



HAL
open science

Représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest par le modèle LMDZ pendant la campagne AMMA

M. Ly

► **To cite this version:**

M. Ly. Représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest par le modèle LMDZ pendant la campagne AMMA. Sciences de l'environnement. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2010. Français. NNT: . tel-01235597

HAL Id: tel-01235597

<https://theses.hal.science/tel-01235597>

Submitted on 30 Nov 2015

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR
de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar
et de l' Université Pierre et Marie Curie

Spécialité : **Physique de l'atmosphère**

par
MOUHAMED LY

**REPRÉSENTATION DU CYCLE DE L'EAU EN AFRIQUE DE
L'OUEST PAR LE MODÈLE LMDZ PENDANT LA CAMPAGNE
AMMA**

Thèse soutenue le 13 Décembre 2010 devant le jury composé de :

Président :	M ^{me}	Laurence PICON
Rapporteurs :	M.	Arona DIEDHIOU
	M ^{me}	Virginie MARECAL
Examineur :	M.	Nicolas VILTARD
Directeurs de thèse :	M.	Frederic HOURDIN
	M.	Amadou Thierno GAYE
	M.	Rémy ROCA

THÈSE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR
de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar
et de l' Université Pierre et Marie Curie

Spécialité : **Physique de l'atmosphère**

par
MOUHAMED LY

**REPRÉSENTATION DU CYCLE DE L'EAU EN AFRIQUE DE
L'OUEST PAR LE MODÈLE LMDZ PENDANT LA CAMPAGNE
AMMA**

Thèse soutenue le 13 Décembre 2010 devant le jury composé de :

Président :	M ^{me}	Laurence PICON
Rapporteurs :	M.	Arona DIEDHIOU
	M ^{me}	Virginie MARECAL
Examineur :	M.	Nicolas VILTARD
Directeurs de thèse :	M.	Frederic HOURDIN
	M.	Amadou Thierno GAYE
	M.	Rémy ROCA

© Mouhamed LY

A mon Père,
A ma Mère,
A mes Frères et Soeurs

REMERCIEMENTS

J'adresse toute ma reconnaissance à Amadou Thierno GAYE qui m'a accueilli au LPAOSF et m'a proposé un sujet de stage très pertinent sur l'étude de la vapeur d'eau troposphérique dans l'environnement des systèmes convectifs organisés. Ce travail fût le fruit d'une collaboration avec Rémy ROCA, ce qui m'a offert pour la première fois la possibilité de manipuler des données de satellite. Au même moment, Frederic HOURDIN arrivait au LPAOSF et c'est lui qui nous a initié à la modélisation numérique. Cette étroite collaboration s'est alors transformée pour moi en une thèse de co-tutelle entre l'Université Cheikh Anta Diop et l'Université Pierre et Marie Curie, financée par le CNRS. Un grand MERCI à tous ces trois directeurs de thèse qui m'ont offert l'opportunité de travailler suivant différentes thématiques de recherches, des modèles numériques aux observations satellitaires et in-situ et de pouvoir répondre à certaines problématiques de la mousson Ouest Africaine à travers la campagne AMMA. Merci aussi au Pr Laurence PICON d'avoir accepté de présider mon jury de thèse. Merci à tous les membres du jury, au Dr. Virginie MARECAL et au Dr. Arona DIEDHIOU d'avoir accepté de rapporter ma thèse. Merci aussi au Dr. Nicolas Viltard d'avoir aussi porté un intérêt à mes travaux. Une grande partie de mes travaux de thèse se sont déroulée à Paris au LMD Jussieu. Je me rappelle de mon premier voyage sur Paris où Rémy ROCA est venu m'accueillir à l'aéroport de ORLY au Terminal Sud, un Vendredi soir avec une affiche en main portant mon nom et une photo de mon passeport. C'était notre première retrouvaille et il m'a fait découvrir quelques coins de ce beau pays qu'est PARIS. Merci Rémy d'avoir suivi après de très prêt mes travaux malgré quelques moments très tendus. Cette rigueur dans le travail me servira toute ma carrière. C'est avec Ionela Musat que j'ai pu tester une multitude de configurations guidées du modèle LMDZ. Merci Ionela pour tous ces runs ! Avec Hélène BROGNIEZ, j'ai commencé mes premiers pas dans les codes de transfert radiatif. Merci Hélène d'avoir guidé mes premiers pas dans RTTOV. Un remerciement particulier à Jean Yves Grandpeix pour son attention particulière à nos travaux de thèse à travers les nombreuses questions sur la paramétrisation de la convection dans LMDZ. Avec Jan POLCHER j'ai pu regarder des opportunités et les avantages à m'insérer dans une communauté

scientifique africaine. Merci Jan d'avoir pensé au AMMA doctor. Au LMD il y a aussi un coin incontournable le "Bërep 316", Jërëjëf Gorgui Alberto et Gorgui J.B. mes fidèles compagnons de thèse. Vive les "trois ancrés"! Aymeric Spiga, Frederic Bernardo, Jacques Lefrère, Lin Liu et tant d'autres sont aussi membres du "Bërep 316" et avec qui nous avons partagé des moments agréables dans un bureau où tout est possible. Ce serait très maladroit de citer et d'oublier des noms, pour ne terminer par la nostalgie de ce groupe très fidèle de thésards, de Postdocs à la cantine de 13h et la pause café et très souvent à des "Vendredis c'est permi". Merci aussi à tous ces ingénieurs sans qui il serait très difficile de travailler. Merci à Robert FRANCHISSEUR pour toutes tes aides depuis le réseau au LPAOSF. Un clin d'oeil aussi à Patrick Brockmann qui m'a tendu la main dans la visualisation dans Ferret. C'est souvent quelques visites à l'X à l'école Polytechnique, merci à tous les membres du groupe CEET. A toutes ces secrétaires, aux Martine ROUX et MAHEROU, sans qui il serait très difficile d'affronter tout ce circuit administratif. J'ai débuté une première thèse de co-tutelle entre le groupe de modélisation du LMD et le LPAOSF. Merci à mes successeurs et bon courage pour l'avenir, à Abdoul Khadre Traoré, à Youssouph Sané, à Moussa Gueye, à Seyni Salack et aux autres avec qui on a constitué la communauté sénégalaise du LMD. C'est avec Thioro FALL que tout a commencé. Par la suite elle devenue Mme Seck et est allée rejoindre son mari aux USA. Je lui souhaite de tout coeur un bon avenir à coté de son mari avec pleins de réussites professionnelles. Merci enfin à tout le LPAOSF, des permanents aux non permanents. Merci à tous les amis de la Cité Internationale Universitaire de Paris pour tous les concerts d'acoustique, les multitudes de plats de toutes nationalités. A la Cité c'est aussi des parties de football tous les Week-end, à tous ces amis merci d'avoir accueilli l'International Sénégalais. Je ne pourrai jamais terminer sans dire un très grand MERCI à celui qui m'a accueilli au LMD et est devenu mon tuteur à Paris, Dr. Abdoulaye DEME que je souhaite beaucoup de réussite et Baraka dans la vie professionnelle. Mais aussi à sa famille Hawa et ses 3 petits garçons, pleins de succès. Merci aussi à Mariama Diaby, Khady Diaby, Coumba Diaby et à mes 2 petites soeurs Fatou et Maïmouna Niass et à toute la famille à St Germain en Laye et à Strasbourg à Papa Mbaye et à sa famille. A tous mes amis Parisiens, à mes voisins et à tous ceux qui auront le temps de lire

ce texte. Merci à mes parents et à mes frères et soeurs d'avoir été très patients et de m'avoir supportés durant tout ce long cursus. Mais enfin !! Sant Yallah.

RÉSUMÉ

Représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest par le modèle LMDZ pendant la campagne AMMA

Le programme AMMA a déployé un grand nombre de moyens d'observations sur la région Ouest-Africaine pendant plusieurs années, avec une focalisation sur l'été 2006. Le modèle de circulation générale LMDZ, est ici utilisé dans une version en mode guidé par les réanalyses des centres de prévisions météorologiques. A partir de calculs statistiques et en utilisant l'approche modèle vers satellite, nous avons évalué les différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest en le confrontant avec différents types d'observations. Des expériences de sensibilité ont permis de choisir la meilleure configuration pour le guidage du modèle : résolution horizontale (zoomée ou non zoomée) et verticale, choix du temps de relaxation, type de réanalyses (ECMWF, NCEP/GFS) et les différentes variables pour le guidage (vents, température et leurs combinaisons). Ainsi, les résultats d'évaluation montrent que le modèle simule assez bien les caractéristiques moyennes de la mousson Ouest Africaine avec une bonne localisation de la Zone de Convergence InterTropicale et une tendance à la surestimation de l'humidité de la troposphère libre. La sensibilité à la paramétrisation physique dans LMDZ montre des différences importantes sur le comportement de la mousson simulée dans les régions sahéliennes. Les profils d'humidité relative indiquent d'assez bonnes corrélations sur la station de Niamey très continentale, avec la "nouvelle physique", par rapport l'"ancienne physique". Tandis que la station de Dakar qui subit une forte influence de la circulation océanique de grande échelle, les valeurs des corrélations restent insensibles aux différents types de paramétrisations. L'étude d'un cas d'intrusion d'air sec extratropicale sur la station de Dakar, montre comment cette masse d'air sec par ces propriétés radiatives décrites dans le modèle peut expliquer une inhibition de la convection dans cette région.

Mots Clés : LMDZ, AMMA, guidage, Mousson Ouest Africaine, variabilité synoptique, précipitation, température de brillance, humidité de la troposphère libre, intrusion d'air sec extra-tropical.

ABSTRACT

Representation of the west african water cycle by the LMDZ GCM during the AMMA campaign

The AMMA program deployed an important number of observations in west Africa region during a several year with a focus on the wet season of 2006. The LMDZ General Circulation Model is used in the nudging version with Re-analysis. Some statistical tools, FAR, POD, correlation and the modele-to-satellite approach are used to evaluate the day to day variability of water cycle. Sensitivity experiments have been performed in order to highlight the behaviour of the nudged model under a wide range of conditions : spatial and vertical resolution, surface scheme formulation as well as for the forcing and driving parameters : relaxation time, type of analysis (ECMWF, NCEP/GFS), Sea Surface Temperature (climatology vs. 2006) and the nudging variables (wind, temperature, and combination). The evaluation shows that the LMDZ GCM captures fairly well the mean West african monsoon features with a good localization of the ITCZ and overestimates the free troposphere humidity. The sensitivity of the physical parametrization shows an important difference between the region of Dakar influenced by the large scale oceanic circulation and the region of Niamey where the parametrization of convection determines the monsoon variability. A case study of dry intrusion during AMMA SOP3 (Special Observing Period) highlights the inhibiting role of this dry air mass in the Dakar region.

Keywords : LMDZ, AMMA, nudging, West African Monsoon, synoptic variability, precipitation, brightness temperature, Free Troposphere Humidity, extra-tropical dry air intrusion.

TABLE DES MATIÈRES

DÉDICACE	v
REMERCIEMENTS	vii
RÉSUMÉ	lxi
ABSTRACT	xiii
TABLE DES MATIÈRES	xv
CHAPITRE 1 :INTRODUCTION	1
1.1 Contexte scientifique	1
1.2 Organisation de la thèse	6
CHAPITRE 2 :DONNÉES DE LA CAMPAGNE AMMA	9
2.1 Les observations in situ et les mesures GPS	9
2.1.1 Les radiosondages	9
2.1.1.1 Définition	9
2.1.1.2 La mesure de l'humidité relative dans les radiosondes	10
2.1.1.3 Les biais dans les radiosondes	11
2.1.2 Application aux radiosondages de la campagne AMMA	13
2.1.3 Calcul de RH tenant compte des différentes phases de l'eau	15
2.1.4 Calcul de T_d à partir de RH des radiosondages	16
2.1.5 Correction de biais d'humidité des radiosondages de la campagne AMMA 2006	18
2.1.6 Exemple des radiosondages de Dakar	19
2.2 Mesure de l'eau précipitable par le GPS	19
2.2.1 Principe de la mesure de l'eau précipitable par le GPS	19
2.2.2 La mesure de l'eau précipitable dans la campagne AMMA	21
2.3 Les observations satellitaires	22
2.3.1 Les précipitations GPCP	23

2.3.2	Mesures de la Température de Brillance dans l'Infra-rouge à $10.8\mu m$: les nuages	24
2.3.2.1	Définition et loi du rayonnement électromagnétique : Emission d'un corps noir	24
2.3.2.2	Le rayonnement terrestre	25
2.3.2.3	Radiance et température de brillance mesurée par MSG	27
2.3.2.4	Interprétation des nuages dans l'IR $10.8\mu m$ de MSG	28
2.3.3	L'humidité de la Troposphère libre par MSG : la méthode d'inversion	28
2.3.3.1	Mesure de l'humidité dans la troposphère libre . . .	30
2.3.3.2	Description de la méthode d'inversion	31
2.4	Les réanalyses	33
2.4.1	Les réanalyses ECMWF	33
2.4.2	Les analyses NCEP	34
2.5	Le modèle de circulation générale LMDZ	34
2.5.1	Généralité sur les GCM : le modèle LMDZ4	35
2.6	La dynamique du modèle LMDZ	35
2.6.1	Les équations de la dynamique	35
2.6.2	La résolution horizontale	36
2.6.2.1	Discrétisation verticale	37
2.7	La physique du modèle LMDZ	37
2.7.1	Description du modèle de transfert radiatif terrestre	38
2.7.2	Convection et nuages	39
2.7.2.1	Le transport convectif	39
2.7.2.2	La représentation des nuages dans le modèle LMDZ	40
2.7.2.3	Précipitation	41
2.7.3	Le schéma de surface	42
2.7.4	La couche limite atmosphérique	42
2.8	Le transport atmosphérique	43
2.9	Le mode guidé	43

CHAPITRE 3 : MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DES OBSERVATIONS POUR ÉVALUER LMDZ 47

3.1	Méthodologie	47
3.2	L'approche modèle vers satellite	48
3.3	Outils statistiques d'évaluation	49
3.3.1	Calcul de corrélations	49
3.3.2	FAR et POD	50
3.3.2.1	Définition	50
3.3.2.2	La Table de Contingence	51
3.3.2.3	FAR	51
3.3.2.4	POD	52
3.3.3	Calcul de FMT	52
3.3.4	Moyenne conditionnelle et histogrammes	52
3.4	Adaptation de la méthode à l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest à l'échelle synoptique	54
3.4.1	Rappel sur la mousson en Afrique de l'Ouest	54
3.4.2	La pluie et les nuages	55
3.4.3	L'humidité relative	56

CHAPITRE 4 : SENSIBILITÉ À LA CONFIGURATION DU GUIDAGE 57

4.1	Description des simulations	57
4.2	Sensibilité aux temps de relaxation du guidage	58
4.2.1	Précipitation	58
4.2.2	Nuages	63
4.2.3	La troposphère libre	67
4.2.4	Profil d'humidité relative au Sahel	70
4.2.5	Conclusion	71
4.3	Choix des variables pour le guidage	73
4.4	Sensibilité aux SST	79
4.5	Sensibilité aux réanalyses	81
4.6	Choix de la configuration du guidage	84

CHAPITRE 5 : SENSIBILITÉ À LA CONFIGURATION DU MODÈLE LMDZ	87
5.1 Sensibilité à la résolution verticale du modèle LMDZ	87
5.2 Sensibilité à la physique du modèle LMDZ	92
5.2.1 Précipitations	92
5.2.2 La représentation des nuages	93
5.2.3 L'humidité de la troposphère libre africaine	96
5.2.4 Profil d'humidité relative au Sahel	96
5.2.5 Conclusion	98
5.3 Choix de la simulation de référence en vue de l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest	98

CHAPITRE 6 : VARIABILITÉ DU CYCLE DE L'EAU EN AFRIQUE DE L'OUEST	101
6.1 Déroulement de la mousson Ouest Africaine sur l'année 2006	101
6.1.1 Précipitations	105
6.1.2 Nuages	106
6.1.3 L'humidité de la troposphère libre	108
6.1.4 Profil d'humidité relative	110
6.1.5 Conclusion	112
6.2 Variabilité synoptique au Sahel durant la phase active de la mousson	115
6.2.1 Précipitations	116
6.2.2 Nuages	116
6.2.3 L'humidité de la troposphère libre	119
6.2.4 Profil d'humidité relative au Sahel	124
6.2.5 Mesure de l'eau précipitable au Sahel	126
6.2.6 Conclusion	126
6.3 Variabilité sur Dakar : Cas de la SOP3	128
6.3.1 Rappel sur Variabilité de l'air sec dans la troposphère libre .	128
6.3.2 Etude de cas	130
6.3.3 Conclusion	135

CHAPITRE 7 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	137
7.1 Conclusions	137
7.1.1 Retour sur le déroulement de la thèse	137
7.1.2 La représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest	138
7.2 Perspectives	140
ANNEXE A : DÉFINITION DE L'HUMIDITÉ RELATIVE	xxi
A.1 L'humidité dans l'atmosphère	xxi
A.1.1 Définition de l'humidité relative	xxi
A.1.2 Pression de vapeur saturante	xxiii
A.1.3 Formule de Hyland Wexler	xxiv
A.1.4 Formule de Tetten	xxv
A.1.4.1 Pression de vapeur saturante sous l'eau : e_{ws}	xxv
A.1.4.2 Pression de vapeur saturante sous la glace : e_{is}	xxv
A.1.4.3 Pression de vapeur saturante à la phase mélangée (mélange d'eau et de glace) : e_{wis}	xxvi
ANNEXE B : LA NOUVELLE GÉNÉRATION DES SATELLITES DE METEOSAT	xxvii
B.1 Introduction aux Satellites de METEOSAT	xxvii
B.2 Les satellites MSG	xxvii
ANNEXE C : LE MODÈLE DE TRANSFERT RADIATIF RTTOV	xxxii
C.1 L'équation de transfert radiative	xxxii
C.1.1 Simulation en ciel clair	xxxii
C.1.2 simulation en ciel nuageux	xxxiii
C.1.3 Traitement de l'absorption des nuages	xxxiii
BIBLIOGRAPHIE	xxxvii
LISTE DES FIGURES	li
LISTE DES TABLEAUX	lix
RÉSUMÉ	lxi

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

L’Afrique de l’Ouest est une région potentiellement vulnérable en matière de changement climatique. Les fluctuations du climat ont un fort impact sur les ressources en eau. La bande sahélienne est une région fortement contrastée entre les régions chaudes et sèches du Sahara et les régions fraîches et humides guinéennes¹. Cette région a connu il y a une cinquantaine d’années une sécheresse qui a eu des conséquences dramatiques sur la population dont la principale ressource économique est l’agriculture dépendant essentiellement de la saison des pluies. La mousson de l’Afrique de l’Ouest est responsable de la quasi-totalité des précipitations annuelles dans la région sahélienne. C’est un système qui couple les surfaces continentales, l’océan et l’atmosphère et où les interactions d’échelles spatiales et temporelles dominant. La convection nuageuse, organisée en Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (SCM), interagit avec les structures dynamiques du système de mousson (Zone de Convergence Inter-Tropicale, ondes d’Est, jets, flux de mousson), les surfaces, la couche limite planétaire . . . Les interactions complexes entre ces différentes composantes de la mousson sont encore mal comprises, ce qui explique en partie la relative faiblesse des prévisions météorologiques et climatiques sur cette région du globe, motivant ainsi les travaux de cette thèse.

1.1 Contexte scientifique

Depuis de nombreuses années, des études scientifiques ont été menées sur cette région afin de trouver les différentes connexions existantes entre les différentes composantes de la mousson. On peut par exemple citer le cas du projet WAMP (West African Monsoon Project) (Thorncroft, 2001) et le projet du JET2000 (Thorncroft et al., 2003).

1. En Afrique de l’Ouest, on peut considérer que le climat tropical comporte d’une part un climat tropical sec dont la pluviométrie annuelle est inférieure à 800mm et d’autre part un climat tropical humide (pluviométrie supérieure à 800mm). Ces deux types de climat correspondent approximativement pour le premier au climat sahélien et soudanien pour le second. Le climat tropical le plus pluvieux correspond au climat guinéen.

Le programme AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine) (Redelsperger et al., 2006) a déployé un grand nombre de moyens d'observations sur la région Ouest-Africaine pendant plusieurs années (Long term Observing Period et Extended Observing Period), avec une focalisation sur l'été 2006 durant lequel se sont déroulées plusieurs phases de mesures intensives appelées SOP (Special Observing Periods), avec notamment l'utilisation d'avions de recherche, de ballons, etc ... Elle a pour objectif principal l'acquisition de jeux de données permettant d'étudier de façon détaillée la saison de mousson 2006 en termes de processus, et plus particulièrement les systèmes météorologiques lors des différentes phases de la mousson. La SOP 1 et 2 dans la région du Bénin et du Niger a pour objectif principal d'améliorer la connaissance des interactions entre les processus impliqués dans le système de la Mousson Ouest Africaine : dynamique, microphysique et chimie (incluant les aérosols) de l'atmosphère, surfaces continentales et océan et a eu lieu entre les mois de Juillet et de Août. La SOP3 qui s'est déroulée au mois de Septembre au large des côtes sénégalaises est consacrée en priorité à l'étude des SCM et à leur évolution en cyclones tropicaux sur l'Atlantique.

Le projet d'intercomparaison de modèle dans le cadre de AMMA, AMMA-MIP permet ainsi d'évaluer dans cette région de l'Afrique de l'Ouest différents types de configurations de modèles numériques, des modèles globaux aux modèles régionaux ou des modèles à air limités. La figure 1.1 représente l'évolution latitudinale des précipitations en moyenne dans la bande de longitude $[10^{\circ}W : 10^{\circ}E]$ des différents modèles participant à l'exercice AMMA-MIP comme décrit dans le tableau 1.1 (Hourdin et al., 2010). Elles sont aussi comparées aux observations de pluies CMAP et GPCP pour l'année 2000 considérée comme une année sèche où a lieu la campagne JET2000. L'évolution latitudinale des pluies se traduit par une pénétration au Nord vers le Sahara des flux de mousson. Les différents modèles simulent d'une manière assez raisonnable le cycle saisonnier des précipitations dans cette région de l'Afrique. Cependant, ces différents modèles présentent des disparités sur les intensités des précipitations simulées au niveau des régions sahéliennes en moyenne dans la boîte $[13^{\circ} - 18^{\circ}N, 10^{\circ}W - 10^{\circ}E]$. Ces intensités de pluies varient de 0.6 mm/jour dans le cas du modèle IPSL (LMDZ4/Tiedke et LMDZ4/Emanuel) à 6 mm/jour dans le cas du modèle du UCM. Au niveau du Golfe de Guinée, la plupart

Nom	Description des modèles
modèles globaux	
ARPEGE	Version climatique du modèle de prévision du CNRM
ECHAM4	modèle de climat développé par le MPI et tourné au ENEA
LMDZ4/5	Version 4 et 5 du modèle global climatique LMDZ
LMDZ4TI	LMDZ4 avec "Tiedtke" comme schéma convection
LMDZ5NP	modèle LMDZ5 avec une amélioration de la paramétrisation physique
UCLAV1/3	2 versions du modèle UCLA tourné au UCM
modèle climatique à air limitée	
MAR	modèle climatique régional développé au LGGE
PROMES	modèle climatique régional développé au UCLM
modèle de prévision	
IFS	modèle opérationnel du ECMWF

Tableau 1.I – listes des différents modèles ayant contribué à l'exercice AMMA-MIP

des modèles sous-estiment les valeurs des pluies dans ces régions. Seul le modèle du UCM donne de bonnes valeurs de pluies alors que le modèle du LGGE sous-estime clairement les précipitations dans ces régions. On peut aussi voir que la variabilité intra-saisonnière des pluies est très faible dans le cas du modèle LPAOSF et très fort dans le cas du modèle du CNRM. Ces différents modèles simulent différents types variabilités de la mousson de l'Afrique de l'Ouest.

L'étude faite par Janicot and Sultan (2001) sur des séries journalières de précipitations en moyenne dans une boîte sahélienne, en utilisant des méthodes d'analyses en ondelette et en filtrant les signaux de pluies suivant différentes échelles de temps, montre que plus de 50% des pluies dans ces régions évoluent sur l'échelle synoptique.

Cette thèse a pour but l'étude et la compréhension des différentes composantes du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest à travers l'analyse des campagnes AMMA-SOP2 et SOP3. L'environnement synoptique (échelles comprises entre quelques centaines et quelques milliers de kilomètres) sera appréhendé par l'utilisation de modèles numériques et des observations satellites et in-situ. Nous nous intéresserons tant aux basses couches (source d'énergie) qu'à la troposphère libre (source d'in-

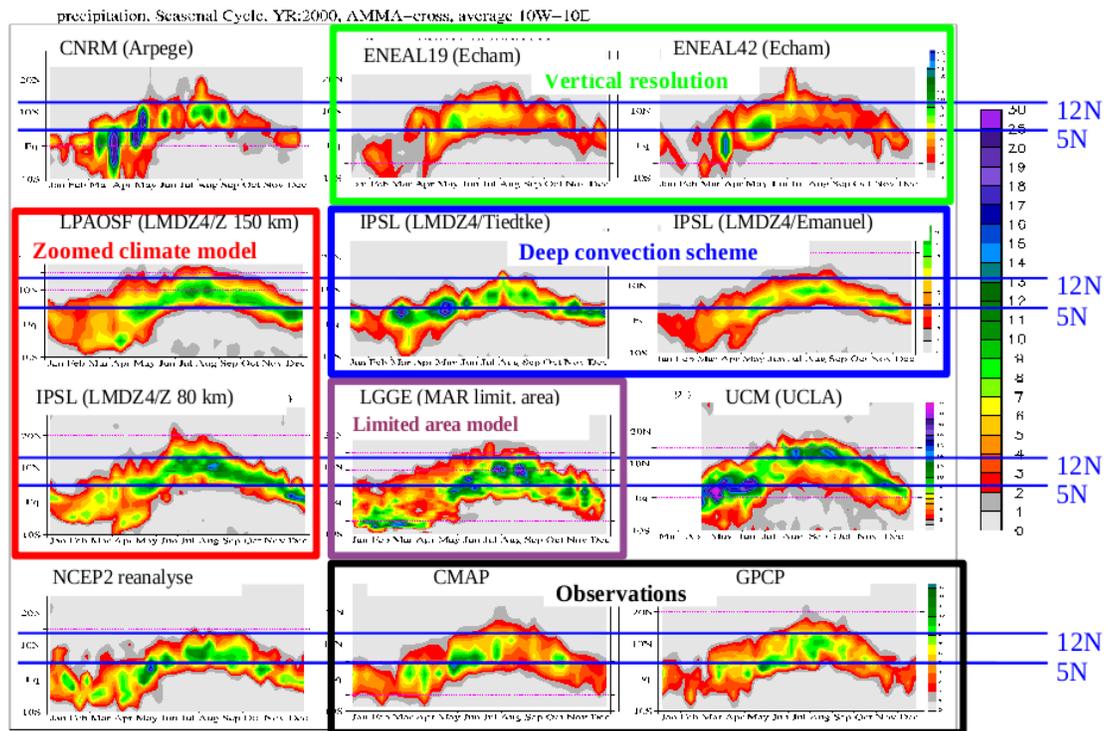


Figure 1.1 – Cycle saisonnier des précipitations (mm/jour) dans la bande $[10^{\circ}W : 10^{\circ}E]$ pour différentes simulations de modèles participants dans AMMA-MIP (Hourdin et al., 2010).

hibition), région où les effets radiatifs de la vapeur d'eau sont les plus importants. On utilisera, pour caractériser l'environnement à grande échelle, le modèle de circulation atmosphérique du LMD, LMDZ. Ce modèle, développé et utilisé à l'origine pour l'étude du climat global, permet à travers le «guidage» de suivre la «météorologie du modèle» par des «analyses météorologiques» (combinaisons d'observations et de modélisation utilisées pour initialiser les prévisions numériques du temps). Ainsi équipé, le modèle permet d'étudier, le transport atmosphérique de la vapeur d'eau, et de faire le lien, au jour le jour, entre la situation observée et la simulation numérique. Le guidage tient compte des différentes caractéristiques de la mousson ouest Africaine. Ce qui nous permet ici d'effectuer différents tests de sensibilités pour choisir la meilleure configuration au guidage.

L'observation satellite METEOSAT dans les bandes "vapeur d'eau" permet de mesurer l'humidité en ciel clair. Une méthode simple et efficace d'inversion de ces observations en humidité relative de la troposphère est actuellement développée et est utilisée au LMD (Picon et al., 2003). Ces données permettent de caractériser en terme d'humidité, la troposphère libre. Grâce à l'arrivée des satellites METEOSAT de Seconde Génération (MSG), on dispose à présent de deux «canaux vapeur d'eau», sensibles à des gammes d'altitude légèrement différentes, avec une résolution spatio-temporelle de 5 km et 15 minutes. Une partie du travail consistera à valider le modèle numérique en utilisant les données MSG et, pour la période des SOP2 et 3, les sondages atmosphériques qui ont été renforcés durant ce campagne et les données de GPS, pour la mesure de l'eau précipitable seront aussi utilisées dans cette validation. Les outils génériques de comparaison des sorties de modèle aux satellites (approche modèle vers satellite) sont mis en œuvre dans les différentes bandes spectrales de MSG, en ciel clair et nuageux, grâce à la dernière version du logiciel de simulation de radiances RTTOV. Cette validation passe par l'évaluation des différentes composantes du cycle de l'eau (precipitation, humidité et nuages). Les régions sahéliennes sont caractérisées en période de mousson par des précipitations dont la majeure partie sont dues aux SCM se propageant d'Est en Ouest, ce qui traduit la dynamique de cette région. Nous allons ainsi nous intéresser à deux régions, Dakar et Niamey de par leur position géographique. Ces deux régions présentent deux régimes météorologiques différents. La région de Dakar est

très proche de l'océan Atlantique et la région de Niamey se trouve entièrement sur le continent.

Actuellement de nouvelles paramétrisations physiques sont en cours de développement au LMD et seront largement évaluées dans le cadre de cette thèse.

La deuxième partie du travail consiste à utiliser l'outil LMDZ pour explorer la campagne AMMA en mettant l'accent sur la SOP3 qui s'est déroulée sur tout le mois de septembre 2006. Elle permettra de tenir compte de la variabilité de la masse d'air sec dans la région, dont les intrusions d'air sec extratropicales sont actuellement identifiées comme facteur important de régulation de la mousson au Sahel (Roca et al., 2005).

1.2 Organisation de la thèse

Cette thèse est organisée en cinq grands chapitres :

- le chapitre 2 décrit l'ensemble des données utilisées pour la validation du modèle LMDZ. Dans ce chapitre, la philosophie du guidage est largement décrite. La prise en compte des techniques de corrections des biais existant dans les radiosondes du constructeur Vaisala (RS80) y est aussi débattue.
- Le chapitre 3 décrit les différentes méthodologies utilisées pour évaluer le modèle LMDZ avec les observations de AMMA. L'approche modèle vers satellite est expliquée dans cette partie. Les outils statistiques qui ont permis d'évaluer le modèle LMDZ avec les différents jeux d'observations en tenant compte des caractéristiques du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest, sont détaillés. Ces outils statistiques sont principalement des FAR (False Alarm Rate), POD (Probability Of Detection) mais aussi des calculs de corrélations.
- Le chapitre 4 permet de sélectionner une configuration du guidage du modèle LMDZ. Le choix du temps de relaxation, des variables à guider . . . Cette configuration a permis de disposer d'un modèle régional sur l'Afrique de l'Ouest.
- Le chapitre 5 relate la sensibilité à la physique du modèle LMDZ. La paramétrisation dite "ancienne physique" est comparée à celle dite "nouvelle physique", mais aussi le choix de la résolution sur la verticale du modèle LMDZ.
- Dans le chapitre 6 , on explore le déroulement de la mousson en particulier

au Sahel. C'est dans ce chapitre que le cas de la SOP3 est étudié en détails.

Nous terminons enfin de compte par la conclusion générale et les perspectives de cette thèse au chapitre 7.

CHAPITRE 2

DONNÉES DE LA CAMPAGNE AMMA

Le but de ce chapitre est de décrire les données utilisées pour l'étude et la compréhension du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. De nombreuses données allant des mesures in situ aux observations satellitaires (Redelsperger et al., 2006; Parker et al., 2008) ont été utilisées. Cette campagne a aussi été l'occasion pour la communauté scientifique internationale de confronter l'ensemble des données existantes dans la région. Des biais de différents types sont ainsi étudiés et des méthodes de corrections de biais développées. Par exemple dans le cas de la mesure de l'eau précipitable où les mesures issues des stations de radiosondes ont été comparées aux mesures des stations GPS (cf Nuret et al., 2008; Bock et al., 2008). Nous allons ainsi dans ce chapitre présenter les données d'observations disponibles pour cette étude. Les observations sont de deux types principalement : des données in situ (Radiosondages, GPS, ...) et des données satellitaires (MSG, pluie GPCP, température de brillance, humidité de la troposphère libre, ...).

2.1 Les observations in situ et les mesures GPS

Les mesures in situ concernent particulièrement les mesures faites avec les radiosondes. Les variables météorologiques fournies sont l'humidité de l'air, la température atmosphérique, la température du point de rosée ainsi que la vitesse et la direction du vent.

2.1.1 Les radiosondages

2.1.1.1 Définition

Une **radiosonde** est un instrument transporté par un ballon à travers l'atmosphère avec une vitesse ascensionnelle quasi-constante. En mesurant le temps écoulé depuis son lancement, on peut alors évaluer son altitude. La durée de l'ascension est d'environ deux heures, représentative des conditions météorologiques à l'heure du lâcher. Elle est équipée d'appareils de mesure des variables météorologiques telles

que la pression, la température, l'humidité, etc ... Les informations enregistrées par la radiosonde sont transmises par radio aux stations de radiosondages dans la bande de fréquence de 400 MHz. Cette bande de fréquence permet une très bonne communication entre la radiosonde et les stations de réception au sol. On peut ainsi distinguer différents types de radiosondes en fonction de la méthode de lancée de l'instrument. Une radiosonde peut être parachutée à bord d'un avion ou lancée par une fusée (roquette) dans ce cas le nom communément utilisé est **dropsonde**. Ainsi un ballon munis d'une radiosonde effectue dans l'atmosphère un radiosondage. Le **radiosondage** est alors définie comme la détermination par les radiosondes des variables météorologiques à travers les profils de température et d'humidité principalement.

2.1.1.2 La mesure de l'humidité relative dans les radiosondes

L'appareil servant à mesurer l'humidité relative s'appelle un hygromètre. Il mesure le taux d'humidité contenue dans l'air. On distingue ainsi différents types de capteurs. Les hygromètres traditionnels, ou hygromètres à cheveux, utilisent les propriétés des cheveux qui s'allongent quand l'humidité s'accroît. Les hygromètres professionnels sont électroniques et leur fonctionnement se fonde sur le principe de la variation de capacité d'un condensateur avec l'humidité. On distingue ainsi différents types de capteurs :

Le psychromètre est composé d'un thermomètre sec et d'un thermomètre mouillé par l'eau contenue dans un réservoir. Si l'air est saturé (à 100% d'humidité) l'eau ne s'évapore plus et les deux thermomètres indiquent les mêmes températures. Quand l'air n'est pas totalement saturé, l'eau du réservoir s'évapore, si bien que le thermomètre mouillé se refroidit d'autant plus vite que l'air est sec. La différence de température mesurée entre les deux thermomètres fournit une mesure de l'humidité relative de l'atmosphère.

Le capteur capacitif à couche mince est actuellement le plus utilisé par les stations météorologiques. Il est basé sur la variation de la constante diélectrique du volume de certaines résines (une couche de polymère) en fonction de l'humidité de l'air ambiant. Il possède deux électrodes de part et d'autre de la lame de polymère hygroscopique de l'ordre de 4mm^2 sur 0.2mm d'épaisseur.

En absorbant les molécules d'eau, la lame grossit et écarte les électrodes, ce qui se traduit par une variation de la capacité du condensateur. La capacité du capteur varie linéairement avec l'humidité relative et avec une faible dépendance à la température.

2.1.1.3 Les biais dans les radiosondes

Des études antérieures faites avec les radiosondes montrent l'existence de biais secs (e.g Guichard et al., 2000). Par la suite ces biais secs ont été identifiés et leurs origines sont diverses. On peut citer :

1. Les biais liés à la contamination au sein du radiosonde décrit par Wang et al. (2002). Ces biais peuvent être de nature chimique et proviennent du styrène émis (gaz) par la radiosonde. Ils sont de l'ordre de 11% pour les fortes valeurs d'humidité.
2. Les biais dus à une erreur de calibration, particulièrement au niveau des températures très froides. Les valeurs maximales de ces biais ont été identifiées pour des valeurs de températures très froides, particulièrement sur les niveaux supérieurs de l'atmosphère. A cet effet des corrections ont été proposées par Miloshevich et al. (2001); Leiterer et al. (2005).
3. L'âge de la radiosonde est aussi un facteur à prendre en compte sur la précision des mesures de ces appareils. En effet lors de la campagne TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) de 1999, Roy et al. (2004), en appliquant une méthode de correction sur les différents types de radiosondes du constructeur Vaïisala en fonction de l'âge de la radiosonde montrent des biais sur l'humidité spécifique. Par exemple le biais peut atteindre 3.4 g/kg pour une sonde âgée de 2 ans.
4. Les biais dus à la radiation solaire. Ainsi le chauffage par les rayons solaires augmente la température au sein de la sonde elle-même et par conséquent diminue la valeur de l'humidité relative mesurée par le capteur. Ces biais augmentent avec l'altitude (Vömel et al., 2007). Dans les tropiques ces biais peuvent aller jusqu'à 50% à 15 km d'altitude et 9% à la surface.

Les biais secs notés sur les radiosondes particulièrement de AMMA sont principalement liés à la contamination du capteur d'humidité et à l'âge de la radiosonde (Nuret et al., 2008; Agusti-Panareda et al., 2009). La plupart des biais cités dans ce paragraphe ont été largement étudiés avec les radiosondes de Vaisala de types RS80 et RS92. En plus on peut noter que la différence entre les biais la nuit et le jour sont dus à la présence des radiations solaires le jour (Yoneyama et al., 2008).

Les radiosondes de Vaisala de types RS80 ont été largement utilisés dans la campagne TOGA-COARE. A la suite, différents types de biais ont été notés. Miloshevich et al. (2001) identifient des biais liés à la dépendance en température des capteurs d'humidité. D'autres types de biais existent aussi avec ces capteurs, les biais liés à la calibration essentiellement pour les températures négatives, les biais dus à une contamination chimique des capteurs, le chauffage par les rayons solaires et l'âge du capteur. Les deux types de capteurs utilisés par Vaisala sont H-Humicap et A-Humicap. H-Humicap est plus sensible à la mesure de la vapeur d'eau et à la contamination tandis que les types A-Humicap donnent de très large biais à cause de la dépendance en température de l'instrument particulièrement pour les températures négatives inférieures à $-20^{\circ}C$. L'ordre de grandeur des biais obtenus avec les radiosondes de types RS80 est de 5% dans la basse atmosphère et peut être supérieur à 20% dans la haute atmosphère (Ciesielski et al., 2003).

Les radiosondes de Vaisala de type RS92 sont maintenant les plus utilisés. Les stations de radiosondages qui existaient en Afrique de l'Ouest étaient majoritairement composées de radiosondes de types RS80. Lors de la campagne AMMA un bon nombre d'entre elles ont été remplacées par les radiosondes de types RS92, jugées de meilleure qualité (Nash et al., 2005) en particulier dans la basse troposphère. Cependant au niveau de la haute troposphère les biais secs sont du même ordre de grandeur que dans les radiosondes de types RS80, notamment pour les radiosondages de jours. Tompkins and Di Giuseppe (2007) supposent que ceci peut être dû à une combinaison de facteurs visant à éliminer les biais comme la formation de glace sur les capteurs qui peut fausser la mesure de l'humidité par le chauffage des capteurs par les rayons solaires, mais aussi la protection des capteurs aux radiations

solaires qui est aussi présente dans les radiosondes de types RS80. Ce système de chauffage des capteurs d'humidité lors des dépôts de glace n'existe pas dans les radiosondes de type RS80.

2.1.2 Application aux radiosondages de la campagne AMMA

Dans le cas des radiosondages la connaissance des profils de température de l'air et de température du point de rosée permet, à partir des formules de la pression de vapeur, de calculer les valeurs correspondantes de l'humidité relative en tenant compte des différentes phases de l'eau. Cette prise en compte des changements de phase de l'eau est importante pour une comparaison avec les modèles de circulation générale atmosphérique (e.g ECMWF, LMDZ). D'autre part connaissant la valeur de l'humidité relative relativement à l'eau liquide, on peut aussi déterminer la température du point de rosée correspondante. Ce dernier cas de figure est très important dans le cadre de notre étude. Par exemple durant la campagne AMMA 2006, des corrections ont été apportées aux valeurs d'humidité relative mesurées sur les stations de radiosondages de types RS80 du constructeur Finlandais Vaisala. Cette correction de l'humidité relative est faite par rapport aux radiosondes de type RS92, considérées comme référence et de très bonne qualité (Nuret et al., 2008). Ce passage de la température du point de rosée (T_d) à RH et de RH à T_d est résumé sur le schéma de la figure 2.1. Sur cette figure, on montre deux domaines d'applications pour le calcul de RH. Dans le cas des GCM les profils de radiosondages tiennent compte sur les niveaux de température négative de la présence de glace dans l'atmosphère pour le calcul de l'humidité relative. Cette conversion est alors effectuée en utilisant la formule de Tetten (voir Annexe A, equation A.6). Tandis que dans les observations de radiosondages, conformément à la convention de l'OMM¹, les valeurs de l'humidité relative ne sont calculées qu'en présence d'eau liquide dans l'atmosphère. La formule de Bolton (1980) voir aussi en Annexe A et l'equation A.4, permet de reconstruire les valeurs de RH en tenant compte des corrections de biais.

1. L'Organisation Météorologique Mondiale est l'institution spécialisée des Nations Unies qui fait autorité pour tout ce qui concerne l'état et le comportement de l'atmosphère terrestre, son interaction avec les océans, le climat qui en est issu et la répartition des ressources en eau qui en résulte. voir http://www.wmo.int/pages/about/index_fr.html

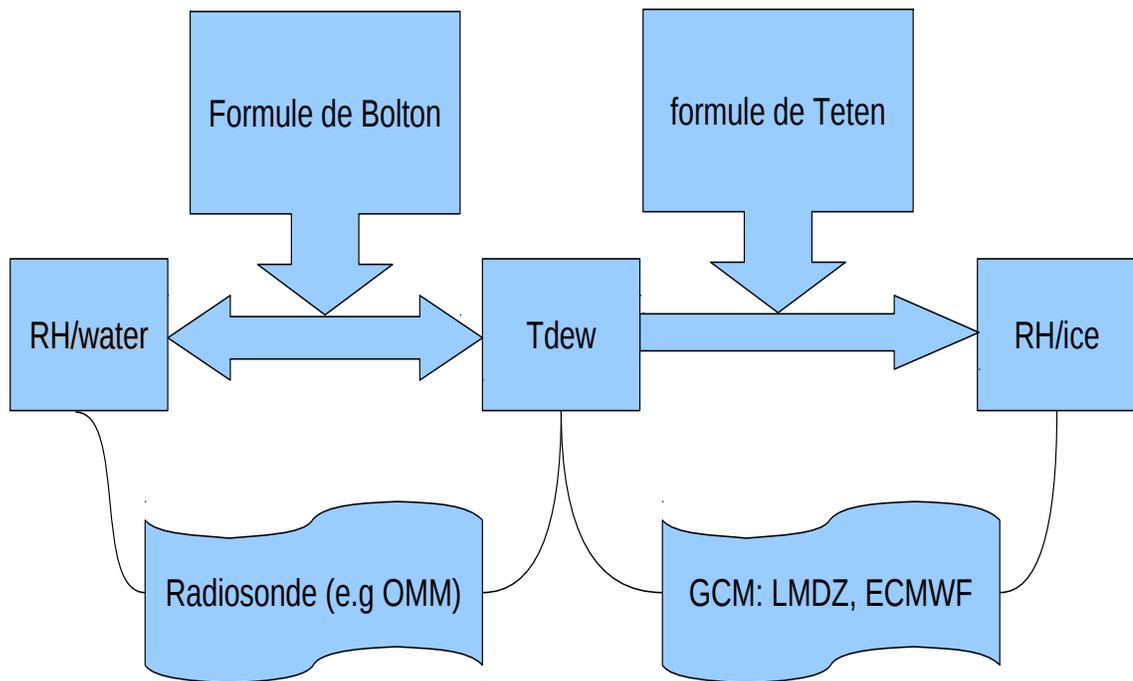


Figure 2.1 – Schéma descriptif des différentes étapes de la conversion entre la température du point de rosée et l'humidité relative suivant les différentes phases de l'eau : comparaison entre GCM et Radiosondes.

2.1.3 Calcul de RH tenant compte des différentes phases de l'eau

Dans le cas où l'on ne dispose que des températures de l'air atmosphérique T et des températures du point de rosée T_d l'humidité relative est alors définie par la relation suivante :

$$RH(T, T_d) = \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \quad (2.1)$$

On a ainsi par définition $e = e_s(T_d)$ où e est la pression de vapeur ou pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air et e_s définie la pression de la vapeur saturante.

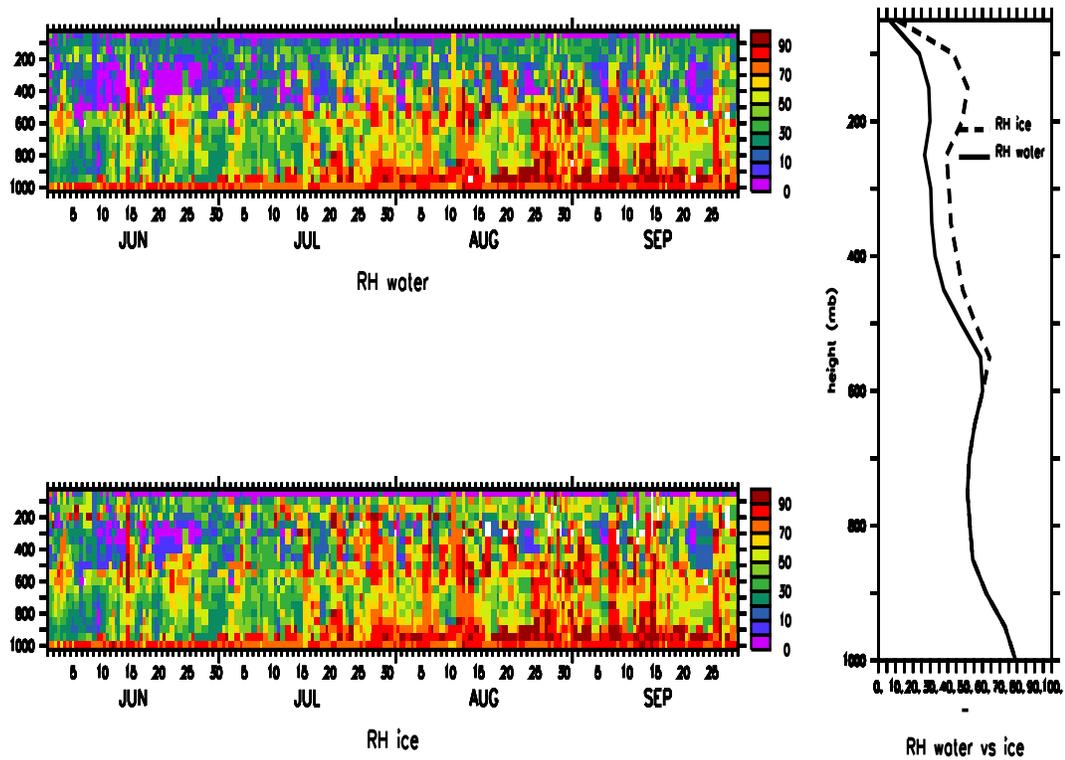


Figure 2.2 – Comparaison des profils de vapeur d'eau du radiosondage de Dakar 2006 (initialement calculé en présence d'eau liquide) et les profils de radiosondages re-calculés suivant les valeurs de T et T_d et en tenant compte de la glace pour les valeurs de températures négatives.

La figure 2.2 montre les profils de vapeur d'eau issus des radiosondages bruts et les profils de vapeurs d'eau calculés à partir des températures du point de rosée et

des températures de l'air atmosphérique en tenant compte des différentes phases de l'eau comme décrite dans les sections précédentes. Les valeurs d'humidité relative re-calculées en (%) tenant compte de la glace sont supérieures à celles des radiosondages bruts. Cet écart est en moyenne de 7%. D'où l'importance de tenir compte de la glace présente dans l'atmosphère sur les intervalles de températures négatives.

2.1.4 Calcul de T_d à partir de RH des radiosondages

Pour tenir compte des corrections apportées sur l'humidité relative des stations de radiosondages, on a besoin de calculer la température du point de rosée T_d en partant des valeurs de RH.

La température du point de rosée est la température à laquelle il faut refroidir une masse d'air à pression constante pour que la vapeur d'eau qu'elle contient devienne saturante en présence d'eau, dans une saturation en présence de glace elle est définie comme la température du point de gel.

A partir de la définition de l'humidité relative dans l'équation 2.1 et en tenant compte de la pression de vapeur saturante définie par Bolton (1980) (équation A.4), nous obtenons la formule donnant T_d en fonction de RH calculée en présence d'eau liquide et de la température de l'air atmosphérique T. Cette formule est caractérisée par sa simplicité d'inversion de $e_s(T_d)$ en T_d . Elle est largement utilisée dans la communauté météorologique. Ainsi T_d s'écrit comme suit :

$$T_d = \frac{\frac{C}{B} \ln(RH) + \frac{CT}{T+C}}{1 - \frac{1}{B} \ln(RH) - \frac{T}{T+C}} \quad (2.2)$$

avec $B = 17.67$, $C = 243.5$, T est la température de l'air en °C et RH est l'humidité relative par rapport à l'eau.

La figure 2.3 est une illustration du calcul de T_d à partir de l'humidité relative corrigée. On représente ici les profils de température du point de rosée pour deux radiosondages donnés obtenus sur des stations de types RS80. Après correction par la méthode de Nuret et al. (2008), on retrouve des valeurs de températures du point de rosée, noté T_{dcor} supérieures à celles du radiosondage original, par référence à la température du point de rosée mesurée sur le radiosondage sans correction,

que l'on notera T_{dori} . La température atmosphérique est ici notée $temp$. Le point de rosée indique la quantité d'humidité dans l'air. Plus le point de rosée est haut, plus la teneur en humidité de l'air à une température donnée est élevée. La courbe en pointillée, représentant le profil du radiosondage original est au dessous de celui issu du radiosondage corrigé. Les valeurs de température de T_{dcor} sont supérieures à celle de T_{dori} .

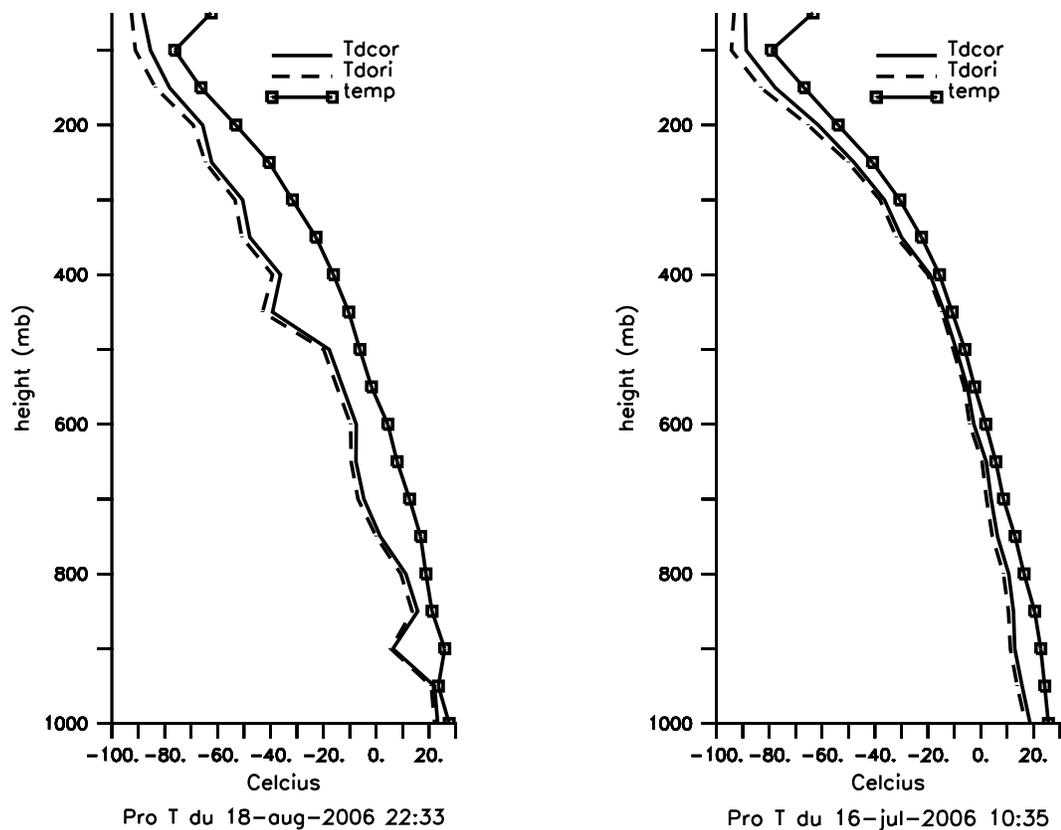


Figure 2.3 – Profils de température du point de rosée calculé à partir de l'humidité relative corrigée (T_{dcor}), de la température de l'air ($temp$) et de la température du point de rosée sans correction de RH (T_{dori}) en $^{\circ}C$ pour un radiosondage de nuit ("18 Août 2006 22 :33") et un radiosondage de jour ("18 Août 2006 10 :35").

2.1.5 Correction de biais d'humidité des radiosondages de la campagne AMMA 2006

La Campagne AMMA 2006 a été l'occasion pour les stations de radiosondages de l'Afrique de l'Ouest de bénéficier d'expertises de la communauté scientifique internationale. Certaines stations ont ainsi été rénovées, d'autres réactivées ce qui constitue pour la région de l'Afrique de l'Ouest plus d'une vingtaine d'stations de radiosondages disponibles. Et entre les mois de Juin et Septembre 2006, plus de 7000 sondages ont été fabriquées pour la première fois dans cette région du monde, représentant une quantité de données même supérieure à celle obtenue lors de la campagne de GATE². Simultanément à ces stations de radiosondages, 6 stations GPS suivant 2 transects Sud-Nord (Bock et al., 2008) existaient aussi dans cette région. Les mesures d'humidité faites sur les stations de radiosondages comparées à l'eau précipitable mesurée par les GPS sur les différentes stations étudiées, révélaient ainsi des biais secs et ces derniers étaient plus importants pour les mesures d'humidité faites sur les stations Vaissala de de types RS80. Des études antérieures ont aussi montrées différents types de biais sur les stations de types RS80 particulièrement lors de la campagne TOGA-COARE³. Ces sondages ont été corrigés en utilisant une méthode basée sur le calcul des CDF⁴ qui est une technique d'équiprobabilité utilisée en générale pour évaluer les biais existant entre différents jeux d'observations (Crutcher HL, 1993). Eskridge et al. (1995) utilisent cette méthode des CDF pour évaluer les biais secs induit par la radiation solaire dans les radionsondes de VIZ (constructeur Américain). Nuret et al. (2008) en se basant des jeux d'observations de la campagne AMMA 2006 des stations de radiosondages de l'Afrique de l'Ouest, proposent ainsi une correction de biais sur l'humidité mesurée par les stations de radiosondages de types RS80 par rapport aux stations de types RS92 qui étaient de meilleure qualité. Ces biais sont en fait de l'ordre de 10% à 14% en moyenne respectivement le jour et la nuit sur les niveaux inférieurs de l'atmosphère. En moyenne troposphère, ces biais peuvent

2. Global Atlantic Research Program Atlantic Tropical Experiment en 1974.

3. Tropical Ocean Global Atmosphere Program's Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment, dont l'une des ambitions était de mieux comprendre les processus atmosphériques organisant la convection nuageuse dans la région d'eaux chaudes du Pacifique Ouest.

4. Cumulative Distribution Function

atteindre respectivement 8% et 12% la nuit et le jour. Et sur les niveaux supérieurs de l'atmosphère, les biais sont en moyenne supérieurs à 20%.

2.1.6 Exemple des radiosondages de Dakar

La figure 2.4 est une illustration des biais entre les deux types de radiosondes sur la station de Dakar. Les profils d'humidité relative sont représentés aux mêmes heures que les profils de température sur la figure 2.3. On remarque des différences entre les humidités relatives corrigées (RHcor) et celles non corrigées (RHori). Les valeurs de RHcor sont supérieures à celles de RHori. Nous montrons sur cette figure deux types de radiosondages, l'un mesuré le jour et l'autre la nuit. Cette comparaison permet aussi de tenir compte des éventuels biais induits par le rayonnement solaire. On démontre par ces profils les biais secs mesurés par les radiosondes de type RS80 par rapport aux types RS92. Elles sont alors de l'ordre de 10 % à 8 % en moyenne sur toute l'atmosphère respectivement le jour et la nuit.

2.2 Mesure de l'eau précipitable par le GPS

Nous parlerons aussi des stations de mesures GPS qui permettent de mesurer l'eau précipitable qui est le contenu intégré de la vapeur d'eau dans une colonne d'air atmosphérique.

2.2.1 Principe de la mesure de l'eau précipitable par le GPS

Le principe de la mesure GPS⁵ repose sur la détermination du temps de parcours du signal GPS entre l'émetteur (satellite) et le récepteur (station au sol). En effet en traversant l'atmosphère, les ondes électromagnétiques émises par les satellites GPS et reçues par les stations GPS subissent un retard dû à la réfraction par les molécules présentes dans l'atmosphère. Ce délai correspond à un allongement apparent du trajet du signal GPS et se décompose en deux termes :

5. Global Positioning System que l'on peut traduire en français comme un système de positionnement mondial. C'est un système de géolocalisation par satellites entièrement opérationnel et accessible au grand public.

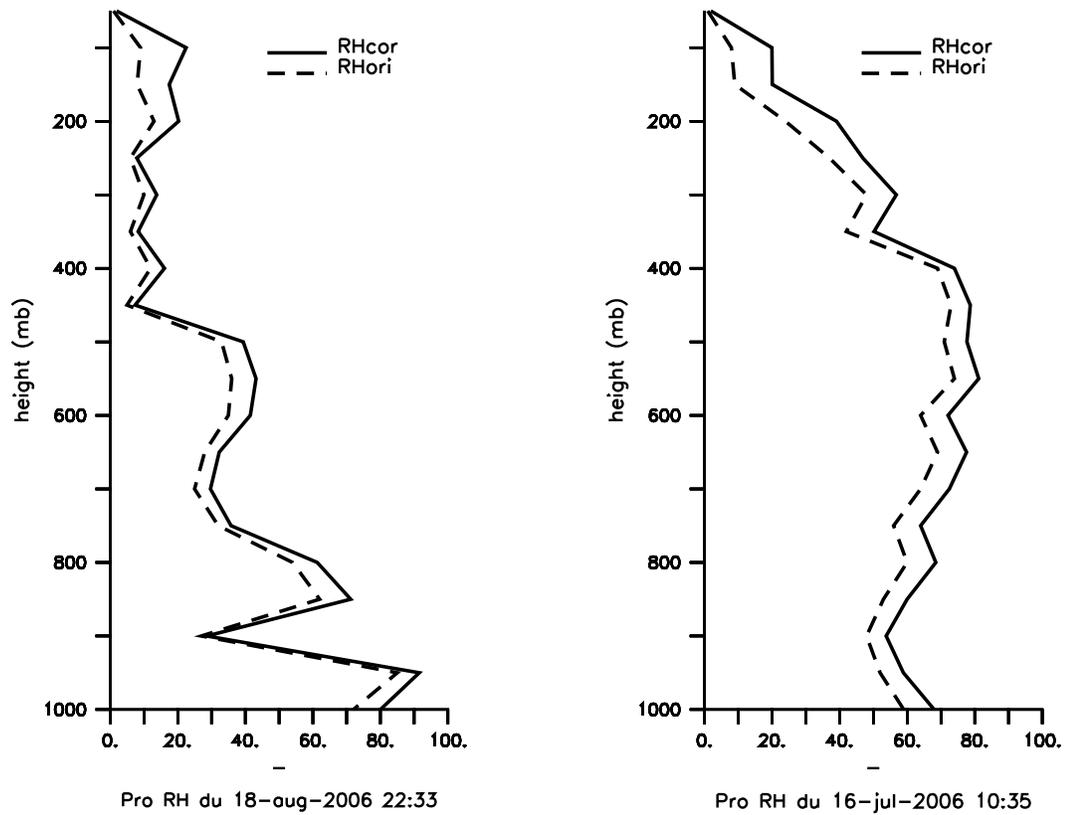


Figure 2.4 – Profil de RH en (%) du radiosondage de Dakar de type RS80 corrigé comparé au radiosondage de type RS80 non corrigé : exemple du "18 Août 2006 à 22 :33" (à gauche) et du "16 Juillet 2006 à 10 :35" (à droite).

1. Le délai hydrostatique représente la contribution de l'atmosphère totale. Il peut être calculé à partir de l'équation de l'équilibre hydrostatique. Ce délai retarde le signal zénithal GPS d'un peu plus de 2 mètres. L'erreur introduite par l'hypothèse de l'équilibre hydrostatique dépend du profil du vent au-dessus du site de mesure, et est de l'ordre de 0,01 % (Holton, 1972).
2. Le délai humide lié à la vapeur d'eau troposphérique qui retarde le signal zénithal d'une dizaine de centimètres environ. Ce délai est difficile à quantifier et est la principale source d'erreur sur le positionnement GPS vertical.

Connaissant la pression au sol, le délai hydrostatique peut être calculé puis soustrait du délai total estimé lors du traitement des données. Ce qui permet d'en déduire la composante humide du délai puis d'en extraire le contenu intégré de la vapeur d'eau :

$$IWV = \int q \rho dz \quad (2.3)$$

où q est l'humidité spécifique et ρ est la densité de l'air humide.

On notera que la contribution de l'eau condensée (nuage pluie, brouillard, neige) contenue dans la colonne d'air est généralement négligeable en comparaison de la contribution de la vapeur d'eau. On introduit ainsi l'eau précipitable définie comme l'intégrale de la vapeur d'eau contenue dans une colonne atmosphérique s'étendant de la surface au sommet de l'atmosphère. Elle peut s'exprimer en terme de masse (kg) ou de hauteur (mm) d'eau. Une mesure de l'eau précipitable renseigne sur le contenu en eau dans la basse atmosphère et par conséquent de la couche limite. Ceci se justifie par le fait que l'humidité spécifique est en grande partie contenue dans les premières couches de l'atmosphère plus chaudes (cf Annexe mesure de l'humidité : relation de Clausius Clapeyron). D'où l'importance de l'utilisation des GPS en météorologie particulièrement pour l'étude de la vapeur d'eau troposphérique.

2.2.2 La mesure de l'eau précipitable dans la campagne AMMA

Lors de la campagne, un nombre important de dispositifs de mesure de la vapeur d'eau a été mis en place. L'eau précipitable mesurée par les stations GPS permet d'évaluer les modèles de prévisions numériques du temps mais aussi de valider les mesures d'humidité relative effectuées avec les radiosondes présentes dans ces ré-

gions (Nuret et al., 2008; Wang et al., 2008; Bock et al., 2008). Ainsi en préparation de la campagne AMMA de 2006, de nouvelles stations GPS ont été installées dans la région. C'est le cas des stations de Djougou (Benin), Niamey (Niger), and Gao (Mali). Huit stations de mesures GPS sont alors disponibles dans la région. Les GPS fournissent une mesure de l'eau précipitable avec précision suivant une résolution temporelle de une heure. L'erreur sur la mesure de l'eau précipitable est de l'ordre de $\pm 1 \text{ kg/m}^2$. Les stations GPS déployées en Afrique de l'Ouest sont disposées suivant un transect méridional entre la côte guinéenne et le Sahara dans le but d'une étude précise de la mousson Ouest Africaine. qui en effet, est à l'origine de la majeure partie de l'humidité obtenue dans ces régions à différentes échelles de temps et d'espace. Ces processus qui entre en jeu dans l'établissement de la mousson africaine sont encore mal compris. Par exemple les études faites par Serge Janicot et ses collaborateurs montrent la complexité à établir avec précision les différentes étapes de la mousson (Janicot et al., 2008). Cependant des études sur les flux d'humidité atmosphériques indiquent une large variabilité interannuelle de la mousson (Fontaine et al., 2003) et une variabilité synoptique des pluies et de la convection à des échelles de temps inférieures à 10 jours (Redelsperger et al., 2002). Le déploiement des stations GPS suivant ce transect méridional va alors permettre de mieux comprendre l'évolution des différentes composantes de la mousson en Afrique de l'Ouest. Bock et al. (2008) montrent que des oscillations périodiques de l'eau précipitable sur des échelles de temps de l'ordre de 10 à 15 jours et de 15 à 20 jours auraient de forts impacts sur la circulation atmosphérique, sur l'humidité et la précipitation des régions Ouest africaines.

2.3 Les observations satellitaires

L'utilisation des satellites est d'un très grand intérêt en météorologie. Les observations satellitaires offrent une couverture complète du globe. Les satellites géostationnaires, très utilisés en Télécommunication, permettent en particulier d'obtenir des scènes successives pour une même région de la planète.

2.3.1 Les précipitations GPCP

GPCP⁶ est un élément de l'Expérience Energie Globale et Cycle de l'Eau GEWEX⁷. L'objectif initial est de fournir des données mensuelles moyennes de précipitations, sur une grille de résolution $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ sur une longue période allant de 1979 à nos jours. Cette base de données de précipitations permet une étude précise du cycle de l'eau planétaire mais aussi constitue pour les modélisateurs du climat un outils de validation et d'évaluation des modèles numériques. Cependant dans les régions tropicales où les évènements sont le plus souvent de l'ordre de quelques jours à quelques dizaines de jours, il serait difficile avec des moyennes mensuelles d'appréhender l'évolution de ces phénomènes dans le temps. Huffman et al. (2001) développent ainsi le produit de pluies GPCP version 1dd (1 degré de résolution horizontale avec une résolution temporelle de 1 jour). GPCP est une combinaison de précipitations estimées par satellites et une série d'observations in situ telles que des pluviomètres, produit sur une grille de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ latitude et longitude. L'estimation des pluies satellitaires utilisées dans le produit de précipitation GPCP est basée sur celle décrite par Arkin and Meisner (1987a) et connue sous le nom de GOES⁸ Precipitation Index (GPI). Une constante de pluies de l'ordre de 3 mm/h est affectée à chaque pixel de résolution, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ et de température de brillance mesurée dans l'infrarouge (IR) plus froide que 235K. Cette constante est choisie en accord avec les estimations des précipitations dans les régions tropicales particulièrement lors de la campagne GATE⁹ en 1974. Cette estimation de pluies par satellite est largement décrite dans Arkin and Meisner (1987b), et est donnée par l'équation 2.4 :

$$GPI = 3F_c t \quad (2.4)$$

où F_c détermine la fraction nuageuse et varie de 0 à 1 et t est la période à laquelle la fraction nuageuse est évaluée.

6. Global Precipitation Climatology Project

7. Global Energy and water cycle Experiment du Programme de Recherche sur le Climat Planétaire WCRP (World Climate Research Program). voir <http://www.gewex.org>

8. Geostationary Operational Environmental Sciences, qui sont des satellites météorologiques à la disposition du service météorologique national des Etats-Unis.

9. GARP (Global Atmospheric Research Program) Atmospheric Tropical Experiment

Dans GPCP, cette technique est appelée TMPI¹⁰. Elle suppose une variation de la valeur de R_c et de T_b suivant un concept de probabilité défini dans Kummerow and Giglio (1995). Elle combine des observations MW (Microwave) et IR géostationnaires. Elle s'effectue en sélectionnant un seuil de température de brillance pour obtenir la surface précipitante observée sur les images micro-ondes, puis en assignant aux pixels infrarouges, plus froids que le seuil déterminé, un taux de pluie conditionnelle déterminé à partir des micro-ondes.

On peut cependant noter des biais avec cette technique d'estimation des précipitations dus par exemple à la présence sur les niveaux supérieurs de l'atmosphère de cirrus qui sont en fait des nuages non précipitants. On peut aussi noter le fait que les mesures satellitaires sont des observations en instantanées intégrées sur une scène alors que les mesures in situ avec les pluviomètres sont locales et intégrées dans le temps. Des études récentes ont permis de montrer que le produit de GPCP 1dd constitue néanmoins un excellent outil pour comprendre et valider les précipitations en Afrique de l'Ouest (Lamptey, 2008). Jobard et al. (2009) en comparant des mesures de terrain, des pluviomètres du réseau CILSS (Comité Permanent Inter-états de Lutte contre la Sécheresse au Sahel) sur des moyennes temporelles de 10 jours et plus montrent de fortes corrélations entre le produit GPCP 1dd et les observations in-situ.

2.3.2 Mesures de la Température de Brillance dans l'Infra-rouge à $10.8\mu m$: les nuages

2.3.2.1 Définition et loi du rayonnement électromagnétique : Emission d'un corps noir

Le rayonnement représente la seule possibilité d'échange thermique entre deux corps distants placés dans le vide. On s'intéresse ici au rayonnement thermique qui occupe une très grande gamme de longueur d'ondes dans le spectre électromagnétique. Ce rayonnement thermique, nos sens sont capables de le percevoir sous forme d'une sensation de chaleur. Le rayonnement thermique d'un corps est provoqué par ces atomes et molécules. Les électrons libres perdent une partie de

10. Threshold-Matched Precipitation Index

leur énergie cinétique par émission d'un rayonnement. Dans le vide, la température d'un corps résulte d'un équilibre entre perte ou gain de rayonnement. Tout corps dont la température est supérieure à $0K$ émet un rayonnement. Le corps noir est un corps théorique qui absorbe tout le rayonnement qu'il reçoit pour une température donnée, il émet à toutes les gammes de longueurs d'ondes (λ). Chaque longueur d'onde correspond à une énergie bien déterminée. La puissance du rayonnement du corps noir à la longueur d'onde λ est donnée par la formule de Planck :

$$E_{\lambda} = \frac{2hc^2\lambda^{-5}}{\exp(\frac{hc}{\lambda kT}) - 1} \quad (2.5)$$

où k est la constante de Boltzmann, T est la température absolue et c est la vitesse de la lumière. Cette fonction de Planck (E_{λ}) est un flux énergétique par unité de surface, par unité d'angle solide et par unité de longueur d'onde ou luminance énergétique monochromatique, elle s'exprime donc en $W.m^{-2}.sr^{-1}$. En intégrant la luminance énergétique sur toutes les gammes de longueurs d'onde dans une direction donnée, on obtient la loi de Stefan-Boltzmann, parfois aussi appelée la loi de Stefan. Elle donne la puissance totale rayonnée par unité de surface dans le demi-espace libre du corps noir. Ce terme demi-espace vient du fait que le corps noir en question n'est vu que sur une face par le récepteur. Il peut être considéré à très grande distance comme un disque, vu sous un angle solide θ . En intégrant à toutes les longueurs d'onde et à tous les angles solides, l'équation de Planck 2.5, on obtient la loi de Stefan :

$$E = \sigma T^4 \quad (2.6)$$

où $\sigma = 5.670 \times 10^{-8} W m^{-2} K^{-4}$.

La loi de déplacement de Wien donne la longueur d'onde maximum d'émission d'un corps noir pour une température donnée exprimée en Kelvin (K) :

$$\lambda_{max} T = 2897.9 \quad \mu m.K \quad (2.7)$$

2.3.2.2 Le rayonnement terrestre

La surface terrestre reçoit presque le même rayonnement qu'un disque de même rayon perpendiculaire à la direction terre-soleil. On peut noter qu'une même om-

bre correspond à une même puissance interceptée. Tout le rayonnement solaire reçu n'est pas absorbé, une fraction est réfléchiée vers l'espace. Cette fraction d'énergie s'appelle albedo planétaire. La valeur de l'albedo terrestre est approximativement de 33%. Si on fait l'hypothèse que la température de la terre est constante en moyenne annuelle, en moyenne sur une période suffisamment longue, le rayonnement solaire absorbé est équilibré par le rayonnement propre de la terre. On introduit C la constante solaire, qui est par définition la puissance totale rayonnée par le soleil et reçue par une surface unité exposée perpendiculairement aux rayons solaires à la limite supérieure de l'atmosphère, cette constante vaut $1380W.m^{-2}$ pour une température moyenne du soleil de 5800 K. L'équation d'équilibre de la terre s'écrit alors :

$$(1 - A)C\pi R_T = 4\pi R_T\sigma T_T \quad (2.8)$$

où R_T est le rayon de la terre, A désigne l'albedo terrestre, T_T est la température moyenne de la terre et C est la constante solaire.

En l'absence de nuage le rayonnement solaire s'affaiblit sous l'effet de deux causes :

1. Diffusion : c'est l'éparpillement des rayons solaires sur les corps de petites dimensions. On peut cependant noter différents types de diffusions :
 - la diffusion moléculaire, appelée aussi diffusion de Rayleigh dans le cas où les particules ont une taille suffisamment grande devant la longueur incidente.
 - la diffusion par les aérosols (poussières, saletés dans l'atmosphère), on parle aussi de diffusion de Mie. C'est le cas où les particules sont très petites devant la longueur d'onde incidente.
2. Absorption : Phénomène par lequel une partie de l'énergie du rayonnement électromagnétique est captée par les particules présentes dans l'atmosphère.

Vue de l'espace, la terre rayonne approximativement comme un corps noir. Son spectre d'émission dans l'Infra-rouge (IR) est comprise entre $5\mu m$ et $100\mu m$. Par la loi de Wien (équation 2.7), sa longueur d'onde de rayonnement maximale se trouve autour de $10\mu m$ pour des températures de surface 253 K ($20^\circ C$). Le rayonnement émis par la surface terrestre et par les molécules ou les particules

constituantes de l'atmosphère est appelé rayonnement tellurique. Ce rayonnement tellurique est souvent désigné aussi sous le terme anglais Longwave Radiation ou rayonnement ondes longues en français. Cependant on considère le plus souvent que les phénomènes d'absorption sont les plus importants. Dans ce cas l'atmosphère est qualifiée de non-diffusive. Les nuages sauf pour les plus fins sont considérés comme des corps noirs et que le rayonnement émis à travers le nuage est identique quelque soit sa direction d'observation (on parle alors d'isotropie). Il arrive souvent que l'on définisse la notion de corps gris dans le cas où le nuage absorbe et réémet une partie du rayonnement qui lui arrive ce qui permet de prendre en compte des nuages fins. Ces nuages, qu'ils soient constitués d'eau liquide ou de glace, ont des émissivités sensiblement différentes de 1. Pour chaque longueur d'onde considérée, on montre que le pouvoir émissif est égal à son pouvoir absorbant (Loi de Kirchoff). La plupart du temps, on a affaire à des corps réels dont le rayonnement dépend de l'état de la surface (géométrie, rugosité), de la longueur d'onde d'émission, de la température de surface et de l'angle d'observation satellitaire (θ).

2.3.2.3 Radiance et température de brillance mesurée par MSG

Dans la bande infrarouge, l'absorption atmosphérique est dominée par la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), l'ozone (O_3), le méthane (CH_4) et l'oxyde nitreux (N_2O). La radiation mesurée par les radiomètres dans cette bande permet alors de déterminer les caractéristiques générales de l'atmosphère, température et concentration des absorbants. Cependant, il y a des régions du spectre d'émission électromagnétique très peu perturbées par ces gaz atmosphériques (absorption faible) donnant alors la possibilité pour les satellites (les radiomètres à bord de ces satellites) d'observer la surface de la terre et le sommet des nuages afin de déterminer leurs températures ou d'autres caractéristiques. Ces régions spectrales sont appelées fenêtres atmosphériques. Les fenêtres infrarouges se trouvant entre les longueurs d'onde $[9.8 - 11.8\mu m]$ et $[11 - 13\mu m]$ sont les plus utilisées bien qu'étant affectées par une absorption résiduelle par la vapeur d'eau et l'ozone. La Seconde Génération des satellites de METEOSAT dispose dans cette fenêtre atmosphérique, pour l'étude des caractéristiques des nuages, de deux canaux (canal 6 et 7) centrés autour des longueurs d'ondes $10.8\mu m$ et $12\mu m$. Le canal $10.8\mu m$

de MSG est le plus couramment utilisé pour l'étude de la couverture nuageuse dans la zone d'observation des satellites MSG (METEOSAT Seconde Generation). Les radiances mesurées par les satellites peuvent être déduites de la fonction de Planck en intégrant dans une bande spectrale donnée. En inversant l'équation de Planck correspondante, on en déduit ainsi la température de la surface ayant émis le rayonnement transmis aux satellites à travers la fenêtre infrarouge :

$$T_\lambda = \frac{C_2}{\lambda \ln \left[\frac{C_1}{\lambda^5 E_\lambda} + 1 \right]} \quad (2.9)$$

où λ désigne la longueur d'onde centrale dans la bande spectrale considérée, C_1 et C_2 sont des constantes dérivées de l'équation de Planck avec $C_1 = 2hc^2$ et $C_2 = hc/k$. Cette température T_λ mesurée au sommet de l'atmosphère par le radiomètre SEVIRI à bord des satellites MSG est appelée température de brillance.

2.3.2.4 Interprétation des nuages dans l'IR $10.8\mu m$ de MSG

La figure 2.5 est une image de MSG2 prise dans le canal infrarouge $10.8\mu m$ sur l'Afrique de l'Ouest, le 17 septembre 2009 à 23h00. Elle illustre en fait la couverture nuageuse dans cette région.

Indirectement, cette mesure permet d'estimer l'altitude du sommet des nuages, si on dispose d'une estimation indépendante de la variation de la température atmosphérique avec l'altitude. Sur la figure 2.5, les zones de forte intensité infrarouge (les plus chaudes) apparaissent en noir, celles de faible intensité (froides) en blanc ; ainsi, plus un nuage sera élevé, plus sa couleur sur l'image tendra vers le blanc. Les nuages bas peuvent être confondus avec la terre ou la mer si leurs températures sont très proches.

2.3.3 L'humidité de la Troposphère libre par MSG : la méthode d'inversion

Dans cette partie du document il s'agit de décrire la mesure de l'humidité par les satellites géostationnaires. L'humidité de l'atmosphère est le plus souvent mesurée avec une certaine précision à partir des mesures in situ (cf paragraphe précédent).

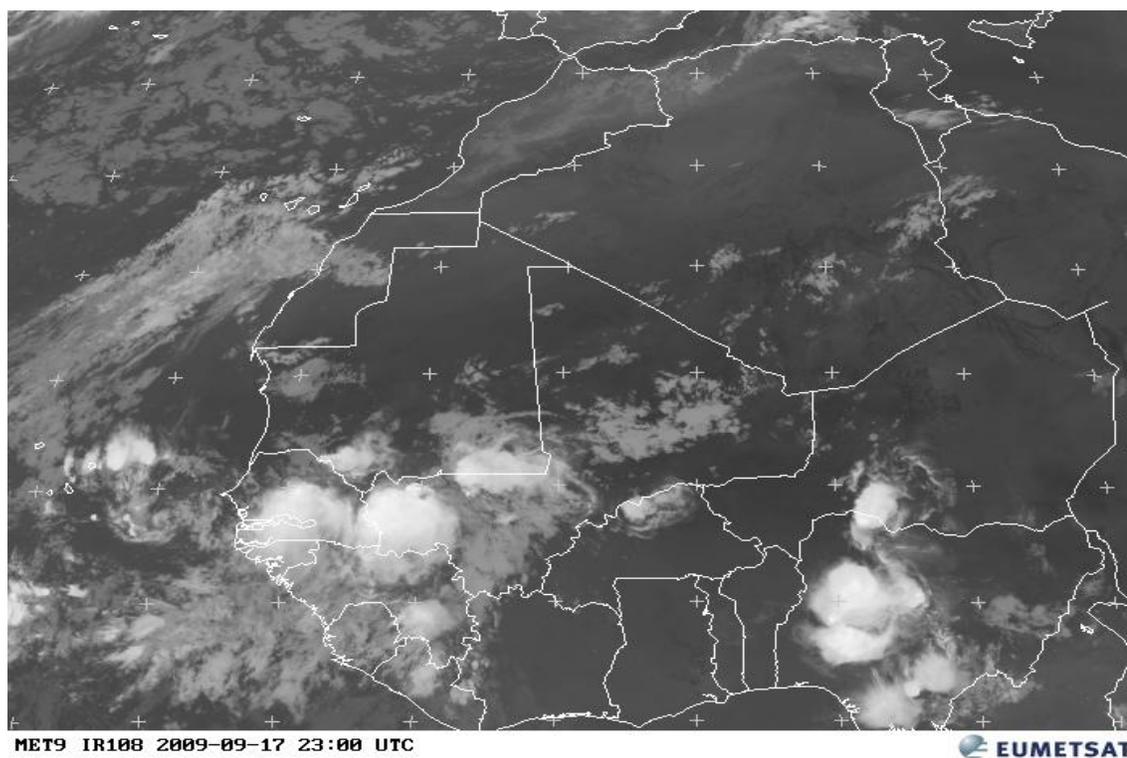


Figure 2.5 – Image MSG2 du 17 septembre 2009 à 23h00 UTC dans la zone Afrique de l'Ouest mesurée dans le canal infrarouge $10.8\mu m$

Cependant ces mesures dites *in situ* ne permettent pas une couverture globale de la planète.

Les satellites offrent une couverture globale de la planète avec une faible résolution verticale comparée aux profils de radiosondages qui occupent presque toute l'atmosphère jusqu'à des niveaux d'altitudes assez élevées (environ 25 km). La précision des satellites est le plus souvent dans la couche de l'atmosphère au delà de la couche limite planétaire, appelée dans la suite troposphère libre. Dans cette section nous tenterons de donner quelques explications et définitions de la mesure de l'humidité de la troposphère libre par les Satellites METEOSAT (particulièrement MSG) largement décrite dans Brogniez (2004) (voir aussi Soden and Bretherton (1996)).

2.3.3.1 Mesure de l'humidité dans la troposphère libre

Les nouvelles générations des satellites de METEOSAT disposent de deux canaux vapeur d'eau dans la bande spectrale du rayonnement électromagnétique terrestre centrées respectivement sur les longueurs d'ondes $6.7\mu m$ (canal WV067) et $7.3\mu m$ (canal WV073). Ces deux canaux sont sensibles à l'humidité à des niveaux d'altitudes différents, déterminés par leurs fonctions de poids ($W(p)$). La fonction de poids détermine la couche de l'atmosphère d'où vient principalement le rayonnement émis vers l'espace. Elle dépend de la quantité de molécules d'eau (H_2O) dans la couche d'atmosphère.

La figure 2.6 montre pour le canal vapeur d'eau $6.3\mu m$ de MET-5 par le biais de RTTOV-7 (voir Annexe C), les profils d'humidité relative idéalisés pour différents types d'atmosphères, pour un profil humide, un profil intermédiaire et un profil sec, ainsi que leurs fonctions de poids respectives.

Dans le cas des profils 2.6(a) qui est un cas typique des régions tropicales humides avec des humidités de l'ordre de 90%, la sensibilité de la couche est très haute dans l'atmosphère au delà de 300 hPa. Les profils 2.6(b) donne un profil avec des humidités de l'ordre 40% à partir de 800 hPa, la fonction de poids s'étend de 600 à 200 hPa avec un maximum autour de 350 hPa. Le profil d'humidité relative 2.6(c) est un cas typique des régions océaniques subtropicales avec une couche limite humide et une troposphère libre sèche de moins de 15 %. La fonction de poids

recouvre toute l'atmosphère de 800 à 100 hPa et le maximum est situé autour de 600 hPa. On peut remarquer que plus le profil est sec en moyenne troposphère, plus la couche qui contribue à la mesure du rayonnement est large.

Le canal WV067 est sensible dans la couche de l'atmosphère allant en moyenne de 200 à 500 hPa tandis que celui WV073 est plus basse dans l'atmosphère, elle couvre en moyenne la couche de 400 à 800 hPa.

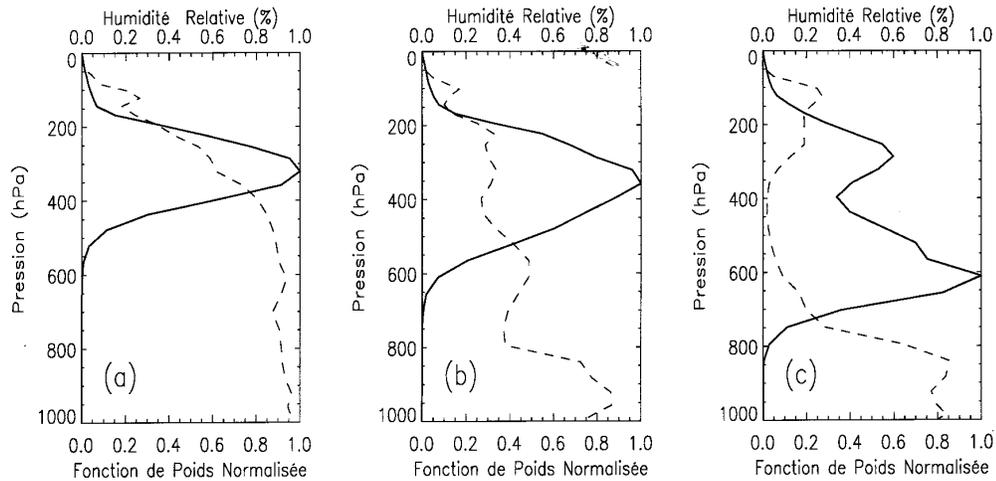


Figure 2.6 – Fonctions de poids $W(p)$ pour un profil humide (a), un profil intermédiaire (b) et un profil sec (c). Profils d'humidité relative correspondants vus au Nadir (en tirets) avec le canal vapeur d'eau $6.3 \mu\text{m}$ de MET-5 par le biais de RTTOV-7. Figure tirée de Brogniez (2004)

2.3.3.2 Description de la méthode d'inversion

En utilisant une théorie radiative simplifiée dans la bande vapeur d'eau sur des profils tropicaux idéalisés de température et d'humidité relative, Soden and Bretherton (1993) établissent une relation log-linéaire simplifiée entre les températures de brillance mesurées dans le canal vapeur d'eau (eg. WV062 de TOVS) et l'humidité relative moyenne dans la couche concernée. L'humidité relative moyenne $\langle \text{RH} \rangle$ dans cette couche mesurée par rapport au canal vapeur d'eau WV062, est appelée UTH (Upper Troposphere Humidity). Le terme UTH est introduit pour

la première fois par Schmetz et al. (1988) en négligeant ainsi la contribution des basses couches. Afin de tenir compte de la contribution de cette dernière, Picon et al. (2003) introduit le terme FTH ou humidité de la troposphère libre (Free Troposphere Humidity). L'inversion des températures de brillance en ciel clair en humidité relative moyenne d'une large couche de l'atmosphère allant de 700 à 100hPa, peut être donnée par la relation simplifiée suivante :

$$FTH = \exp(aT_B + b) \frac{\cos(\theta)}{p_0} \quad (2.10)$$

Les coefficients a et b sont obtenus par regression linéaire entre $\ln\left(\frac{FTH_{RS}p_0}{\cos(\theta)}\right)$ et TB. La variable FTH_{RS} est l'humidité relative moyenne dans la couche, calculée à partir du profil d'apprentissage issu des réanalyses et considéré comme un radiosondage. Elle est pondérée par le Jacobien (cf Brogniez, 2004), qui permet de tenir compte de la variabilité de la vapeur d'eau entre une atmosphère tropicale chaude et les latitudes moyennes froides.

p_0 est la pression de l'isotherme $T=240K$ normalisée par la pression de référence $p = 300hPa$:

$$p_0 = \frac{p(T = 240K)}{300hPa} \quad (2.11)$$

p_0 est un paramètre de normalisation lié aux variations de la température de la haute troposphère.

Les résultats obtenus avec les calculs des champs FTH tenant compte de la valeur de p_0 ceux ne tenant pas en compte de p_0 donnent de faibles différences entre ces deux champs d'humidité relative moyenne. En particulier les faibles différences sont obtenues au niveau de la ZCIT (Zone de Convergence Inter-Tropicale) où les valeurs de p_0 sont égales à 1.

La prise en compte de p_0 dans l'équation d'inversion diminue d'un facteur 2 l'erreur relative sur les FTH. Elle est en moyenne égale à 0.21% avec une déviation standard de 1.47% (Brogniez et al., 2009).

2.4 Les réanalyses

Nous donnons dans cette partie une description des deux types de réanalyses ou analyses météorologiques utilisées dans le cadre de ce travail. Les champs des analyses sont en général obtenus en corrigeant un modèle de prévision avec des observations. En appliquant des méthodes permettant de produire au jour le jour les analyses météorologiques mais en reprenant un historique de données et en utilisant des outils homogènes de modélisation et d'assimilation, on obtient les réanalyses.

2.4.1 Les réanalyses ECMWF

Le ECMWF (ou CEPMMT)¹¹ a initié depuis l'été 2006 un jeu de réanalyses qui constituent une continuité de données et s'inspirant de l'expérience issue des réanalyses ERA-40¹² qui la période allant de 1958 à 2002 (Uppala, 2005). Les données ERA-Interim (Simmons et al., 2007) que nous noterons dans la suite du document ERAI couvre la période allant du 1^{er} janvier 1989 à nos jours. Le système d'assimilation est de 4D-Var alors que ERA-40 utilisait un système d'assimilation 3D-Var. ERAI utilise comme système de prévision IFS¹³ du cycle de modèle atmosphérique Cy31r1/2. Ce modèle est discrétisé comme suite :

- 60 niveaux de modèle comme dans ERA-40. Le niveau le plus élevé se trouve à la pression 0.1 hPa qui correspond à l'altitude 64.56 km.
- Les champs sont archivés en harmoniques sphériques, de résolution spectrale à une troncature T255. Ce qui permet d'avoir une résolution horizontale de l'ordre de $0.703125^\circ \times 0.703125^\circ$ plus fine que dans ERA-40 ($1.125^\circ \times 1.125^\circ$).
- La résolution temporelle est de 6h.

L'humidité spécifique q (en kg/kg) est calculée en tenant compte des différentes phases de l'eau en suivant la formulation de Teten (voir Annexe A). L'assimilation des données particulièrement sur l'année 2006 a bénéficié des corrections des biais effectués sur l'humidité relative des radiosondages (Agusti-Panareda et al., 2009).

11. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ou Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

12. European ReAnalysis

13. Integrated Forecast System

2.4.2 Les analyses NCEP

Nous présentons particulièrement dans cette section les analyses NCEP/GFS¹⁴ que nous avons utilisé au cours de nos travaux. Ces données ont été validées sur l'année 2006 avec une bonne représentation du cycle de l'eau atmosphérique (Bielli and Roca, 2009). Le modèle de prévision opérationnel du centre de prévisions météorologique américain est obtenu à la résolution temporelle de 6 heures (00, 6h, 12h, 18h) et la résolution horizontale de $1^\circ \times 1^\circ$ sur tout le globe.

En fait les champs dynamiques sont obtenus suivant une résolution spectrale triangulaire (sur la base de fonctions harmoniques sphériques) T254 avec une transformation en grille gaussienne.

La résolution verticale est de 21 niveaux de pressions allant de 1000 à 100hPa. Ils sont inégalement répartis entre une pression de surface de 1000hPa au sommet de l'atmosphère à 0.27 hPa.

L'humidité spécifique est aussi calculée en tenant compte des différentes phases de l'eau.

2.5 Le modèle de circulation générale LMDZ

Nous introduisons le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ4 qui est décrit en détail par (Hourdin et al., 2006). LMDZ4 est ici utilisé dans différentes configurations afin de comprendre le cycle de l'eau atmosphérique à travers la modélisation des processus qui entrent en jeu dans la composition de la mousson Africaine. Les interactions complexes entre les différentes composantes de la mousson Ouest Africaine restent mal comprises. Ceci explique en partie la relative faiblesse des prévisions météorologiques et climatiques sur cette région du globe, comme on l'explique plus bas. Le modèle LMDz est utilisé dans une configuration en "mode guidé" par des analyses météorologiques. La bonne représentation du transport atmosphérique dans le modèle repose alors en grande partie sur la qualité des analyses météorologiques. Ce qui permet de se rapprocher aussi prêt de la réalité que possible. Le modèle LMDz est aussi testé dans sa capacité de zoom qui consiste à raffiner le maillage sur une région particulière. Ainsi différents tests

14. National Centers for Environmental Prediction/Global Forecast System

de sensibilité vont permettre de comprendre l'impact de ces configurations et les différentes interactions spatio-temporelles de la mousson Ouest Africaine.

2.5.1 Généralité sur les GCM : le modèle LMDZ4

Les modèles de circulation générale atmosphérique (GCM en anglais) résolvent les équations de Naviers Stokes en tenant compte de certaines lois physiques telles que la conservation de la masse, du moment, les lois de la thermodynamique ...

Ces systèmes d'équations permettent de calculer l'évolution d'inconnues (u, v, w, ρ, p, T, q) qui décrivent la dynamique atmosphérique à grande échelle. Les équations décrivant le GCM ne peuvent pas être intégrées jusqu'à l'échelle visqueuse. On ajoute alors de nouvelles équations pour tenir compte des termes non résolus dans les équations de Navier stokes. On parle alors de paramétrisation des processus sous maille.

Le modèle de circulation générale atmosphérique du LMD, LMDZ, utilisée dans ce travail est la seconde génération du modèle de climat développé au LMD il y a quelques dizaines d'années. Il a connu au cours de ces dernières années plusieurs évolutions, notamment en ce qui concerne les paramétrisations physiques (Hourdin et al., 2006). LMDZ offre également la possibilité de transporter un nombre arbitraire de traceurs en utilisant un schéma en volumes finis décrit largement dans (Hourdin, 2005). Le modèle de transport peut être utilisé soit en mode "on-line" (branché) soit en mode "off-line" (débranché). Dans le mode débranché, le transport est calculé séparément à partir des variables dynamiques et physiques. Dans ce cas de figure, le transport n'interagit pas directement avec l'atmosphère environnante. Dans le mode branché, les variables physiques et dynamiques sont échangées avec les composantes traceurs ce qui permet éventuellement de prendre en compte la rétroaction avec l'atmosphère.

2.6 La dynamique du modèle LMDZ

2.6.1 Les équations de la dynamique

Dans cette section nous ne rentrerons pas dans les détails des équations dites primitives qui sont largement décrites à travers la littérature (eg Holton, 1979).

Les équations de la dynamique grande échelle se simplifient en tenant compte de certaines considérations des lois de la physique :

– **l’approximation des gaz parfaits**

L’air est considérée comme un gaz parfait :

$$p = \rho RT \quad (2.12)$$

– **l’approximation hydrostatique**

L’approximation hydrostatique n’est valable que dans le cas des GCM dont les équations ne peuvent pas être résolues à l’échelle visqueuse.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.13)$$

– **l’approximation de couches minces**

Dans cette approximation on néglige l’épaisseur de l’atmosphère devant le rayon de la planète. L’atmosphère est considérée comme une juxtaposition de couches. Cette considération amène à supprimer le terme de Coriolis sur la composante verticale dans l’équation d’écoulement pour tenir compte de la conservation du moment cinétique.

2.6.2 La résolution horizontale

La discrétisation horizontale utilisée par LMDZ4 pour résoudre les équations primitives correspond à la grille-C d’Arakawa : les grandeurs scalaires telles que la température potentielle (θ), le géopotentiel (Φ), la pression de surface (p_s) sont calculées au centre de la maille alors que les vents zonal et méridional sont calculés aux frontières de la maille. La résolution spatiale des modèles est limitée par la puissance des machines de calculs existantes. La discrétisation horizontale peut être fixée arbitrairement pour affiner sur une région quelconque du globe. Ainsi il peut être utilisé comme modèle régional ou global (Krinner et al., 2005). La plus petite résolution atteinte pour le moment est de l’ordre de 20 km, zoomé sur le Sénégal. Des simulations régionales sont effectuées par Laurent Li au Laboratoire de Météorologie Dynamique pour affiner à des résolutions horizontales plus petites ($\approx 10km$). Pour des raisons d’isotropie, le nombre de points en longitude est différent

du nombre de points en latitude. Il doit être d'un multiple de 8 pour des raisons techniques uniquement numériques. Pour la répartition des mailles le modèle utilise une fonction hyperbolique qui permet d'obtenir des résolutions quasi-uniformes au niveau du zoom.

2.6.2.1 Discrétisation verticale

La discrétisation verticale est donnée en coordonnées dites hybrides $\sigma - p$ qui permettent de s'affranchir des problèmes liés à l'orographie. La pression (p_l) à un niveau l du modèle est définie en tenant en compte de la pression de surface au point considéré (p_s) :

$$p_l = A_l p_s + B_l \quad (2.14)$$

Les valeurs de A_l et B_l sont choisies, telles que près de la surface A_l tend vers 1 pour épouser le relief. Ce système de coordonnées donne des surfaces qui suivent le relief à proximité du sol et des surfaces quasiment horizontales plus haut dans l'atmosphère.

La résolution dite standard utilisée jusque récemment était de 19 niveaux de pression avec quatre couches sur les premiers kilomètres du modèle près de la surface et au dessus de 20 km. Les niveaux de pression sont répartis de manière irrégulière. Actuellement le modèle LMDZ peut être utilisé avec une résolution sur la verticale de 39 niveaux. La première couche se situe vers 40m du sol, les couches sont espacées de 500m sur les quatre premiers kilomètres près du sol et les couches les plus hautes sont distants de plusieurs kilomètres.

2.7 La physique du modèle LMDZ

Certains processus thermodynamiques de petites échelles (turbulence, convection...) doivent être paramétrisés, avec les incertitudes supplémentaires que cela implique. D'autres processus sont probablement encore trop mal connus pour être explicitement simulés même s'il n'y avait pas de limitation de résolution (caractéristiques physiques et optiques des nuages...). Une des grandes sources d'incertitudes pour l'atmosphère, sur laquelle les GCM divergent, est la modélisation des

nuages et de leur rôle dans le bilan hydrique et radiatif de la planète. Le traitement de la convection "humide" (avec changement de phase de l'eau et éventuellement précipitation) est également un problème complexe suscitant beaucoup de recherches. Dans ce paragraphe nous abordons la paramétrisation de la convection humide utilisée dans le modèle LMDZ4 (Hourdin et al., 2006) basée sur le schéma de convection (Emanuel, 1991) qui est un schéma d'ajustement humide de la convection permettant une bonne paramétrisation des cumulus. Nous présenterons également la couverture nuageuse à travers les variables de grandes échelles telles que l'humidité spécifique (q) et l'humidité à saturation (q_{sat}) en suivant l'approche largement décrite dans Bony and Emanuel (2001).

2.7.1 Description du modèle de transfert radiatif terrestre

Il est important de rappeler que dans les GCM d'une manière générale le code radiatif est associé à la paramétrisation. Ce qui suppose qu'il est activé au niveau de la physique du modèle et tient compte des processus sous-maillages. Le code radiatif utilisé dans LMDZ est inspiré de celui du modèle du Centre Européen des Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais). Dans le modèle LMDZ les espèces radiatives activées sont : H_2O , O_3 , CO_2 , O_2 , N_2O , CH_4 , NO_2 et les CFCs. Il arrive dans certains cas que l'on tienne compte de l'effet radiatif des aérosols ou de certaines autres composantes chimiques. Le calcul du transfert radiatif est effectué toutes les heures (et est numériquement coûteux). L'effet radiatif tient compte de l'énergie aux courtes longueurs d'onde transmise à travers l'atmosphère et de l'énergie aux grandes longueurs d'onde émise par l'atmosphère en tenant compte de la température, de l'humidité spécifique, du contenu en eau liquide des nuages, de la fraction nuageuse Dans l'infrarouge thermique, l'énergie est calculée avec un modèle à bande large qui tient compte des différentes bandes d'absorption atmosphériques : H_2O , CO_2 , O_3 (Morcrette and Geleyn, 1985). L'énergie solaire est atténuée en traversant l'atmosphère par les différents gaz présents dans l'atmosphère, particulièrement la vapeur d'eau. La diffusion moléculaire doit aussi être prise en compte (eg. Diffusion de Rayleigh pour les aérosols).

2.7.2 Convection et nuages

2.7.2.1 Le transport convectif

L'échelle de la grille horizontale des modèles de circulation générale atmosphérique (GCM) est de l'ordre de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres. La convection est un processus sous-maille et doit donc être paramétrisée. Elle est représentée par une paramétrisation c'est à dire un modèle permettant de décrire les caractéristiques de la convection à partir des variables d'état du GCM (T, q, \dots) d'évaluer ainsi les sources et puits d'humidité. L'ancien schéma utilisé dans le modèle LMDZ pour la paramétrisation de la convection à savoir le schéma dite de Tiedtke (Tiedtke, 1989) est remplacé par celui de Emanuel. Il est ici utilisé dans LMDZ à l'égard du schéma de Tiedtke par une bonne représentation de la circulation de Hadley et de Walker avec relativement une bonne représentation de la convection profonde notamment du transport vertical des flux de masse au niveau des régions tropicales sur le continent et aussi par le fait qu'il supprime les surestimations de pluies observées sur l'océan Atlantique. Guichard et al. (2004), en comparant les descentes précipitantes (precipitating downdraughts en anglais) issues d'un modèle à une dimension (1D) du schéma d'Emanuel trouve des intensités de pluies comparables à celles obtenues avec les CRM (Cloud Resolving Model).

Le schéma d'Emanuel est un schéma de flux de masse basé sur une représentation idéalisée d'un cumulonimbus avec son enclume. La tour convective au centre de la convection qui est la partie saturée ou nuageuse est formée de deux parties :

- Ascendance adiabatique
- Courants mélangés

A chaque niveau, de l'air est prélevé sur l'ascendance adiabatique et mélangé à l'air de l'environnement. Les mélanges ayant une flottabilité positive montent et celles de flottabilité négative descendent et constituent les courants saturés descendants. Les ascendances d'air diluées et les descentes d'air diluées sont représentées par un spectre de mélanges variant de 0 à 1 selon une loi équiprobable.

Dans le modèle LMDZ ce schéma d'Emanuel est en plus modifié en ce sens que le déclenchement et la fermeture (qui détermine le flux de masse à la base de la colonne convective) repose sur les processus sous-nuageux de couche limite (cellules

convectives associées à la convection peu profonde). Un effort important a été fait lors la thèse de Catherine Rio pour la paramétrisation de cette convection peu profonde, (voir aussi Rio and Hourdin, 2008) avec l'introduction du "modèle du thermique" qui s'inspire des modèles de convection nuageuse ou des flux de masses comme dans le schéma de Emanuel.

Des études sont en cours également pour prendre en compte les effets du relief (soulèvement d'air conditionnellement instable). Les paramétrisations des processus sous-nuageux incluent également une représentation des poches froides engendrées par les descentes précipitantes (Grandpeix and Lafore, 2009).

Lorsqu'elle atteint les niveaux supérieurs de l'atmosphère, la convection est dite convection profonde. Pour cela il faut une énergie cinétique suffisante permettant de transporter une masse d'air depuis la couche sous nuageuse jusqu'à son niveau de flottabilité libre en traversant une zone d'inhibition située à la base du nuage. Cette énergie disponible pour transporter la masse d'air depuis son niveau de condensation est modifiée. Dans le nouveau schéma utilisé, Grandpeix and Lafore (2009) ont introduit une énergie disponible pour le soulèvement noté ALE ¹⁵ qui peut venir aussi bien des caractéristiques de la couche limite convective de l'orographie et des poches froides. La convection profonde est active si :

$$ALE > CIN \quad \text{et} \quad ALE = \max(ALE_{bl}, ALE_{oro}, ALE_{wake})$$

Ces nouvelles paramétrisations constituent "la nouvelle physique". Elles ont permis de décaler le cycle diurne des précipitations en Afrique de l'Ouest (Rio et al., 2009) en prédisant un maximum de précipitation orageuses en fin d'après-midi, en bon accord avec les observations, alors que les modèles de climat tendent habituellement à prédire un maximum vers midi, en phase avec l'insolation.

2.7.2.2 La représentation des nuages dans le modèle LMDZ

La prédiction de la couverture nuageuse et de l'eau nuageuse dans les modèles de circulation générale est un problème sous-maille.

Dans le modèle LMDz ces paramètres sont prédits à partir de l'eau totale

15. Available Lifting Energy

moyenne (q) et de l'humidité à saturation (q_{sat}). On introduit la probabilité de distribution de l'eau totale dans la maille $P(q)$ avec $\int_0^\infty P(q) dq = 1$. La fraction nuageuse (f) se calcule alors avec des humidités totales supérieures à l'humidité à saturation :

$$f = \int_{q_{sat}}^{\infty} P(q) dq \quad (2.15)$$

On en déduit aussi l'eau totale condensée dans la maille :

$$q_c = \int_{q_{sat}}^{\infty} (q - q_{sat}) P(q) dq \quad (2.16)$$

Le nouveau schéma statistique de nuage est basé sur l'utilisation de PDF log-normales généralisées suivant l'approche de Bony and Emanuel (2001). Dans ce nouveau schéma on distingue nuages convectifs et nuages stratiformes (influencés particulièrement par la grande échelle). Les nuages ainsi diagnostiqués sont utilisés à la fois pour le calcul radiatif et pour calculer un taux de chauffage et un taux de précipitation. La quantification des flux radiatifs dans les modèles de circulation générale atmosphérique constitue un moyen efficace pour évaluer la bonne représentation de la paramétrisation utilisée (eg Bony and Emanuel, 2001; Zhang et al., 2005). Les erreurs sur la température de surface par exemple et aussi les erreurs sur les champs de vapeur d'eau sont facilement repérables à partir des flux radiatifs au sommet des nuages. Dans la majeure partie des cas on considère les nuages comme des corps noirs sauf les cirrus fins qui sont considérés comme des corps gris et il est montré que les cirrus et les tours convectives sont corrélés aux faibles valeurs de OLR¹⁶ et les nuages bas aux grandes valeurs de OLR.

2.7.2.3 Précipitation

Dans le modèle LMDZ la quantité d'eau condensée dans une maille est déduite soit du schéma statistique pour les nuages stratiformes, soit de la paramétrisation de la convection. Cette quantité d'eau est répartie en deux parties : une partie reste dans le nuage et l'autre partie est précipitée.

16. Outgoing Longwave Radiation

On distingue plus précisément deux types de nuages principalement dans le modèle LMDZ : les nuages convectifs déduits du schéma de (Emanuel, 1991) et les nuages issus de la condensation à grande échelle. Ce sont en fait les nuages dits stratiformes estimés statistiquement suivant l'approche de (Bony and Emanuel, 2001). On détermine ainsi deux types de pluies : pluies à grande échelle estimée à partir des nuages stratiformes (*plul*) et les pluies convectives issues de la paramétrisation de la convection (*pluc*). La pluie totale (*precip*) dans le modèle est donnée par :

$$precip = plul + pluc \quad (2.17)$$

2.7.3 Le schéma de surface

Le modèle du LMD distingue surface continentale et océanique. Les flux d'énergie pour les différents types de surface tiennent compte des propriétés telles que : rugosité, albédo, température, humidité, ... Actuellement dans la version LMDZ4 l'évaporation est calculée au moyen d'un modèle à deux couches, le modèle de surface et de végétation ORCHIDEE (de Rosnay et al., 2002; Krinner et al., 2005). L'évapo-transpiration dépend des différents types de sols et de végétations. Et on utilise présentement dans le cadre de cette étude une version de LMDZ couplée avec le schéma de sol ORCHIDEE ce qui permet d'avoir des évaporations plus réalistes au niveau de la surface qu'avec le modèle plus grossier dit bucket. Au niveau de l'océan, on impose des températures à la surface de l'océan (ou SSTs).

2.7.4 La couche limite atmosphérique

C'est en fait dans cette couche qu'ont lieu le plus souvent les mouvements de turbulence et le déclenchement de la convection nuageuse. Cette couche limite peut se diviser physiquement en 2 grandes parties :

- une couche près de la surface, dominée par une turbulence de petite échelle qui peut se représenter relativement bien au travers d'une diffusion turbulente comme dans le cas d'une diffusion moléculaire. Dans le modèle climatique du LMD la diffusion turbulente est estimée à partir de la valeur de la longueur de mélange introduit à l'origine par Prandtl en 1925 $l = l_o(\frac{p}{p_s})$ où $l_o = 35m$ et

du coefficient de diffusivité K_z en suivant l'approche défini par (Laval et al., 1981).

- On distingue une couche mélangée où le profil de température potentielle reste neutre surmontée d'une couche où la température potentielle augmente brutalement appelée couche d'inversion. C'est dans cette couche que se développe dans la journée des structures méso-échelles observées souvent au niveau de la couche limite. Les ascendances d'air chaud montent depuis la surface. Ce sont ces structures qui sont représentées dans le modèle du thermique.

2.8 Le transport atmosphérique

On parle ici du transport d'espèces traces ou traceurs dans le modèle. L'introduction des traceurs dans le modèle LMDZ est largement décrite dans (Hourdin, 2005). Dans le modèle LMDZ, on utilise un schéma ou volumes finis qui a l'avantage d'être parfaitement conservatif, positif et monotone.

Par définition, un traceur atmosphérique est une espèce présente à l'état de "traces" (dans la pratique 1g/kg) qui suit l'air.

Les traceurs sont dits passifs quand ils ne rétroagissent pas sur le système climatique. Ils se distinguent des traceurs du type de la vapeur d'eau qui est un traceur dit actif et qui joue un rôle très important dans son interaction avec l'atmosphère. Cette approche définissant la vapeur d'eau comme étant un traceur est actuellement très utilisée pour comprendre certains phénomènes météorologiques. Pierrehumbert and Roca (1998) formule l'hypothèse d'un modèle de rétro-trajectoire pour expliquer le fait que la distribution d'humidité subtropicale soit gouvernée par l'advection à grande échelle. Ce modèle est largement décrit par Roca et al. (2005).

2.9 Le mode guidé

Les résultats des simulations réalisées avec les modèles climatiques s'interprètent généralement sous forme statistique. Pour des simulations climatiques classiques, sur plusieurs années à centaines d'années, la condition initiale est très vite oubliée et les modèles divergent rapidement par rapport à la réalité si on est parti d'un état contraint par les observations. Cependant pour des besoins de validations on peut

contraindre ces modèles à suivre une situation météorologique donnée comme dans le cas d'une assimilation de données (eg. analyses et réanalyses météorologiques), si on définit l'assimilation comme étant le procédé permettant de corriger à partir des observations un état de l'atmosphère. Dans notre cas nous allons considérer les analyses météorologiques opérationnelles comme des observations. On définit un terme de rappel vers ces analyses avec un temps de relaxation ou temps de rappel τ . Cette technique qui permet de faire tendre un état du modèle vers une situation météorologique observée est appelée guidage ou nudging en anglais. On peut le définir mathématiquement par l'équation suivante :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = M(X) + \frac{X_a - X}{\tau} \quad (2.18)$$

où X est une variable météorologique donnée et M est l'opérateur de dérivée temporelle des variables météorologiques représentées par X et X_a représente les mêmes variables issues des analyses.

On peut calculer la solution de l'équation 2.18 en l'absence du terme $M(X)$ pour déterminer graphiquement le comportement de l'état du modèle vis à vis des analyses (voir figure 2.7 en guise d'illustration) :

$$X = X_o \exp\left(\frac{-t}{\tau}\right) - X_a \quad (2.19)$$

Il n'existe pas de théorie pour choisir la valeur de τ qui pourra varier d'une variable à l'autre ou d'une région à l'autre du globe, ainsi que du but recherché dans l'expérience numérique. Pour une valeur de la constante τ très petite les termes de guidage (analyses) dominant par rapport à la prévision du modèle. Pour τ très grand, on ne guide presque pas. En théorie la valeur optimale de τ dépend aussi de la qualité des analyses météorologiques. Des études récentes menées sur des validations avec des GCMs (eg. le modèle LMDZ, le modèle ECHAM, le modèle GISS, le modèle du Met Office UM) suggèrent que la meilleure valeur de τ est celle qui permet de guider le modèle à rester où à être proche d'une situation situation synoptique (Jeuken et al., 1996; Hauglustaine et al., 2004; Schmidt et al., 2006; Coindreau et al., 2007; Telford et al., 2008). Ces différentes études visent généralement à résoudre les différentes connexions atmosphériques. Une zone particulière

du modèle est alors guidée vers les réanalyses dans le but d'améliorer ses performances. Ceci permet dans certains cas de contrôler, voire de supprimer dans un sous-domaine géographique certaines activités transitoires du modèle par un rappel vers son état moyen.

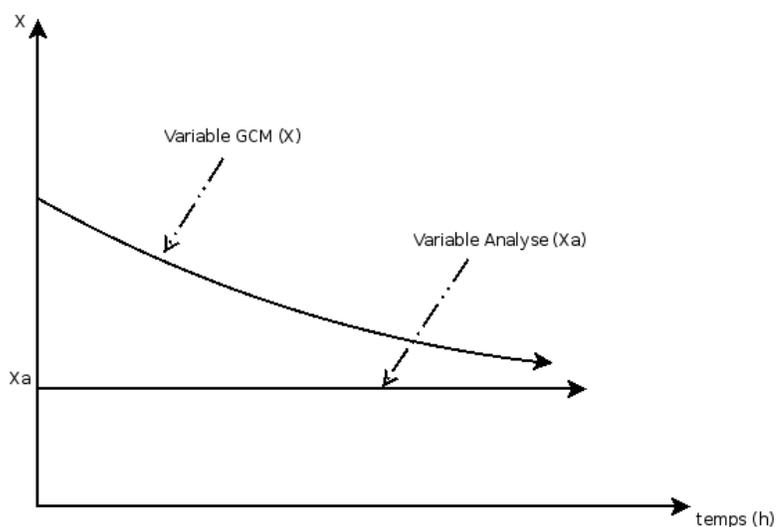


Figure 2.7 – Figure illustrant le comportement du modèle vis à vis des réanalyses météorologiques dans le cas d'un guidage.

Guidage du modèle LMDZ

En fonction des applications, on peut avoir différentes techniques de guidage. On rappelle qu'un des objectifs de ce travail est d'évaluer la physique de LMDZ quant à sa capacité à représenter le transport de la vapeur d'eau. Pour ce faire nous n'allons guider que la dynamique de grande échelle, à savoir les composantes zonales (u) et méridionales (v) du vent, et parfois la température (T). Ce guidage est effectué sur toute l'atmosphère donc à tous les niveaux de pression. Les réanalyses sont aussi interpolées linéairement dans le temps et dans l'espace sur la grille du modèle LMDZ. La capacité du modèle LMDZ à zoomer sur une région particulière donnée permet avec le guidage d'appliquer des valeurs de τ différentes à l'intérieur et à l'extérieur de la région zoomée. On peut imaginer de nouvelles expériences dans lesquelles l'atmosphère globale est guidée régionalement vers les réanalyses afin

d'étudier l'influence de cette région sur le climat simulé et observé (Bielli et al., 2010). Une telle expérience est alors très importante en particulier dans le cadre du programme AMMA (Redelsperger et al., 2006) qui vise aussi à comprendre les interactions de la mousson Ouest Africaine avec le climat Global.

Le modèle LMDZ et les analyses NCEP ou ECMWF ne sont pas discrétisés de la même manière sur l'axe vertical de pression et présentent des nombres de niveaux différents. L'interpolation sur les niveaux de pression est faite linéairement en logarithme de pression. En effectuant des simulations de températures de brillance avec le modèle LMDZ à travers RTTOV, dans les canaux vapeur d'eau de MSG, nous avons ainsi montré que le guidage du modèle par les réanalyses avait comme conséquence de mettre trop d'humidité à la haute atmosphère. Ces valeurs d'humidité relative au delà de 100 hPa entraînent une rapide saturation au niveau du canal vapeur d'eau de MSG. Nos simulations ont ainsi permis d'adopter une méthode de guidage du modèle LMDZ à la haute atmosphère. Le guidage n'est pas effectué au sommet de l'atmosphère du modèle dans le cas où il n'y a plus de données à interpoler entre les variables issues des réanalyses et du modèle LMDZ.

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DES OBSERVATIONS POUR ÉVALUER LMDZ

3.1 Méthodologie

Une part importante du travail du modélisateur, que ce soit pour l'étude du climat ou la prévision opérationnelle du temps est de trouver des méthodes permettant d'évaluer les modèles par rapport aux observations (ou aux analyses météorologiques).

On cherche à montrer que son modèle "marche" bien ou non. On peut aussi être amené à regarder la performance de son modèle vis à vis des autres (qui est à priori une curiosité scientifique). Le projet d'intercomparaison de modèle AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) (Gates, 1992) avait par exemple comme objectif d'évaluer les performances de différents types de modèles. La prise en compte de certains phénomènes météorologiques nécessite souvent d'améliorer les paramétrisations physiques. C'est le cas actuellement dans le modèle LMDZ avec le développement de la nouvelle physique décrite dans le chapitre précédent. Au travers de ces nouvelles paramétrisations on cherche en particulier à bien représenter la convection nuageuse (formation de cumulus), les caractéristiques thermodynamiques de surface, en somme la couche mélangée (PBL, la couche limite planétaire) et par conséquent une répartition spatiale correcte des précipitations, des nuages par exemple.

Le développement et le réglage de ces paramétrisations repose pour beaucoup aujourd'hui sur la comparaison de versions de modèle uni-colonne ou SCM (Single-Column Model) avec des CRM (Cloud Resolving Model) sur des cas d'étude documentés (Guichard et al., 2004; Derbyshire et al., 2004) ou des LES (Large Eddy Simulation) (Rio and Hourdin, 2008). L'étape suivante consiste à évaluer le modèle climatique tridimensionnel, une fois incorporées ces nouvelles paramétrisations. L'évaluation en mode climatique (intégrations longues dans lesquelles on "oublie" l'état initial) ne peut se faire qu'en comparant simulations et observations en termes statistiques (moyennes, variances, modes de variabilité). La complexité du système

climatique (réel ou observé) fait qu'il est cependant souvent difficile de remonter de ce type de comparaison à l'identification de défauts dans la représentation des processus au travers des paramétrisations. Une méthodologie intermédiaire entre les cas d'étude uni-colonne et les simulations climatiques consiste à suivre une situation météorologique donnée en utilisant le guidage défini dans le premier chapitre. Cette technique permet de valider le modèle au jour le jour lors de campagnes de mesures comme dans le cas de l'assimilation directe de données météorologiques (eg. analyses météorologiques). Différents choix peuvent être utilisés pour le guidage (variables et constantes de relaxations) en fonction de la nature du problème étudié. Le guidage du modèle par la dynamique devrait permettre la bonne représentation du transport atmosphérique de la vapeur d'eau à grande échelle et donc l'évaluation des paramétrisations physiques dans le modèle LMDZ. Cette approche permettra de valider le modèle numérique à partir d'observations satellitaires et de données in-situ (radiosondages).

3.2 L'approche modèle vers satellite

L'approche dite modèle vers satellite permet de comparer directement des sorties de modèle avec des observations satellitaires. Il s'agit de simuler, à partir d'un modèle de transfert radiatif, des températures de brillance (luminances satellitaires) calculées à partir de la connaissance de l'état de l'atmosphère en terme de profils de température, d'humidité et de nuage comme schématisé sur la figure 3.1. En d'autres termes on calcule ce que le radiomètre à bord d'un satellite mesurerait s'il observait l'atmosphère du modèle. La même approche peut être appliquée à des profils de radiosondages. Morcrette (1991) est le premier à introduire le terme modèle vers satellite pour étudier le cycle diurne des nuages dans le modèle de prévision du temps du centre Européen (ECMWF). Le modèle de transfert radiatif qu'il utilise pour calculer les radiances des satellites est un modèle à bande large. Par la suite cette démarche est utilisée pour valider les modèles de climat (Roca et al., 1997).

Dans le cas de notre étude nous utilisons le modèle de transfert radiatif RT-

TOV¹ (Matricardi et al., 2004). Une large description de ce modèle est donnée en Annexe C. Nous nous intéressons au cycle de l'eau atmosphérique et aux interactions entre l'humidité de la troposphère et les nuages. Cette intérêt nous amène ainsi à considérer les radiances à partir des secondes génération de satellites de Météosat (e.g MSG) dans les bandes infrarouges centrées autour de $10.8\mu m$ et des deux canaux vapeur d'eau centrés autour des longueurs d'ondes $6.3\mu m$ et $7.3\mu m$.

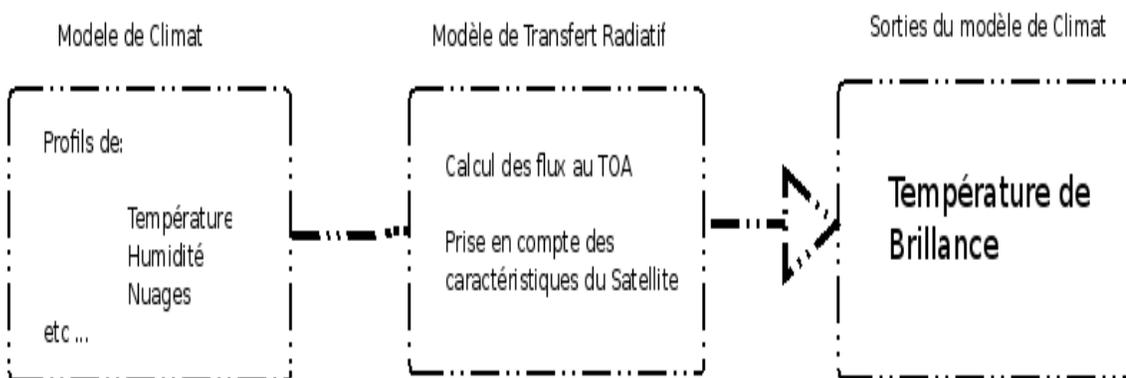


Figure 3.1 – Schéma descriptif de l'approche modèle vers satellite tiré de Roca (2000).

3.3 Outils statistiques d'évaluation

L'évolution du modèle guidé au jour le jour sera ici appréhendée en utilisant des outils statistiques classiques. Nous décrivons ci-dessous ces outils pour permettre d'interpréter facilement les résultats de nos diagnostics avec les différents jeux de données utilisés.

3.3.1 Calcul de corrélations

La corrélation (noté r) qui est le rapport de la racine carrée de la covariance des variables à corrélérer x et y sur le produit de leur écart type. Ainsi les coefficients

1. Radiative Transfert for TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder)

liant ces variables sont donnés par la formule :

$$r = \frac{\text{cov}(x, y)}{s_x s_y} \quad (3.1)$$

où s_x et s_y sont les écart-types des variables x et y respectivement (Wilks, 1995).

Une question importante quand on calcule la corrélation de deux séries est de savoir si cette corrélation est significative ou non. La table de Bravais-Pearson indique le seuil inférieur de signification du coefficient de corrélation linéaire. Pour que la relation soit significative avec un risque d'erreur quelconque, il faut que r calculée dépasse la valeur de la table au seuil de probabilité ou de risque donné et au degré de liberté égal à $v = n - p - 1$ (n : le nombre d'observations, p : le nombre de relations considérées ou de variables explicatives).

3.3.2 FAR et POD

3.3.2.1 Définition

Du fait de leur caractère positif et sporadique, les distributions de pluie et d'humidité se prêtent mal à des analyses de type corrélation. Pour évaluer le modèle en terme d'occurrence de pluies, nous utilisons les FAR² et les POD³ (Wilks, 1995).

Pour ces outils statistiques de prévisions il faut faire l'hypothèse que les événements ont les mêmes probabilités de se réaliser et ne sont pas entachés d'erreurs. Ces diagnostics sont appliqués sur des séries temporelles binaires (1, 0) ou (yes, no) correspondant à l'occurrence de pluie (pluie supérieure à un seuil) à l'instant considéré. On compare ainsi les séries binaires obtenues pour une maille du modèle LMDZ et un pixel d'observation colocalisé qu'il soit par exemple des pluies GPCP ou des températures de brillance (la taille du pixel est supposée être le même dans les deux cas). Dans la pratique, cette valeur seuil peut être différente entre les observations et les modèles pour compenser des biais dans la distribution des pluies. On peut par exemple choisir ces seuils en comparant les courbes de CDF (Cumulative Distribution Function) entre observées et simulées.

2. False Alarm Rate

3. Probability Of Detection

3.3.2.2 La Table de Contingence

Quand on compare les séries binaires observées et simulées à un instant donné, 4 situations sont possibles.

- (yes/yes) ou (1, 1) : l'évènement est présent aussi bien dans le modèle que dans les observations.
- (yes/no) ou (1, 0) : l'évènement est présent dans le modèle et pas dans les observations.
- (no/yes) ou (0, 1) : l'évènement n'est pas présent dans le modèle mais détecté dans les observations.
- (no/no) ou (0, 0) : l'évènement n'est pas présent dans le modèle et dans les observations.

Le tableau suivant résume les différentes combinaisons possibles entre les séries binaires observées et simulées.

	Observation		
	Yes	No	
simulation	Yes	a	b
	No	c	d

Tableau 3.I – Combinaisons possibles et relations existantes entre valeurs observées et simulées

3.3.2.3 FAR

Comme son nom l'indique, le FAR donne la fraction des détections positives sur la simulation qui ne sont pas vues par les observations :

$$FAR = \frac{b}{a + b} \tag{3.2}$$

Par définition le FAR est compris entre 0 et 1.

3.3.2.4 POD

Le POD indique la proportion de fois où le modèle arrive à bien prévoir l'occurrence d'un évènement effectivement observé. Il est donnée par le rapport :

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (3.3)$$

Les valeurs de POD varient entre 0 et 1.

3.3.3 Calcul de FMT

Le paramètre FMT⁴ est un coefficient statistique d'analyse temporelle adapté à l'analyse de signaux positive de type d'humidité. Il est calculé en un point sur un intervalle de temps donné. Il permet de rendre compte des erreurs de phasage temporel des différents signaux étudiés (modèle vs. observations) et des erreurs d'amplitude.

Son expression est donnée par la relation suivante en pourcentage :

$$FMT = 100 \frac{\int_0^T \min\{V_{obs}(t), V_{sim}(t)\} dt}{\int_0^T \max\{V_{obs}(t), V_{sim}(t)\} dt} \quad (3.4)$$

où $V_{obs}(t)$ et $V_{sim}(t)$ désignent respectivement la variable issue des observations et des simulations à un instant t donné.

Cet outil de diagnostic a été largement utilisé lors du campagne ETEX (European Tracer EXperiment) pour évaluer les performances des modèles de transport (Mosca et al., 1998; Idelkadi et al., 2002). Le FMT est de 100 % si les deux courbes sont identiques c'est à dire lorsque la simulation coïncide parfaitement avec les observations. Des valeurs plus faibles de FMT peuvent être dues soit à une différence sur l'amplitude des deux variables soit à l'existence d'un déphasage entre les deux courbes.

3.3.4 Moyenne conditionnelle et histogrammes

L'histogramme consiste à classer une série de données en terme de classes d'intervalles ou "bins". Il permet en fait de déterminer rapidement la distribution

4. Figure of Merit in Time

des données. A partir de l'histogramme on définit le CDF (Cumulative distribution Function) que l'on peut aussi définir comme étant l'histogramme cumulé, qui donne la probabilité relative d'une série statistique de données (d'une distribution quelconque dans un "bins" donné). En d'autre terme on obtient sur un CDF la probabilité des quantiles. Elle peut être déterminée par la formule empirique suivante qui représente une loi de distribution de probabilité :

$$p(x) \approx Pr \{X \leq x\} \tag{3.5}$$

où X est la variable aléatoire (la valeur d'une quantile) et x une valeur spécifique donnée.

Connaissant la probabilité de distribution des valeurs dans le modèle et dans les observations dans une région donnée, on superpose les courbes simulées et celles observées pour déterminer la probabilité d'obtenir la même valeur pour une classe d'évènements donnée. Cette valeur ainsi déterminée à partir des courbes de CDF représente la valeur de seuil que l'on va utiliser dans la suite comme valeur de prévisions, et pour le calcul des fausses alarmes rate (FAR) ainsi que des probabilités de détection (POD) dans le modèle. Cette technique de recouvrement de courbes CDF est maintenant largement utilisée pour évaluer des séries de données. Par exemple dans le cas des radiosondages, Nuret et al. (2008) utilise cette technique pour évaluer les biais existant entre les différents types de radiosondes (eg. RS92 vs RS80) par rapport aux mesures GPS.

Dans le cas des nuages on détermine aussi une valeur de $T_b = 260K$ par exemple pour déterminer le seuil de détection des nuages de convection (moyennes altitudes) et de hautes altitudes. Les études climatologiques indiquent qu'elle correspond à la température de l'altitude 440 hPa (Tian et al., 2004; Sohne et al., 2008).

Pour un seuil donné de TB, on peut déterminer les scènes pour lesquelles on obtient les températures les plus froides c'est à dire inférieures à la valeur 260K. On détermine de ce fait les températures de brillance conditionnelles et une moyenne à partir de ces champs de TB sera appelée une moyenne conditionnelle.

Une autre manière d'estimer les nuages de hautes altitudes est de supposer que ce sont en moyennes ceux qui sont susceptibles d'affecter la mesure de de l'humidité

3.4 Adaptation de la méthode à l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest à l'échelle synoptique

relative dans les canaux vapeur d'eau $6.7\mu m$ et $7.3\mu m$ de MSG. Comme les nuages atténuent fortement la mesure du rayonnement au sommet de l'atmosphère les températures de brillance obtenues avec ces deux canaux sont mesurées en ciel clair ($T_{6.7}$ ou $T_{7.3}$). On peut alors évaluer à partir des températures de brillances en ciel clair de ces deux canaux les pixels de nuages hauts ou moyennes altitudes. Par conséquent la différence des températures de brillances entre les canaux infrarouges $10.8\mu m$ ($T_{10.8}$) et des deux canaux vapeur d'eau de MSG ($T_{6.7}$ ou $T_{7.3}$) permet ainsi de déterminer l'altitude des nuages. Soden and Bretherton (1993) utilisent une technique similaire pour déterminer la température au sommet des nuages. Cette technique leur permettait de discriminer un pixel clair et un pixel nuageux dans le canal vapeur d'eau $6.7\mu m$ de GOES.⁵

3.4 Adaptation de la méthode à l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest à l'échelle synoptique

3.4.1 Rappel sur la mousson en Afrique de l'Ouest

Nous évaluons le modèle LMDZ avec les données de la campagne AMMA pour mieux comprendre les processus qui entrent en jeu dans la dynamique de la mousson. Nous allons pour ce faire nous concentrer sur l'évaluation des simulations LMDZ guidées par les analyses des centres de prévisions météorologiques. Les différentes composantes du cycle de l'eau seront ainsi quantifiées : convection profonde ; champs d'humidité relative dans la troposphère ; distribution des nuages ; distribution des précipitations. On s'intéressera plus particulièrement à deux régions Sahéliennes à savoir Dakar et Niamey de par leur position géographique. La position de ces deux régions décrit indirectement la dynamique des MCS en Afrique de l'Ouest par le fait que ces systèmes la plupart du temps se propagent d'Est en Ouest et se dissipent ou bien peuvent se régénérer ou se transformer en cyclone tropical (eg. cyclogénèse) sur l'océan Atlantique au large de Dakar (eg. Avila and Pasch (1992)).

L'évolution de la mousson Ouest Africaine au Sahel suit différentes étapes (Janicot et al., 2008). Chaque étape est une caractéristique de la mousson. On distingue

5. Geostationary Operational Environmental Satellites

une phase d'installation en moyenne du 1 juin au 15 juillet qui correspond à la remontée vers le Nord de la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale) qui précède une phase active caractérisée par une augmentation des précipitations dans la région, du développement des systèmes convectifs et de fortes précipitations qui va jusqu'au 15 septembre et suit une phase dite de retrait de la mousson.

Caractériser ces deux régions en terme d'humidité et de précipitation au jour le jour nous permettra de comprendre le comportement synoptique de la mousson et du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest.

3.4.2 La pluie et les nuages

Les précipitations et les nuages sont prédits à partir des équations pronostiques dans le modèle LMDZ. Ils sont en grandes parties dépendants des paramétrisations mais aussi du schéma d'advection qui transporte l'air d'une maille à l'autre. Les répartitions spatiales des précipitations et des nuages sont en moyennes très hétérogènes. On peut facilement s'en convaincre en regardant une photographie satellitaire des nuages ou des précipitations. L'eau est une composante très variable de l'atmosphère. Au niveau des latitudes tempérées les systèmes nuageux occupent une très grande partie de l'espace et ont des durées de vies de plusieurs jours. Au niveau des latitudes tropicales, ils sont moins étendus horizontalement et surtout remarquables par leur extension verticale et l'intensité des précipitations qu'ils engendrent sur de très courtes périodes (quelques heures en moyennes). Cette forte variabilité spatiale est source de difficultés à la fois pour la modélisation du climat et pour l'évaluation à partir des observations.

Pour cette évaluation, on appliquera successivement les outils statistiques décrits la section 2.3. On comparera d'abord les moyennes saisonnières des pluies ou des températures de brillance. On détermine ensuite les corrélations existantes entre les données simulées et celles observées. On comparera ensuite les distributions de pluies observées et simulées en termes de PDF ou CDF. Les FAR et les POD vont nous permettre par la suite de bien quantifier ces événements. On a besoin essentiellement dans le cas de cette évaluation de connaître la distribution des intensités des précipitations ou des températures de brillance qui déterminent les caractéristiques du nuages (nuages hauts ou nuages bas).

La variabilité synoptique de ces régions sera représentée par des séries temporelles sur des moyennes journalières sur les deux régions caractéristiques du climat Sahélien, Dakar et Niamey.

3.4.3 L'humidité relative

Deux jeux d'observations seront utilisés pour valider la représentation de l'humidité dans les simulations :

- les radiosondages donnent une mesure in situ avec une bonne résolution verticale ne permettent pas une couverture spatiale complète du globe et commencent à être peu fiables vers la haute troposphère.
- les satellites géostationnaires offrent une bonne couverture spatio-temporelle mais donnent qu'une information intégrée sur des couches d'atmosphère relativement épaisses. L'utilisation des GPS nous permettra aussi de quantifier la représentation de l'eau précipitable dans le modèle.

La variable FTH est sensible à la couche de l'atmosphère qui correspond à la fonction de sensibilité du canal vapeur d'eau $7.3\mu m$ de MSG. Cette mesure représente aussi l'humidité d'une couche de l'atmosphère où la fonction de poids du canal est maximum. L'apport d'humidité dans cette couche de l'atmosphère est en grande partie due aux détrainements des systèmes convectifs (Bates, 2001) mais aussi la contribution non négligeable de la grande échelle (Pierrehumbert and Roca, 1998).

CHAPITRE 4

SENSIBILITÉ À LA CONFIGURATION DU GUIDAGE

Le but de ce chapitre est de choisir la meilleure configuration du modèle LMDZ guidée qui sera utilisée par la suite pour l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest.

4.1 Description des simulations

Dans un premier temps nous utilisons le modèle LMDZ dans une version dite AR4 décrite au chapitre 2 et lors des récents rapports de IPCC, 2007. Les différentes versions du modèle LMDZ que nous utilisons dans la suite de ce chapitre utilisent en principe les configurations communes suivantes :

1. Le modèle est forcé par des SST¹ issues d'observations satellitaires et de mesures in-situ sur l'année 2006 (Hurrell et al., 2008).
2. On utilise comme schéma de surface ORCHIDEE² (Krinner et al., 2005). Ce couplage du modèle LMDZ avec un tel schéma permet d'être relativement réaliste au niveau des évaporations à la surface et des interactions surface atmosphère.
3. Dans la couche limite, le transport vertical est traité comme un schéma de diffusion turbulente, et au sommet de cette couche limite, la paramétrisation de Emanuel (1991) permet de représenter les cas de convection profonde et peu profonde. La couverture nuageuse est calculée suivant l'approche décrite par Bony and Emanuel (2001).
4. Le modèle LMDZ est utilisé avec une grille de 96x95 points sur tout le globe soit des mailles de l'ordre de $3.5^\circ \times 2.5^\circ$ en longitude \times latitude et 39 niveaux sur la verticale.
5. La dynamique du modèle est guidée vers les réanalyses Era-Intérim ou NCEP. On guide les variables dynamiques des vents u et v ou et de la température

1. Sea Surface Temperature

2. ORganizing Carbon and Hydrology In Dynamic EcosystEms

T sur toute l'atmosphère du modèle.

Les variables de sorties du modèle LMDZ instantanées, sont archivées aux heures synoptiques (00h, 06h, 12h, 18h). Des moyennes journalières de ces variables sont également calculées pour évaluer avec les observations l'évolution au jour le jour dans ces régions.

4.2 Sensibilité aux temps de relaxation du guidage

Dans cette partie nous comparons deux valeurs différentes de τ pour lesquelles la météorologie du modèle LMDZ est relaxée vers ERAI.

Le guidage est ici effectué à chaque pas de temps d'intégration du modèle. L'appel de la physique se fait toutes les 30 minutes. Le guidage est appliquée aux composantes méridiennes et zonales du vent (u et v). Le guidage doit être aussi effectué en sorte que la physique du modèle puisse être relaxée librement vers les réanalyses. Pour cela il faut des valeurs de τ pas trop petites en pratique on évite des valeurs de temps de relaxation inférieures à la demi-heure. Nous avons effectué différentes expériences pour le choix de la valeur de τ que l'on a fait varier entre $\tau = 1hr$ et $\tau = 3jours$. Cependant, on présente ci-dessous les simulations obtenues pour $\tau = 3h$ et $\tau = 3jours$. Pour des raisons de clarté nous appellerons dans la suite du document relatif à cette section "guide 3hr" pour un guidage en u et v avec $\tau = 3hr$ et "guide day" pour un guidage en u et v mais avec un $\tau = 24hr$ et pour le guidage en u et v avec $\tau = 3jours$, "guide 3 days".

4.2.1 Précipitation

La figure 4.1 montre une moyenne des précipitations sur la saison de mousson 2006 en Afrique de l'Ouest. Les précipitations du modèle LMDZ sont comparées à celles de GPCP. Les champs de pluies sont tous interpolés sur la grille du modèle LMDZ. Les champs de précipitations sur cette période de mousson en Afrique de l'Ouest (JJAS) indiquent la localisation de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Elle est située en moyenne entre les latitudes 5° et 15° N. Elle est caractérisée par la présence de deux foyers de fortes valeurs de précipitations au niveau du relief du Fouta Djallon à l'Ouest et au dessus du Mont Cameroun à l'Est séparés par une

zone de transition à plus faibles valeurs de pluies (en moyenne 5 mm/jour).

La ZCIT est en moyenne entourée par des zones de fort gradient de précipitations. Au niveau du Sahel localisé dans la bande de latitude $[12.5N - 17.5N]$, ce gradient correspond à la transition entre l'Harmattan qui est un vent chaud et sec contré par la remontée vers le Nord de la mousson qui est un vent frais et humide. Les études faites sur ces régions montrent que la majeure partie des précipitations sont de natures convectives, c'est à dire dues aux systèmes convectifs Méso-échelle (ou MCS en anglais) (Mathon and Laurent, 2001). Au Sud, au niveau des régions guinéennes entre les latitudes 0° et $5^\circ N$, la remontée de la ZCIT vers le Nord laisse des régions de faibles précipitations.

Les deux simulations guidées simulent assez bien les caractéristiques moyennes des précipitations en Afrique de l'Ouest avec une bonne représentation de la Zone de Convergence. Les foyers de maximum de précipitations sont représentés dans le modèle avec des structures différentes par rapport à GPCP, notamment au niveau du Mont Cameroun où la zone de maximum dans "guide 3hr" présente deux bandes de précipitations au lieu d'un maximum unique, mais avec des intensités de 15 mm comme dans les observations. En dehors de ces foyers où les précipitations sont largement favorisées par l'orographie, le modèle LMDZ a tendance à surestimer la moyenne des pluies sur toute la bande de la ZCIT.

La version "guide 3hr" présente des différences par rapport à la version "guide 3 days" sur les champs de pluies. La version "guide 3hr" est plus proche en moyenne des observations que "guide 3 days". Les deux foyers de maximums sont moins organisés. Ce qui pourrait supposer une mauvaise organisation de la convection particulièrement dans cette version du modèle LMDZ guidé avec un $\tau = 3 \text{ jours}$.

La comparaison des distributions simulées et observées des pluies sur cette région de l'Afrique (figure 4.2) peut être décrite en séparant trois régimes de pluie :

- un premier régime (R_1) avec des distributions de précipitations évoluant en phase avec GPCP et inférieures à 5mm, où le modèle LMDZ sous-estime les quantités moyennes journalières de pluies.
- un deuxième régime (R_2) avec un pic autour de 10 mm compris entre 5 et 15 mm, population plus importante dans le modèle LMDZ que dans les observations.

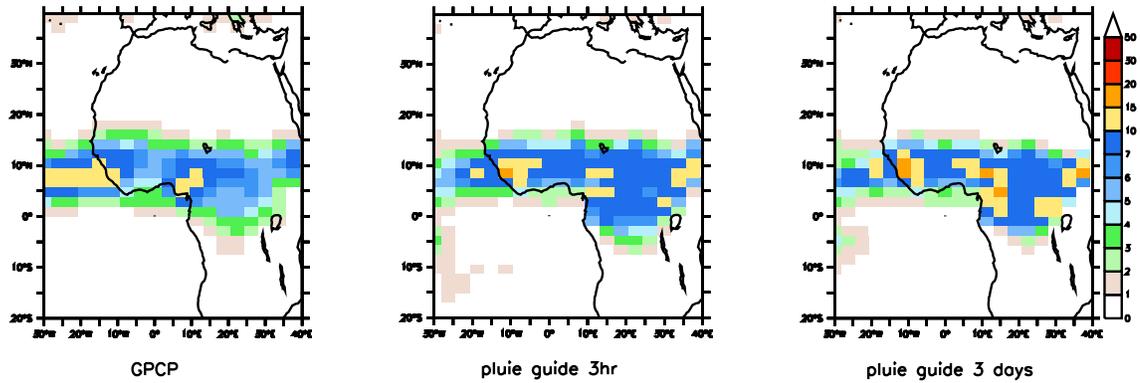


Figure 4.1 – Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de GPCP et du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days".

- un troisième régime (R_3) qui correspond aux grandes valeurs de précipitations supérieures à 15 mm aussi bien dans les observations que dans le modèle.

Cette distribution est peu affectée par la constante de relaxation. La figure 4.3 indique les nombres de jours de pluies sur toute la saison JJAS et pour chaque régime de pluies. Dans le régime R_1 , les pourcentages de jours pluvieux dans la saison sont faibles par rapport à ceux de GPCP, en particulier dans les régions de la ZCIT.

Dans le régime R_2 les deux versions du modèle LMDZ donnent des pourcentages importants de jours pluvieux. Dans ce régime les intensités moyennes des précipitations indiquent qu'il pleut plus dans LMDZ que dans GPCP.

Dans le régime R_3 qui correspond aux grandes valeurs de précipitations, les nombres de jours pluvieux sont faibles aussi bien dans les observations que dans les simulations. Les pourcentages importants de jours pluvieux sont au niveau des reliefs du Mont Cameroun et Fouta Djallon.

La combinaison des valeurs de FAR et POD définies au chapitre 2, montrent les différentes tendances du modèle LMDZ à faire pleuvoir. La figure 4.4 représente les cartes de FAR et de POD pour les deux versions du modèle LMDZ à des valeurs de τ différentes. Pour un seuil de 1mm choisi dans R_1 , les faibles valeurs de FAR et les valeurs de POD élevées au niveau des régions de la ZCIT, indiquent que le modèle simule des occurrences de pluies en phase avec celles de GPCP. Tandis que

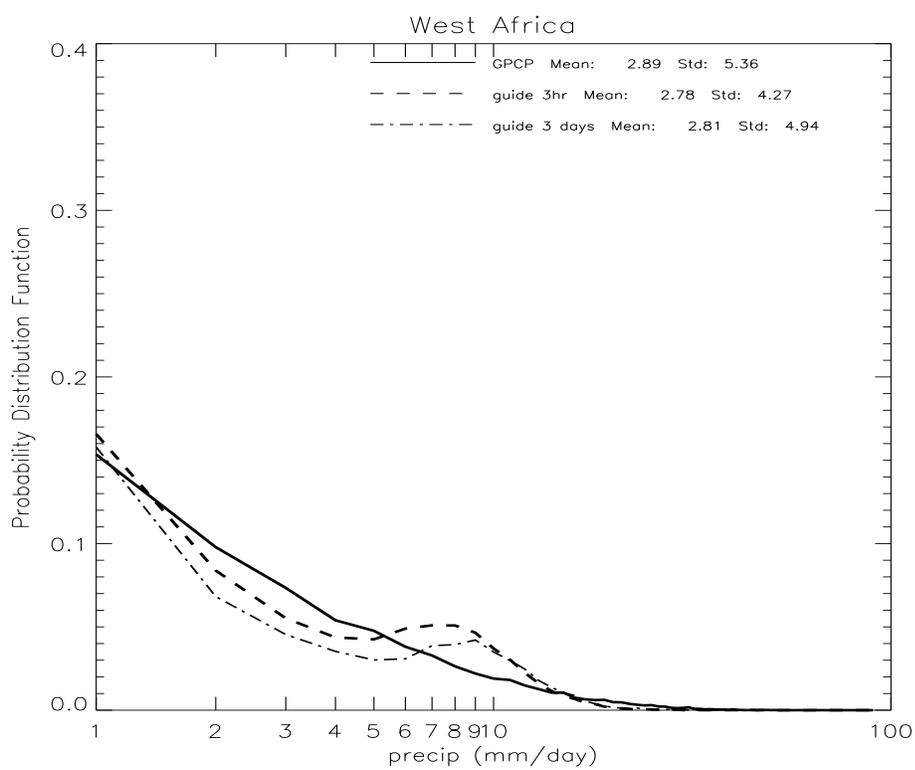


Figure 4.2 – PDF des précipitations (mm/jour) du modèle LMDZ et de GPCP sur toute la saison de mousson 2006 dans toute la région de l'Afrique de l'Ouest.

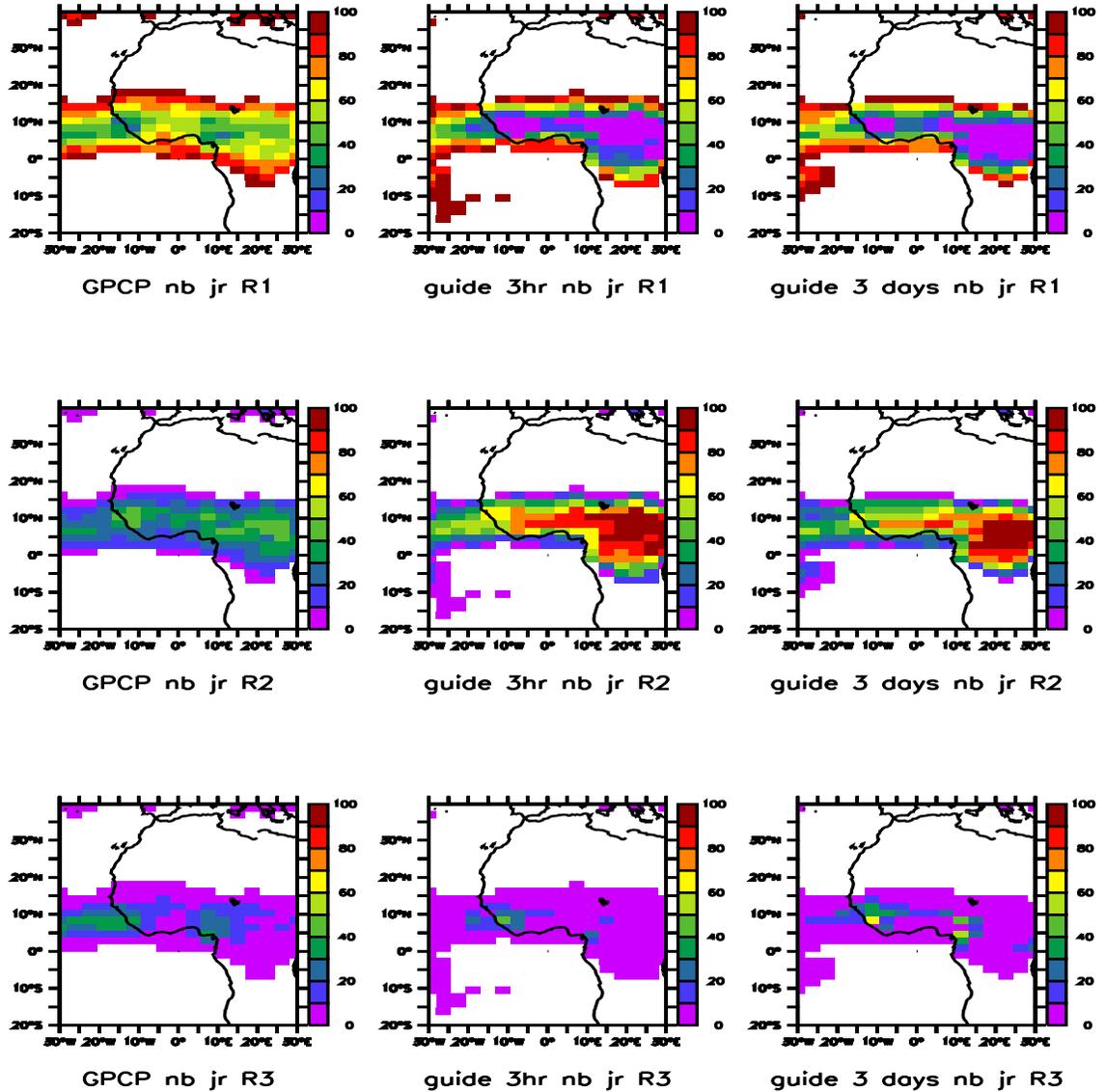


Figure 4.3 – Nombre de jours de pluies (%) pour chacun des régimes pluviométriques relativement sur la saison de mousson 2006, de GPCP, des deux versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days".

tout autour de la bande de la Zone de Convergence dans les zones de gradient (e.g la région Sahélienne), les valeurs de FAR et de POD élevées montrent qu'il pleut tout le temps dans le modèle. Cependant dans R_2 les valeurs de FAR et de POD relativement élevées indiquent que le modèle fait pleuvoir tous les jours avec des intensités comprises entre 5 et 15 mm. Dans R_3 , les précipitations sont en moyennes supérieures à 15 mm sur la saison JJAS aussi bien dans les simulations que dans les observations. Ces occurrences de pluies sont faibles dans le modèle LMDZ. Ces grandes valeurs de pluies sont notamment celles observées au dessus des reliefs. Les tendances du modèle LMDZ à faire pleuvoir restent relativement inchangée, quand on change l'intensité du guidage.

4.2.2 Nuages

Comme introduit dans les chapitres précédents, on va caractériser l'effet des nuages à partir des températures de brillances (TB) dans l'infrarouge $10.8 \mu m$. On parle en effet particulièrement de nuages de glace et d'eau liquide dont les propriétés microphysiques sont définies par leur épaisseur optique τ . L'épaisseur optique détermine aussi les propriétés radiatives d'un nuage. Dans le modèle LMDZ comme dans les GCMs d'une manière générale les nuages sont considérés comme des corps gris. Cependant les nuages les plus épais rayonnent comme le corps noir avec $\epsilon \approx 1$. Ce sont principalement les nuages de convection profonde et les cirrus épais.

La figure 4.5 représente les cartes des températures de brillance dans l'infrarouge à $10.8 \mu m$, mesurées par le radiomètre SEVIRI et interpolées sur la grille du modèle LMDZ et les températures de brillances simulées avec RTTOV à partir des champs thermodynamiques simulés en sur toute la saison de mousson 2006 en Afrique de l'Ouest. Cette comparaison est effectuée avec quatre images par jour pour les observations Météosat. De façon similaire, le modèle RTTOV simule des températures de brillances en instantanées toutes les 6 heures. Le modèle simule assez bien la structure de la ZCIT comme nous l'avons déjà remarqué au niveau des champs de précipitations. A ce niveau les températures de brillances sont les plus froides et caractérisent le développement des systèmes convectifs. Les zones de subsidences relativement dépourvues de nuages sont représentées par des TB chaudes en par-

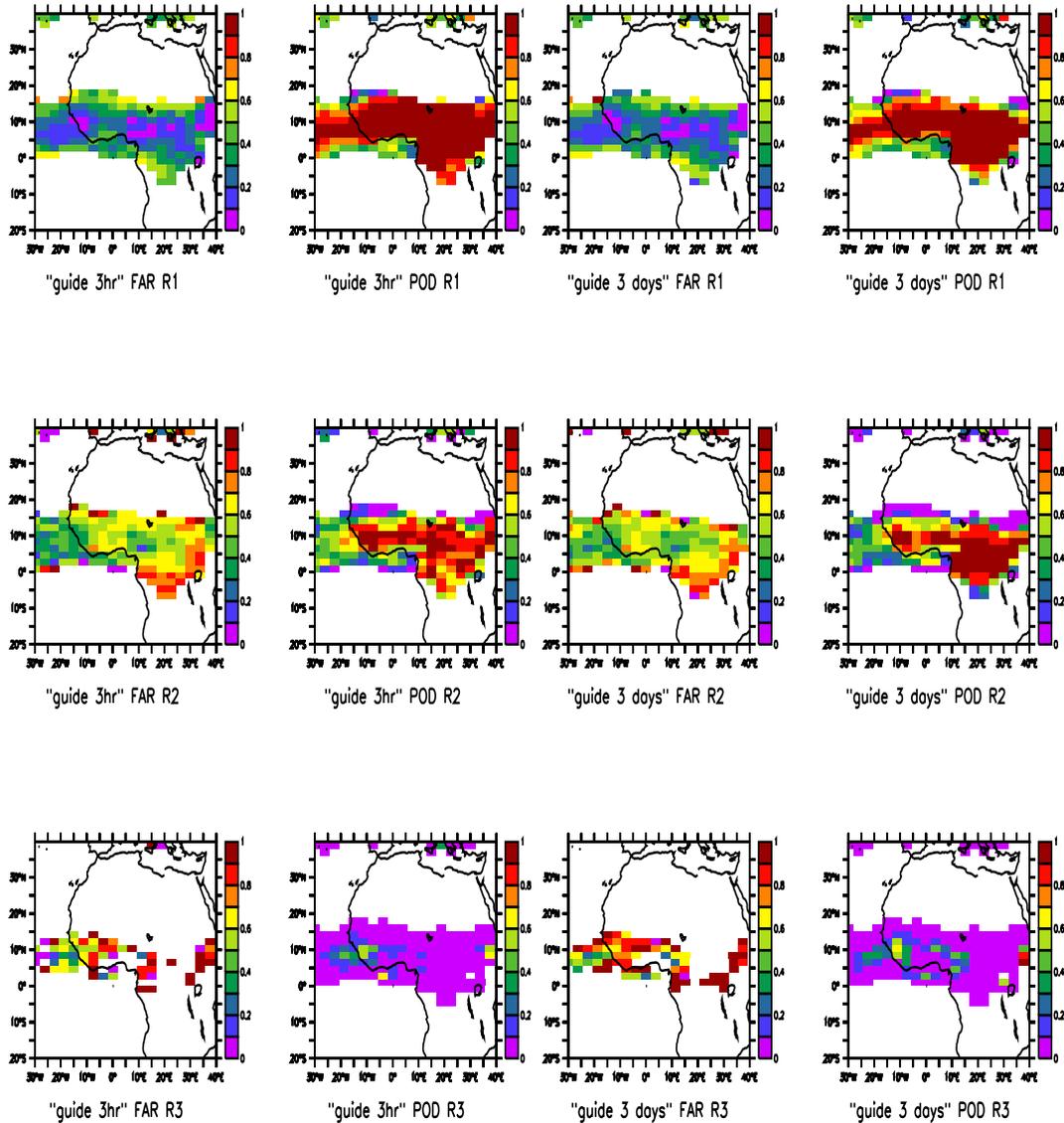


Figure 4.4 – FAR et POD entre le modèle LMDZ pour les différents tests de sensibilités à τ "guide 3hr" et "guide 3 days" et GPCP en suivant les régimes de pluies.

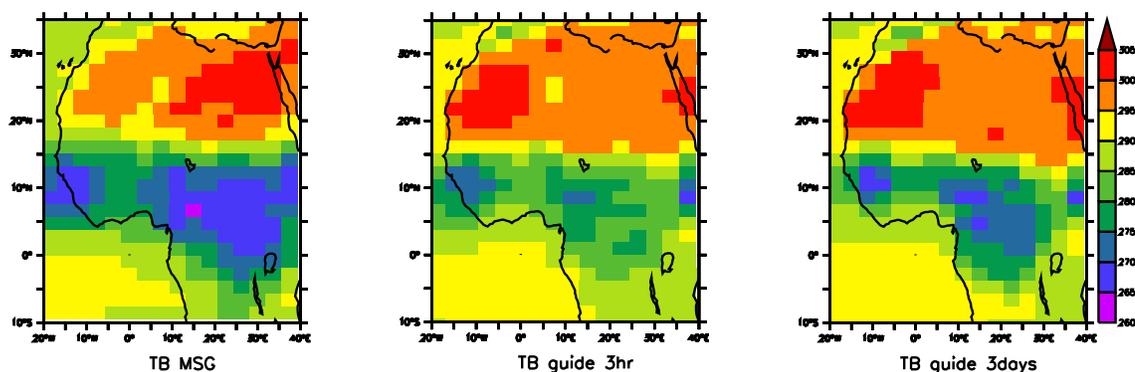


Figure 4.5 – Températures de brillance (K) en moyenne sur la saison de mousson 2006 de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV, "guide 3hr" et "guide 3 days".

ticulier au dessus du Sahara. En moyenne le modèle LMDZ simule de manière satisfaisante les champs de TB et les structures de la mousson Ouest Africaine. On peut remarquer cependant que le modèle LMDZ simule en moyenne des TB plus chaudes que dans les observations satellitaires pour la ZCIT et donne au niveau des zones de subsidences chaudes des températures de brillances du même ordre de grandeur que dans les observations avec quelques biais froids en moyenne de l'ordre de $5K$. L'étude de la distribution des températures de brillances en instantanées avec 4 images par jour sur toute la région Ouest Africaine (voir figure 4.6) montre que le modèle LMDZ sous-estime les intensités des TB les plus froides constatées au niveau des régions dites de convections tandis que la distribution des TB les plus chaudes se recouvre parfaitement avec celles des observations satellitaires.

Dans la ZCIT, les températures sont plus froides dans la version guidée avec un temps de relaxation moins intense ($\tau = 3\text{jours}$).

Ainsi la simple connaissance de la valeur des TB ne permet pas de donner une conclusion rigoureuse sur les différents types de nuages représentés dans le modèle. A priori plus un nuage est haut et épais et plus sa TB est froide dans une image satellitaire. Les pixels des satellites sont assez fins et les nuages sont considérés comme des corps noirs pour le cas de convection profonde. Dans le modèle LMDZ, les mailles sont assez grossières. Les caractéristiques du nuage sont données par leurs contenus en eau liquide (LWP) et en glace (IWP) ainsi par leur valeur d'émissivité

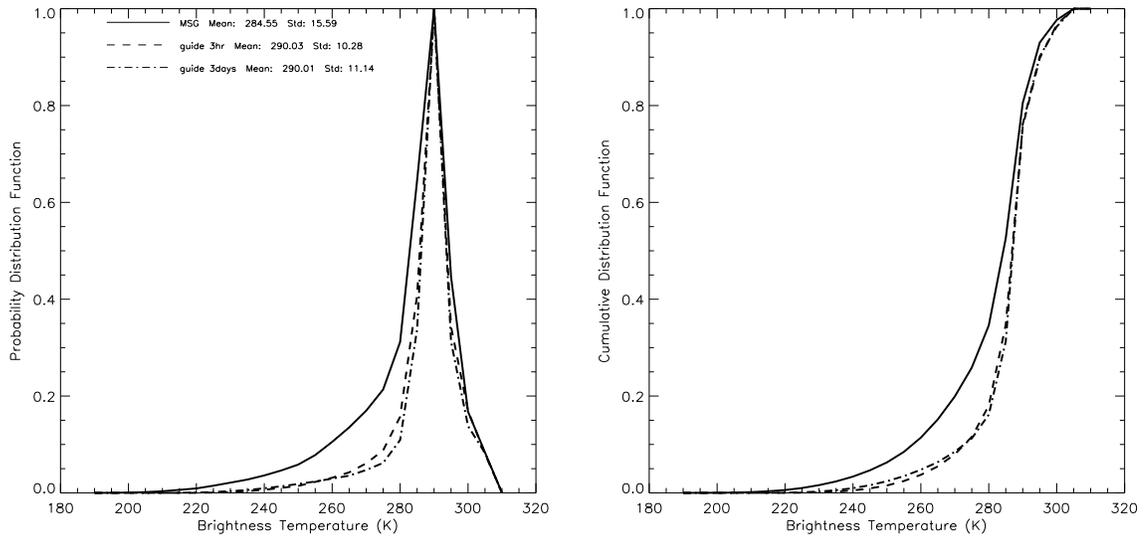


Figure 4.6 – PDF et CDF des températures de brillances MSG1 dans le canal IR108 et les températures de brillances IR108 du modèle LMDZ simulées à travers le modèle RTTOV pour les différents tests de sensibilités à τ sur toute la région Afrique de l'Ouest suivant la saison JJAS 2006

effective (Stephens, 1978).

Pour tenter d'aller plus loin dans l'interprétation, nous choisissons ici dans la suite du document d'illustrer les caractéristiques des nuages dans le modèle LMDZ en représentant les profils nuageux à Niamey [$2.26E$; $13.5N$]. Cette région est moins influencée par les flux océaniques que Dakar, les flux de moussons mais aussi les effets des reliefs. En plus dans ces régions on note de forts développements convectifs modulés sur des échelles synoptiques. La convection est souvent assez profonde et les nuages sont assez hauts et épais.

La figure 4.7 représente les profils de la couverture nuageuse et les contenus en eau liquide et de glace représentés en logarithme de q (g/kg) au mois de Juillet sur Niamey. On a à gauche la version "guide 3hr" et à droite la version "guide 3 days". La version "guide 3 days" présente des fractions nuageuses plus importantes et étendues sur une large couche de l'atmosphère et des contenus en eau et de glace importants de l'ordre de 0.1 g/kg vers 200 hPa. Les nuages dans cette version du modèle LMDZ sont plus hauts et plus épais que dans la version avec "guide 3hr". Les séries temporelles des TB simulées à travers RTTOV avec ces différentes

versions montrent de façon cohérente que les TB sont plus froides dans "guide 3 days" que dans "guide 3hr". Par exemple, le 25 Juillet 2006 la version "guide 3 days" simule des TB assez froides comparables aux observations Météosat. En plus, sur cette période, les nuages sont assez épais et leurs émissivités montantes effectives en présence de glace et d'eau liquide sont très proches de celles d'un corps ($\epsilon_{eff} = 1$) (voir figure 4.8). Ceci correspondrait à un cas de convection profonde, qui est bien simulé par le modèle. Et les valeurs d'émissivités dans la version "guide 3hr" sont très faibles. Les TB sont aussi assez chaudes et on ne simule presque pas de corps noir sur cette période. Dans ces deux types simulations, on note une absence de nuages bas et moyens dans le modèle LMDZ. Par conséquent les séries temporelles des pluies indiquent une moins bonne variabilité par rapport à GPCP et les précipitations sont plus intenses dans "guide 3 days" que dans "guide 3hr".

Tout se passe comme si l'intensité du temps de relaxation au guidage, par exemple un guidage faible du modèle par les réanalyses, a comme effet une augmentation de l'épaisseur des nuages de hautes altitudes et par conséquent un refroidissement des températures de brillance tandis que dans la simulation de référence "guide 3hr" les nuages sont moins épais. Ainsi quand on réduit l'intensité de τ le modèle temps vers sa son état d'origine appelé "mode climatique" qui a tendance à mettre trop de nuages en particulier sur les hautes altitudes.

4.2.3 La troposphère libre

Comme on l'a déjà dit, l'humidité dans la troposphère libre est en majeure partie due aux transports de grande échelle (Pierrehumbert and Roca, 1998) et aux détrainements des systèmes convectifs (Salathe and Hartmann, 2000; Bates, 2001).

Dans cette partie du document nous essayons de montrer comment le modèle LMDZ simule l'humidité de la troposphère libre. Et nous montrons par la suite les différents biais existants entre les deux types de simulations comparées aux observations satellitaires.

La figure 4.9 montre les champs moyens de FTH simulé par RTTOV à partir des variables du modèle LMDZ et les champs de FTH obtenus par inversion des températures de brillance en ciel clair du canal vapeur d'eau $7.3 \mu m$ de SEVIRI.

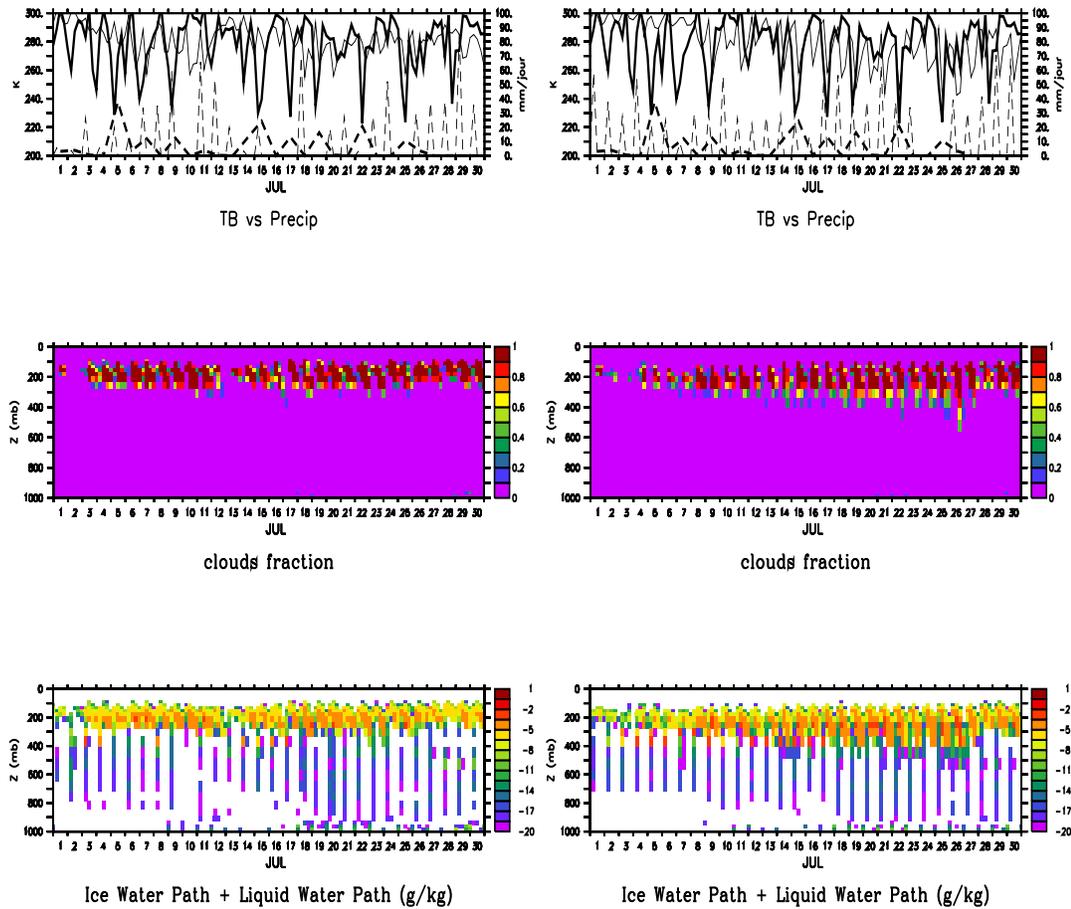


Figure 4.7 – Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en $\ln q$ (Ice Water Path + Liquid Water Path). A gauche la simulation "guide 3hr" et à droite la simulation "guide 3 days" pour le mois de Juillet 2006 sur la station de Niamey .

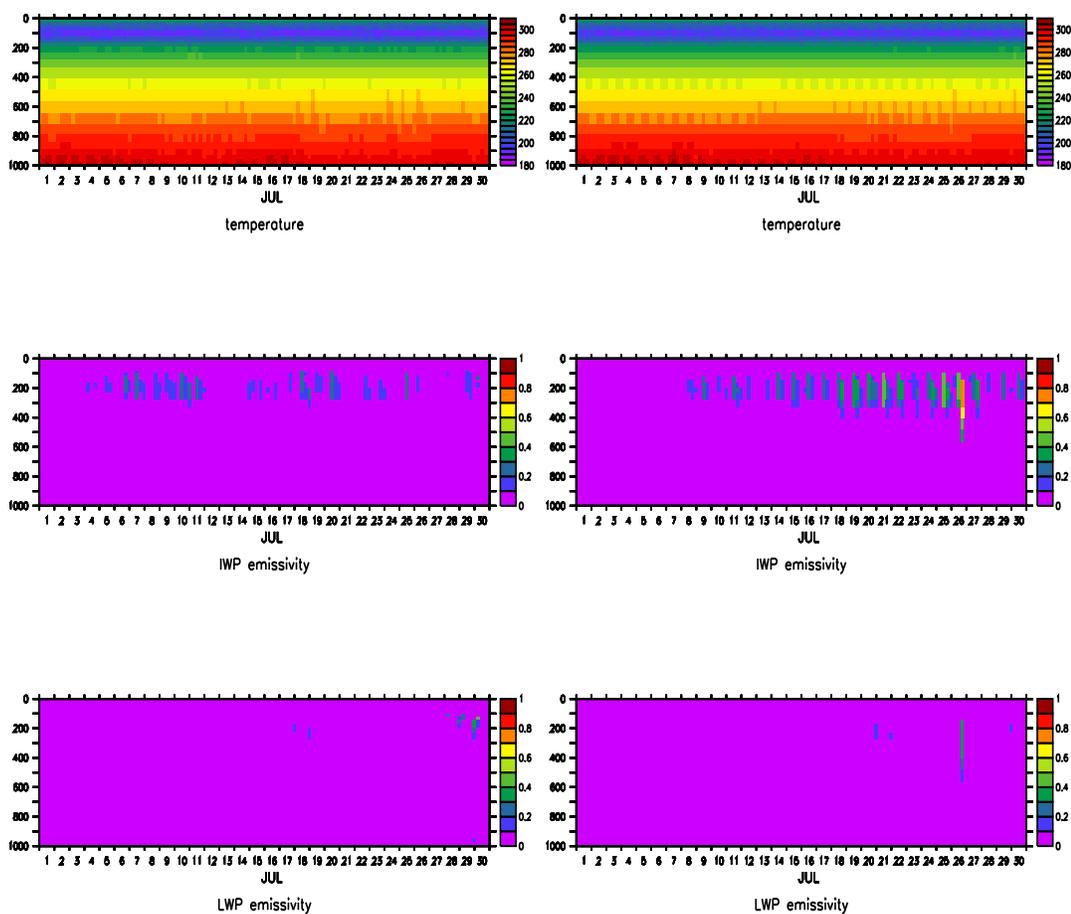


Figure 4.8 – Evolution temporelle des émissivités montantes en présence d'eau et de glace ainsi que leur température physique (K). A gauche la simulation "guide 3hr" et à droite la simulation "guide 3 days" sur la station de Niamey.

On rappelle ici que, dans les deux cas, aussi bien dans les simulations que dans les observations, le terme de ciel clair veut dire qu'on a retiré les nuages se trouvant au delà de la couche 700 hPa et qui sont susceptibles d'inférer sur la mesure des radiances dans le canal vapeur d'eau WV073.

A nouveau, le modèle LMDZ simule assez bien les différentes structures de la mousson Ouest Africaine avec une bonne localisation de la ZCIT, région la plus humide. Dans les deux versions du modèle les humidités sont en moyennes plus grandes que dans les observations. Ce sont des régions de fortes convections humides. La ZCIT est plus humide dans les simulations "guide 3 days" que "guide 3hr". Les régions sèches sont aussi bien simulées par les deux versions du modèle. Les zones de subsidence sont plus étendues dans les simulations "guide 3 days" et reste moins humides que dans les simulations "guide 3hr". Les différentes versions du modèle simulent néanmoins les extrêmes d'humidité relatives observées. Par exemple dans les régions les plus sèches les moyennes de FTH sont de l'ordre de 5% à 10%. Ces régions sont principalement la zone de subsidence au Sud des régions guinéennes et la région de l'anticyclone libyen.

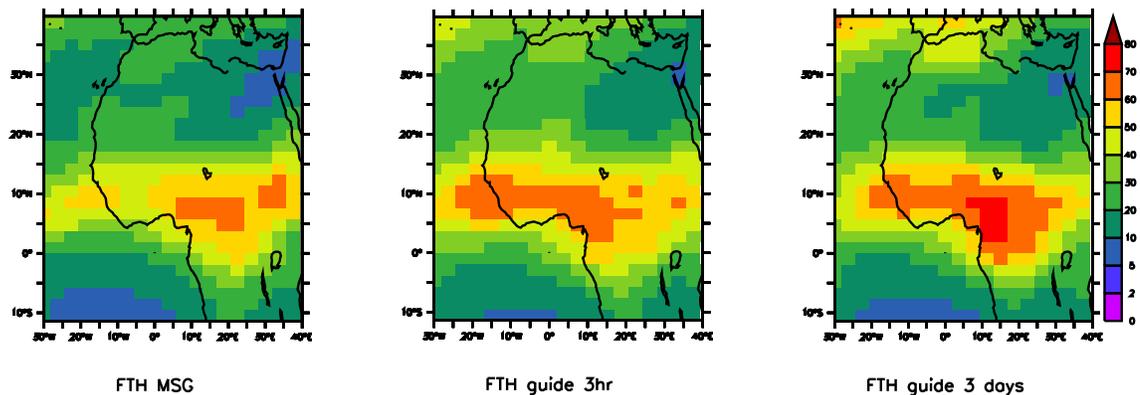


Figure 4.9 – Champs FTH (%) moyen sur la saison de mousson 2006 de MSG et des versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days".

4.2.4 Profil d'humidité relative au Sahel

La figure 4.10 représente les profils moyens d'humidité relative sur les stations de radiosondages de Dakar et de Niamey et les profils d'humidité relative des deux

versions du modèle LMDZ "guide 3hr" et "guide 3 days". Pour éviter les biais induits par le rayonnement solaire pour les radiosondes de types RS80 et ceux de types RS92 (Miloshevich et al., 2004), nous avons choisi ici de représenter les radiosondages la nuit (22h00).

Les profils sont des moyennes sur les quatre mois de la saison de mousson en Afrique de l'Ouest. Le modèle reproduit assez bien l'humidité relative sur les premières couches de l'atmosphère jusqu'à 600 hPa. Sur Dakar, au niveau de la couche de surface, les deux versions du modèle présentent un biais humide de l'ordre de 10 % en moyenne. Tandis que sur Niamey ce biais reste faible de l'ordre de 5 % pour la version "guide 3 days" et de 10 % pour la version "guide 3hr". Au delà de 600 hPa le biais devient sec aussi bien sur les deux stations et pour les deux types de simulations et est en moyenne de l'ordre de 10 %. Dans la haute atmosphère, au delà de 300 hPa, le modèle LMDZ présente des humidités relatives moyennes élevées en accord avec la forte concentration de nuages à ces altitudes. La version "guide 3 days" sur Dakar est très proche de "guide 3hr". Elle est un peu plus sèche au niveau des basses couches à Niamey et plus humide en haut.

4.2.5 Conclusion

Dans cette section nous avons montré le choix de la valeur de τ à travers la représentation des différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique. La version du modèle LMDZ "guide 3hr" c'est à dire guidée avec un pas de temps relaxation vers les réanalyses de 3 heures présente des résultats plus satisfaisant que celle guidée avec un pas de temps de relaxation de 3 jours. Les champs de pluies présentent des structures moyennes plus proches des observations. La troposphère est aussi plus humide dans "guide 3 days" que dans "guide 3hr". Nous avons aussi testé durant tout ce travail des séries de valeurs de τ . Ainsi en guidant le modèle avec des valeurs de τ comprises entre $3h \leq \tau \leq 24h$, les résultats restent les mêmes. La figure 4.11 représente l'évolution journalière de l'eau précipitable sur les 4 mois de la saison des pluies 2006, sur la station de mesure du GPS de Niamey. Nous reviendrons plus en détail sur cette figure dans le chapitre 6. Cependant nous montrons présentement, que la variabilité de l'eau précipitable sur cette station indique que la simulation "guide 3hr" est plus proche des observations que "guide 3

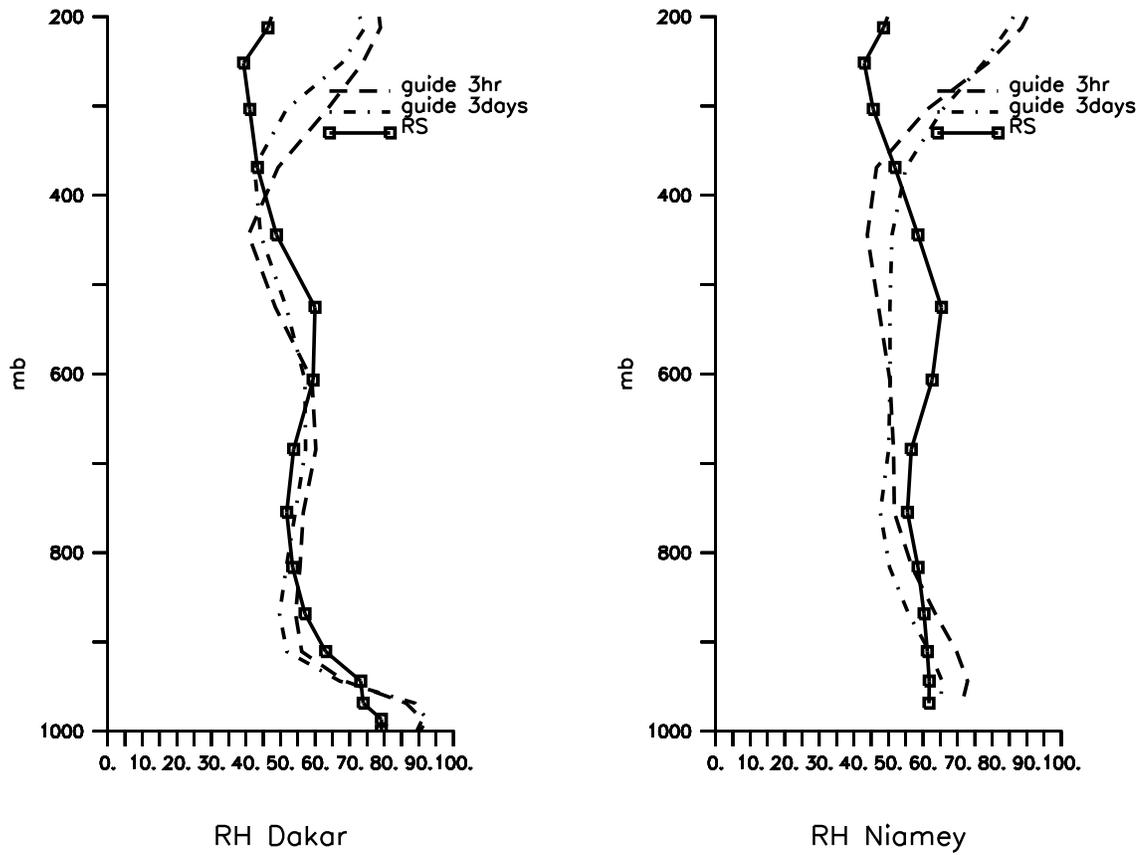


Figure 4.10 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" (tirets) et "guide 3 days" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey.

days". Ceci montre en fait que pour retrouver, l'évolution synoptique de la mousson ouest africaine, le guidage doit être effectué avec un τ de l'ordre de 3 heures. Et au delà de $\tau > 24h$, l'intensité du guidage devient très faible et le mode guidé tend vers la situation climatique qui ne permet plus de suivre au jour le jour les prévisions obtenues dans cette région.

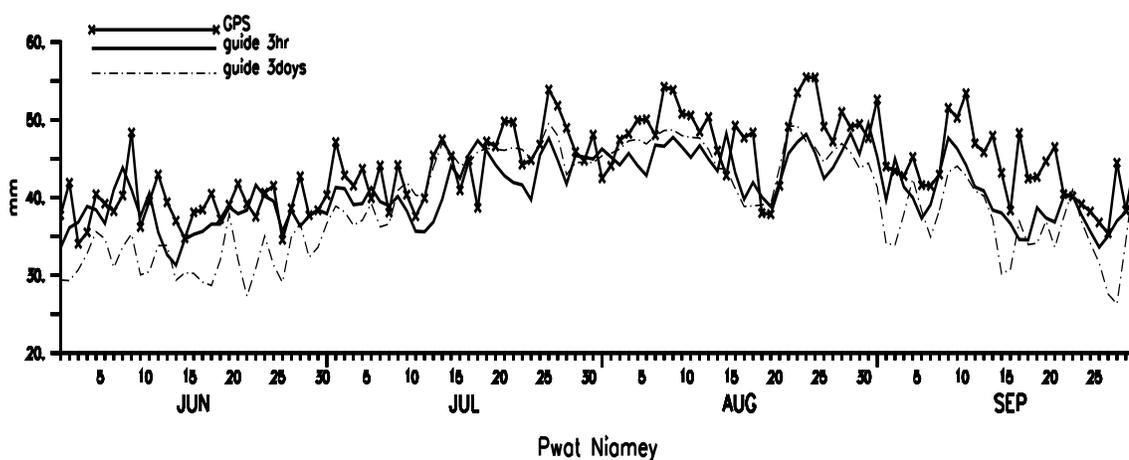


Figure 4.11 – Séries temporelles de l'eau précipitable (mm) sur la saison de mousson 2006, des mesures du GPS (trait plein et croix), comparées aux simulations du modèle LMDZ, "guide 3hr" (trait plein) et "guide 3 days" (tiretés), sur la station de Niamey.

4.3 Choix des variables pour le guidage

Dans la section précédente on a choisi de guider le vent horizontal pour contraindre la circulation synoptique. La vitesse verticale est aussi indirectement guidée via l'équation de continuité. On regarde ici quelle serait la réponse du modèle en guidant en plus par la température (T) d'une manière identique au guidage des champs de vents horizontaux (u,v).

Les différentes sensibilités sur τ dans la section précédente nous ont permis de guider le modèle LMDZ avec un pas temps de relaxation de 3 heures. Dans cette partie, le guidage concerne les variables u , v et la température atmosphérique (T) sur toute l'atmosphère du modèle. Les résultats des simulations obtenues en représentant les différentes composantes du cycle de l'eau seront évalués par rapport

à la simulation de référence "guide 3hr" qui est ici dans cette partie du document renommée en "guide u,v" et la simulation guidée en plus en température est appelée "guide u,v,T".

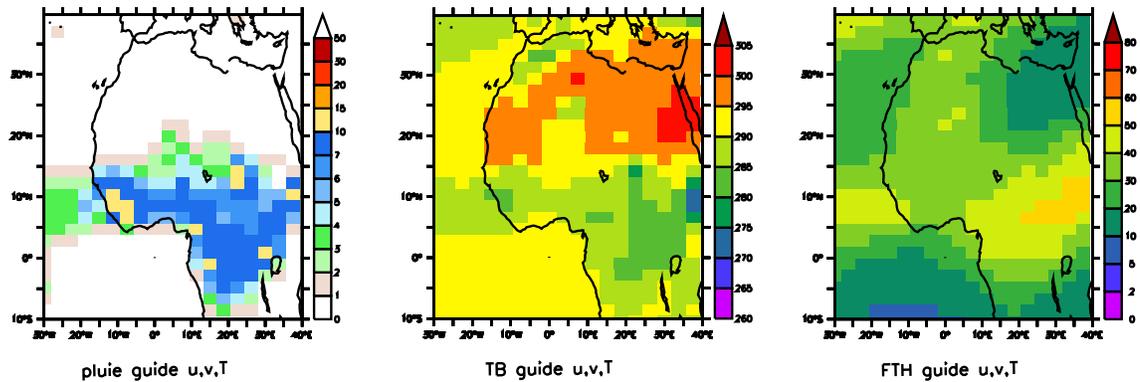


Figure 4.12 – Précipitations (mm/jour), TB (K) et FTH (%) en moyenne sur la saison de mousson 2006 pour les simulations "guide u,v" et "guide u,v,T".

Sur la figure 4.12, on représente les précipitations en moyenne journalière, les températures de brillances et les champs FTH, en moyenne sur les 4 mois de la saison de mousson 2006 en Afrique de l'Ouest, à comparer aux figures 4.1, 4.5 et 4.9.

Les champs de précipitations dans cette version du modèle LMDZ présentent une ZCIT beaucoup trop étalée dans l'espace, s'étendant en particulier trop au Nord sur le Sahara.

Les champs moyens de température de brillance présentent aussi des biais chauds par rapport à la version "guide u,v" et par rapport aux observations au niveau des régions de la ZCIT. Dans les régions de subsidences les TB sont plus froides que par rapport à la simulation de référence "guide u,v". La figure 4.13 montre les profils de la fraction nuageuse et les quantités d'eau liquide et de glace au niveau de la latitude 10W et 25N sur le Sahara qui est une région de sécheresse où la couverture nuageuse est presque inexistante et les précipitations rares. A cette latitude la version du modèle LMDZ "guide u,v,T" simule des quantités de nuages assez importantes et les températures de brillances sont plus froides que dans la version "guide u,v".

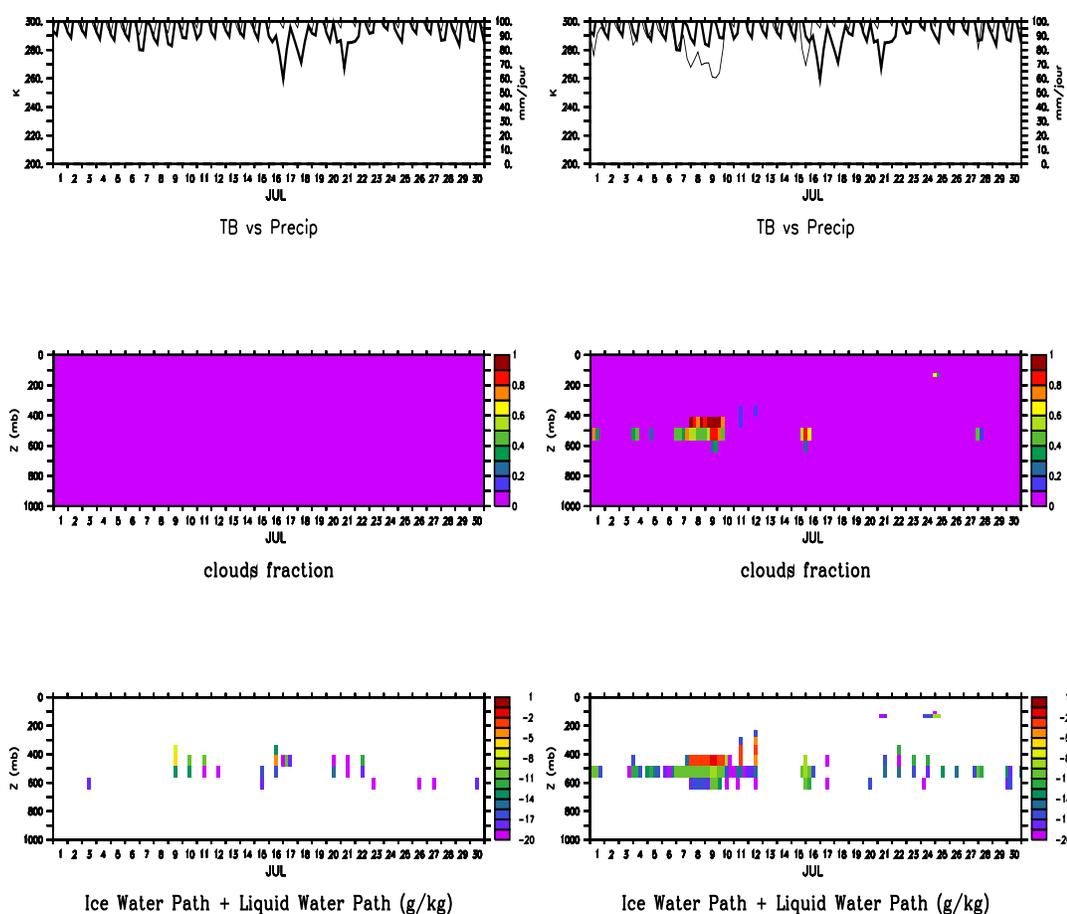


Figure 4.13 – Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en lnq (Ice Water Path + Liquid Water Path). A gauche la simulation "guide u,v" et à droite la simulation "guide u,v,T" sur la latitude [10W; 25N].

Les champs moyens de FTH sur la saison de mousson 2006 sont particulièrement secs par rapport à la version de référence mais aussi par rapport aux observations satellitaires. La ZCIT est très mal simulée dans cette version de LMDZ. D'autre part l'absence de nuages constatée dans les régions de la ZCIT, explique en partie le biais sec. Dans les régions de subsidence, on a montré sur un cas d'étude (cf. figure 4.13) que cette version du modèle LMDZ avait tendance à mettre des couches épaisses de nuages dans la moyenne troposphère.

La figure 4.14 représente les profils d'humidité relative du modèle LMDZ "guide u,v" et "guide u,v,T", comparés aux observations de radiosondages sur Dakar et Niamey, en moyenne sur toute la saison 2006. Les profils montrent que LMDZ simule assez bien les humidités relatives dans les premières couches de l'atmosphère jusqu'à 600 hPa. Sur la station de Dakar, le biais humide est de l'ordre de 10%, tandis que sur Niamey, la version "guide u,v,T" simule de bonnes valeurs moyennes de RH sur le premier niveau près de la surface. Sur la haute atmosphère, les profils moyens d'humidité relative simulés par les deux versions de LMDZ sont secs par rapport aux observations en particulier sur les niveaux compris entre 500 et 300 hPa. A ces altitudes, les valeurs moyennes de RH sont mal simulées dans "guide u,v,T" et sont largement plus sèches que dans "guide u,v".

Conclusion

On montre avec ce guidage que la couverture nuageuse disparaît au niveau des régions convectives. Tandis que dans les régions de subsidences on note la présence d'une certaine épaisseur de couche nuageuse à la moyenne troposphère qui humidifie ces régions "sèches".

En principe, l'humidité relative dans l'atmosphère est fortement dépendante de la température atmosphérique via la relation de Clausius Clapeyron (Voir Annexe A). Les champs de températures simulés dans LMDZ sont en très bon accord avec ceux obtenus dans ERAI. Les tendances physiques du modèle LMDZ représentées sur la figure 4.15 montrent des différences entre les deux types de simulations. Les profils sont en moyenne sur la saison de mousson 2006 sur la station de Niamey. Les tendances sont celles liées à la paramétrisation physique et à la paramétrisation

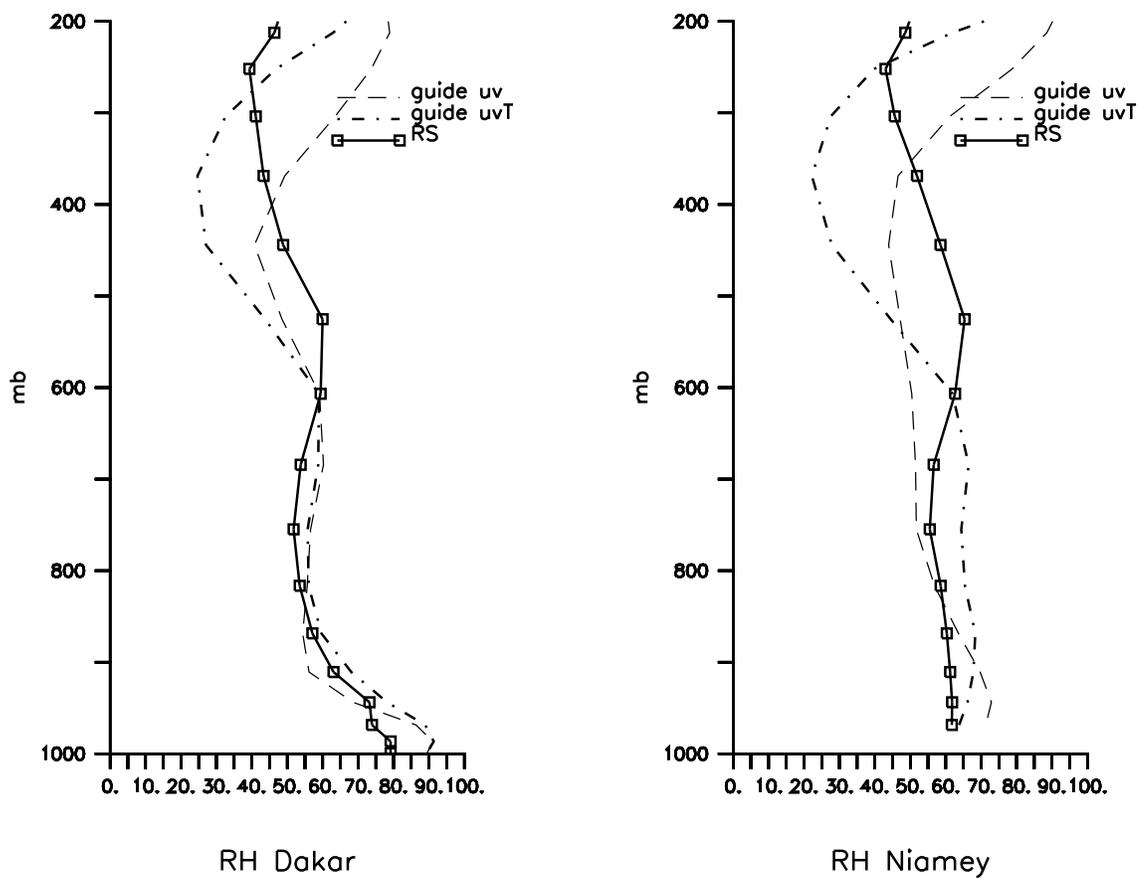


Figure 4.14 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v" (tirets) et "guide u,v,T" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey.

convective pour les deux versions "guide u,v" et "guide u,v,T". On montre que la convection dans "guide u,v" a comme effet un assèchement des basses couches de l'atmosphère. Et au niveau de la troposphère la convection entraîne une libération de chaleur latente qui rechauffe l'atmosphère et augmente l'humidité dans ces régions. En effet, en guidant le modèle en plus avec les champs de température, les tendances physiques du GCM indiquent un refroidissement au niveau de la troposphère. Ce qui se traduit par une diminution de l'intensité de la convection et par conséquent assèche l'atmosphère du modèle. Et les tendances physiques du modèle LMDZ montrent que cette différence est due aux tendances radiatives. Le refroidissement radiatif est en fait plus grand dans "guide u,v,T" que dans "guide u,v".

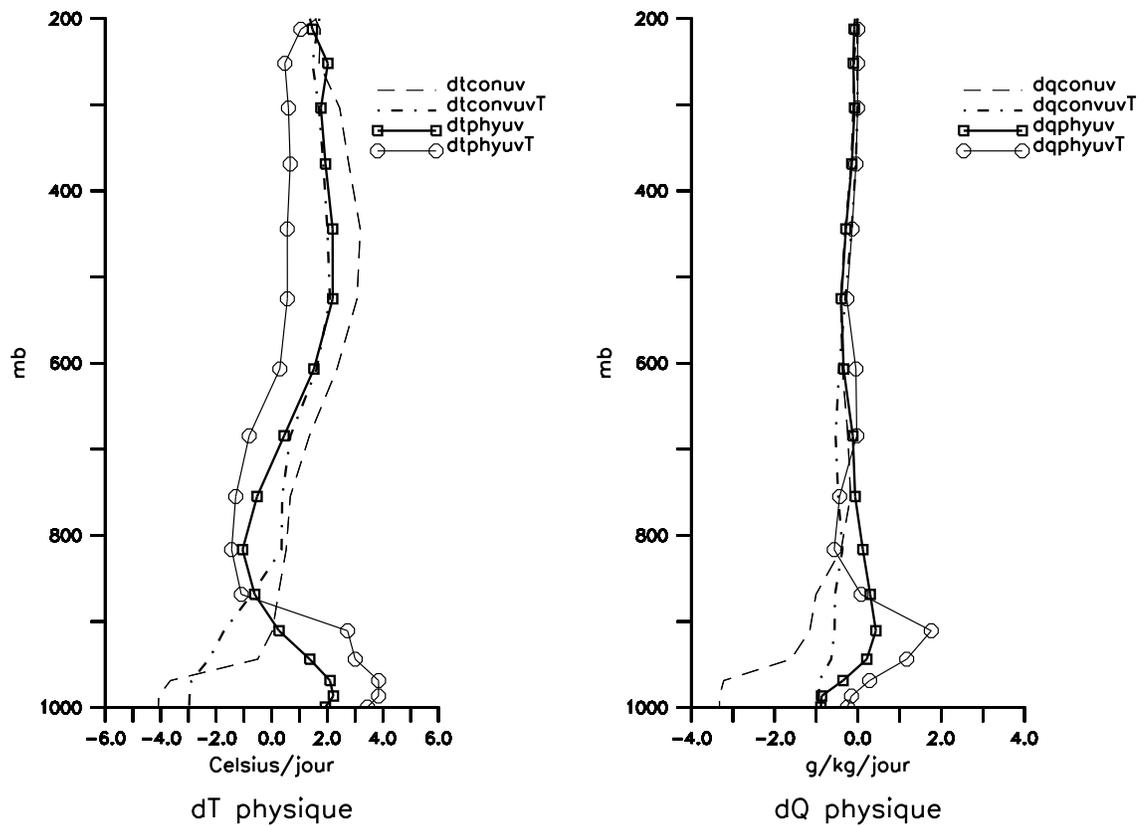


Figure 4.15 – Profils des tendances physiques en température ($^{\circ}C/jour$) et humidité ($g/kg/jour$) du modèle LMDZ pour les versions "guide u,v" et "guide u,v,T" sur la station de Niamey en moyenne sur les 4 mois de la saison de mousson 2006.

4.4 Sensibilité aux SST

La mousson en Afrique de l'Ouest est la pénétration vers le Nord de la ZCIT. Elle est en grande partie conditionnée par le contraste entre la surface océanique sur le golfe de Guinée et le Sahara (Okumura and Xie, 2004). Janicot et al. (2008) en comparant la variabilité des SSTs sur deux années particulières 2005 et 2006 montrent qu'une variation de l'ordre de 2°C en moyenne mensuelle sur les températures de surfaces au niveau de l'Atlantique entraîne une perturbation sur l'installation et la durée de la saison de mousson Ouest Africaine. C'est le cas notamment de l'année 2006 où cette installation s'est effectuée avec un retard de l'ordre de 10 jours.

Le but de cette partie est de tester la sensibilité du modèle LMDZ par rapport aux forçages par les SSTs sur une échelle de temps intra-saisonnière. Dans ce cas nous allons ici comparer les résultats d'une simulation avec des SSTs climatologiques et celles forcées avec des SSTs AMIP sur 2006 (Hurrell et al., 2008).

On compare ici deux simulations guidées en u et v avec un pas de temps de relaxation de 3 jours (3days) vers les réanalyses ERAI (Era-Intérim) avec soit des SST climatologiques "guide (SST Clim)" et l'autre forcée avec des SST sur 2006, appelée "guide 3 days" dans les premiers paragraphes de ce chapitre et renommée ici en "guide (SST 2006)". L'effet du guidage peut aussi masquer en partie cette sensibilité aux SSTs. C'est pourquoi nous utilisons une version guidée du modèle LMDZ avec un pas de temps de relaxation assez grand, 3days pour donner au modèle LMDZ une relaxation qui lui permettra d'évaluer librement les conditions aux limites. La figure 4.16 est comparée aux figures 4.1, 4.5, 4.9 et à la simulation "guide 3 days". Les états moyens sur la saison des pluies, des différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique représentées sur la figure 4.16, indique de légères différences avec les simulations "guide (SST 2006)".

Les profils d'humidité relative en moyenne sur la saison de mousson 2006, montrent que les deux types de simulations donnent les mêmes valeurs d'humidité relative sur toute l'atmosphère, des stations de Dakar et Niamey. Cependant on peut remarquer de petites différences au delà de 400 hPa où le profil avec "guide (SST Clim)" est légèrement plus humide que dans "guide (SST 2006)".

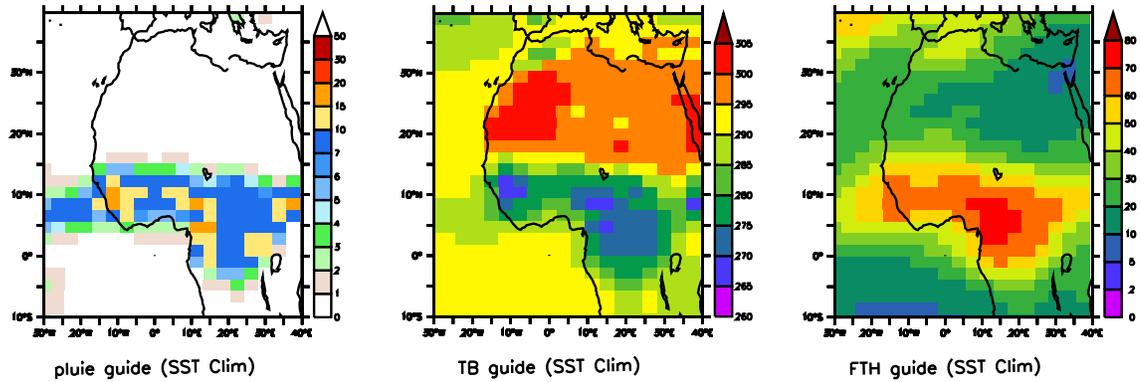


Figure 4.16 – Précipitations (mm/jour), TB (K) et FTH (%) en moyenne sur la saison de mousson 2006 de la simulation "guide (SST Clim)".

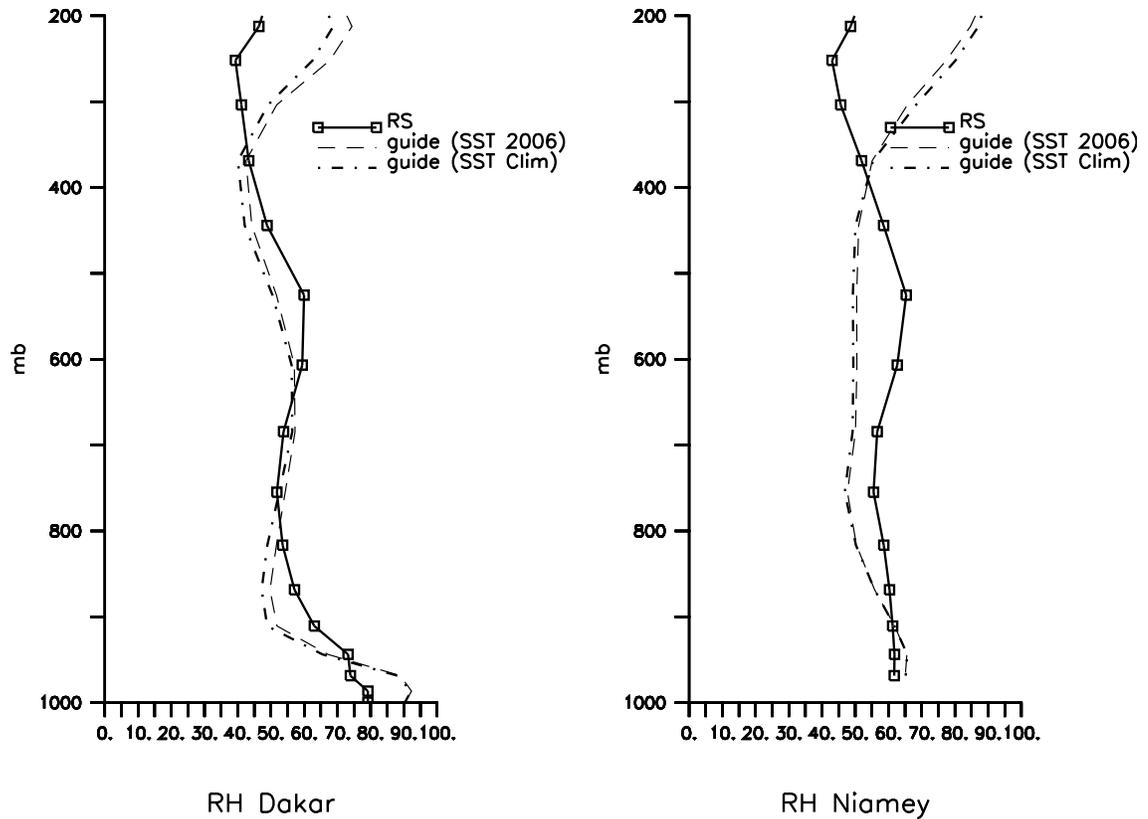


Figure 4.17 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v (SST 2006)" (tirets) et "guide u,v (SST Clim)" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey.

Conclusion

Les simulations sur les quatre mois de la saison de mousson 2006 de la version du modèle LMDZ forcée avec des SST climatologiques "guide u,v (SST Clim)" sont comparées à celles forcées avec des SST observées sur l'année 2006 "guide u,v (SST 2006)". Les résultats des simulations appliqués aux différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique montrent très peu de différences. Cette insensibilité du modèle aux SSTs peut s'expliquer par l'intensité du guidage qui est relativement forte. Ce qui permet pas au modèle d'évaluer librement ses conditions aux limites.

4.5 Sensibilité aux réanalyses

Une bonne représentation de la météorologie du modèle résulte en partie de la qualité des réanalyses météorologiques utilisées (Hoke and Anthes, 1976; Jeuken et al., 1996). Dans cette section les simulations du modèle LMDZ sont relaxées vers celles des réanalyses NCEP et ou ECMWF avec un temps de relaxation de 3 heures déjà choisi dans la première partie de ce chapitre.

Le modèle LMDZ est ici dans une configuration avec la résolution R96x9x39 forcé avec des SST observées sur 2006. L'intensité du temps de relaxation des variables u et v est de 3 heures vers les réanalyses NCEP et ou ECMWF. Ces deux types de simulations sont respectivement notées "guide u,v (NCEP)" et "guide u,v (ERA-Interim)".

La figure 4.18 montre les précipitations en moyennes sur toute la saison de mousson 2006 en Afrique de l'Ouest. Les champs de pluies "guide u,v (NCEP)" et "guide u,v (ERA-Interim)" sont comparés aux champs des réanalyses ERA-Interim et NCEP. On peut d'abord remarquer au niveau des réanalyses des différences notables sur les champs de précipitations par rapport aux observations GPCP (cf figure 4.1). En particulier, les précipitations dans ERA-Interim sont très fortes par rapport aux observations GPCP sur les régions de la ZCIT. Le modèle LMDZ simule des intensités de précipitations du même ordre de grandeur que dans les observations. Les deux versions "guide u,v (NCEP)" et "guide u,v (ERA-Interim)" simulent les mêmes structures de la mousson Ouest Africaine comme décrites dans les sections précédentes.

Les champs moyens de températures de brillance sur toute la saison de mousson

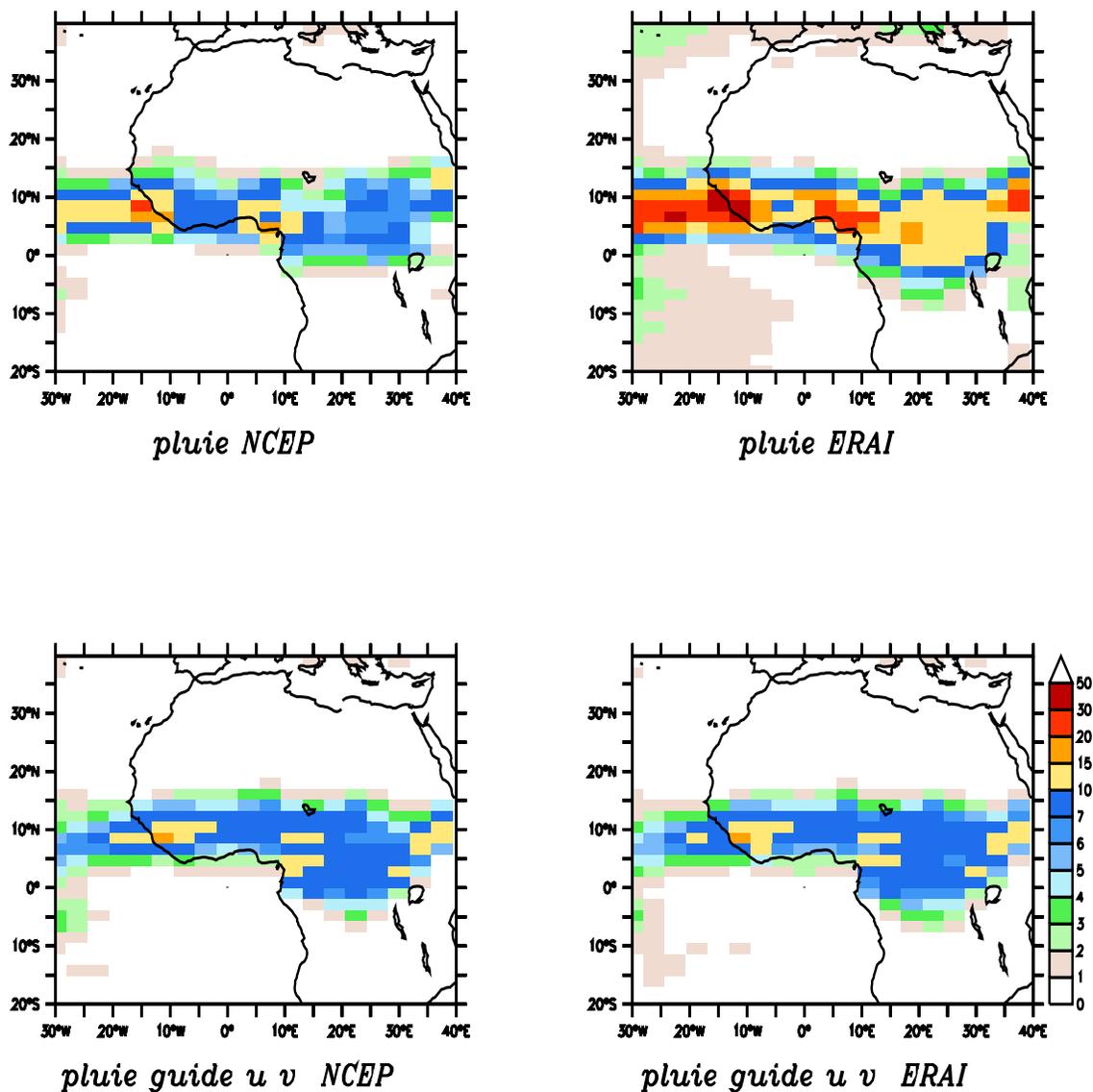


Figure 4.18 – Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, des réanalyses NCEP et ERAI et des versions du modèle LMDZ "guide u,v (ERAI)" et "guide u,v (NCEP)".

2006 (figure 4.19) montrent que les deux versions "guide u,v (ERA-Interim)" et "guide u,v (NCEP)" simulent des champs de températures identiques et plus chaudes que dans les observations.

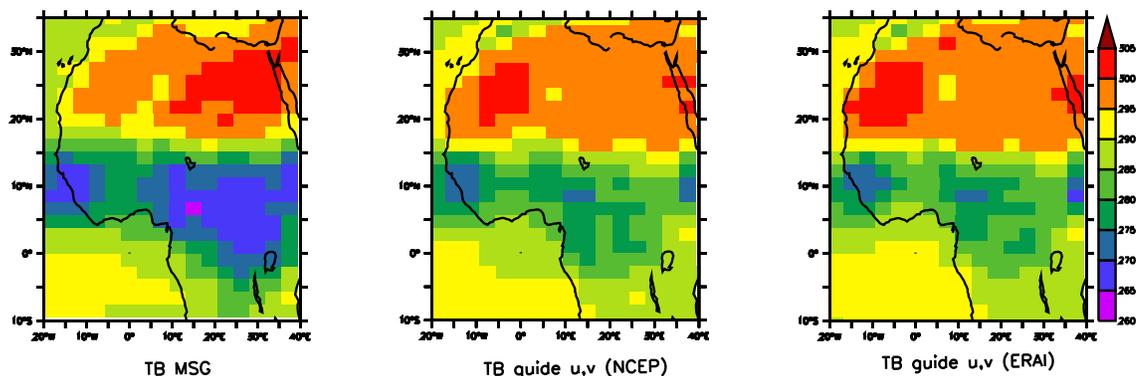


Figure 4.19 – Champs moyens sur la saison de mousson 2006 des TB (K) de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV.

Les champs FTH (figure 4.20), dans la version du modèle LMDZ guidée avec les réanalyses ERA-Interim montrent des extrêmes d'humidité relatives moyennes plus sèches que dans celles guidées avec les analyses NCEP, avec aussi une ZCIT plus humide et plus étendue.

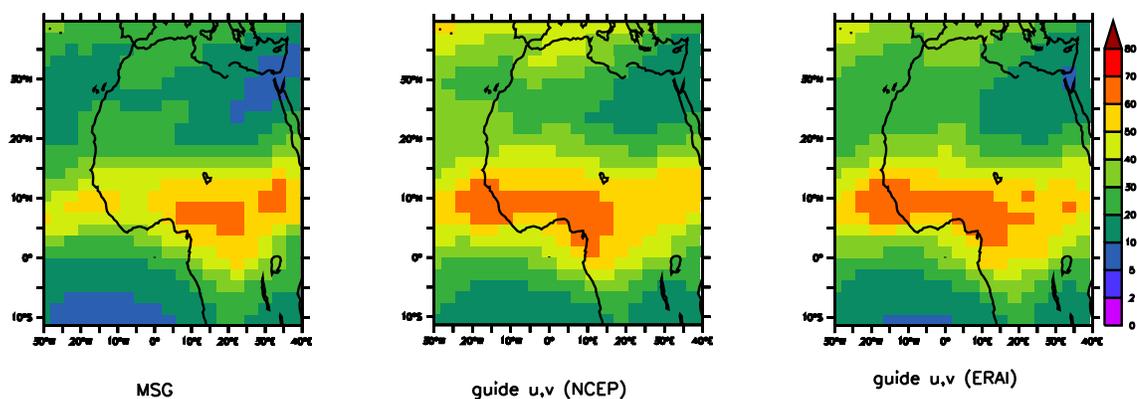


Figure 4.20 – Champs moyens sur la saison de mousson 2006 de FTH (%) de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV.

La figure 4.21 représente les profils moyens sur les 4 mois de la saison de mousson 2006. Les humidités relatives simulées sur les stations de Dakar et de

Niamey sont comparées à celles des réanalyses ERAI et NCEP et aux observations de radiosondages. Les profils d'humidité relative sur ces deux stations sont bien représentés dans les réanalyses par rapport aux observations de radiosondages. Sur les premiers niveaux de l'atmosphère jusqu'à 600 hPa, les réanalyses ERAI donnent des humidités relatives très proches des observations. Les valeurs de RH dans NCEP sont plus sèches que celles de ERAI, en particulier sur la station de Niamey avec un biais de l'ordre de 10%. Cependant les valeurs de RH simulées dans les deux versions de LMDZ sont presque identiques. Sur les premiers niveaux de l'atmosphère, le biais humide est en moyenne de l'ordre de 10% par rapport aux observations de radiosondages et aux réanalyses ERAI. La moyenne troposphère sur Niamey est aussi sec par rapport aux observations. Et à partir de 400 hPa le modèle LMDZ simule de fortes valeurs d'humidité comme montré dans les sections précédentes. Les 2 simulations représentent assez bien les caractéristiques moyennes de la mousson au Sahel et restent peu sensibles aux différents jeux de réanalyses.

Conclusion

La comparaison entre les deux types de simulations, "guide u,v (NCEP)" et "guide u,v (ERA-Interim)" par rapport aux observations et aux réanalyses sur l'année 2006 montre quelques différences remarquables entre ces différents types de données. En particulier les champs moyens de pluies indiquent la différence entre les deux types de réanalyses. Le modèle LMDZ simule des intensités moyennes de précipitations dans cette région de l'Afrique comparables aux observations. Et l'on note aussi la non sensibilité des pluies de LMDZ aux réanalyses. Cependant les rares différences entre ces deux types de simulations de LMDZ sont au niveau des humidités relatives et des champs FTH. Sur la moyenne troposphère, les simulations du modèle LMDZ avec ERAI sont légèrement plus humides que celles avec NCEP.

4.6 Choix de la configuration du guidage

Le chapitre avait pour but de choisir une configuration pour le guidage du modèle LMDZ. Il s'agit en fait de guider le modèle avec les variables de la dynamique afin d'évaluer les paramétrisations physiques et la représentation du cycle de l'eau

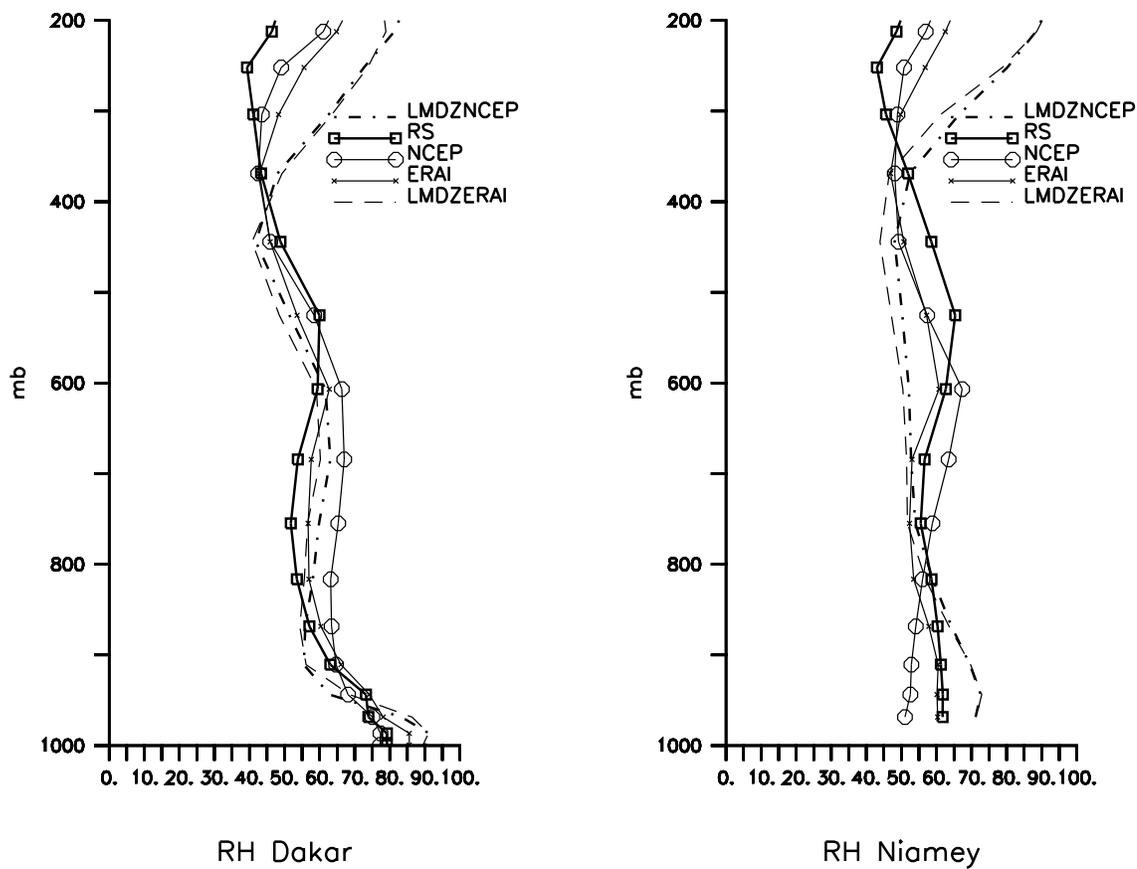


Figure 4.21 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré), des réanalyses NCEP (trait plein et cercle) et ERAI (trait plein et croix) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v (ERA1)" (tirets) et "guide u,v (NCEP)" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey.

au jour le jour. Pour retrouver les synoptiques de la mousson Ouest Africaine, l'intensité du temps de relaxation au guidage des variables du modèle par rapport aux réanalyses doit être comprise entre 3 et 24 heures. Le guidage en température a comme effet d'inhiber la convection. La sensibilité aux SST est quasi-inexistante sur une échelle de temps de la durée de la saison des pluies. On a montré dans ce chapitre que l'on peut guider le modèle LMDZ avec soit les analyses NCEP ou ERAI et le résultat reste le même. Dans la suite du travail, nous choisissons de guider le modèle LMDZ avec les réanalyses ERAI.

CHAPITRE 5

SENSIBILITÉ À LA CONFIGURATION DU MODÈLE LMDZ

Le but de ce chapitre est de trouver une configuration du modèle LMDZ, la mieux adaptée à l'étude du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest. Le modèle LMDZ est ici également guidé par les réanalyses ERAI avec les choix faits dans le chapitre 3 de ce manuscrit. La paramétrisation reste un facteur indispensable pour la qualité des prévisions dans une région donnée, particulièrement dans les modèles de Circulation Générale Atmosphérique (GCM). Dans ce chapitre nous allons évaluer la sensibilité à la physique du modèle LMDZ à travers l'"ancienne physique" et la "nouvelle physique". La résolution explicite des équations de la physique entraîne un certain nombre de choix de configurations notamment sur la résolution verticale du modèle.

5.1 Sensibilité à la résolution verticale du modèle LMDZ

Les différents schémas de convection concourent à résoudre explicitement les équations de la physique du modèle sur les différents niveaux verticaux. On peut émettre l'hypothèse que l'augmentation du nombre de niveaux verticaux donne plus de précisions dans les interpolations sur les niveaux de pression. Dans cette partie, le modèle LMDZ utilise l'"ancienne physique". La résolution R96x95x19 à 19 niveaux de pression est comparée à celle R96x95x39 à 39 niveaux de pression, où la couche limite est représentée avec un plus grand nombre de niveaux sur la verticale. La première couche est alors située en moyenne à 40 m du sol et les niveaux sont espacés de 500m jusqu'à 4 km au dessus du sol. Le but de ce paragraphe est alors de tester la sensibilité du modèle par rapport à la résolution sur la verticale et ainsi d'évaluer le cycle de l'eau atmosphérique sur ces différentes configurations.

La figure 5.1 est une comparaison par rapport à GPCP des champs moyens de précipitations sur la saison de mousson 2006 pour les deux types de résolutions à 19 niveaux de pression et à 39 niveaux de pression. La position de la ZCIT est bien localisée dans le modèle LMDZ. Les champs moyens de pluie montrent très peu de

différences avec ces deux types de résolution.

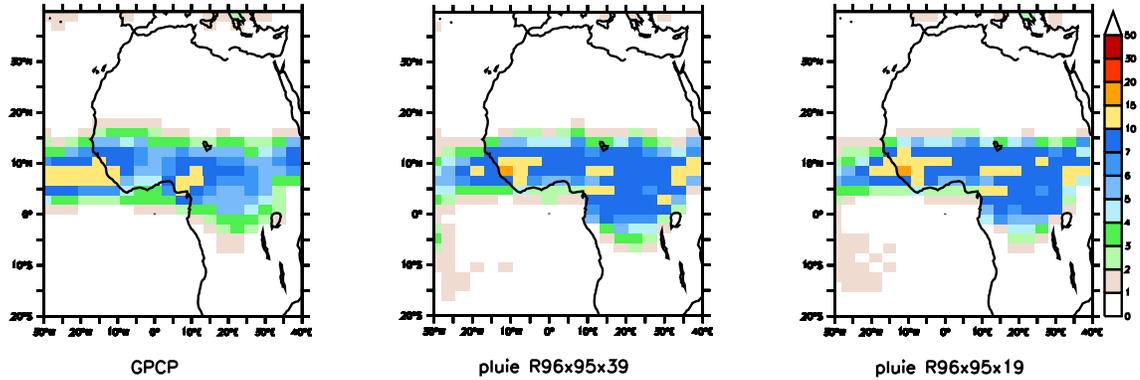


Figure 5.1 – Précipitation (mm/jour) sur la grille de résolution du modèle LMDZ. Etude de la sensibilité à la résolution verticale à 19 niveaux de pression et à 39 niveaux de pression.

La figure 5.2 représente les champs moyens des températures de brillances sur les quatre mois de la saison de mousson 2006 en Afrique de l’Ouest, pour les deux types de simulations et les TB mesurées par le satellite MSG1. Les cartes montrent que les TB dans la simulation avec la résolution à 19 niveaux verticaux sont en moyenne plus froides que celle à 39 niveaux verticaux, en particulier dans les régions de la ZCIT.

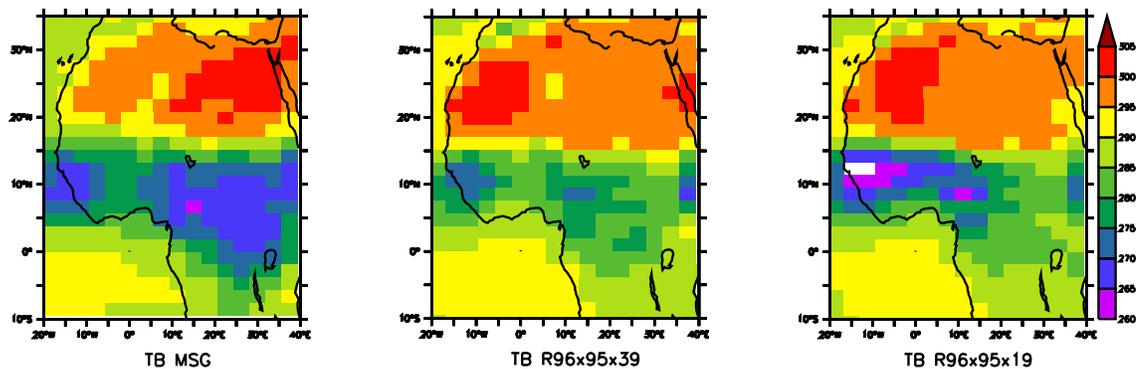


Figure 5.2 – Champs moyens des températures de brillances (K) de MSG et du modèle LMDZ R96x95x39 et R96x95x19 simulées à travers RTTOV.

La figure 5.3 est la moyenne des champs FTH du modèle LMDZ et celle de MSG1. Les champs FTH dans la résolution à 19 niveaux de pression donnent des

valeurs d'humidité relative beaucoup plus humides par rapport à la résolution à 39 niveaux de pression. La version du modèle LMDZ à 39 niveaux de pression simule des humidités en moyenne beaucoup plus proches des observations.

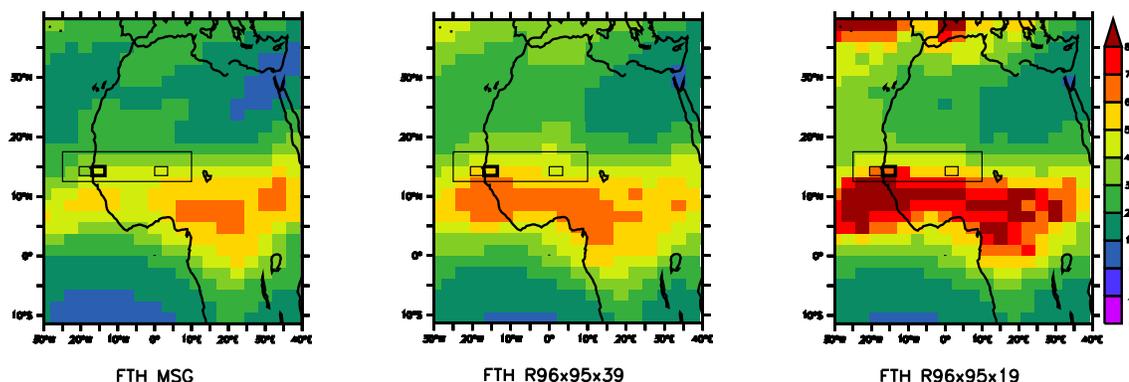


Figure 5.3 – Champs moyens de FTH (%) sur la saison de mousson 2006 de MSG et du modèle LMDZ à la résolution sur la verticale R96x95x39 et R96x95x19 simulées à travers le modèle RTTOV. Les petits rectangles délimitent des mailles contenant les stations de Dakar [17W; 14.5N], de Niamey [2.26E; 13.5N] et une boîte Sahélienne [25W – 10E; 12.5N – 17.5N].

Les profils représentés sur la figure 5.4 sont interpolés sur la grille de résolution verticale à 19 niveaux de pression. Nous avons aussi interpolés les profils de RH sur la résolution à 39 niveaux de pression (cf figure 5.5). Les deux types d'interpolation donnent des résultats similaires pour les différents profils d'humidité relative. Cependant, on a en moyenne des humidités légèrement plus élevées dans la version à 19 niveaux de pression que par rapport à celle à 39 niveaux de pression en particulier dans la moyenne troposphère. Les profils moyens de RH simulés dans LMDZ sur ces deux stations sahéliennes sont peu différents. Par rapport à la maille du modèle contenant la station de Dakar et de Niamey, les valeurs de FTH simulées par le modèle LMDZ pour les deux versions sont égales. En plus les profils représentés sur la station de Dakar sont peu sensibles au choix de la maille (cf figure 5.3).

Conclusion

Dans cette section nous avons essayé de montrer la sensibilité par rapport à la résolution verticale du modèle et de représenter les différentes caractéristiques du

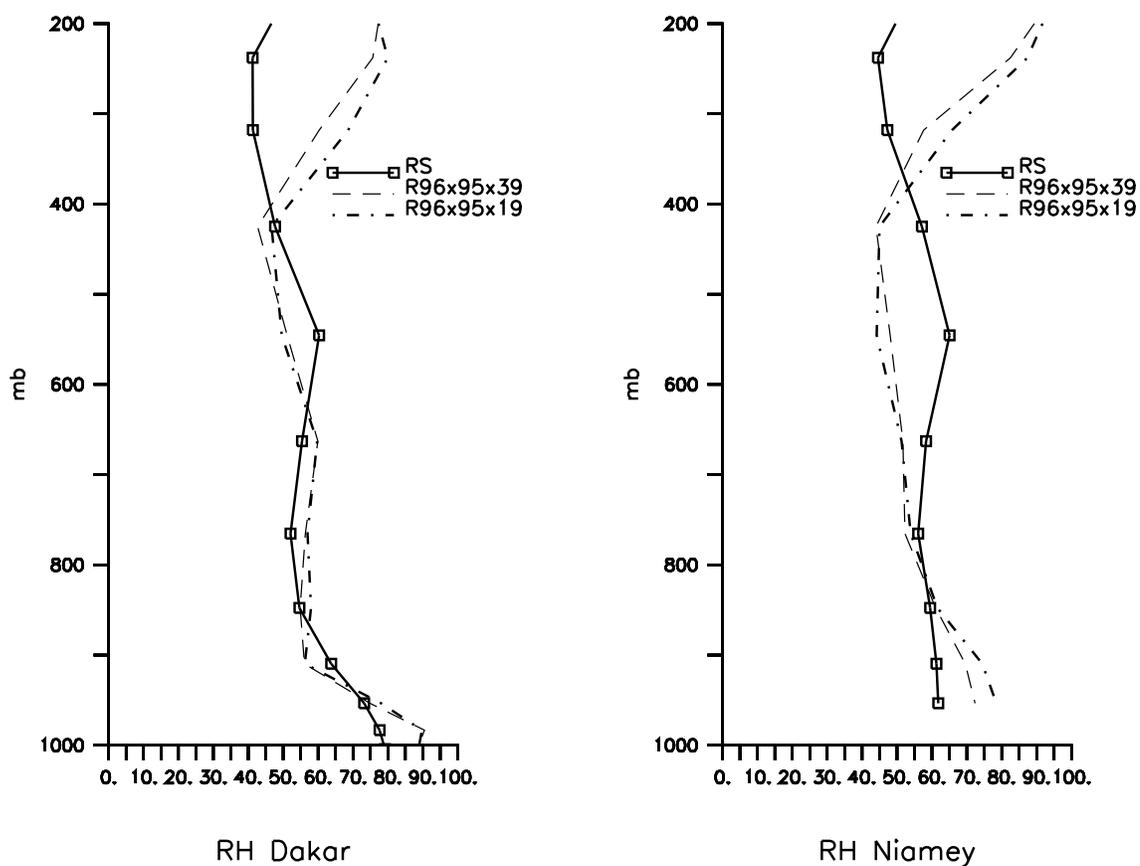


Figure 5.4 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "R96x95x39" (tirets) et "R96x95x19" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. Les profils sont interpolés sur la grille de résolution à 19 niveaux verticaux.

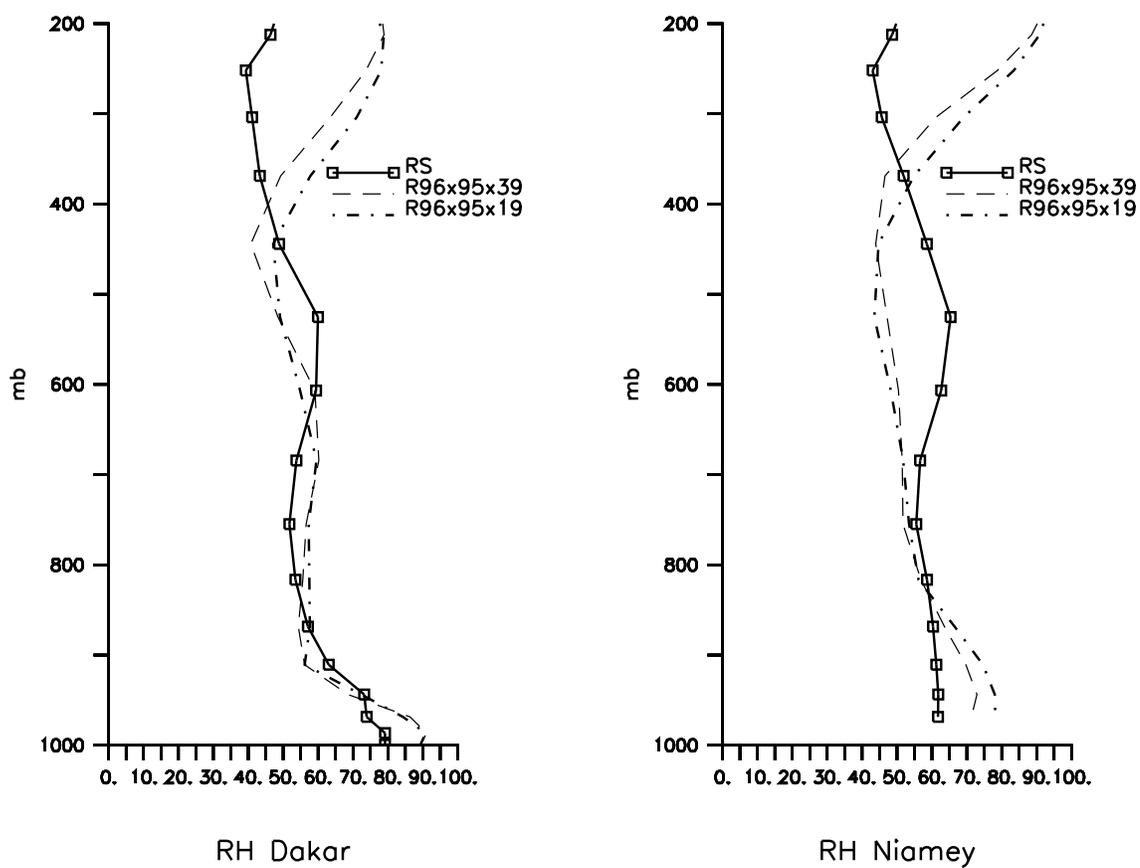


Figure 5.5 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "R96x95x39" (tirets) et "R96x95x19" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. Les profils sont interpolés sur la grille de résolution à 39 niveaux verticaux.

cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest. Les résultats montrent en fait des différences entre les deux types de résolutions. Dans la simulation à 19 niveaux de pression la couverture nuageuse est plus importante entraînant par conséquent dans l'atmosphère des valeurs d'humidité relative assez élevées par rapport à la simulation à 39 niveaux de pression mais aussi aux observations. Les taux de précipitations mesurées dans cette version du modèle LMDZ sont malgré cela très proches. En effet, Emanuel and Zivkovic-Rothman (1999); Sun and Oort (1995) montrent que en affinant la résolution sur la verticale on donne plus de précision pour résoudre les fluctuations de l'humidité relative dans les modèles de climat d'une manière générale. Plus la résolution est fine et plus la précision est forte. Par exemple dans le cas des champs FTH simulés par la version du modèle LMDZ à 19 niveaux de pression voir la figure 5.3 en guise d'illustration, les valeurs d'humidité relative simulées par le modèle LMDZ sont surestimées par rapport aux observations. Les températures de brillance (voir figure 5.2) montrent dans cette version du modèle LMDZ une couverture nuageuse assez importante.

5.2 Sensibilité à la physique du modèle LMDZ

La physique du modèle LMDZ a subi plusieurs évolutions ces dernières années avec notamment les nouvelles paramétrisations de la couche limite (Rio and Hourdin, 2008) et l'introduction des poches froides ou des courants de densité créées lors des descentes précipitantes (Grandpeix and Lafore, 2009).

Le but de cette section est de tester la sensibilité du modèle LMDZ à bien représenter les différentes caractéristiques de la mousson Ouest Africaine par rapport à cette nouvelle paramétrisation physique.

5.2.1 Précipitations

La figure 5.6 montre les champs moyens des précipitations GPCP et des différentes versions du modèle LMDZ pour les deux types de paramétrisation, notés "ancienne physique" et "nouvelle physique" décrits plus haut sur toute la saison de mousson 2006. On remarque que les champs de précipitations sont assez proches entre la "nouvelle physique" et l'"ancienne physique". La position de la ZCIT est

bien localisée dans les deux types de simulations par rapport à GPCP. Sur la "nouvelle physique", la répartition en longitude des précipitations indique un maximum bien marqué sur le Fouta Djallon avec de fortes valeurs de pluies. Ces excès de pluies au niveau du Fouta Djallon et sur l'océan Atlantique sont dues aux pluies de grande échelle. On note aussi l'apparition de la zone de minimum de précipitations entre 5W et 5E. Dans les observations, cette zone de minimum est une zone de transition appelée aussi zone de propagation de systèmes convectifs (Roca et al., 2005; Gaye et al., 2005).

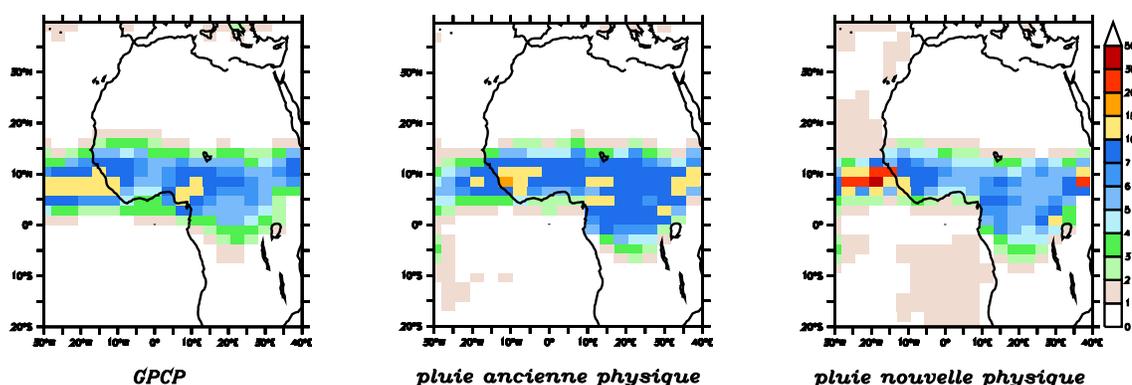


Figure 5.6 – Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de GPCP, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique"

5.2.2 La représentation des nuages

Dans le chapitre précédent la version du modèle LMDZ avec l'"ancienne physique" présentait des problèmes sensibles sur la représentation des nuages. Les occurrences de nuages simulées par le modèle, particulièrement ceux de convection étaient très faibles, par rapport aux observations satellitaires. En plus ces derniers donnaient des valeurs d'émissivités très faibles. Le modèle LMDZ ne simule presque pas de corps noirs ce qui entraînait que les températures de brillances simulées à travers le modèle RTTOV étaient assez chaudes par rapport aux observations de MSG.

La figure 5.7 est une moyenne des températures de brillances sur les quatre mois de la saison 2006. Les cartes montrent que les TB sont plus froides dans la simulation avec la "nouvelle physique" que dans l'"ancienne physique" particulière-

ment dans les régions de la ZCIT en meilleur accord avec les observations. Tandis que dans les régions de subsidence, la version du modèle avec la nouvelle physique présente des TB un peu trop froides par rapport aux observations satellitaires avec un biais de l'ordre de 5K. Avec cette nouvelle paramétrisation les nuages sont plus hauts et plus épais.

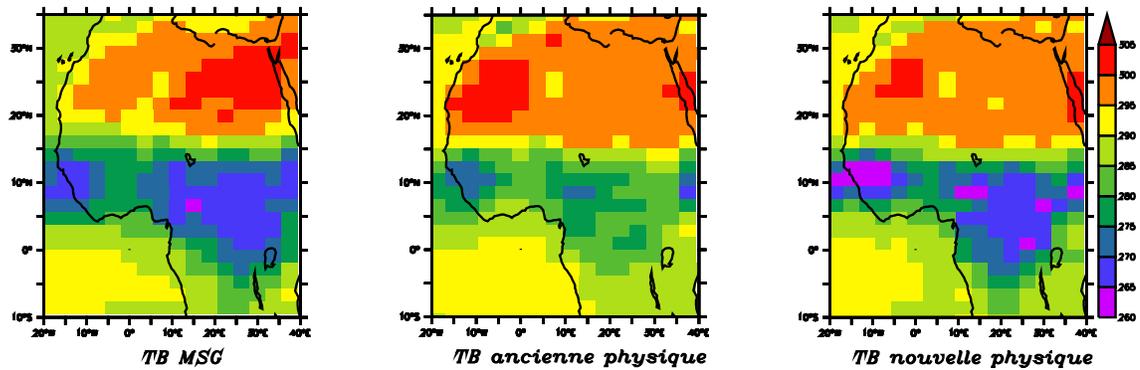


Figure 5.7 – Températures de brillances (K) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de MSG, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique".

En effet les profils représentés sur la figure 5.8 sur la région de Niamey pour le mois de Septembre 2006, montrent que cette version du modèle LMDZ simule assez bien les TB par rapport aux observations MSG1. Ceci est dû au fait que la fraction nuageuse simulée par le modèle est répartie sur une plus grande gamme d'altitude à Niamey. On peut remarquer avec les profils d'eau liquide et de glace 5.8 que les nuages au niveau de la basse atmosphère sont quasi-absents dans cette simulation. La base des nuages se trouve en moyenne autour de 600 hPa sur Niamey. Les nuages sur cette version du modèle LMDZ (5.8) sont assez hauts et épais. Les séries temporelles des températures de brillances de la "nouvelle physique" comparées aux observations MSG montrent que la variabilité des TB n'est pas très bien reproduite dans le modèle. Et les précipitations simulées par le modèle LMDZ sont très faibles et pas assez fréquentes par rapport à celles obtenues dans GPCP.

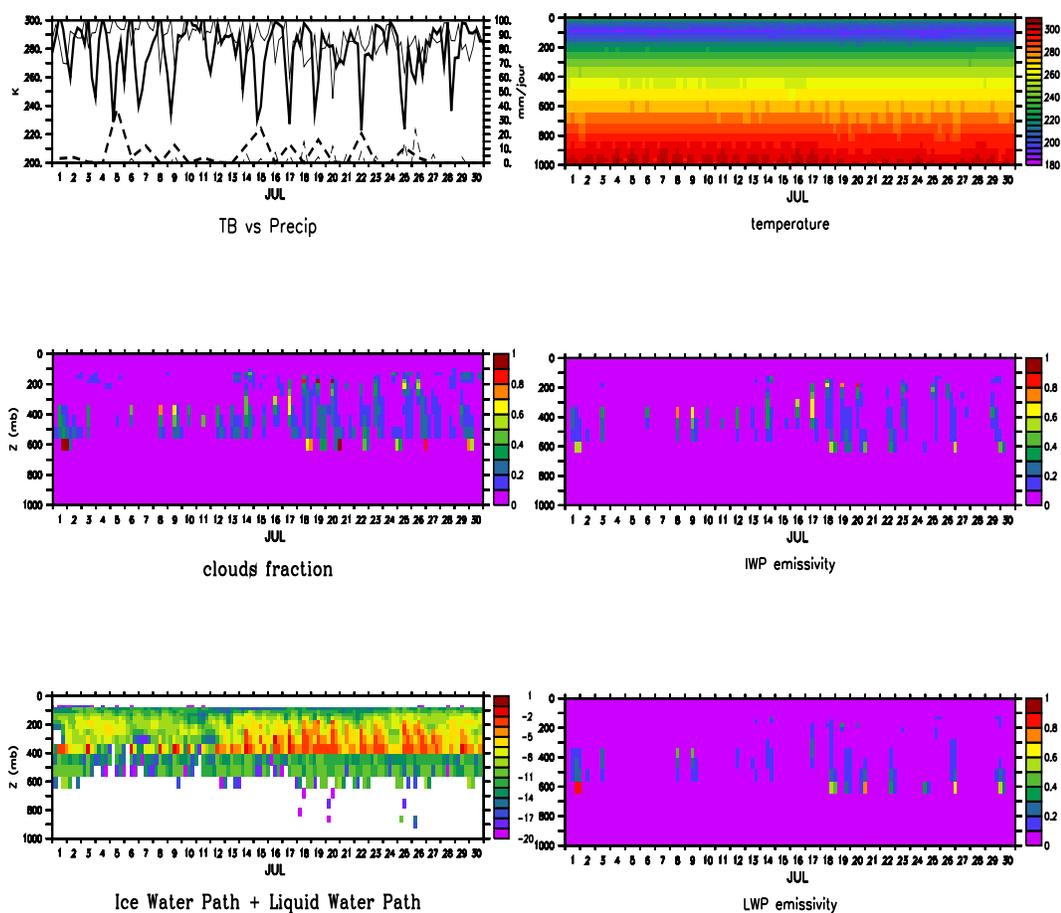


Figure 5.8 – Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en $\ln q$ (Ice Water Path + Liquid Water Path) (à gauche); ainsi que les profils d'émissivités montantes en présence d'eau et de glace et leur température physique (K) sur Niamey pour le mois de Juillet 2006 (à droite).

5.2.3 L'humidité de la troposphère libre africaine

Le figure 5.9 représente la moyenne sur la saison de mousson 2006 des champs FTH de MSG, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique". Les deux versions du modèle LMDZ avec les deux jeux de paramétrisation simulent en moyenne sur cette région de l'Afrique de l'Ouest une bonne structure de la mousson. La ZCIT est aussi bien représentée et se présente sous une forme zonale avec des humidités de l'ordre 70 à 80 %. La zone de convergence est alors plus humide dans la version avec la "nouvelle physique" que dans l'"ancienne physique". Les valeurs d'humidité simulées par la version avec le nouveau schéma de paramétrisation, sont comparables à celles observées. Cette version du modèle simule assez bien les extrêmes secs avec des valeurs de l'ordre de 5% d'humidité relative en moyenne sur des régions assez étendues au niveau des zones de subsidences.

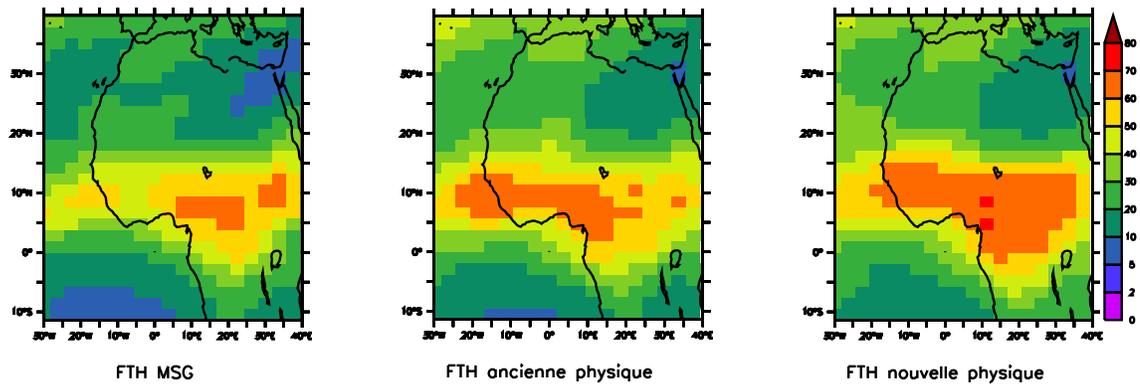


Figure 5.9 – Champs moyen de FTH (%) sur la saison de mousson 2006, de MSG, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique".

5.2.4 Profil d'humidité relative au Sahel

La figure 5.10 représente les profils moyens de RH sur les 4 mois de la saison des pluies au Sahel. Nous avons déjà montré dans le chapitre précédent que les profils d'humidité relative des réanalyses représentaient assez bien les structures moyennes de la mousson 2006, par rapport aux observations de radiosondages, moyennant quelques biais sur la haute atmosphère et au niveau des basses couches, en particulier sur la station de Niamey. La "nouvelle physique" donne une meilleure représen-

tation du profil moyen d'humidité relative par rapport à l'ancienne physique. En effet, la forme du profil dans la "nouvelle physique" est très proche des observations. On note un biais humide en moyenne de l'ordre de 10% sur la moyenne troposphère avec un maximum d'humidité relative autour de 600 hPa aussi bien sur les deux stations, Dakar et Niamey. En plus au niveau des basses couches, sur la station de Niamey, les valeurs moyennes d'humidité relative sont bien simulées par la "nouvelle physique" tandis que sur Dakar, on remarque que le modèle LMDZ n'est pas sensible à la paramétrisation physique et présente un biais moyen de 10%.

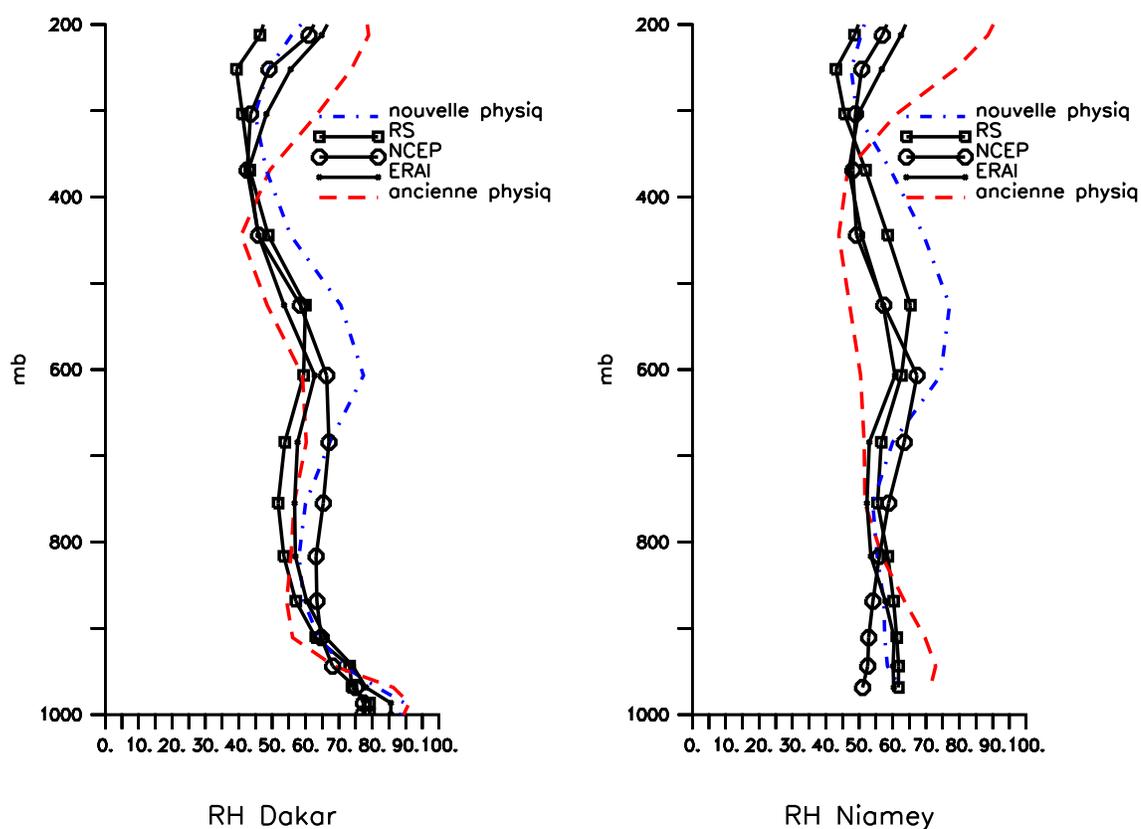


Figure 5.10 – Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré), des réanalyses NCEP (trait plein et cercle) et ERAI (trait plein et croix) et des deux versions du modèle LMDZ, "ancienne physique" (en rouge) et "nouvelle physique" (en bleu) sur les stations de Dakar et Niamey.

5.2.5 Conclusion

La nouvelle paramétrisation physique dans le modèle du LMD actuellement en cours de développement présente des résultats satisfaisants pour la représentation des caractéristiques de la mousson en Afrique de l'Ouest. Les champs moyens des précipitations présentent des structures comparables aux observations de pluies sur l'Afrique de l'Ouest (Lamprey, 2008). Les températures de brillance sont sans doute mieux représentées que dans l'"ancienne physique". Les nuages sont assez hauts et épais. Les champs moyens d'humidité sont bien simulés et présentent un biais humide de l'ordre de 10% sur le moyenne troposphère. Les profils d'humidité relative montrent des caractéristiques intéressantes de la mousson au Sahel. La station de Dakar très proche de l'océan est fortement influencée par la grande échelle et est peu sensible à la paramétrisation convective dans le modèle alors qu'au niveau de Niamey qui est une région très continentale, la paramétrisation de la convection joue un rôle important sur la représentation des caractéristiques de la mousson.

5.3 Choix de la simulation de référence en vue de l'étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest

Nous avons parcouru les différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest en suivant différents tests de sensibilité du modèle LMDZ. Le choix de la valeur de τ , le temps de relaxation choisi au chapitre 3 sur la sensibilité à la configuration au guidage du modèle LMDZ a permis de représenter d'une manière réaliste la météorologie de l'Afrique de l'Ouest par rapport aux réanalyses ERAI sur l'année 2006. Ces dernières particulièrement sur l'Afrique de l'Ouest ont été corrigées de tout biais dans les radionsondages (Agusti-Panareda et al., 2009) et sont ici appelées ERA-AMMA. Elles présentent en moyenne sur cette région des précipitations très intenses et une ZCIT un peu trop au Nord par rapport aux champs de précipitations des analyses NCEP qui ont été validées pour la bonne représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest (Bielli and Roca, 2009). En somme le modèle LMDZ reste, peu sensible aux champs des réanalyses. La sensibilité à la résolution sur la verticale de pression indique d'assez bonnes

caractéristiques de la mousson, en augmentant les nombres de niveau de pressions de 19 à 39. Les nuages dans la "nouvelle physique" sont mieux représentés que dans l'"ancienne physique".

CHAPITRE 6

VARIABILITÉ DU CYCLE DE L'EAU EN AFRIQUE DE L'OUEST

Le but de ce chapitre est d'utiliser LMDZ pour regarder en détails la mousson Ouest Africaine pendant l'été 2006 à travers la version guidée du modèle de climat LMDZ et de montrer le déroulement de la mousson à différentes échelles de temps. La configuration régionale du modèle LMDZ sur l'Afrique de l'Ouest a été sélectionnée dans les chapitres précédents.

6.1 Déroulement de la mousson Ouest Africaine sur l'année 2006

Dans les régions au niveau de la ZCIT les interactions d'échelles supportent le développement des systèmes convectifs (ou MCS). Ces MCS sont responsables de la majeure partie des précipitations dans cette région (Mathon and Laurent, 2001; Lebel et al., 2003). Leurs durées de vies sont fortement modulées par des phénomènes évoluant sur l'échelle synoptique. La bonne représentation de ces différentes caractéristiques de la mousson ouest Africaine est un défi particulièrement dans les modèles de circulation générale atmosphérique. La figure 6.1 est une coupe méridionale du vent zonal noté (u) sur la bande de latitude $[10W : 10E]$ en moyenne sur toute la saison de mousson 2006 entre la version du modèle LMDZ validée avec la nouvelle paramétrisation physique comparée aux réanalyses ERAI. Cette carte caractérise en moyenne les flux de mousson Ouest Africaine et la position de la ZCIT entre les bandes de latitudes $[0 : 20N]$. La hauteur des flux de mousson s'étend autour de 800 hPa, délimitée en moyenne par l'isoligne du vent zonal à $0m/s$. La mousson de l'Afrique de l'Ouest est aussi modulée par des vents d'Est. Autour de 650 hPa on note le Jet d'est African (AEJ, African Easterly Jet). Ce vent transporte de l'humidité dans les régions Sahéliennes et participe en partie à l'activité des Ondes d'Est Africain (AEW, African Easterly Wave) et par conséquent au développement des MCS (Janicot et al., 2008; Thorncroft et al., 2007). La position de l'AEJ est ainsi bien localisée dans le modèle LMDZ par rapport aux réanalyses ERAI avec une intensité moyenne autour de $10m/s$. D'autre part on note aussi la

présence du Jet d'Est Tropical (JET) autour de 200 hPa à la latitude du développement de la convection profonde. Ce vent d'origine thermique, est lié à l'origine à la mousson Indienne. Cette anomalie de vent s'intensifie sur le continent Africain durant la phase active de la mousson avec une vitesse moyenne de $12m/s$. Ces deux anomalies de vents coexistent en Afrique de l'Ouest en période de mousson et leur périodicité suit l'échelle synoptique.

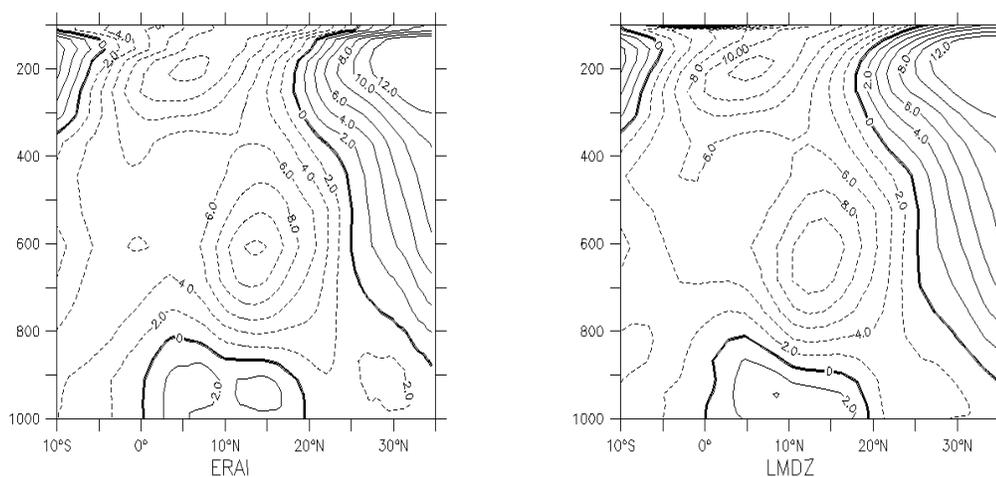


Figure 6.1 – Coupe méridionale dans la bande longitude $[10W : 10E]$ du vent zonal (u) en moyenne sur toute la saison de mousson 2006 : modèle LMDZ versus réanalyses ERAI

De part et d'autre de l'AEJ des ondulations périodiques de l'ordre de 3 à 5 jours (Reed et al., 1977) parfois de 6 à 9 jours (Diedhiou et al., 1998) sont aussi connues comme des facteurs très importants de modulation de la convection, des précipitations et aussi des flux de mousson (Mekonnen et al., 2006). Elles sont aussi connues comme précurseurs des cyclones tropicaux (Avila and Pasch, 1992). Ces ondulations synoptiques plus connues sous le sigle anglais AEW (African Easterly Wave) où Ondes d'Est Africaines sont plus actives entre les mois de Août à Septembre. Elles se propagent d'est en Ouest avec une longueur d'onde en moyenne de

2500 à 3000 km. Ces ondes résultent en fait d'une instabilité barotrope et barocline du flux zonal du vent associé à l'AEJ (Hall et al., 2006).

Des analyses composites faites sur ces ondes montrent les liens étroits avec les activités convectives dans les régions tropicales particulièrement sur le développement des MCSs. Duvel (1990); Diedhiou et al. (1999); Kiladis et al. (2006) montrent que au niveau des régions de l'ITCZ les fortes occurrences de précipitations sont en phases avec l'activité des ondes. Sur le continent, ces activités convectives sont surtout notées à l'avant du creux de l'onde qui est une zone de dépression ou au dessus du creux (appelée souvent sous la terminologie anglaise *trough*).

Le développement de ces différentes caractéristiques de la mousson suit différents types d'évolution caractérisant la saison des pluies. En particulier l'été 2006 en Afrique de l'Ouest est marqué par quatre étapes d'évolution de la mousson (Janicot et al., 2008; Thorncroft et al., 2007). La représentation des profils d'humidité relative au Sahel (figure 6.2), sur la station de radiosondages de Niamey permet ainsi d'identifier les étapes suivantes :

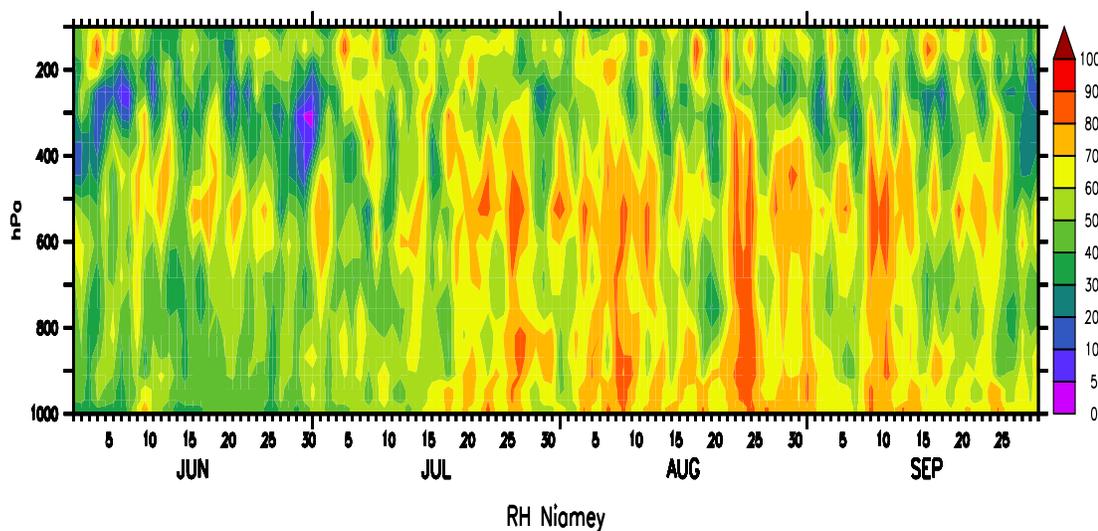


Figure 6.2 – Profil d'humidité relative sur la station de Niamey pour les radiosondages de 22h00 sur la mousson 2006. Les humidités relatives ont été calculées en tenant compte de la glace pour les températures négatives.

- **Period I** : cette période couvre presque tout le mois de Juin et est caractérisé sur la station de Niamey par une atmosphère avec deux couches relativement

sèches avec des humidités relative $\leq 20\%$. Ces deux couches sont séparées autour de 500hPa en moyenne par une couche assez humide de l'ordre de 70% d'humidité relative. La troposphère supérieure est assez sèche avec des humidités $\leq 10\%$. La convection quasi-inexistante et les précipitations nulles. Cette phase d'installation de la mousson ou Pre-Onset est aussi caractérisée par une série d'intrusions d'air sec dans les régions du Sahel.

- **Period II** : entre le 25 Juin 2006 et le 15 Juillet 2006, on remarque particulièrement sur la station de Niamey une suppression de la convection. Les études faites par Serge Janicot et ses collaborateurs montrent que cette suppression est probablement due au passage de la MJO (Madden Julian Oscillation) voir aussi (Janicot et al., 2008) pour plus de détails. Durant cette période l'atmosphère au dessus de Niamey reste relativement sèche. Cette phase de transition entre l'installation et la phase active de la mousson est appelée "Sahel dry spell", est caractérisée par un deficit de convection dans les régions du Sahel.
- **Period III** : la phase active de la mousson ou "onset" caractérisée par de fortes activités convectives. Sur la figure 6.2 on remarque que l'atmosphère reste humide au delà de 500 hPa et est aussi marquée par une série d'intrusions d'air sec extra-tropical. Elle s'étale en moyenne du 15 Juillet au 15 Septembre.
- **Period IV** : la phase de retrait de la mousson ou "Monsoon withdraw", s'installe dès le 15 Septembre. L'activité des ondes diminue de plus en plus et l'intensité de l'AEJ et du TEJ s'affaiblit ce qui par conséquent s'accompagne d'une diminution de la pluviométrie au Sahel. L'atmosphère redevient sèche avec quelques intrusions d'air sec notées sur la moyenne troposphère.

Ces caractéristiques de la mousson Ouest Africaine peuvent être décrites par la position de la ZCIT et de l'intensité moyenne des événements. L'évolution du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest est alors décrite à travers ces différentes phases. Nous allons de ce fait montrer dans la suite du document la variabilité de la mousson ouest Africaine à travers la version du modèle LMDZ validée avec la nouvelle paramétrisation physique décrite dans les chapitres précédents.

6.1.1 Précipitations

La figure 6.3 montre l'évolution moyenne des précipitations sur les différentes étapes de la mousson Ouest Africaine décrites plus haut. Cette mousson résulte en partie d'une pénétration vers le Nord des vents de mousson qui transportent de l'humidité favorable au développement des systèmes pluvieux. Sur la figure 6.3 nous avons superposé les vents issus des réanalyses ERAI à 925 hPa pour montrer leur pénétration sur le continent au cours de ces différentes étapes.

Il faut noter ici que le modèle LMDZ est guidé par les vents des réanalyses ERAI avec un pas de temps de relaxation permettant de reproduire la dynamique des vents des réanalyses. Les champs de vents simulés par le modèle LMDZ sont identiques à ceux des réanalyses ERAI.

L'évolution moyenne des champs de précipitations du modèle LMDZ est comparée à celle de GPCP. La convergence des flux de vents du Nord et du Sud permet de déterminer la position de la Zone de convergence InterTropicale qui est une ceinture marquée par des quantités importantes de précipitations.

En fait on note sur la figure 6.3 qu'au début de la saison sur la phase d'installation, les maxima de précipitations sont localisées dans les régions guinéennes entre les bandes de latitudes 0 et 5N. En ce moment les précipitations dans les régions Sahéliennes (bandes de latitude comprise entre $[12.5N - 17.5N]$) sont quasi-inexistantes. Et le modèle LMDZ simule sur cette période une bonne localisation de la ZCIT par rapport à GPCP.

Entre le 25 Juin et 15 Juillet dans la phase dite "Sahel Dry spell", la légère pénétration vers le Nord de la ZCIT, montrée par la pénétration sur le continent des vents venant du Sud. Les régions du Sahel reçoivent en moyenne de faibles valeurs de pluies. On remarque aussi au niveau de l'océan une diminution des pluies par rapport à la phase d'installation de la mousson. Par contre le modèle LMDZ simule toujours au niveau de l'océan des quantités importantes de pluies par rapport aux observations GPCP.

La phase active est caractérisée par la position de la ZCIT qui atteint sa position la plus au Nord, vers 20N de latitude. Les régions Sahéliennes reçoivent de fortes valeurs pluviométriques. Et les caractéristiques de la mousson ouest Africaine montrent en fait deux foyers de maxima de précipitations au dessus des reliefs du Fouta

Djallon et du Mont Cameroun. Cette position de la ZCIT est assez bien localisée dans le modèle LMDZ. Les maxima de pluies au dessus du Mont Cameroun sont sous-estimés. Et au niveau de l'océan les précipitations sont très élevées avec des valeurs supérieures en moyenne à 50 mm/jour.

Dans la phase dite de retrait de la mousson, tout se passe comme-ci les flux de vents du Nord-Est repoussent les flux de mousson qui ne pénètrent plus au Nord et les précipitations diminuent dans les régions Sahéliennes avec la migration vers le Sud de la ZCIT. Cette migration est assez bien simulée dans le modèle LMDZ. Les intensités des précipitations sont en moyennes comparables aux observations sauf sur les régions de maxima au dessus des reliefs.

6.1.2 Nuages

L'évolution de la mousson Ouest Africaine se traduit aussi par le développement de la couverture nuageuse dans les régions au niveau de la ZCIT. Les régions de maxima de précipitations ont en moyenne dans l'image satellitale des températures de brillances très froides et par conséquent une couverture nuageuse importante. La migration vers le Nord de la ZCIT s'accompagne d'un accroissement des occurrences de températures de brillance très froides. La position de la ZCIT est alors déterminée par la couverture nuageuse qui décrit les différentes phases de la mousson.

La figure 6.4 caractérise en moyenne la couverture nuageuse sur les quatre étapes de la mousson.

Lors de la phase d'installation de la mousson les températures de brillances les plus froides sont localisées dans une bande de latitudes au niveau des régions guinéennes au Sud de 10N. Dans les régions sahéliennes les températures de brillances sont relativement chaudes. A cette période les nuages de convection sont assez rares et la pluviométrie inexistante comme on peut le constater sur la figure 6.3.

Entre le 25 Juin et 15 Juillet on note une légère pénétration vers le Nord de la ZCIT. Les images satellites indiquent des températures de brillance relativement froides dans les régions du Sahel par rapport à la phase d'installation. Et on remarque aussi la présence des deux foyers de maxima de convection indiquant cette pénétration au Nord de la ZCIT et la pluviométrie dans cette région reste aussi

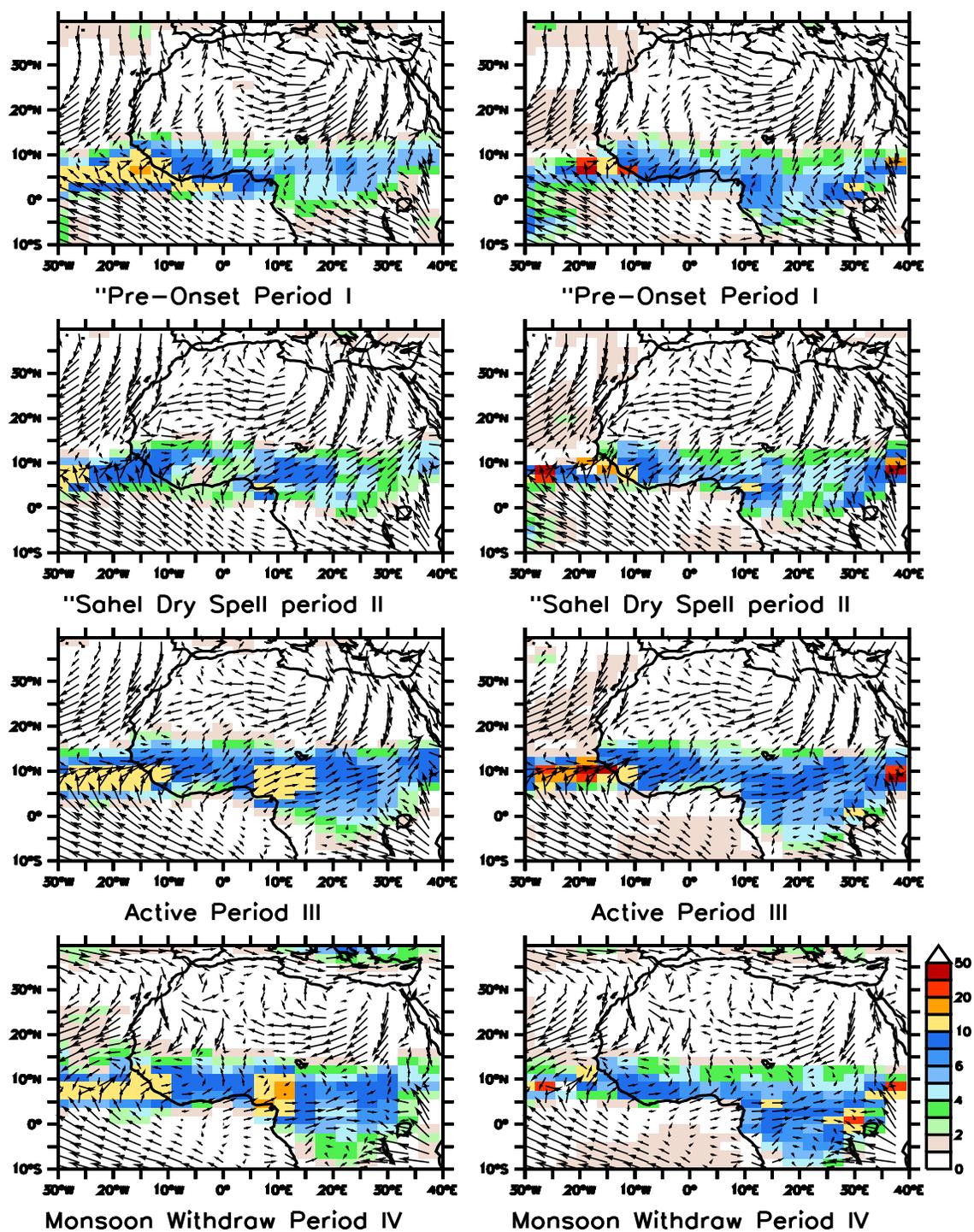


Figure 6.3 – Précipitations (mm/jour) de GPCP (à gauche) et du modèle LMDZ (à droite) ainsi que les flux de mousson représentés par les champs de vents ERAI à 925 hPa, sur les différentes phases de la mousson 2006.

faible. Cette phase de transition est alors caractérisée par un déficit pluviométrique malgré la couverture nuageuse existante. Cette phase est cependant bien simulée dans le modèle LMDZ.

Ensuite avec la pénétration au Nord des flux de mousson sur le continent, la ZCIT est caractérisée par une couverture nuageuse importante sur les régions Sahéliennes. Les températures de brillances dans cette région sont assez froides ce qui par conséquent se traduit par une forte activité convective. C'est la période où les intensités des Jets (AEJ et JET) sont les plus intenses et supportent le développement des systèmes convectifs. La pluviométrie est alors assez importante (voir figure 6.3). Ces caractéristiques de la mousson Ouest Africaine sont ainsi bien simulées par le modèle LMDZ avec une bonne localisation de la ZCIT qui est la région où la convection est la plus intense.

Et sur la dernière quinzaine du mois de Septembre, la figure 6.4 indique une diminution de la couverture nuageuse. Ce retrait de la Mousson est aussi bien suivi par les simulations guidées du modèle LMDZ. Les TB, les plus froides sont en moyenne plus au Sud par rapport à la phase dite active.

On peut aussi remarquer dans les simulations que les différentes phases de la saison présentent des biais froid au niveau des régions de subsidences par rapport aux observations MSG. Ces biais sont en moyenne de l'ordre de 5K.

6.1.3 L'humidité de la troposphère libre

Les régions de fortes valeurs d'humidité déterminent en principe des régions de fortes activités convectives. Les résultats obtenus dans les paragraphes précédents indiquent que la couverture nuageuse est assez bien simulée dans le modèle LMDZ par rapport aux observations satellitaires suivant les différentes phases de la mousson 2006. La ZCIT est ici caractérisée par des régions de fortes valeurs d'humidité relative. La phase d'installation de la mousson montre en moyenne que les fortes valeurs d'humidité relative sont localisées au niveau des régions guinéennes et les régions du Sahel sont relativement sèches avec des humidités en moyennes $\leq 30\%$. Cette position de la ZCIT est alors bien localisée dans le modèle LMDZ avec des humidités relatives élevées par rapport aux champs FTH de MSG.

Dans la phase de transition, on peut remarquer que les régions les plus humides

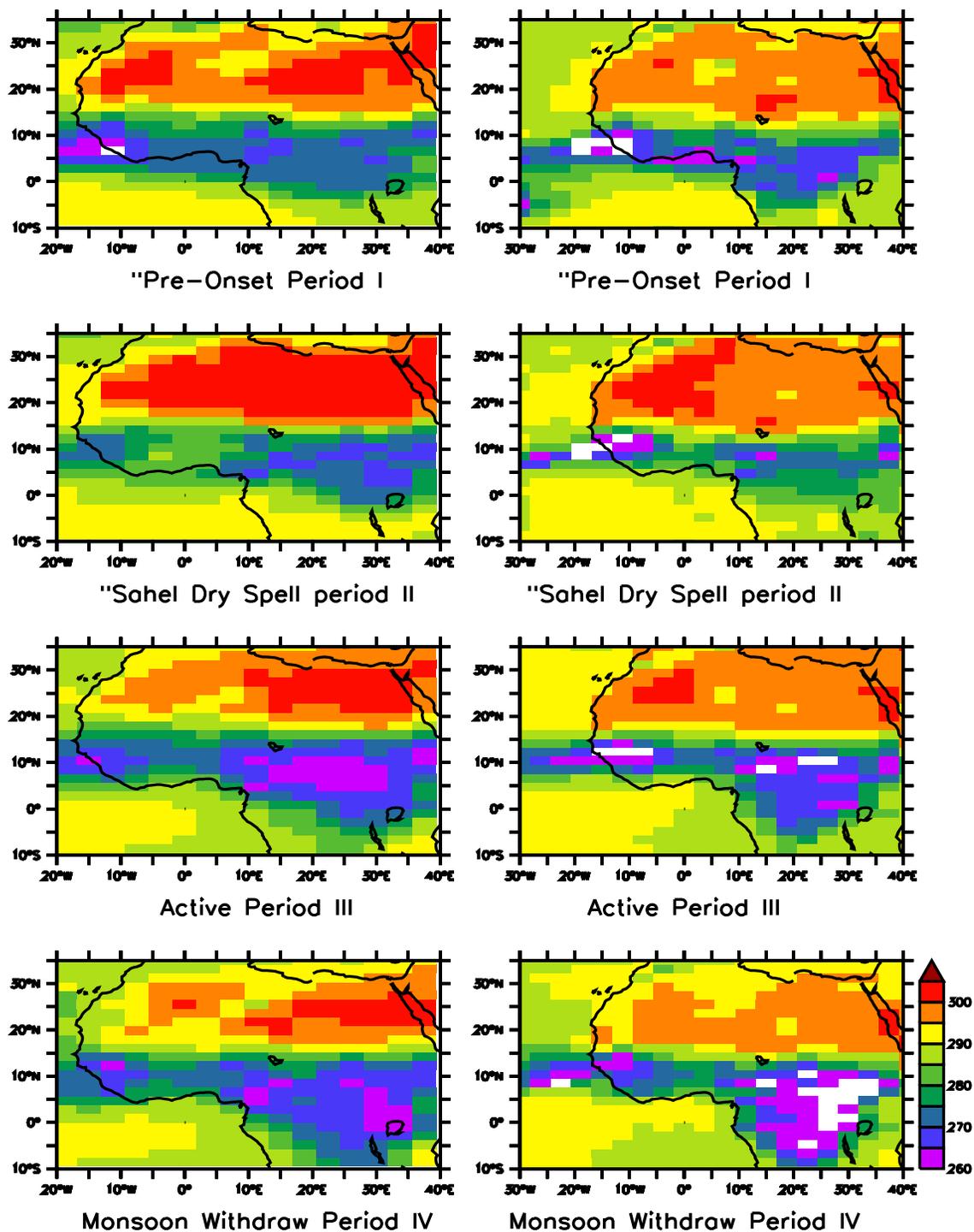


Figure 6.4 – Champs moyens des TB (K) de MSG (à gauche) et du modèle LMDZ (à droite) sur les différentes phases de la mousson 2006

pénètrent légèrement vers le Nord et l'on note avec les champs FTH de MSG la présence de deux foyers de maxima d'humidité relative. Et les zones de sécheresse au niveau des régions de subsidences sont plus marquées sur cette période par rapport à la phase d'installation.

Dans la phase active, les régions Sahéliennes deviennent très humides et la ZCIT pénètrent plus au Nord. Les champs FTH de MSG montrent en moyenne au dessus des reliefs du Mont Cameroun et au dessus du Fouta Djallon de fortes valeurs d'humidité relative. Ce sont des régions de fortes activités convectives où la couverture nuageuse sur cette période est assez importante (voir figure 6.4). Ces caractéristiques de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest sont assez bien simulées par le modèle LMDZ et la ZCIT présente sur cette région une structure zonale avec des valeurs d'humidité relative plus élevées que dans les observations. En plus sur les régions de subsidences sèches le modèle LMDZ simule des humidités relatives du même ordre de grandeur que dans les observations avec des intensités en moyennes inférieures à 20 %.

La phase de retrait, est la phase où l'atmosphère au Sahel redevient sèche avec la migration vers le Sud de la ZCIT. Les régions les plus humides sont au Sud de 10N. Cependant, les simulations du modèle LMDZ donnent sur ces régions de fortes valeurs d'humidité relative. Les zones de subsidence sont bien simulées par rapport aux observations sur cette période de mousson.

6.1.4 Profil d'humidité relative

Dans cette partie nous représentons les profils moyens d'humidité relative sur les différentes phases de la mousson 2006, sur les stations de Dakar et de Niamey.

A la phase d'installation, sur la station de Dakar (figure 6.6), l'atmosphère est relativement sèche par rapport aux autres périodes avec des humidités relatives de l'ordre de 40% dans les observations et le modèle LMDZ simule des humidités relatives plus grandes. Cependant sur les premiers kilomètres de l'atmosphère au niveau de la couche de surface, les valeurs de RH sont de l'ordre de 80% dans les observations et 90% dans les simulations. Sur la station de Niamey (figure 6.7), l'atmosphère sur cette période de mousson est relativement plus humide que sur Dakar et le modèle simule bien les profils de radiosondages observés. La couche lim-

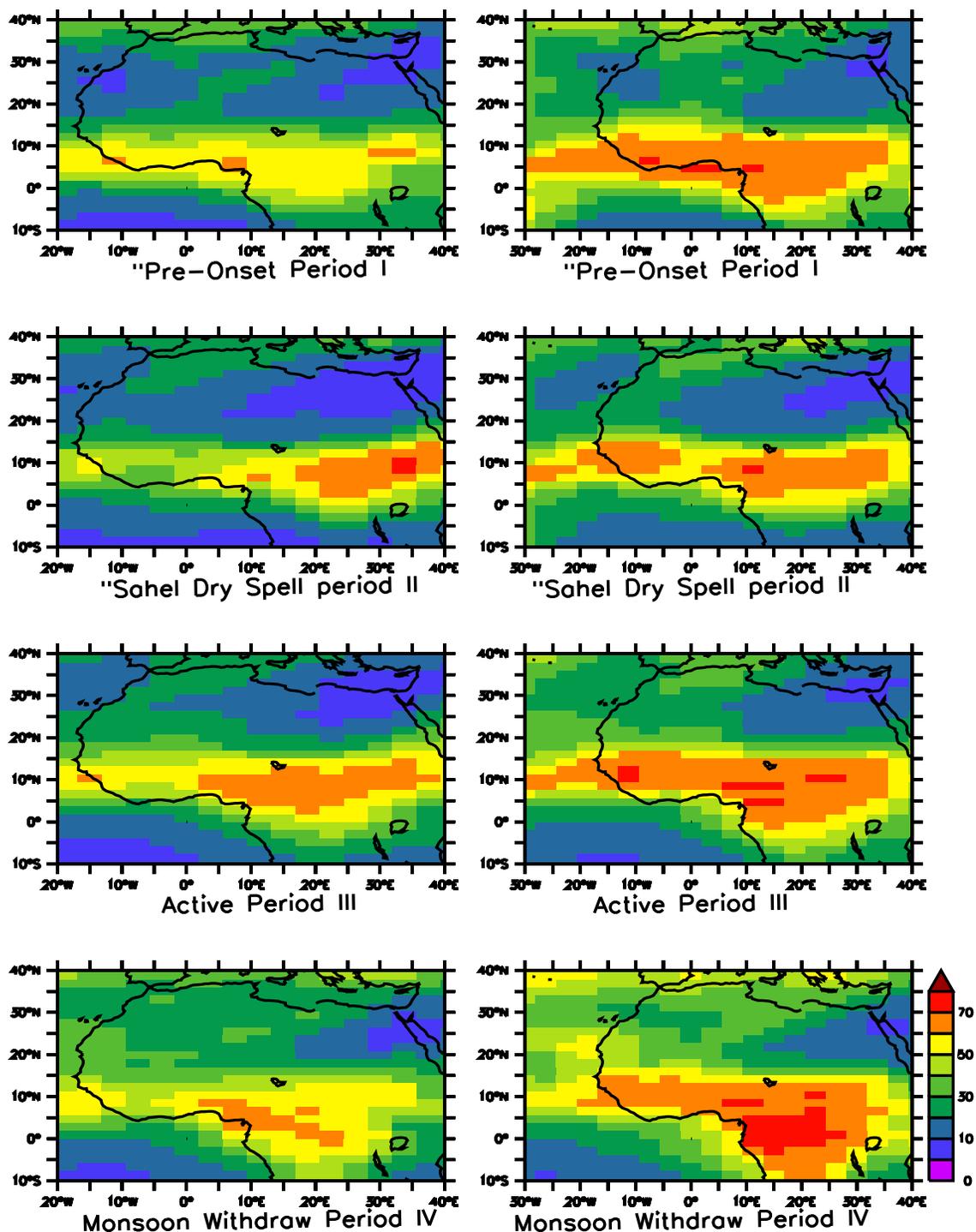


Figure 6.5 – Champs moyens de FTH (%) simulés par MSG (à gauche) et du modèle LMDZ (droite) sur les différentes phases de la mousson 2006

ite reste relativement sèche par rapport aux observations et redevient plus humide sur la troposphère libre et au niveau de l'altitude de l'AEJ.

Dans la phase de transition, appelée "Sahel Dry Spell", les valeurs d'humidité relative augmentent légèrement sur les deux stations. Sur Dakar le modèle LMDZ simule des humidités relatives plus grandes que dans les observations avec en moyenne un écart de 10%. Tandis que sur la station de Niamey on note une légère augmentation des quantités d'humidité relative, les premières couches sont plus humides dans les observations avec des valeurs de l'ordre de 50% et redeviennent plus humides dans les simulations au niveau de l'altitude de l'AEJ, qui à cette période commence à s'intensifier et apporte aussi de l'humidité dans la région.

Sur la phase active de la mousson 2006, le modèle LMDZ simule d'assez bonnes valeurs d'humidité relative par rapport aux observations. Les valeurs moyennes de RH augmentent sur ces régions. Cette période est caractérisée par de fortes activités convectives. En effet, la migration de la ZCIT vers le Nord, sur ces régions s'accompagne d'une couverture nuageuse importante, la convection s'intensifie et les températures de brillance sont assez froides. La convection est en partie responsable de l'humidité dans ces régions. D'autre part la pénétration vers le Nord des flux de mousson apporte de l'humidité. La couche limite Sahélienne devient humide avec en moyenne sur Dakar des RH de l'ordre de 80% tandis que sur Niamey les humidités moyennes sont de l'ordre de 70%.

Sur la phase de retrait de la mousson, les valeurs de RH diminuent particulièrement au niveau de la troposphère libre. On peut remarquer une diminution de la convection sur ces régions avec le retrait des flux de mousson.

Sur toutes ces périodes, LMDZ simulent en moyenne des RH plus grandes que dans les observations avec un maximum marqué autour de 600 hPa comme nous l'avons déjà remarqué sur les profils moyens de la saison (figure 5.10, chapitre 5).

6.1.5 Conclusion

L'évolution des différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique sur les différentes phases de la mousson décrites par (Janicot et al., 2008; Thorncroft et al., 2007) voir aussi la figure 6.2 est bien simulée par la version du modèle LMDZ avec la "nouvelle physique". Le modèle LMDZ simule assez bien la migration, tout

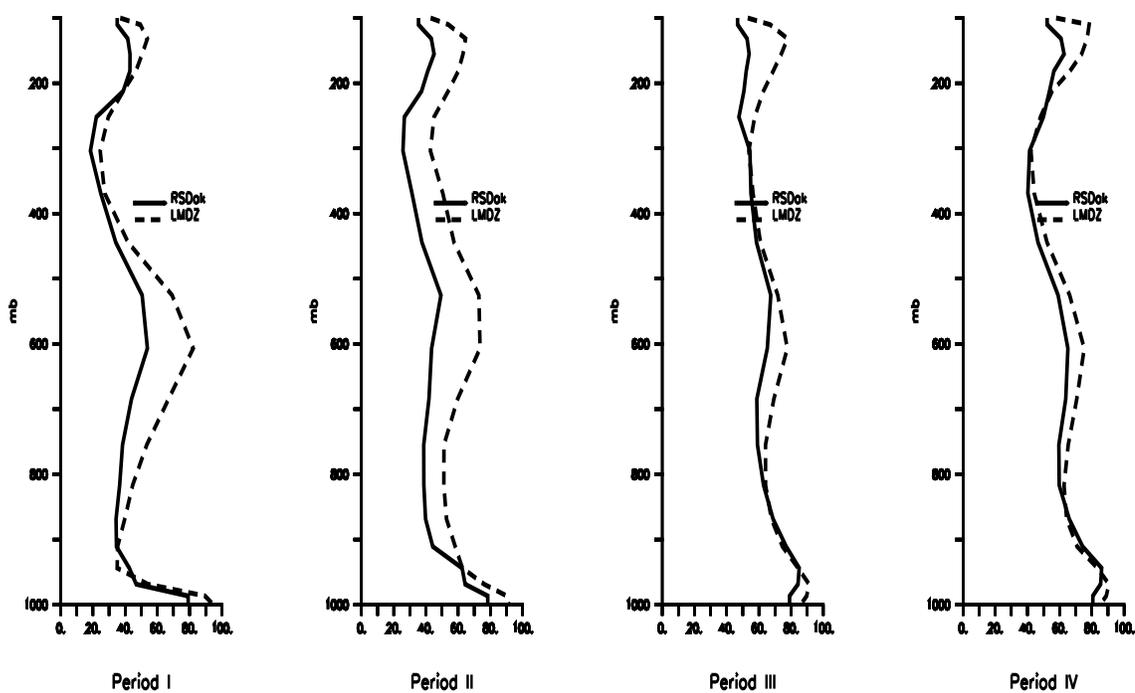


Figure 6.6 – Profils moyens de RH (%), des radiosondages de Dakar et du modèle LMDZ sur les différentes phases de la mousson 2006

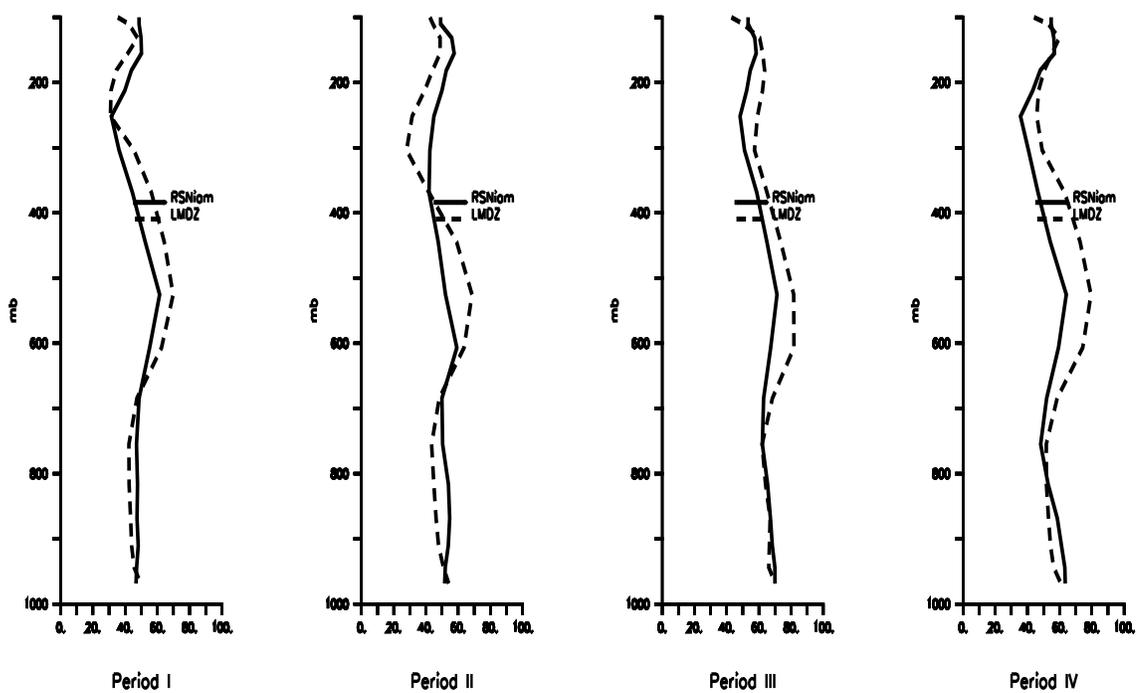


Figure 6.7 – Profils moyens de RH (%), des radiosondages de Niamey et du modèle LMDZ sur les différentes phases de la mousson 2006

au long de la saison de la ZCIT. Et la pluviométrie reste bien représentée sauf sur quelques localités où le modèle a du mal à simuler les quantités moyennes des précipitations par exemple au dessus des reliefs et avec des excès de précipitations sur l'océan Atlantique. La couverture nuageuse est en moyenne bien simulée par le modèle LMDZ, quoique les TB sont plus chaudes que dans les observations.

Les champs FTH montrent que le modèle surestime les valeurs d'humidité dans la troposphère. Dans les régions Sahéliennes, les profils d'humidité simulés par le modèle LMDZ sont plus humides que dans les observations en particulier sur la troposphère libre.

6.2 Variabilité synoptique au Sahel durant la phase active de la mousson

La région Sahélienne est en moyenne comprise entre $[12.5N : 17.5N]$. C'est une région où les contrastes entre les flux de mousson et les alizés du Nord plus connus sous le nom de l'Harmattan qui est un vent chaud et sec sont les plus marquées. Ensuite durant la phase active de la mousson cette région subit de fortes activités convectives. Les systèmes convectifs de méso-échelles s'organisent en des amas nuageux et se propagent tout au long de cette région d'est en ouest. Ces systèmes sont responsables de la quasi-totalité des pluies (Mathon and Laurent, 2001). La sécheresse des années 70 a eu des conséquences dramatiques sur la population locale dont la principale activité est liée à l'agriculture. Cette agriculture est fortement dépendante de la saison des pluies. Dans les régions sahéliennes, la variabilité de la pluviométrie fait que le paysan a du mal à s'adapter au cycle saisonnier. Ainsi, comprendre la date de démarrage des pluies permettra au paysan d'organiser son calendrier agricole. Ce qui pourrait l'épargner par exemple des cas des semis multiples lourds de conséquences économiques pour ces pays de faibles revenus. L'un des enjeux majeur de AMMA dans cette région est alors de parfaire les prévisions météorologiques et climatiques afin de permettre une bonne organisation des récoltes. Nous nous concentrons dans cette partie du document à représenter par le modèle LMDZ, l'évolution synoptique du cycle de l'eau en particulier sur la phase active de la mousson.

6.2.1 Précipitations

La figure 6.8 est un diagramme Hovmöller longitude-temps sur la saison de mousson 2006 en moyenne dans la bande Sahélienne. Elle représente la variabilité moyenne journalière des précipitations dans cette région.

Cette figure montre les différentes phases de la saison définies dans la première partie de ce chapitre et est marquée au début par une rareté de pluies. La phase active entre le 15 Juillet et le 15 Septembre est caractérisée par des précipitations assez importantes se propageant d'Est en Ouest sur toute la région. L'évolution dans le temps des pluies dans GPCP est moins régulière que dans LMDZ. Les intensités de pluies sont plus élevées et plus fréquentes dans GPCP en particulier au niveau du continent.

En moyenne, sur la phase active de la mousson (voir figure 6.3), LMDZ indique une bonne position de la ZCIT en particulier dans les régions du Sahel. Cependant, les valeurs de FAR et de POD dans le rectangle de la figure 6.9 qui identifie cette zone Sahélienne sont relativement élevées, sauf sur des mailles contenant le Sénégal et la station de Dakar, où les valeurs de FAR sont faibles et les POD élevées. On montre qu'avec un seuil de 1mm de précipitations, le modèle LMDZ simule une bonne variabilité des précipitations dans cette région. Par contre, dans toutes les régions du Sahel, les valeurs de FAR importantes et les grandes valeurs de POD indiquent une moins bonne variabilité des précipitations par rapport à GPCP.

La figure 6.10 donne les corrélations sur la phase active de la mousson 2006. On ne représente sur la figure que les valeurs de corrélations significatives. On obtient au niveau du continent en particulier dans la boîte sahélienne de très faibles valeurs de corrélations. Cependant, on note quelques valeurs non négligeables de l'ordre de 60%. On montre que les intensités des précipitations et les occurrences de pluies $\geq 1mm$ sont mal simulées dans le modèle LMDZ sur cette bande de latitude Sahélienne.

6.2.2 Nuages

L'évolution moyenne des précipitations dans le temps peut aussi être liée dans cette région du Sahel par la propagation des nuages en particulier de convection.

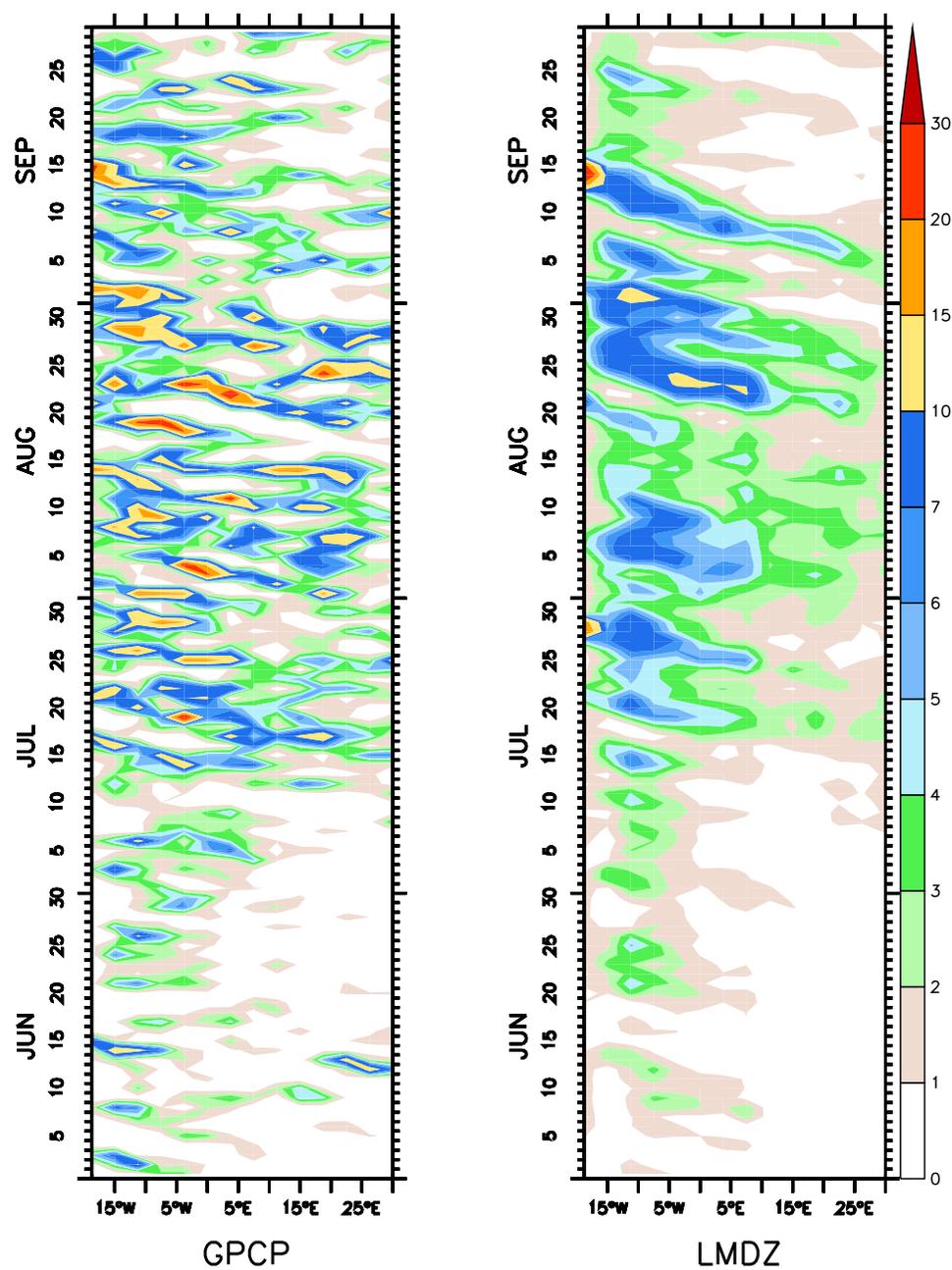


Figure 6.8 – Variabilité journalière des précipitations GPCP et du modèle LMDZ sur la saison de mousson 2006 dans la bande de latitude $[12.5N : 17.5N]$.

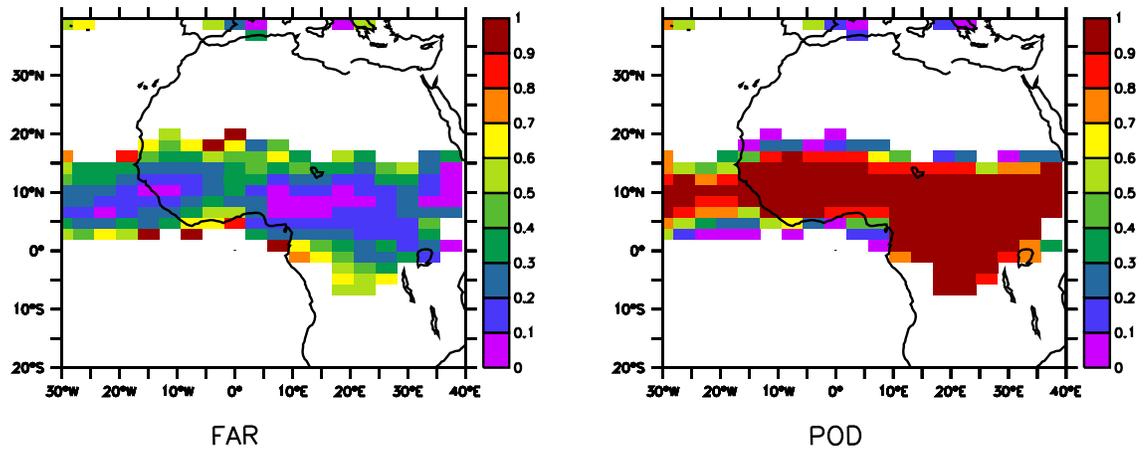


Figure 6.9 – Carte moyenne de FAR et de POD des précipitations GPCP et du modèle LMDZ sur la phase active de la mousson 2006

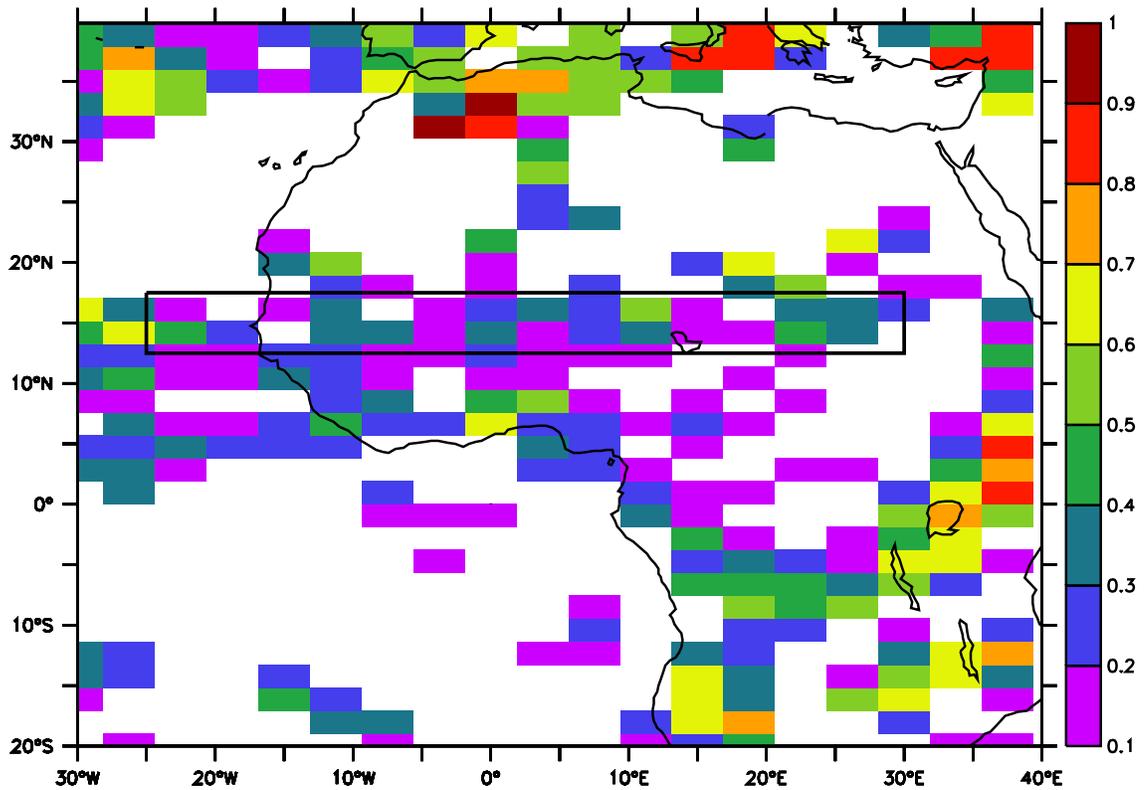


Figure 6.10 – Corrélations sur la phase active de la mousson des précipitations GPCP et du modèle LMDZ.

En fait les études faites sur cette région montre que 80 % des précipitations sont dues aux MCS (Mathon and Laurent, 2001).

La figure 6.11 est un diagramme Hovmöller des températures de brillance de MSG et celles simulées par le modèle LMDZ dans la bande Sahélienne. Elle détermine la variabilité journalière des nuages. Et l'on peut aussi remarquer quelques caractéristiques de la mousson 2006 avec ces différentes phases. Le début de la saison de mousson est caractérisé par des températures de brillance relativement chaudes et sur la phase dite active les TB deviennent plus froides. Ces TB déterminent des nuages de type MCS se propageant sur toute la région Sahélienne.

Nous avons montré dans le chapitre 5 sur la configuration à la physique du modèle (figure 5.8) que les TB dans cette "nouvelle physique" étaient en moyenne relativement froides par rapport à l'"ancienne physique". Les nuages étaient assez hauts et assez épais. Les séries temporelles des TB représentées sur régions sahéliennes indiquaient des TB assez chaudes par rapport aux observations satellitaires.

En fait le calcul des FAR et des POD sur la figure 6.12 indique que le modèle LMDZ au niveau de la ZCIT simule des nuages élevés dont les TB sont plus froides que 260K qui un seuil retenu dans la littérature pour détecter les nuages de convection moyenne. Les occurrences de nuages ne sont pas bien représentées par rapport aux observations satellites. Les TB dans cette région sont froides et la pluviométrie pas assez importante comme on l'a montré dans le paragraphe précédent. Ce qui nous amène à réfléchir sur l'efficacité des nuages dans cette région de la ZCIT.

Par contre les valeurs de FAR faibles et POD relativement élevées au niveau de la bande sahélienne traduisent dans cette région le fait que le modèle LMDZ simule des occurrences de nuages dont les $TB \leq 260K$. Cependant les TB restent plus chaudes que dans les observations.

6.2.3 L'humidité de la troposphère libre

Les champs FTH sur la figure 6.13 montrent dans la bande sahélienne que les grandes étapes d'évolution de la mousson 2006 sont bien représentées. La saison de mousson au Sahel est alors caractérisée par une sécheresse jusqu'avant le début des précipitations vers le 15 Juillet. Le modèle LMDZ simule des valeurs de FTH assez sèches $\leq 20\%$ et légèrement plus humides que dans les observations. Et durant

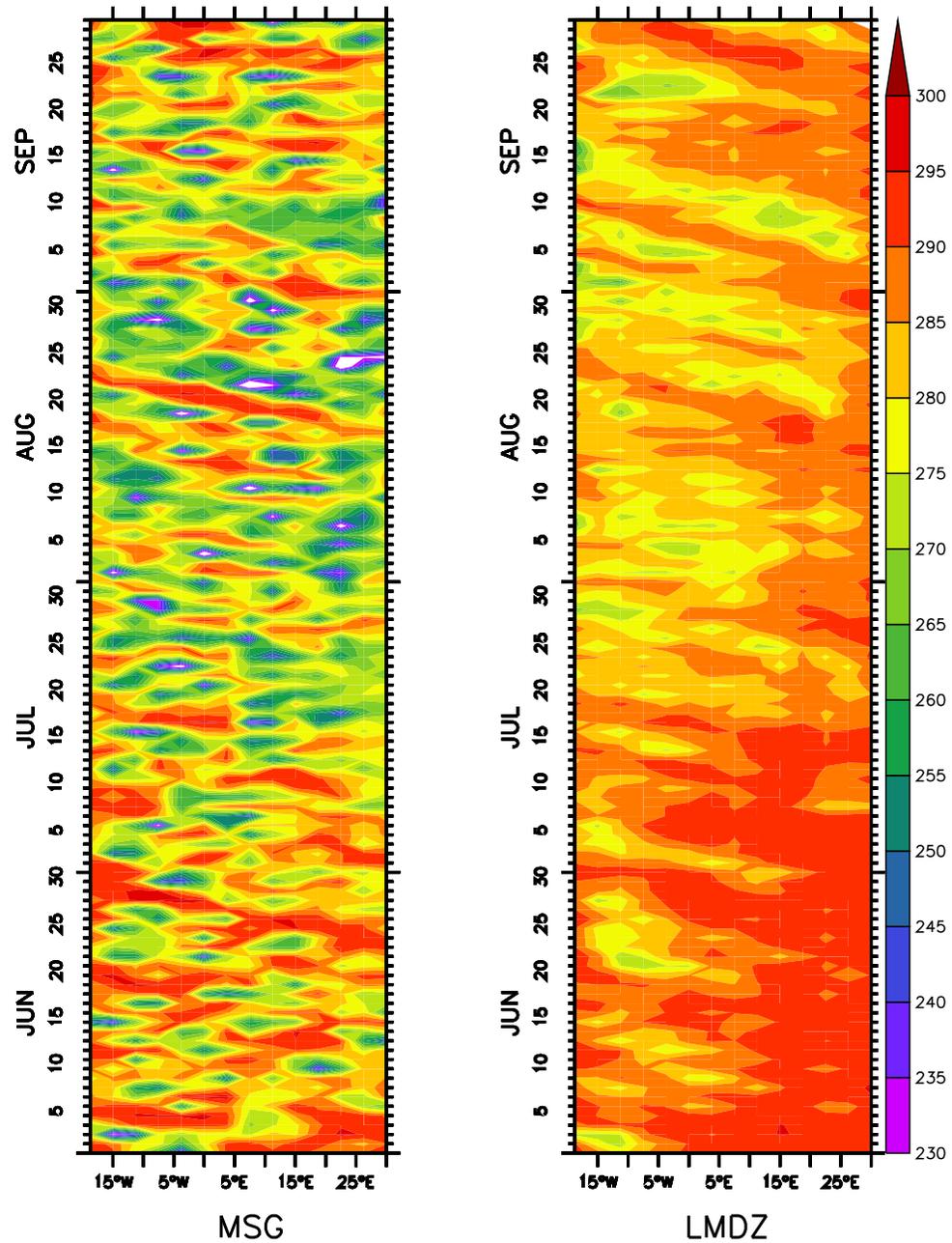


Figure 6.11 – Variabilité moyenne des TB sur la phase active de la mousson 2006 dans la bande de latitude $[12.5N : 17.5N]$

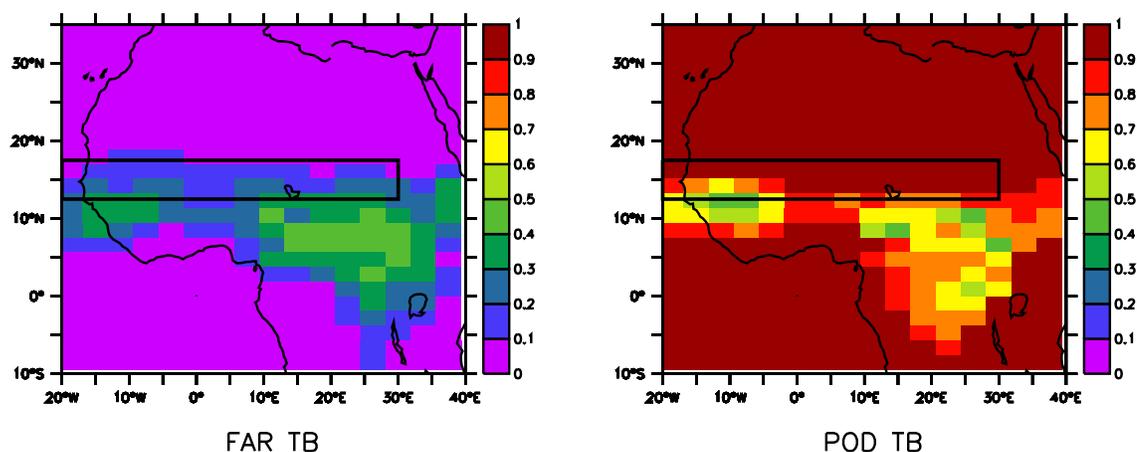


Figure 6.12 – Carte de FAR et de POD des TB de MSG et du modèle LMDZ pour un seuil de 260K sur la phase active de la mousson 2006.

la phase active de la mousson les valeurs de FTH deviennent humides avec des humidités de 70%. L'atmosphère au niveau du Sahel devient humide. C'est à cette période qu'on a les nuages de convection et les fortes valeurs de pluies. Cette évolution journalière de FTH est ainsi bien simulée dans le modèle LMDZ avec des humidités élevées dans la phase active de la mousson.

La représentation de la distribution de probabilité des champs FTH du modèle LMDZ et des observations satellitaires au Sahel et sur la phase active de la mousson montre que le modèle LMDZ simule des valeurs d'humidité plus élevées que dans les observations. Et le modèle LMDZ a du mal à simuler les extrêmes secs des champs FTH. La valeur moyenne de la distribution des champs FTH de MSG dans cette région (voir figure 6.14) est de l'ordre de 45.02% avec une déviation standard égale à 16.74 tandis que dans le modèle la valeur moyenne des champs FTH est de l'ordre de 60% donc très élevée avec une déviation standard égale aussi à 12.75. Le biais humide dans les simulations du modèle LMDZ par rapport aux observations est de l'ordre de 16%.

Ainsi dans la bande sahélienne le modèle LMDZ simule des champs FTH très humides par rapport à ceux obtenus avec MSG en particulier sur la phase active de la mousson.

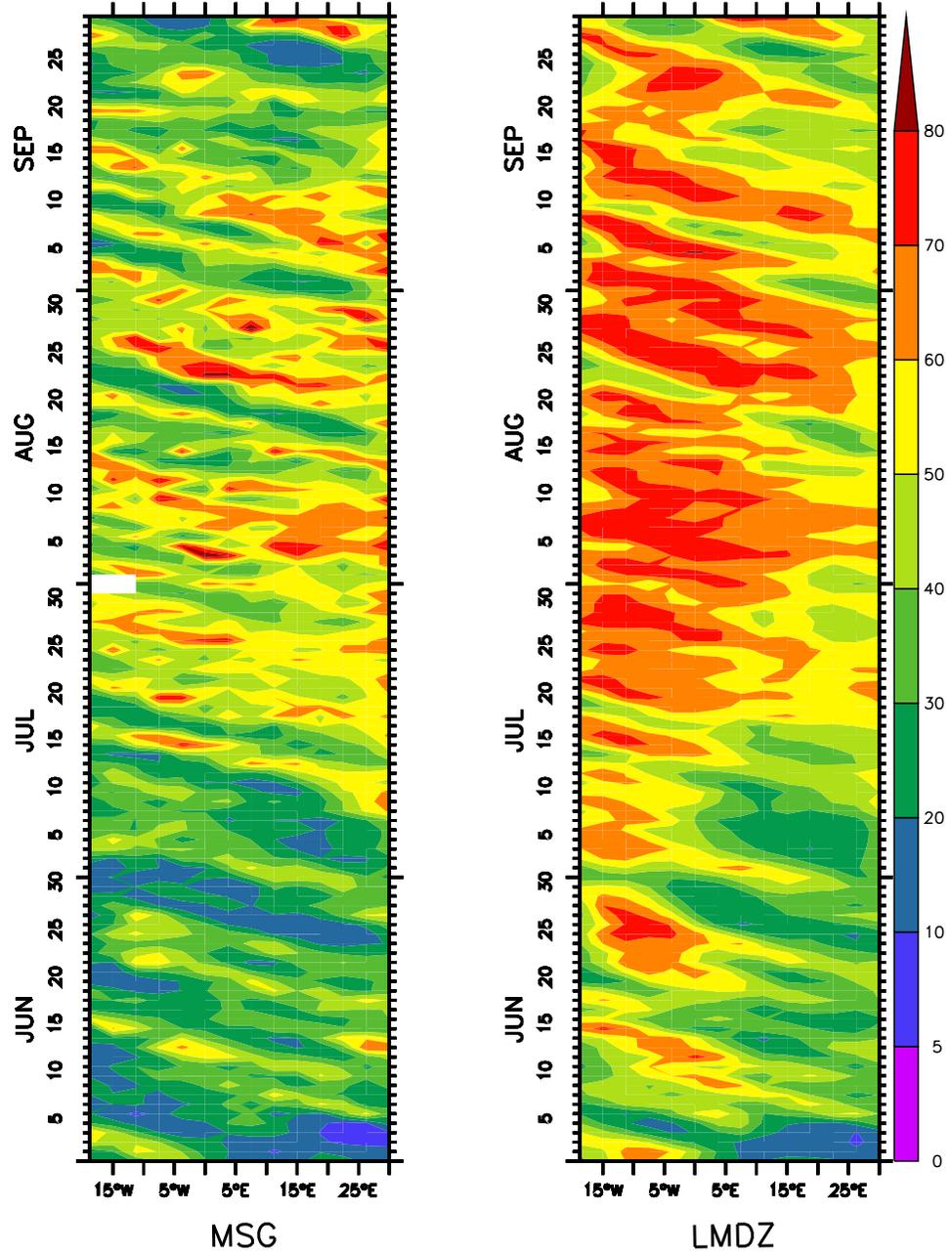


Figure 6.13 – Variabilité journalière des champs FTH sur la saison de mousson 2006 dans la bande de latitude $[12.5N : 17.5N]$

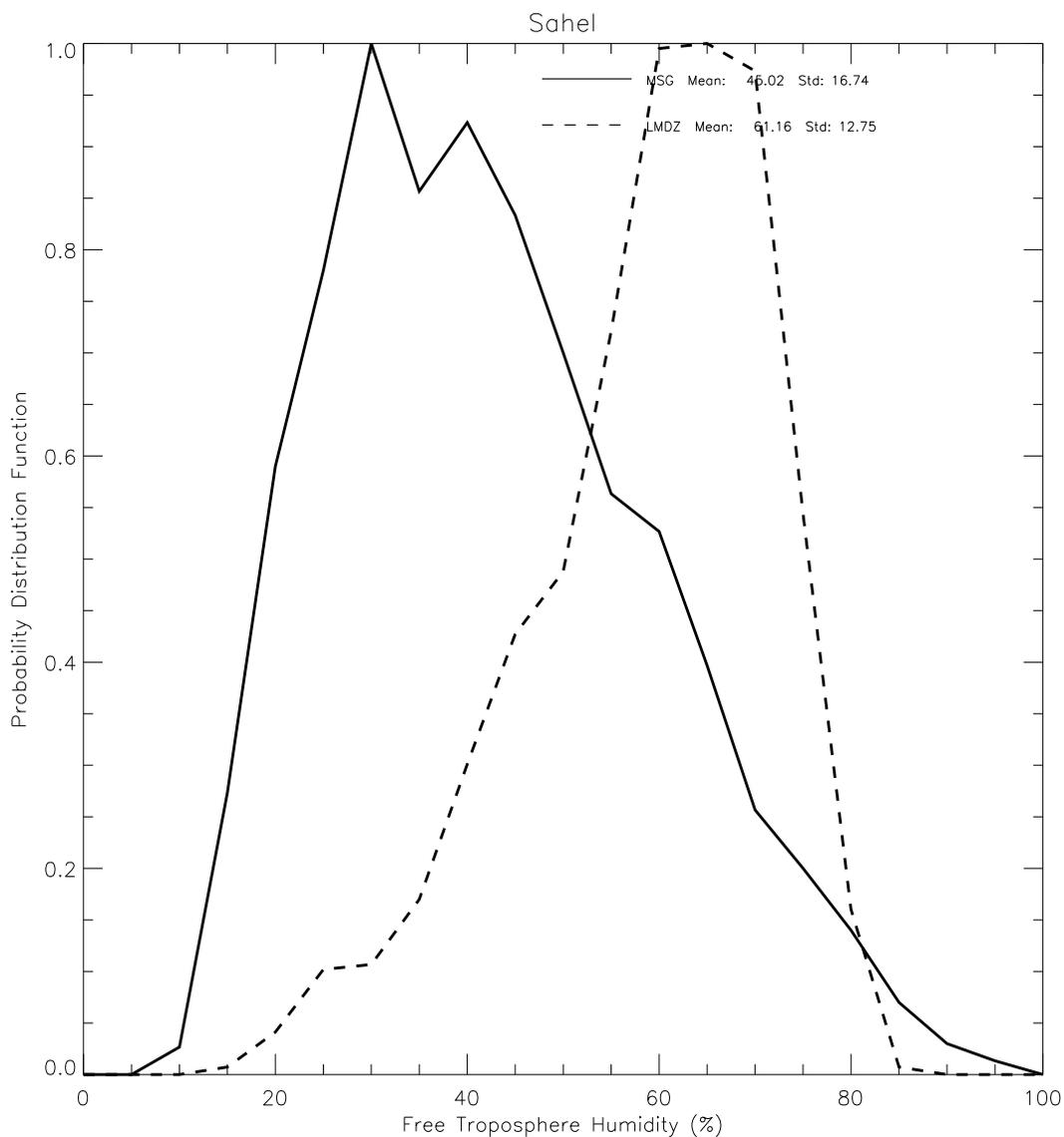


Figure 6.14 – PDF des champs FTH de MSG et du modèle LMDZ dans la bande Sahélienne [10W : 10E; 12.5N : 17.5N] sur la phase active de la mousson 2006

6.2.4 Profil d'humidité relative au Sahel

Les profils d'humidité relative sur les deux stations sahéliennes Dakar et Niamey sont assez bien simulés dans le modèle LMDZ en moyenne sur la phase active de la mousson 2006 (voir figure 6.7 et 6.6). Les valeurs d'humidité relatives sont plus élevées que dans les observations. A partir des profils de corrélations d'humidité relative des observations de radiosondages et du modèle LMDZ nous essayons ici de montrer la variabilité de l'humidité relative sur les stations de Dakar et de Niamey. Sur la figure 6.15, sont représentés les profils de corrélations de RH des radiosondages de 22h00 et les profils de corrélations de RH filtrées entre 3 et 10 jours sur les deux stations sahéliennes.

Une remarque importante entre les deux types de corrélations est l'augmentation des valeurs de corrélations sur l'échelle de temps synoptique comprise entre 3 et 10 jours. Ceci montre en partie l'importance de cette résolution temporelle sur la représentation des profils d'humidité relative dans ces régions du Sahel, en particulier sur la station de Niamey. En fait la plupart des activités à la base de la variabilité de l'humidité relative dans cette région, évoluent sur cette échelle de temps synoptique de l'ordre de 10 jours en moyenne. C'est le cas notamment des intrusions d'air sec extra-tropicales qui sont un facteur important de modulation de la convection par conséquent de l'humidité dans cette région (Roca et al., 2005). L'augmentation des corrélations est plus importante sur la station de Niamey que sur celle de Dakar. La station de Dakar, située à l'Ouest est proche de la mer, subit en plus des activités convectives d'importantes perturbations liées à la grande échelle (Jenkins et al., 2010; Arnault and Roux, 2010). La région de Niamey est dominée par de fortes activités convectives durant la phase active de la mousson 2006.

Les profils de corrélation indiquent des valeurs relativement faibles sur ces deux stations en particulier sur Dakar. Autour de 500 hPa, les valeurs des corrélations deviennent très faibles sur cette station. A ce niveau de l'atmosphère, nous avons montré au cours de ces travaux que les simulations avec l'"ancienne physique" donnent des corrélations plus élevées que dans la "nouvelle physique". Cette diminution des corrélations peut se traduire par de fortes valeurs de RH dans LMDZ, dans la moyenne troposphère autour de 600 hPa.

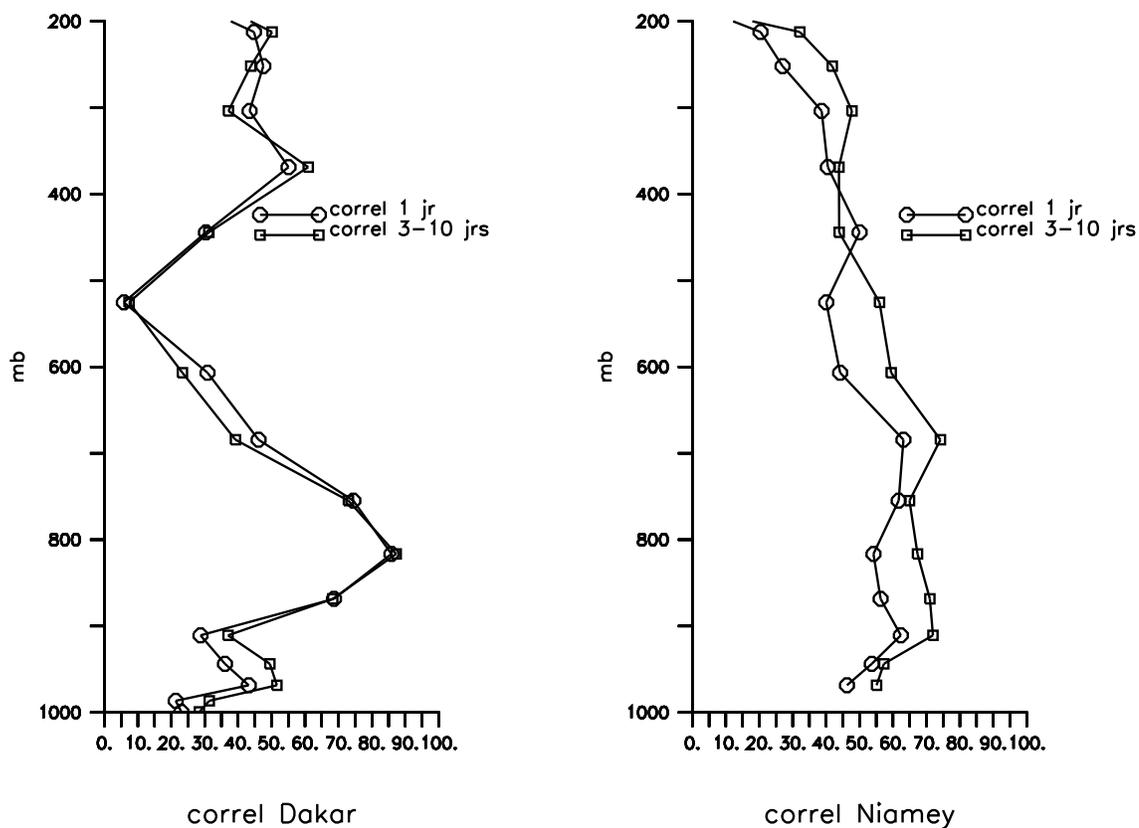


Figure 6.15 – Profil de corrélation de RH (%) sur la phase active de la mousson 2006, des observations radiosondages et de la version du modèle LMDZ "nouvelle physique" sur les stations de Dakar et de Niamey. Corrélations des variables journalières, correl 1 jr (trait plein et cercle) et les corrélations des variables filtrées entre 3 et 10 jours, correl 3-10 jrs (trait plein et carré).

6.2.5 Mesure de l'eau précipitable au Sahel

L'eau précipitable (PWAT¹) sur les stations de Dakar et de Niamey permet de caractériser indirectement la variabilité de l'eau au niveau de la couche limite Sahélienne jusque là caractérisée par les profils d'humidité relative sur les premiers niveaux de l'atmosphère. La figure 6.16 représente l'évolution temporelle de l'eau précipitable du modèle LMDZ et des observations de GPS sur les stations de Dakar et de Niamey sur toute la saison de mousson 2006.

Une remarque importante sur la station de Dakar est la manque de données surtout sur la phase active de la mousson. Ces trous dans les données GPS sont causés par des problèmes techniques liés à l'instrument de mesure de l'eau précipitable sur ces périodes.

On peut remarquer sur ces deux stations que l'évolution temporelle de l'eau précipitable caractérise les différentes étapes de la mousson avec en particulier sur la phase active de la mousson comprise entre le 15 Juillet et le 15 Septembre des valeurs de $pwat > 50mm$ (Bock et al., 2008). Cette évolution de la mousson au Sahel est alors simulée de manière raisonnable par le modèle LMDZ par rapport aux observations.

6.2.6 Conclusion

L'évolution des précipitations au Sahel dans le modèle LMDZ indique des pluies régulières par rapport à GPCP où les champs de pluies sont très bruités dans cette région. La variabilité des précipitations est alors mal reproduite dans cette région.

Les TB simulées par le modèle LMDZ montrent que les températures au sommet des nuages ne sont pas assez froides et par conséquent la convection représentée par le modèle LMDZ n'est pas assez haute.

Les champs FTH surestiment les valeurs d'humidité particulièrement sur la phase active de la mousson. Cependant la variabilité de l'air sec montre quelques caractéristiques dynamiques de la mousson au Sahel.

Les profils d'humidité relative donnent des corrélations faibles sur les deux stations sahéliennes en particulier sur la moyenne troposphère. L'eau précipitable dans

1. Precipitable Water Vapor

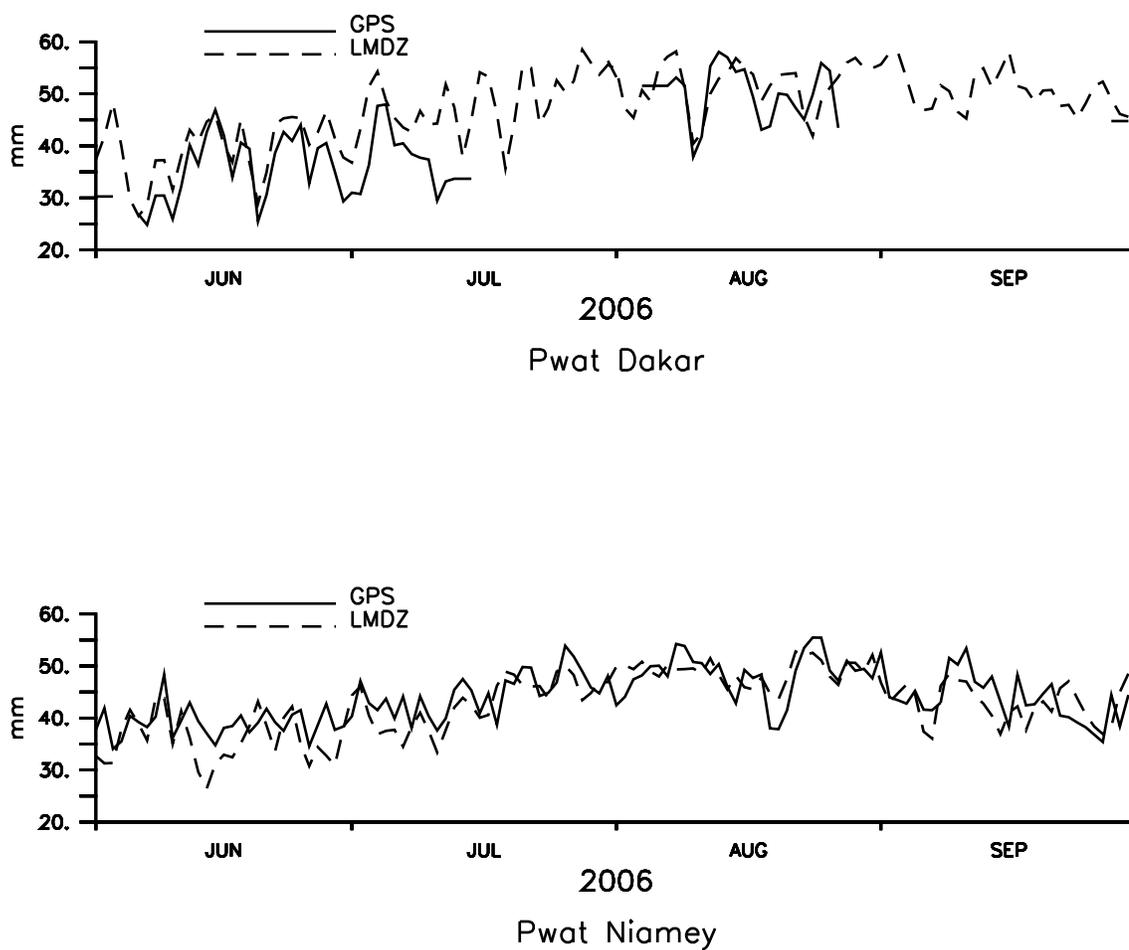


Figure 6.16 – Séries temporelles de l'eau précipitable (en mm/jour) sur JJAS du modèle LMDZ et du GPS sur les stations de Dakar et Niamey.

le modèle comparée aux observations de GPS indique une moins bonne variabilité de l'eau dans LMDZ en particulier sur la couche limite.

Les résultats obtenus dans cette section indiquent que le modèle LMDZ simule mal la variabilité du cycle de l'eau dans les régions sahéliennes et sur la phase active de la mousson 2006.

6.3 Variabilité sur Dakar : Cas de la SOP3

Une des particularités de la campagne AMMA était les mesures intensives localisées sur quelques sites stratégiques tels que Dakar et Niamey. Elles sont connues sous le nom de SOP². Sur la station de Dakar, elle est appelée SOP3 et s'est déroulée sur le mois de Septembre 2006 avec d'importants moyens de mesures et d'ateliers de prévisions en vue de comprendre les mécanismes qui entre en jeu dans le développement des systèmes pluvieux dans cette région. Le mois de septembre est marqué dans cette région par de fortes activités convectives dans la phase active de la mousson modulées par les ondes d'est africaines, mais aussi par d'importantes intrusions d'air sec. A la fin du mois de Septembre, on note aussi le retrait de la mousson où l'activité convective diminue dans cette région. Des études récentes faites au Sahel, ont ainsi montré le rôle de l'air sec venant des hautes latitudes, comme facteur important de modulation de la pluviométrie dans ces régions (Lafore et al., 2010; Thorncroft et al., 2007; Roca et al., 2005). Le but de ce paragraphe est de caractériser le comportement l'air sec sur la station de Dakar durant l'été 2006.

6.3.1 Rappel sur Variabilité de l'air sec dans la troposphère libre

Des études faites lors des campagnes de TOGA COARE sur le Pacifique, ont montré en utilisant des profils de radiosondages, différentes couches d'inversion où la température augmente et l'air devient sec. Les origines de cet air peuvent être différentes et proviennent de différentes régions de l'atmosphère. Ces couches se trouvent au niveau de la moyenne troposphère autour de 550 hPa et à la basse troposphère entre 800 et 950 hPa (Mapes and Zuidema, 1996).

2. Special Observing Period

Au niveau de la troposphère moyenne, l'utilisation d'un modèle dit de retro-trajectoire décrit en détail dans (Pierrehumbert and Roca, 1998; Roca, 2000; Roca et al., 2005) permet de suivre la trajectoire de la masse d'air. La masse d'air est alors considérée comme un traceur non-diffusif, c'est à dire, il n'y a pas d'échange de matières avec son environnement. Le modèle évalue la température de dernière saturation de la masse d'air. Si l'on considère la température et la pression où la masse d'air a uniquement subi une descente depuis sa dernière saturation, alors l'humidité spécifique à saturation q_{sat} de la masse d'air est l'humidité spécifique à ce niveau où la température est la plus froide dans la trajectoire. D'après la relation de Clausius Clapeyron (voir Annexe A), on peut déduire thermodynamiquement les valeurs d'humidité relative à la pression d'arrivée. Roca et al. (2005), en évaluant ce modèle de transport sur les régions au niveau du Sahel, reproduisent la distribution de la vapeur d'eau dans la troposphère libre africaine et l'humidité relative à 500hPa dans les régions de subsidences. Il montre avec ce modèle que la présence de l'air sec dans ces régions de l'Afrique viendrait des régions extratropicales. Une des particularités de cette région est la présence d'une circulation de vent entre le jet subtropical (STJ) localisé au Nord de l'Himalaya autour de $40^{\circ}N$ et centré en moyenne sur $30^{\circ}N$ et à l'altitude 200hPa avec une vitesse de 13m/s et le jet polaire au dessus de l'océan Atlantique vers $50^{\circ}N$, centré autour de $55^{\circ}N$ au niveau de l'altitude 250 hPa avec une vitesse maximum de 26 m/s. Cette circulation entre ces deux anomalies de vents sont à l'origine de la présence et de la distribution des masses d'air secs extratropicales dans les régions Sahéliennes.

Par conséquent l'air sec advecté est connu sous le nom de "dry intrusion" et joue un rôle important sur le développement des systèmes convectifs responsable de la grande partie de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest Roca et al. (2005). Cet air sec agit sur les MCS en suivant deux processus : par un processus radiatif ou par un processus d'entraînement de la masse d'air sec vers la masse d'air humide (Mapes and Zuidema, 1996; Parsons et al., 2000).

Le processus radiatif semble le plus efficace dans le cas d'une inhibition des systèmes nuageux. En effet, l'arrivée de la masse d'air sec extratropicale s'accompagne d'une inversion de la température et un assèchement de l'atmosphère, en augmentant la stabilité de la masse d'air.

6.3.2 Etude de cas

Nous avons montré dans les sections précédentes, que modèle LMDZ simule des humidités assez élevées par rapport aux observations (figures 6.14, 6.13). Les profils sur la figure 6.15 indiquent de très faibles corrélations sur la station de Dakar en particulier sur la moyenne troposphère. La variabilité de la vapeur d'eau n'est pas très bien reproduite dans LMDZ.

La figure 6.17, donne les évolutions temporelles de FTH et des précipitations en moyennes journalières sur le mois de Septembre 2006. La variabilité de FTH et des précipitations n'est pas très bien reproduite dans LMDZ. Le modèle simule néanmoins quelques tendances sèches observées au cours de la saison. C'est le cas par exemple, sur la période allant du 22 septembre au 24 septembre 2006, où l'observation présente au niveau de la troposphère une atmosphère sèche avec des humidités relatives $\leq 15\%$. Dans le modèle LMDZ cet évènement est simulé mais avec des valeurs de RH relativement élevées par rapport aux observations. En plus sur cette période la présence de la masse d'air sec coïncide avec un déficit pluviométrique comme représenté par les pluies GPCP. Bien que la variabilité des pluies sur cette station ne soit pas bien reproduite dans LMDZ, le signal représenté indique par conséquent une absence de pluies dans la région.

La présence d'air sec dans l'atmosphère perturbe, le profil vertical du rayonnement ondes longues (LWR) qui est sensible à la concentration de la vapeur d'eau dans la troposphère. En effet, le jour la masse d'air atmosphérique reçoit de l'énergie du soleil (SWR), en revanche perd son énergie par refroidissement radiative (LWR), et réchauffe l'atmosphère. Plus l'atmosphère est sec et plus le refroidissement radiatif est important.

Nous allons ici montrer à travers le modèle LMDZ, à partir des tendances radiatives ($dtr_{rad} = dtl_{wr} + dt_{swr}$) qui est la somme des tendances du rayonnement ondes longues et du rayonnement ondes courtes, le comportement radiatif de la troposphère au dessus de Dakar. La vapeur d'eau est en grande partie responsable du chauffage radiatif et du refroidissement radiatif dans une atmosphère en ciel clair. Ainsi le profil de dtr_{rad} dépend fortement du profil d'humidité relative. Les profils de composite permettent de distinguer des comportements identiques de la masse d'air dans la troposphère. La somme de plusieurs masses d'air sec à une

altitude donnée donne une masse d'air sec, ce qui permet d'identifier les différentes régions de l'atmosphère où les intrusions d'air sec sont les plus importantes.

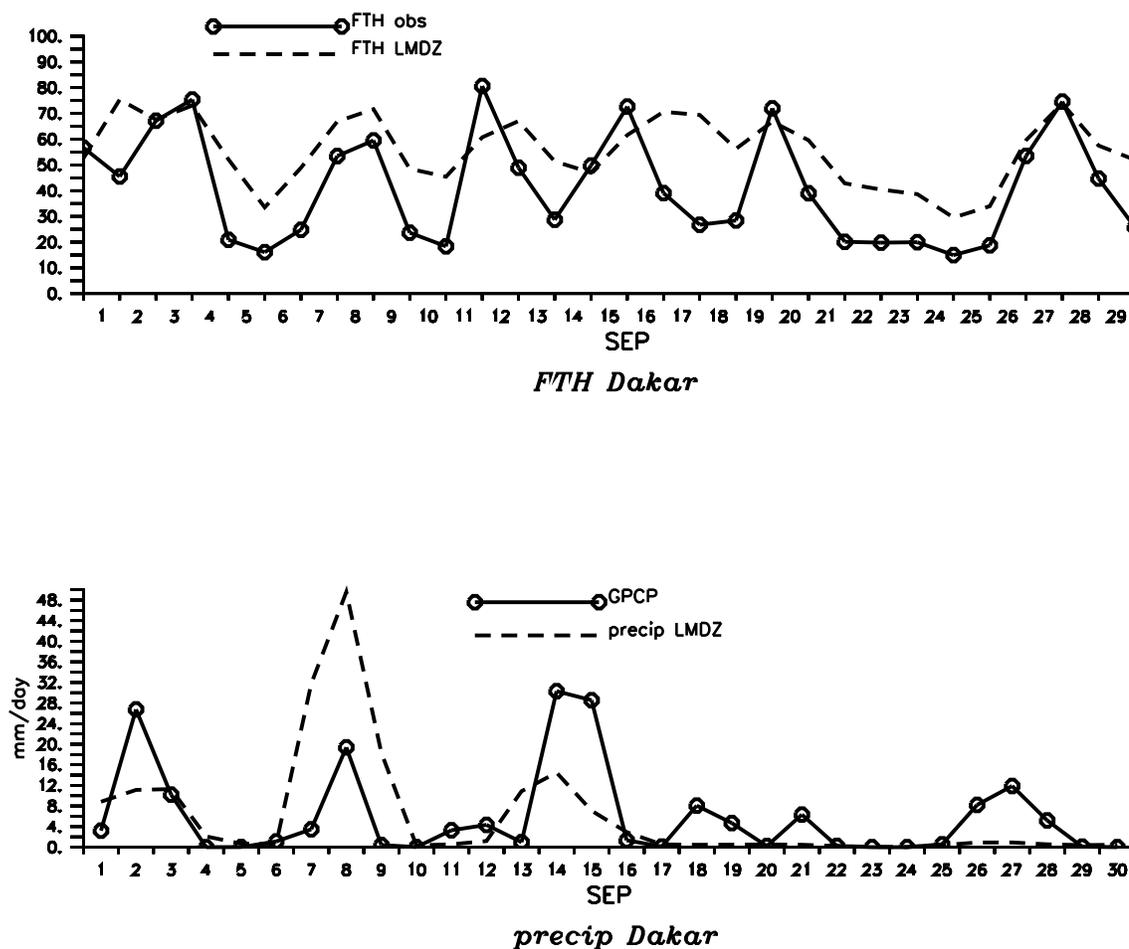


Figure 6.17 – Séries temporelles des précipitations (mm/day) du modèle LMDZ et GPCP et les champs FTH (%) simulés à travers le LMDZ et ceux obtenus à partir des TB(K) en ciel clair de MSG1 au niveau de Dakar.

La figure 6.18 représente les profils moyens de température, d'humidité relative des observations de radiosondages, pour la date du 23 septembre 2006 à 22 :00. Nous avons ici comparé cette période de sécheresse à la période humide allant du 13 septembre 2006 au 16 septembre 2006. L'observation des profils de température sur la période dite "sèche" (dry) et humide, indique une inversion de température entre 500 et 550 hPa. En même temps, les profils moyens d'humidité relative deviennent

très secs à ce niveau d'altitude avec des valeurs de $RH \leq 15\%$. Dans LMDZ (voir figure 6.19), cette inversion de température est légèrement simulée et le modèle présente à ces niveaux d'altitude une atmosphère relativement sèche.

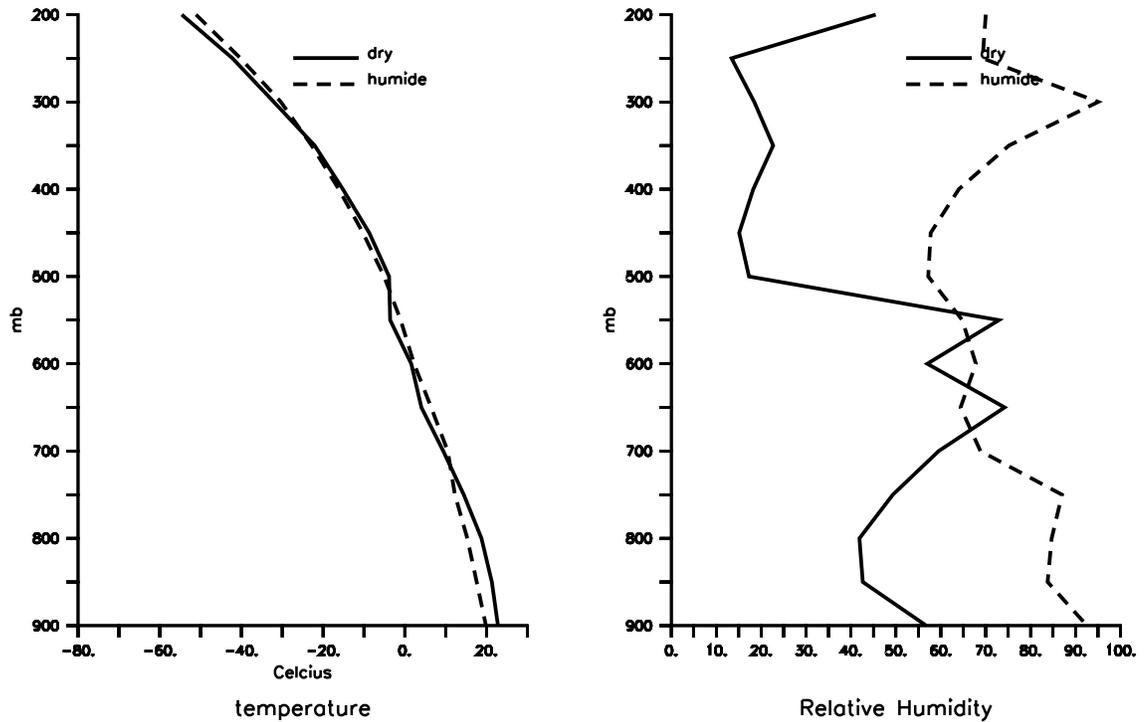


Figure 6.18 – Profil de température ($^{\circ}C$), de RH (%) des observations de radiosondages sur l'évènement de "dry intrusions" du 23-sep-2006 à 22 :00 et la période humide du [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.

Par conséquent les différences par rapport à la moyenne humide sur la figure 6.20, indiquent à ces altitudes une augmentation de température qui est plus nette dans les observations que dans le modèle LMDZ avec des différences de l'ordre de $2.5^{\circ}C$. Les profils d'humidité relative montrent en même temps un assèchement de l'atmosphère avec des écarts d'humidité relative atteignant 50 % au niveau des observations.

Nous avons montré dans ce manuscrit que LMDZ simule de grandes valeurs d'humidité relative et de très faibles valeurs de corrélations sur la moyenne troposphère au niveau de Dakar. Le cas d'intrusion d'air sec observé sur la figure 6.18 est simulé dans le modèle, mais avec une atmosphère plus humide de l'ordre de

20% et à des altitudes plus hautes vers 450 hPa. L'écart par rapport à la moyenne humide (figure 6.20) est alors plus faible que dans les observations. Les tendances radiatives représentées par le modèle LMDZ (voir 6.19), indiquent un refroidissement radiatif de l'atmosphère entre le profil humide et le profil sec, en particulier entre 500 et 550 hPa. Ce refroidissement est plus important avec le profil du 23 septembre 2006 à 22 :00, dû à la présence de la masse d'air sec. Ce cas de figure correspond à une "intrusion d'air sec", car la seule explication possible du réchauffement de l'atmosphère à cette altitude est de l'air sec advecté dans cette région et qui radiativement augmente les valeurs de température dans la région.

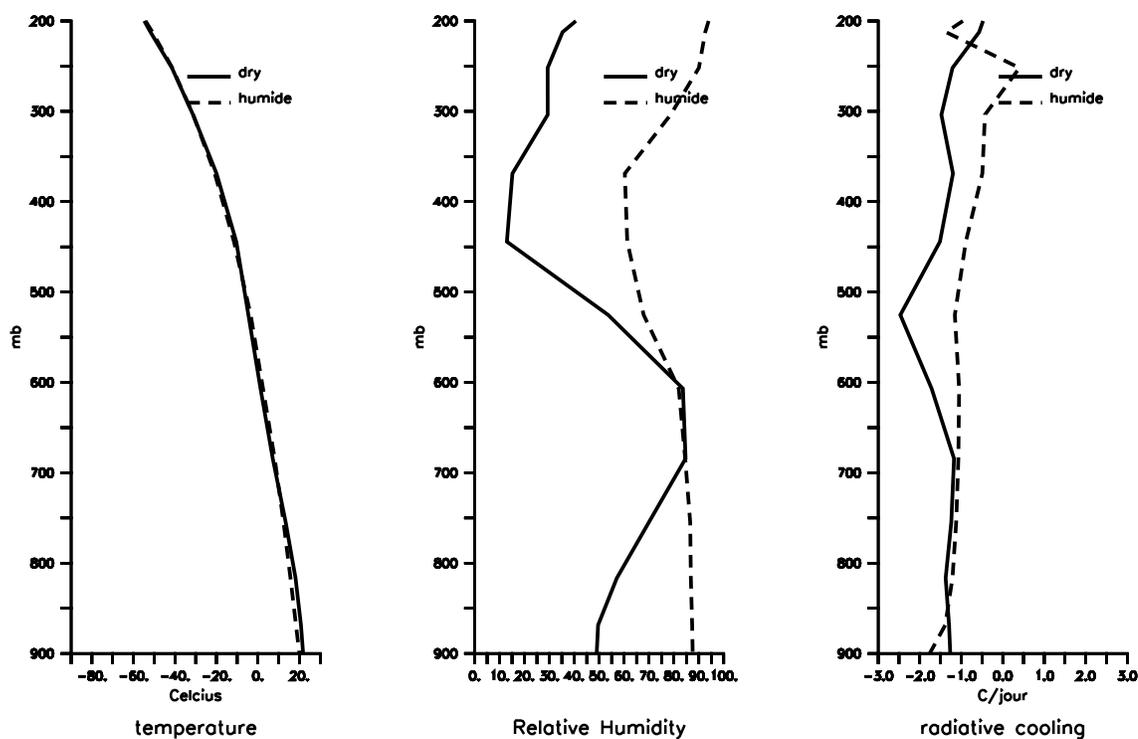


Figure 6.19 – Profil de température ($^{\circ}C$), de RH (%) ainsi que des tendances radiatives ($^{\circ}C/jour$) du modèle LMDZ sur l'évènement de "dry intrusion" du 23-sep-2006 à 22 :00 et la période humide du [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.

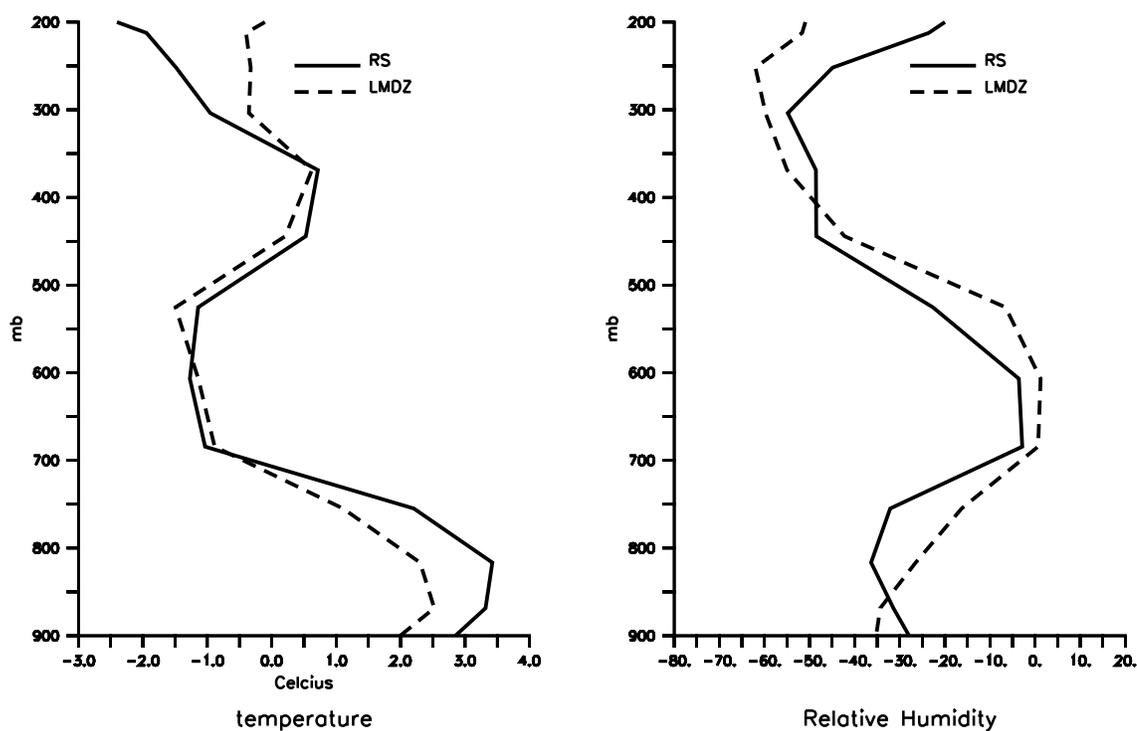


Figure 6.20 – Différence de températures ($^{\circ}C$), de RH (%) du modèle LMDZ et des observations de radiosondages sur l'évènement de "dry intrusion" du 23-sep-2006 à 22 :00 par rapport à la période humide [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.

6.3.3 Conclusion

Durant la SOP3 AMMA, de nombreuses questions se sont ainsi posées sur le devenir des MCS dans les régions sahéliennes. La convection nuageuse est souvent inhibée par des intrusions d'air sec opérant à différents niveaux de l'atmosphère. Ces masses d'air dérivent des différentes interactions entre les différentes composantes de la mousson telles que : la discontinuité intertropicale (ITD)³, résultant des flux de mousson et de l'Harmattan ; la dépression thermique saharienne associée à la circulation méridionale et aux contrastes thermiques au niveau du Sahara ; des ondes d'est africaines, provenant d'une anomalie au niveau de l'AEJ à la moyenne troposphère.

Les récentes investigations autour de cette masse d'air sec extratropicale ont aussi montré leurs extensions jusqu'au niveau de l'ITD, dans les régions de convection profonde, ce qui suggère leur probable influence sur le devenir des MCS (Deme and Roca, 2009). En plus Deme and Roca (2008) mettent l'accent sur le fait que la présence de "dry intrusions", sur des cas d'étude documentés au niveau de Niamey, ont coïncidé avec une forte activité ondulatoire. Les résultats obtenus dans cette partie du chapitre montrent que la présence de la masse d'air sec d'origine extratropicale, crée radiativement une inversion de température autour de 500 hPa. Ce qui laisse croire qu'elle est à la cause de l'inhibition de la convection se traduisant par un déficit pluviométrique au niveau de Dakar sur la période du 22 Septembre 2006 au 24 Septembre 2006.

3. InterTropicale Discontinuity

CHAPITRE 7

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

L'étude du cycle de l'eau au Sahel est depuis longtemps une préoccupation de la communauté scientifique internationale. Les difficultés majeures sont liées aux manques d'observations en particulier in-situ dans certaines régions souvent difficiles d'accès ou par la non régularité dans la transmission des données. Le satellite constitue souvent la seule source d'observations. Avec la campagne AMMA, des sites stratégiques ont ainsi été localisés pour effectuer des mesures intensives sur des périodes bien déterminées. Des jeux d'observations de toutes sortes ont ainsi été obtenus. Un des enjeux majeurs de AMMA est alors d'améliorer les méthodes de prévisions par une bonne représentation des paramétrisations dans les GCMs en utilisant différents types d'observations. Cette thèse nous a ainsi permis d'évaluer sur cette région le modèle LMDZ sur l'année 2006 avec un ensemble d'observations obtenues dans cette campagne.

7.1 Conclusions

7.1.1 Retour sur le déroulement de la thèse

La première partie de cette thèse a consisté à mettre en place une méthode de diagnostic du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest à travers le modèle LMDZ. Nous avons de ce fait utilisé ce dernier dans sa version guidée par les réanalyses ERAI. Pour ce faire différents tests de sensibilité ont été effectués et sont décrits dans les chapitres 4 et 5. D'abord ces tests ont permis de choisir une valeur cohérente du temps de relaxation (τ) vers les analyses. Cette valeur de τ doit être comprise entre 3 heures et 24 heures pour permettre au modèle d'évaluer librement sa physique en conformité avec les caractéristiques de la mousson de l'Afrique. Une étude de sensibilité par rapport à la dynamique du modèle nous a amené à choisir les différentes variables à guider. Les résultats ont montré en effet que le guidage en température du modèle LMDZ a comme conséquence de perturber la physique du modèle LMDZ en tuant la convection nuageuse.

Dans ces différentes configurations, on montre que le modèle LMDZ, sur une échelle de temps de l'ordre de la saison des pluies n'est pas sensible aux SSTs. Le modèle reste aussi insensible aux différents types de réanalyses en particulier pour les précipitations simulées. Une remarque importante est que les pluies simulées par LMDZ présentent des caractéristiques moyennes de la mousson plus proche des observations (e.g GPCP) que les deux types de réanalyses.

Nous avons aussi fait des tests de sensibilité sur la configuration de la physique du modèle LMDZ. Les nouvelles paramétrisations actuellement en cours de développement au LMD indiquent de meilleurs résultats par rapport à ceux obtenus avec l'"ancienne physique". Les champs moyens de pluies avec la "nouvelle physique" ont une structure moyenne plus proche des observations que l'"ancienne physique". Les températures de brillances indiquent une couverture nuageuse plus épaisse. Et dans la moyenne troposphère, les valeurs d'humidité relative sont plus grandes que dans l'"ancienne physique". Ces résultats sont ainsi détaillés dans le chapitre 5. En plus on montre que en augmentant la résolution verticale, en passant de 19 niveaux à 39 niveaux de pressions, on a une meilleure représentation du cycle de l'eau sur cette région.

Des méthodes statistiques ont alors permis d'évaluer les différentes sorties du modèle guidée par ERAI, telles que, la précipitation, l'humidité et les nuages, avec les observations satellitaires et in-situ. Pour suivre au jour le jour les événements, on a besoin de connaître leurs fréquences d'occurrences, déterminées ici par le calcul de FAR et POD. Les calculs de corrélations permettent de mesurer l'intensité des phénomènes.

Nous avons donc représenté les CDF ou PDF pour ne montrer que la distribution de l'humidité dans ces régions. Dans le premier chapitre de la thèse, nous avons aussi abordé les corrections de biais dans les radiosondes de types RS80 (e.g (Nuret et al., 2008)). La prise en compte de ces biais ont apporté plus de précisions dans la mesure de l'humidité relative en particulier au Sahel.

7.1.2 La représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest

La mousson de l'Afrique de l'Ouest est en moyenne caractérisée par la migration de la ZCIT comme nous l'avons déjà discuté dans le cinquième chapitre de

la thèse. Cette migration est alors bien simulé dans le modèle LMDZ. Ainsi la Zone de Convergence InterTropicale, détermine le lieu développement des nuages de convection profonde, où les précipitations sont les plus importantes. Cette région est connue en cette période par une augmentation de l'eau précipitable fortement corrélées aux précipitations (Bock et al., 2008). La région devient humide dans la troposphère, elle résulte, d'une part du détrainement des systèmes convectifs et d'autre part du transport de grande échelle (cf Pierrehumbert and Roca (1998); Roca (2000)). Le guidage permet de reproduire la dynamique des réanalyses, ce qui permet une bonne représentation du transport de grande échelle. Ainsi avec une bonne paramétrisation physique du GCM, on obtient un bonne représentation de la mousson :

précipitation : on a une bonne localisation de la ZCIT. Au dessous des reliefs du Mont Cameroun et du Fouta Djallon, LMDZ simule mal les intensités de précipitations observées. On montre aussi que l'évolution synoptique des pluies n'est pas aussi bien reproduite. La station de Dakar est fortement influencée par la grande échelle océanique ce qui se traduit par une assez bonne variabilité synoptique par rapport à la station de Niamey. L'intensité des précipitations sur le continent diminue avec la "nouvelle physique", où dans l'"ancienne physique" le modèle faisait pleuvoir tous les jours.

nuage : la couverture nuageuse en moyenne représente bien les caractéristiques de l'Afrique de l'Ouest. Cependant, LMDZ simule des TB plus chaudes que dans les observations. Ceci résulte d'une convection moins intense avec des occurrences de nuages très faibles.

humidité : les champs FTH et les profils de RH montrent une forte influence de la grande échelle. Les valeurs d'humidité relative sont surestimées à ces altitudes de l'atmosphère où l'intensité de la convection nuageuse est très faible dans le modèle.

L'évaluation des deux types de paramétrisations utilisés dans ce manuscrit permet de distinguer des propriétés différentes entre les régions de Dakar et de Niamey. La région de Dakar n'est pas influencée par la paramétrisation de la convection alors sur Niamey on note une forte influence de la paramétrisation de la convection. Avec la "nouvelle physique" le modèle simule une bonne représentation de l'humidité

relative dans les basses couches de l'atmosphère dans les régions sahéliennes. Les corrélations obtenues sur la moyenne troposphère restent très faibles.

Un résultat important de cette thèse est aussi l'étude du cas particulier de "dry intrusions" sur Dakar. Le modèle LMDZ offre la possibilité d'étudier et de comprendre les propriétés de cette masse d'air sec en particulier par le calcul du refroidissement radiatif de l'atmosphère. L'arrivée de cet air sec dans la moyenne troposphère a comme effet d'inhiber la convection nuageuse et par conséquent diminue la variabilité des pluies dans cette région.

7.2 Perspectives

Ce travail présente des résultats intéressants sur la mousson de l'Afrique de l'ouest, représentée sur des mailles assez grossières, ce qui ne permettent pas de résoudre certains phénomènes de petites échelles comme les MCS. Ce travail d'évaluation pourrait être étendu avec des simulations zoomées. En fait, LMDZ peut être utilisé avec des mailles raffinées sur une région quelconque du globe. Des travaux de ce genre ont déjà été entamés au début de cette thèse. Mais les résultats obtenus n'étaient pas satisfaisants. Cependant avec les nouvelles paramétrisations actuellement en cours, ceci pourrait apporter de meilleurs résultats, comme l'augmentation de l'intensité de la convection nuageuse et une bonne représentation des précipitations au dessus des reliefs du Fouta Djallon et du Mont Cameroun.

Nous nous sommes concentrés durant tout ce travail sur l'échelle synoptique en filtrant, le cycle diurne qui est aussi une échelle de temps intéressante de cette mousson. On peut alors dans les perspectives de cette évaluation, explorer le cycle diurne de la mousson dont la thèse de Youssouph Sané actuellement en cours au LMD, explore la représentation du cycle diurne de la mousson dans le GCM. En effet, les travaux de Rio et al. (2009) ont permis de mettre le cycle diurne des précipitations en phase avec la convection au Sahel. On utiliserait dans cette évaluation par exemple les produits de pluies EPSAT (cf Berges et al. (2009)) qui permettent d'avoir sur cette région une haute résolution temporelle des précipitations.

Nous avons ici dans le cadre de ce travail exploiter qu'un cas particulier de "dry intrusions" sur Dakar. Ce travail pourrait aussi être étendu sur toute la région

Sahélienne. Ce qui nous permettra de mieux connaître le comportement de cet intrusion d'air sec dans ces régions. On utilisera des méthodes de composites pour identifier les différents niveaux de l'atmosphère où les intrusions d'air sec sont les plus présentes.

Ce travail de validation pourra être élargi sur une échelle de temps plus longue comme l'échelle intra-saisonnière et sur plusieurs années. Ceci pourra non seulement permettre une meilleure compréhension des prévisions dans cette région et permettra aussi dans un contexte de changement climatique de faire des projections afin de pallier les risques liées à l'amplitude des fluctuations de la mousson, très vulnérables aux sociétés africaines.

En perspective de CORDEX

La démarche utilisée au cours de cette thèse est une étape importante dans le cadre du projet de modélisation régionale CORDEX¹, soutenu par le PMRC² qui vise à resserrer la coordination entre les efforts de réduction d'échelle au plan régional entrepris dans le monde entier. Il a pour but principal de simuler un ensemble de régions à haute résolution spatiale (30 à 50 km) couvrant la quasi-totalité des terres émergées pour l'étude des impacts et adaptations climatiques.

CORDEX implique plus d'une vingtaine de modèles régionaux (RCM³) et des spécialistes de "downscaling"⁴.

Les premières simulations sont effectuées en particulier sur le continent africain (voir figure 7.2).

1. Coordinated Regional Downscaling Experiment ou Expérience coordonnée de réduction d'échelle des prévisions climatologiques au niveau régional

2. Programme Mondial de Recherche sur le Climat (ou WRCP en anglais)

3. Regional Climate Model

4. Les modèles de circulation générale atmosphérique et océanique, a fortiori les modèles climatiques, ont des résolutions spatiales assez grossières, pour ces derniers, qui ne permettent généralement pas de rendre compte précisément de l'évolution locale de l'atmosphère ou de l'océan. Il faut alors utiliser des méthodes de désagrégation spatiale, en anglais "downscaling".

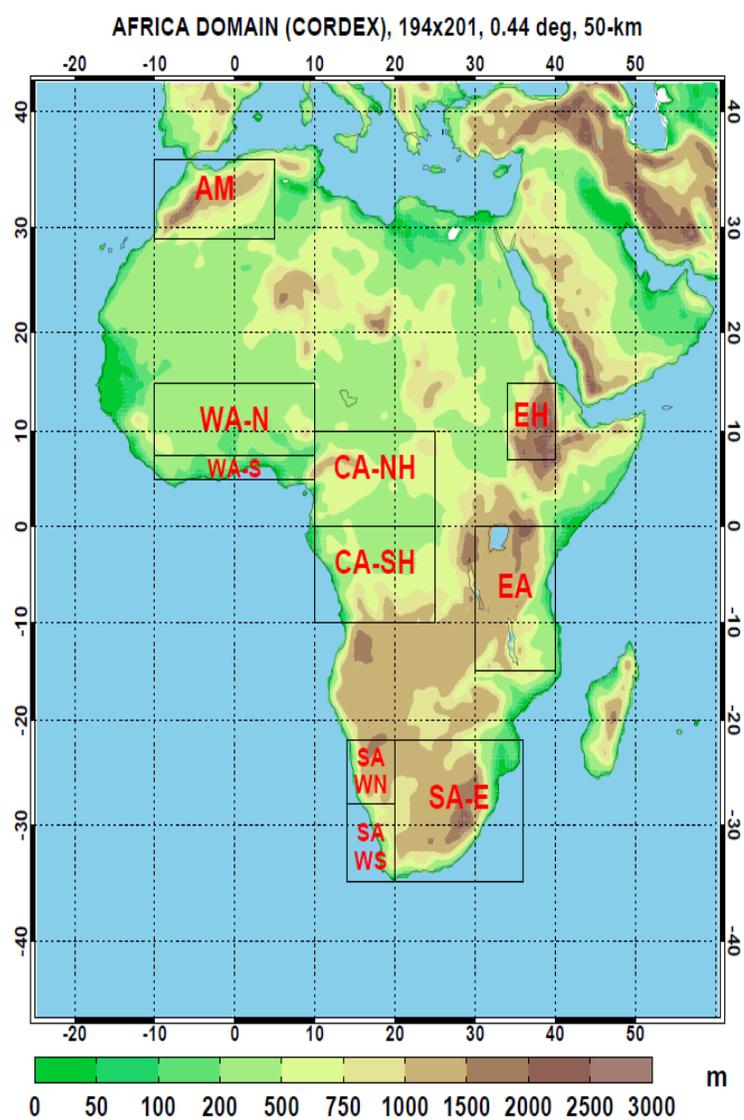


Figure 7.1 – Région expérimentale en Afrique dans le cadre du projet CORDEX (tiré de <http://www.smhi.se>)

ANNEXE A

DÉFINITION DE L'HUMIDITÉ RELATIVE

A.1 L'humidité dans l'atmosphère

La terre reçoit en moyenne une certaine quantité d'énergie. La majeure partie de cette énergie est reçue au niveau de l'équateur. Et cet excédent d'énergie au niveau des régions tropicales est redistribué suivant deux branches, une branche terrestre et une branche atmosphérique. Cette dernière est à l'origine du transport vertical de la vapeur d'eau dans l'atmosphère au niveau des régions tropicales et décrit la partie ascendante de la cellule de Hadley (1735).

L'énergie reçue à la surface des sols et des océans permet de casser les liens qui existent entre les molécules d'eau à l'état liquide et les transformer en vapeur. La vapeur est ensuite transportée par le vent jusqu'à ce qu'elle se condense sous forme de goutte d'eau ou de cristaux de glace, entraînés par leur poids vers la surface sous forme de précipitations. Evaporation et condensation régénèrent en permanence le stock de vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'air humide est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau.

A.1.1 Définition de l'humidité relative

L'humidité relative est par définition le rapport de la pression (e) de vapeur sur la pression de vapeur saturante (e_s) de l'eau. C'est aussi le rapport de l'humidité spécifique d'une masse d'air humide à une température et pression donnée sur l'humidité à saturation de la masse d'air à la même température et pression. Elle peut être aussi définie par le rapport de la masse de vapeur contenue dans l'air par la masse de l'air sec ($r = \frac{m_v}{m_a}$, v =vapeur et a = air sec). L'air contient normalement une certaine quantité de vapeur d'eau. En d'autre terme elle mesure la capacité de l'air à contenir de la vapeur d'eau. L'humidité relative est exprimée en pourcentage (%). Elle est aussi appelée degré hygrométrique. Elle est mesurée à l'aide d'un hygromètre.

Les hygromètres sont des appareils de mesure de l'humidité et sont sensibles aux changements de phases de l'eau, en présence d'eau ou de glace, c'est à dire lorsque l'atmosphère est soit composée de glace (pour les températures froides généralement inférieures $23^{\circ}C$) ou en présence d'eau (pour des températures supérieures à $0^{\circ}C$), l'eau aussi peut être à la surfusion, mélange d'eau et de glace même pour des températures inférieures à $0^{\circ}C$. Dans les stations de radiosondages les hygromètres fournissent généralement l'humidité relative par rapport à l'eau pour toutes les températures de l'air atmosphériques (e.g WMO). Pour ne pas prendre en compte les valeurs d'humidité relative supérieures 100 % en présence de glace ou dans des conditions de supersaturation de l'atmosphère pour les températures inférieures à $0^{\circ}C$. La plupart des nuages existants sont des nuages de liquide ou restent liquides même pour les basses températures. L'explication qui est retenue pour expliquer le calcul de RH sous l'eau respecte en général les caractéristiques moyens de l'atmosphère et les calibrations faites sur les instruments de mesure de l'humidité. Ainsi la plupart des instruments existant dans le commerce (tels les hygromètres) mesure l'humidité relative sous l'eau même pour les températures négatives.

Cependant pour être conforme avec les modèles de circulation générale atmosphérique (GCM) nous tiendrons compte dans nos calculs de l'humidité relative (RH) de ces différentes contraintes imposées par les différentes phases du liquide (l'eau).

L'humidité relative détermine en effet le taux d'humidité dans l'air. Elle est exprimée par le rapport des pressions de vapeur saturante et de la pression de vapeur : $RH = \frac{e}{e_s}$ où e et e_s dépendent respectivement de la température du point de rosée (T_d) dans le cas RH calculée par rapport à l'eau ou de la température de gèle (T_f) pour RH calculée par rapport à la glace et de la température de l'air atmosphérique (T)).

Plusieurs expressions permettent d'exprimer la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. La vapeur d'eau peut être exprimée en terme d'eau précipitable, mesurée par la plupart du temps par les stations GPS (Global Positioning System) au sol (voir la partie relative à la description des GPS). La vapeur d'eau peut être exprimée en terme de masse volumique, c'est la masse de vapeur d'eau contenue dans un mètre cube d'air donné. Elle s'exprime en g/m^3 . La valeur de la masse

volumique change chaque fois que le volume occupée par la vapeur d'eau change même si le nombre de molécule d'eau reste constant. Elle peut aussi être exprimée par le rapport de mélange qui est le rapport entre la masse de vapeur sur la masse de l'air sec dans un volume d'air donné. On préfère plutôt exprimer la vapeur d'eau en terme de rapport de mélange, qui reste constant quelque soit le volume de l'air humide. L'expression communément utilisée pour évaluer la quantité d'humidité dans l'air est l'humidité relative qui dépend essentiellement de la température ce qui tient compte des changements d'état de l'eau.

A.1.2 Pression de vapeur saturante

La pression de vapeur saturante de la vapeur d'eau contenu dans l'air atmosphérique est la pression mesurée lorsque tous les gaz ont été enlevés sauf la vapeur d'eau. Suivant la loi de Dalton elle peut aussi être définie comme la part de la pression de vapeur d'eau dans la pression totale formée par tous les gaz présents dans l'atmosphère ($P_{tot} = P_{oxygen} + P_{nitrogen} + \dots + P_w$). En d'autre terme c'est la pression partielle de vapeur d'eau. Elle peut aussi être définie explicitement comme la pression de vapeur d'un système (par exemple une région quelconque de l'atmosphère) à une température donnée, pour lequel la vapeur d'eau dans cette partie de l'atmosphère est en équilibre avec sa surface plane de liquide ou de glace. La vapeur est alors dite en ce moment à la sursaturation en présence d'eau ou surfusion en présence de glace. Pour comprendre ainsi le calcul de e_s suivant les différentes phases du liquide, faisons un petit rappel sur la relation de Clausius Clapeyron. L'expression générale de la formule est donnée comme suit :

$$\frac{dp}{dT} = \frac{\delta s}{\delta T} = \frac{L}{T\delta v} \quad (\text{A.1})$$

où T est la température, p est la pression, δs est la différence d'entropie entre deux phases, δv la différence de volume spécifique entre ces deux phases, L est la chaleur latente de changement de phases.

Plusieurs auteurs ont tentés de résoudre cette équation ce qui va conduire à des formulations différentes de la pression de vapeur saturante en tenant compte des changements de phases de l'eau. Dans le cas d'une équilibre liquide-vapeur, on

peut supposer avec une très bonne approximation que le volume spécifique de la phase liquide est négligeable par rapport à la phase gazeuse. L'équation de Clausius Clapeyron va alors s'écrire :

$$\frac{1}{e_s} \frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{R_v T^2} \quad (\text{A.2})$$

où e_s est la pression de vapeur à la saturation en présence de liquide, L_v est la chaleur latente de vaporisation et R_v est la constante de vapeur d'eau.

La chaleur latente, L est aussi une fonction de la température résultant de la loi de Kirchhoff par la formulation suivante :

$$\frac{dL}{dT} = c_{p1} - c_{p2} \quad (\text{A.3})$$

où c_{p1} et c_{p2} désigne respectivement les capacités calorifiques des deux phases de la substance. Bolton (1980) : intègre l'équation de Clausius Clapeyron avec des approximations sur L et c_p et trouve ainsi avec une précision de 0.3% dans un intervalle de température compris entre : $-35^\circ\text{C} < T < +35^\circ\text{C}$, l'équation suivante qui porte son nom :

$$e_s = 0.6112 \exp\left(\frac{17.67T}{T + 243.5}\right) \quad (\text{A.4})$$

Différentes approximations de l'équation de Clausius Clapeyron conduisent à des expressions du plus compliquées au plus simple de la pression de vapeur. Nous en citerons quelques avec des domaines d'applications diverses :

A.1.3 Formule de Hyland Wexler

La formule de Wexler-Hyland (1983) est largement utilisée par les appareils du constructeur Finlandais Väisälä pour le calcul de l'humidité relative sous l'eau dans les radiosondages. La formulation général de l'équation de Hyland-Wexler est la suivante :

$$e_{ws} = \exp\left(\frac{-0.58002206 \cdot 10^4}{T} + 0.13914993 \cdot 10^1 + 0.41764768 \cdot 10^{-4} T^2 - 0.14452093 \cdot 10^{-7} T^3 + 0.65459673 \cdot 10^1 \ln(T)\right) \quad (\text{A.5})$$

Une formulation de cette équation de la pression de vapeur saturante en présence de glace existe aussi (Wexler, 1977).

Cependant la formule recommandée par l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) est basée sur la formule de Goff-Gratch 1957.

A.1.4 Formule de Teten

La formule de Teten dans une version modifiée par le Centre Préviation Météorologique Européen (ECMWF) (Simmons et al. 1999) est utilisée dans le modèle de circulation générale atmosphérique LMDZ pour le calcul de l'humidité relative en tenant compte de la glace pour les températures négatives.

C'est cette équation que nous allons utiliser pour le calcul de l'humidité relative des stations de radiosondages en tenant compte de la glace. La formulation générale de l'équation est la suivante :

$$e_s = \alpha_1 \exp\left(\alpha_3 \left(\frac{T - T_0}{T - \alpha_4}\right)\right) \quad (\text{A.6})$$

Les coefficients α_3 et α_4 prennent des valeurs différentes selon qu'on est en phase de liquide ou de glace et les coefficients $\alpha_1 = 611.21 \text{ hPa}$ et $T_0 = 273.16 \text{ K}$. Les températures T et T_0 sont K et e_s est donnée en hPa.

A.1.4.1 Pression de vapeur saturante sous l'eau : e_{ws}

Pour des températures supérieures à 0°C les coefficients α_3 et α_4 ont été calculés par Buck (1981) :

$$\alpha_3 = 17.502$$

$$\alpha_4 = 32.19$$

A.1.4.2 Pression de vapeur saturante sous la glace : e_{is}

Pour des températures généralement inférieures à 23°C les coefficients α_3 et α_4 sont de Alduchov and Eskridge (1996).

$$\alpha_3 = 22.57$$

$$\alpha_4 = -0.7$$

A.1.4.3 Pression de vapeur saturante à la phase mélangée (mélange d'eau et de glace) : e_{wis}

A la phase mélangée (mélange d'eau et de glace) l'équation de Tetten est une combinaison linéaire des pressions de vapeur à saturante en présence d'eau (e_{ws}) et des pressions de vapeur à saturante en présence de la glace (e_{is}). Elle est alors donnée par l'expression suivante :

$$e_{iws} = e_{is} + (e_{ws} - e_{is})\left(\frac{T_a - T_i}{23}\right)^2 \quad (\text{A.7})$$

ANNEXE B

LA NOUVELLE GÉNÉRATION DES SATELLITES DE METEOSAT

Les données in situ sont réparties de manière non uniformes dans tous les coins de la terre. Une étude des observations issues des données conventionnelles GTS (Global Télécommunication Systems) montre les difficultés rencontrées pour obtenir une couverture globale de la planète. Dans les régions tropicales, plus du tiers des stations sur place sont indisponibles ou restent inaccessibles. Cependant les satellites offrent une couverture globale de la terre et permettent d'accéder aux informations dans les régions difficiles d'accès.

B.1 Introduction aux Satellites de METEOSAT

Un satellite géostationnaire constitue pour les météorologistes un formidable outil de surveillance et de prévision immédiate du temps. Il surveille toujours la même partie et son altitude de l'ordre de 36000km lui confère une large visibilité du globe terrestre. Grâce maintenant aux satellites géostationnaires les météorologistes sont maintenant capable d'alerter les populations lorsqu'un cyclone tropical se rapproche dangereusement d'une région habitée. La couverture complète de la terre est assurée par une constellation de satellites. EUMETSAT est l'Organisation Européenne pour l'exploitation des satellites Météorologiques. Elle est responsable des satellites METEOSAT (Meteorological Satellite) développés à l'origine par l'ESA qui est l'Agence Spatiale Européenne. Les satellites METEOSAT depuis leur naissance le 23 Novembre 1977 offre une couverture continue et régulière dans différentes régions du monde.

B.2 Les satellites MSG

L'imageur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager), à bord des satellites METEOSAT Seconde Génération (MSG) possède 12 canaux d'observation de la terre contre 3 pour la génération précédente. Le premier de la série, également appelé MET-8, est devenu opérationnel le 29 janvier 2004 et noté dans la

suite MSG1 est positionné à 3.4 Ouest. Les données HRIT (Transmission d'Information Haut Débit) et LRIT (Transmission d'Information Bas Débit) de SEVIRI sont désormais transmises via EUMETCast qui assure une couverture sur l'Europe, l'Afrique, le Moyen Orient et certaines parties de l'Amérique du Sud et du Nord. Parmi les 12 canaux d'observation, deux canaux sont dédiés à la mesure du rayonnement dans la bande d'absorption infrarouge de la vapeur d'eau : le premier est centré autour de $6,2\mu m$ tandis que le second est centré autour de $7,3\mu m$ (Schmetz et al., 2002). La couche de l'atmosphère observée est donc différente et le maximum de la fonction de poids du canal 7.3m est situé plus bas dans la troposphère. La figure B.1 montre la couche de sensibilité de chaque canal de MSG1 à la mesure du rayonnement électromagnétique, qui détermine ainsi sa fonction de poids. La position du maximum dépend de la distribution verticale de la température et de l'humidité, ainsi que de l'angle de visée du satellite.

Pour la mesure du rayonnement, les différents canaux correspondent chacun à une bande particulière de longueurs d'onde électromagnétiques.

L'imageur de MSG est plus perfectionné que celui de Météosat , ce qui lui permet de mesurer des paramètres atmosphériques complémentaires : l'ozone, les aérosols, la stabilité, etc.

Sur les deux images de la figure B.2, on voit nettement les zones d'ascendance (convection intense) au voisinage de l'équateur, les zones de subsidence vers 30 degrés de latitude (plus sombre) associés à la branche descendante de la cellule de Hadley. Aux latitudes moyennes, ascendances et subsidences se succèdent dans les trains de perturbations. Le radiomètre du satellite est sensible au flux lumineux émis à cette longueur d'onde. Les capteurs du satellite convertissent ensuite les flux élevés en pixels sombres et les flux faibles en pixels clairs. On en déduit la classification suivante :

Pixel clair ==> Température d'émission faible ==> Couche émettrice vers l'espace à haute altitude ==> Haute troposphère humide

Pixel sombre ==> Température d'émission élevée ==> Couche émettrice vers l'espace à basse altitude ==> Haute troposphère sèche

L'humidité de la haute troposphère est induite par les mouvements atmosphériques verticaux :

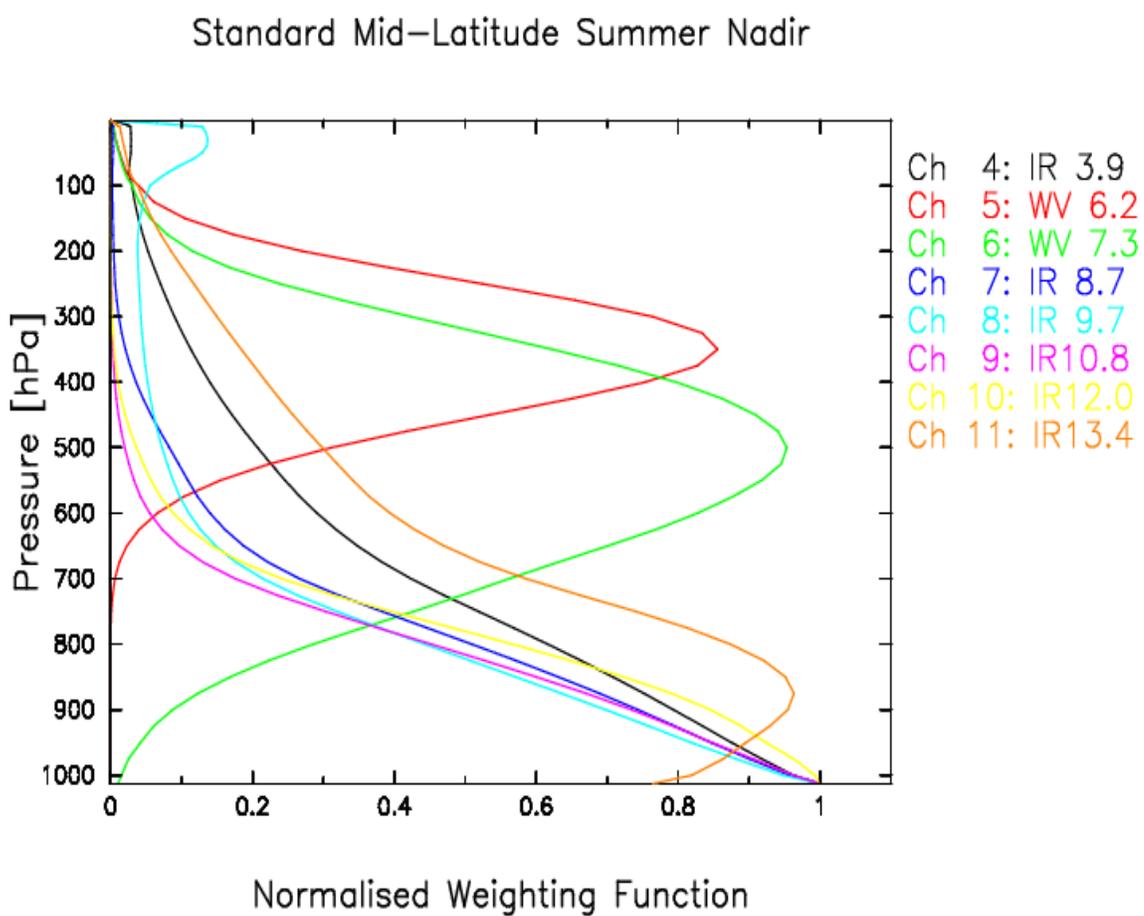


Figure B.1 – Fonction de poids normalisées des différents canaux de l’imageur SEVIRI au Nadir et à la moyenne latitude standard.

Pixel clair ==> Haute troposphère humide ==> ascendances (convection)

Pixel sombre ==> Haute troposphère ==> sèche subsidences

Ainsi une image satellitale canal vapeur d'eau permet de visualiser les mouvements verticaux atmosphériques.



Figure B.2 – Premières images MSG-1 traitées, du 4 décembre 2002 à 12 :30TU. (gauche) Observation par le canal "VE" centré à 6,2m ; (droite) observation par le canal "VE" centré à 7,3m. Images provenant du site Internet www.eumetsat.de.

ANNEXE C

LE MODÈLE DE TRANSFERT RADIATIF RTTOV

Nous avons utilisé dans ce travail le modèle de transfert radiatif RTTOV (Radiative Transfer for Tiros Operational Vertical Sounders). Ce modèle est développé par l'agence Européenne des satellites météorologiques (EUMETSAT) et les partenaires du NWP SAF (Satellite Application Facilities Numerical Weather Prediction) à savoir le Met Office, ECMWF, KNMI et Météo France.

Son développement a commencé avec l'assimilation des radiances satellitaires dans les modèles de prévisions numériques par des méthodes variationnelles (3D ou 4D). Il a ainsi connu plusieurs évolutions depuis sa diffusion en Mars 2002 avec la version RTTOV-7. Et 2 ans plus tard la version RTTOV-8 fut développée en Novembre 2004 avec plus de flexibilité dans l'utilisation des codes FORTRAN, aussi de nettes améliorations dans le calcul des radiances infra-rouges (Matricardi et al. (2004)). Initialement adapté pour l'assimilation des radiances IR et microondes des sondeurs HIRS et MSU, maintenant le modèle a été adapté à de nombreux systèmes à bord de satellites.

Le modèle RTTOV permet de simuler des radiances à partir de la connaissance d'un état de l'atmosphère (profils de température, profils d'humidité et d'autres absorbant tels que l'ozone par exemple). En d'autre terme un modèle de transfert radiatif permet de simuler des radiances comme ce que mesureraient les capteurs à bord des satellites s'il observaient l'atmosphère du modèle. Une matrice de transfert radiative que l'on peut aussi appeler opérateur d'observation noté ici H contient les dérivés partielles $\frac{\partial y_i}{\partial x_j}$ pour un canal i donné à un état j de l'atmosphère. Cette matrice calcule les variations de radiances mesurées au sommet de l'atmosphère est aussi appelée matrice Jacobienne. Une variation donnée de la radiance mesurée au sommet de l'atmosphère est alors donnée par la relation suivante :

$$\delta(y) = H(x_o)\delta(x) \tag{C.1}$$

C.1 L'équation de transfert radiative

La radiance totale mesurée au sommet de l'atmosphère est une combinaison linéaire de radiances en ciel clair et de radiances en ciel nuageux. Ainsi la radiance totale noté $L(\nu, \theta)$ dans le cas où l'on suppose une atmosphère totalement nuageux est donnée par :

$$L(\nu, \theta) = (1 - N)L^{Clr}(\nu, \theta) + NL^{Cld}(\nu, \theta) \quad (C.2)$$

où $L^{Clr}(\nu, \theta)$ et $L^{Cld}(\nu, \theta)$ sont respectivement les radiances en ciel clair et en ciel nuageux mesurées au sommet de l'atmosphère pour une fréquence ν donné en suivant un angle de visée ou angle zénithale θ , N détermine la couverture nuageuse.

C.1.1 Simulation en ciel clair

Dans le cas d'une simulation en ciel clair, on suppose que la seule contribution de l'atmosphère est la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. De ce fait on effectue un filtre pour les nuages et les concentrations en eau liquide présentes dans l'atmosphère. Techniquement dans le modèle RTTOV la présence d'un nuage est prise égale à zéro et les pixels nuageux sont affectés de missing value pour ne pas tenir compte de leur contribution dans le calcul du transfert radiatif. Ainsi en négligeant le terme de droite dans l'équation C.2 on obtient pour le cas de ciel clair l'équation suivante :

$$L^{Clr}(\nu, \theta) = \tau(\nu, \theta)\epsilon_s(\nu, \theta)B(\nu, T) + \int_{\tau}^1 B(\nu, T)d\tau + (1 - \epsilon_s(\nu, \theta))\tau_s^2(\nu, \theta) \int_{\tau}^1 \frac{B(\nu, T)}{\tau^2} d\tau \quad (C.3)$$

τ_s détermine la transmittance de la surface à l'atmosphère. La transmittance est par définition le rapport entre le rayonnement transmis au sommet de l'atmosphère et le rayonnement incident pour une fréquence ν donnée. Elle varie linéairement en fonction de l'épaisseur optique des variables atmosphériques mises en entrées (quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère). ϵ_s désigne l'émissivité de surface et $B(\nu, T)$ est la fonction de Planck pour une fréquence ν et une température T , comme définie dans le premier chapitre de la thèse.

C.1.2 simulation en ciel nuageux

Les nuages opaques sont le plus souvent considérés comme des corps noirs d'émissivités égales à 1. Cette approximation est valable dans le cas des nuages épais et du calcul des radiances dans l'spectre infrarouge (IR). Dans le cas de la présence d'un nuage à un niveau donné de l'atmosphère, la radiance mesurée par le radiomètre du satellite est définie par :

$$L^{Clid}(\nu, \theta) = \tau_{Clid}(\nu, \theta)B(\nu, T_{Clid}) + \int_{\tau_{Clid}}^1 B(\nu, T)d\tau \quad (C.4)$$

où τ_{Clid} est la transmittance mesurée au sommet du nuage et T_{Clid} la température au sommet du nuage que l'on peut le plus souvent déterminé en connaissant la pression au sommet du nuage.

La radiance totale mesurée par le radiomètre d'un satellite dans le cas de la présence d'un nuage dans l'atmosphère est alors une combinaison linéaire des radiances en ciel clair et en ciel nuageux comme définie dans l'équation C.2. L'état de l'atmosphère est dans ce cas défini en tenant compte en plus du profil de la couverture nuageuse qui est connu sous le nom de rneb dans le modèle LMDZ.

C.1.3 Traitement de l'absorption des nuages

Dans les modèles de circulation atmosphérique les nuages sont le plus souvent traités comme un corps gris. Cette définition du corps gris permet de tenir compte de l'émissivité du nuage. La couverture nuageuse est reliée à l'émissivité. Stephens (1978); Shi and Smith (1992) définissent l'émissivité effective d'un nuage ϵ pour tenir compte de l'étalement horizontal du nuage dans une maille donnée :

$$\epsilon = N\epsilon_i \quad (C.5)$$

où N détermine la fraction nuageuse dans une maille et ϵ_i est l'émissivité propre du nuage qui dépend des propriétés microphysiques du nuage.

L'émissivité dépend par conséquent du chemin en eau liquide et de glace que l'on notera respectivement dans ce document LWP et IWP. Ainsi un nuage ne va absorber ou ré-émettre qu'une partie du rayonnement qui lui est incident. L'épais-

seur optique du nuage permet ainsi de déterminer ses propriétés radiatives. Pour un nuage d'épaisseur optique τ , le flux radiatif montant au sommet et à la base du nuage ($F \uparrow$) est donné par :

$$F \uparrow = F \uparrow(0) [1 - \epsilon \uparrow(\tau)] + \epsilon \uparrow(\tau) \sigma T^4(\tau) \quad (\text{C.6})$$

On en déduit l'émissivité effective montante du nuage $\epsilon \uparrow$:

$$\epsilon \uparrow(\tau) = \frac{F \uparrow(\tau) - F \uparrow(0)}{\sigma T^4(\tau) - F \uparrow(0)} \quad (\text{C.7})$$

Dans le modèle RTTOV l'absorption du nuage est traitée comme dans l'approximation d'un corps gris. Par exemple, pour un nuage de taille quelconque occupant une partie de la maille du modèle, on considère que la radiance mesurée est alors une combinaison linéaire des radiances mesurées en ciel clair et celles mesurées par un nuage mono-couche traité comme un corps noir.

La figure C.1 montre les différentes approches classiques utilisées pour le recouvrement des nuages dans une maille d'un modèle. Roca (2000), montre que les hypothèses de recouvrement tiennent compte de la discrétisation sur la verticale et de la surface de la maille contenant le nuage.

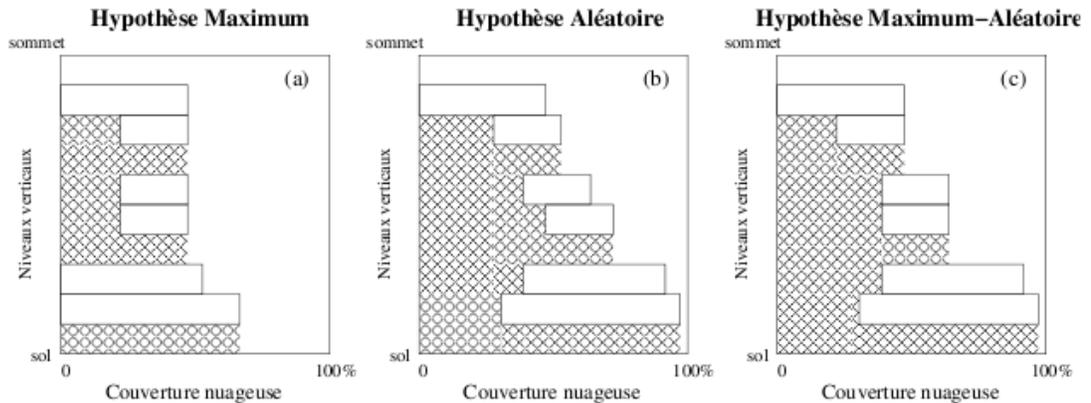


Figure C.1 – Représentation schématique des différentes hypothèses de recouvrement pour la modélisation des nuages. Figure tirées de Brogniez (2004).

– l'hypothèse de recouvrement maximum : les surfaces occupées par les nuages

dans la maille sont supposées se recouvrir au maximum. C'est le cas notamment des nuages de convection profonde.

- l'hypothèse de recouvrement aléatoire : qui suppose que les différentes couches de nuages sont indépendantes. Ce cas ne permet pas de traiter les cas de systèmes convectifs organisés.

- l'hypothèse de recouvrement maximum-aléatoire ou mixte : combine les deux hypothèses précédentes. C'est cette dernière qui est par exemple utilisée par le modèle LMDZ. Elle permet ainsi de traiter les cas de différents types de nuages.

BIBLIOGRAPHIE

- Agusti-Panareda, A., Vasiljevic, D., Bejaars, A., Bock, O., Guichard, F., Nuret, M., Mendez, A. G., Andersson, E., Bechtold, P., Fink, A., Hersbach, H., Lafore, J. P., Ngamini, J. B., Parker, D. J., Redelsperger, J. L., and Tompkins, A. M. (2009). Radiosonde humidity bias correction over the west african region for the special amma reanalysis at ecmwf. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 135(640) :595–617.
- Arkin, P. A. and Meisner, B. N. (1987a). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review*, 115(1) :51–74.
- Arkin, P. A. and Meisner, B. N. (1987b). The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review*, 115(1) :51–74.
- Arnault, J. and Roux, F. (2010). Failed cyclogenetic evolution of a west african monsoon perturbation observed during amma sop-3. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(6) :1863–1883.
- Avila, L. A. and Pasch, R. J. (1992). Atlantic tropical systems of 1991. *Monthly Weather Review*, 120(11) :2688–2696.
- Bates, J. J. (2001). Interannual variability and long-term trends in upper tropospheric humidity. *12th Symposium on Global Change and Climate Variations*, pages 148–151. Times Cited : 0 12th Symposium on Global Change and Climate Variations JAN 14-18, 2001 ALBUQUERQUE, NM.
- Berges, J. C., Jobard, I., and Roca, R. (2009). A new index to estimate precipitation using cloud growing rate. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Bielli, S., Douville, H., and Pohl, B. (2010). Understanding the west african monsoon variability and its remote effects : an illustration of the grid point nudging methodology. *Climate Dynamics*, 35.

- Bielli, S. and Roca, R. (2009). Scale decomposition of atmospheric water budget over west africa during the monsoon 2006 from ncep/gfs analyses. *Climate Dynamics*, 35.
- Bock, O., Bouin, M. N., Doerflinger, E., Collard, P., Masson, F., Meynadier, R., Nahmani, S., Koite, M., Balawan, K. G. L., Dide, F., Ouedraogo, D., Pokperlaar, S., Ngamini, J. B., Lafore, J. P., Janicot, S., Guichard, F., and Nuret, M. (2008). West african monsoon observed with ground-based gps receivers during african monsoon multidisciplinary analysis (amma). *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D21).
- Bolton, D. (1980). The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, 108(7) :1046–1053.
- Bony, S. and Emanuel, K. A. (2001). A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; evaluation using toga coare data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(21) :3158–3183.
- Brogniez, H. (2004). African Free Tropospheric Humidity : Elaboration of a METEOSAT archive, Climatic analysis and Evaluation of models. Master’s thesis, Laboratoire de Meteorologie Dynamique, Unversite Pierre et Marie Curie, France.
- Brogniez, H., Roca, R., and Picon, L. (2009). Study of the free tropospheric humidity interannual variability using meteosat data and an advection-condensation transport model. *Journal of Climate*, 22(24) :6773–6787. Times Cited : 0.
- Ciesielski, P. E., Johnson, R. H., Haertel, P. T., and Wang, J. (2003). Corrected toga coare sounding humidity data : Impact on diagnosed properties of convection and climate over the warm pool. *Journal of Climate*, 16(14) :2370–2384.
- Coindreau, O., Hourdin, F., Haeffelin, M., Mathieu, A., and Rio, C. (2007). Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging. *Monthly Weather Review*, 135(4) :1474–1489.

- Crutcher HL, E. R. (1993). Development of a method to modify solar-induced humidity biases in the u.s. radiosonde data for the period 1961-1973. *American Meteorological Society : Anaheim, CA, USA*, pages 143–147. Preprints for 8th Symposium on Meteorological Observations and Instrumentation, American Meteorological Society.
- de Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., and Laval, K. (2002). Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, 107(D11) :ACL3–1–19.
- Deme, A. and Roca, R. (2008). Dry intrusions in the african monsoon mid-troposphere during the amma experiment. *AMMA "3rd International Conference, Ouagadougou*.
- Deme, A. and Roca, R. (2009). Subjective analysis of african easterly waves during the 2006 monsoon : comparaison to others methods. *AMMA-EU Deliverable 2.1.C.g.* available from the AMMA Bureau.
- Derbyshire, S. H., Beau, I., Bechtold, P., Grandpeix, J. Y., Piriou, J. M., Redelsperger, J. L., and Soares, P. M. M. (2004). Sensitivity of moist convection to environmental humidity. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604) :3055–3079. C.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., and de Felice, P. (1998). Evidence of two regimes of easterly waves over west africa and the tropical atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 25.
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., de Felice, P., and Laurent, H. (1999). Easterly wave regimes and associated convection over west africa and tropical atlantic : results from the ncep/ncar and ecmwf reanalyses. 15.
- Diongue, A., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., and Roca, R. (2002). Numerical study of a sahelian synoptic weather system : Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 128.

- Duvel, J. P. (1990). Convection over tropical africa and the atlantic-ocean during northern summer .2. modulation by easterly waves. *Monthly Weather Review*, 118(9) :1855–1868.
- Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(21) :2313–2335.
- Emanuel, K. A. and Zivkovic-Rothman, M. (1999). Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(11) :1766–1782.
- Eskridge, R. E., Alduchov, O. A., Chernykh, I. V., Panmao, Z., Polansky, A. C., and Doty, S. R. (1995). A comprehensive aerological reference data set (cards) : Rough and systematic errors. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 76(10) :1759–1775.
- Fontaine, B., Roucou, P., and Trzaska, S. (2003). Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon : mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. , 30(3) :030000–1.
- Gates, W. L. (1992). Amip - the atmospheric model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(12) :1962–1970. 13 AMER METEOROLOGICAL SOC BOSTON KD665.
- Gaye, A., Viltard, A., and De Felice, P. (2005). Squall lines and rainfall over west africa : Contribution of the sls to the total rainfall of the summers of 1986 and 1987. *Science et changements planires / Seresse*.
- Grandpeix, J.-Y. and Lafore, J.-P. (2009). A density current parameterization coupled with emanuel’s convection scheme. part i : The models. *Journal of the Atmospheric Sciences*.
- Guichard, F., Parsons, D., and Miller, E. (2000). Thermodynamic and radiative impact of the correction of sounding humidity bias in the tropics. *Journal of Climate*, 13(20) :3611–3624.

- Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J. L., Bechtold, P., Chaboureau, J. P., Cheinet, S., Grabowski, W., Grenier, H., Jones, C. G., Kohler, M., Piriou, J. M., Tailleux, R., and Tomasini, M. (2004). Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(604) :3139–3172. C.
- Hall, N. M. J., Kiladis, G. N., and Thorncroft, C. D. (2006). Three-dimensional structure and dynamics of african easterly waves. part ii : Dynamical modes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9) :2231–2245.
- Hauglustaine, D. A., Hourdin, F., Jourdain, L., Filiberti, M. A., Walters, S., Lamarque, J. F., and Holland, E. A. (2004). Interactive chemistry in the laboratoire de meteorologie dynamique general circulation model : description and background tropospheric chemistry evaluation. *Journal of Geophysical Research*, 109(D4) :44 pp.
- Hoke, J. E. and Anthes, R. A. (1976). Initialization of numerical-models by a dynamic initialization technique. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 57(1) :171–171.
- Holton, J. R. (1972). *An Introduction to Dynamic Meteorology*.
- Holton, J. R. (1979). Introduction to dynamic meteorology. second edition. *Introduction to dynamic meteorology. Second edition*, pages xii+391.
- Hourdin, F. (2005). Représentation du transport direct et inverse dans les modèles globaux de climat et étude des couplages entre composition et dynamique atmosphérique sur titan. *Habilitation à Diriger des Recherches*.
- Hourdin, F., Musat, I., Bony, S., Braconnot, P., Codron, F., Dufresne, J. L., Fairhead, L., Filiberti, M. A., Friedlingstein, P., Grandpeix, J. Y., Krinner, G., Levan, P., Li, Z. X., and Lott, F. (2006). The lmdz4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Climate Dynamics*, 27(7-8) :787–813.

- Hourdin, F., Musat, I., Grandpeix, J.-Y., Polcher, J., Guichard, F., Favot, F., Marquet, P., Boone, A., Lafore, J.-P., Redelsperger, J.-L., Ruti, P. M., Dell'aquila, A., Filiberti*, M.-A., Pham, M., Doval, T. L., Traore, A. K., and Gallée, H. (2010). Amma-model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(1) :95–104.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., McGavock, B., and Susskind, J. (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2(1) :36–50.
- Hurrell, J. W., Hack, J. J., Shea, D., Caron, J. M., and Rosinski, J. (2008). A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the community atmosphere model. *Journal of Climate*, 21(19) :5145–5153. Times Cited : 14.
- Idelkadi, A., Hourdin, F., and Issartel, J. P. (2002). Validation of lmd-zt model with etex-1 experiment. *Air Pollution Modelling and Simulation, Proceedings*, pages 50–53. Times Cited : 0 Sportisse, B 2nd Conference on Air Pollution Modelling and Simulation (APMS 2001) APR 09-12, 2001 CHAMPS SUR MARNE, FRANCE.
- Janicot, S. and Sultan, B. (2001). Intraseasonal modulation of convection in the west african monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 28.
- Janicot, S., Thorncroft, C. D., Ali, A., Asencio, N., Berry, G., Bock, O., Bourles, B., Caniaux, G., Chauvin, F., Deme, A., Kergoat, L., Lafore, J. P., Lavaysse, C., Lebel, T., Marticorena, B., Mounier, F., Nedelec, P., Redelsperger, J. L., Ravegnani, F., Reeves, C. E., Roca, R., de Rosnay, P., Schlager, H., Sultan, B., Tomasini, M., Ulanovsky, A., and Team, A. F. (2008). Large-scale overview of the summer monsoon over west africa during the amma field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, 26(9) :2569–2595.
- Jenkins, G., Kucera, P., Joseph, E., Fuentes, J., Gaye, A., Gerlach, J., Roux, F., Viltard, N., Papazzoni, M., Protat, A., Bouniol, D., Reynolds, A., Arnault, J., Badiane, D., Kebe, F., Camara, M., Sall, S., Ndiaye, S. A., and Deme, A. (2010).

- Coastal observations of weather features in senegal during the african monsoon multidisciplinary analysis special observing period 3. *J. Geophys. Res.*, 115.
- Jeuken, A. B. M., Siegmund, P. C., Heijboer, L. C., Feichter, J., and Bengtsson, L. (1996). On the potential of assimilating meteorological analyses in a global climate model for the purpose of model validation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D12) :16939–16950.
- Jobard, I., F., C., J.C., B., , and R., R. (2009). An intercomparison of 10-day precipitation satellite products during west african monsoon. *Int. J. Remote Sens.* in revision.
- Kiladis, G. N., Thorncroft, C. D., and Hall, N. M. J. (2006). Three-dimensional structure and dynamics of african easterly waves. part i : Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9) :2212–2230.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudre, N., Ogee, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(1).
- Kummerow, C. and Giglio, L. (1995). A method for combining passive microwave and infrared rainfall observations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 12(1) :33–45.
- Lafore, J.-P., Flamant, C., Giraud, V., Guichard, F., Knippertz, P., Mahfouf, J.-F., Mascart, P., and Williams, E. (2010). Introduction to the amma special issue on ‘advances in understanding atmospheric processes over west africa through the amma field campaign’. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136.
- Lamptey, B. L. (2008). Comparison of gridded multisatellite rainfall estimates with gridded gauge rainfall over west africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 47(1) :185–205.
- Laval, K., Sadourny, R., and Serafini, Y. (1981). Land surface processes in a simplified general circulation model. *Geophys Astrophys. Fluid Dyn.*, 19 :129–150.

- Lebel, T., Diedhiou, A., and Laurent, H. (2003). Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Leiterer, U., Dier, H., Nagel, D., Naebert, T., Althausen, D., Franke, K., Kats, A., and Wagner, F. (2005). Correction method for rs80-a humicap humidity profiles and their validation by lidar backscattering profiles in tropical cirrus clouds. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22(1) :18–29.
- Mapes, A. and Zuidema, P. (1996). Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere. *American Meteorological Society*, 53.
- Mathon, V. and Laurent, H. (2001). Life cycle of sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(572) :377–406. B.
- Matricardi, M., Chevallier, F., Kelly, G., and Thepaut, J. N. (2004). An improved general fast radiative transfer model for the assimilation of radiance observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596) :153–173. A.
- Mekonnen, A., Thorncroft, C. D., and Aiyyer, A. R. (2006). Analysis of convection and its association with african easterly waves. *Journal of Climate*, 19(20) :5405–5421.
- Miloshevich, L. M., Paukkunen, A., Vomel, H., and Oltmans, S. J. (2004). Development and validation of a time-lag correction for vaisala radiosonde humidity measurements (vol 21, pg 1305, 2004). *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(5) :1020–1020.
- Miloshevich, L. M., Vömel, H., Paukkunen, A., Heymsfield, A. J., and Oltmans, S. J. (2001). Characterization and correction of relative humidity measurements from vaisala rs80-a radiosondes at cold temperatures. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 18(2) :135–156.
- Morcrette, J. J. (1991). Evaluation of model-generated cloudiness - satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. *Monthly Weather Review*, 119(5) :1205–1224.

- Morcrette, J. J. and Geleyn, J. F. (1985). On the influence of different radiation parametrizations on model-generated radiation-fields. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(468) :565–585.
- Mosca, S., Graziani, G., Klug, W., Bellasio, R., and Bianconi, R. (1998). A statistical methodology for the evaluation of long-range dispersion models : An application to the etex exercise. *Atmospheric Environment*, 32(24) :4307–4324.
- Nash, J., R., Smout, T., B., O., Pathack, and S. Kurnosenko, . (2005). Wmo intercomparison of high quality radiosonde systems : Final report. *WMO Rep.*, 118 pp.
- Nuret, M., Lafore, J. P., Bock, O., Guichard, F., Agusti-Panareda, A., N’Gamini, J. B., and Redelsperger, J. L. (2008). Correction of humidity bias for vaisala rs80-a sondes during the amma 2006 observing period. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25(11) :2152–2158.
- Okumura, Y. and Xie, S. P. (2004). Interaction of the atlantic equatorial cold tongue and the african monsoon. *Journal of Climate*, 17(18) :3589–3602.
- Parker, D. J., Fink, A., Janicot, S., Ngamini, J. B., Douglas, M., Afesimama, E., Agusti-Panareda, A., Beljaars, A., Dide, F., Diedhiou, A., Lebel, T., Polcher, J., Redelsperger, J. L., Thorncroft, C., and Wilson, G. A. (2008). The amma radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 89(7) :1015–1027.
- Parsons, D. B., Yoneyama, K., and Redelsperger, J. L. (2000). The evolution of the tropical western pacific atmosphere-ocean system following the arrival of a dry intrusion. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126(563) :517–548. B.
- Picon, L., Roca, R., Serrar, S., Monge, J. L., and Desbois, M. (2003). A new meteosat "water vapor" archive for climate studies. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D10).

- Pierrehumbert, R. T. and Roca, R. (1998). Evidence for control of atlantic subtropical humidity by large scale advection. *Geophysical Research Letters*, 25(24) :4537–4540.
- Redelsperger, J. L., Janicot, S., and et al. (2002). West African Monsoon Project. In A. Tzanis, editor, *EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 April 2002*, volume 27 of *EGS XXVII General Assembly, Nice, 21-26 April 2002*, pages 258–+.
- Redelsperger, J. L., Parsons, D. B., and Guichard, F. (2002). Recovery processes and factors limiting cloud-top height following the arrival of a dry intrusion observed during toga coare. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(16) :2438–2457.
- Redelsperger, J. L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., and Polcher, J. (2006). African monsoon multidisciplinary analysis - an international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12) :1739–+.
- Reed, R. J., Norquist, D. C., and Recker, E. E. (1977). The structure and properties of african wave disturbances as observed during phase iii of gate. *Monthly Weather Review*, 105(3) :317–333.
- Rio, C. and Hourdin, F. (2008). A thermal plume model for the convective boundary layer : Representation of cumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(2) :407–425.
- Rio, C., Hourdin, F., Grandpeix, J. Y., and Lafore, J. P. (2009). Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophysical Research Letters*, 36.
- Roca, R. (2000). Contribution à l'étude de la vapeur, de la convection et de leurs interactions dans les tropiques à l'aide d'observations de satellites et de modèles. Master's thesis, Université de Paris 7.

- Roca, R., Lafore, J. P., Piriou, C., and Redelsperger, J. L. (2005). Extratropical dry-air intrusions into the west african monsoon midtroposphere : An important factor for the convective activity over the sahel. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(2) :390–407.
- Roca, R., Picon, L., Desbois, M., LeTreut, H., and Morcrette, J. J. (1997). Direct comparison of meteosat water vapor channel data and general circulation model results. *Geophysical Research Letters*, 24(2) :147–150.
- Roy, B., Halverson, J. B., and Wang, J. (2004). The influence of radiosonde “age” on trmm field campaign soundings humidity correction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21(3) :470–480.
- Salathe, E. P. and Hartmann, D. L. (2000). Subsidence and upper-tropospheric drying along trajectories in a general circulation model. *Journal of Climate*, 13(1) :257–263. Times Cited : 9.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., and Ratier, A. (2002). An introduction to meteosat second generation (msg). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(7) :977–992.
- Schmetz, J., Turpeinen, O. M., and Gartner, V. (1988). Upper tropospheric humidity fields from meteosat. *Esa Journal-European Space Agency*, 12(2) :267–272. Times Cited : 1.
- Schmidt, G. A., Ruedy, R., Hansen, J. E., Aleinov, I., Bell, N., Bauer, M., Bauer, S., Cairns, B., Canuto, V., Cheng, Y., Del Genio, A., Faluvegi, G., Friend, A. D., Hall, T. M., Hu, Y. Y., Kelley, M., Kiang, N. Y., Koch, D., Lacis, A. A., Lerner, J., Lo, K. K., Miller, R. L., Nazarenko, L., Oinas, V., Perlwitz, J., Rind, D., Romanou, A., Russell, G. L., Sato, M., Shindell, D. T., Stone, P. H., Sun, S., Tausnev, N., Thresher, D., and Yao, M. S. (2006). Present-day atmospheric simulations using giss modele : Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data. *Journal of Climate*, 19(2) :153–192.
- Shi, L. and Smith, E. A. (1992). Surface forcing of the infrared cooling profile over the tibetan plateau .2. cooling-rate variation over large-scale plateau do-

- main during summer monsoon transition. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(10) :823–844.
- Simmons, A. J., Uppala, S. M., Dee, D. P., and Kobayashi, S. (2007). Era-interim : New ecmwf reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, 110 :2535.
- Soden, B. J. and Bretherton, F. P. (1993). Upper-tropospheric relative-humidity from the goes 6.7 μ -m channel - method and climatology for july 1987. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 98(D9) :16669–16688.
- Soden, B. J. and Bretherton, F. P. (1996). Interpretation of tovs water vapor radiances in terms of layer-average relative humidities : Method and climatology for the upper, middle, and lower troposphere. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 101(D5) :9333–9343.
- Sohne, N., Chaboureau, J. P., and Guichard, F. (2008). Verification of cloud cover forecast with satellite observation over west africa. *Monthly Weather Review*, 136(11) :4421–4434.
- Stephens, G. L. (1978). Radiation profiles in extended water clouds .2. parameterization schemes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(11) :2123–2132.
- Sun, D.-Z. and Oort, A. H. (1995). Humidity–temperature relationships in the tropical troposphere. *Journal of Climate*, 8(8) :1974–1987.
- Telford, P. J., Braesicke, P., Morgenstern, O., and Pyle, J. A. (2008). Technical note : Description and assessment of a nudged version of the new dynamics unified model. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8(6) :1701–1712.
- Thorncroft, C. D. (2001). West african monsoon project. final report. december 1997november 2000. Available from *Tropical Weather Systems, University of Albany, New York, USA*.
- Thorncroft, C. D., Lafore, J.-P., Berry, G., Roca, R., Guichard, F., Tomasini, M., and Asencio, N. (2007). Overview of african weather systems during the summer

2006. *CLIVAR Newsletter Exchanges*, pages 18–20. AMMA Special Issue. GT : 2.1.
- Thorncroft, C. D., Parker, D. J., Burton, R. R., Diop, M., Ayers, J. H., Barjat, H., Devereau, S., Diongue, A., Dumelow, R., Kindred, D. R., Price, N. M., Saloum, M., Taylor, C. M., and Tompkins, A. M. (2003). The jet2000 project : Aircraft observations of the african easterly jet and african easterly waves. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(3) :337–351.
- Tian, B. J., Soden, B. J., and Wu, X. Q. (2004). Diurnal cycle of convection, clouds, and water vapor in the tropical upper troposphere : Satellites versus a general circulation model. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 109(D10).
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117(8) :1779–1800.
- Tompkins, A. M. and Di Giuseppe, F. (2007). Generalizing cloud overlap treatment to include solar zenith angle effects on cloud geometry. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(6) :2116–2125.
- Uppala, S. M. e. a. (2005). The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131.
- Vömel, H., Selkirk, H., Miloshevich, L., Valverde-Canossa, J., Valdés, J., Kyrö, E., Kivi, R., Stolz, W., Peng, G., and Diaz, J. A. (2007). Radiation dry bias of the vaisala rs92 humidity sensor. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 24(6) :953–963.
- Wang, J., Cole, H. L., Carlson, D. J., Miller, E. R., Beierle, K., Paukkunen, A., and Laine, T. K. (2002). Corrections of humidity measurement errors from the vaisala rs80 radiosonde—application to toga coare data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 19(7) :981–1002.
- Wang, J. J., Adler, R. F., and Gu, G. J. (2008). Tropical rainfall-surface temperature relations using tropical rainfall measuring mission precipitation data. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 113(D18).

- Wilks, D. S. (1995). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press.
- Yoneyama, K., Fujita, M., Sato, N., Fujiwara, M., Inai, Y., and Hasebe, F. (2008). Correction for radiation dry bias found in rs92 radiosonde data during the mismo field experiment. *SOLA*, 4 :13–16.
- Zhang, M. H., Lin, W. Y., Klein, S. A., Bacmeister, J. T., Bony, S., Cederwall, R. T., Del Genio, A. D., Hack, J. J., Loeb, N. G., Lohmann, U., Minnis, P., Musat, I., Pincus, R., Stier, P., Suarez, M. J., Webb, M. J., Wu, J. B., Xie, S. C., Yao, M. S., and Zhang, J. H. (2005). Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research-Part D-Atmospheres*, 110(D15) :18 pp.

LISTE DES FIGURES

1.1	Cycle saisonnier des précipitations (mm/jour) dans la bande $[10^{\circ}W : 10^{\circ}E]$ pour différentes simulations de modèles participants dans AMMA-MIP (Hourdin et al., 2010).	4
2.1	Schéma descriptif des différentes étapes de la conversion entre la température du point de rosée et l'humidité relative suivant les différentes phases de l'eau : comparaison entre GCM et Radiosondes.	14
2.2	Comparaison des profils de vapeur d'eau du radiosondage de Dakar 2006 (initialement calculé en présence d'eau liquide) et les profils de radiosondages re-calculés suivant les valeurs de T et T_d et en tenant compte de la glace pour les valeurs de températures négatives.	15
2.3	Profils de température du point de rosée calculé à partir de l'humidité relative corrigée (T_{dcor}), de la température de l'air (temp) et de la température du point de rosée sans correction de RH (T_{dori}) en $^{\circ}C$ pour un radiosondage de nuit ("18 Août 2006 22 :33") et un radiosondage de jour ("18 Août 2006 10 :35").	17
2.4	Profil de RH en (%) du radiosondage de Dakar de type RS80 corrigé comparé au radiosondage de type RS80 non corrigé : exemple du "18 Août 2006 à 22 :33" (à gauche) et du "16 Juillet 2006 à 10 :35" (à droite).	20
2.5	Image MSG2 du 17 septembre 2009 à 23h00 UTC dans la zone Afrique de l'Ouest mesurée dans le canal infrarouge $10.8\mu m$	29
2.6	Fonctions de poids $W(p)$ pour un profil humide (a), un profil intermédiaire (b) et un profil sec (c). Profils d'humidité relative correspondants vus au Nadir (en tirets) avec le canal vapeur d'eau $6.3\mu m$ de MET-5 par le biais de RTTOV-7. Figure tirée de Brogniez (2004)	31
2.7	Figure illustrant le comportement du modèle vis à vis des réanalyses météorologiques dans le cas d'un guidage.	45

3.1	Schéma descriptif de l'approche modèle vers satellite tiré de Roca (2000).	49
4.1	Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de GPCP et du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days".	60
4.2	PDF des précipitations (mm/jour) du modèle LMDZ et de GPCP sur toute la saison de mousson 2006 dans toute la région de l'Afrique de l'Ouest.	61
4.3	Nombre de jours de pluies (%) pour chacun des régimes pluviométriques relativement sur la saison de mousson 2006, de GPCP, des deux versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days".	62
4.4	FAR et POD entre le modèle LMDZ pour les différents tests de sensibilités à τ "guide 3hr" et "guide 3 days" et GPCP en suivant les régimes de pluies.	64
4.5	Températures de brillance (K) en moyenne sur la saison de mousson 2006 de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV, "guide 3hr" et "guide 3 days".	65
4.6	PDF et CDF des températures de brillances MSG1 dans le canal IR108 et les températures de brillances IR108 du modèle LMDZ simulées à travers le modèle RTTOV pour les différents tests de sensibilités à τ sur toute la région Afrique de l'Ouest suivant la saison JJAS 2006	66
4.7	Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en lnq (Ice Water Path + Liquid Water Path). A gauche la simulation "guide 3hr" et à droite la simulation "guide 3 days" pour le mois de Juillet 2006 sur la station de Niamey	68

-
- 4.8 Evolution temporelle des émissivités montantes en présence d'eau et de glace ainsi que leur température physique (K). A gauche la simulation "guide 3hr" et à droite la simulation "guide 3 days" sur la station de Niamey. 69
- 4.9 Champs FTH (%) moyen sur la saison de mousson 2006 de MSG et des versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" et "guide 3 days". . . 70
- 4.10 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide 3hr" (tirets) et "guide 3 days" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. 72
- 4.11 Séries temporelles de l'eau précipitable (mm) sur la saison de mousson 2006, des mesures du GPS (trait plein et croix), comparées aux simulations du modèle LMDZ, "guide 3hr" (trait plein) et "guide 3 days" (tiretés), sur la station de Niamey. 73
- 4.12 Précipitations (mm/jour), TB (K) et FTH (%) en moyenne sur la saison de mousson 2006 pour les simulations "guide u,v" et "guide u,v,T". 74
- 4.13 Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en $\ln q$ (Ice Water Path + Liquid Water Path). A gauche la simulation "guide u,v" et à droite la simulation "guide u,v,T" sur la latitude [10W; 25N]. 75
- 4.14 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v" (tirets) et "guide u,v,T" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. 77

4.15 Profils des tendances physiques en température ($^{\circ}C/jour$) et humidité (g/kg/jour) du modèle LMDZ pour les versions "guide u,v" et "guide u,v,T" sur la station de Niamey en moyenne sur les 4 mois de la saison de mousson 2006.	78
4.16 Précipitations (mm/jour), TB (K) et FTH (%) en moyenne sur la saison de mousson 2006 de la simulation "guide (SST Clim)". . .	80
4.17 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v (SST 2006)" (tirets) et "guide u,v (SST Clim)" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey.	80
4.18 Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, des réanalyses NCEP et ERAI et des versions du modèle LMDZ "guide u,v (ERAI)" et "guide u,v (NCEP)".	82
4.19 Champs moyens sur la saison de mousson 2006 des TB (K) de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV.	83
4.20 Champs moyens sur la saison de mousson 2006 de FTH (%) de MSG et du modèle LMDZ simulées à travers RTTOV.	83
4.21 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré), des réanalyses NCEP (trait plein et cercle) et ERAI (trait plein et croix) et des deux versions du modèle LMDZ, "guide u,v (ERAI)" (tirets) et "guide u,v (NCEP)" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. .	85
5.1 Précipitation (mm/jour) sur la grille de résolution du modèle LMDZ. Etude de la sensibilité à la résolution verticale à 19 niveaux de pression et à 39 niveaux de pression.	88
5.2 Champs moyens des températures de brillances (K) de MSG et du modèle LMDZ R96x95x39 et R96x95x19 simulées à travers RTTOV.	88

-
- 5.3 Champs moyens de FTH (%) sur la saison de mousson 2006 de MSG et du modèle LMDZ à la résolution sur la verticale R96x95x39 et R96x95x19 simulées à travers le modèle RTTOV. Les petits rectangles délimitent des mailles contenant les stations de Dakar [17W; 14.5N], de Niamey [2.26E; 13.5N] et une boîte Sahélienne [25W – 10E; 12.5N – 17.5N]. 89
- 5.4 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "R96x95x39" (tirets) et "R96x95x19" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. Les profils sont interpolés sur la grille de résolution à 19 niveaux verticaux. 90
- 5.5 Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré) et des deux versions du modèle LMDZ, "R96x95x39" (tirets) et "R96x95x19" (points et tirets) sur les stations de Dakar et Niamey. Les profils sont interpolés sur la grille de résolution à 39 niveaux verticaux. 91
- 5.6 Précipitation (mm/jour) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de GPCP, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique" 93
- 5.7 Températures de brillances (K) en moyenne sur la saison de mousson 2006, de MSG, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique". 94
- 5.8 Evolution temporelle de TB (K) de LMDZ (ligne continue fine) et MSG (ligne continue épaisse) et des précipitations (mm/jour) de GPCP (ligne en tireté épaisse) et du modèle LMDZ (ligne en tireté fine), profils de la fraction nuageuse en % (clouds fraction) et les profils d'eau liquide et de la glace (g/kg) représentés en lnq (Ice Water Path + Liquid Water Path) (à gauche); ainsi que les profils d'émissivités montantes en présence d'eau et de glace et leur température physique (K) sur Niamey pour le mois de Juillet 2006 (à droite). 95
- 5.9 Champs moyen de FTH (%) sur la saison de mousson 2006, de MSG, de l'"ancienne physique" et de la "nouvelle physique". 96

5.10	Profils moyens de RH (%) sur la saison de mousson 2006 des radiosondages de AMMA (trait plein et carré), des réanalyses NCEP (trait plein et cercle) et ERAI (trait plein et croix) et des deux versions du modèle LMDZ, "ancienne physique" (en rouge) et "nouvelle physique" (en bleu) sur les stations de Dakar et Niamey.	97
6.1	Coupe méridionale dans la bande longitude [10W : 10E] du vent zonal (u) en moyenne sur toute la saison de mousson 2006 : modèle LMDZ versus réanalyses ERAI	102
6.2	Profil d'humidité relative sur la station de Niamey pour les radiosondages de 22h00 sur la mousson 2006. Les humidités relatives ont été calculées en tenant compte de la glace pour les températures négatives.	103
6.3	Précipitations (mm/jour) de GPCP (à gauche) et du modèle LMDZ (à droite) ainsi que les flux de mousson représentés par les champs de vents ERAI à 925 hPa, sur les différentes phases de la mousson 2006.	107
6.4	Champs moyens des TB (K) de MSG (à gauche) et du modèle LMDZ (à droite) sur les différentes phases de la mousson 2006	109
6.5	Champs moyens de FTH (%) simulés par MSG (à gauche) et du modèle LMDZ (droite) sur les différentes phases de la mousson 2006	111
6.6	Profils moyens de RH (%), des radiosondages de Dakar et du modèle LMDZ sur les différentes phases de la mousson 2006	113
6.7	Profils moyens de RH (%), des radiosondages de Niamey et du modèle LMDZ sur les différentes phases de la mousson 2006	114
6.8	Variabilité journalière des précipitations GPCP et du modèle LMDZ sur la saison de mousson 2006 dans la bande de latitude [12.5N : 17.5N].	117
6.9	Carte moyenne de FAR et de POD des précipitations GPCP et du modèle LMDZ sur la phase active de la mousson 2006	118
6.10	Corrélations sur la phase active de la mousson des précipitations GPCP et du modèle LMDZ.	118

6.11 Variabilité moyenne des TB sur la phase active de la mousson 2006 dans la bande de latitude [12.5N : 17.5N]	120
6.12 Carte de FAR et de POD des TB de MSG et du modèle LMDZ pour un seuil de 260K sur la phase active de la mousson 2006. . .	121
6.13 Variabilité journalière des champs FTH sur la saison de mousson 2006 dans la bande de latitude [12.5N : 17.5N]	122
6.14 PDF des champs FTH de MSG et du modèle LMDZ dans la bande Sahélienne [10W : 10E; 12.5N : 17.5N] sur la phase active de la mousson 2006	123
6.15 Profil de corrélation de RH (%) sur la phase active de la mousson 2006, des observations radiosondages et de la version du modèle LMDZ "nouvelle physique" sur les stations de Dakar et de Niamey. Corrélations des variables journalières, corrélation 1 jr (trait plein et cercle) et les corrélations des variables filtrées entre 3 et 10 jours, corrélation 3-10 jrs (trait plein et carré).	125
6.16 Séries temporelles de l'eau précipitable (en mm/jour) sur JJAS du modèle LMDZ et du GPS sur les stations de Dakar et Niamey. . .	127
6.17 Séries temporelles des précipitations (mm/day) du modèle LMDZ et GPCP et les champs FTH (%) simulés à travers le LMDZ et ceux obtenus à partir des TB(K) en ciel clair de MSG1 au niveau de Dakar.	131
6.18 Profil de température ($^{\circ}C$), de RH (%) des observations de radiosondages sur l'évènement de "dry intrusions" du 23-sep-2006 à 22 :00 et la période humide du [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.	132
6.19 Profil de température ($^{\circ}C$), de RH (%) ainsi que des tendances radiatives ($^{\circ}C/jour$) du modèle LMDZ sur l'évènement de "dry intrusion" du 23-sep-2006 à 22 :00 et la période humide du [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.	133

6.20	Différence de températures ($^{\circ}C$), de RH (%) du modèle LMDZ et des observations de radiosondages sur l'évènement de "dry intrusion" du 23-sep-2006 à 22 :00 par rapport à la période humide [13 – sep – 2006 : 16 – sep – 2006] au niveau de Dakar.	134
7.1	Région expérimentale en Afrique dans le cadre du projet CORDEX (tiré de http://www.smhi.se)	142
B.1	Fonction de poids normalisées des différents canaux de l'imageur SEVIRI au Nadir et à la moyenne latitude standard.	xxix
B.2	Premières images MSG-1 traitées, du 4 décembre 2002 à 12 :30TU. (gauche) Observation par le canal "VE" centré à 6,2m ; (droite) observation par le canal "VE" centré à 7,3m. Images provenant du site Internet www.eumetsat.de	xxx
C.1	Représentation schématique des différentes hypothèses de recouvrement pour la modélisation des nuages. Figure tirées de Brogniez (2004).	xxxiv

LISTE DES TABLEAUX

1.I	listes des différents modèles ayant contribué à l'exercice AMMA-MIP	3
3.I	Combinaisons possibles et relations existantes entre valeurs observées et simulées	51

RÉSUMÉ

Représentation du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest par le modèle LMDZ pendant la campagne AMMA

Le programme AMMA a déployé un grand nombre de moyens d'observations sur la région Ouest-Africaine pendant plusieurs années, avec une focalisation sur l'été 2006. Le modèle de circulation générale LMDZ, est ici utilisé dans une version en mode guidé par les réanalyses des centres de prévisions météorologiques. A partir de calculs statistiques et en utilisant l'approche modèle vers satellite, nous avons évalué les différentes composantes du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest en le confrontant avec différents types d'observations. Des expériences de sensibilité ont permis de choisir la meilleure configuration pour le guidage du modèle : résolution horizontale (zoomée ou non zoomée) et verticale, choix du temps de relaxation, type de réanalyses (ECMWF, NCEP/GFS) et les différentes variables pour le guidage (vents, température et leurs combinaisons). Ainsi, les résultats d'évaluation montrent que le modèle simule assez bien les caractéristiques moyennes de la mousson Ouest Africaine avec une bonne localisation de la Zone de Convergence InterTropicale et une tendance à la surestimation de l'humidité de la troposphère libre. La sensibilité à la paramétrisation physique dans LMDZ montre des différences importantes sur le comportement de la mousson simulée dans les régions sahéliennes. Les profils d'humidité relative indiquent d'assez bonnes corrélations sur la station de Niamey très continentale, avec la "nouvelle physique", par rapport l'"ancienne physique". Tandis que la station de Dakar qui subit une forte influence de la circulation océanique de grande échelle, les valeurs des corrélations restent insensibles aux différents types de paramétrisations. L'étude d'un cas d'intrusion d'air sec extratropicale sur la station de Dakar, montre comment cette masse d'air sec par ces propriétés radiatives décrites dans le modèle peut expliquer une inhibition de la convection dans cette région.

Mots Clés : LMDZ, AMMA, guidage, Mousson Ouest Africaine, variabilité synoptique, précipitation, température de brillance, humidité de la troposphère libre, intrusion d'air sec extra-tropical.