, there was a major dust event over the region under study).

[14] Comparison between modeled and experimental fields is achieved using the data set collected during BoDEx 2005 campaign in Chicha, along with some satellite data. We first compare the modeled wind velocities to the $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ECMWF surface data to characterize the above mentioned wind velocity underestimation which seems inherent to GCM outputs. Next, we compare the dust fluxes and concentrations to the available experimental data.

4. Results and Discussion

4.1. Modeled Wind Field and Comparisons to Observations

[15] As mentioned above, the main feature of the regional meteorology in the Bodélé region is the presence of a LLJ around 925 hPa [Washington and Todd, 2005; Washington *et al.*, 2006; Todd *et al.*, submitted manuscript, 2006]. Figure 1a reports the simulated wind velocities between 14°N and 22°N at 18°E as a function of the altitude. It can be observed that a high wind speed nucleus develops near 900 hPa (around 900 m on Figure 1a), especially between

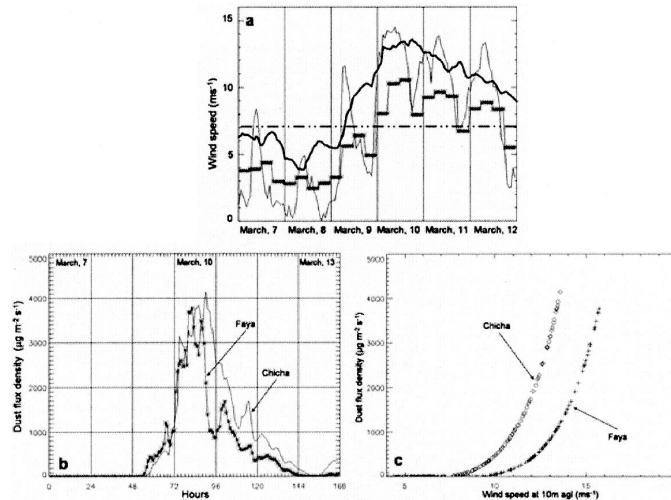


Figure 2. (a) Comparison between wind speed from ECMWF reanalysis data (stars), measurements (thin black line), and model (thick black line) at Chicha. Horizontal dash dotted line represents the wind speed threshold for emission at Chicha site according to the DPM. (b) Dust flux density modeled for the period from March 7 to March 13 at Chicha (solid line) and at Faya (stars). (c) Dust flux density as a function of wind at Chicha (diamonds) and Faya (crosses).

16°N and 19°N , i.e., downwind of the southern slopes of the Tibesti. This maximum wind speed nucleus is systematically present in the simulations corresponding to the period of the dust event (\approx one week).

[16] The surface wind speed is obviously the most sensitive meteorological parameter for dust emissions, because (1) the dust emission occurs only when the local surface wind velocity threshold is exceeded and (2) the dust flux is proportional to the third power of the wind friction velocity [Marticorena and Bergametti, 1995]. Figure 2a shows that the modeled surface wind velocities (thick black line) well capture the magnitude of day-to-day variability of measured wind velocities (thin black line) in the region of Chicha. However, the diurnal cycle is less well resolved, a problem experienced in other model experiments [Teegen *et al.*, 2006; Todd *et al.*, submitted manuscript, 2006]. Figure 2a also points out that the ECMWF surface wind velocities (stars) are clearly underestimated, and hardly exceed the dust emission wind velocity threshold (dash dotted line, value 7.7 m s^{-1} , as given by the DPM) at Chicha.

[17] A brief comparison between RAMS and ECMWF surface wind velocities is presented in Table 1 at Chicha and at Faya. In both locations, the RAMS maximum wind velocities are about 30% greater than those simulated by ECMWF, and the excess of the average RAMS value is at least 30%. The number of cases the local wind velocity threshold for dust emission (given by the DPM) is exceeded, i.e., the number of time wind speed exceeds the minimum value from which dust can be emitted, is almost twice for RAMS as compared to ECMWF: the latter fails to retrieve the dust emission in about 45% of the cases.

4.2. Modeled Dust Flux and Comparisons to Observations

[18] Figure 2b displays the modeled dust mass flux density at Chicha and Faya. The intense dust episode occurs

between March 9 and March 11, with the maximum concentration occurring on March 10 during daytime, as observed during the field campaign. The flux strength looks greater at Chicha, which may be explained by the lower wind velocity threshold for dust emissions: indeed, according to the DPM, the threshold is 9.3 m s^{-1} at Faya and only 7.7 m s^{-1} at Chicha. Figure 2c displays the modeled dust mass flux density at Chicha and Faya as a function of surface wind speed. It illustrates the greater sensitivity of dust emissions to wind velocity in the Chicha area than at Faya. Indeed, the former place is known as a dust “hot spot”. By lack of in situ measurements, the simulated flux can only be indirectly validated by the concentrations estimates (see §3 below). However, Todd *et al.* [2007] have estimated that the daily mass flux during this dust episode was about 1.2 Mt/day in the exposed diatomite area. Over the same area and for the same period, our simulations estimate is about 1 Mt/day , which is fairly equivalent. Using ECMWF wind fields as input for the DPM leads to a daily mass flux during this dust episode of about 0.4 Mt/day , which is about 3 times less than the observed flux and about 2.4 times less than the flux estimated from RAMS. These large differences in mass flux estimates from RAMS and ECMWF data are not surprising: considering the results

Table 1. Comparison Between RAMS and ECMWF Surface Wind Velocities (10 m agl) at Chicha and Faya During the Period March 7–13^a

	RAMS			ECMWF		
	Vmax, m s^{-1}	Average V, m s^{-1}	Greater Than Threshold, %	Vmax, m s^{-1}	Average V, m s^{-1}	Greater Than Threshold, %
Chicha	13.6	9.0	67	10.5	6.2	36
Faya	15.7	10.2	62	12.4	7.6	36

^aMaximum, average, and percentage of cases the local wind velocity threshold for dust emissions is exceeded.

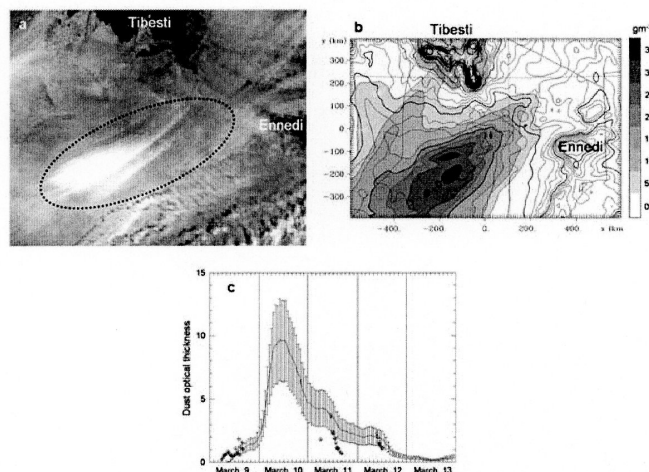


Figure 3. (a) MODIS Terra black and white image for March 11 at 0950 UTC. (b) Modeled dust concentration for March 11 at 1000 UTC. (c) Modeled optical depth from March 7 to March 13 at Chicha (black line) and corresponding radiometric (AERONET and microtops handheld photometers) data (diamonds for 440 nm and crosses for 670 nm).

presented in Table 1, the underestimation of wind velocity in ECMWF results in a weaker dust mass flux than simulated by RAMS.

4.3. Modeled Dust Field and Comparisons to Observations

[19] In Figure 3a, we present the MODIS image (Terra) for March 11 at 1000 UTC whereas Figure 3b displays the modeled column dust load (vertical integration) at the same time. On a qualitative basis, the simulations reproduce quite well the dust emission area including its extension and the location of the most emitting places.

[20] On a quantitative basis, we have estimated the visible extinction at Chicha from the modeled column dust load. To do so, we calculated the dust optical thickness (DOT) by merely multiplying the modeled column dust load by the extinction coefficient for mineral aerosol. According to *Tegen and Fung* [1995], this extinction coefficient is between 0.2 and 0.4 m^2g^{-1} for particles with a diameter between 1 – 10 μm , which may be expected near source areas. Estimates by *Foret et al.* [2006] suggest that the extinction coefficient in source area (like Chicha site) could range from 0.1 to 0.2 m^2g^{-1} at 550 nm. Figure 3c presents the simulated DOT for the period from March 7 to March 13. The central curve is the DOT considering an extinction coefficient of 0.15 m^2g^{-1} ; the error bars are obtained using the minimal and maximal values of the interval suggested by *Foret et al.* [2006]. Compared to the observed AOT for the same period (diamonds, AOT at 440 nm; crosses, AOT at 670 nm), the model results exhibit a satisfactory agreement: the range of modeled DOT generally captures measured AOT, with a tendency to overestimate AOT on March 11.

5. Conclusion

[21] Our purpose was to model a severe dust event in the Bodélé depression, recorded during the BoDEx 2005 experiment. This region of complex topography is respon-

sible for intense dust plumes transported over the Sahel and the North-Atlantic Ocean and assumed to be one of the most active dust sources in the world [*Prospero et al.*, 2002].

[22] To simulate the dust and dynamical observations, the RAMS model was coupled online with a dust production model [*Martcorena and Bergametti*, 1995]. Simulations performed with a spatial resolution of 10 km \times 10 km allows to retrieve the dynamical small scale features of the Bodélé region but also to reproduce the measured surface wind fields responsible for the local dust emissions. As a result, the simulated dust plume appears as consistent with satellite observation. From a quantitative point of view, the simulation reproduces the order of magnitude and the temporal variability of the measured aerosol optical thickness.

[23] This study illustrates the fact that a regional model with a spatial resolution of 10 km \times 10 km is able to capture the dust emission pattern in source regions of complex topography such as the Bodélé depression. For the studied dust event, the total dust emissions computed with the RAMS model are 40% higher than the emissions computed from ECMWF surface wind fields with a spatial resolution of 0.5° \times 0.5°.

[24] **Acknowledgments.** This work was supported by the national program Chimie Atmosphérique (CHAT), a part of the Les Enveloppes Fluides et l'Environnement (LEFE) national program. This work makes use of the RAMS model, which was developed under the support of the National Science Foundation (NSF) and the Army Research Office (ARO). Computer resources were provided by CINES (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur, projet amp2106). We also wish to thank the computer team of the Laboratoire de Météorologie Physique of the Université Blaise Pascal (France): Anne-Marie Lanquette, Sandra Banson, and Philippe Cacaault. The data used in this study (Figure 3a) were acquired as part of the NASA's Earth Science Enterprise. The algorithms were developed by the MODIS Science Teams. The data were processed by the MODIS Adaptive Processing System (MODAPS) and Goddard Distributed Active Archive Center (DAAC), and are archived and distributed by the Goddard DAAC. Finally, we thank B. Holben for his effort in establishing and maintaining the Bodélé AERONET site.

References

- 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*(D16), 18,075–18,084.
- Brooks, N., and M. Legrand (2000), Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in *Linking Climate Change to Land Surface Change*, edited by S. McLaren, and D. Kniveton, pp. 1–25, Springer, New York.
- Cautenet, G., F. Guillard, B. Marticorena, G. Bergametti, F. Dulac, and J. Edy (2000), Modelling a Saharan dust event, *Meteorol. Z.*, *9*, 221–230.
- Cotton, W. R., et al. (2003), RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *82*, 5–29.
- Foret, G., G. Bergametti, F. Dulac, and L. Menut (2006), An optimized particle size bin scheme for modeling mineral dust aerosol, *J. Geophys. Res.*, *111*, D17310, doi:10.1029/2005JD006797.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Sefior, and E. Celarier (1997), Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 16,911–16,922.
- Holben, B. N., et al. (1998), AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*, 1–16.
- Koren, I., and Y. J. Kaufman (2004), Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L06122, doi:10.1029/2003GL019338.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, R. Washington, M. C. Todd, Y. Rudich, J. V. Martins, and D. Rosenfeld (2006), The Bodélé depression: A single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest, *Environ. Res. Lett.*, *1*, 014005, doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005.
- Laurent, B. (2005), Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique, Ph.D. thesis, 225 pp., Univ. Paris XII, Paris, France, 14 Dec.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle: I. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, *100*(D8), 16,415–16,430.
- Marticorena, B., G. Bergametti, D. Gillette, and J. Belnap (1997), Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, *102*(D19), 23,277–23,287.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick, and B. A. Cole (2002), Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 407–430.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40*(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Tegen, I., and I. Fung (1995), Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, *100*(D9), 18,707–18,726.
- Tegen, I., B. Heinold, M. Todd, J. Helmer, R. Washington, and O. Dubovik (2006), Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEx campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 4345–4359.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *112*, D06207, doi:10.1029/2006JD007170.
- Washington, R., and M. C. Todd (2005), Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé depression, Chad: The role of the low level jet, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L17701, doi:10.1029/2005GL023597.
- Washington, R., M. C. Todd, S. Engelstaedter, S. M'Bainayel, and F. Mitchell (2006), Dust and the low-level circulation over the Bodélé Depression, Chad: Observations from BoDEx 2005, *J. Geophys. Res.*, *111*, D03201, doi:10.1029/2005JD006502.
- Washington, R., M. C. Todd, N. J. Middleton, and A. S. Goudie (2003), Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, *93*, 297–313.
- Zhang, J., and S. A. Christopher (2003), Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on Terra, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(23), 2188, doi:10.1029/2003GL018479.

G. Bergametti and B. Marticorena, Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, UMR CNRS 7583, Université Paris 12, 61 Avenue du Général de Gaulle, F-94010 Créteil, France.

C. Bouet and G. Cautenet, Laboratoire de Météorologie Physique, UMR CNRS 6016, Université Blaise Pascal, 24 Avenue des Landais, F-63170 Aubière, France. (c.bouet@opgc.univ-bpclermont.fr)

B. Laurent, Leibniz-Institute for Tropospheric Research, Permoserstrasse 15, D-04318 Leipzig, Germany.

M. C. Todd, Department of Geography, University College London, Pearson Building, Gower Street, London WC1E 6BT, UK.

R. Washington, Climate Research Lab, Centre for the Environment, Oxford University, South Parks Road, Oxford OX1 3QY, UK.

ANNEXE 5

WHAT IS THE EFFECT OF CLOUD INHOMOGENEITIES ON ACTINIC FLUXES AND CHEMICAL SPECIES CONCENTRATIONS ?

Cette annexe est constituée par l'article publié au *Geophysical Research Letters* présentant l'étude de l'effet des hétérogénéités nuageuses sur les flux actiniques et les concentrations des principales espèces chimiques troposphériques mentionnée dans l'introduction générale. Ce travail, commencé au cours de mon stage de DEA, a été finalisé au cours de ma thèse et est donc adjoint au manuscrit. Le résumé, en français, de l'article, est ajouté ici :

L'objet de cet article est d'évaluer le biais introduit par l'hypothèse couramment utilisée du nuage homogène plan-parallèle dans le calcul des flux actiniques, des taux de photolyse et des concentrations des principales espèces chimiques troposphériques. Par conséquent, ces quantités obtenues pour un champ nuageux hétérogène généré avec un modèle stochastique sont comparées à leurs équivalents obtenus pour un champ nuageux supposé homogène plan-parallèle. Les résultats de cette étude montrent que négliger les hétérogénéités nuageuses a un impact significatif sur le flux actinique. Par exemple, le biais introduit par l'hypothèse du nuage homogène plan-parallèle dans le calcul du flux actinique peut dépasser 100% sous le nuage, conduisant à un biais comparable sur les taux de photolyse qui, à son tour, crée une augmentation de la capacité oxydante du système.

What is the effect of cloud inhomogeneities on actinic fluxes and chemical species concentrations?

Christel Bouet, Frédéric Szczap, Maud Leriche, and Albert Benassi

Laboratoire de Météorologie Physique, Centre National de la Recherche Scientifique, Université Blaise Pascal, Aubière, France

Received 22 September 2005; revised 25 November 2005; accepted 1 December 2005; published 14 January 2006.

[1] The purpose of the present paper is to evaluate the bias introduced by the commonly used homogeneous plane-parallel cloud hypothesis in the computation of actinic fluxes, photolysis coefficients, and main tropospheric species concentrations. Accordingly, these quantities obtained for an inhomogeneous cloud field generated with a stochastic model are compared to their homogeneous plane-parallel equivalent. Results show that neglecting cloud inhomogeneities has a significant impact on actinic flux. For instance, the bias introduced by the homogeneous plane-parallel cloud hypothesis can reach more than 100% below the cloud leading to a comparable bias in photolysis coefficients and, in turn, creating an enhancement of the oxidizing capacity of the system. **Citation:** Bouet, C., F. Szczap, M. Leriche, and A. Benassi (2006), What is the effect of cloud inhomogeneities on actinic fluxes and chemical species concentrations?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L01818, doi:10.1029/2005GL024727.

1. Introduction

[2] Small changes in the cloud-radiative forcing (which is the effects of clouds on the radiation balance of the Earth fields) can play a significant role as a climate feedback mechanism [Ramanathan *et al.*, 1989]. Observations show that clouds are far from being homogeneous revealing autosimilar and fractal statistical properties [Lovejoy, 1982; Cahalan and Snider, 1989; Davis *et al.*, 1999]. They also exhibit numerous structures in their shapes, aspect ratio and cloud coverage as well as a high horizontal and vertical variability in their microphysical and optical properties [Stephens and Platt, 1987; Korolev *et al.*, 2001]. Numerous studies were conducted to estimate the radiative impact of cloud inhomogeneities in order to improve cloud properties retrieval from various radiometers and to better estimate the role of clouds on Earth's climate [Harshvardhan, 1982; Welch and Wielicki, 1984, 1985, 1989; Barker *et al.*, 1998, 1999]. Barker *et al.* [1999] showed that it was crucial to consider horizontal fluctuations of cloud extinction in order not to underestimate surface absorption and not to overestimate reflected fluxes.

[3] Daytime atmospheric chemistry is driven by photolysis processes. Due to their impact on radiation, clouds can disrupt these processes. Photolysis rate coefficients are derived from actinic flux [Madronich, 1987] and numerous studies have already demonstrated the impact of clouds on actinic flux [Madronich, 1987; Junkermann *et al.*, 2002; Kanaya *et al.*, 2003; Monks *et al.*, 2004]. For example,

Madronich [1987] showed that actinic fluxes inside the clouds can frequently exceed the clear-sky values (up to 5 times greater). However, all of these studies as well as those concerning the impact of clouds on photolysis coefficients [Van Weele and Duynkerke, 1993; Crawford *et al.*, 1999, 2003; Früh *et al.*, 2000; Tie *et al.*, 2003], considered clouds as a single homogeneous, plane-parallel layer. A recent study of Stockwell and Goliff [2004] showed that NO₂ photolysis coefficients derived from actinic fluxes simulated with the TUV model (Tropospheric Ultraviolet Visible model [Madronich and Flocke, 1998]) using the delta-Eddington method [Joseph *et al.*, 1976] could be up to 56% greater than photolysis coefficients derived from measured actinic fluxes. However, a few studies have already investigated the three-dimensional (3D) effects of inhomogeneous clouds on actinic fluxes and photolysis coefficients [Los *et al.*, 1997; Trautmann *et al.*, 1999; Várnai and Davis, 1999; Brasseur *et al.*, 2002; Trentmann *et al.*, 2003]. Brasseur *et al.* [2002] demonstrated that, in presence of a deep convective cloud, actinic fluxes can be increased by a factor of 2 to 5 compared to clear-sky values, leading to changes in ozone production rates (+15%) and enhancement in OH concentrations (120–200%) in the upper troposphere. They also showed that photolysis coefficients are inhomogeneously distributed throughout the cloud.

[4] Since numerical chemistry transport models usually use the homogeneous plane-parallel cloud assumption, it is critical to investigate the bias introduced in tropospheric chemistry compared to inhomogeneous clouds, which are closer to real clouds. The aims of this numerical modeling study are firstly to quantify the effects of cloud optical and geometrical inhomogeneities on actinic flux in order to estimate, in a second step, the impact of these cloud inhomogeneities on tropospheric photochemistry.

2. Methodology

[5] A two-dimensional (2D) inhomogeneous cumulus cloud field is generated with the stochastic tdMAP model (tree driven Mass Accumulation Process [Benassi *et al.*, 2004]), which is able to provide stratocumulus and cumulus cloud fields with properties close to those observed in real clouds. In our case, the simulated 2D cloud field represents a horizontal extent of 12.8 × 12.8 km² (256 × 256 pixels) with a 58 % cloud cover. Each 50 × 50 m² cloud pixel has the same vertical extent and is assumed to be vertically homogeneous leading to a 3D cloud field. The cloud layer is located between 1 and 1.5 km high. The SHDOM model (Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method [Evans,

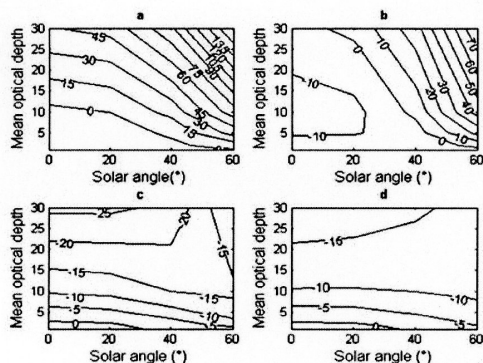


Figure 1. ΔF as a function of solar angle and mean optical depth below the cloud at $z = 200$ m (a), in the cloud at $z = 1050$ m (b) and 1450 m (c), and above the cloud at $z = 2$ km (d).

1998]) is used to solve the radiative transfer equation (RTE) in the inhomogeneous 3D cloud field. Thereby, actinic fluxes at a wavelength of 400 nm corresponding to the wavelength of maximum dissociation of NO_2 are computed for several cloud mean optical depths (1, 2, 5, 10, and 30) and for different solar zenith angles (0, 20, 40, and 60°). The RTE is also solved using SHDOM for the homogeneous plane-parallel equivalent clouds in order to estimate the bias introduced by the plane-parallel homogeneous cloud approximation. For all cases, droplets are assumed to follow a lognormal distribution with an effective radius of $10 \mu\text{m}$ and a standard deviation of $0.35 \mu\text{m}$. Optical parameters are calculated using Mie theory. Then, the actinic fluxes computed by SHDOM for the inhomogeneous case are averaged over the whole cloud field. These averaged fluxes and the ones computed for the plane-parallel case are parameterized as a function of the solar zenith angle and the wavelength in order to estimate photolysis coefficients with the TUV model [Madronich and Flocke, 1998] for the main tropospheric chemical species. Photolysis coefficients are computed only for the cloud of optical depth 10 at location (51°N ; 0°E). Finally, the M2C2 box model (Model of Multiphase Cloud Chemistry [Leriche et al., 2003]) is used to simulate the multiphase cloud chemistry for two different scenarios (remote and urban) from Ervens et al. [2003]. These scenarios include emissions and dry deposition with variable photolysis for three days in order to assess the bias introduced in tropospheric photochemistry by the homogeneous plane-parallel assumption.

3. Results and Discussion

3.1. Effect of 2D Inhomogeneities on Actinic Fluxes

[6] The bias between actinic fluxes calculated with SHDOM in the inhomogeneous (F_{SHDOM3D}) and homogeneous plane-parallel (F_{SHDOMPP}) cases is computed as:

$$\Delta F = \frac{F_{\text{SHDOM3D}} - F_{\text{SHDOMPP}}}{F_{\text{SHDOMPP}}} \times 100 \quad (1)$$

This bias is shown on Figure 1 as a function of mean cloud optical depth and solar zenith angle below the cloud at $z =$

200 m, in the cloud at $z = 1050$ m and 1450 m, and above the cloud at $z = 2$ km. Cloud inhomogeneities significantly enhance the actinic flux below the cloud and in its lower part whereas they slightly decrease it above. For instance, for an optical depth of 10, which is a typical value for stratocumulus clouds, and a solar zenith angle of 60° , below the cloud, ΔF is about 70% whereas above, it is around -10% . Figure 1 also points out that $|\Delta F|$ increases with both solar zenith angle and cloud optical depth. Indeed, the greater cloud optical depth or solar zenith angle is, the more important multiple scattering from the cloud sides is, which leads to an enhancement in actinic fluxes. Finally, this means that the closer the sun is to the zenith, the more the inhomogeneous cloud becomes closer to the homogeneous one.

[7] Considering the cloud effect toward clear sky onto actinic fluxes as shown for instance by Madronich [1987], our results imply that the assumption of the homogeneous plane-parallel cloud overestimates this negative effect.

3.2. Effect of 2D Inhomogeneities on Photolysis Coefficients

[8] Prior to the computing of photolysis coefficients with the TUV model, actinic fluxes at 400 nm need to be extended to the visible spectrum. The parameterization used is based upon the statement that, as the mean free path, defined by the mean distance between two collisions undergone by the photon, is constant in our simulations, the effects of cloud inhomogeneities are assumed to be constant with wavelength.

[9] The bias between photolysis coefficients for inhomogeneous (J_{3D}) and homogeneous (J_{PP}) cases is defined in the same way as for the actinic fluxes:

$$\Delta J = \frac{J_{3D} - J_{PP}}{J_{PP}} \times 100 \quad (2)$$

ΔJ is the same for a given hour for all the photolysis reactions because the bias in photolysis coefficients is directly related to the ones on actinic fluxes by definition. Figure 2 presents this bias below the cloud, at $z = 200$ m, where the bias computed on actinic fluxes is the highest, as a function of time and solar zenith angle. As ΔF , ΔJ is minimum at noon for a solar zenith angle of 27° with a value around 5%. Thus, the impact of the bias introduced by the homogeneous plane-parallel assumption on the photochemistry varies over time. At noon, when photochemistry is the most active, the impact will be the lowest. However, the most important emissions of pollutants occur in the morning around 8 a.m. where the bias is around 50% and where some important photolysis reactions take place, such as the photolysis of nitrous acid which is the largest source of OH radicals in the morning [Lammel and Cape, 1996].

3.3. Impact on Tropospheric Trace Gases Concentrations

[10] As the first day of simulation is the time for the chemical system to reach the equilibrium, results are presented averaged over days 2 and 3.

[11] In the same way as for the actinic flux, the bias between concentrations for inhomogeneous (C_{3D}) and ho-

homogeneous (C_{PP}) cases below the cloud, at $z = 200$ m, is defined as:

$$\Delta C = \frac{C_{3D} - C_{PP}}{C_{PP}} \times 100 \quad (3)$$

Table 1 shows this bias averaged over days 2 and 3 for main gas phase tropospheric species in the morning, at noon and in the afternoon for the two chemical scenarios, remote and urban. The bias introduced by the use of the homogeneous plane-parallel approximation is different from one species to another: either positive or negative, it is high for radicals (between 5.4 and 54%) whereas it is negligible for methane (less than 0.5%). Neglecting cloud inhomogeneities will have a significant impact on tropospheric chemistry because radicals drive tropospheric chemistry; for instance, ozone concentrations are underestimated using the homogeneous plane-parallel assumption. The stronger photolysis for the 3D case (cf. Figure 2) and the positive bias on OH radicals lead to a larger oxidizing capacity of the atmosphere. Moreover, the minimum values of the positive bias on radicals concentrations is at noon when the bias on actinic fluxes is the lowest. For methane, the bias is close to zero because of its low reactivity driven by its slow oxidation by OH radicals. For NO_2 , the bias is negative due to a more efficient photolysis in the 3D case while for NO, the bias is negative in the morning and at noon and positive in the afternoon due to the combined effects of the continuous NO emission, the NO_2 photolysis and the NO to NO_2 conversion by RO_2 radicals. For organic compounds, the behavior is more complicated with either positive or negative impact depending on the time of the day and on chemical species considered underlying the non-linearity of the tropospheric chemistry system.

4. Conclusions

[12] The aim of this study was to quantify the bias introduced by the commonly used homogeneous plane-parallel cloud hypothesis on actinic flux, photolysis coef-

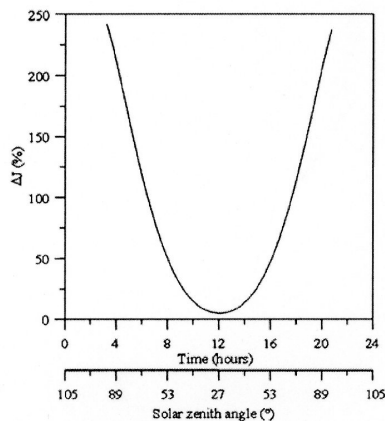


Figure 2. ΔJ as a function of solar zenith angle and time below the cloud, at $z = 200$ m.

Table 1. ΔC (in %), Averaged Over Days 2 and 3 of the Simulation, for Main Tropospheric Species in Gaseous Phase at 8 a.m., Noon and 4 p.m. for the Two Cases, Remote and Urban

Species	Remote			Urban		
	8 a.m.	Noon	4 p.m.	8 a.m.	Noon	4 p.m.
O_3	11	7.5	5.8	13	9.2	7.6
OH	42	8.3	50	46	9.7	54
HO_2	28	5.4	23	32	7.5	26
H_2O_2	13	11	7.3	19	17	13
NO	-13	-8.2	12	-7.4	-9.3	14
NO_2	-31	-6.0	-15	-27	-6.1	-15
HNO_2	-16	-5.7	9.8	-6.1	-5.8	14
HNO_3	6.4	-3.3	-1.4	6.9	-2.2	1.1
CH_4	-0.2	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
HCHO	0.4	1.3	0.3	-1.0	-1.4	-2.2
CH_3OOH	16	16	8.9	8.8	21	13
CH_3O_2	51	16	32	48	19	35

ficients, and tropospheric chemistry. It was shown that cloud inhomogeneities have a significant impact on actinic flux: for example, for a solar zenith angle of 60° and an optical cloud depth of 10, differences greater than 100% are found. It was also shown that the bias introduced neglecting cloud inhomogeneities depends on both solar zenith angle and cloud optical depth. The same behavior was found for photolysis coefficients. However, due to the non-linearity of tropospheric chemistry system, the bias on chemical species concentrations showed a more complex behavior with either positive or negative bias depending on the chemical species considered and on the time of the day. Finally, for the remote and urban chemical scenarios used, the effect of the cloud inhomogeneities on tropospheric chemistry in comparison with homogeneous clouds is to enhance the oxidizing capacity of the system by higher concentrations of radicals and stronger photolysis.

[13] The next step of this study will be to parameterize the effects due to cloud inhomogeneities in radiative transfer models in order to compare the photolysis coefficients obtained with measurements.

[14] **Acknowledgments.** This work was supported by the "Programme Atmosphère et Océans Multi-échelles" (PATOM) of the INSU (Institut des Sciences de l'Univers). Computer resources were provided by I.D.R.I.S. (Institut du Développement et des Ressources en Informatique Scientifique, project 000187). We gratefully acknowledge Olivier Jourdan for his patience in revising the paper.

References

- Barker, H. W., J.-J. Morcrette, and G. D. Alexander (1998), Broadband solar fluxes and heating rates for atmospheres with 3D broken clouds, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *124*, 1245–1271.
- Barker, H. W., G. L. Stephens, and Q. Fu (1999), The sensitivity of domain-averaged solar fluxes to assumptions about cloud geometry, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 2127–2152.
- Benassi, A., F. Szczep, A. Davis, M. Masbou, C. Cornet, and P. Bleuyard (2004), Thermal radiative fluxes through inhomogeneous cloud fields: A sensitivity study using a new stochastic cloud generator, *Atmos. Res.*, *72*, 291–315.
- Brasseur, A.-L., R. Ramarason, A. Delanoy, W. Skamarock, and M. Barth (2002), Three-dimensional calculation of photolysis frequencies in the presence of clouds and impact on photochemistry, *J. Atmos. Chem.*, *41*, 211–237.
- Cahalan, R. F., and J. B. Snider (1989), Marine stratocumulus structure, *Remote Sens. Environ.*, *28*, 95–107.
- Crawford, J., D. Davis, G. Chen, R. Shetter, M. Müller, J. Barrick, and J. Olson (1999), An assessment of cloud effects on photolysis rate coefficients: Comparison of experimental and theoretical values, *J. Geophys. Res.*, *104*(D5), 5725–5734.

- Crawford, J., R. E. Shetter, B. Lefer, C. Cantrell, W. Junkermann, S. Madronich, and J. Calvert (2003), Cloud impacts on UV spectral actinic flux observed during the International Photolysis Frequency Measurement and Model Intercomparison (IPMMI), *J. Geophys. Res.*, *108*(D16), 8545, doi:10.1029/2002JD002731.
- Davis, A., A. Marshak, H. Gerber, and W. Wiscombe (1999), Horizontal structure of marine boundary layer clouds from centimeter to kilometer scales, *J. Geophys. Res.*, *104*(D6), 6123–6144.
- Ervens, B., C. George, J. E. Williams, G. V. Buxton, G. A. Salmon, M. Bydder, F. Wilkinson, F. Dentener, P. Mirabel, R. Wolke, and H. Herrmann (2003), CAPRAM2.4 (MODAC mechanism): An extended and condensed tropospheric aqueous phase mechanism and its application, *J. Geophys. Res.*, *108*(D14), 4426, doi:10.1029/2002JD002202.
- Evans, K. F. (1998), The spherical harmonics discrete ordinate method for three-dimensional atmospheric radiative transfer, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 429–446.
- Früh, B., T. Trautmann, M. Wendisch, and A. Keil (2000), Comparison of observed and simulated NO₂ photodissociation frequencies in a cloudless atmosphere and in continental boundary layer clouds, *J. Geophys. Res.*, *105*(D8), 9843–9857.
- Harshvardhan (1982), The effect of brokenness on cloud-climate sensitivity, *J. Atmos. Sci.*, *39*, 1853–1861.
- Joseph, J. H., W. J. Wiscombe, and J. A. Weinman (1976), The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, *33*, 2452–2459.
- Junkermann, W., et al. (2002), Actinic radiation and photolysis in the lower troposphere: Effect of clouds and aerosols, *J. Atmos. Chem.*, *42*, 413–441.
- Kanaya, Y., Y. Kajii, and H. Akimoto (2003), Solar actinic flux and photolysis frequency determinations by radiometers and a radiative transfer model at Rishiri Island: Comparisons, cloud effects, and detection of an aerosol plume from Russian forest fires, *Atmos. Environ.*, *37*, 2463–2475.
- Korolev, A. V., G. A. Isaac, I. P. Mazin, and H. W. Barker (2001), Microphysical properties of continental clouds from in-situ measurements, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *127*, 2117–2151.
- Lammel, G., and J. N. Cape (1996), Nitrous acid and nitrite in the atmosphere, *Chem. Soc. Rev.*, *25*, 361–369.
- Leriche, M., L. Deguillaume, and N. Chaumerliac (2003), Modelling study of strong acids formation and partitioning in a polluted cloud during wintertime, *J. Geophys. Res.*, *108*(D14), 4433, doi:10.1029/2002JD002950.
- Los, A., M. van Weele, and P. G. Duynkerke (1997), Actinic fluxes in broken cloud fields, *J. Geophys. Res.*, *102*(D4), 4257–4266.
- Lovejoy, S. (1982), Area-perimeter relation for rain and cloud areas, *Science*, *216*, 185–187.
- Madronich, S. (1987), Photodissociation in the atmosphere 1. Actinic flux and the effects of ground reflections and clouds, *J. Geophys. Res.*, *92*(D8), 9740–9752.
- Madronich, S., and S. Flocke (1998), The role of solar radiation in atmospheric chemistry, in *Handbook of Environmental Chemistry*, edited by P. Boule, pp. 1–26, Springer, New York.
- Monks, P. S., A. R. Rickard, S. L. Hall, and N. A. D. Richards (2004), Attenuation of spectral actinic flux and photolysis frequencies at the surface through homogeneous cloud fields, *J. Geophys. Res.*, *109*, D17206, doi:10.1029/2003JD004076.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann (1989), Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth radiation budget experiment, *Science*, *243*, 57–63.
- Stephens, G. L., and C. M. R. Platt (1987), Aircraft observations of the radiative and microphysical properties of stratocumulus and cumulus cloud fields, *J. Climatol. Appl. Meteorol.*, *26*, 1243–1269.
- Stockwell, W. R., and W. S. Goliff (2004), Measurement of actinic flux and calculation of photolysis rate parameters for the Central California Ozone Study, *Atmos. Environ.*, *38*, 5169–5177.
- Tie, X., S. Madronich, S. Walters, R. Zhang, P. Racsch, and W. Collins (2003), Effect of clouds on photolysis and oxidants in the troposphere, *J. Geophys. Res.*, *108*(D20), 4642, doi:10.1029/2003JD003659.
- Trautmann, T., I. Podgorny, J. Landgraf, and P. J. Crutzen (1999), Actinic fluxes and photodissociation coefficients in cloud fields embedded in realistic atmospheres, *J. Geophys. Res.*, *104*(D23), 30,173–30,192.
- Trentmann, J., B. Früh, O. Boucher, T. Trautmann, and M. O. Andreae (2003), Three-dimensional solar radiation effects on the actinic flux field in a biomass-burning plume, *J. Geophys. Res.*, *108*(D17), 4558, doi:10.1029/2003JD003422.
- Van Weele, M., and P. G. Duynkerke (1993), Effect of clouds on the photodissociation of NO₂: Observations and modeling, *J. Atmos. Chem.*, *16*, 231–255.
- Várnai, T., and R. Davis (1999), Effects of cloud heterogeneities on short-wave radiation: Comparison of cloud-top variability and internal heterogeneity, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 4206–4224.
- Welch, R. M., and B. A. Wielicki (1984), Stratocumulus cloud field reflected fluxes: The effect of cloud shape, *J. Atmos. Sci.*, *41*, 3085–3103.
- Welch, R. M., and B. A. Wielicki (1985), A radiative parameterization of stratocumulus cloud fields, *J. Atmos. Sci.*, *42*, 2888–2897.
- Welch, R. M., and B. A. Wielicki (1989), Reflected fluxes for broken clouds over a lambertian surface, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 1385–1395.

A. Benassi, C. Bouet, M. Leriche, and F. Szczap, Laboratoire de Météorologie Physique, Centre National de la Recherche Scientifique, Université Blaise Pascal, 24 avenue des Landais, F-63177 Aubière Cedex, France. (c.bouet@opgc.univ-bpclermont.fr)

ANNEXE 6

MODELING THE IMPACT OF A TROPICAL MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM ON SURFACE WIND FIELD FOR APPLICATION TO AEOLIAN DUST ASSESSMENTS

Cette annexe est constituée par l'article actuellement soumis au *Geophysical Research Letters* présentant la modélisation d'un système convectif méso-échelle tropical observé au cours de l'expérience AMMA (chap. 4.2 de ce manuscrit), dont le résumé est traduit ici en français :

Les systèmes convectifs méso-échelle tropicaux sont une caractéristique majeure de la météorologie africaine. Ces perturbations, originaires de l'est du continent, voyagent en direction de l'ouest au nord de la ZCIT pendant l'été boréal. Leur effet sur le budget des aérosols minéraux désertiques est controversé : d'une part, ces perturbations induisent des vents intenses près de la surface, provoquant un entraînement fort au niveau des zones non végétalisées, mais, d'autre part, les précipitations associées à ces systèmes lessivent efficacement les aérosols minéraux désertiques de l'atmosphère. Cet article porte sur la modélisation méso-échelle d'un cas d'étude observé pendant la campagne AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Une estimation précise des émissions d'aérosols minéraux désertiques dépend très fortement de la bonne représentation des vents de surface (à la fois leur localisation et leur intensité). Ce papier met l'accent sur la nécessité de simuler de façon précise les cellules convectives afin de retrouver correctement le vent de surface. Dans le cas présenté ici, ceci peut être uniquement réalisé en utilisant un schéma nuageux détaillé dans le modèle méso-échelle.

**Modeling the impact of a tropical mesoscale convective system on surface
wind field for application to aeolian dust assessments**

Christel Bouet⁽¹⁾, Guy Cautenet⁽¹⁾, Béatrice Marticorena⁽²⁾, Gilles Bergametti⁽²⁾, and Jean-
Louis Rajot⁽³⁾

(1) Laboratoire de Météorologie Physique, UMR CNRS 6016, Université Blaise Pascal,
24, avenue des Landais, 63170 Aubière Cedex, France

(2) Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, UMR CNRS 7583,
Universités Paris 7- Paris 12, 61, avenue du Général de Gaulle, 94010 Créteil Cedex,
France

(3) Institut de Recherche pour le Développement, 276 Avenue de Maradi, Près du CEG 6,
BP 11416, Niamey, Niger

Abstract

Tropical mesoscale convective systems are a prominent feature of the African meteorology. These easterly disturbances travel westwards north of the ITCZ during the boreal summer. Their net effect on desert dust budget is controversial : they induce intense wind fields near surface, which leads to intense dust uptake from uncovered areas, but, on the other hand, rainfalls efficiently remove dust from the atmosphere. This paper deals with the mesoscale modeling of a case study observed during the international AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) campaign. A precise estimate of dust emission strongly depends on a correct simulation of surface wind velocities (both location and intensity). This paper highlights the need to accurately simulate the presence of convective cells in order to correctly retrieve the surface wind field. In the case presented here, this can only be achieved using a detailed cloud scheme in the mesoscale model.

1. Introduction

During the boreal summer, mesoscale convective systems (MCS, including squall lines) are frequently observed in the Sahelian region. These MCS are responsible for most of the rainfall occurring in this region [*Hodges and Thorncroft, 1997; Mathon and Laurent, 2001*]. In addition, they significantly modify the surface wind field : when a MCS passes, surface wind direction systematically and suddenly turns to east while extremely high and variable surface wind velocities are recorded. A continuous monitoring of the aeolian activity in an experimental site located in Niger have shown that such events are responsible for the major part of the annual wind erosion (and thus for most of the dust emissions) occurring in the Sahelian band [*Rajot, 2001*]. During four consecutive years (1995-1998), wind erosion events occurred at the beginning of the wet season (first two weeks of May) before the vegetation starts to grow, with a maximum of activity in June. They were systematically associated with local and intense increases of the surface wind velocities far beyond the erosion threshold, due to the passage of MCS. In addition, the precipitation tends to increase over the region, as the wet season progress. This allows the local vegetation to grow and also leads to an efficient removal of the locally emitted dust by wet deposition processes. To estimate the influence of the MCS on the dust budget in the Sahelian region, it is thus necessary to make a budget between the local dust emissions and the wet deposition induced by such systems. In addition to local field measurements, a high resolution modeling of the mineral dust cycle associated with MCS allows to estimate this budget. A prerequisite is to correctly represent these convective events, in terms of surface wind fields that controls dust emissions and in terms of precipitation pattern that controls dust wet deposition. This paper deals with the first term, i.e. the role of a good representation of cloud convection on the surface wind velocity associated with MCS.

In the absence of such severe meteorological phenomena, it might be possible to use wind field provided by global circulation models (GCMs) to simulate dust emissions [*Luo et al., 2003*]. When dealing with MCS, it is not the case : surface wind velocities are generally underestimated, mainly because GCMs cannot describe the intense, brief and small-scale 3D wind field patterns associated to the deep cloud convection, which strongly couples the upper and surface circulations. Even though MCS pertain to the mesoscale category, it is rather difficult to simulate them with mesoscale models, but feasible [*Bernardet et al., 2000; Barth et al., 2007*]. The aim of this study is to investigate the capability of a mesoscale model implemented with different cloud models to simulate the surface wind field associated with MCS in the Sahelian region at the beginning of the wet season.

After describing briefly the mesoscale model used in this study and the simulated period, we discuss the impact of cloud microphysics parameterizations on the development of intense convection in the Sahelian region and on the relevance of the simulated surface wind fields.

2. The mesoscale model

We use the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) mesoscale model v. 4.3 paralleled [Cotton *et al.*, 2003]. The RAMS model is an Eulerian, non-hydrostatic meteorological model that includes powerful facilities such as interactive two-way nesting (up to 8 grids), a comprehensive surface model and, the focus of the present study, various cloud models.

Table 1 briefly recalls the cloud models available in RAMS : depending on the meteorological situation to investigate, a number of options of increasing complexity can be used. The very first one (level 1) applies to situations without water condensation processes, as encountered in dry atmospheres. This first level allows for example to study radiation/vapor interactions. The second level roughly accounts for cloud condensation (liquid water only). These two first levels are clearly irrelevant to investigate deep cloud convection that occurs in MCS. Levels 3 and 4 are often referred to as « explicit cloud schemes » since they include detailed cloud models. These cloud models account for water vapor and for 7 different condensed hydrometeor categories (cloud droplets, rain, pristine ice, snow, aggregates, graupel and hail).

Level 3 involves a 1-moment scheme, where only the mixing ratio is prognosed, whereas level 4 is a 2-moment scheme, where mixing ratio and number concentration are prognosed and from which a mean hydrometeor diameter may be diagnosed. The size distribution of the spectrum of any hydrometeor is represented by a generalized gamma function with a shape parameter prescribed by the user. In this study, the shape parameter is set to 2 as recommended by *Meyers et al.* [1997] when simulating convection. These explicit cloud models can be used for high spatial resolution grid only, which implies that for coarser grids (i.e. horizontal spacing of the order of some kilometers or more) an additional crude, large-scale convective parameterization must be used to represent the convection at a global scale. The large-scale convective parameterization used in RAMS is derived from *Kuo* [1974]'s parameterization ; it has been further developed and refined by *Molinari* [1985] and *Molinari and Corsetti* [1985]. According to these authors, the large-scale instability is converted into convective motions so that moisture is vertically redistributed. Moreover, diabatic heating due to phase changes, if any, is also taken into account. A new equilibrium is assumed to be reached with the consumption of the instabilities. This scheme is used for the coarser model grids in view to ensure overall convection retrieval. This rather crude approach is usually the only one used in GCMs : it allows the models to retrieve the general features of large cloud cover, even though intense cloud convection is missed.

A detailed description of the cloud schemes used in this model can be found in *Cotton et al.* [2003] and the related references [*Walko et al.*, 1995; *Meyers et al.*, 1997].

3. Numerical approach

To test the capability of the model to retrieve the main features of some observed convective events, the model have been run with different options for small-scale cloud microphysics but with the same large-scale convective parameterization.

The RAMS model is initialized and laterally nudged (every 6 hours) by the reanalysis ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) fields. The studied domain is composed of two grids centered on Niamey (13°N, 2°E) : the first grid has a horizontal resolution of 25 km and covers the region from 9.1°W to 14.2°E and from 1.6°N to 23.8°N ; the second grid, nested in the first grid, has a horizontal resolution of 5 km and covers the region from 0.2°W to 4.5°E and from 10.8°N to 15.4°N. For both grids, the vertical column is divided into 50 levels with an increasing spacing from ground to about 21 km and with 20 levels in the first two kilometers to represent the planetary boundary layer.

Intensive surface observations of the dust emissions and deposition fluxes and of the associated surface meteorology have been conducted during the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA, *Redelsperger et al.* [2006a;b]) Special Observing Periods 1 and 2 (SOP1-2 ; 2006 May, 28 to July, 16) over the super site of Banizoumbou (13°31'N ; 2°39'E) in Niger, about 60 km north from Niamey. From June, 29 to July, 3, in-situ observations in Banizoumbou reported a series of perturbations with heavy convection, strong winds and sometimes rainfalls, associated with local aeolian erosion events. Occurrence of eastern disturbances was confirmed by satellite imagery. The simulated period begins on 2006 June, 29 at 0UTC and ends on 2006 July, 3 at 12UTC. Some of the observational data are used next section in order to qualify the model results.

4. Model results and discussion

A preliminary test reveals that the level 2 parameterization for cloud processes (condensation only) was not sufficient to retrieve the observed convection. As a result, in this paper, we will only discuss the simulations performed with the two « explicit cloud schemes » : the 1-moment bulk scheme (level 3) and the 2-moment bulk scheme (level 4).

Figure 1 displays a comparison on June, 30 at 12UTC between satellite (MSG) true-color image (Fig. 1a) and the modeled vertically integrated condensed water content for both the 1-moment and the 2-moment bulk schemes on both grids (Fig. 1b and 1c, and Fig. 1d and 1e, respectively) when a convective cell was passing over Banizoumbou. From this figure, it is clear that only the cloud model using the 2-moment bulk scheme (Fig. 1d and 1e) allows a realistic description of the convective event : on the larger grid, both the location and the extent of the modeled cloudy system are in satisfying agreement with the satellite image ; at a smaller scale, the figure shows that the deep convective active centers of the system are also well located (in the bottom right and close to the center of grid 2). On the opposite, using the 1-moment bulk scheme does not allow the simulation of the observed convection. Indeed, on the larger grid, neither the location nor the extent of the cloudy system is retrieved : the cloudy system is restricted to a small area over Nigeria and Cameroon and the MCS does not reach the Niger.

Figures 2a and 2b compare the modeled (light gray) and the measured (black) surface wind velocities in Banizoumbou for the studied period for each of the two schemes. When using the 1-moment scheme (Fig. 2a), the model is unable to capture the high surface wind velocities observed on June, 30, and July, 1 and 2. Moreover, the simulated wind velocity variability is very small around Banizoumbou so that local wind velocity threshold allowing dust emissions (dashed line - as given by the dust production model developed by Marticorena and Bergametti [1995]) is rarely exceeded. On the opposite, using the 2-moment scheme (Fig. 2b) leads to a much better agreement between the measured and simulated surface wind velocities as well as a higher variability in the simulated surface wind velocities around Banizoumbou. The local wind velocity erosion threshold is frequently exceeded, in particular, on June, 30 in the morning and on July, 2 around midnight, when local erosion was recorded [Rajot, pers. comm.]. This comparison shows that the capability of the model to simulate (or not) surface wind velocities higher than the erosion threshold and thus dust emissions, depends on the capability to retrieve (or not) cloudy convection over the modeled region, i.e. depends on the cloud scheme used.

Figure 3 presents the regional simulated surface wind fields on grid 2 using the 1-moment (Fig. 3a) and the 2-moment (Fig. 3b) schemes on June, 30 at 12UTC. When convection is absent (Fig. 3a), the surface wind field is very homogeneous over the simulated area, and the surface wind velocity hardly exceeds 7 m/s. When convection is well developed (Fig. 3b), the surface wind field exhibits a complex pattern, inhomogeneous both in direction and intensity. The main difference in terms of dust emissions is that wind velocities above the wind threshold allowing erosion are observed over large areas, and that the surface wind velocity can reach values as high as 18 m/s.

Figure 4 presents a vertical cross section at the latitude of Banizoumbou ($13^{\circ}31'N$) of the total condensed water on June, 30 at 12UTC on grid 1 and the associated winds (arrows) obtained when a 1-moment (Fig. 4a) or a 2-moment (Fig. 4b) scheme is used. This figure highlights the strong coupling that arises between the surface and the upper levels when deep convection is present. Indeed, the presence of convective cells creates a vertical organized circulation that leads to intense vertical velocities causing, in turn, the high intensity and variability of the surface wind field observed when a convective system is present.

From these results, it is expected that, in addition to strong differences in the simulated dust emissions, the two cloud schemes will provide totally different vertical distribution of the locally emitted dust. This will impact significantly the simulated local budget of dust emissions and the capability of the simulated MCS to contribute to long-range transport of Sahelian dust.

Conclusions

This study investigates the capability of a mesoscale meteorological model implemented with different cloud models to simulate mesoscale convective systems observed in the Sahelian region at the beginning of the wet season. These MCS are responsible of intense local dust emission, but a quantitative budget between the locally emitted dust and the wet deposition is required to estimate the net contribution of such systems to the Sahelian dust emissions. The first step to model this budget is to correctly simulate the main features of the observed MCS.

We compared the results of two « explicit cloud schemes » available in the RAMS model and matched the simulation with convective systems observed in Niger during the SOP1-2 of the AMMA program.

From this case study, we found that using only a large-scale convective parameterization does not allow retrieving the intense observed convection. Among the two tested « explicit cloud schemes », the 1-moment scheme leads to disappointing results : deep convection is strongly delayed ; the surface wind field is very smooth and not significantly enhanced compared to the large scale convective parameterization. The simulated surface wind velocity rarely exceeds the erosion wind threshold and would not lead to significant simulated dust emissions. When using a 2-moment cloud scheme, the cloud convection is triggered in realistic time and place compared to satellite observations. The simulation also provides realistic surface wind fields compared to the surface wind velocity measured at the instrumented site of Banizoumbou. At mesoscale, the surface wind velocity exceeds the threshold for wind erosion in large portions of the simulated domain and can reach values as high as 18 m/s. As a result, the simulation should lead to intense dust emissions over the simulated domain. In addition, this scheme should allow an efficient vertical transport of the locally emitted dust suggesting that MCS could contribute to long-range transport of Sahelian dust. These results highlight the necessity of a correct simulation of the deep convection in the Sahelian region to estimate the locally emitted and long-range transported dust. This can be achieved only by using mesoscale meteorological model implemented with relevant explicit cloud models tested against field observations.

Acknowledgements

This work was supported by the national program « Chimie Atmosphérique » (CHAT), a part of the « Les Enveloppes Fluides et l'Environnement » (LEFE) national program and the AMMA program. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site at www.amma-international.org. Computer resources were provided by C.I.N.E.S. (Centre Informatique National de l'Enseignement Supérieur, project n° 2106). We also wish to thank the computer team of the Laboratoire de Météorologie Physique of the Université Blaise Pascal (France) : Anne-Marie Lanquette, Sandra Banson, Sandrine Rivet and Philippe Cacault.

Reference list

Barth, M. C., S.-W. Kim, C. Wang, K. E. Pickering, L. E. Ott, G. Stenchikov, M. Leriche, S. Cautenet, J.-P. Pinty, Ch. Barthe, C. Mari, J. Helsdon, R. Farley, A. M. Fridlind, A. S. Ackerman, V. Spiridonov, and B. Telenta (2007), Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 4709-4731.

Bernardet, L. R., L. D. Grasso, J. E. Nachamkin, C. A. Finley, W. R. Cotton (2000), Simulating convective events using a high-resolution mesoscale model, *J. Geophys. Res.*, *105*(D11), 14963-14982.

Cotton, W. R., R. A. Pielke Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnally, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Cario, and J. P. McFadden (2003), RAMS 2001 : Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *82*, 5-29.

Hodges, K. I., and C. D. Thorncroft (1997), Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2821-2837.

Kuo, H. L. (1974), Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 1232-1240.

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

Martcorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle : 1-Designed of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, *100*(D8), 16415-16430.

Mathon, V., and H. Laurent (2001), Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *127*, 377-406.

Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton (1997), New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II : The two-moment scheme, *Atmos. Res.*, *45*, 3-39.

Molinari, J. (1985), A general form of the Kuo's cumulus parameterization, *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 1411-1416.

Molinari, J., and T. Corsetti (1985), Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts

into a cumulus parameterization : Results of one- and three-dimensional integrations, *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 485-501.

Rajot, J.-L. (2001), Wind blown sediment mass budget of a Sahelian village land unit in Niger, *Bull. Soc. Géologique de France*, *172*, 523-531.

Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher (2006), African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An international research project and field campaign, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *87*, 1739-1746.

Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P. Meyers, and J. Y. Harrington (1995), New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II : The single-moment scheme, *Atmos. Res.*, *38*, 29-62.

Large-scale convective parameterization	Small-scale cloud models		
	Level	Processes taken into account or model	Explicit cloud model
	1	No cloud	No
Kuo modified by <i>Molinari</i> [1985] and <i>Molinari and Corsetti</i> [1985]	2	Condensation only	No
	3	Single-moment bulk scheme [<i>Walko et al.</i> , 1995]	Yes
	4	Two-moment bulk scheme [<i>Meyers et al.</i> , 1997]	Yes

TAB. 1. Cloud models available in RAMS.

Figure captions

Figure 1. Comparison between Meteosat visible channel image on June, 30 at 12UTC (a) and the vertically integrated condensed water content simulated by RAMS using a 1-moment scheme for grid 1 (b) and grid 2 (c) and using a 2-moment scheme for grid 1 (d) and grid 2 (e).

Figure 2. Comparison between surface wind velocity measured at Banizoumbou (hourly averaged : black stars; hourly variability range (max-min) : black vertical bars) and the modeled surface wind velocity averaged on the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ square centered on Banizoumbou (light grey thick line) and to the model distribution of surface wind velocity on the $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ square centered on Banizoumbou (light grey dots) using a 1-moment scheme (a) and a 2-moment scheme (b). Black dash-dotted line indicates the local wind velocity threshold allowing wind erosion.

Figure 3. Comparison between modeled surface wind field using a 1-moment scheme (a) and a 2-moment scheme (b) on grid 2 on June, 30 at 12UTC.

Figure 4. Comparison between vertical cross section of the total condensed water (filled contours) on June, 30 at 12UTC and the associated winds (arrows) modeled using a 1-moment scheme (a) and a 2-moment scheme (b) at the latitude of Banizoumbou ($13^\circ 31' \text{N}$) on grid 1.

Figure 1

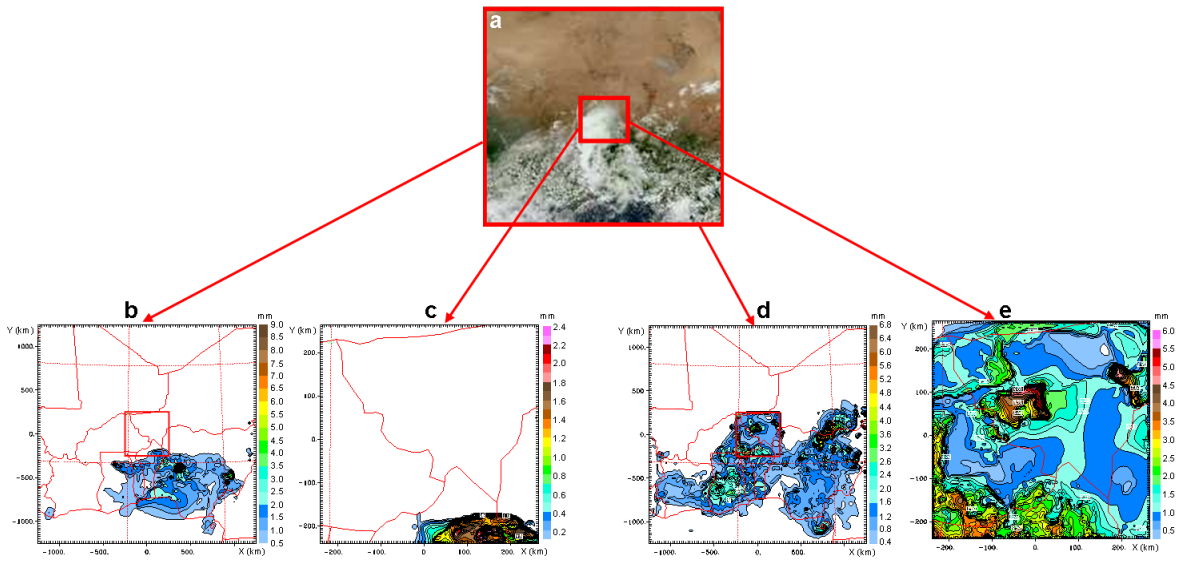


Figure 2

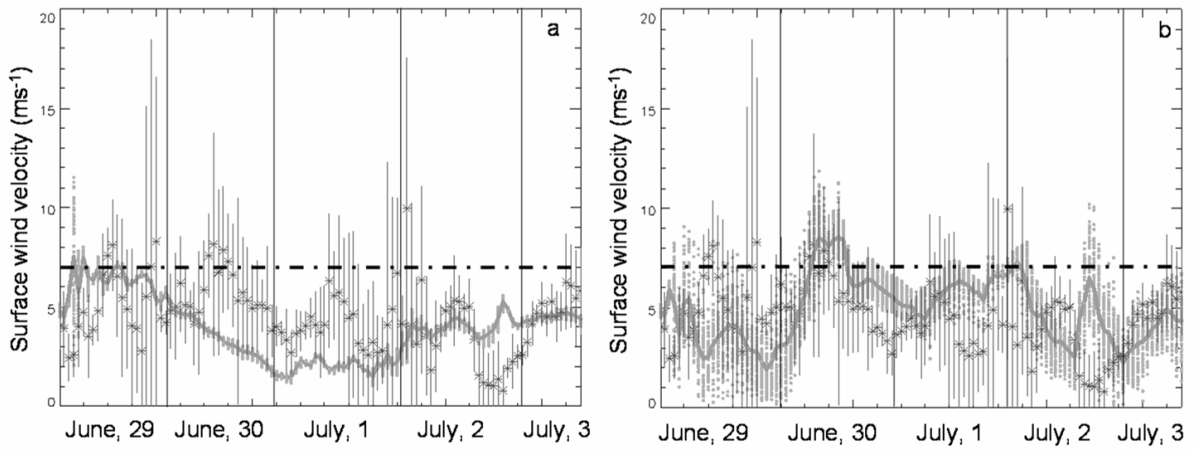


Figure 3

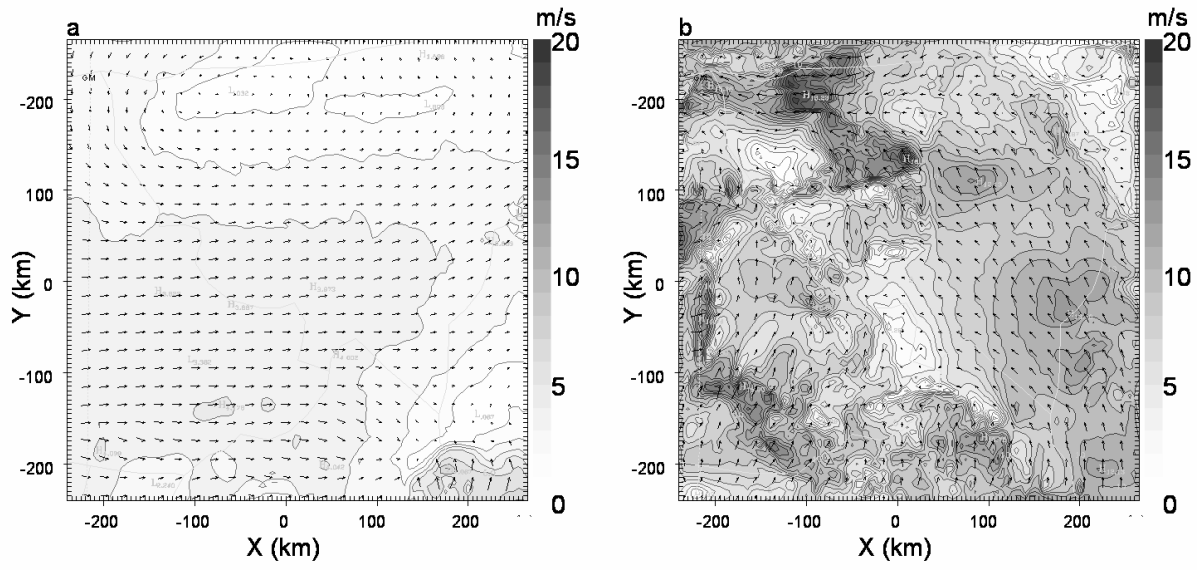
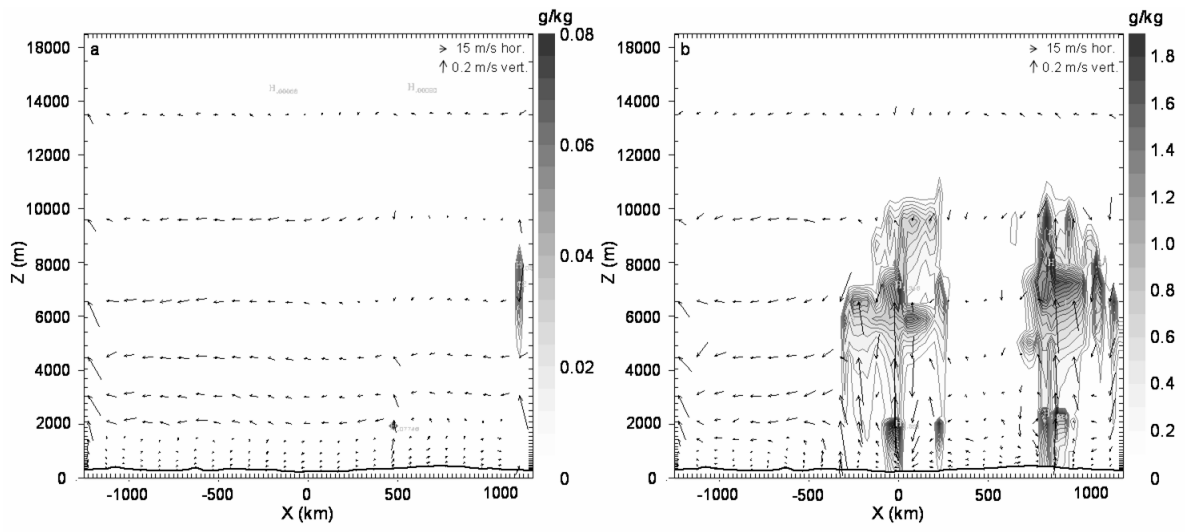


Figure 4



BIBLIOGRAPHIE

- Alfaro, S. (1997), Simulation expérimentale et modélisation de la production d'aérosol minéral par érosion éolienne, Thèse, Université Paris 12 Val de Marne, Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Créteil, France.
- Alfaro, S. C., and L. Gomes (2001), Modeling mineral aerosol production by wind erosion : Emission intensities and aerosol distributions in source areas, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,075–18,084.
- Alfaro, S. C., S. Lafon, J. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet, and M. Maillé (2004), Iron oxides and light absorption by pure desert dust : An experimental study, *J. Geophys. Res.*, *109*, D08208, doi :10.1029/2003JD004374.
- Andreae, M. O. (1996), Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in *World survey of climatology. Future climates in the world*, vol. 16, edited by Elsevier, A. Henderson-Sellers (Ed.), Amsterdam.
- Ansmann, A., I. Mattis, D. Müller, U. Wandinger, M. Radlach, D. Althausen, and R. Damoah (2005), Ice formation in Saharan dust over central Europe observed with temperature/humidity/aerosol Raman lidar, *J. Geophys. Res.*, *110*, D18S12, doi : 10.1029/2004JD005000.
- Arteta, J. (2005), Etude de l'impact du mécanisme chimique et des taux de photolyse "online" sur les simulations 3D d'épisodes de pollution régionale. (Exercice ESCOMPTE d'intercomparaison de modèles), Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.
- Arteta, J., S. Cautenet, M. Taghavi, and N. Audiffren (2006), Impact of two chemistry mechanisms fully coupled with mesoscale model on the atmospheric pollutants distribution, *Atmos. Environ.*, *40*, 7983–8001.

- Arya, S. P. S. (1975), A drag partition theory for determining the large-scale roughness parameter and wind stress on the arctic pack ice, *J. Geophys. Res.*, *80*(C24), 3447–3454.
- Audiffren, N., E. Buisson, S. Cautenet, and N. Chaumerliac (2004), Photolytic impact of a stratocumulus cloud layer upon the chemistry of an offshore advected plume of pollutants during the NARE 1993 intensive experiment : a numerical study, *Atmos. Res.*, *70*, 89–108.
- Aumont, B., A. Jaeger-Voirol, B. Martin, and G. Toupance (1996), Tests of some reduction hypotheses made in photochemical mechanisms, *Atmos. Environ.*, *30*, 2061–2077.
- Avila, A., I. Queralt-Mitjans, and M. Alarcón (1997), Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain, *J. Geophys. Res.*, *102*(D18), 21,977–21,996.
- Bagnold, R. A. (1941), *The physics of blown sand and desert dunes*, Methuen, London, 265 pp.
- Bagnold, R. A. (1973), The nature of saltation and of «bed-load» transport in water, *Royal Society of London Proceedings Series A*, *332*, 473–504.
- Barbé, L. L., T. Lebel, and D. Tapsoba (2002), Rainfall variability in West Africa : a hydrological perspective, *J. Climate*, *15*, 187–202.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman (1984), The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines, *Mon. Wea. Rev.*, *112*, 1782–1794.
- Barth, M. C., S. Kim, C. Wang, K. E. Pickering, L. E. Ott, G. Stenchikov, M. Leriche, S. Cautenet, J. Pinty, C. Barthe, C. Mari, J. Helsdon, R. Farley, A. M. Fridlind, A. S. Ackerman, V. Spiridonov, and B. Telenta (2007), Cloud-scale model intercomparison of chemical constituent transport in deep convection, *Atmos. Chem. Phys.*, *7*, 4709–4731.
- Bates, T. S., T. L. Anderson, T. Baynard, T. Bond, O. Boucher, G. Carmichael, A. Clarke, C. Erlick, H. Guo, L. Horowitz, S. Howell, S. Kulkarni, H. Maring, A. McComiskey, A. Middlebrook, K. Noone, C. D. O’Dowd, J. Ogren, J. Penner, P. K. Quinn, A. R. Ravishankara, D. L. Savoie, S. E. Schwartz, Y. Shinozuka, Y. Tang, R. J. Weber, and Y. Wu (2006), Aerosol direct radiative effects over the northwest Atlantic, northwest Pacific, and North Indian Oceans : Estimates based on in-situ chemical and optical measurements and chemical transport modeling, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1657–1732.
- Bauer, S. E., Y. Balkanski, M. Schulz, D. A. Hauglustaine, and F. Dentener (2005), Global modeling of heterogeneous chemistry on mineral aerosol surfaces : Influence on tropospheric ozone chemistry and comparison to observations, *J. Geophys. Res.*, *109*, D02304, doi : 10.1029/2003JD003868.
- Bergametti, G., E. Remoudaki, R. Losno, E. Steiner, B. Chatenet, and P. Buat-Ménard (1992), Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, *14*, 501–513.

- Bernardet, L. R., L. D. Grasso, J. E. Nachamkin, C. A. Finley, and W. R. Cotton (2000), Simulating convective events using a high-resolution mesoscale model, *J. Geophys. Res.*, *105*(D11), 14,963–14,982.
- Berry, G. J., and C. Thorncroft (2005), Case study of an intense African easterly wave, *Mon. Wea. Rev.*, *133*, 752–766.
- Bertrand, J., A. Cerf, and J. L. Domergue (1979), Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara, *WMO*, *538*, 409–415.
- Bonasoni, P., P. Cristofanelli, F. Calzolari, U. Bonafè, F. Evangelisti, A. Stohl, S. Z. Sajani, R. van Dingenen, T. Colombo, and Y. Balkanski (2004), Aerosol-ozone correlations during dust transport episodes, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 1201–1215.
- Bouet, C., F. Szczap, M. Leriche, and A. Benassi (2006), What is the effect of cloud inhomogeneities on actinic fluxes and chemical species concentrations, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L01818, doi :10.1029/2005GL024727.
- Brooks, N., and M. Legrand (2000), Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in *Linking Land Surface Change to Climate Change*, edited by K. A. Publishing, pp. 1–25, S. J. McLaren and D. Kniverton (Eds.), Dordrecht.
- Bryson, R. A., and L. A. Barreis (1967), Possibilities of major climatic modifications and their implications : Northwest India, a case for study, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *48*, 136–142.
- Burpee, R. W. (1972), Origin and structure of easterly waves in lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, *29*, 77–90.
- 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.
- Carlson, T. N., and J. M. Prospero (1972), The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic, *J. Appl. Meteorol.*, *11*, 283–297.
- Cautenet, G., F. Guillard, B. Marticorena, G. Bergametti, F. Dulac, and J. Edy (2000), Modelling a Saharan dust event, *Meteorologische Zeitschrift*, *9*, 221–230.
- Cautenet, S., D. Poulet, C. Delon, R. Delmas, J. Grégoire, J. M. Pereira, S. Cherchali, O. Amram, and G. Flouzat (1999), Simulation of carbon monoxide redistribution over central Africa during biomass burning events (Experiment for Regional Sources and Sinks of Oxidants (EX-PRESSO)), *J. Geophys. Res.*, *104*(D23), 30,641–30,658.
- Chadwick, O. A., L. A. Derry, P. M. Vitousek, B. J. Huebert, and L. O. Hedin (1999), Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development, *Nature*, *397*, 491–487.

- Chen, C., and W. R. Cotton (1987), A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer, *J. Atmos. Sci.*, *44*, 2951–2977.
- Chepil, W. S. (1951), Properties of soil which influence wind erosion : IV. State or dry aggregate structure, *Soil Sci.*, *72*, 387–401.
- Chiapello, I., and C. Moulin (2002), TOMS and METEOSAT satellite records of the variability of Saharan dust transport over the Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.*, *29*, 1176, doi :10.1029/2001GL013767.
- Chiapello, I., C. Moulin, and J. M. Prospero (2005), Understanding the long-term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded in both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, *110*, D18S10, doi :10.1029/2004JD005132.
- Chin, H.-N. S., and R. B. Wilhelmson (1998), Evolution and structure of tropical squall line elements within a moderate CAPE and strong low-level jet environment, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 3089–3113.
- Chin, M., P. Ginoux, S. Kinne, O. Torres, B. N. Holben, B. N. Duncan, R. V. Martin, J. A. Logan, A. Higurashi, and T. Nakajima (2002), Tropospheric aerosol optical thickness from GOCART model and comparisons with satellite and sunphotometer measurements, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 461–483.
- Chomette, O. (1999), Modélisation et analyse mésoéchelle du cycle de l’aérosol désertique. Aspects radiatifs et dynamiques, Thèse, Université de Lille, Laboratoire d’Optique Atmosphérique, Lille, France.
- Clapp, R., and G. Hornberger (1978), Empirical equations for some hydraulic properties, *Water Resources Res.*, *14*, 601–604.
- Claquin, T., M. Schulz, and Y. J. Balkanski (1999), Modeling the mineralogy of atmospheric dust sources, *J. Geophys. Res.*, *104*(D18), 22,243–22,256.
- Clark, T. L. (1977), A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation, *J. Comput. Phys.*, *24*, 186–215.
- Clarke, A. D., Y. Shinozuka, V. N. Kapustin, S. Howell, B. Huebert, S. Doherty, T. Anderson, D. Covert, J. Anderson, X. Hua, K. G. Moore, C. McNaughton, G. Carmichael, and R. Weber (2004), Size distributions and mixtures of dust and black carbon aerosol in Asian outflow : Physiochemistry and optical properties, *J. Geophys. Res.*, *109*, D15S09, doi : 10.1029/2003JD004378.

- Coen, M. C., E. Weingartner, D. Schaub, C. Hueglin, C. Corrigan, S. Henning, M. Schwikowski, and U. Baltensperger (2004), Saharan dust events at the Jungfrauoch : detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 2465–2480.
- Costa, A. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, and R. A. P. Sr. (2001), Coupled ocean-cloud-resolving simulations of the air-sea interaction over the Equatorial Western Pacific, *J. Atmos. Sci.*, *58*, 3357–3375.
- Cotton, W. R., R. A. P. Sr., R. L. Walko, G. E. Liston, C. J. Tremback, H. Jiang, R. L. McAnally, J. Y. Harrington, M. E. Nicholls, G. G. Cario, and J. P. McFadden (2003), RAMS 2001 : Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *82*, 5–29.
- Coudé-Gaussen, G. (1984), Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, *Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine*, *8*, 167–182.
- Cros, B., P. Durand, H. Cachier, P. Drobinski, E. Frejafon, C. Kottmeier, P. E. Perros, V.-H. Peuch, J.-L. Ponche, D. Robin, F. Said, G. Toupance, and H. Wortham (2004), The ESCOMPTE program : An overview, *Atmos. Res.*, *69*, 241–279.
- Cunning, J. B. (1986), The Oklahoma-Kansas Preliminary Regional Experiment for STORM-central, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *67*, 1478–1486.
- D’Almeida, G. A. (1986), A model for saharan dust transport, *J. Appl. Meteorol.*, *25*, 903–916.
- D’Almeida, G. A., and L. Schütz (1983), Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *22*, 233–243.
- Davies, H. C. (1976), A lateral boundary formulation for multi-level prediction models, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *102*, 405–418.
- Delmas, R., G. Mégie, and V. Peuch (2005), *Physique et chimie de l’atmosphère*, Echelles, Belin, 639 pp.
- Delmas, R. A., A. Druilhet, B. Cros, P. Durand, C. Delon, J. P. Lacaux, J. M. Brustet, D. Serça, C. Affre, A. Guenther, J. Greenberg, W. Baugh, P. Harley, L. Klinger, P. Ginoux, G. Brasseur, P. R. Zimmerman, J. M. Grégoire, E. Janodet, A. Tournier, P. Perros, T. Marion, A. Gaudichet, H. Cachier, S. Ruellan, P. Masclet, S. Cautenet, D. Poulet, C. B. Biona, D. Nganga, J. P. Tathy, A. Minga, J. Loemba-Ndembi, and P. Ceccato (1999), Experiment for Regional Sources and Sinks of Oxidants (EXPRESSO) : An overview, *J. Geophys. Res.*, *104*(D23), 30,609–30,624.
- DeMott, P. J., K. Sassen, M. R. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. D. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis (2003), African dust aerosols as atmospheric ice nuclei, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1732, doi :10.1029/2003GL017410.

- Dentener, F. J., G. R. Carmichael, Y. Zhang, J. Lelieveld, and P. J. Crutzen (1996), Role of mineral aerosol as a reactive surface in the global troposphere, *J. Geophys. Res.*, *101*(D17), 22,869–22,890.
- Devara, P. C., G. Pandithurai, P. E. Raj, R. S. Maheskumar, and K. K. Dani (1998), Atmospheric aerosol-cloud-stability relationship as observed with optical and radio remote sensing techniques, *Atmos. Res.*, *49*, 65–76.
- Djouad, R., B. Sportisse, and N. Audiffren (2002), Numerical simulation of aqueous-phase atmospheric models : Use of a non-autonomous Rosenbrock method, *Atmos. Environ.*, *36*, 873–879.
- Drobinski, P., F. Saïd, G. Ancellet, J. Arteta, P. Augustin, S. Bastin, A. Brut, J. L. Caccia, B. Campistron, S. Cautenet, A. Colette, I. Coll, U. Corsmeier, B. Cros, A. Dabas, H. Delbarre, A. Dufour, P. Durand, V. Guénard, M. Hasel, N. Kalthoff, C. Kottmeier, F. Lasry, A. Lemonsu, F. Lohou, V. Masson, L. Menut, C. Moppert, V. H. Peuch, V. Puygrenier, O. Reitebuch, and R. Vautard (2007), Regional transport and dilution during high-pollution episodes in southern France : Summary of findings from the Field Experiment to Constraint Models of Atmospheric Pollution and Emissions Transport (ESCOMPTE), *J. Geophys. Res.*, *112*, D13105, doi :10.1029/2006JD007494.
- Dubief, J. (1979a), Review of the north African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara, in *Saharan dust*, pp. 649–676, C. Morales and J. Wiley and Sons (Eds.), New York.
- Dubief, J. (1979b), The African dust plume : its characteristics and propagation across West African winter, in *Saharan dust*, pp. 95–118, C. Morales and J. Wiley and Sons (Eds.), New York.
- Dubovik, O., B. N. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufman, M. D. King, D. Tanré, and I. Slutsker (2002), Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, *59*, 590–608.
- Duce, R. A. (1986), The impact of atmospheric nitrogen, phosphorus, and iron species on marine biological productivity, in *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, pp. 497–529, P. Buat-Menard (Ed.).
- Duce, R. A. (1995), Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, in *Aerosol forcing of climate : Report of the Dahlem workshop on aerosol forcing of climate*, edited by R. J. Charlson and J. Heintzenberg, pp. 43–72, John Wiley, Chichester, U.K., 24-29 April 1994, Berlin.
- Duda, D. P., G. L. Stephens, B. Stevens, and W. R. Cotton (1996), Effects of aerosol and horizontal inhomogeneity on the broadband albedo of marine stratus : numerical simulations, *J. Atmos. Sci.*, *53*, 3757–3769.

- Eastman, J. L., R. Pielke, and W. A. Lyons (1995), Comparison of lake-breeze model simulations with tracer data, *J. Applied Meteorol.*, *34*, 1398–1418.
- Eddy, J., and S. Cautenet (1998), Biomass burning : Local and regional distribution, in *Air pollution modeling and its application XII. Proceedings of the twenty-second NATO/CCMS international technical meeting*, vol. 22, edited by E. S. Gryning and N. Chaumerliac, pp. 63–70, Kluwer Academic/Plenum Publishers, June, 2-6, Clermont-Ferrand, France.
- Egger, J., L. Blacutt, F. Ghezzi, R. Heinrich, P. Kolb, S. Lämmlein, M. Leeb, S. Mayer, E. Palenque, J. Reuder, W. Schäper, J. Schween, R. Torrez, and F. Zaratti (2005), Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part I : Observations, *Mon. Wea. Rev.*, *133*, 911–924.
- Engelstaedter, S., I. Tegen, and R. Washington (2006), North African dust emissions and transport, *Earth-Sci. Rev.*, *79*, 73–100.
- Faure, C., and Y. Papegay (1998), Odysée user’s guide. Version 1.7, *Tech. Rep. RT-0224*, INRIA.
- Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti (1999), Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, *Ann. Geophysicae*, *17*, 149–157.
- Fehsenfeld, F. C., M. Trainer, D. D. Parrish, A. V. Volz-Thomas, and S. Penkett (1996), North Atlantic Regional Experiment 1993 summer intensive : Foreword, *J. Geophys. Res.*, *101*(D22), 28,869–28,876.
- Fernández, W. (1998), VIMHEX 1972 revisited : The life cycles of two tropical convective mesosystems over land, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *69*, 67–80.
- Foret, G. (2003), Etude numérique multi-échelle des processus dynamiques et photochimiques contrôlant les distributions troposphériques de l’ozone et de ses précurseurs : Impact des circulations locales et de la convection profonde dans le cadre de l’expérience INDOEX, Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.
- Forêt, G., C. Flamant, S. Cautenet, J. Pelon, F. Minvielle, M. Taghavi, and P. Chazette (2006), The structure of the haze plume over the Indian Ocean during INDOEX : Tracer simulations and LIDAR observations, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 907–923.
- Fouquart, Y., and B. Bonnel (1980), Computations of solar heating of the Earth’s atmosphere : A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, *53*, 35–62.
- François, S., E. Grondin, S. Fayet, and J. L. Ponche (2005), The establishment of the atmospheric emission inventories of the ESCOMPTE program, *Atmos. Res.*, *74*, 5–35.
- Franzen, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Junnto, and A.-L. Savolainen (1994), The ‘yellow snow’ episode of northern Fennoscandia, March 1991 - A case study of

- long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds, *Atmos. Environ.*, *28*, 3587–3604.
- Gal-Chen, T., and R. C. J. Somerville (1975), On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations, *J. Comput. Phys.*, *17*, 209–228.
- Ganor, E., and M. Mamane (1982), Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, *16*, 581–587.
- Ganor, E., H. A. Foner, S. Brenner, E. Neeman, and N. Lavi (1991), The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms, *Atmos. Environ.*, *25*, 2665–2670.
- Garstang, M., S. Greco, J. Scala, R. Swap, S. Ulanski, D. Fitzjarrald, D. Martin, E. Browell, M. Shipman, V. Connors, R. Harriss, and R. Talbot (1990), The Amazon Boundary-Layer Experiment (ABLE 2B) : A meteorological perspective, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *71*, 19–32.
- Giles, J. (2005), The dustiest place on Earth, *Nature*, *434*, 816–819.
- Gillette, D. A. (1978), A wind tunnel simulation of the erosion of soil : Effect of soil texture, sandblasting, wind speed, and soil consolidation on dust production, *Atmos. Environ.*, *12*, 1735–1743.
- Gillette, D. A. (1979), Environmental factors affecting dust emission by wind erosion, in *Saharan dust*, edited by C. Morales, Wiley, and Sons (Eds.), pp. 71–94, New York, USA.
- Gillette, D. A., and P. A. Goodwin (1974), Microscale transport of sand-sized soil aggregates eroded by wind, *J. Geophys. Res.*, *79*(27), 4080–4084.
- Gillette, D. A., and T. R. Walker (1977), Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of West Texas, *Soil Sci.*, *123*, 97–110.
- Gillette, D. A., J. Adams, A. Endo, D. Smith, and R. Khil (1980), Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils, *J. Geophys. Res.*, *85*(C10), 5621–5630.
- Gillette, D. A., J. Adams, D. R. Muhs, and R. Khil (1982), Threshold friction velocities and rupture moduli for crusted desert soils for the input of soil particles into the air, *J. Geophys. Res.*, *87*(C11), 9003–9015.
- Gillette, D. A., D. W. Fryrear, J. B. Xiao, P. Stockton, D. Ono, P. J. Helm, T. E. Gill, and T. Ley (1997a), Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake, 1. Vertical profiles of horizontal mass fluxes of wind-eroded particles with diameter greater than 50 μm , *J. Geophys. Res.*, *102*(D22), 25,977–25,987.
- Gillette, D. A., E. Hardebeck, and J. Parker (1997b), Large-scale variability of wind erosion mass flux rates at Owens Lake, 2. Role of roughness change, particle limitation, change of threshold friction velocity, and the Owen effect, *J. Geophys. Res.*, *102*(D22), 25,989–25,998.

- Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. M. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S. Lin (2001), Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, *106*(D17), 20,255–20,274.
- Ginoux, P., J. M. Prospero, O. Torres, and M. Chin (2004), Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model : Correlation with North Atlantic Oscillation, *Environ. Modell. Softw.*, *19*, 113–128.
- Goudie, A. S., and N. Middleton (2001), Saharan dust storms : Nature and consequences, *Earth-Sci. Rev.*, *56*, 179–204.
- Goudie, A. S., and N. J. Middleton (1992), The changing frequency of dust storms through time, *Climatic change*, *20*, 197–225.
- Goudie, A. S., R. Washington, M. C. Todd, and M. Swann (2003), North African dust production : Source areas and variability, *Clivar Exchanges - Scientific Contributions*, *27*, 1–4.
- Graedel, T. F., T. S. Bates, A. F. Bouman, D. Cunnold, J. Dignon, I. Fung, D. J. Jacob, B. K. Lamb, J. A. Logan, G. Marland, P. Middleton, J. M. Pacyna, M. Placet, and C. Veldt (1993), A compilation of inventories of emissions to the atmosphere, *Global Biogeochem. Cycles*, *7*, 1–26.
- Greeley, R., and J. D. Iversen (1985), *Wind as a geological process*, Cambridge University Press, 333 pp.
- Greeley, R., D. G. Blumberg, and S. H. Williams (1994), Field measurements of active windblown sand, in *Abstract of the workshop on response of eolian processes to global change*, the Desert Research Institute (Ed.), Occasional paper n°2, Reno, Nevada.
- Greeley, R., D. G. Blumberg, J. F. McHone, A. Dobrovolskis, J. D. Iversen, N. Lancaster, K. R. Rasmussen, S. D. Wall, and B. R. White (1997), Applications of spaceborne radar laboratory data to the study of aeolian processes, *J. Geophys. Res.*, *102*(E5), 10,971–10,983.
- Harrington, J. Y. (1997), The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season arctic stratus, Thèse, Colorado State University.
- Harrison, S. P., K. E. Kohfeld, C. Roelandt, and T. Claquin (2001), The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future, *Earth Sci. Rev.*, *54*, 43–80.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8577, doi :10.1029/2002JD002687.
- Haywood, J. M., and O. Boucher (2000), Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols : A review, *Rev. Geophys.*, *38*, 513–543.

- Haywood, J. M., P. N. Francis, M. D. Glew, and J. Taylor (2001), Optical properties and direct radiative effect of Saharan dust : A case study of two Saharan dust outbreaks using aircraft data, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,417–18,430.
- Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and N. Clerbaux (2005), Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003?, *J. Geophys. Res.*, *110*, D05105, doi :10.1029/2004JD005232.
- Heckman, S. T., and W. R. Cotton (1993), Mesoscale numerical simulation of cirrus clouds - Fire case study and sensitivity analysis, *Month. Wea. Rev.*, *121*, 2264–2284.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, C. Seftor, and E. Celarier (1997), Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus7/TOMS data, *J. Geophys. Res.*, *102*(D14), 16,911–16,922.
- Herut, B., and M. Krom (1996), Atmospheric input of nutrients and dust to the SE Mediterranean, in *The impact of desert dust across the Mediterranean*, edited by K. academic publishing, pp. 349–358, S. Guerzoni and R. Chester (Eds.), Dordrecht.
- Hesstvedt, E., O. Hov, and I. S. Isaksen (1978), Quasy steady state approximations in air pollution modelling : Comparison of two numerical schemes for oxidant prediction, *Int. J. Chem. Kinet.*, *10*, 971–994.
- Hidy, G. M., and J. R. Brock (1971), An assessment of the global sources of tropospheric aerosols, in *Proceedings, 2nd International Clean Air Congress*, edited by H. M. Englund and W. T. Beery, pp. 1088–1097, New York : Academic Press, Washington, D.C., 1970.
- Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman, and J. P. Taylor (2003), Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 2. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8578, doi :10.1029/2002JD002552.
- Hill, G. E. (1974), Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 646–673.
- Hodges, K. I., and C. D. Thorncroft (1997), Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2821–2837.
- Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, and A. Smirnov (1998), AERONET - A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, *Remote Sens. Environ.*, *66*, 1–16.
- Houghton, J., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson (2001), *Climate change 2001 : The scientific bases*, Cambridge University Press, New York.

- Houze, R. A. (1977), Structure and dynamics of a tropical-squall line system, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 1540–1567.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, O. Torres, B. N. Holben, D. Tanre, T. F. Eck, A. Smirnov, B. Chatenet, and F. Lavenu (1999), Comparisons of the TOMS aerosol index with Sun-photometer aerosol optical thickness : Results and applications, *J. Geophys. Res.*, *104*(D6), 6269–6280.
- Hsu, N. C., J. R. Herman, and C. Weaver (2000), Determination of radiative forcing of Saharan dust using combined TOMS and ERBE data, *J. Geophys. Res.*, *105*(D16), 20,649–20,661.
- Huebert, B. J., T. Bates, P. B. Russell, G. Shi, Y. J. Kim, K. Kawamura, G. Carmichael, and T. Nakajima (2003), An overview of ACE-Asia : Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8633, doi :10.1029/2003JD003550.
- Ishizuka, M., M. Mikami, Y. Yamada, F. Zeng, and W. Gao (2005), An observational study of soil moisture effects on wind erosion at a Gobi site in the Taklimakan desert, *J. Geophys. Res.*, *110*, D18S03, doi :10.1029/2004JD004709.
- Israelevich, P. L., Z. Levin, J. H. Joseph, and E. Ganor (2002), Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4572, doi :10.1029/2001JD002011.
- Iversen, J. D., and B. R. White (1982), Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, *29*, 111–119.
- Jacobson, M. Z. (2001), Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols, *J. Geophys. Res.*, *106*(D2), 1551–1568.
- Jickells, T. D., Z. S. An, K. K. Andersen, A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, J. J. Cao, P. W. Boyd, R. A. Duce, K. A. Hunter, H. Kawahata, N. Kubilay, J. laRoche, P. S. Liss, N. Mahowald, J. M. Prospero, A. J. Ridgwell, I. Tegen, and R. Torres (2005), Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate, *Science*, *308*, 67–71.
- Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo (2003), The role of easterly waves on African desert dust transport, *J. Climate*, *16*, 3617–3628.
- Jones, C., N. Mahowald, and C. Luo (2004), Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L17208, doi :10.1029/2004GL020107.
- Joseph, A. H., A. Manes, and D. Ashbel (1973), Desert aerosols transported by khamsinic depressions and their climatic effects, *J. Appl. Meteorol.*, *12*, 792–797.
- Kardous, M. (2005), La soufflerie de l’institut des régions arides de Médenine (Tunisie) : Caractéristiques techniques et aptitude à simuler l’érosion éolienne, *Rev. Rég. Arides*, *16*, 3–35.

- Kaufman, Y. J., D. Tanré, O. Dubovik, A. Karnieli, and L. A. Remer (2001), Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1479–1482.
- Kerry, E. A. (1994), *Atmospheric convection*, Oxford University Press US, 592 pp.
- Klemp, J. B., and D. R. Duran (1983), An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models, *Mon. Wea. Rev.*, *111*, 430–444.
- Klemp, J. B., and R. B. Wilhelmson (1978), The simulation of three dimensional convective storm dynamics, *J. Atmos. Sci.*, *35*, 1070–1096.
- Kohfeld, K. E., and S. P. Harrison (2001), DIRTMAP : the geological record of dust, *Earth-Sci. Rev.*, *54*, 1–3.
- Koren, I., and Y. J. Kaufman (2004), Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L06122, doi :10.1029/2003GL019338.
- Koren, I., Y. J. Kaufman, R. Washington, M. C. Todd, Y. Rudich, J. V. Martins, and D. Rosenfeld (2006), The Bodélé depression : a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest, *Environ. Res. Lett.*, *1*, 014005, doi :10.1088/1748-9326/1/1/014005.
- Kosović, B. (1997), Subgrid-scale modelling for the large-eddy simulation of high-Reynolds-number boundary layers, *J. Fluid Mec.*, *336*, 151–182.
- Kubilay, N., S. Nickovic, C. Moulin, and F. Dulac (2000), An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, *34*, 1293–1303.
- Kuo, H. L. (1974), Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 1232–1240.
- Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen (1990), The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX) : An overview, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *71*, 488–503.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2004), Effect of snow cover on threshold wind velocity of dust outbreak, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L03106, doi :10.1029/2003GL018632.
- Lacis, A. A., and M. I. Mishchenko (1995), Climate forcing, climate sensitivity, and climate response : A radiative modeling perspective on atmospheric aerosols, in *Aerosol forcing of climate : Report of the Dahlem workshop on aerosol forcing of climate*, edited by R. J. Charlson and J. Heintzenberg, John Wiley Sons, Chichester, England/New York, Berlin 1994, April 24–29.
- Lasserre, F. (2006), Modélisation du cycle d’aérosols naturels et anthropiques en asie orientale, Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.

- Lasserre, F., G. Cautenet, S. C. Alfaro, L. Gomes, J. Rajot, S. Lafon, A. Gaudichet, B. Chatenet, M. Maille, H. Cachier, P. Chazette, and X. Y. Zhang (2005), Development and validation of a simple mineral dust source inventory suitable for modelling in North Central China, *Atmos. Environ.*, *39*, 3831–3841.
- Lasserre, F., G. Cautenet, C. Bouet, X. Dong, Y. J. Kim, N. Sugimoto, I. Matsui, and A. Shimizu (2007), A comprehensive modelling way for assessing real-time mixings of mineral and anthropogenic pollutants in East Asia, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *7*, 11,895–11,971.
- Laurent, B. (2005), Simulation des émissions d’aérosols désertiques à l’échelle continentale : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l’Asie et du nord de l’Afrique, Thèse, Université de Paris 12, Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques, Créteil, France.
- Legrand, M., C. N’Doume, and I. Jankowiak (1994), Satellite derived climatology of the Saharan aerosol, in *Passive infrared remote sensing of clouds and the atmosphere II*, Proc. SPIE 2309, pp. 127–135.
- Legrand, M., A. Plana-Fattori, and C. N’Doume (2001), Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat. I - Infrared Difference Dust Index, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,251–18,274.
- Lelieveld, J., P. J. Crutzen, V. Ramanathan, M. O. Andreae, C. A. M. Brenninkmeijer, T. Campos, G. R. Cass, R. R. Dickerson, H. Fischer, J. A. de Gouw, A. Hansel, A. Jefferson, D. Kley, A. T. J. de Laat, S. Lal, M. G. Lawrence, J. M. Lobert, O. L. Mayol-Bracero, A. P. Mitra, T. Novakov, S. J. Oltmans, K. A. Prather, T. Reiner, H. Rodhe, H. A. Scheeren, D. Sikka, and J. Williams (2001), The Indian Ocean Experiment : Widespread air pollution from South and Southeast Asia, *Science*, *291*, 1031–1036.
- LeMone, M. A., E. J. Zipser, and S. B. Trier (1998), The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 3493–3518.
- Leriche, M., L. Deguillaume, and N. Chaumerliac (2003), Modeling study of strong acids formation and partitioning in a polluted cloud during wintertime, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4433, doi :10.1029/2002JD002950.
- L’Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, and J. Triboulet (2002), Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 ; the drought continues, *Hydrol. Sci. J.*, *47*, 563–572.
- Liao, H., J. H. Seinfeld, P. J. Adams, and L. J. Mickley (2003), Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *109*, D16207, doi :10.1029/2003JD004456.
- Lilly, D. K. (1962), On the numerical simulation of buoyant convection, *Tellus*, *2*, 148–172.

- Liston, G. E., and R. A. Pielke (2001), A climate version of the regional atmospheric modeling system, *Theor. Appl. Climatol.*, *68*, 155–173.
- Littmann, T. (1991), Rainfall, temperature and dust storm anomalies in the African Sahel, *Geogr. J.*, *157*, 136–160.
- Loÿe-Pilot, M. D., J. M. Martin, and J. Morelli (1986), Influence of Saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the Mediterranean, *Nature*, *321*, 427–428.
- Léon, J., and M. Legrand (2003), Mineral dust sources in the surroundings of the North Indian Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1309, doi :10.1029/2002GL016690.
- Losno, R., G. Bergametti, P. Carlier, and G. Mouvier (1991), Major ions in marine rainwater with attention to sources of alkaline and acidic species, *Atmos. Environ.*, *25*, 771–777.
- Louis, J. F. (1979), A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, *Bound.-Layer Meteorol.*, *17*, 187–202.
- Luo, C., N. M. Mahowald, and J. del Corral (2003), Sensitivity study of meteorological parameters on mineral aerosol mobilization, transport, and distribution, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4447, doi : 10.1029/2003JD003483.
- Lyons, A. W., C. J. Treback, and R. A. Pielke (1995), Applications of the regional atmospheric systems (RAMS) to provide input to photochemical grid models for the lake Michigan ozone study (LMOS), *J. Applied Meteorol.*, *34*, 1762–1785.
- Mahowald, N., and C. Luo (2003), A less dusty future?, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 1903, doi : 10.1029/2003GL017880.
- Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. P. Harrison, I. C. Prentice, M. Schulz, and H. Rodhe (1999), Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate : A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments, *J. Geophys. Res.*, *104*(D13), 15,895–15,916.
- Mahowald, N. M., and J. Dufresne (2004), Sensitivity of TOMS aerosol index to boundary layer height : Implications for detection of mineral aerosol sources, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L03103, doi :10.1029/2003GL018865.
- Mahowald, N. M., A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, R. A. Duce, T. D. Jickells, N. Kubilay, J. M. Prospero, and I. Tegen (2005), Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, *19*, GB4025, doi :10.1029/2004GB002402.
- Mahrer, Y., and R. A. Pielke (1976), A numerical study of the air flow over irregular terrain, *Deut. Wetterdienst Ann. of Meteorol.*, *11*, 90–93.

- Mahrer, Y., and R. A. Pielke (1977), A numerical study of the airflow over irregular terrain, *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, 50, 98–113.
- Maley, J. (1982), Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Atlantic, *Quaternary Research*, 18, 1–16.
- Marécal, V., E. D. Rivièrè, G. Held, S. Cautenet, and S. Freitas (2006), Modelling study of the impact of deep convection on the UTLS air composition - Part I : Analysis of ozone precursors, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 1567–1584.
- Marshall, J. K. (1971), Drag measurements in roughness arrays of varying density and distribution, *Agric. Meteorol.*, 8, 269–292.
- Marticorena, B. (1995), Modélisation de la production d’aérosols désertiques en zones arides et semi-arides : développement et validation d’un code de calcul adapté au transport à grande échelle, Thèse, Université Paris 7, Laboratoire Interuniversitaire des Système Atmosphériques, Créteil, France.
- Marticorena, B., and G. Bergametti (1995), Modeling the atmospheric dust cycle : 1-Designed of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100(D8), 16,415–16,430.
- Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N’Doumé, and M. Legrand (1997a), Modeling the atmospheric dust cycle : 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102(D4), 4387–4404.
- Marticorena, B., G. Bergametti, D. A. Gillette, and J. Belnap (1997b), Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States, *J. Geophys. Res.*, 102(D19), 23,277–23,287.
- Marticorena, B., P. Chazette, G. Bergametti, F. Dulac, and M. Legrand (2004), Mapping the aerodynamic roughness length of desert surfaces from POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product, *Int. J. Remote Sensing*, 25, 603–626.
- Martin, J. H. (1990), Glacial-interglacial CO_2 change : The iron hypothesis, *Paleoceanography*, 5, 1–13.
- Mass, C. F., D. Ovens, K. Westrick, and B. A. Cole (2002), Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 83, 407–430.
- Mathon, V., and H. Laurent (2001), Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 377–406.
- McClatchey, R. A., W. S. Benedict, S. A. Clough, D. E. Burch, R. F. Calfee, K. Fox, L. S. Rothman, and J. S. Garing (1973), AFCRL atmospheric absorption line parameters compilation, *Tech. Rep. AFCRL-TR-73-0096*, Air Force Cambridge research laboratories, Bedford, M.A.

- McCumber, M. C., and R. A. Pielke (1981), Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model 1. Soil layer, *J. Geophys. Res.*, *86*(C10), 9929–9938.
- McKenna-Neumann, C., and W. G. Nickling (1989), A theoretical and wind tunnel investigation of the effect of capillarity water on the entrainment of sediment by wind, *Can. J. Soil Sci.*, *69*, 79–96.
- Meigs, P. (1953), World distribution of arid and semi arid homoclimates, in *Reviews of research on arid zone hydrology*, pp. 203–209, UNESCO, Paris.
- Mellor, G. L., and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *20*, 851–875.
- Merrill, J. T., M. Uematsu, and R. Bleck (1989), Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the North Pacific, *J. Geophys. Res.*, *94*(D6), 8584–8598.
- Mesinger, F., and A. Arakawa (1976), *Numerical methods used in atmospheric models*, GARP Publication Series, vol. 14, WMO/CSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton (1997), New RAMS cloud microphysics parameterization. Part 2 : The two-moment scheme, *Atmos. Res.*, *45*, 3–39.
- Middleton, N. J. (1985), Effect of drought on dust production in the Sahel, *Nature*, *316*, 431–434.
- Middleton, N. J., and A. S. Goudie (2001), Saharan dust : sources and trajectories, *Transactions Institute of British Geographers*, *26*(2), 165–181.
- Mikami, M., G. Y. Shi, I. Uno, S. Yabuki, Y. Iwasaka, M. Yasui, T. Aoki, T. Y. Tanaka, Y. Kurosaki, K. Masuda, A. Uchiyama, A. Matsuki, T. Sakai, T. Takemi, M. Nakawo, N. Seino, M. Ishizuka, S. Satake, K. Fujita, Y. Hara, K. Kai, S. Kanayama, M. Hayashi, M. Du, Y. Kanai, Y. Yamada, X. Y. Zhang, Z. Shen, H. Zhou, O. Abe, T. Nagai, Y. Tsutsumi, M. Chiba, and J. Suzuki (2006), Aeolian dust experiment on climate impact : An overview of Japan-China joint project ADEC, *Global Planet. Change*, *52*, 142–172.
- Millán, M. M., R. Salvador, E. Mantilla, and G. Kallos (1997), Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer : Results from European research projects, *J. Geophys. Res.*, *102*(D7), 8811–8823.
- Miller, R. L., J. Perlwitz, and I. Tegen (2004a), Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the planetary boundary layer, *J. Geophys. Res.*, *109*, D24209, doi : 10.1029/2004JD004912.
- Miller, R. L., I. Tegen, and J. Perlwitz (2004b), Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, *109*, D04203, doi :10.1029/2003JD004085.

- Minvielle, F., G. Cautenet, M. O. Andreae, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J. Léon, O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, and R. Roca (2004a), Modelling the transport of aerosols during INDOEX 1999 and comparison with experimental data. Part 1 : Carbonaceous aerosol distribution, *Atmos. Environ.*, *38*, 1811–1822.
- Minvielle, F., G. Cautenet, F. Lasserre, G. Foret, S. Cautenet, J. Léon, M. O. Andreae, O. L. Mayol-Bracero, R. Gabriel, P. Chazette, and R. Roca (2004b), Modelling the transport of aerosols during INDOEX 1999 and comparison with experimental data. Part 2 : Continental aerosols and their optical depth, *Atmos. Environ.*, *38*, 1823–1837.
- Minvielle-Moncla, F. (2003), Aspects physiques et radiatifs du cycle atmosphérique des aérosols : étude numérique sur l’Océan Indien (expérience INDOEX), Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.
- Molinari, J. (1985), A general form of the Kuo’s cumulus parameterization, *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 1411–1416.
- Molinari, J., and T. Corsetti (1985), Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization : Results of one- and three-dimensional integrations, *Mon. Wea. Rev.*, *113*, 485–501.
- Montmerle, T., J. Lafore, and J. Redelsperger (2000), A tropical squall line observed during TOGA COARE : Extended comparisons between simulations and Doppler radar data on the role of midlevel wind shear, *Mon. Wea. Rev.*, *128*, 3709–3730.
- Morcrette, J.-J. (1989), Description of the radiation scheme in the ECMWF model, *Tech. Rep. 165*, Res. Dep. of the European Center for Medium range Weather Forecasts, Reading, England.
- Morcrette, J.-J., and Y. Fouquart (1986), The overlapping of cloud layers in shortwave radiation parameterizations, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 321–328.
- Moulin, C., and I. Chiapello (2004), Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS satellites (1979-2000), *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L02107, doi :10.1029/2003GL018931.
- Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac, and U. Dayan (1997), Control of atmospheric export of dust by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, *387*, 691–694.
- Moulin, C., H. R. Gordon, V. F. Banzon, and R. H. Evans (2001), Assessment of Saharan dust absorption in the visible from SeaWiFS imagery, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,239–18,249.
- Mukabana, J. R., and R. A. Pielke (1996), Investigating the influence of synoptic-scale monsoonal winds and mesoscale circulation on diurnal weather patterns over Kenya using a mesoscale numerical model, *Month. Wea. Rev.*, *124*, 224–243.

- Mukhopadhyay, P. (2004), Idealized simulation of a thunderstorm over Kolkata using RAMS, *J. Ind. Geophys. Union*, 8, 253–266.
- Myhre, G., and F. Stordal (2001), Global sensitivity experiments of the radiative forcing due to mineral aerosols, *J. Geophys. Res.*, 106(D16), 18,193–18,204.
- Nickling, W. G., and J. A. Gillies (1989), Emission of fine-grained particulates from desert soils, in *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and past patterns of global atmospheric transport*, edited by K. academic publishing, pp. 133–165, M. Leinen and M. Sarnthein (Eds.), Dordrecht.
- N’TchayMbourou, G., J. Bertrand, M. Legrand, and J. Baudet (1994), Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last thirty years, *Ann. Geophys.*, 12, 265–273.
- N’TchayMbourou, G., J. J. Bertrand, and S. E. Nicholson (1997), The diurnal and seasonal cycles of wind-borne dust over Africa north of the Equator, *J. Appl. Meteorol.*, 36, 868–882.
- Okin, G. S., N. Mahowald, O. A. Chadwick, and P. Artaxo (2004), Impact of desert dust on the biogeochemistry of phosphorus in terrestrial ecosystems, *Global Biogeochem. Cycles*, 18, GB2005, doi :10.1029/2003GB002145.
- Olivier, J. G. J., A. F. Bouwman, C. W. M. V. der Maas, J. J. M. Berdowski, C. Veldt, J. P. J. Bloos, A. J. H. Visschedijk, P. Y. J. Zandveld, and J. L. Haverlag (1996), Description of EDGAR version 2.0. a set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1.°x1.° grid, *Tech. Rep. 771060 002*, RIVM.
- Ozer, P. (2001), Les lithométéores en région Sahélienne, *Revue Internationale D’Écologie Et De Géographie Tropicales*, 24, 1–317.
- Pandithurai, G., R. T. Pinker, O. Dubovik, B. N. Holben, and T. O. Aro (2001), Remote sensing of aerosol optical characteristics in sub-Sahel, West Africa, *J. Geophys. Res.*, 106(D22), 28,347–28,356.
- Patterson, E. M., and D. A. Gillette (1977), Commonalities in measured size distributions for aerosols having a soil-derived component, *J. Geophys. Res.*, 82, 2074–2082.
- Penner, J. E., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga, and G. Pitari (2001), Aerosols, their direct and indirect effects, in *Climate change 2001 : The scientific basis, report to intergovernmental panel on climate change from the scientific assessment working group (WGI)*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. V. der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, pp. 289–416, Cambridge University Press.

- Perlwitz, J., I. Tegen, and R. Miller (2001), Interactive soil dust aerosol model in the GISS GCM : 1. Sensitivity of the soil dust cycle to radiative properties of soil dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,167–18,192.
- Perry, K. D., T. A. Cahill, R. A. Eldred, D. D. Dutcher, and T. E. Gill (1997), Long-range transport of North African dust to the eastern United States, *J. Geophys. Res.*, *102*(D10), 11,225–11,238.
- Peterson, J. T., and C. E. Junge (1971), Source of particulate matter in the atmosphere, in *Man's impact on climate*, edited by W. Matthews, W. Kellog, and G. D. Robinson, pp. 310–320, Cambridge : MIT Press.
- Petit, R. H., M. Legrand, I. Jankowiak, J. Molinié, C. A. de Beauville, G. Marion, and J. L. Mansot (2005), Transport of Saharan dust over the Caribbean Islands : Study of an event, *J. Geophys. Res.*, *110*, D18S09, doi :10.1029/2004JD004748.
- Petitjohn, F. J., P. E. Potter, and R. Siever (1972), *Sand and sandstone*, Springer-Verlag, New York, 618 pp.
- Pielke, R. A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley, T. J. Lee, and J. H. Copeland (1992), A comprehensive meteorological modeling system – RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *49*, 69–91.
- Poulet, D. (2000), Modélisation méso-échelle de la redistribution des polluants gazeux et particulaires émis par les feux de végétation en Afrique Centrale. Comparaison avec les mesures aéroportées (Campagne EXPRESSO), Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.
- Pradelle, F., and G. Cautenet (2001), Radiative and microphysical interactions between marine stratocumulus clouds and Saharan dust 2. Modeling, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4413, doi : 10.1029/2000JD000156.
- Pradelle, F., G. Cautenet, and I. Jankowiak (2001), Radiative and microphysical interactions between marine stratocumulus clouds and Saharan dust 1. Remote sensing observations, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4412, doi :10.1029/2000JD000155.
- Priestley, C. H. B. (1959), *Turbulent transfer in the lower atmosphere*, University of Chicago Press, 130 pp.
- Prospero, J. M., and P. J. Lamb (2003), African droughts and dust transport to the Caribbean : Climate change implications, *Science*, *302*, 1024–1027.
- Prospero, J. M., and R. T. Nees (1986), Impact of the North African drought and El Niño on mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, *320*, 735–738.

- Prospero, J. M., E. Bonatti, C. Schubert, and T. N. Carlson (1970), Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, *9*, 287–293.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40*, 1002, doi :10.1029/2000RG000095.
- Pye, K. (1987), *Aeolian dust and dust deposit*, Academic Press, San Diego, 334 pp.
- Qian, W., L. Quan, and S. Shi (2002), Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. Climate*, *15*, 1216–1229.
- Rajot, J. (2001), Wind blown sediment mass budget of a Sahelian village land unit in Niger, *Bull. Soc. Géologique de France*, *172*, 523–531.
- Reddy, M. S., O. Boucher, Y. Balkanski, and M. Schulz (2005), Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L12803, doi :10.1029/2004GL021743.
- Redelsperger, J.-L., A. Diedhiou, C. Flamant, S. Janicot, J. Lafore, T. Lebel, J. Polcher, B. Bourlès, G. Caniaux, P. D. Rosnay, M. Desbois, L. Eymard, B. Fontaine, I. Geneau, K. Ginoux, M. Hoepffner, C. Kane, K. Law, C. Mari, B. Marticorena, E. Mougin, J. Pelon, C. Peugeot, A. Protat, F. Roux, B. Sultan, and E. V. D. Akker (2006a), AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine, *La Météorologie*, *54*, 22–32.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher (2006b), African Monsoon Multidisciplinary Analysis : An international research project and field campaign, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *87*, 1739–1746.
- Rivière, E. D., V. Marécal, N. Larsen, and S. Cautenet (2006), Modelling study of the impact of deep convection on the UTLS air composition - Part II : Ozone budget in the TTL, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1585–1598.
- Rodriguez, S., X. Querol, A. Alastney, G. Kallos, and O. Kalaliagou (2001), Saharan dust contributions to PM10 and TSP levels in southern and eastern Spain, *Atmos. Environ.*, *35*, 2433–2447.
- Rotunno, R., J. B. Klemp, and M. L. Weisman (1988), A theory for strong, long-lived squall lines, *J. Atmos. Sci.*, *45*, 463–485.
- Schollaert, S. E., and J. T. Merrill (1998), Cooler sea surface west of the Sahara desert correlated to dust events, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 3529–3532.
- Schütz, L. (1980), Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara, *Annals of the New York Academy of sciences*, *338*, 515–532.

- Schütz, L., and M. Sebert (1987), Mineral aerosols and source identification, *J. Aerosol Sci.*, *18*, 1–10.
- Shao, Y. (2000), *Physics and modelling of wind erosion*, Kluwer Academic Publishers, Boston, 393 pp.
- Shao, Y. (2001), A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, *106*(D17), 20,239–20,254.
- Shao, Y., and H. Lu (2000), A simple expression for wind erosion threshold friction velocity, *J. Geophys. Res.*, *105*(D17), 22,437–22,444.
- Shao, Y., M. R. Raupach, and P. A. Findlater (1993), Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, *98*(D7), 12,719–12,726.
- Shao, Y., M. R. Raupach, and J. F. Leys (1996), A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region, *Aust. J. Soil Res.*, *34*, 309–342.
- Shi, G., H. Wang, B. Wang, W. Li, S. Gong, T. Zhao, and T. Aoki (2005), Sensitivity experiments on the effects of optical properties of dust aerosols on their radiative forcing under clear sky condition, *J. Meteorol. Soc. Japan*, *83A*, 333–346.
- Shinn, E. A., G. W. Smith, J. M. Prospero, P. Betzer, M. L. Hayes, V. Garrison, and R. T. Barber (2000), African dust and the demise of Caribbean coral reefs, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 3029–3032.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, and J. B. Klemp (1994), Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2563–2584.
- Smagorinsky, J. (1963), General circulation experiments with the primitive equations. Part I, The basic experiment, *Mon. Wea. Rev.*, *91*, 99–164.
- Smedman, A. S., U. Högström, and J. C. R. Hunt (2004), Effects of shear sheltering in a stable atmospheric boundary layer with strong shear, *Quart. J. R. Met. Soc.*, *130*, 31–50.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *106*(D16), 18,015–18,028.
- Sommeria, G., and J. Testud (1984), COPT81 : A field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *65*, 4–10.
- Stockwell, W. R., F. Kirchner, M. Kuhn, and S. Seefeld (1997), A new mechanism for regional atmospheric chemistry modeling, *J. Geophys. Res.*, *102*(D22), 25,847–25,879.

- Streets, D. G., T. C. Bond, G. R. Carmichael, S. D. Fernandes, Q. Fu, D. He, Z. Klimont, S. M. Nelson, N. Y. Tsai, M. Q. Wang, J.-H. Woo, and K. F. Yarber (2003), An inventory of gaseous and primary aerosol emissions in Asia in the year 2000, *J. Geophys. Res.*, *108*, 8809, doi :10.1029/2002JD003093.
- Sun, J. (2002), Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *203*, 845–859.
- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot, and P. Kallberg (1992), Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus*, *44B*, 133–149.
- Swap, R., S. Ulanski, M. Cobbett, and M. Garstang (1996), Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks, *J. Geophys. Res.*, *101*(D2), 4205–4220.
- Taghavi, M. (2003), Etude de la pollution en zone urbaine et péri-urbaine à l’aide d’une modélisation méso-échelle durant la campagne ESCOMPTE. Impact de la dynamique et des inventaires d’émission, Thèse, Université Blaise Pascal, Clermont 2, Laboratoire de Météorologie Physique, Aubière, France.
- Taghavi, M., S. Cautenet, and G. Foret (2004), Simulation of ozone production in a complex circulation region using nested grids, *Atmos. Chem. Phys.*, *4*, 825–838.
- Taghavi, M., S. Cautenet, and J. Arteta (2005), Impact of a highly detailed emission inventory on modeling accuracy, *Atmos. Res.*, *74*, 65–88.
- Talbot, R. W., R. C. Harriss, E. V. Browell, G. L. Gregory, D. I. Sebach, and S. M. Beck (1986), Distribution and geochemistry of aerosols in the tropical North Atlantic troposphere : relationship to Saharan dust, *J. Geophys. Res.*, *91*(D4), 5173–5182.
- Tanré, D., and M. Legrand (1991), On the satellite retrieval of Saharan dust optical thickness over land : Two different approaches, *J. Geophys. Res.*, *96*(D3), 5221–5227.
- Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J. F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francis, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myrhe (2003), Measurement and modelling of the Saharan dust radiative impact : Overview of the SaHArAn Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, *108*, 8574, doi :10.1029/2002JD003273.
- Tao, W., and J. Simpson (1989), Modeling study of a tropical squall-type convective line, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 177–202.
- Tegen, I., and I. Fung (1994), Modeling of mineral dust in the atmosphere : Sources, transport, and optical thickness, *J. Geophys. Res.*, *99*(D11), 22,897–22,914.
- Tegen, I., and I. Fung (1995), Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, *100*(D9), 18,707–18,726.

- Tegen, I., A. A. Lacis, and I. Y. Fung (1996), The influence of mineral aerosol from disturbed soils on the global radiation budget, *Nature*, *380*, 419–422.
- 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, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4576, doi :10.1029/2001JD000963.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison, and K. E. Kohfeld (2004), Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L05105, doi :10.1029/2003GL019216.
- Tegen, I., B. Heinold, M. C. Todd, J. Helmert, R. Washington, and O. Dubovik (2006), Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEx campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 4345–4359.
- Textor, C., M. Schulz, S. Guibert, S. Kinne, Y. Balkanski, S. Bauer, T. Berntsen, T. Berglen, O. Boucher, M. Chin, F. Dentener, T. Diehl, R. Easter, H. Feichter, D. Fillmore, S. Ghan, P. Ginoux, S. Gong, A. Grini, J. Hendricks, L. Horowitz, P. Huang, I. Isaksen, I. Iversen, S. Kloster, D. Koch, A. Kirkevåg, J. E. Kristjansson, M. Krol, A. Lauer, J. F. Lamarque, X. Liu, V. Montanaro, G. Myhre, J. Penner, G. Pitari, S. Reddy, Ø. Seland, P. Stier, T. Takemura, and X. Tie (2006), Analysis and quantification of the diversities of aerosol life cycles within AeroCom, *Atmos. Chem. Phys.*, *6*, 1777–1813.
- Thorncroft, C., and K. Hodges (2001), African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity, *J. Climate*, *14*, 1166–1179.
- Todd, M. C., R. Washington, V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M’Bainayel, and S. Engelstaedter (2007), Mineral dust from the Bodélé depression, Northern Chad during BodEx 2005, *J. Geophys. Res.*, *112*, D06207, doi :10.1029/2006JD007170.
- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad, and J. Gleason (1998), Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation : Theoretical basis, *J. Geophys. Res.*, *103*(D14), 17,099–17,110.
- Tremback, C. J. (1990), Numerical simulation of a mesoscale convective complex : Model development and numerical results, Thèse, Colorado State University.
- Tremback, C. J., G. J. Tripoli, and W. R. Cotton (1985), A regional scale atmospheric numerical model including explicit moist physics and a hydrostatic time-split scheme, in *Preprints, 7th AMS Conference on numerical Weather Prediction*, pp. 355–358, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston, June 17-20.
- Trier, S. B., and D. B. Parsons (1995), Updrafts dynamics within a numerically simulated subtropical rainband, *Mon. Wea. Rev.*, *123*, 39–58.

- Tripoli, G. J. (1992), An explicit three-dimensional nonhydrostatic numerical simulation of a tropical cyclone, *Meteorol. Atmos. Phys.*, *49*, 229–254.
- Tripoli, G. J., and W. R. Cotton (1982), The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model – 1982. Part I : General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. de Rech. Atmos.*, *16*, 185–220.
- Tucker, C. J., H. E. Dregne, and W. W. Newcomb (1991), Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990, *Nature*, *253*, 299–301.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and J. Woollen (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *131*, 2961–3012.
- Wagner, C., F. Hanisch, N. Holmes, H. de Coninck, G. Schuster, and J. N. Crowley (2007), The interaction of N_2O_5 with mineral dust : aerosol flow tube and Knudsen reactor studies, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *7*, 13,291–13,343.
- Walko, R. L., W. R. Cotton, M. P. Meyers, and J. Y. Harrington (1995), New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II : The single-moment scheme, *Atmos. Res.*, *38*, 29–62.
- Walko, R. L., L. E. Band, J. Baron, T. G. F. Kittel, R. Lammers, T. J. Lee, D. Ojima, R. A. P. S. and C. Taylor, C. Tague, C. J. Tremback, and P. L. Vidale (2000), Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling, *J. Appl. Meteorol.*, *39*, 931–944.
- Warren, A., C. Bristow, A. Chappell, S. Engelstaedter, S. Mbainayel, M. C. Todd, and R. Washington (2005), The Bodélé : dustiest place on Earth - Measurements and observations, February-March 2005, in *Report to The Gilchrist Educational Trust and the Royal Geographical Society*, University College London.
- Washington, R., and M. C. Todd (2005), Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad : The role of the low level jet, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L17701, doi :10.1029/2005GL023597.
- Washington, R., M. C. Todd, S. Engelstaedter, S. Mbainayel, and F. Mitchell (2006), Dust and the low-level circulation over the Bodélé Depression, Chad : Observations from BoDEx 2005, *J. Geophys. Res.*, *111*, D03201, doi :10.1029/2005JD006502.

- Washington, R. W., M. C. Todd, N. Middleton, and A. S. Goudie (2003), Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, *93*, 297–313.
- Webster, P. J., and R. A. Houze (1991), The Equatorial Mesoscale Experiment (EMEX) : An overview, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *72*, 1481–1505.
- Webster, P. J., and R. Lukas (1992), TOGA COARE : The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, *73*, 1377–1416.
- Weisman, M. L. (1993), The genesis of severe, long-lived bow echoes, *J. Atmos. Sci.*, *50*, 645–670.
- Werner, M., I. Tegen, S. P. Harrison, K. E. Kohfeld, I. C. Prentice, Y. Balkanski, H. Rodhe, and C. Roelandt (2002), Seasonal and interannual variability of the mineral dust cycle under present and glacial climate conditions, *J. Geophys. Res.*, *107*, 4744, doi :10.1029/2002JD002365.
- Whitby, K. T., and B. K. Cantrell (1976), Atmospheric aerosols : Characteristics and measurement, in *International conference on environment sensing and assessment (ICESA)*, Institute of Electrical and Electronic Engineers (IEEE), September 14-19, 1975, Las Vegas, NV.
- White, B. R. (1979), Soil transport by winds on Mars, *J. Geophys. Res.*, *84*, 4643–4651.
- Wurzler, S., T. G. Reisin, and Z. Levin (2000), Modification of mineral dust particles by cloud processing and subsequent effects on drop size distributions, *J. Geophys. Res.*, *105*(D4), 4501–4512.
- Zender, C. S., H. Bian, and D. Newman (2003), Mineral Dust Entrainment And Deposition (DEAD) model : Description and 1990s dust climatology, *J. Geophys. Res.*, *108*, 4416, doi : 10.1029/2002JD003039.
- Zender, C. S., R. L. Miller, and I. Tegen (2004), Quantifying mineral dust mass budgets : Terminology, constraints and current estimates, *EOS*, *85*, 509–512.
- Zhang, J., and S. A. Christopher (2003), Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on Terra, *Geophys. Res. Lett.*, *30*, 2188, doi :10.1029/2003GL018479.
- Zhu, X. R., J. M. Prospero, and F. J. Millero (1997), Daily variability of soluble Fe(II) and soluble total Fe in North African dust in the trade winds at Barbados, *J. Geophys. Res.*, *102*(D17), 21,297–21,305.
- Zipser, E. J. (1977), Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 1568–1589.

TABLE DES FIGURES

1	Représentation schématique du cycle de l'aérosol minéral [<i>Laurent, 2005</i>].	18
2	Processus de formation et distribution en taille des différents types d'aérosols, d'après <i>Whitby and Cantrell [1976]</i>	19
3	Moyenne saisonnière des TOMS AI (x10) sur la période 1980-1992 pour (a) novembre à janvier, (b) mai à juillet [<i>Engelstaedter et al., 2006</i>].	21
4	Principales trajectoires du transport des aérosols minéraux, d'après <i>Meigs [1953]; Coudé-Gaussen [1984]</i>	22
1.1	Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle τ exercée par l'écoulement sur le sol [<i>Alfaro, 1997</i>]. Le profil de vitesse du vent est représenté par la quantité variable $u(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, qui est fonction de l'altitude z	29
1.2	Variation de la vitesse de friction seuil u_t^* en fonction du diamètre D_p des particules érodables [<i>Chepil, 1951</i>].	31
1.3	Mouvements des grains du sol sous l'action du vent en fonction de leur diamètre [<i>Shao and Lu, 2000</i>].	32
1.4	Distribution lognormale des particules minérales collectées en région source lors d'un épisode de soulèvement. Le mode grossier correspond à des agrégats directement entraînés en suspension, le mode plus fin correspond aux particules d'aérosol arrachées aux agrégats par sandblasting [<i>Patterson and Gillette, 1977</i>].	33
1.5	Illustrations du processus de sandblasting.	34
1.6	Représentation schématique de la mousson africaine (http://www.amma-international.org) durant l'hiver boréal (a) et l'été boréal (b). Les flèches rouges représentent le flux d'Harmattan; les flèches bleues représentent le flux de mousson. Les flèches noires représente la circulation générale. Enfin, le trait noir épais représente la ZCIT. . .	35

1.7	Coupe schématique d'une ligne de grains [Houze, 1977]. Les lignes de courant indiquent la circulation, relativement à la ligne de grains. Les lignes de courant tiretées indiquent la circulation des courants aériens ascendants, les lignes de courant solides et fines indiquent la circulation des courants aériens descendants à l'échelle convective associés à l'élément mature de la ligne de grains. Les flèches blanches épaisses indiquent les courants aériens descendants méso-échelle sous la base de l'enclume. L'ombrage foncé indique le fort echo radar dans la couche de fusion et dans la zone de précipitations importantes de l'élément mature de la ligne de grains. L'ombrage clair indique les echos radars plus faibles. Les lignes crantées indiquent les limites visibles des nuages.	38
1.8	Pour la convection dans un environnement homogène, schéma illustrant la structure convective méso-échelle espérée en fonction du cisaillement (<i>shear</i>) vertical dans une basse couche (1000-800 <i>hPa</i>) et dans une couche de moyenne altitude (800-400 <i>hPa</i>), basé sur les observations de l'expérience COARE et des travaux cités dans LeMone et al. [1998]. La longueur des bandes convectives schématisées est d'environ 100-300 <i>km</i> ; les segments linéaires dans la boîte en haut à gauche ont une longueur pouvant atteindre environ 50 <i>km</i> . La limite entre « cisaillement fort » et « cisaillement faible » est : pour les plus basses couches, 4 $m s^{-1}$ de 1000 à 800 <i>hPa</i> (2 $m s^{-1}$ par 100 <i>hPa</i>); pour les plus hautes couches, 5 $m s^{-1}$ de 800 à 400 <i>hPa</i> (1,25 $m s^{-1}$ par 100 <i>hPa</i>). \vec{L} représente le vecteur de cisaillement dans les plus basses couches; \vec{M} représente le vecteur de cisaillement dans les plus hautes couches [LeMone et al., 1998].	40
1.9	TOMS AI ($\times 10$) en moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 [Engelstaedter et al., 2006]. Les cercles accompagnés des lettres localisent les principales zones émettrices d'aérosols minéraux : A - Bodélé; B - Afrique de l'Ouest; C - nord-ouest de l'Afrique; D - désert Lybien; E - désert Nubien.	42
1.10	Moyennes mensuelles de la vitesse et de la direction des vents de surface à 10 <i>m</i> au-dessus du sol (en $m s^{-1}$) issus des données ERA-40 pour la période 1980-1992 pour le mois de janvier (a) et le mois d'août (b). Les régions dont l'altitude est supérieure à 800 <i>m</i> sont représentées par les zones grisées. La position de la ZCIT, où convergent les vents, est indiquée en orange [Engelstaedter et al., 2006].	44
2.1	Les différents types de modèles utilisés pour la simulation numérique de la composition de l'atmosphère [Delmas et al., 2005].	49
2.2	Structure schématique du fonctionnement de RAMS [Minvielle-Moncla, 2003].	52
2.3	Schéma succinct des paramétrisations prises en compte dans le modèle [Minvielle-Moncla, 2003].	55
2.4	Disposition des différentes variables dans une maille du modèle RAMS [Poulet, 2000].	57

2.5	Maillage vertical épousant le relief : coordonnée verticale z^*/H en fonction d'une coordonnée horizontale [Minvielle-Moncla, 2003].	58
2.6	Exemples de grilles imbriquées [Minvielle-Moncla, 2003].	60
2.7	Entrées/Sorties du modèle RAMS ainsi que ses extensions réalisées au laboratoire.	64
2.8	Présentation schématique du couplage entre le module de chimie (gazeuse et aqueuse) et RAMS.	67
2.9	Présentation schématique du couplage entre le modèle MB95 développé par <i>Marticoarena and Bergametti</i> [1995] et RAMS.	68
2.10	Principe général du modèle MB95 développé par <i>Marticoarena and Bergametti</i> [1995] [Laurent, 2005].	70
2.11	Carte des hauteurs de rugosité aérodynamique à la résolution ($1/4^\circ \times 1/4^\circ$) pour le nord-est de l'Asie (a) et pour le nord de l'Afrique (b) [Laurent, 2005].	71
2.12	Vitesse limite de chute des particules sphériques en fonction de leur rayon. La masse volumique des sphères retenue dans les calculs est de 2650 kg m^{-3}	74
2.13	Présentation schématique du couplage entre les codes EC3 et RAMS [Minvielle-Moncla, 2003].	75
3.1	Moyenne saisonnière des AI TOMS (x10) sur la période 1980-1992 pour (a) novembre à janvier, (b) mai à juillet [Engelstaedter et al., 2006].	79
3.2	Carte géographique (a) et relief selon RAMS (b) de la région de Bodélé.	80
3.3	Image satellite de la zone modélisée pour la période BoDEx 2005.	82
3.4	Intensité du vent modélisée à Chicha du 8 au 10 mars 2005 pour une résolution de 50 km (carrés), 10 km (losanges) et 5 km (trait continu).	83
3.5	(a) Coupe méridienne (18°E) du LLJ modélisé le 9 mars 2005 à 12TU le long des pentes du Tibesti. (b) Profils de vent modélisés à Chicha pour la période du 7 au 13 mars 2005.	84
3.6	(a) Trajectoires des PIBALs le 7 mars 2005 [Warren et al., 2005]. (b) Profils de la composante u du vent modélisé le 7 mars 2005. (c) Profils de la composante v du vent modélisé le 7 mars 2005.	84
3.7	Comparaison entre l'intensité du vent mesurée à Chicha (trait plein fin), modélisée par RAMS (trait plein épais) et par le modèle du CEPMMT (étoiles) du 7 au 12 mars 2005.	85
3.8	Densité du flux en masse d'aérosols minéraux modélisée par RAMS à Chicha (trait continu) et à Faya (trait continu + étoiles) du 7 au 13 mars 2005.	86
3.9	Comparaison entre l'image en couleurs réelles acquise par MODIS (Terra) (a) et le champ de concentration intégrée verticalement modélisé (b) le 11 mars 2005 à 11TU.	87

3.10	Comparaison entre la DOT calculée en prenant un coefficient d'extinction de $0,15 \text{ m}^2 \text{ g}^{-1}$ (courbe noire; les barres d'erreur ont été obtenues en utilisant les valeurs minimales et maximales suggérées par <i>Forêt et al.</i> [2006] pour le coefficient d'extinction à 550 nm) avec les AOT mesurées à 440 nm (losanges rouges) et à 670 nm (croix rouges).	87
3.11	Extension spatiale des 2 grilles de la modélisation de l'exportation à grande distance des aérosols minéraux soulevés pendant la période BoDEx 2005. Le rectangle rouge représente la grille fille. Les points jaunes localisent les stations Ilorin ($8^{\circ}19'N;4^{\circ}20'E$) et Banizoumbou ($13^{\circ}32'N;2^{\circ}39'E$) du réseau AERONET.	88
3.12	Charge colonne en aérosols minéraux (en g m^{-2}) simulée le 31 mars 2005 à midi.	89
3.13	Positions à 12TU du centre de gravité du panache d'aérosols (G rouge) du 9 mars au 31 mars 2005.	89
3.14	Epaisseurs optiques et exposants d'Angström mesurés aux stations AERONET d'Ilorin (a et c, respectivement) et de Banizoumbou (b et d, respectivement) pour le mois de mars 2005.	91
3.15	TOMS AI sur l'ensemble de la zone simulée pour les 10 (a), 11 (b), 12 (c), 13 (d), 14 (e) et 15 (f) mars 2005.	92
3.16	Coupe zonale à $1^{\circ}N$ de la concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) et du vent (flèches) le 23 mars 2005 à 12TU.	93
3.17	Profils verticaux de la concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) à $1^{\circ}N$ à la longitude $35W$ (a) et à la longitude $50W$ (b) pour les 18 (noir), 20 (rouge), 22 (rose), 24 (violet), 26 (vert), 28 (or) et 30 (bleu) mars 2005.	93
3.18	Concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par RAMS à une altitude de 2200 m les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.	95
3.19	Concentration en aérosols minéraux (en $\mu\text{g m}^{-3}$) simulée par RAMS en surface les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.	96
3.20	Coupe zonale de la vitesse verticale descendante (w , en m s^{-1}) simulée par le modèle RAMS à $1^{\circ}N$ (latitude de la côte du golfe de Guinée) les 10 (a), 14 (b), 18 (c), 22 (d), 26 (e) et 30 (f) mars 2005 à 12TU.	97
3.21	Image satellite de la zone modélisée sur l'année 2001. Les points rouges localisent les stations de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) dont les mesures ont été utilisées pour valider notre modèle.	98
3.22	Flux en masse simulé par le modèle RAMS sur la zone de Bodélé ($16^{\circ}N-18^{\circ}N;16^{\circ}E-20^{\circ}E$) sur l'année 2001 en valeurs instantanées (a) et en moyennes mensuelles (b).	99
3.23	Flux de masse journalier simulé par le modèle global du CEPMMT (a) et le modèle méso-échelle RAMS (b) sur l'ensemble de la zone simulée sur l'année 2001.	100

3.24 a.	Comparaison entre les vents de surface mesurés (croix rouge = donnée horaire ; courbe rouge = moyenne journalière) et les vents de surface modélisés par RAMS (point noir = donnée horaire ; courbe noire = moyenne mensuelle) à Faya (18°N ; 19°E) sur l'année 2001. b. Comparaison entre les vents de surface mesurés (croix rouge = donnée horaire ; courbe rouge = moyenne journalière) et les vents de surface modélisés par le modèle du CEPMMT (point noir = donnée horaire ; courbe noire = moyenne mensuelle) à Faya (18°N ; 19°E) sur l'année 2001. c. Comparaison entre les moyennes mensuelles des vents de surface mesurés (étoiles noires ; les barres verticales associées représentent l'écart-type), simulés par RAMS (losanges rouges) et simulés par le modèle du CEPMMT (triangles verts) à Faya (18°N ; 19°E) sur l'année 2001.	101
3.25	Comparaison entre les moyennes mensuelles des TOMS AI ($\times 10$; noir), des IDDI pleine résolution (hachures noires) et de la charge colonne d'aérosols minéraux si- mulée par RAMS (en $dg\ m^{-2}$; points noirs) sur la zone de Bodélé (16°N-18°N ; 16°E- 20°E) sur l'année 2001.	102
3.26	Lignes de courant (en rouge) indiquant la trajectoire du vent de surface le 3 janvier 2001 à 12TU (a) et le 19 juillet à 12TU (b). Les lignes grises représentent la topographie.	104
3.27	Topographie du modèle pour la zone modélisée. Le trait rouge indique la trace au sol de la surface de contrôle Σ (d'environ $250\ km \times 50\ m$) utilisée dans le calcul du flux de vent. Le point vert indique l'endroit où le nombre de Froude a été calculé.	104
3.28 a.	Flux de vent en surface (en $m\ s^{-1}$) horaire (courbe noire) et en moyenne men- suelle (courbe rouge) sur l'année 2001. b. Flux de masse horaire (en $\mu g\ m^{-2}\ s^{-1}$) en fonction du flux de vent WF horaire en surface (en $m\ s^{-1}$) sur l'année 2001. .	105
3.29 a.	Nombre de Froude horaire (courbe noire) et en moyenne mensuelle (courbe rouge) sur l'année 2001. b. Intensité du vent de surface à Chicha (17°N, 18°E) en moyenne mensuelle (courbe noire continue) comparée au nombre de Froude ($\times 50$) en moyenne mensuelle (courbe noire continue + étoiles) sur l'année 2001.	106
3.30	Intensité du vent modélisée (en $m\ s^{-1}$) à Chicha (a) et densité de flux de masse d'aérosols minéraux moyenné sur l'ensemble de la zone modélisée (en $\mu g\ m^{-2}\ s^{-1}$) (b) les 25 et 26 juin 1996 pour une résolution de $50\ km$ (trait continu), $10\ km$ (losanges) et $5\ km$ (étoiles).	108
3.31	Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20\ km$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y =$ $50\ km$ pour les mois de janvier (a), février (b), mars (c), avril (d), mai (e) et juin (f) 2001. La droite grise est la droite de régression linéaire ; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$	110

3.32	Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$ pour les mois de juillet (g), août (h), septembre (i), octobre (j), novembre (k) et décembre (l) 2001. La droite grise est la droite de régression linéaire; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$	111
3.33	Intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 20 \text{ km}$ en fonction de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS avec $\Delta x = \Delta y = 50 \text{ km}$ pour l'année 2001 complète. La droite turquoise est la droite de régression linéaire; la droite en pointillés noirs est la droite d'équation $y = x$	112
3.34	Histogramme de l'intensité du vent de surface modélisé par RAMS pour une résolution horizontale de 20 km (a) et une résolution horizontale de 50 km (b) sur l'année 2001.	112
3.35	Flux en masse mensuels modélisés sur l'année 2001 en utilisant une résolution horizontale de 20 km (en bleu) et une résolution horizontale de 50 km (en violet).	113
4.1	Exemple de signature du passage d'une ligne de grains sur un champ cultivé à Banizoumbou (événement du 11 juillet 1995) [<i>Rajot, 2001</i>].	117
4.2	Diagramme temporel de l'indice pluviométrique normalisé sur le Sahel (20°W - 20°E ; 10°N - 20°N) [<i>Redelsperger et al., 2006a</i>].	118
4.3	Les différents objectifs de la campagne AMMA présentés en termes d'échelles de temps et d'espace [<i>Redelsperger et al., 2006a</i>].	119
4.4	Etendue des mesures de la campagne AMMA à l'échelle régionale (http://www.amma-international.org).	120
4.5	Les différentes périodes d'observations de la campagne AMMA.	120
4.6	Position géographique des stations de mesure constituant le « transect sahélien » mis en place durant l'EOP pour documenter les aérosols minéraux sahéliens.	122
4.7	Image satellite (MSG) présentant les deux grilles (cadres rouges) de la zone modélisée pour la période du 29 juin 0TU au 4 juillet 0TU 2006.	124
4.8	Comparaison entre l'image satellite MSG du 30 juin à 12TU (a) et les champs nuageux (eau totale condensée intégrée suivant la verticale) simulés par RAMS en utilisant le schéma à un moment (b et c) et le schéma à deux moments (d et e) sur les deux grilles du domaine modélisé.	125
4.9	Comparaison entre la vitesse du vent de surface mesurée (étoiles violettes = moyenne horaire; barres violettes = écart maximum sur les données mesurées sur une heure) à Banizoumbou et modélisée par RAMS (courbe verte = moyenne sur le carré de 20 km de côté centré sur Banizoumbou; points verts = valeurs modélisées sur le carré de 20 km de côté centré sur Banizoumbou).	126
4.10	Champ de vent de surface sur la grille fille le 30 juin 2006 à 12TU dans les cas où la convection nuageuse est mal prise en compte (a) et bien prise en compte (b) par le modèle.	127

4.11	Coupe méridienne de l'eau totale condensée simulée par le modèle RAMS le 30 juin 2006 à 12 TU à la latitude de Banizoumbou (13°31'N) dans le cas où la convection nuageuse est mal représentée (a) et dans le cas où elle est bien représentée (b).	128
4.12	Comparaison entre la vitesse moyenne du vent de surface simulée par RAMS en utilisant le schéma à un moment (étoiles) et le schéma à deux moments (trait plein) du 29 juin 2006 0TU au 3 juillet 2006 12TU à Banizoumbou. Le trait horizontal en pointillés représente la vitesse de friction seuil estimée par le DPM MB95 dans cette région. Il est à noter que le vent à Banizoumbou n'était pas très élevé par rapport au reste de la zone.	129
4.13	Concentrations en aérosols minéraux simulée par le modèle RAMS en moyenne à 2 km (a) et à 10 km (b) sur la grille fille avec ou sans lessivage des aérosols.	130
A.1	Un site de mesure du réseau AERONET (Avignon, France).	142
A.2	Carte localisant les stations du réseau AERONET à l'échelle mondiale en 2007.	143
A.3	Illustration schématique de l'écoulement atmosphérique en présence d'un relief.	146

LISTE DES TABLEAUX

1	Flux d'émission de particules d'aérosol en masse ($Mt\ an^{-1}$) [Delmas et al., 2005].	17
2	Emissions globales annuelles d'aérosols minéraux en $Mt\ an^{-1}$ estimées à partir de différents modèles globaux (d'après Duce [1995]; Zender et al. [2004]; Engelstaedter et al. [2006]).	20
3	Forçage radiatif annuel global au sommet de l'atmosphère du aux aérosols minéraux estimé suivant différents modèles globaux. *Résultats obtenus dans le cadre du projet d'intercomparaison de modèles AeroCom (http://nansen.ipsl.jussieu.fr/AEROCOM ; pour la description des modèles, voir Textor et al. [2006]).	24
2.1	Variables utilisées dans les équations du modèle.	53
2.2	Résumé des différentes paramétrisations et options proposées dans RAMS.	56
2.3	Paramètres de sol pour les classes de texture utilisées dans le modèle RAMS.	63
2.4	Types des sols issus de la nomenclature <i>Marticorena and Bergametti</i> [1995] utilisés par le DPM MB95 pour la cartographie et leurs caractéristiques granulométriques (D_{med} : diamètre médian, σ : écart-type, % : proportion relative) pour le nord de l'Afrique.	72
2.5	Types des sols issus de la nomenclature <i>Marticorena and Bergametti</i> [1995] utilisés par le DPM MB95 pour la cartographie et leur texture (% sable, % limon, % argile), humidité résiduelle (w') et le rapport des flux vertical et horizontal (α) pour le nord de l'Afrique et le nord-est de l'Asie.	73
3.1	Comparaison entre les intensités du vent de surface (10 m au-dessus du sol) simulées par RAMS et le modèle du CEPMMT à Chicha et à Faya du 7 au 13 mars 2005 : maximum, moyenne et pourcentage de cas où l'intensité de vent seuil locale permettant le soulèvement des aérosols minéraux dans le DPM MB95 est dépassée.	85

3.2	Nombre de cas où un seuil minimum de vent de surface ($7, 8$ ou 9 m s^{-1}), simulé par le modèle du CEPMMT et par RAMS, est franchi à Chicha et aux stations de mesures de Faya, N'Djamena, N'Guigmi, Mao, Bol Berim, Zinder, Bilma, Agadez et Niamey au cours de l'année 2001.	102
3.3	Coefficients de corrélation (r) et coefficients des droites de régression linéaire ($y = ax + b$) présentées sur les figures 3.31, 3.32 et 3.33.	109
3.4	Nombre de fois où l'intensité du vent de surface (v_{surf}) dépasse 9 m s^{-1} ($*7 \text{ m s}^{-1}$ pour les mois de juin, juillet et août) pour chaque mois de l'année 2001 et pour l'année 2001 complète.	113
4.1	Instrumentation déployée dans les stations du transect sahélien pour mesurer les propriétés des aérosols.	123
4.2	Comparaison entre les concentrations mesurées lors du vol du 2 juillet 2006 et les concentrations modélisées par RAMS avec et sans lessivage.	129