



HAL
open science

Simulations multi-échelles de la saisonnalité des vagues de chaleur et des pluies de mousson en Afrique de l'Ouest

Fatoumata Binta Diallo

► **To cite this version:**

Fatoumata Binta Diallo. Simulations multi-échelles de la saisonnalité des vagues de chaleur et des pluies de mousson en Afrique de l'Ouest. Climatologie. Sorbonne Université, 2018. Français. NNT : 2018SORUS459 . tel-02922313

HAL Id: tel-02922313

<https://theses.hal.science/tel-02922313v1>

Submitted on 26 Aug 2020

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 DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE**

Spécialité : Modélisation et méthodes numériques pour l'étude du système climatique

École doctorale : Sciences de l'environnement d'Île de France (ED 129)

réalisée au

Laboratoire de Météorologie Dynamique

présentée par

Fatoumata Binta DIALLO

pour obtenir le grade de :

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE

Sujet de la thèse :

**Simulations multi-échelles couplées de la saisonnalité des vagues de
chaleur et des pluies de mousson en Afrique de l'ouest**

soutenue le **26/03/2018**

devant le jury composé de :

M.	Arona Diedhiou	Rapporteur
M.	Marc Mallet	Rapporteur
M^{me}	Françoise Guichard	Examinatrice
M.	Serge Janicot	Examineur
M.	Thierry Lebel	Examineur
M.	Frédéric Hourdin	Directeur de thèse
M^{me}	Catherine Rio	Codirectrice de thèse

À mon défunt père,

*qui m'a donné l'éducation et l'amour de la science,
et qui a fait de moi aujourd'hui la femme que je suis...*

REMERCIEMENTS

Mon grand père disait : "Même si une personne t'offre le paradis le seul mort fort qui te vient à l'esprit sera toujours je suis content **merci**"

Aussi, j'aimerais commencer par dire merci à mon directeur de thèse, **Frédéric Hourdin** sans qui tout d'abord cette thèse n'aurait pas vu le jour. Merci pour toutes ces discussions et transmission de connaissances sur le climat et la modélisation durant ces années. Merci pour m'avoir toujours motivé et poussé à me dépasser à travers tes préceptes et soutenue moralement face à tous les problèmes qui me sont arrivés (Je t'entends dire : "Tu les as tous attirés !"). C'est ton côté humain (sourire, humour, présence, écoute, enthousiasme, énergie positive, psychologue, coaching et bienveillance) qui m'a permis de me concentrer sur ma thèse et de réussir à la finir en souriant. Merci pour ton investissement et aussi pour toutes les corrections apportées à ce manuscrit et à l'article.

Merci à ma codirectrice, **Catherine Rio** pour toutes ses explications et questionnement qui ont alimenté mes réflexions. Merci pour avoir été très présente et très impliquée dans ma thèse malgré la distance et grâce aux échanges par mails, téléphones, visioconférences (je me souviendrai toujours de l'arrivée de Françoise Guichard et Laurent Kergoat chez toi pendant qu'on discutait via Skype). Merci aussi pour toutes les corrections apportées à mon manuscrit de thèse et à l'article et pour ton enthousiasme communicatif et ta gentillesse. Je te dédie la figure 1.3 en lien avec tes premières explications durant mon stage de master sur les échanges d'énergie à la surface.

Merci à **Serge Janicot** et **Françoise Guichard** en tant que membres de mon comité de thèse, vous m'avez accompagné et conseillé durant toutes ces années, mais aussi en tant que membre de mon jury de thèse. **Serge**, merci également d'avoir inscrit ma thèse dans le cadre du projet ACASIS et d'avoir trouver un complément de financement pour ma thèse et aussi d'avoir été très présent pour résoudre toutes les galères administratives que j'ai eu durant cette dernière année de thèse. Merci à **Françoise** non seulement pour m'avoir transmis les données d'observations sans cela je n'aurais pas pu présenter de résultat mais également pour ta participation et tes corrections apportées à l'article. Merci à vous deux pour avoir accepté de suivre les avancées de ma thèse, votre écoute, vos conseils et suggestions. Vous dégagez une aura de bienveillance et de gentillesse qui m'ont souvent apaisé. J'ai eu beaucoup de chance de vous avoir.

Je remercie **Arona diedhiou** et **Marc Mallet** pour avoir accepté d'être mes rapporteurs. Je remercie **Thierry Lebel** pour ses conseils et pour avoir accepté d'examiner ma thèse.

Je remercie le ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique de Côte d'Ivoire pour m'avoir accordé une bourse d'étude pour ma thèse. Je remercie également les membres du ser-

vice étudiant à l'ambassade Côte d'Ivoire en particulier **Mme Bra** et **Mr Morrison** pour leur présence et l'accompagnement des étudiants ivoiriens.

Je tiens également à dire merci à **Laurent Kergoat** pour toutes ses discussions et apports scientifiques autour de l'article, ses corrections et ses remarques pertinentes sans qui également il aurait été difficile d'avoir les données AMMA.

Je remercie tous les chercheurs du LMD, en particulier **Abdoul-Khadre Traoré** mon grand frère du labo, **Frédérique Cheruy**, **Jean-Yves Grandpeix**, **Marie-Pierre Lefevbre**, **Josefine Ghattas**, **Kevin Olsen**, **Adriana Sima** pour leur soutiens et les nombreuses échanges.

Mes amis les doctorants qui ont été présent durant mes années de thèse et que j'ai « tyranniser » pour certains, en particulier **Shan Li**, la team 316 (**Sonia**, **Alizée**, **Maxence**, **Alexandre**, **Yu an**,...) mais également les fous du 312 (**David**, **Sylvain**, **Jean**, **Florentin**,...), la force tranquille du 304 (**Martin**, **Jéronimo**, **Can**,...) et tous les terrestres et tous les planeto doctorant.

Je remercie **Martine** et **Molyka** pour leur gentillesse et aide.

Pour finir je tiens à remercier chaleureusement toutes les personnes qui m'ont aidé pendant la thèse au niveau de la conception, l'accomplissement et la finition de la thèse et qui m'ont soutenue moralement spécialement ceux que je n'ai pas cité mais qui se reconnaîtrons et se sentirons peut être léser..

Je voudrais remercier mes amis, en particulier **Omer Tanoh**, **Aliou Diallo**, **Abdourahamane Diallo**, la famille **Kane** et les **Lam**.

Ma famille les Diallo pour commencer : mes frères **Hafiziou** et **Hamidou** et mes soeurs **Chérif**, **Rabi** et La dernière **Raguiatou**, tonton **Yaya** et, les Barry : **Chérif** ma grande sœur et cousine, tonton **Boubacar**, tonton **Oumar**, Tanti **Kadiatou**, Tanti **Fatim**, tonton **Mamadjouma**, **Mawiatou**, **mami**, **hamidou** et **Mamadou** vous avez été toujours là pour moi merci pour vos prières et motivations !

Ma phrase de la fin sera pour toi ma petite **maman adorée** comme dirait grand père " Ayi si mi occa ma aldjana kô mi inata mi weltikê en djarama".

RÉSUMÉ

Cette thèse porte sur l'étude du climat de l'Afrique de l'ouest à l'aide du modèle global développé à l'Institut Pierre Simon Laplace et des observations principalement acquises pendant la campagne d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine AMMA. Les travaux de la thèse visent plus spécifiquement à améliorer la représentation du climat ouest africain par la réduction des biais relevés dans l'exercice d'inter-comparaison des modèles couplés CMIP5 provenant en particulier des interactions atmosphère-surface, dans l'objectif de mieux prédire la distribution des pluies sur la région mais également des événements extrêmes tels que les vagues de chaleur. Les résultats ont montré que la représentation de la saisonnalité des températures et des précipitations en Afrique de l'ouest était altérée par de forts biais sur le bilan d'énergie à la surface et la circulation de grande-échelle (positionnement latitudinale des éléments clés de la mousson).

La première partie du travail consiste à mettre en place une technique d'évaluation basée sur deux protocoles expérimentaux et visant à : i) distinguer les biais dus à la circulation de ceux dus au bilan d'énergie à la surface , ii) faciliter l'exploitation des données sur sites, iii) isoler l'effet des paramétrisations. Dans cette partie, les biais sur la circulation et le le bilan d'eau sont illustrés. L'importance de l'utilisation des techniques de guidage des vents horizontaux pour l'exploitation des mesures sur sites et pour l'analyse de l'effet des paramétrisations du modèle en Afrique de l'ouest est mise en lumière.

Les données in-situ sont ensuite utilisées afin de : 1) identifier les biais sur le bilan d'énergie, 2) relier ces biais aux défauts des paramétrisations utilisées dans le but de trouver des pistes d'amélioration. Grâce à cette étude, un certain nombre de problèmes, comme une mauvaise spécification de l'albédo de sol nu et des différents types de plante ou des "bug" sur le fonctionnement dans le couplage entre inertie thermique et humidité des sols, ont été identifiés. Certains sont dorénavant corrigés dans les versions récentes du modèle développées pour l'exercice CMIP6. Aussi dans ce manuscrit, nous montrons les progrès réalisés grâce à cette méthodologie sur la représentation du bilan d'eau et d'énergie, ainsi que les problèmes qui subsistent.

Enfin, La dernière étude rassemble les travaux sur le rôle des aérosols dans la représentation du climat ouest africain et dans la mise en place des vagues de chaleur. Dans cette partie, nous avons introduit des poussières interactives avec la météorologie et calculé leur impact sur la représentation du bilan d'énergie à la surface. Puis, dans le cadre de l'ANR ACASIS, nous avons étudié la vague de chaleur de 2010. Ce travail nous a permis de mettre en exergue le lien entre les aérosols et l'augmentation de l'eau précipitable au printemps et de démontrer par ce fait l'importance des aérosols dans la représentation des vagues chaleur. Pour finir, nous avons abordé la question du couplage dynamique-physique à l'aide d'un nouveau protocole expérimental et à travers l'analyse de l'impact des aérosols sur les pluies de mousson.

mots clés : modèle global, Afrique de l'Ouest, mesures sur sites AMMA, Bilan d'énergie, aérosols, vagues de chaleur, pluies de mousson

ABSTRACT

This thesis deals with the study of the climate of West Africa using the global model developed at the Pierre Simon Laplace Institute and observations mainly acquired during the Multidisciplinary Analysis campaign of the African Monsoon AMMA. The work of the thesis aims more specifically at improving the representation of the West African climate by reducing the biases observed in the intercomparison exercise of coupled models CMIP5, in particular from atmosphere-surface interactions, with the aim of better predict the distribution of rainfall over the region but also extreme events such as heat waves. The results showed that the representation of seasonality of temperatures and rainfall in West Africa was altered by strong biases on the surface energy budget and large-scale circulation (latitudinal positioning of the key elements of the monsoon).

The first part of the work consists of implementing an evaluation technique based on two experimental protocols and aimed at : i) distinguishing the biases due to the circulation of those due to the energy budget at the surface, ii) facilitating the exploitation of data on sites, iii) isolating the effect of parameterizations. In this section, the biases on circulation and water budget are illustrated. This study first demonstrates the great interest of the nudging method for the confrontation of a GCM with station data and for analyzing the effect of model parameterizations in West Africa.

Then, The in-situ data are used to : 1) identify the biases on the energy budget, 2) link these biases to the defects of the parameterizations used in order to find ways to improve. With this study, a number of problems, such as a poor specification of bare soil albedo and different plant functional type or "bug" in the coupling between thermal inertia and soil moisture have been identified . Some are now corrected in recent versions of the model developed for the CMIP6 exercise. Also in this manuscript, we show the progress achieved through this methodology on the representation of the water and energy budget, as well as the remaining problems.

Finally, one of the major aims of this study is the work on the role of aerosols in the representation of the West African climate and in the setting up of heat waves. In this part, we introduced a representation of dust interactive with meteorology and calculated its impact on the representation of the energy budget at the surface. Then, in the framework of the ANR ACASIS, we studied the heat wave of 2010. This work allowed us to highlight the link between aerosols and the increase of precipitable spring water and to demonstrate by this is the importance of aerosols in the representation of heat waves. Finally, we discussed the issue of dynamic-physical coupling using a new experimental protocol and through the analysis of the aerosols impact on monsoon rains.

keywords :climate modelling, West Africa, AMMA in-situ data, energy budget, aerosols, heat waves, monsoons rains

Table des matières

1	Introduction	1
1	Contexte de l'étude	2
1.1	Un climat global en surchauffe : le revers de la médaille	2
1.2	Événements extrêmes : quel scénario pour l'Afrique de l'ouest ?	2
1.3	Des modèles pour prévoir et comprendre	5
2	Caractéristiques du climat ouest africain	6
2.1	Introduction au bilan d'énergie	6
2.2	Forçage radiatif	7
2.3	La mousson ouest-africaine	8
3	Saisonnalité et caractérisation des zones d'études	11
3.1	Saisons	11
3.2	Les zones d'étude	12
4	Modélisation climatique	13
4.1	Introduction	13
4.2	Biais connus dans la représentation du climat ouest africain par les GCMs	13
5	Positionnement et objectif de la thèse	15
2	Méthodologie	17
1	Outils	18
1.1	Modèle	18
1.2	Observations	24
2	Méthodes	29
2.1	Mise en place des simulations	29
2.2	Régime saisonnier de l'Afrique de l'Ouest dans le modèle de l'IPSL	30
2.3	Évaluation de la méthode du guidage à l'échelle locale	33
3	Bilan d'énergie à la surface	49
1	Étude du Bilan d'énergie à la surface dans la version PHYB	50
2	Le bilan d'énergie à la surface dans LMDZ6	80
2.1	Structuration, configurations et set up du modèle	81
2.2	Impact de l'évolution du modèle sur la représentation du bilan d'énergie à la surface	82
2.3	Impact du modèle de surface sur la représentation du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest	86

3	Analyse de la Mousson d'été dans LMDZ6	93
4	Impact de l'introduction des poussières interactives sur la modélisation des vagues de Chaleur et de la MAO dans LMDZ	97
1	Positionnement de l'étude	98
2	Fonctionnement des poussières interactives : Couplage LMDZ + SPLA	100
2.1	Modélisation des émissions de poussières désertiques	101
2.2	Modélisation du transport et dépôt des aérosols	104
3	Évaluation de la représentation du cycle de vie des poussières	105
3.1	Importance de la paramétrisation des thermiques dans la modélisation des émis- sions de poussières	106
3.2	Évaluation des poussières interactives dans LMDZ6	112
4	Impact des aérosols sur le bilan d'énergie à la surface en Afrique de l'Ouest	114
4.1	Impact des aérosols sur le rayonnement arrivant à la surface	114
4.2	Impact des aérosols sur le rayonnement net et la température à 2m	122
5	Vagues de Chaleurs	130
5.1	Le projet ACASIS : cas 0	130
5.2	Analyse de la vague de Chaleur d'avril 2010 dans LMDZ	131
6	Rétroaction des aérosols sur le climat de la région ouest africaine	142
6.1	Préambule sur les simulations guidées	142
6.2	Étude du couplage dynamique-physique	143
5	Conclusion	151
1	Bilan et évaluation des travaux	152
2	Discussions et perspectives	158
	Bibliographie	161

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

Sommaire

1	Contexte de l'étude	2
2	Caractéristiques du climat ouest africain	6
3	Saisonnalité et caractérisation des zones d'études	11
4	Modélisation climatique	13
5	Positionnement et objectif de la thèse	15

1 Contexte de l'étude

1.1 Un climat global en surchauffe : le revers de la médaille

Depuis quelques dizaines d'années, les climatologues ont identifié des changements sur l'évolution du climat de ces 100 dernières années dus à des effets autres que les variations naturelles décennales, et en particulier le réchauffement global lié à l'augmentation des gaz à effet de serre (Parry et al., 2007; Hegerl et al., 2007). Ce réchauffement serait d'après le cinquième rapport de synthèse du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) significativement plus fort sur les continents que sur les océans et sur l'Afrique en particulier (Stocker et al., 2013). Selon les résultats de ce rapport, quand l'augmentation globale atteindra 2 °C, l'augmentation de la température moyenne sur l'Afrique sera de l'ordre de 3 °C aux côtes et de 4 °C au Sahel. Si cette tendance se confirme, cela pourra entraîner de grandes modifications du climat de la région ouest africaine, en particulier en ce qui concerne les distributions des précipitations et l'occurrence des vagues de chaleur.

Le climat ouest-africain est dominé par le système de mousson qui est un phénomène lié à la migration latitudinale/méridionale et saisonnière de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT), zone de basse pression où les vents de surface en provenance de l'hémisphère nord et de l'hémisphère sud convergent. Dans cette zone, les températures de surface sont très élevées et les flux turbulents induisent des mouvements convectifs à l'origine de la formation de amas de nuages orageux. Lorsque cette zone est localisée au sud, c'est l'harmattan (vent très sec) qui souffle sur la région ouest-africaine, alors que lorsqu'elle se déplace vers l'hémisphère nord, elle favorise l'arrivée des pluies de mousson sur le continent Ouest Africain. Ainsi, la saisonnalité du climat ouest africain est marquée par une alternance de saisons humides et de saisons sèches. Des modifications de ce climat ont déjà eu lieu par le passé, avec notamment la grande sécheresse sahélienne des années 70-80 qui a induit des conséquences sociétales et économiques désastreuses.

Face à ces enjeux de société, la question principale à la quelle essaie de contribuer cette thèse est de savoir :

Comment déterminer l'évolution du climat ouest africain face aux changements climatiques et variations décennales ?

Au delà de la hausse moyenne des températures globales, ce sont les extrêmes climatiques et météorologiques, et leurs possibles modifications dans le futur qui risquent d'impacter le plus la population.

1.2 Événements extrêmes : quel scénario pour l'Afrique de l'ouest ?

Généralités

Les événements extrêmes ont été clairement définis à partir du 4^{ème} rapport du GIEC (Parry et al., 2007; Baede, 2007). Dans ce dernier, les auteurs ont qualifié d'événement météorologique "extrême" tout phénomène météorologique qui se produit rarement en un lieu et un moment de l'année et, lorsqu'il persiste durant une certaine période, un mois ou une saison par exemple, celui-ci devient alors un événement climatique extrême. En statistique, ce type d'événement correspond à la queue de distribution d'occurrence d'un phénomène. On considérera par exemple le 90^{ème} de cette distribution. Les variations temporelles des événements extrêmes, généralement liées à l'échelle spatiale, peuvent aller

de l'échelle diurne à l'échelle pluriannuelle. Lorsque des phénomènes extrêmes tels que les tornades, les inondations, les vagues de chaleur ou de froid, la sécheresse, etc.. apparaissent, ils sont souvent associés à des catastrophes naturelles pouvant impacter l'humain, la société, l'économie et l'écologie. Face aux désastres qu'ils peuvent causer, les sociétés en voie de développement comme celles de l'Afrique de l'ouest, moins armées en mesures d'adaptation, seront les plus vulnérables. D'où l'importance pour la région d'arriver à mieux les comprendre et mieux les détecter.

Le problème, c'est que comme par définition ils sont "rares", ils nécessitent des données d'observations de très longue durée (de l'ordre d'une centaine d'années pour certains) alors que les séries d'observations disponibles dans de bonnes conditions et avec des instruments de qualité sont de l'ordre d'une dizaine d'années. Il est donc parfois très difficile de les étudier.

Événements extrêmes en Afrique de l'ouest

En Afrique de l'ouest, les événements extrêmes sont souvent de type hydrique ou thermique. Nous pouvons citer notamment :

- la sécheresse

Elle correspond à un manque d'apport d'eau pendant une durée assez longue pour que le déficit puisse causer un écart significatif par rapport à la moyenne d'apport d'eau à l'échelle du mois, de la saison, ou des années. Parmi les sécheresses ayant touché la région, **la grande sécheresse Sahélienne**¹ est celle qui a le plus marqué et surpris la société non seulement à cause de sa persistance dans le temps (1965 à 1995), mais également à cause de son impact sociétal, économique et environnemental désastreux : famine, perte en vies humaines, crise économique, diminution de la faune et de la flore. Cet événement climatique extrême, caractérisé par une succession de sécheresses de différents niveaux d'intensité (voir figure 1.1), est considéré comme l'un des signes les plus marquant des variations climatiques de la région. Le facteur principalement impliqué dans la mise en place de cette sécheresse est l'anomalie chaude observée dans le bassin océanique de l'hémisphère sud proche du continent africain. Ce réchauffement a affaibli durant plusieurs années l'excursion de la ZCIT (Zone de Convergence Inter Tropical, voir section 2.2) vers les terres (Giannini et al., 2002) et induit les écarts à la moyenne des précipitations annuelles les plus importants jamais observés dans le monde depuis le XXème siècle (voir figure 1.1). Elle fut l'objet de nombreux travaux qui ont permis de mettre en exergue l'occurrence de la sécheresse ouest africaine durant ce dernier siècle et incité les décideurs à s'intéresser d'avantage à la situation climatique de la région. Les études portant sur l'évolution du climat, telles que Sheffield and Wood (2008) ont montré qu'avec les changements climatiques, l'humidité dans le sol va diminuer et l'occurrence des sécheresses fortement augmenter en Afrique de l'ouest.

- l'inondation

Elle correspond à la submersion des terres en dehors des surfaces d'eau en conséquence de pluies torrentielles et du ruissellement des eaux durant la mousson. La fréquence d'occurrence de cet événement a augmenté au cours de la dernière décennie, probablement en partie à cause de la

1. La région définie dans cette section comme le Sahel va de 10°N à 20°N, elle prend donc en compte le nord de la zone soudanienne définie dans ce manuscrit

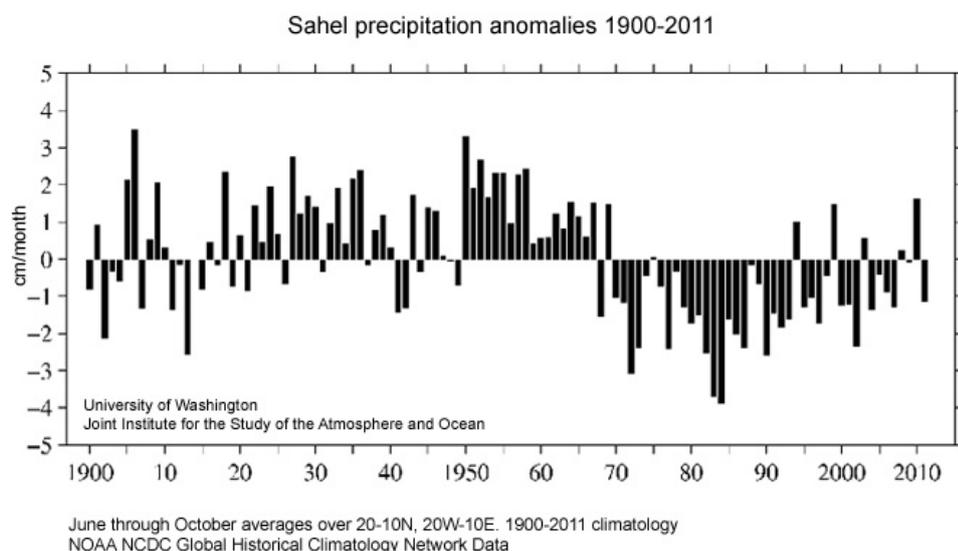


FIGURE 1.1 – Évolution de l’anomalie des précipitations au Sahel de 1900 à 2011 moyennée sur les mois allant de juin à octobre et sur la boîte de [10 °N - 20 °N ; 20 °W - 10°E] (d’après les données climatologique du réseau de la NOAA).

dégradation des sols après la grande sécheresse, qui dorénavant ont une capacité de rétention en eau plus faible, et de l’augmentation de la fréquence des extrêmes de précipitations (Panthou et al., 2014). C’est le phénomène qui engendre le plus de perte sur le plan humain et économique dans la région. Or, si la température continue à se réchauffer, les études sur l’évolution du climat prévoient que la vapeur d’eau contenue dans l’atmosphère va augmenter à cause de l’anomalie positive de SST dans les Tropiques, ce qui pourrait favoriser l’augmentation des fortes intensités de précipitation sur les continents (particulièrement vers les côtes) et donc augmenter la recrudescence des inondations (Meehl et al., 2005).

- la vague de chaleur

A la différence des deux précédents, la vague de chaleur est un événement de type thermique et correspond à des extrêmes chauds de température. Or, par l’analyse des données d’observations CRU (Climatic Research Unit), Guichard et al. (2015) ont montré que la température au Sahel sur la période de 1950 à 2010 a changé de façon non homogène en fonction des saisons, avec des maxima de température en saison sèche plus intenses et des chutes de température en saison des pluies moins marquées. De ce fait, les vagues de chaleur en Afrique de l’ouest peuvent apparaître tant en saison sèche qu’en saison humide. Cependant, elles seront plus dures à supporter en saison sèche notamment juste avant la saison des pluies quand les températures sont déjà très élevées. De plus, des études sur l’évolution du climat ont montré que dans les conditions où la température globale augmenterait, la fréquence et la durée des vagues de chaleur risquent fortement d’augmenter dans la région ouest africaine (Bindoff et al., 2013) et cela pourrait entraîner de graves risques pour la santé et des pertes en vies humaines.

Les projections du climat futur suggèrent que l'Afrique de l'ouest risque d'être fortement touchée par des modifications de ces trois extrêmes. Il est donc très important de rendre les prévisions du climat futur plus fiables afin de pouvoir mieux prévoir ces extrêmes et de mettre en place des mesures d'adaptation. Des trois phénomènes présentés, les vagues de chaleur sont celles qui ont été le moins étudiées au niveau de la région et jusque récemment même leurs caractéristiques n'étaient pas encore clairement définies. C'est pourquoi, le **projet ACASIS** (Alerte aux Canicules au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé) dans lequel nous sommes impliqués a été lancé avec comme finalité à terme de mettre en place un système pré-opérationnel d'alerte aux canicules (au Sénégal et au Burkina-Faso) pour mieux prévoir les vagues de chaleur et se préparer aux risques qu'elles peuvent causer.

1.3 Des modèles pour prévoir et comprendre

L'étude de l'évolution du climat de manière générale nécessite tout d'abord une bonne connaissance des mécanismes des systèmes qui régissent le milieu. Cette connaissance s'acquiert à travers l'analyse de données (issues d'observations spatiales, aéroportées et in-situ) qui décrivent le comportement du système. Face au manque de données en Afrique de l'ouest (Washington et al, 2004), la communauté scientifique a mis en place le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine ([Redelsperger et al., 2006](#); [Lebel et al., 2009](#))) afin de définir des stratégies de surveillance au sol adaptées et de palier au besoin d'information sur le système de Mousson Ouest Africaine (MAO) qui domine le climat de la région.

Les mécanismes impliqués dans le comportement de la MAO font non seulement interagir les différentes composantes du système terre (océan, atmosphère et surface) mais sont également d'échelles variables, allant de la micro-échelle des processus méso-échelle à la macro-échelle de la circulation générale atmosphérique. Ainsi, pour obtenir une bonne projection de l'évolution du climat ouest africain, il est important de prendre en compte les effets de l'atmosphère, de la surface et de l'océan pour des échelles variables. Les seuls outils capables d'intégrer l'ensemble des couplages et des échelles impliquées sont les modèles de circulation globale. Ces derniers couplent l'évolution de l'atmosphère, de l'océan et de la biosphère mais également des autres composantes du système terre telles que la cryosphère et la géosphère. Cependant, des progrès restent à accomplir notamment dans la modélisation des interactions et la description des processus de petite échelle non résolus à cause des limites informatiques. Pour améliorer la prévision du climat, des exercices d'Inter-Comparaison de Modèles Couplés ou Atmosphériques (CMIP ou AMIP) sont mis en place afin de déterminer les sources d'incertitudes et les défauts des modèles de climat. C'est dans cet esprit d'amélioration des simulations du climat ouest africain que rentre notre travail de thèse.

Avant d'introduire plus en détail les objectifs spécifiques de la thèse, nous allons commencer par rappeler les grandes caractéristiques du climat dans la région, en insistant sur l'importance du bilan d'énergie, et brosser un tableau de l'état de l'art sur la modélisation climatique.

2 Caractéristiques du climat ouest africain

2.1 Introduction au bilan d'énergie

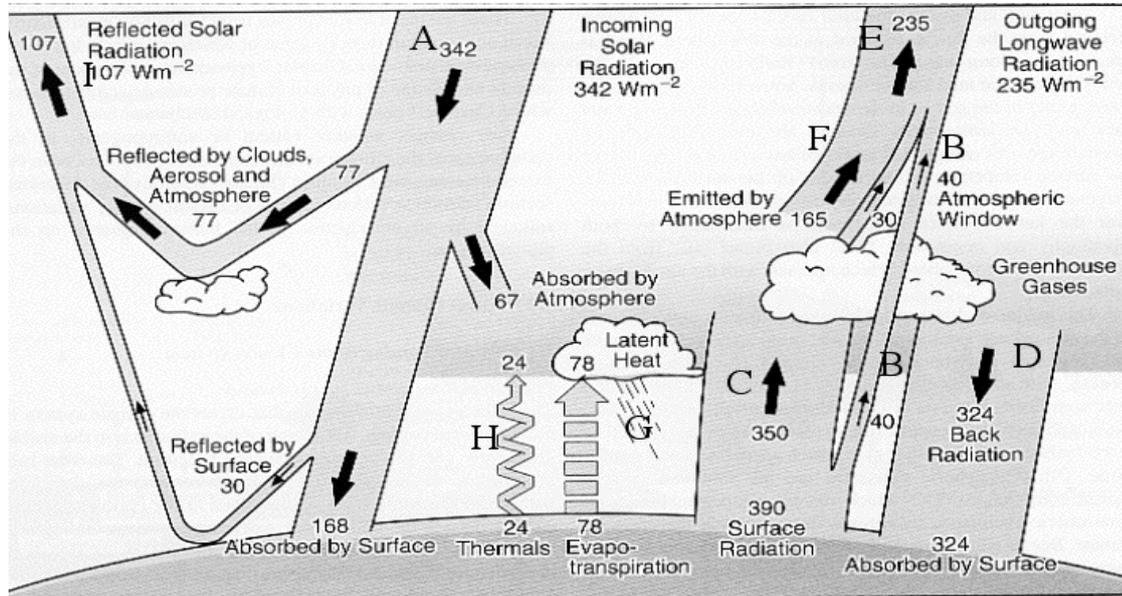


FIGURE 1.2 – Bilan d'énergie de la terre. D'après Kiehl and Trenberth (1997)

Le rayonnement solaire (sous forme de radiation électromagnétique) couvrant la gamme allant de 0.2 à 4 micromètres est la principale source d'énergie du système Atmosphère-surface. En moyenne globale le **flux**² solaire au sommet de l'atmosphère est d'environ $342 W/m^2$. En pénétrant dans le système, c'est environ 58 % de ce rayonnement (SW_{in}) qui arrive à la surface de la terre, le reste de l'énergie étant en partie absorbé et réfléchi vers l'espace par les nuages et les particules atmosphériques tels que les aérosols par exemple (voir figure 1.2). Ensuite, la surface de la terre absorbe une partie de ce rayonnement et en réfléchit une autre en fonction de son coefficient de réflexion, encore appelé albédo de surface (α). Après absorption de cette énergie radiative, la terre stocke une partie de cette énergie sous forme de chaleur et se réchauffe pour à son tour émettre vers l'atmosphère. L'énergie est émise à la fois sous forme radiative en fonction de son coefficient d'émission (ϵ) dans la gamme des grandes longueurs d'ondes ($4-80 \mu m$), et sous forme de chaleur turbulente : sensible (H) et latente (LE). L'atmosphère est plus absorbante dans les grandes longueurs d'onde à cause des propriétés spectroscopiques de certains gaz comme le dioxyde de carbone et la vapeur d'eau. Elle va absorber en grande partie l'énergie émise par la surface et s'échauffer. Puis, elle va émettre à son tour vers la surface de l'énergie thermique (LW_{in}) à l'origine de l'effet de serre. Ainsi la surface de la terre absorbe et réfléchit (avec un coefficient de réflexion thermique cette fois, ρ_t) également dans la gamme des grandes longueur d'onde de l'énergie thermique provenant de l'atmosphère. Le bilan d'énergie de la surface est quasi nul en moyenne globale. Il est représenté par l'équilibre entre le rayonnement net (la différence entre l'énergie radiative absorbée et émise) et sa conversion en chaleur emmagasinée et émise (voir figure

2. Par abus de langage la densité de flux qui correspond à la quantité d'énergie passant à travers une surface par unité de temps est appelé dans ce manuscrit flux

1.3). Le flux radiatif net peut s'écrire :

- $R_{net} = SW_{in} (1-\alpha) + LW_{in} (1-\rho_t) - \epsilon\sigma T^4$

où $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ est la constante de Boltzmann.

- $R_{net} = G - H - LE$

où,

- G , est le flux associé au stockage de chaleur par conduction dans le sol (ce flux est nul en moyenne sur une période de temps assez longue).

- $H = \rho.c_p \frac{(T_s - T_a)}{ra}$ représente le transfert de chaleur par convection entre la surface et l'air. Le terme $\rho.c_p$ (en $\text{J.K}^{-1}.\text{m}^{-1}$) est la capacité calorifique de l'air, le terme ra (en s.m^{-1}) est la résistance aérodynamique de l'air et T_a (en K) est la température de l'air.

- $LE = \rho.c_v \frac{(e_s - e_a)}{ra + r_s}$ représente la quantité de chaleur utilisée afin de transférer dans l'atmosphère l'eau contenue dans le sol par le processus d'évaporation au niveau du sol nu et par la transpiration au niveau des plantes. La combinaison de ces deux processus est appelée évapotranspiration. Les termes e_s et e_a sont respectivement la pression de la vapeur d'eau de la surface et de l'air, c_v est la capacité thermique à volume constante, r_s la résistance stomatique qui n'intervient dans le cas d'un couvert végétale

Le flux radiatif net est généralement positif le jour à cause du terme solaire qui est dominant et négatif la nuit car l'émission thermique de la surface terrestre est supérieure à l'apport d'énergie atmosphérique.

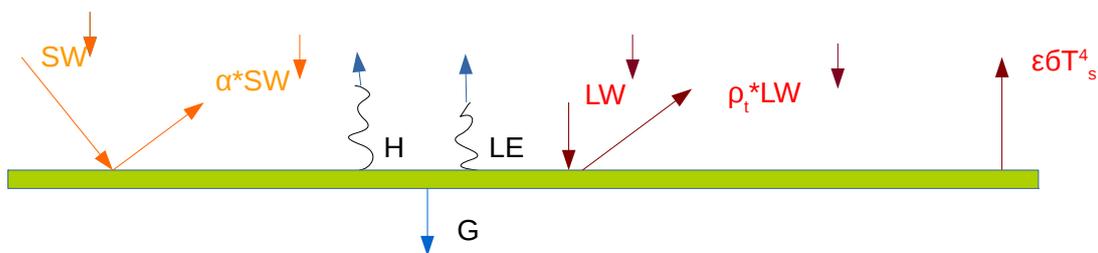


FIGURE 1.3 – Schéma simplifié des échanges d'énergie à la surface

2.2 Forçage radiatif

La circulation générale de l'atmosphère est l'ensemble des mouvements et trajectoires des parcelles d'air dans l'atmosphère. L'origine de ces mouvements est tout d'abord l'apport d'énergie radiative provenant du soleil. En effet, les rayons solaires arrivant à la surface de la terre sous forme de faisceaux parallèles sont distribués suivant l'angle d'incidence qu'ils forment avec la surface. L'énergie absorbée varie en fonction de cet angle mais également de l'albédo. Ainsi, une importante partie de l'énergie solaire est absorbée dans les Tropiques, deux fois plus qu'aux pôles en moyenne sur l'année, faisant

de cette région une source d'énergie et des régions polaires des puits d'énergies. C'est ce déséquilibre radiatif qui est à l'origine des mouvements de grande échelle tels que la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT, [Fontaine and Janicot \(1992\)](#)). Aussi, en accord avec les observations de l'époque, Hadley en 1735 décrit la circulation méridionale de l'atmosphère par un schéma simplifié constitué de deux cellules convectives axisymétriques. Les branches ascendantes sont localisées dans la région équatoriale et les branches descendantes aux pôles pour assurer la redistribution énergétique (pour équilibrer le bilan d'énergie). Dans cette explication, les effets liés à la rotation de la terre comme la force de Coriolis ne sont pas pris en compte. Peu après, de nouvelles observations ont révélé la présence d'une ceinture bien marquée de haute pression à 30° de latitude et de basse pression à 60° mettant en évidence les limites du schéma conceptuel de Hadley ([Saha, 2010](#)). Celui-ci fut plusieurs fois modifié au fur et à mesure que les données d'observations s'accroissaient, pour finalement être représenté par trois types de cellules convectives en bandes zonales dans chaque hémisphère : Hadley dans les tropiques (0°-30°), Ferrel en région subtropicale (30° -60°) et polaire (60°-90°) ([Rossby, 1947](#)).

2.3 La mousson ouest-africaine

Le système de mousson est un régime de vent saisonnier soufflant dans les tropiques et lié à la distribution des continents. Suivant [Ramage \(1971\)](#), il est principalement caractérisé par la convergence des vents de surface en provenance des deux hémisphères sur un continent. Sur les océans, la ZCIT est proche de l'équateur et les vents méridiens convergeant vers l'équateur donnant naissance à des vents d'est sous l'effet de la force de Coriolis, expliquant les alizés. Pour les systèmes de mousson, la convergence sur le continent se fait beaucoup plus loin de l'équateur, les particules d'air, en s'éloignant de l'équateur, voient leur trajectoire déviée vers l'est créant des jets d'ouest de basses couches typiques des circulations de mousson. Ainsi les vents en traversant l'équateur subissent un renversement d'au moins 120°. Avec cette définition, les zones identifiées comme des régions de mousson sont localisées en Afrique, en Asie et en Australie (voir les régions délimités par le rectangle sur la figure 1.4). Cependant, comme le terme mousson est généralement utilisé pour désigner la saison des pluies sur continents dans la bande tropicale, certains scientifiques considèrent qu'il existe en plus de ces régions, une zone sur le continent américain qui peut être considéré comme une région de mousson même si le flux d'alizé ne passe pas d'un hémisphère à un autre.

Ce système peut dans les deux cas être comparé à une brise thermique de grande échelle résultant du contraste thermique entre une masse continentale qui se réchauffe rapidement et une masse océanique.

La mousson africaine est caractérisée par le contraste thermique entre le Sahara surchauffée pendant l'été et l'océan relativement plus froid. Elle est donc étroitement associée à la dépression thermique formée sur le continent ouest africain en lien avec la forte insolation sur la région. En réalité il existe tout au long de l'année une zone de dépression thermique qui se forme en hiver, aux environs de 8° N à l'ouest des massifs du Darfur et se déplace vers le nord avec le maximum de température de surface ([Lavaysse et al., 2016](#)). Elle migre tout d'abord vers le centre du Sahel en avril puis vers la latitude de 21 ° N en été, entre le massif du Hoggar et l'Atlas. A cette saison de l'année elle est plus connue sous l'appellation de Saharan Heat Low ou de dépression thermique saharienne. On distingue

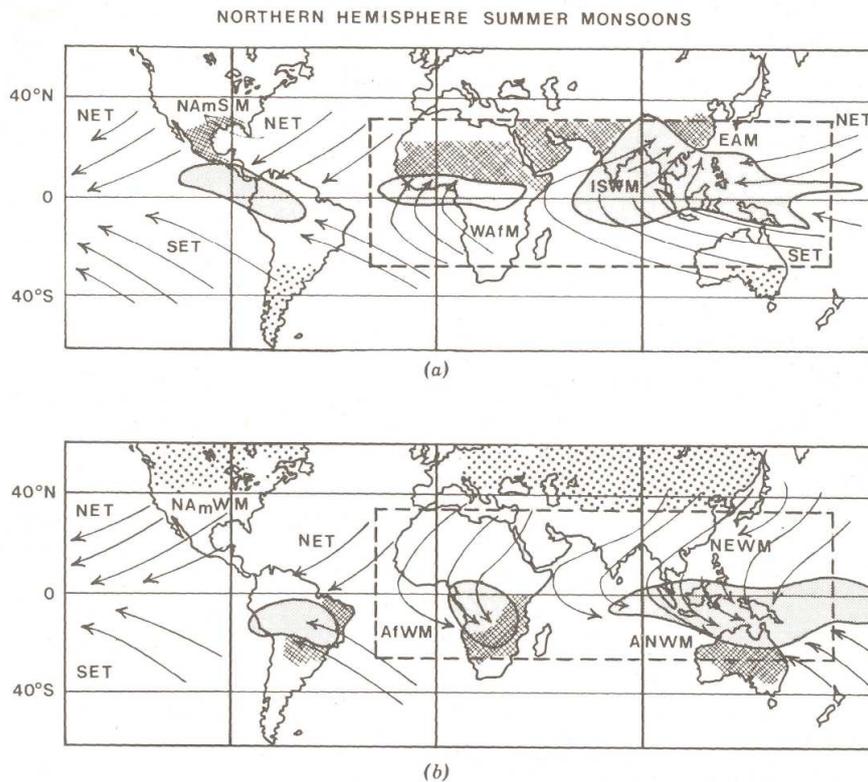


FIGURE 1.4 – Délimitation des régions de mousson pendant (a) l’été boréal et (b) l’hiver boréal. Les principaux vents de surface et les régions de maximum de précipitations sont indiqués par les flèches et les surfaces grisées. Les surfaces hachurées (pointillées) correspondent aux régions continentales avec un maximum (minimum) de température de surface. NET (SET) : NorthEast (SouthEast) Tradewinds. La région de mousson suivant les critères de rotation saisonnière des vents de [Ramage \(1971\)](#) est indiquée par le rectangle en trait tireté et concerne l’ISWM (Indian SouthWest Monsoon) et la WAFM (West African Monsoon). Les régions de brise de mer à échelle continentale sont indiquées en été (a) par EAM (East Asia Monsoon), NAmSM (North American Summer Monsoon) et en hiver (b) par NEWM (NorthEast Winter Monsoon), NWM (Australian NorthWest Monsoon), NAmWM (North American Winter Monsoon), AfWM (African Winter Monsoon). D’après [Webster \(1987\)](#).

deux zones de convergence sur le continent : le FIT (Front Inter Tropical), où convergent le flux de mousson et l’Harmattan, et la ZCIT, généralement située au sud du FIT. Les deux se déplacent avec le maximum d’insolation. La ZCIT oscille entre 5° S en Janvier et 11° N en Juillet au-dessus de l’Afrique. Ainsi, en hiver les vents d’est de l’hémisphère nord traversent l’équateur géographique et changent de direction sous l’influence de la force de Coriolis pour converger vers la zone de basse pression, alors qu’en été c’est l’inverse, ce sont les vents d’ouest de l’hémisphère sud qui traversent l’équateur pour converger vers la zone de basse pression.

La mise en place de la mousson sur le continent se déroule plusieurs étapes. Au printemps (entre avril et mi-mai), la zone de maximum d’insolation est localisée dans l’hémisphère nord. La ZCIT, qui suit la région de maximum d’énergie potentielle, migre vers le nord et se positionne aux environs du centre de l’équateur géographique et du golf de Guinée. En mi-mai, la ZCIT migre brusquement à 5° N et va s’y positionner jusqu’en juin ([Sultan and Janicot, 2003](#)). Durant cette période, la dépression

thermique développée sur le continent amorce également sa remontée vers le nord (Saha, 2010; Lavaysse et al., 2016). Les alizés du sud s'intensifient et la tension de vent zonal augmente dans le golf de Guinée ce qui favorise la divergence des courants océaniques le long de l'équateur et excite les ondes de Kelvin. Un contraste thermique se crée entre l'océan et le continent. En réponse à ce différentiel énergétique la phase "pré onset" de circulation de mousson à l'échelle régionale débute. Les pluies sont localisées en zone Guinéenne et soudanaise Le pic de pluie est situé plus au sud au niveaux des côtes. Entre le printemps et l'été, les anticyclones sont renforcés ainsi que la dépression ouest africaine qui migre vers le Sahara. A la fin de Juin les anticyclones de l'Atlantique effectuent un saut vers le nord. L'anticyclone des Açores se déplace de 33° N à 37° et celui de sainte-Hélène se rapproche de l'équateur (Beucher, 2010). La ZCIT quant à elle est localisée à sa position la plus au nord, en zone soudanaise. En été la dépression thermique sahéenne devenue saharienne est renforcée ainsi que l'upwelling dans le golf de Guinée, qui fait baisser la SST de 2° C. Ainsi, le contraste thermique entre l'océan et le continent augmente et les masses d'air froides et humides sont aspirées plus au Nord. C'est la phase d'établissement de la mousson appelée aussi "onset" qui coïncide avec un saut assez marqué en latitude entre fin juin et début juillet (Sultan and Janicot, 2003). Après l'onset, le maximum de précipitations est localisé au Sahel qui connaît de Juillet à Septembre sa seule saison des pluies. À la fin de l'été (septembre), la migration vers le sud de la ZCIT est moins brusque. La dépression thermique quant à elle effectue un saut vers le sud et s'affaiblit. La mousson africaine touche à sa fin et on parle alors de phase de retrait. La bande de pluie également se déplace progressivement vers le sud. Ces trois phases constituent le cycle saisonnier de la MAO et sont à l'origine de l'oscillation saisonnière du système.

Vision méridienne

La structure de la circulation de la MAO est généralement présentée en utilisant une description méridienne à cause de la forte symétrie zonale de la région ouest africaine. Les éléments clés qui rentrent dans l'organisation de sa circulation ont été identifiés à différents niveaux dans l'atmosphère (voir figure 1.5).

Dans les basses couches de l'atmosphère, la MAO est caractérisée par deux flux principaux (deux éléments clés) : le flux de mousson et le flux d'harmattan. Le premier est le vent d'origine océanique créé à partir du contraste thermique entre l'océan et le continent. Il transporte les masses d'air froid chargées en humidité du sud ouest du golf de Guinée en direction Nord-Est, vers le continent. Le second est un vent d'origine continentale, engendré par l'anticyclone de Libye (Hamilton and Archibald, 1945). Il transporte des masses d'air sec (chaud durant la journée et froid durant la nuit) provenant du Nord-Est du Sahara vers le sud-ouest du continent et est souvent chargé de poussières. La rencontre entre ces deux flux forme près de la surface le FIT qui varie en latitude suivant la saison. En hiver, il se positionne vers 5°N et en été, il se positionne vers 20°N (Sultan et al., 2007) au sud de la dépression thermique saharienne.

Dans la moyenne et haute atmosphère la circulation de la MAO est caractérisée par trois principaux vents : le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (JET) et Jet d'Ouest Subtropical (JOST). Le JEA est localisé dans la moyenne atmosphère aux environs de 600 – 700hPa. Formé en réponse au fort gradient méridien de température (Thorncroft and Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999), il est d'abord présent aux environs 10 °N en mai puis se déplace vers le nord et est localisé au Sahel aux

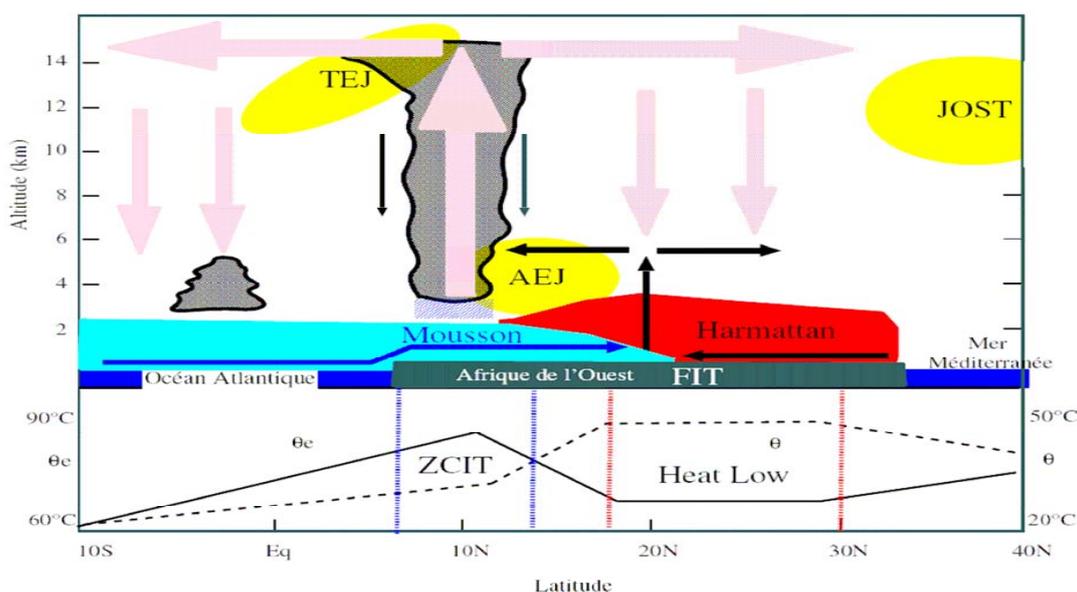


FIGURE 1.5 – Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine en été. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique (voir texte pour détails), tiré de [Peyrillé et al. \(2006\)](#)

environs de $15^\circ N$ en août. Son intensité moyenne est de $10 - 15 m/s$ et joue un rôle important dans la formation des systèmes de type méso-échelle tels que les lignes de grain.

Les JET et JOST sont tous deux localisés dans la haute troposphère à $200 hPa$ ([Beucher, 2010](#)). Leur intensité est respectivement de $15 - 20 m/s$ et de $10 - 15 m/s$. Le JET est situé aux environs de $5^\circ N$ en Juin et migre vers $10^\circ N$ en septembre, il est lié à la convection profonde. Le JOST est un vent d'ouest positionné entre $30^\circ N$ et $35^\circ N$ de juin à septembre, au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley.

3 Saisonnalité et caractérisation des zones d'études

3.1 Saisons

La manifestation des événements pluvieux dus au système de mousson est la caractéristique la plus marquante de la saisonnalité du climat ouest africain. La distribution temporelle des précipitations sur la région varie aux échelles diurnes, mensuelles et annuelles. Par exemple, [Sivakumar \(1989\)](#) explique que les précipitations annuelles sur la région "**soudano-sahélienne**"³ varient dans un intervalle de 15-30%. Sur le plan spatial, les pluies sont plus abondantes dans la partie occidentale de la région et dans les secteurs les plus élevés (environ 2000-3000m), autour des monts Aïr, Fouta Djallon, Hoggar et Jos. Le cumul annuel des précipitations est assez constant le long de chaque latitude et décroît du sud vers le nord avec un gradient de $1 mm/km/an$ ([Eltahir and Gong, 1996](#); [Lebel and Le Barbé, 1997](#)). Ainsi,

3. La région soudano-sahélienne décrite ici est la région de l'Afrique de l'ouest comprise entre $12^\circ N$ et $15^\circ N$

si au sud de la région, près des côtes du Golfe de Guinée, il est en moyenne supérieur à 1400 mm, au nord par contre, il est en moyenne inférieur à 300 mm (Ago et al., 2015). Suivant la classification de Köppen (Peel et al., 2007), lorsque le cumul des pluies dans le mois atteint le seuil de 60 mm, celui-ci est considéré comme un mois de saison humide. Dans le cas contraire on parle de saison sèche. Dans cette étude, nous avons choisi d'utiliser un indice plus physique pour délimiter les zones climatiques de la région ouest africaine. Il s'agit de l'indice d'aridité ($a = P/EtP$, FAO (1984)) qui est fonction non seulement de la pluie mais aussi de l'évapotranspiration potentielle (E_tP) définie suivant Penman (1956)⁴.

3.2 Les zones d'étude

Les termes utilisés dans ce manuscrit pour nommer les zones d'étude en fonction de l'indice d'aridité ont été utilisés pour la première fois par Chevalier (1933) pour classer les zones climatiques en Afrique de l'ouest. Il s'agit des zones **sahélienne**, **soudanienne** et **guinéenne**. Cependant ce dernier utilisa l'indice de phytogéographie (géographie botanique) pour déterminer les lignes de démarcation. Dans notre cas, nous appelons :

- "zone Sahélienne" :
la zone qui regroupe les secteurs arides et semi-arides dont l'index d'aridité est compris entre 0.03 et 0.5. Elle est composée au nord d'une terre aride ($0.03 < a < 0.2$) et au sud d'une terre semi-aride ($0.2 < a < 0.5$) et présente une limite extensive comprise entre 12° N et 20° N. Elle est caractérisée par une saison humide courte de 3 mois en été (Nicholson and Selato, 2000) et une saison sèche qui s'étend sur 9 mois. Les précipitations annuelles y sont inférieures à 900 mm en moyenne (Sivakumar, 1989), avec un mois d'août cumulant à lui seul 32 à 40% des pluies.
- "zone soudanienne" :
la zone qui regroupe les secteurs sub-humides de l'Afrique de l'ouest. Caractérisée par un index d'aridité compris entre 0.5 et 0.75, elle est limitée au sud à 8° N et au nord à 12° N. Le cumul de précipitations annuelles y est compris entre 900 et 1400 mm en moyenne avec pour mois le plus pluvieux le mois d'Août également (Nicholson et al., 2000). La saison humide y est plus longue (6 mois). Toutefois elle se présente également en une structure uni-modale comme en zone sahélienne.
- "zone guinéenne" :
la zone qui regroupe les secteurs humides de la région ouest africaine. Située au sud du 8^{ème} parallèle nord, elle est caractérisée par une distribution bimodale des pluies (Edjame, 2007) à cause de la petite saison sèche qui s'installe en mi saison des pluies (entre juillet et août). Comme en zone soudanienne, la saison humide est de 6 mois (avec deux maxima de précipitations en juin et septembre/octobre).

Nous utiliserons ensuite des termes tels que **sahelo-saharienne**, **sahelo-soudanienne**, **soudano-guinéenne** pour relier deux des zones d'étude.

4. L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évapotranspirée en fonction de l'énergie disponible et du pouvoir évaporant de l'air. Ainsi définie, l'ETP sera limitée soit par les précipitations soit par le bilan d'énergie.

4 Modélisation climatique

4.1 Introduction

Les modèles de circulation générale atmosphérique (AGCM ou GCM) sont des modèles développés pour décrire et prédire les écoulements des masses d'air à la surface du globe. Pour ce faire, ils doivent résoudre numériquement les équations primitives de la météorologie. Il s'agit des équations de Naviers-stokes écrites pour un corps isolé : équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement, de l'énergie totale, de l'humidité spécifique plus l'équation d'état pour fermer le système. Le terme vertical de la force de Coriolis est négligé et les approximations de couche mince et hydrostatique sont appliquées. Ce système d'équations pourrait en théorie être résolu à très fine échelle pour tenir compte explicitement des mouvements convectifs et turbulents. En pratique, le coût de calcul lié à la puissance des ordinateurs limite la résolution spatiale des GCMs à l'ordre d'une centaine de km. À une telle résolution, les effets des phénomènes d'échelle spatio-temporelle plus petite ou de l'ordre de la méso-échelle tels que les ondes de relief, lignes de grains, cellules orageuses, convection, thermiques, nuages, tourbillons de poussière (voir figure 1.6) ne sont pas pris en compte. Pour palier à cela, des formulations simplifiées qui rendent compte de l'effet moyen de ces processus "sous-maille", appelées "paramétrisations", sont rajoutées pour relier ces phénomènes aux variables de grande échelle (appelées encore variables d'état). Cependant, la mise en place de telles formulations présente de nombreuses difficultés. Cela requiert d'abord une bonne connaissance des processus existants.

Est-ce que notre connaissance actuelle du climat est suffisamment grande pour supposer que tous les processus physiques sont connus ? Si c'est le cas, avons-nous assez de base pour tous les formuler ? Il faut également tenir compte des incertitudes liées aux processus : est-ce que les formulations utilisées sont pertinentes ? Autant de questions qui ont motivé nos travaux.

C'est pourquoi, les différences principales entre les GCMs et leur capacité à représenter le climat sont surtout dues aux paramétrisations utilisées. Aussi, pour donner plus de crédibilité aux projections climatiques, il est crucial de bien représenter les processus sous-maille au travers des paramétrisations. Un des objectifs de la thèse est de développer de nouvelles techniques d'évaluation et d'utiliser de nouveaux outils de comparaison afin de non seulement identifier les sources de biais dans les paramétrisations en vue de les améliorer, mais aussi de quantifier l'importance des processus manquants afin d'en développer de nouvelles.

4.2 Biais connus dans la représentation du climat ouest africain par les GCMs

Les analyses des sorties de modèles de climat prenant part aux exercices d'inter-comparaisons (CMIP ou AMIP) ont permis de mettre en exergue des biais communs, systématiques et encore récurrents dans une grande majorité des GCMs. Dans la région Tropicale les biais les plus connus dans les modèles couplés océan-atmosphère-surface sont :

- les biais chauds décelés sur les bords Est des océans, donc également dans le golfe de Guinée en ce qui concerne la région ouest africaine. Ces erreurs sont causées en grande partie par une sous-estimation des flux de chaleur latent et une surestimation des flux SW dans les simulations, donc par des erreurs dans la paramétrisation de la convection peu profonde sur Océan ([Hourdin](#)

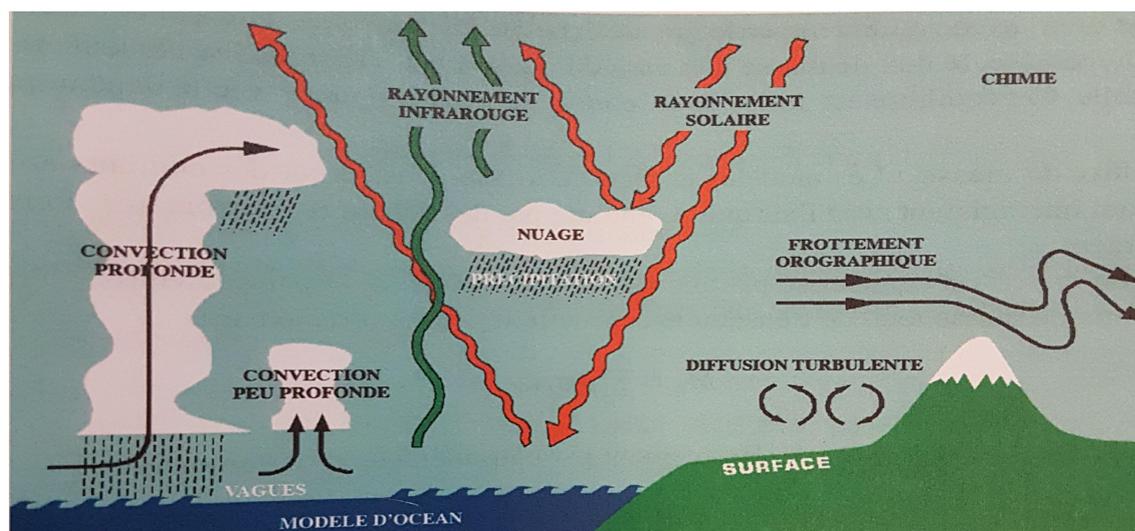


FIGURE 1.6 – Exemple de processus physiques non résolus par le modèle. D’après Pilon (2013).

et al., 2015b).

- les précipitations annuelles cumulées sur une zone sahélienne [17W-10E ; 12.N-20N] varient d’un facteur 10 entre les modèles (Roehrig et al., 2013).
- les biais sur le cycle saisonnier des précipitations : dans deux nombreux modèle, on constate un rétrécissement de la ceinture de pluie lié à la ZCIT dans les simulations, surestimation des précipitations dans la ZCIT simulée et retrait plus tardif des pluies. Ces biais sont liés aux erreurs sur la représentation de la convergence des vents dans la circulation de Hadley : positionnement et intensité des anticyclones des Açores et de Saint Hélène et également dans le schéma de convection.
- les biais sur le positionnement de l’ITCZ, sur la représentation des éléments clés de la MAO (positionnement et intensité du flux de mousson et des jets), et sur les rétroactions entre circulation et convection. Dans le modèle de l’IPSL par exemple, le flux de mousson ne pénètre pas assez au nord, le JEA est décalé vers le sud et les pluies au Sahel sont déficitaires.
- les biais sur l’Oscillation australe El Niño (ENSO) dans le Pacifique. Ces biais peuvent affecter la variabilité inter-annuelle des pluies au Sahel, via les télé-connections.
- les biais sur la représentation du bilan d’énergie, avec de forts biais de surestimation sur la température, le SW_{net} et le LW_{up} au niveau de la région Ouest Africaine avec des écarts qui peuvent atteindre 7 K sur la température à 2 mètres, 80 W / m^2 pour le flux infrarouge net, 60 W / m^2 pour le flux solaire net, 100 W / m^2 (voir figure 1.7) et 40 W / m^2 pour le budget radiatif net pendant la saison sèche.

Certains de ces biais sont dus aux couplages entre le modèle atmosphérique et le modèle océanique tels que les biais en lien avec la température de l’océan et l’ENSO tandis que les autres erreurs persistent même dans des simulations où les températures océaniques sont imposées. Les causes de ces biais sont encore mal connues.

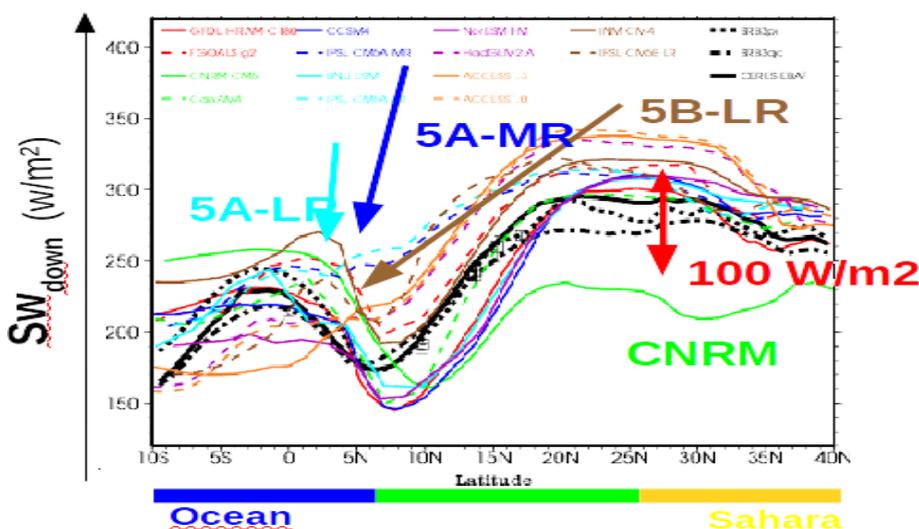


FIGURE 1.7 – Coupe latitudinale du flux solaire descendant dans les modèles CMIP5 moyennée sur juillet-août-septembre et sur 10 °W et 10 °E. Tirée de [Roehrig et al. \(2013\)](#).

5 Positionnement et objectif de la thèse

Les travaux effectués durant cette thèse visent à améliorer la représentation du climat ouest africain dans les modèles globaux et plus spécifiquement dans le modèle de l'IPSL afin de pouvoir mieux prévoir la distribution des pluies au niveau de la région et d'éventuelles manifestations d'événements extrêmes tels que les vagues de chaleur dont l'importance et les conséquences ont été évoqués dans la section 1.2.

Le modèle de l'IPSL, comme la plupart des GCMs, présente des défauts dans la représentation du climat de la région induits par des biais sur la représentation du bilan d'énergie, de la SST (Surface Sea Temperature) et sur celui de la circulation de la MAO (voir section 4). Pour mener à bien cette étude, nous choisissons d'utiliser des approches permettant de décomposer l'analyse des biais afin d'éviter que la réduction des biais se fasse au prix de compensations d'erreurs.

La première étape consiste à isoler l'étude des interactions atmosphère-surface par l'utilisation d'une configuration couplant les modèles d'atmosphère et de surface continentale, mais forcée par les températures de surface de l'océan. Dans ce cas le climat de l'Afrique de l'ouest ne sera modulé que par les échanges entre la circulation de MAO et le bilan d'énergie à la surface. Dans un contexte où le rôle du bilan énergétique dans la mise en place de la circulation de la MAO n'est pas très bien connu, il est difficile de savoir qui des biais de l'un est à l'origine de ceux de l'autre. C'est pourquoi pour atteindre notre objectif (ie pour mieux représenter le climat ouest africain dans notre modèle), la deuxième étape consistera à développer une approche permettant de séparer l'analyse de la modélisation du bilan d'énergie à la surface de celle de la circulation de la MAO.

Ainsi, le chapitre 2 de la thèse portera sur la mise en place d'une méthodologie permettant d'étudier la représentation du bilan énergétique dans le modèle de l'IPSL sans être impacté par les biais sur la circulation. L'approche présentée servira à créer un cadre dans lequel le système de mousson est bien représenté, c'est à dire un cadre dans lequel la saisonnalité des pluies de la région ouest africaine est bien modélisée (à l'échelle régionale mais également sub-régionale). Cette approche devra également

permettre aux simulations de rester sensibles aux paramétrisations physiques du modèle. Pour nous en assurer, nous avons choisi d'innover en utilisant l'outil de validation le plus adapté pour mesurer le bilan d'énergie à la surface. Il s'agit des données de mesures au sol issues de la campagne AMMA centralisant des données sur plusieurs années.

Une fois la pertinence de l'approche démontrée, nous allons, dans le chapitre 3, utiliser les données AMMA pour, dans un premier temps, identifier les biais sur le cycle saisonnier du bilan énergétique. Puis, dans un second temps, nous chercherons à relier ces biais à des défauts des paramétrisations utilisées afin de les corriger ou d'en introduire de nouvelles pour une meilleure représentation du bilan d'énergie dans notre modèle.

Dans l'atmosphère, les forçages qui influent sur le bilan d'énergie à la surface en dehors des nuages sont : les gaz à effet de serre et les aérosols. Le rôle des gaz à effet de serre est bien connu et est, comme leur nom l'indique, de réchauffer l'atmosphère. Les aérosols ont quant à eux un double rôle : ils peuvent refroidir ou réchauffer l'atmosphère en fonction de leurs propriétés et de leur distribution verticale et modifient de manière directe et indirecte le bilan d'énergie. Ces derniers sont plus souvent en forte concentration à proximité des sources d'émissions. Or, la région Saharo-Sahélienne est la première source de poussières désertiques au monde ([Andreae and Crutzen, 1998](#)), ce qui fait des poussières désertiques les aérosols les plus présents dans l'atmosphère ouest-africaine.

Dans la composante atmosphérique du modèle de l'IPSL LMDZ utilisée pour les travaux des chapitres 2 et 3, le cycle de vie des aérosols ne fait pas partie des processus paramétrisés. Cependant, des études menées en parallèle au laboratoire portant sur la modélisation des aérosols et particulièrement des poussières désertiques ([Huneus et al., 2009](#); [Gueye, 2014](#); [Escribano et al., 2016](#)) ont permis de développer un module d'émission de poussières qui peut être intégré au modèle LMDZ. Aussi pour mieux comprendre le rôle des aérosols dans la représentation du climat ouest-africain, nous allons, dans le premier volet du chapitre 4, mener des investigations afin de mesurer la contribution de l'introduction de poussières interactives sur la représentation du bilan d'énergie.

Le second volet du chapitre sera quant à lui consacré à la modélisation des vagues de chaleur en lien avec la thématique 4 de l'ANR ACASIS. En effet, dans le cas où les travaux menés conduisent à une meilleure représentation du bilan d'énergie à la surface, il est légitime de se demander si la mise en place d'un tel cadre (neutralisation des biais dus à la circulation et amélioration des paramétrisations de surface et de couche limite) suffit à modéliser la représentation des épisodes de vagues de chaleur (événements générés par des extrêmes de température). Dans le dernier volet de ce chapitre, nous aborderons la question du couplage dynamique-physique à travers l'étude de l'effet des aérosols sur les pluies de mousson.

Enfin, le Chapitre 5 sera dédié au bilan et à l'évaluation des travaux présentés ainsi qu'aux interrogations que ceux-ci peuvent soulever. Nous reviendrons sur les résultats majeurs exposés tout au long de la thèse et discuterons de la portée de la méthodologie employée. Nous finirons par évoquer les aspects qu'il serait intéressant de regarder dans la continuité de cette thèse et qui permettraient de faire avancer la modélisation du climat ouest-africain.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

Sommaire

1	Outils	18
2	Méthodes	29

Les travaux menés dans ce chapitre méthodologique sont consacrés à la mise en place d'un cadre approprié facilitant l'étude de la représentation du bilan d'énergie à la surface en l'Afrique de l'Ouest dans un modèle de climat à l'aide des connaissances acquises par la campagne AMMA. L'environnement proposé réunit 3 critères à savoir :

- La mise en place d'un cadre où les biais sur la circulation n'impactent pas la représentation du bilan énergétique.
- L'utilisation d'un produit de validation adapté à l'étude du bilan d'énergie, en l'occurrence les mesures au sol.
- La possibilité d'isoler l'effet des différentes paramétrisations physiques du modèle.

Avant de présenter les étapes successives de la mise en place de notre outil de comparaisons modèles/observations, nous présentons le modèle de circulation générale utilisé pour notre étude, ainsi que les données d'observations disponibles pertinentes pour l'étude du climat Ouest Africain.

1 Outils

1.1 Modèle

Généralités

Le climat terrestre est un système très complexe regroupant un nombre fini d'éléments clés : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans, lacs et rivières), la cryosphère (neige et glace), la géosphère (sols et roches) et la biosphère (écosystèmes). Cependant, le climat est régi en premier lieu par les phénomènes atmosphériques. À l'arrivée des calculateurs dans les années 70, les scientifiques ont commencé par développer des modèles de circulation générale de l'atmosphère. Puis, l'évolution des idées et de l'informatique leur ont permis de développer des modèles pour l'ensemble du système climatique tels que les modèles de surface continentale et de circulation générale océanique. Des modules pour le transport d'espèces chimiques et d'aérosols ont également été développés afin de compléter la représentation des processus atmosphériques. Ainsi, depuis une vingtaine d'années, il est possible de simuler le système climatique par couplage des différentes parties qui le compose. Le modèle formé par l'association des différents modèles est souvent appelé système terre ou modèle global.

Le système terre de l'IPSL

Le modèle du système terre de l'Institut Pierre Simon Laplace, IPSL (voir figure 2.1) est constitué :

- du modèle de circulation générale de l'atmosphère **LMDZ** (Laboratoire de Météorologie Dynamique-Zoom),
- du modèle d'océan, **NEMO** (Nucleus for European Modelling of the Ocean) comprenant le module de glace de mer **LIM** (The Louvain-la-Neuve sea Ice Model) et de bio-géochimie marine **PISCES** (Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Studies),
- du modèle de surface continentale **ORCHIDEE** (Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems),
- du modèle de chimie-aérosols **INCA** (INteraction with Chemistry and Aerosol).

Dans ce mémoire, nous n'exploiterons le modèle de l'IPSL qu'en mode couplé atmosphère-surface

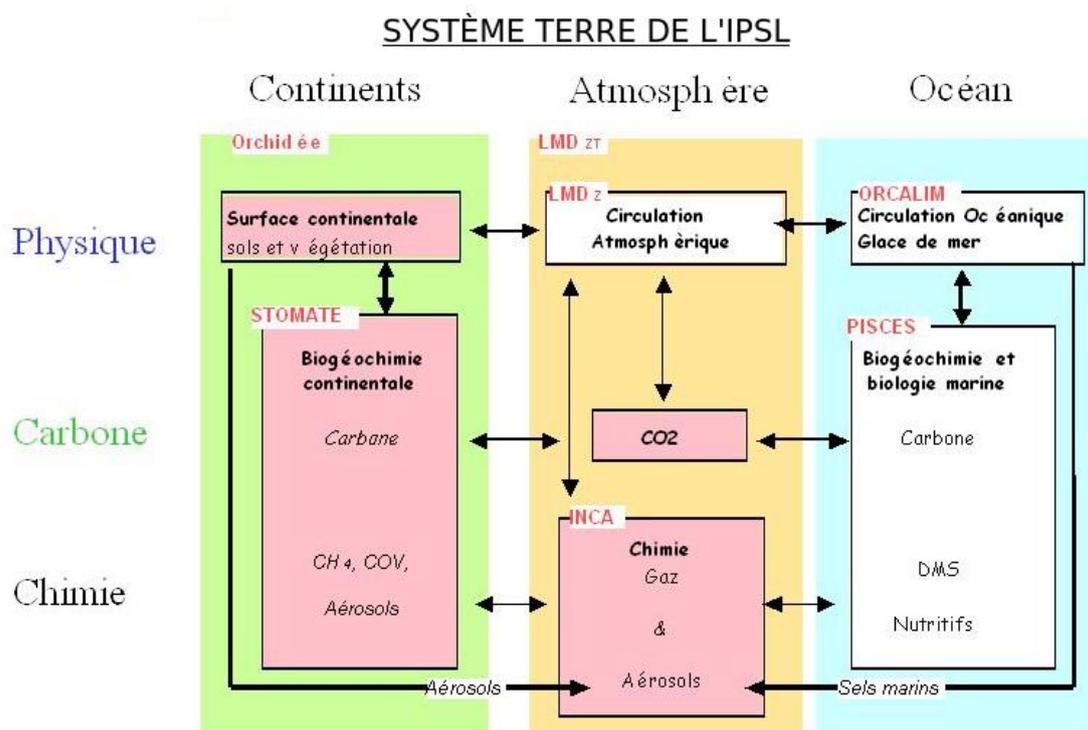


FIGURE 2.1 – Description schématique du modèle de système terre de l'IPSL.

sans jamais considérer le couplage avec l'océan. La concentration des espèces chimiques et des aérosols sera imposée pour les travaux effectués dans les chapitres 2 et 3. Pour le chapitre 4 par contre, nous serons amenés à utiliser un modèle d'aérosols SPLA (SimPLified Aerosol) utilisant le module d'émission de poussières du modèle de chimie-transport CHIMERE afin d'introduire des poussières interactives dans LMDZ. Les modèles LMDZ, ORCHIDEE et SPLA seront les seules composantes utilisées dans les travaux de cette thèse. Dans ce chapitre, nous présentons les modèles d'atmosphère et de surface de manière succincte, afin d'avoir une idée générale de leur fonctionnement.

1.1.a Le modèle LMDZ

Conception

Le modèle LMDZ (ou LMD-Zoom) est la seconde génération de modèle de circulation générale d'atmosphère du Laboratoire de Méétéorologie Dynamique développé dans les années 70 (Sadourny and Laval, 1984). Par rapport à cette première version, il a été extensivement réécrit, mieux organisé et offre à son utilisateur le choix de raffiner le maillage sur une région spécifique du globe (Li, 1999). Il est constitué de deux composantes (voir figure 2.2) :

- Un cœur dynamique, qui résout les équations primitives de la météorologie (voir section 4) discrétisées en différence et volumes finis sur une grille tri-dimensionnelle horizontale et rectangulaire dans le plan longitude-latitude. La discrétisation sur la verticale se fait par l'utilisation de coordonnée hybride " $\sigma - P$ ". Elle prend en compte les échanges horizontaux entre les mailles du modèle.

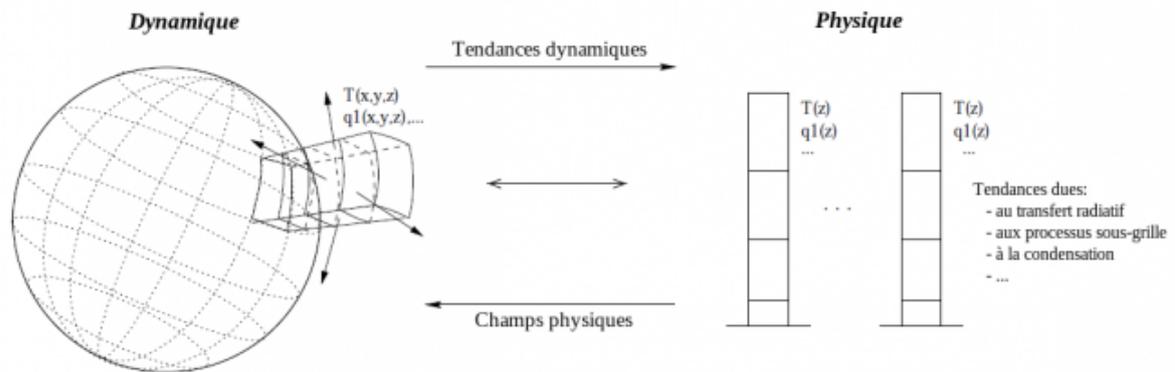


FIGURE 2.2 – Schématisation du fonctionnement de LMDZ : présentation de la partie dynamique et de la partie physique. <http://www.lmd.jussieu.fr/~lmdz/manuelGCM/main/node3.html>.

- Une partie physique, constituée de colonnes d'atmosphère indépendantes les unes des autres. Elle rend compte de l'effet collectif des processus physiques d'une échelle inférieure à celle de la maille du modèle (mouvements turbulents de petite échelle, convection, nuages..) à l'aide d'équations décrivant leur comportement, appelées paramétrisations. Une paramétrisation calcule l'impact d'un processus sous-maille donné sur l'évolution temporelle des variables d'état du modèle (température, humidité, vent) et repose sur des méthodes d'approximation des caractéristiques moyennes du phénomène en question au sein d'une colonne du modèle (http://www.lmd.jussieu.fr/~hourdin/PUBLIS/110329_LivreClimat_IV.6_10.pdf).

Versions

Les versions du modèle LMDZ existent sous deux formes : "référéncée" et "intermédiaire". Les référencées (encore appelée "prod") représentent les versions stabilisées (figées) du modèle pour la production de simulations climatologiques longues (plus de 30 ans). Celles-ci sont généralement utilisées pour les exercices d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP, Coupled Model Intercomparison Project) ou forcés par la température de surface de la mer (AMIP, Atmospheric Model Intercomparison Project). Les versions intermédiaires (encore appelée "testing") sont des versions évolutives du modèle comportant un ensemble de changements apportés par les développeurs dans le modèle (généralement sur les paramétrisations physiques) dans le but de simuler des processus de plus en plus réalistes. Les développeurs attribuent automatiquement à chaque nouvelle version intermédiaire un numéro de révision tenant compte de son évolution. Pour les travaux effectués dans cette thèse, ces deux formes de version du modèle LMDZ seront utilisées. Cependant pour plus de lisibilité, nous ne décrivons que les évolutions des versions récentes (tout comme les simulations) au moment opportun c'est à dire dans le chapitre dans lequel elles seront exploitées. Aussi, pour les besoins de ce chapitre, nous présentons (de façon succincte) les versions référencées LMDZ5A et LMDZB, les plus anciennes utilisées dans ce travail, et qui servent de base à l'ensemble de la thèse. Ces deux versions sont celles avec lequel le modèle de l'IPSL a participé à l'exercice d'inter-comparaison CMIP5.

- Dans la physique de LMDZ5A, le transfert radiatif est calculé au moyen de modèles bandes larges dans le visible (Foucart and Bonnel, 1980) et dans l'infrarouge thermique (Morcrette, 1991). Les variations saisonnières de l'ozone et des aérosols sont prescrites pour les calculs radiatifs à l'aide de climatologies mensuelles (Dufresne et al., 2013). La turbulence dans la couche limite est représentée par un schéma de diffusion turbulente (Deardorff, 1970). La paramétrisation de la convection nuageuse repose sur l'approche en flux de masse d'Emanuel (Emanuel and Zivkovic-Rothman, 1999). On distingue pour les nuages la fraction nuageuse associée à la convection, calculée à partir de l'eau condensée donnée par le schéma de convection (Bony and Emanuel, 2001) des nuages dits "stratiformes" ou de grande-échelle prédits à partir de l'eau totale dans la maille et de l'humidité à saturation. Les ondes de gravité non résolues, l'effet de freinage ainsi que le détournement du fluide sont décrits par les paramétrisations de Lott and Miller (1997). Dans la suite, la version LMDZ5A sera appelé "PHYA".
- La physique de LMDZ5B (voir figure 2.3) se différencie de LMDZ5A par les paramétrisations de la couche limite et du schéma convectif. En effet, dans cette dernière, la paramétrisation de la couche limite combine un modèle en "diffusion turbulente" plus sophistiqué que dans la version LMDZ5A (Yamada, 1983) et un schéma en "flux de masse" qui représente les structures organisées de la couche limite convective (Hourdin et al., 2002) et les cumulus associés (Rio and Hourdin, 2008). Ce modèle qui représente le transport vertical par un panache moyen représentant l'ensemble des panaches de la maille est appelé "modèle du thermique". La paramétrisation de la convection profonde (orageuse) a quant à elle évoluée dans l'écriture de la représentation du mélange entre l'air de la tour convective et son environnement, de la fermeture et du déclenchement (Rio et al., 2013). De plus la convection est contrôlée par les processus sous-nuageux : la vitesse verticale nécessaire pour surmonter l'inhibition convective à la base des nuages est fournie par le modèle de panache thermique et par une paramétrisation des poches froides créées sous orages par ré-évaporation des précipitations convectives (Grandpeix et al., 2010). Cette version du modèle sera appelée dans la suite PHYB.

Modes

Le mode désigne une option d'utilisation du modèle LMDZ. Pour les besoins de la thèse deux modes sont définis plus explicitement.

Le mode Zoom, à l'origine de la lettre Z de LMDZ, a été mis en place pour raffiner le maillage sur une région choisie. Il nous donne la possibilité de choisir le centre, l'extension latitudinale et longitudinale du zoom ainsi que la résolution à l'intérieur de celui ci.

Le mode guidé (nudging, *en anglais*) constitue une forme simple d'assimilation de données permettant d'ajuster les variables dynamiques des modèles climatiques à l'aide de données météorologiques réanalysées. Pour ce faire, des termes non physiques sont ajoutés aux équations du modèle prédictif pour forcer la solution obtenue à chaque point de grille. Ces termes sont proportionnels à la différence

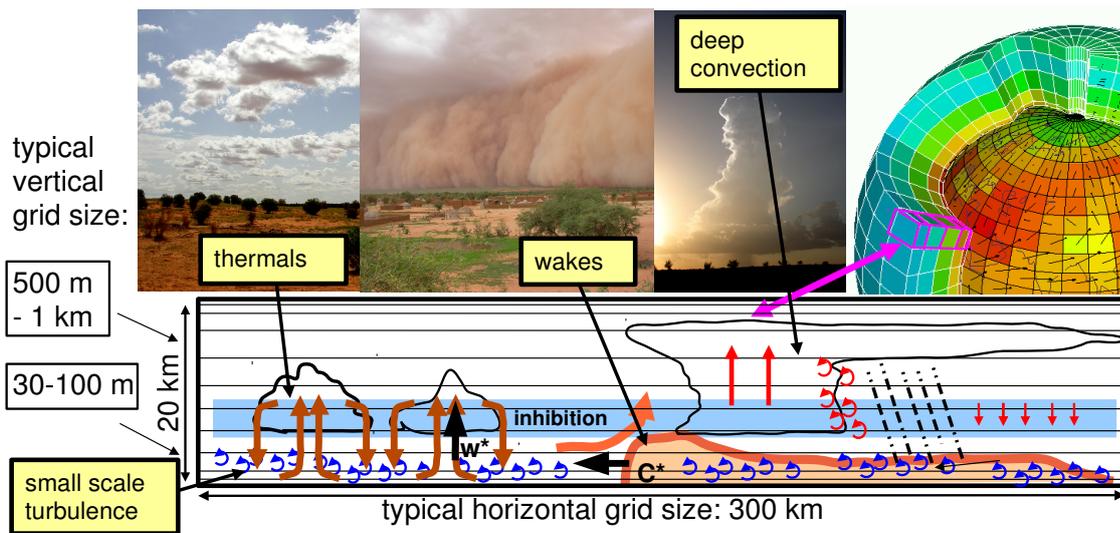


FIGURE 2.3 – Description des paramétrisations physiques dans une maille de la version PHYB. Tirée de Rio et al. (2009)

entre la variable dont on calcul l'évolution et celle de l'analyse par la formulation suivante :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = M(X) + \frac{X^a - X}{\tau} \quad (2.1)$$

où X représente le champ météorologique du modèle, M est le calcul des dérivées temporelles des variables d'état par le modèle, X^a est l'équivalent du champ X pour les réanalyses interpolées au point de grille et τ est la constante de temps ou paramètre de relaxation. On parle aussi de rappel newtonien. Dans ce mode, seul les champs de température, de vents horizontaux ou d'humidité peuvent être guidés. Dans cette thèse et en lien avec les objectifs méthodologiques, nous utiliserons uniquement un guidage en vent, afin d'étudier le fonctionnement de la physique du modèle pour une dynamique de grande échelle contrainte.

1.1.b Le modèle ORCHIDEE

Conception

Le modèle ORCHIDEE est la troisième génération de modèle de surface continentale de L'IPSL (voir figure 2.4). Dérivé d'un simple schéma de surface qui fournissait des conditions aux limites aux modèles d'atmosphère, il modélise dorénavant la répartition des surfaces couvertes de végétation, de sol nu et de surfaces "non biologiques" (surfaces couvertes par les lacs, les villes et la glace) dans la maille. Il est constitué de 3 modules fonctionnant à des échelles de temps différentes et pouvant être utilisés indépendamment ou couplés :

- Le module SECHIBA (Schématisation des Échanges Hydriques à l'Interface Biosphère-Atmosphère). Il reçoit directement le forçage météorologique à la surface et calcule toutes les 30mn les échanges d'énergie et d'eau entre l'atmosphère et la surface. C'est lui qui

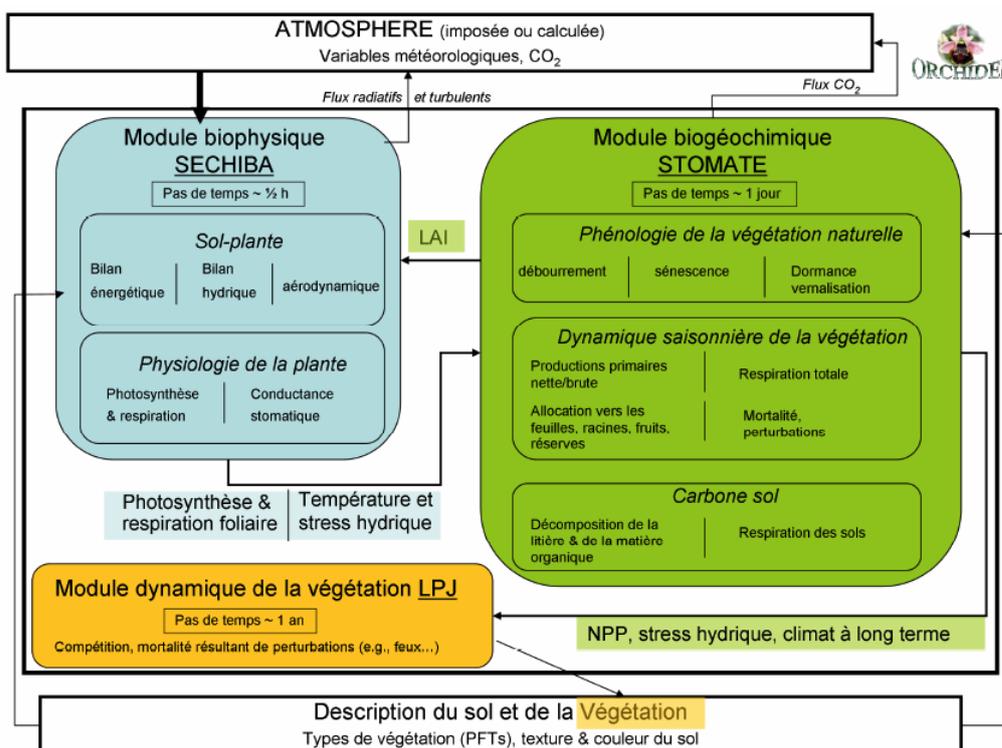


FIGURE 2.4 – Description schématique du modèle ORCHIDEE. Source : https://www6.inra.fr/basc/content/download/.../Fiche_modele_BASC_ORCHIDEE.pdf

simule la photosynthèse ainsi que le routage (Ducoudré et al., 1993).

- Le module STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystem). Il utilise les données de profil de température et d'humidité dans le sol transmis par SECHIBA, pour simuler à l'échelle journalière le cycle saisonnier de la végétation et l'allocation du carbone produit par l'activité photosynthétique (Krinner et al., 2005). Ensuite, il transmet à son tour à SECHIBA le LAI (Leaf Area Index) des différents types de végétation ou PFT (Plant Functional Type), l'albédo et la rugosité de surface.
- Le module LPJ (Lund Postdam Jena) qui reçoit les données de biomasse et de litière de STOMATE. Ce dernier est un dérivé du Modèle Dynamique Global de Végétation (DGVM) (Sitch et al., 2003), et introduit dans ORCHIDEE l'évolution d'un type de végétation par rapport à un autre et l'influence du climat sur la vie de plantes.

Seuls les deux premiers modules seront utilisés ici.

Versions

Comme pour LMDZ, le modèle ORCHIDEE existe également sous forme de versions référencées et intermédiaires. La première version référencée appelée ORCHIDEE2, est basée sur un concept simple de 2 couches dans le sol (de Rosnay and Polcher, 1998). La seconde version référencée appelée ORCHIDÉE 11 a été développée sur un concept plus physique présentant un sol subdivisé en 11 couches

N°	PFT	H	$\alpha - VIS$	$\alpha - NIR$	α
1	sol nu	00	-	-	-
2	Forêt tropicale d'arbres à feuillage persistant	30	0.04	0.20	0.12
3	Forêt tropicale d'arbre à feuillage caduque	30	0.06	0.22	0.14
4	Forêt tempérées de conifères à feuillages persistant	20	0.06	0.22	0.14
5	Forêt tempérée d'arbres à feuillages persistant	20	0.06	0.22	0.14
6	Forêt tempérées d'arbres à feuillage estival	20	0.06	0.22	0.14
7	Forêts boréales de conifères à feuillage persistant	15	0.06	0.22	0.14
8	Forêts boréales d'arbres à feuillage persistant	15	0.06	0.22	0.14
9	Forêts boréales d'arbres conifère à feuillage estival	15	0.06	0.22	0.14
10	Prairies naturelle de C_3	0.5	0.1	0.30	0.2
11	Prairies naturelle de C_4	0.6	0.1	0.30	0.2
12	Cultures C_3	1.0	0.1	0.30	0.2
13	Cultures C_4	1.0	0.1	0.30	0.2

TABLE 2.1 – Classification des PFTs du modèle ORCHIDEE (colonne 2), de leur hauteur prescrite (H, colonne 3) et de leur albédo dans la gamme du rayonnement visible ($\alpha - VIS$, colonne 4), dans le proche infrarouge ($\alpha - NIR$, colonne 5) et en moyenne ($\alpha - VIS$, colonne 5).

(D'Orgeval, 2006). Les versions récentes d'ORCHIDEE utilisent depuis quelques années cette discrétisation.

Dans ORCHIDEE, la profondeur du sol est de 2m et les PFTs utilisés pour décrire les surfaces continentales du globe sont au nombre de 12 (auxquels il faut rajouter le sol nu, voir tableau 2.1). La fraction maximale qu'ils peuvent couvrir dans une maille est prescrite par une carte. Celle-ci est utilisée pour déterminer la fraction réelle couverte par ce type de végétation en fonction du LAI et du coefficient d'extinction k par la formulation suivante :

$$F_{PFT} = F_{maxPFT}(1 - e^{k*LAI}) \quad (2.2)$$

k dépendant de la taille, de l'inclinaison, et de l'arrangement des feuilles. Le LAI quant à lui peut être soit prescrit par une carte climatologique soit paramétrisé par STOMATE. Le modèle calcule ensuite l'albédo dans la maille à partir des fractions occupées par les PFT et des valeurs différentes pour chacun d'entre eux de leur albédo dans le visible et le proche infrarouge. Ces valeurs sont mentionnées dans le tableau 2.1. Pour le sol nu, une carte de couleur du sol est lue, où chaque couleur a sa correspondance pour un albédo dans le visible et le proche infrarouge.

La différence entre ses deux versions se situe essentiellement au niveau du schéma d'hydrologie (de Rosnay et al., 2000; Ait-Mesbah et al., 2015). Dans ORCHIDEE2, la couche supérieure fusionne avec la couche inférieure dans le cas d'un sol sec et se distingue durant les événements pluvieux, auquel cas l'humidité relative est calculée par pondération de ces deux couches.

Dans ORCHIDEE11, le transport vertical de l'eau se fait à partir des équations de Fokker-Planck discrétisées (Van-Genuchten, 1980) et le drainage du sol existe.

1.2 Observations

1.2.a Le projet AMMA

Le projet international d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, AMMA(<http://www.amma-international.org/spip.php?rubrique2>) a pour objectif principal d'enrichir notre compréhension sur les mécanismes de la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) et son impact sur l'environnement (physique, chimique et biologique) aux différentes échelles spatio-temporelles. Pour aborder le coté multi-échelle de la MAO, le programme s'est structuré à l'origine autour de 4 échelles spatiales : régionale (Afrique de l'ouest à l'Atlantique), sub-régionale ou méso-échelle (transect latitudinal nord-sud d'environ 10^4 km²), sub-méso (super-sites d'environ 1000 km²), locale (sites). Le calendrier s'étalait sur 10 ans prévoyant 3 périodes d'observations :

-La Période d'Observations à Long terme (LOP, Long Observation Period) couvrant toute la période des 10 ans (2002-2012) et bénéficiant des observations historiques non archivées, pour une analyse de la variabilité interannuelle à décennale de la MAO.

-La Période d'Observations Renforcées (EOP, Enhanced Observation Period) allant de 2005 à 2007 pour une documentation non seulement du transect climatique mais aussi du cycle annuel des processus de surface et atmosphériques reposant sur des mesures terre-océan-atmosphère. Elle vise également à documenter les mécanisme de mémoire de la surface à l'échelle saisonnière.

- La période d'Observations Spéciale (SOP, Special Observation Period) durant l'année 2006 axée sur l'observation détaillée des processus spécifiques et systèmes météorologiques pendant la saison sèche SOP0 (janvier-février), le pré-établissement de la mousson SOP1 (15 mai-30 juin), le maximum de la mousson SOP2 (1er juillet-14 août) et enfin lors du retrait de la mousson SOP3 (15 août-15 septembre). Les mesures recueillies durant ces différentes phases sont réunies sur la base de données AMMA. Les données in-situ étaient acquises principalement autour de 3 sites méso-échelle (voir figure 2.5) :

1. **Ouémé** (Bénin) d'environ 14,200 km² représenté par la boîte [9 ° N - 10 ° N ; 1.5 ° E - 3 ° E] localisé en zone soudanienne
2. **Niamey** (Niger) d'environ 16,000 km² représenté par la boîte [13° -14 ° N ; 1.6 °E - 3 °E] localisé en zone sahélienne
3. **Gourma** (Mali) d'environ 16,000 km² représenté par la boîte [14.8 °N - 17.3 °N ; 2 °W - 1 °W] localisé en zone sahélienne

Le transect latitudinal qu'ils forment englobe un important gradient éco-climatique. Aussi, les mesures réalisées sur ses sites permettent d'identifier les caractéristiques contrastées des processus dans la région. De plus, sur chacun de ces sites de méso-échelle, des observations plus fines sont réalisées sur des sites locaux imbriqués dans des super-sites (Lebel et al., 2009). Il existe cependant un autre transect (de forme longitudinale) inscrit dans le programme AMMA et dédié au suivi des aérosols de la région. Il s'agit du transect Sahélien (STD, Sahelian Dust Transect) situé dans la boîte [18 ° W - 3° E ; 13 °N - 15 °N] (<http://www.lisa.u-pec.fr/SDT/>). Dans cette thèse, nous restreignons la description des super-sites en nous concentrant sur les sites locaux recueillant les données utilisées.

Sites d'études

Les sites locaux sur lesquels nous nous sommes focalisés appartiennent aux deux transects et sont en

grande partie localisés au Sahel. Seul 2 sites sur les 8 étudiés sont localisés en zone soudanienne (voir figure 2.5).

*** Trois sites sur le transect sahélien dédié à l'étude des poussières désertiques**

Il s'agit des stations de **M'Bour** (16.96° W, 14.39° N) au Sénégal, **Cinzana** (5.93° W, 13.28° N) au Mali et **Banizoumbou** (2.66° E, 13.54° N) au Niger (Heese and Wiegner, 2008). Ils sont dotés notamment des instruments suivants :

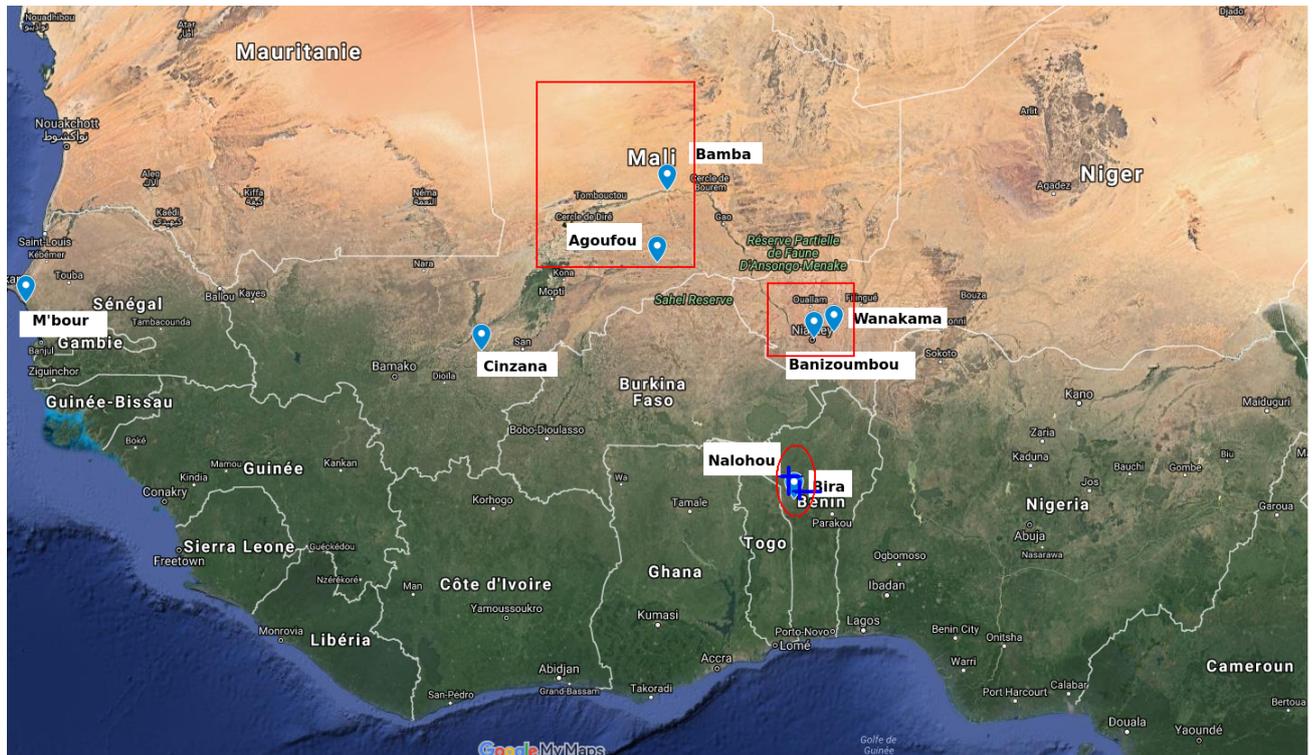


FIGURE 2.5 – Carte localisant les sites in-situ étudiés (en marqueur bleu). Les croix distinguent les deux stations de la zone soudanienne (Bira et Nalohou). Les contours rouges représentent les délimitations des sites de méso-échelle : Ouémé, Niamey et Gourma.

- un lidar à rétrodiffusion inélastique (Raman), qui analyse au cours du temps la puissance reçue et la polarisation du rayonnement du laser réfléchi par les aérosols afin de déterminer la distribution verticale, la concentration et la nature des aérosols,
- le photomètre solaire AERONET (AERosol RObotic NETwork), pour la mesure des propriétés optiques d'aérosols (coefficient d' Angström et profondeur optique).

Dans ce transect la végétation est majoritairement constituée de savane arbustive (Chevalier, 1933), de cultures et de plantes herbacées poussant durant la saison des pluies (en été). Le relief y est assez bas (moins de 500 m) particulièrement à M'Bour où le relief est assez plat (environ 250 m).

*** Cinq sur le transect latitudinal dédié à l'étude de la mousson**

Il s'agit des stations de **Bamba** (1.4° W, 17.1° N) et **Agoufou** (1.5° W, 15.3° N) au Gourma et de **Wankama** (2.66° E, 13.66° N) à Niamey en ce qui concerne la zone sahélienne et des stations de **Bira**

(1.7° E, 9.6° N) et **Nalohou** (1.6° E, 9.7° N) à Ouémé, les deux seules stations de la zone soudanienne. Ces sites sont dotés d'instruments météorologiques (récapitulés dans le tableau 2.6 avec leur gamme de mesure et précision) tels que :

- le capteur HMP45C ou WXT510 (Vaisala), pour l'enregistrement toutes les 15 et 30mn de la température de l'air (2m), de l'humidité relative, de la vitesse, de la direction du vent (2m) et de la pression,
- le pluviomètre automatique pour mesurer les précipitations,
- l'appareil CNR1 (Kipp & Zonen), pour mesurer le rayonnement incident et réfléchi pour les longueurs d'ondes courtes (respectivement SWin & SWup) et longues (respectivement LWin & LWup) permettant de connaître le rayonnement net (Rnet) et l'albédo,
- la station d'eddy covariance (l'analyseur de gaz LiCor7500 et l'aéromètre sonic Csats-3), installés sur un mât qui permet de calculer les flux turbulents.

Parmi les stations sahéliennes, la station de Bamba est la plus proche de la frontière Saharienne, située sur la rive gauche du fleuve Niger. La végétation y est caractérisée par des steppes graminées, piquetées d'épineux (Chevalier, 1933). Aux stations d'Agoufou et Wankama par contre, on retrouve le même type de végétation que dans le transect Sahélien. Cependant à Wankama, l'agriculture y est plus développée et remplace de plus en plus la végétation naturelle.

Les stations soudanienne, Bira et Nalohou ont un couvert végétal caractérisé respectivement par de la prairie et de la savane arborée. Elles sont toutes deux situées dans le Bassin versant de Donga.

Le relief dans le transect est également peu marqué avec une altitude de moins de 500 m.

1.2.b Les données GPCP de précipitations

Le Projet Mondial de Climatologie de Précipitations (GPCP, Global Precipitation Climatology Project) est un Programme de Recherche du Climat Mondial (WCRP, World Climate Research Programme) coordonné par GEWEX (Global Energy and Water EXchanges) qui a pour objectif principal de fournir les estimations en séries temporelles longues des précipitations de mesures satellites (et stations pluviométriques) sur l'ensemble du globe. Dans les Tropiques les données GPCP sont estimées à partir du satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), qui collecte des données de précipitations entre 35 °S et 35 °N, et sont corrigées à l'aide de données sol. Les données existent sous la forme de différents produits qui se différencient soit par leur résolution temporelle (mois, 5jours, 1 jour) soit par leur résolution spatiale (2.5° x 2.5°, Adler et al. (2003)); 1° x 1° , Huffman et al. (2001)). Ici nous utiliserons les données produites sur une grille régulière de 1 degré carré (GPCP-1dd).

1.2.c Les réanalyses météorologiques

Le terme "analyse" est utilisé pour définir des produits combinant modèles et observations. À l'aide d'un système d'assimilation de données, les modèles des centres de prévisions météorologiques ingèrent toutes les observations disponibles toutes les 6 à 12 heures durant la période analysée. Cela leur permet de fournir une estimation dynamiquement cohérente de l'état de l'atmosphère à chaque pas de temps pour palier au manque d'observations directes.

Des "analyses" sont réalisées quotidiennement dans les grands centres de prévision afin de déterminer

TRANSECT LATITUDINALE				
variables		Appareils marque et type	Gamme de mesure	Précision
Vent 2 m	Vitesse (v)	Vaisala WXT510 capteur de vent ultrasonique	0 à 35 m.s ⁻¹	Max (± 3%; 0.3ms ⁻¹)
	Direction (d)		36 à 60 m.s ⁻¹	± 5%
			0 à 360°	± 2°
Pression (P)		Vaisala WXT510	600 hPa à 1100 hPa (-52°C à 60°C)	± 0,5 hPa ; 0°C à 30°C ± 1 hPa ; -52°C à 60°C
Température (t)		Vaisala WXT510	-52°C à 60°C	± 0,3°C à 20°C ± 0,4°C à 40°C
Humidité relative (Hr)			0 à 100%	± 3% ; 0 à 90% ± 5% ; 90 à 100%
Flux solaire (SWin, SWup)		Kipp & Zonen CNR1 2 CM3 pyranometers	0 – 1500 W m ⁻² 0.305 à 2.800 µm	meme sensibilité pour les 4 capteurs (0.6 W m ⁻²)
Flux infra-rouge (LWin, LWup)		Kipp & Zonen CNR1 2 CG3 pyrogeometers PT-100 pyrg. temperature	-250 à 250 W.m ⁻² 5 à 50µm - 40°C à 70°C	
Pluviométrie 1		Vaisala WXT510 Rain drop impactor 60 cm ² area, 2 m high	Hauteur, durée et intensité de la pluie 0-200 mm h ⁻¹ Hail	5% 10 s (resolution) 0.1 mm h ⁻¹ (resolution) 0.1 hit cm ⁻²
Pluviométrie 2		RIMCO 7499 Tipping bucket raingauge 324 cm ² , 30 cm high	Hauteur et intensité de la pluie 0-250 mm h ⁻¹ 250-500 mm h ⁻¹	0.5 mm 1% 3%
Flux turbulents (eddy correlation)		Lycor7500 gas analyser et Anemomètre sonic (CSAT3)	Bandes d'absorption CO2/H2O: 4.26/2.59 µm À 60Hz	

Vaisala WXT510 : Multiparameter weather transmitter

FIGURE 2.6 – Liste des instruments et variables mesurées sur le transect latitudinal http://www.amma-catch.org/IMG/pdf/m2r_roko__07.pdf.

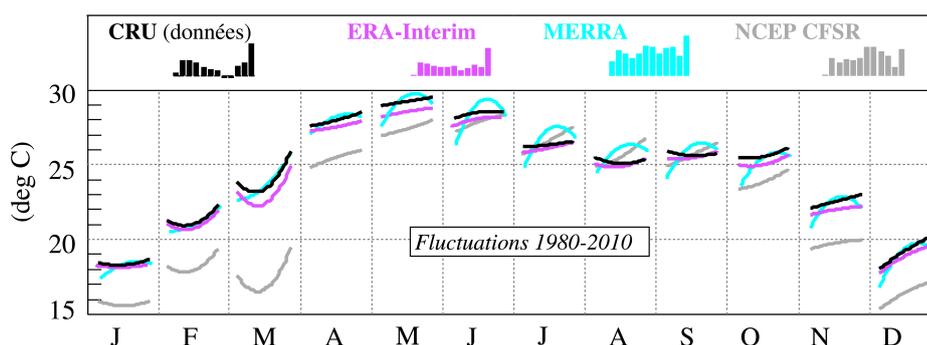


FIGURE 2.7 – Comparaison des évolutions de température entre 1980 et 2010 en moyenne sur [10°W-10°E, 10°N-20°N] fournies par le jeu d'observation CRU (noir) et les réanalyses ERA-Interim (violet), MERRA (turquoise) et NCEP-CFSR (gris). Les courbes, mois par mois, montrent un ajustement de l'évolution des températures sur les 3 décennies (Guichard et al., 2015).

le meilleur état initial pour les prévisions.

Les "réanalyses" sont des produits construits en "rejouant les analyses" avec un système homogène de modélisation et d'assimilation sur une longue période (typiquement quelques décennies). Les réanalyses contiennent des paramètres atmosphériques et de surface tels que la température de l'air et de surface, la pression, le vent et l'humidité à différentes altitudes. Les réanalyses les plus utilisées sont fournis par le centre national pour l'environnement de Prévision étasunien (NCEP, National Center for Environmental Prediction), le centre Européen pour les prévisions météorologiques à Moyen terme (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) et la NASA (National Aeronautics and Space Administration).

Dans les travaux menés sur le réchauffement climatique observé au Sahel, une étude comparative des évolutions moyennes de température (1980-2010) entre les produits de trois réanalyses météorologiques : ERAI (European Re-Analysis-Interim) de ECMWF, CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) de NCEP et MERRA (Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications) de la NASA et les jeux de données CRU (Climatic Research Unit) a été effectué par Guichard et al. (2015). Il s'avère que ERAI présente un meilleur accord avec CRU sur toutes les saisons en comparaison aux deux autres (voir figure 2.7). En plus de la température, le vent de surface produit dans ces trois réanalyses a également été évalué à l'aide de données d'observations in-situ au Sahel dans LARGERON et al. (2015). Les auteurs ont trouvé que ERAI est aussi celle qui performe le mieux pour représenter le vent de surface locale aux échelles allant du cycle diurne à annuel. Ces résultats nous mène à utiliser ERA-I comme données de réanalyses dans cette étude.

2 Méthodes

2.1 Mise en place des simulations

Les simulations présentées dans cette thèse suivent toutes le protocole AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project) dans lequel les variables du modèle sont intégrées dans le temps à partir des conditions initiales connues et où la SST et la glace de mer sont prescrites en fonction de la saison à chaque point océanique.

Dans ce chapitre méthodologique dont le but est d'établir la méthode adéquate facilitant l'étude des biais dans la représentation du bilan d'énergie, nous utiliserons des simulations effectuées uniquement avec les versions PHYA et PHYB du modèle LMDZ couplé à ORCHIDEE2 dans le quel le module LPJ est désactivé. La grille horizontale utilisée est régulière, avec 93x95 noeuds soit une résolution de 300km en longitude et 200km en latitude. De plus, les simulations sont réalisées dans 2 types de configuration sur la période du 1^{er} Janvier 1979 au 31 Décembre 2010. Dans l'une d'elles, les simulations suivent directement le protocole défini en amont et sont appelées simulations "libres". Dans l'autre, les vents sont guidés vers ceux des réanalyses ERA-I. Ces dernières sont appelées simulations "guidées".

Dans les simulations guidées, la constante de temps de rappel est fixée à 3h. Cependant, pour s'assurer que nos résultats ne sont pas biaisés par notre choix sur la constante de temps de relaxation, nous avons analysé les résultats de simulations effectuées avec différentes constantes de temps de relaxation. Ceux-ci seront discutés dans ce chapitre lors de l'analyse de l'humidité spécifique à 2m.

2.2 Régime saisonnier de l'Afrique de l'Ouest dans le modèle de l'IPSL

État de l'art

Comme mentionné dans l'introduction, la saisonnalité de l'Afrique de l'Ouest est caractérisée par l'alternance de saisons sèches et de saisons des pluies. Dans les observations GPCP, le début de la saison des pluies sur le continent concorde avec la phase de "Pre Onset" de la mousson (figure 2.8). La pluie est d'abord localisée sur la zone guinéenne, puis s'étend sur la zone soudanienne. Ensuite, entre juillet et septembre, elle se déplace vers le nord et les précipitations les plus intenses sont localisées entre la zone soudanaise et la zone sahélienne durant la phase d'établissement de la mousson au Sahel. Enfin, les pluies se retirent du Sahel et amorcent leur descente vers les côtes. C'est la phase de retrait de la mousson.

En comparant ces données aux sorties du modèle en configuration libre (voir figure 2.9), nous constatons globalement, que quelque soit la version utilisée, les précipitations simulées en moyenne zonale, couvrent une étendue moins large sur le transect méridien (le contour de 1 mm/jr de pluies simulées est localisé un peu plus au sud que celui des observations en particulier avec PHYB sur la figure 2.9) jusque fin septembre. En analysant la saisonnalité des différentes zones de la région, nous constatons que :

- La première saison humide observée en zone guinéenne (de 5 à 8°N) est assez bien reproduite par le modèle contrairement à la seconde saison. Durant cette dernière, le modèle se comporte différemment suivant la version utilisée. En effet, dans PHYA, la saison des pluies est plus tardive. Elle commence en septembre et s'étend jusqu'à fin novembre (voir figure 2.9 a) avec un taux de pluies d'octobre à

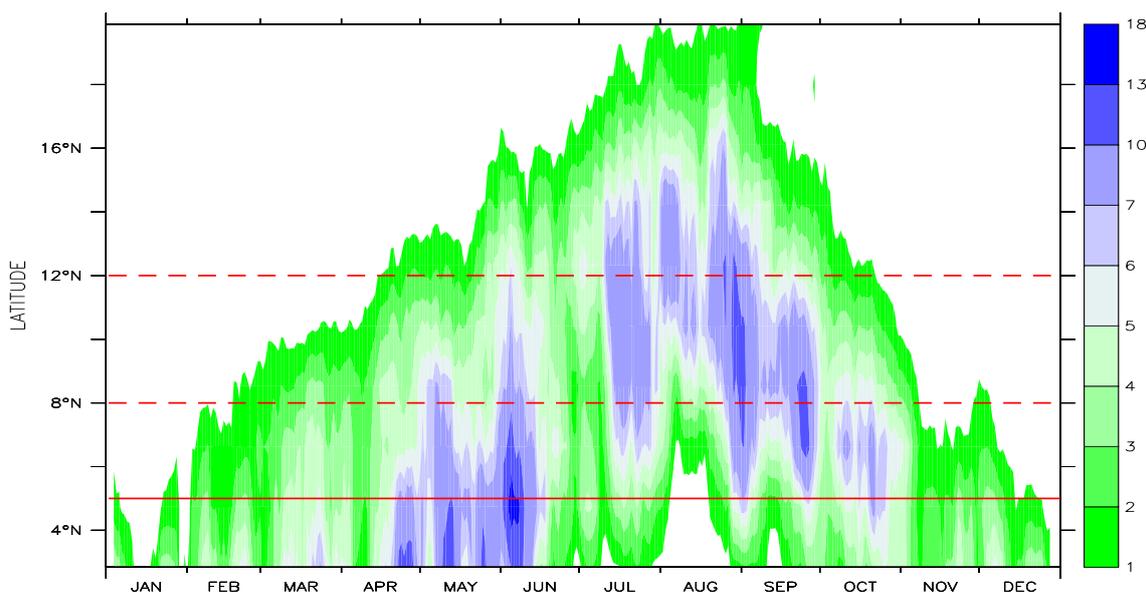


FIGURE 2.8 – Coupe latitude-temps de l'évolution (sur une moyenne glissante de 7 jours) des précipitations (en mm/jour) en Afrique de l'ouest moyennées de 5 °W à 5 °E sur la période de 2004 à 2008 en référence à [Janicot et al. \(2011\)](#). Les traits en rouge pointillé représentent les limites de la zone sahélienne et soudanaise (respectivement de haut en bas) et le trait en rouge plein représente la limite océan/continent.

novembre plus élevé que celui des observations (d'au moins 5 mm/jr). Avec PHYB, les précipitations sont déficitaires d'août à septembre et relativement mieux représentées en octobre (voir figure 2.9 b). De plus en comparant le mois de novembre de PHYB à PHYA, on constate qu'il est moins pluvieux s'accordant avec les observations après la moitié du mois. Ces résultats sont également visibles sur la coupe des hovmöllers à 6°N (voir figure 2.9 c).

- En zone soudanaise (de 8 à 12°N), les précipitations durant la saison humide sont généralement déficitaires dans PHYA avant la mi-Juin (voir hovmöller 2.9a). Elles sont, durant cette même période, un peu mieux représentées dans PHYB (voir hovmöller 2.9b) mais restent légèrement déficitaires. De la mi-Juin à la mi-juillet (où se produit généralement le saut de mousson entraînant les précipitations les plus intenses sur le Sahel), les maxima de précipitations sont localisées sur la zone soudanaise quelque soit la version utilisée, comme observé sur les hovmöllers coupé à 10°N et 15°N, figure 2.9 d et e). Avec PHYA, les précipitations sont relativement bien représentées de la mi-juillet jusque mi-septembre puis deviennent excédentaires. Elles sont très intenses en octobre et déclinent début novembre, plus tard que dans les observations. Cela peut laisser penser que PHYA produit un décalage de la saison des pluies dans le temps, comme aperçu sur la coupe de hovmöller prise à 10°N de la figure 2.9d. Dans PHYB, les précipitations produites après la mi-juillet sont généralement déficitaires, diminuant progressivement avec le temps ce qui se traduit par une augmentation du déficit en comparaison aux observations.

- En zone sahélienne (au-delà de 12°N), les précipitations simulées sont généralement déficitaires durant la saison humide particulièrement dans PHYB (voir hovmöller a et b de la figure 2.9). En effet, les biais de précipitations sont très significatifs au mois de juillet (environ 4-5 mm d'écart) dans PHYA tandis que dans PHYB, elles demeurent importantes durant toute la saison des pluies notamment en

août où elles peuvent atteindre 8-9 mm environ.

Le manque de pluies au Sahel dans le modèle LMDZ est un fait mis en évidence dans de nombreuses études telle que celle de (Hourdin et al., 2010) et sur des études d'inter-comparaison de modèles telles que Roehrig et al. (2013), Giannini et al. (2002), Martin et al. (2017). Ces auteurs ont montré que le déficit de précipitation au Sahel est souvent relié à la position latitudinale des structures clés de la mousson. En comparant le vent zonal du modèle à celui des réanalyses ERAI durant la saison d'été (voir figure 2.9 f), nous apercevons la formation d'un dipôle localisé entre 800 hPa et 600 hPa, au niveau du JEA indiquant un décalage vers le sud du centre du Jet dans le modèle.

Apport du guidage en vent pour la représentation des précipitations

Pour rectifier ce biais sur la circulation de la MAO dans le modèle, nous choisissons d'activer le guidage pour corriger les champs de vents horizontaux dans les simulations. Effectivement, nous constatons que le forçage de la dynamique de grande échelle vers les réanalyses ERAI permet au modèle de reproduire une circulation de la MAO en accord avec les réanalyses elles mêmes (voir la figure 2.10 f). Ce qui est moins direct, c'est que le meilleur positionnement des éléments clés de la mousson semble suffire à obtenir des précipitations mieux simulées globalement. Elles couvrent une étendue latitudinale aussi large que dans les observations en particulier dans PHYB alors que dans PHYA, la couverture latitudinale de précipitations s'étend un peu plus loin que dans les observations. À l'échelle sous-régionale, le déficit de pluie au Sahel vu dans les simulations libres est corrigé (voir les hovmöller a et b de la figure 2.10). La saison des pluies en zone Soudanaise est beaucoup mieux représentée par le modèle. En effet, les précipitations excédentaires en octobre et novembre dans PHYA libre sont corrigées par le guidage. Le déficit en saison des pluies dans PHYB libre est fortement réduit en guidé ainsi que l'excès entre mi-Juin et mi-juillet. En analysant la coupe de Hovmöller à 10°N (voir figure 2.10 e), nous apercevons effectivement que les précipitations simulées les plus intenses sont dorénavant localisées en septembre en accord les observations. Nous remarquons que le taux de pluie, trop faible en mode libre dans PHYB, augmente avec le guidage et se rapproche des observations. En zone Guinéenne, les deux saisons des pluies sont relativement bien représentées par le modèle. Le déficit de pluie en juillet est un peu plus prononcé comme nous pouvons le voir sur la coupe de 6 °N. Cependant le guidage permet à PHYA comme à PHYB de représenter une saisonnalité en phase avec les observations avec un taux de pluie proche de celui des observations GPCP.

Ainsi, le guidage en vent offre au modèle la possibilité de bien mieux représenter la saisonnalité des pluies à l'échelle sub-régionale. Nous pouvons poursuivre avec cette approche en confrontant maintenant les sorties du modèle aux données locales.

2.3 Évaluation de la méthode du guidage à l'échelle locale

Dans cette section nous allons mesurer l'impact respectif du guidage et des paramétrisations physiques sur les précipitations et l'humidité spécifique à l'échelle locale en comparant les sorties de simulations aux données de stations du transect latitudinal disponibles sur la période d'EOP.

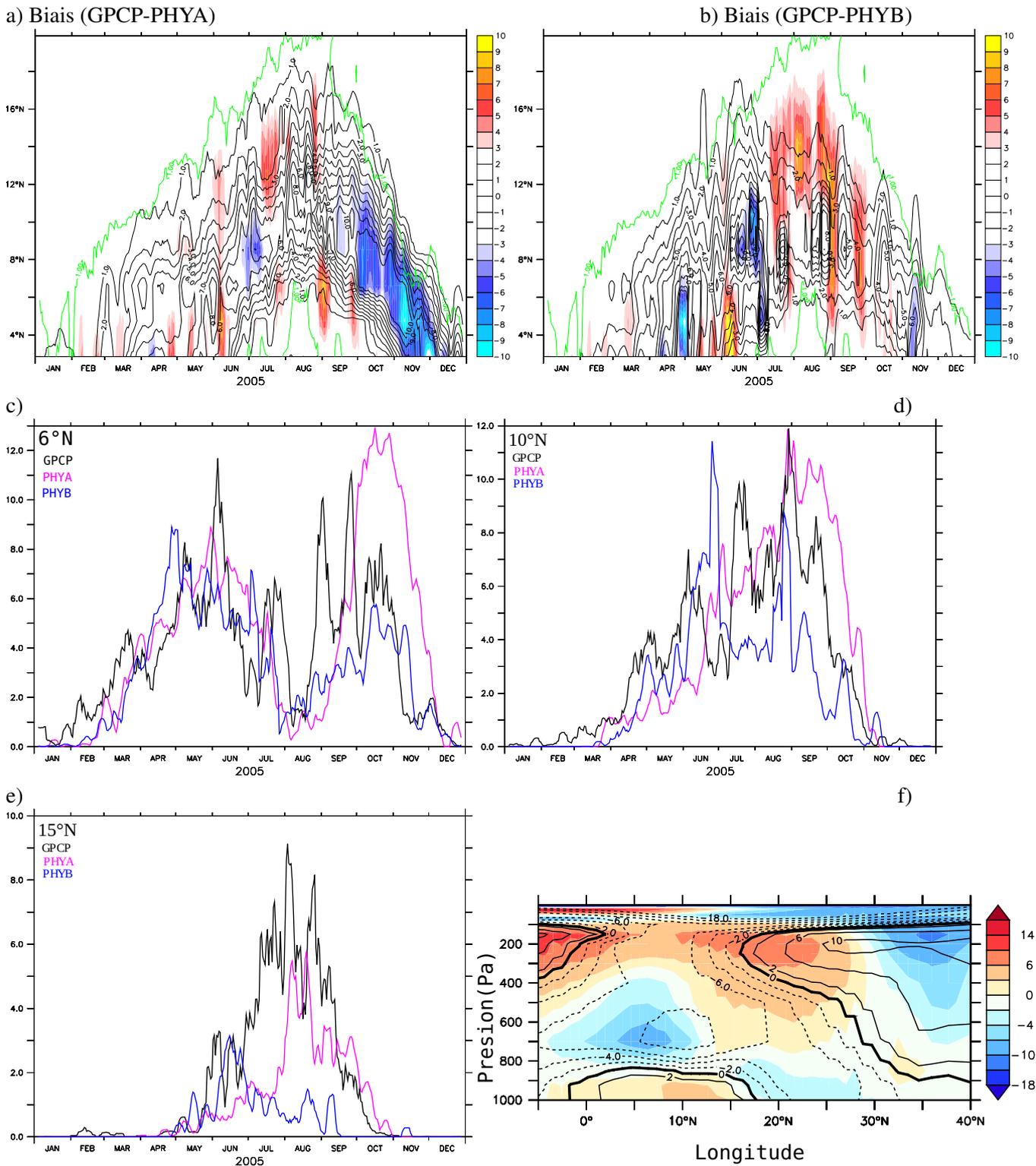


FIGURE 2.9 – Les figures a et b représentent les coupes latitude-temps de la différence d’évolution (sur une moyenne glissante de 7 jours) des précipitations (en mm/jour) en Afrique de l’ouest moyennées de 5 °W à 5 °E sur la période de 2004 à 2008 entre les données GPCP et les simulations libres effectuées respectivement avec la version PHYA et PHYB. Les figures c, d et e représentent les résultats de comparaison des données GPCP (noire) et des simulations libres effectuées avec PHYA (rose) et PHYB (bleu) aux latitudes respectivement de 6 °N, 10 °N et 15°N. La figure f représente la différence de vent zonal entre ERAI et LMDZ libre (couleurs) à laquelle est ajouté le vent zonal de LMDZ (contours).

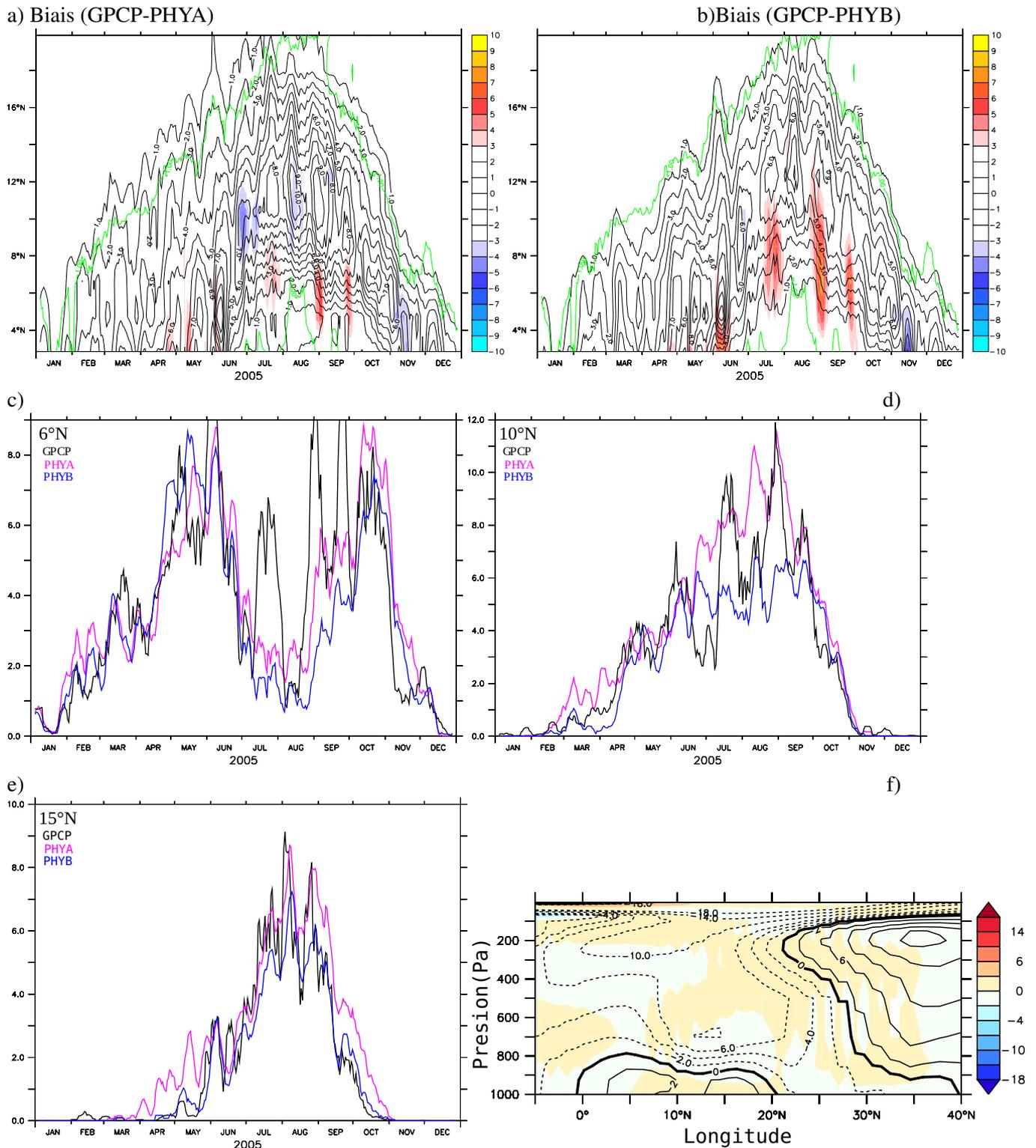


FIGURE 2.10 – Les figures a et b représentent les coupes latitude-temps de la différence d'évolution (sur une moyenne glissante de 7 jours) des précipitations (en mm/jour) en Afrique de l'ouest moyennées de 5 °W à 5 °E sur la période de 2004 à 2008 entre les données GPCP et les simulations guidées effectuées respectivement avec les versions PHYA et PHYB. Les figures c, d et e représentent les résultats de comparaison des données GPCP (noir) et des simulations guidées effectuées avec PHYA (rose) et PHYB (bleu) aux latitudes respectivement de 6 °N, 10 °N et 15°N. La figure f représente la différence de vent zonal entre ERAI et LMDZ guidé (couleur) à laquelle est ajouté le vent zonal de LMDZ (contours).

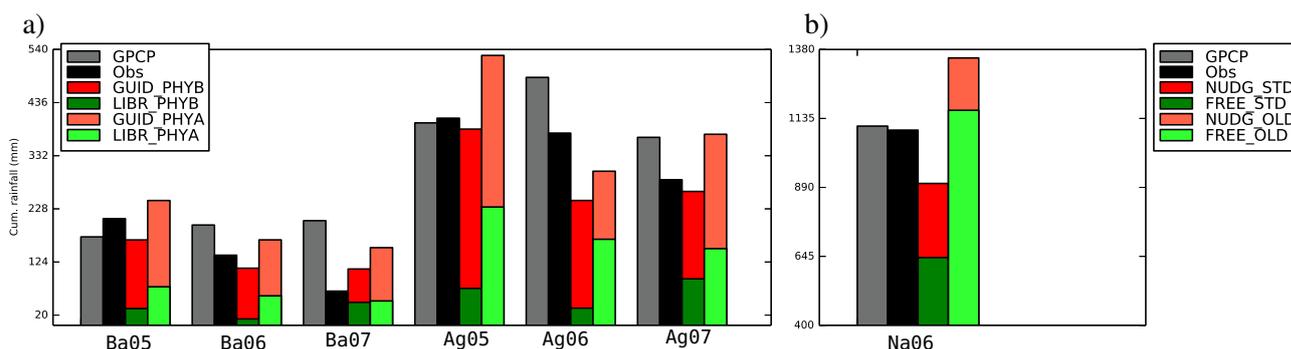


FIGURE 2.11 – Cumul annuel des précipitations (en mm/jour) sur la période de 2005 à 2007 aux stations de Bamba (Ba) et Agoufou (Ag) (a, respectivement de gauche à droite) et en 2006 à la station de Nalohou (Na) (b). Les données d’observations in-situ (première barre, en noir) et GPCP (seconde barre, en gris) sont comparées aux sorties des simulations PHYB (troisième barre) et PHYA (quatrième barre) effectuées en configurations libre (vert) et guidée (rouge).

2.3.a Analyse des Précipitations

Un cumul de pluies plus réaliste en mode guidé

Afin de déterminer l’effet du guidage à l’échelle locale, nous commençons par analyser le cumul annuel des précipitations. Pour rappel, les données de précipitations en zone sahélienne sont disponibles sur toute la période de l’EOP mais uniquement aux stations Bamba et Agoufou tandis qu’en zone soudanaïenne, les données ne sont disponibles que pour l’année 2006. Il ne sera donc pas possible d’observer la variabilité annuelle des précipitations en zone soudanaïenne. Sur la figure 2.11 nous confrontons les résultats du cumul annuel des précipitations simulées à ceux des données in-situ, mais également aux données satellitaires GPCP. Nous remarquons que les différences entre les jeux d’observations varient spatialement et temporellement. Ces différences, dues aux nombreuses incertitudes (problèmes d’échantillonnage spatial) sur les mesures et aux trous dans les données sont cependant suffisamment petites pour évaluer l’effet du guidage dans le modèle. Ainsi, nous pouvons dire que le cumul annuel de précipitations simulé avec le guidage (en rouge) est systématiquement plus réaliste que dans les simulations libres (en vert).

Un cumul de pluies plus élevé dans PHYA que dans PHYB

En guidant les vents dans les deux versions du modèle, nous remarquons que le cumul annuel des précipitations est systématiquement légèrement plus élevé dans PHYA que dans PHYB s’accordant ainsi avec les conclusions tirées de l’analyse régionale des précipitations. Pour mieux comprendre ce résultat, nous avons choisi d’analyser le cumul mensuel ainsi que les précipitations journalières pour les différentes années disponibles (voir figures 2.12, 2.13 et 2.14). Nous remarquons que dans PHYA, les précipitations commencent systématiquement plus tôt que dans PHYB quelque soit l’année ou la station regardée et généralement trop tôt par rapport aux observations. Ce cumul obtenu avant que les précipitations ne commencent dans PHYB contribue au surplus de pluie dans PHYA (voir figures 2.12 et 2.13). Notons que dans les simulations libres le cumul annuel de pluies dans PHYA est aussi systématiquement plus élevé que dans PHYB. Cependant les raisons en sont différentes comme expliqué

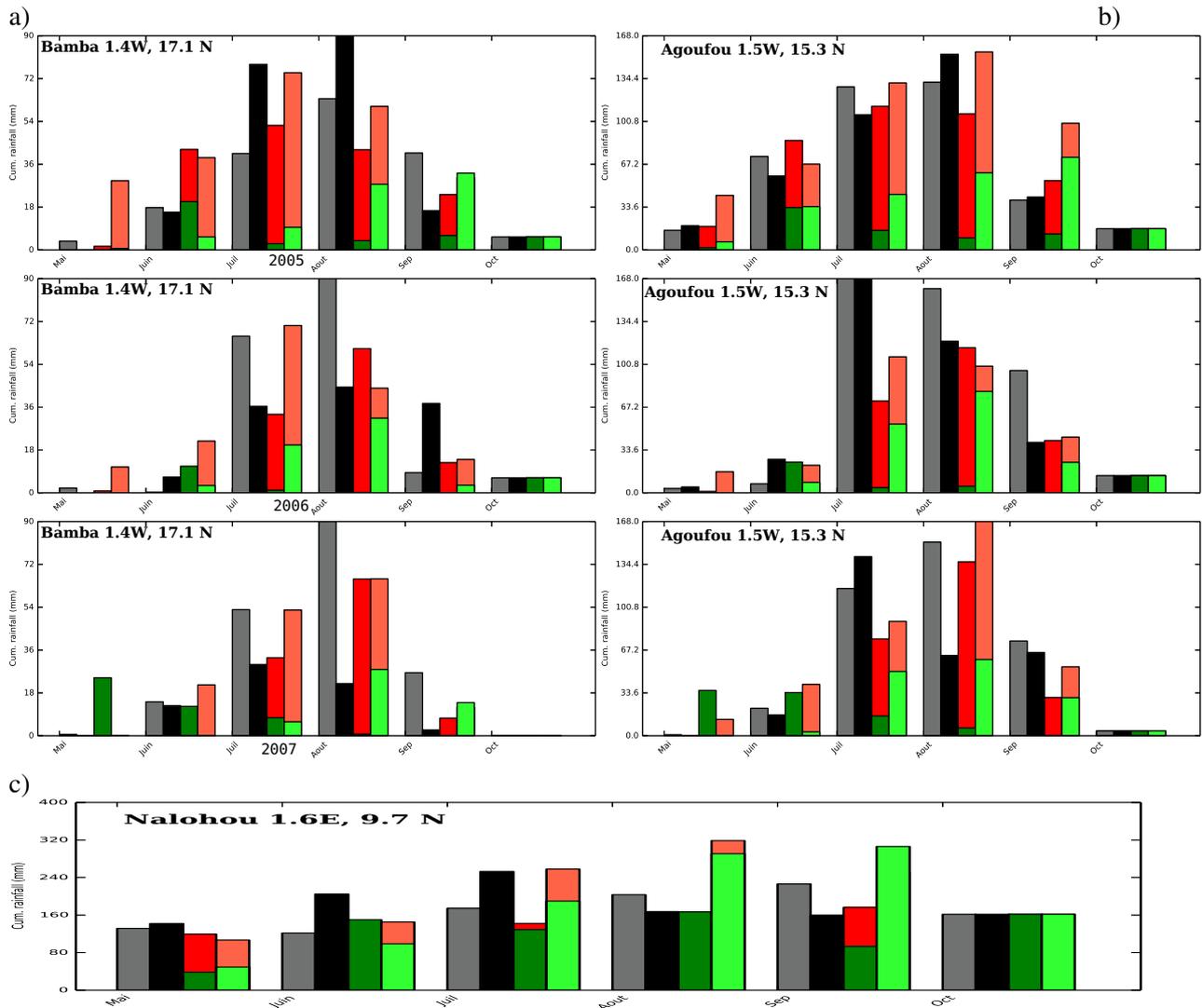


FIGURE 2.12 – Évolution mensuelle des précipitations (en mm/mois) sur la période de 2005 à 2007 aux stations de Bamba (a) et Agoufou (b) et en 2006 à la station de Nalohou (c). Les données d'observations in-situ (première barre, en noir) et GPCP (seconde barre, en gris) sont comparées aux sorties des simulations PHYB (troisième barre) et PHYA (quatrième barre) effectuées en configurations libre (vert) et guidée (rouge).

ci-après. En configuration libre, le cumul de pluies pour le mois de Juin dans PHYB (voir la figure 2.12) est systématiquement plus élevé que dans les autres mois et même parfois plus élevé que de toute la saison humide au Sahel (Par exemple, nous notons que 62 % du cumul des précipitations produit en 2005 à Bamba dans PHYB a lieu en Juin). En effet, en regardant les précipitations journalières, nous constatons que non seulement il pleut systématiquement en juin mais qu'il pleut également moins dans la saison des pluies et même parfois pas du tout (Bamba 2006) alors qu'il y a plus de jour de pluies dans PHYA. Ainsi le cumul de pluies plus élevé dans PHYA que dans PHYB en configuration libre s'explique par davantage de jours de pluies pendant toute la saison humide dans PHYA et une forte sous-estimation des pluies en juillet-aout-septembre dans PHYB.

Des pluies trop faibles et régulières

Cependant, quelque soit la version utilisée les précipitations journalières dans les simulations guidées sont moins intermittentes et généralement moins intenses que celles observées. Ce qui pointe du doigt un défaut de paramétrisation du schéma convectif à savoir un déclenchement trop fréquent de la convection qui aboutit à un manque d'accumulation d'instabilité statique dans la colonne d'air menant à des pluies moins intenses. Nous verrons à la fin du chapitre 3 que ce défaut est moindre dans les versions récentes du modèle.

Nous notons également que le cumul annuel des précipitations simulées avec la méthode du guidage (voir figure 2.13) est surestimé avec PHYA et sous-estimé avec PHYB.

2.3.b humidité spécifique

Une humidité contrôlée par la circulation

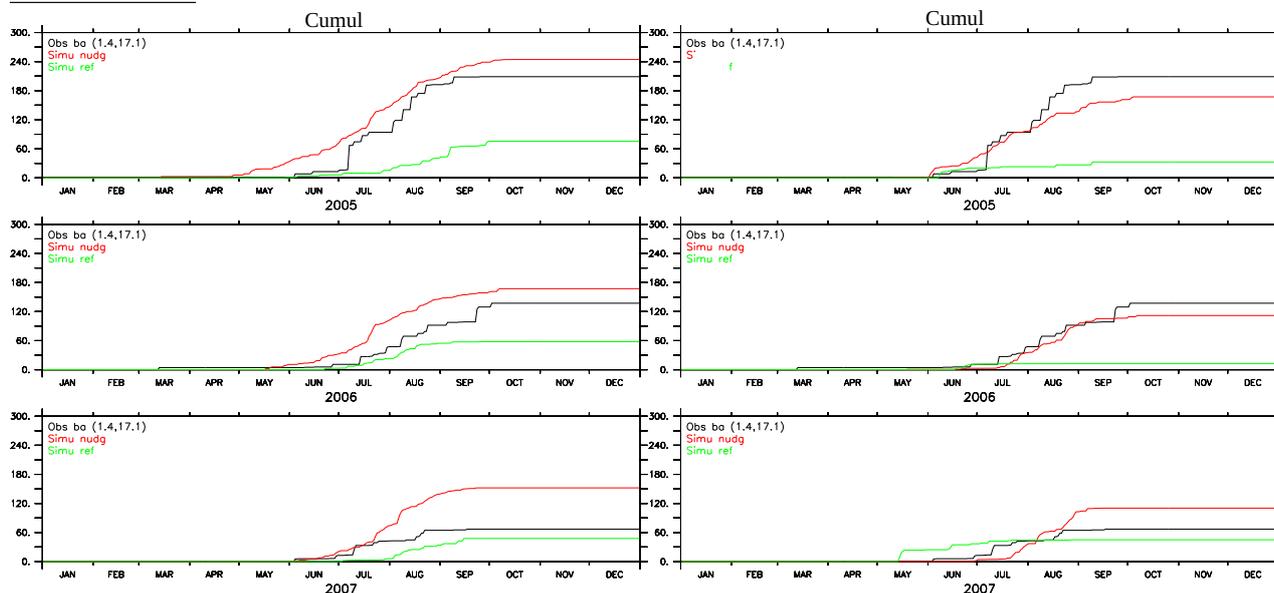
Le flux de mousson et le Jet d'Est sont des vecteurs importants de l'humidification de l'atmosphère Ouest Africaine. En effet, [Joseph et al. \(1979\)](#), à travers l'analyse de l'isotope de l'eau ($18O$ 2H), et [Cadet and Nnoli \(1987\)](#), à travers l'analyse du transport de vapeur d'eau, ont montré que l'essentiel de l'humidité sur le continent Ouest Africain durant la saison des pluies est fourni par l'advection d'air humide en provenance du Golf de Guinée et de l'Océan Indien. Cette advection s'effectue dans les basses couches de l'atmosphère par le flux de mousson et dans les moyennes et hautes couches de la troposphère par les flux zonaux de direction Est-Ouest du JEA et du JET. Le JEA humidifie la moyenne troposphère par recyclage de l'évaporation continentale. L'origine maritime de cette évaporation est discutable car il faut également tenir compte du mélange de l'humidité par les mouvements convectifs. Cependant, comme la vapeur d'eau sur la région Ouest Africaine est concentrée en dessous de 700 hPa ([Flohn and Korff, 1965](#); [Cadet and Nnoli, 1987](#)), le Golf de Guinée reste la source majeure de l'humidification sur la région. Le transport de vapeur d'eau dans les terres voit sa progression limitée au nord non seulement par l'intensité et la position de la dépression thermique saharienne ([Peyrillé and Lafore, 2007](#)) mais également par la position latitudinale du JEA ([Nicholson and Grist, 2001](#)). Ainsi, l'humidité disponible pour la formation des nuages durant la saison des pluies sur le continent est fortement contrôlée par la circulation.

Aussi, pour mieux comprendre l'effet du guidage sur la correction des pluies, nous nous sommes intéressés à l'impact de la circulation sur la représentation de l'humidité dans LMDZ. Nous choisissons d'étudier en particulier l'effet du guidage sur l'humidité spécifique à 2m (q_{2m}) car elle fait partie des variables mesurées aux stations. Cela nous offre la possibilité de continuer à faire des comparaisons

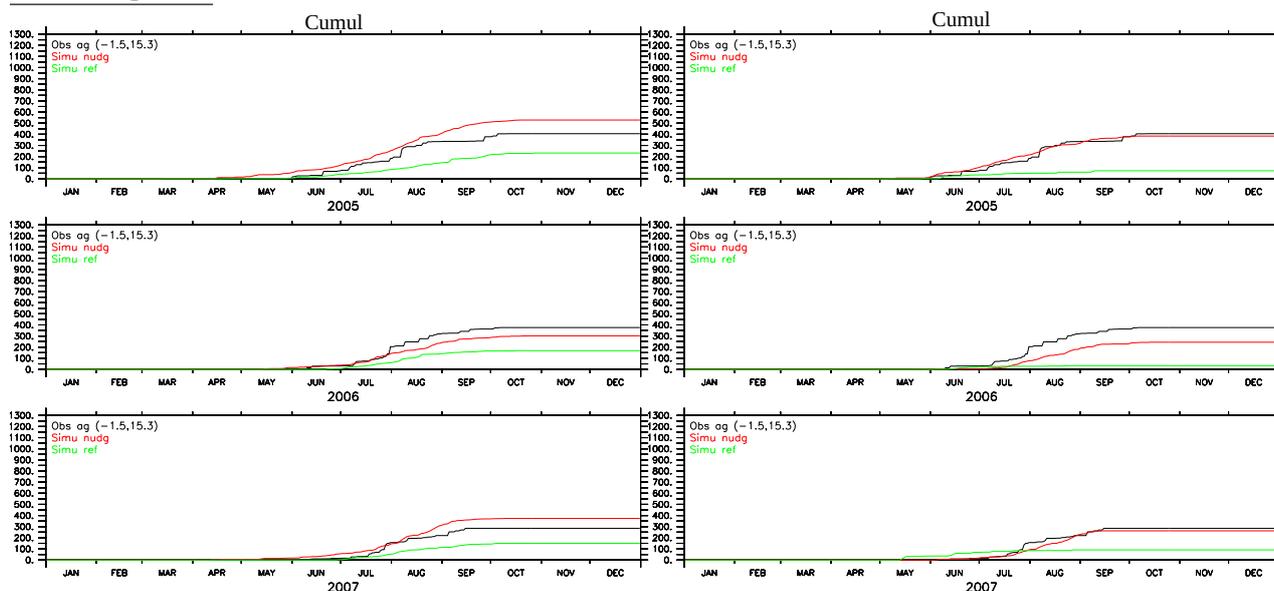
Cumul PHYA

cumul PHYB

Station Bamba



Station Agoufou



Station Nalohou

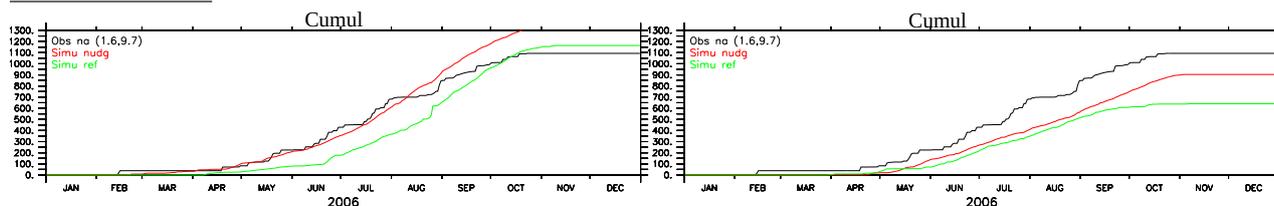
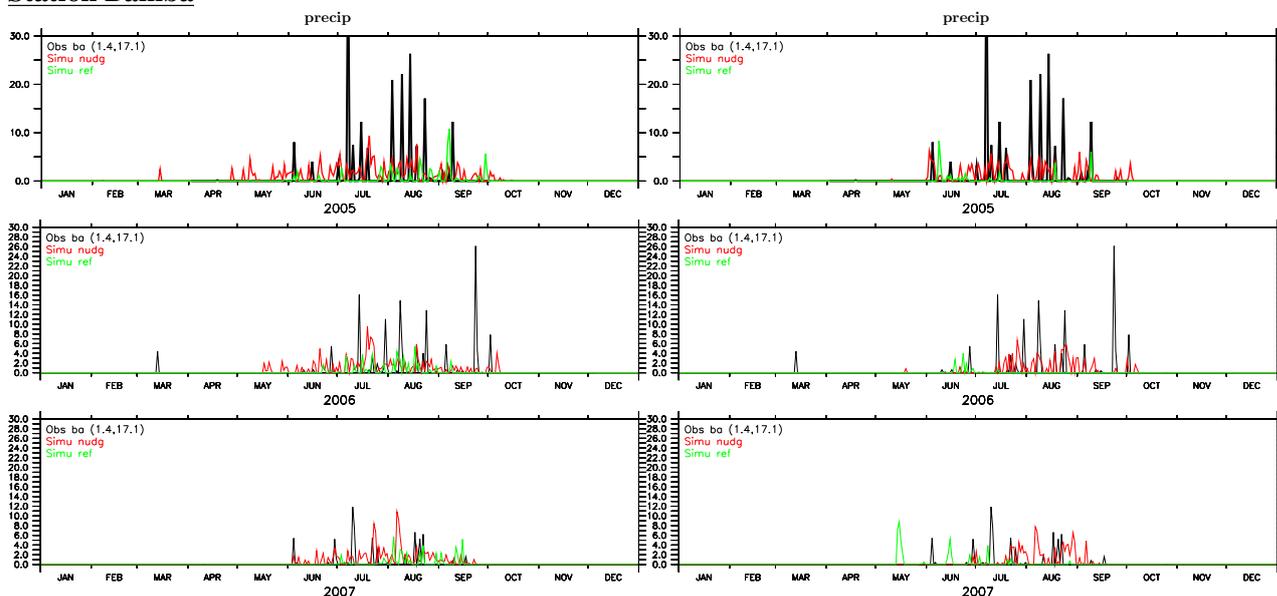


FIGURE 2.13 – Évolution journalière du cumul des précipitations (en mm) depuis le 1^{er} janvier sur la période de 2005 à 2007 aux stations de Bamba et Agoufou et en 2006 à la station de Nalohou (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PHYA (colonne de gauche) et PHYB (colonne de droite) effectuées en configuration libre (vert) et guidée (rouge).

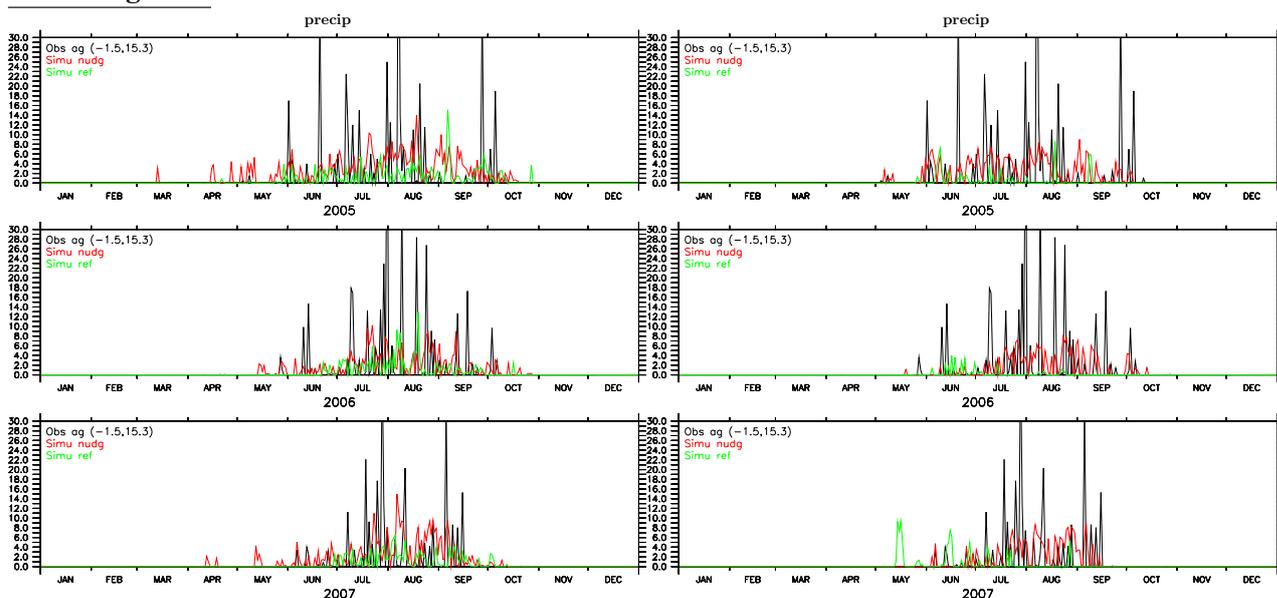
precip (en mm/jr) PHYA

precip (en mm/jr) PHYB

Station Bamba



Station Agoufou



Station Nalohou

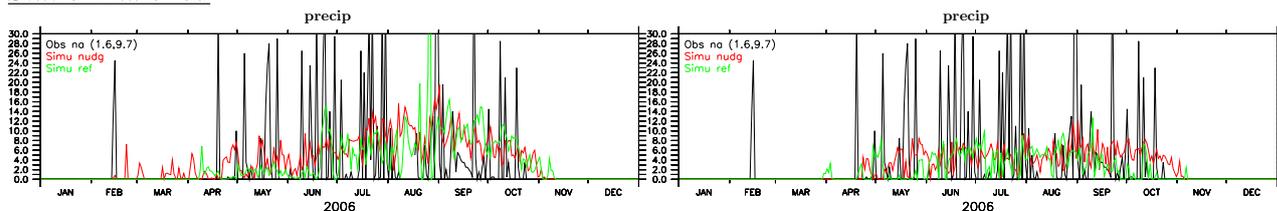


FIGURE 2.14 – Évolution journalière des précipitations (precip, en mm/jour) sur la période de 2005 à 2007 aux stations de Bamba et Agoufou et en 2006 à la station de Nalohou (respectivement de haut en bas). Les données d’observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PHYA (colonne de gauche) et PHYB (colonne de droite) effectuées en configuration libre (vert) et guidée (rouge).

modèle-stations et donc d'étudier l'effet du guidage sur q_{2m} au niveau local.

Une humidité contrastée entre les zones sahélienne et soudanaise

Dans les données d'observations in-situ (voir figure 2.15 et 2.16), le taux d'humidité spécifique (sur la période de 2005 à 2007) aux stations sahéliennes (Bamba, Agoufou, Wankama) est très bas en saison sèche. Il est généralement inférieur à 4 g/kg, sauf les rares jours d'incursion d'air humide (en provenance du Golf de Guinée ou de l'Atlantique du Nord). Durant ces jours spécifiques, le taux d'humidité peut atteindre 8-10 g/kg environ. À l'arrivée de la ZCIT au 5^{me} parallèle, le taux d'humidité augmente rapidement et demeure très élevé en été, au cours de la saison des pluies, avec des maxima d'environ 16 g/kg généralement atteints en août. Aux stations soudaniennes (Bira, Naholou), Les valeurs de q_{2m} (disponibles en 2006 uniquement) varient fortement durant la saison sèche, les valeurs mesurées oscillant entre 5 et 14 g/kg. Elles augmentent et se stabilisent durant la saison des pluies. Les valeurs mesurées sont alors d'environ 16 g/kg. Enfin, avec le déplacement de la ZCIT près de l'équateur en novembre, signe du retour de l'Harmattan sur le continent, le taux d'humidité chute dans la zone pour atteindre des valeurs inférieures à 8 g/kg.

Pour une même année observée, en l'occurrence 2006 ici, l'analyse des données in-situ de q_{2m} met en évidence la distinction climatique marquée entre la zone sahélienne et la zone soudanaise. En comparant ces données aux valeurs de q_{2m} produites par ERAI, nous constatons qu'elles sont très proches l'une de l'autre durant la saison sèche. En saison humide par contre, ERAI se distingue légèrement des observations in-situ. Les valeurs de q_{2m} produites par ERAI sont légèrement plus faibles aux stations sahéliennes (notamment à Bamba en 2005 et à Agoufou en 2006) et légèrement plus élevées aux stations soudanaise que celles des données. Ainsi, la courbe d'évolution de q_{2m} produite par ERAI peut être prise comme référence en cas de données manquantes dans les observations in-situ.

Une humidité plus réaliste dans PHYA libre

À l'aide de ces données, nous commençons par évaluer de façon statistique les simulations libres produites avec PHYA et PHYB (voir figure 2.15 et 2.16). Nous constatons qu'en zone sahélienne, les biais d'humidité dans le modèle sont principalement vus durant la saison des pluies, période où le JEA est localisé plus au sud dans le modèle que dans la réalité. Ces biais secs sont moins forts et moins systématiques dans PHYA que dans PHYB. En effet dans PHYB, les maxima d'humidité sont généralement atteints en Juin (ce qui concorde avec le fait que le mois de Juin soit le plus pluvieux) alors que les mois d'août et septembre sont systématiquement plus secs en comparaison aux observations et aux réanalyses (ce qui concorde avec le déficit de pluie en été). On remarque que dans PHYA, q_{2m} est assez bien représenté en moyenne. Le taux d'humidité en moyenne sur la saison est très proche de ERAI et se rapproche des mesures au sol. Malgré cela, les précipitations produites avec PHYA en configuration libre sont plus faibles que celles observées. Ce qui peut laisser penser qu'il existe un défaut dans le calcul des précipitations dans PHYA. En zone soudanaise, les fortes amplitudes de variation observées dans les données in-situ et ERAI durant la première saison sèche sont moins marquées dans le modèle. Le taux d'humidité en moyenne durant cette période est plus faible dans PHYB. En saison des pluies, les valeurs de q_{2m} sont proches des données (avec un écart aux observations inférieur à 2 g/kg) notamment dans PHYB. La seconde saison sèche est plus humide dans PHYA et mieux représentée dans PHYB.

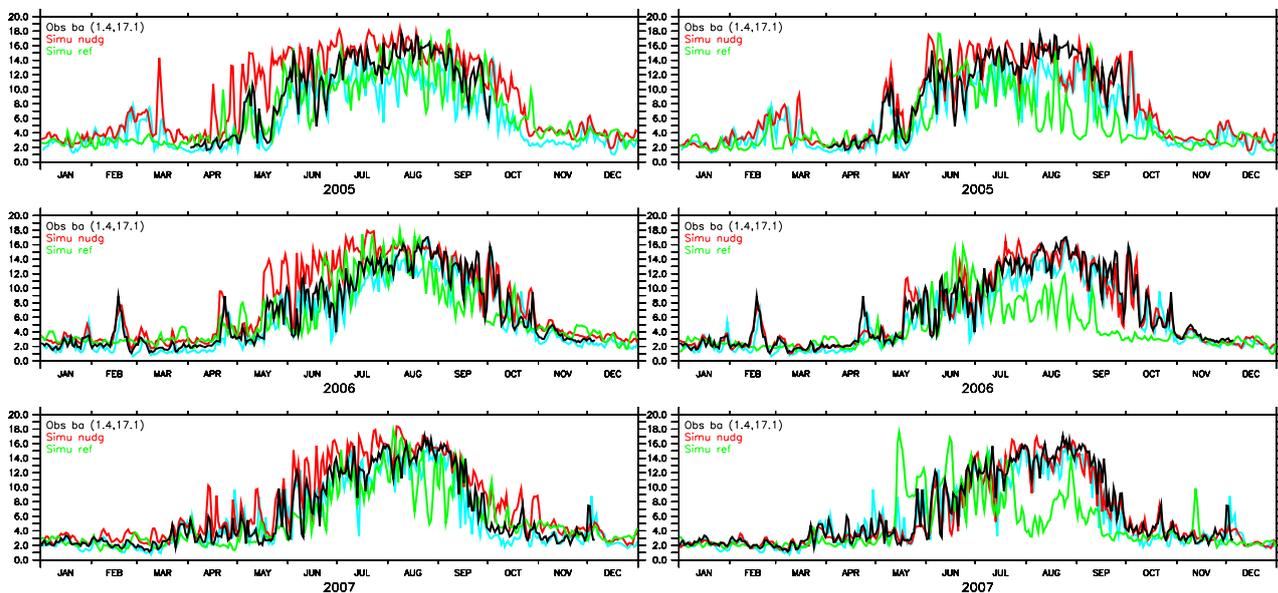
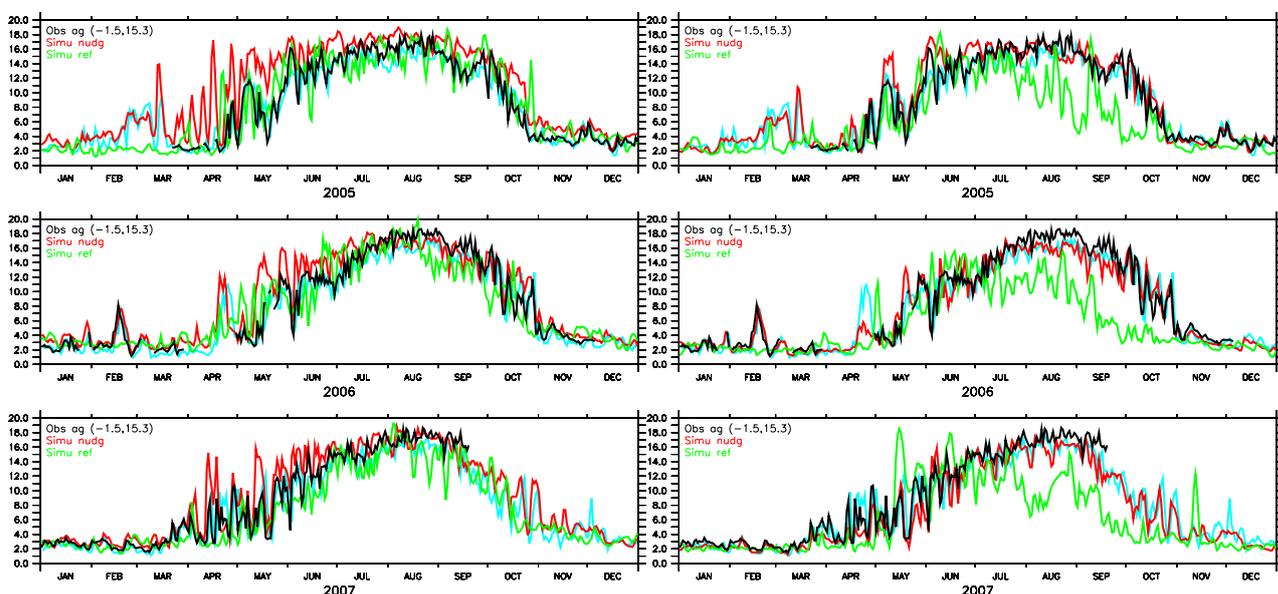
q_{2m} (en g/kg) PHYA q_{2m} (en g/kg) PHYB**Station Bamba****Station Agoufou**

FIGURE 2.15 – Évolution journalière de l'humidité spécifique à 2 m (en g/kg) sur la période de 2005 à 2007 aux stations de Bamba et Agoufou (respectivement en haut et en bas). Les données d'observations in-situ (noir) et les réanalyses ERAI (cyan) sont comparées aux sorties des simulations PHYA (colonne de gauche) et PHYB (colonne de droite) effectuées en configurations libre (vert) et guidée (rouge).

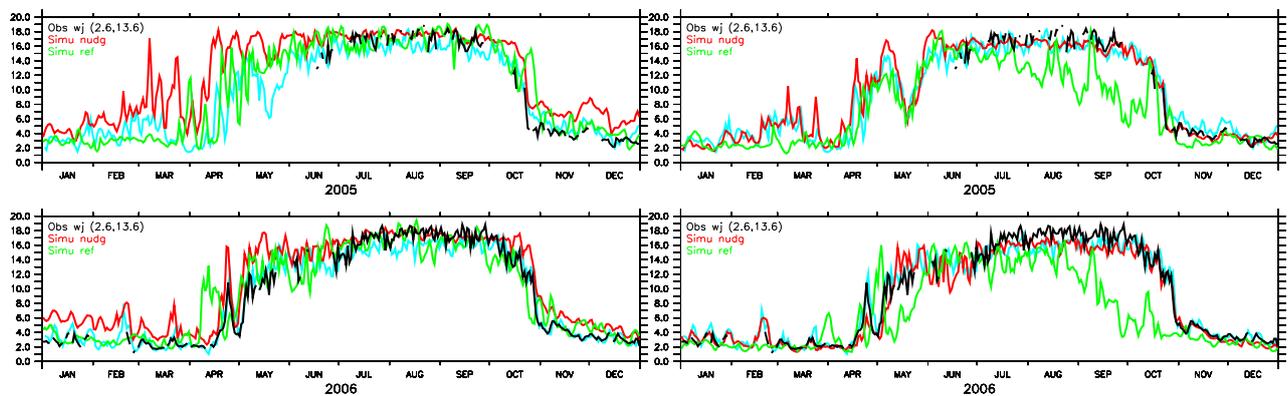
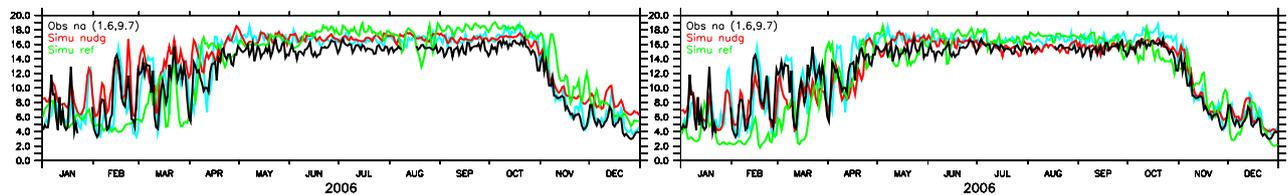
q_{2m} (en g/kg) PHYA q_{2m} (en g/kg) PHYB**Station Wankama****Station Nalohou**

FIGURE 2.16 – Évolution journalière de l'humidité spécifique à 2 m (en g/kg) sur la période de 2005 à 2006 à la station de Wankama et en 2006 aux stations de Bira et Nalohou (respectivement en haut et en bas). Les données d'observations in-situ (noir) et les réanalyses ERAI (cyan) sont comparées aux sorties des simulations PHYA (colonne de gauche) et PHYB (colonne de droite) effectuées en configurations libre (vert) et guidée (rouge).

L'amélioration de la représentation de l'humidité par le guidage

Dans les simulations guidées dans lesquelles on contraint la position des éléments clés de la circulation de la mousson, les variations journalières de q_{2m} simulées aux différentes stations et années d'EOP (2005-2007) sont en phase avec les observations. Ceci met non seulement en exergue la qualité du vent des réanalyses ERAI mais démontre également que le vent est au premier ordre déterminant pour la distribution de l'eau.

L'amélioration de la circulation par le guidage induit :

- En zone sahélienne, une augmentation du taux d'humidité dans le modèle. Les biais secs relevés en saison des pluies dans les simulations libres sont relativement corrigés dans les simulations guidées. Cependant nous constatons que mieux représenter la dynamique de grande échelle dans PHYA engendre des biais humides notamment en saison sèche (particulièrement en mai), tandis que PHYB produit un taux d'humidité journalier qui s'accorde mieux aux données d'observations in-situ et aux réanalyses ERAI. Nous reviendrons sur ce point en fin de section.

- En zone soudanienne, nous constatons un double effet : 1) une amélioration des amplitudes de variation et une augmentation de l'humidité en saison sèche 2) une diminution du taux d'humidité en saison des pluies. Celle-ci résulte d'un meilleur positionnement de la ZCIT et de la MAO même en saison sèche. Ainsi, les biais secs (en saison sèche) et humides (en saison humide) relevés dans les simulations libres sont réduits grâce au guidage. Si cet effet induit une meilleure représentation de q_{2m} dans PHYB, cela génère des biais humides en saison sèche dans PHYA.

Humidité et transport vertical par les paramétrisations physiques

Pour connaître le lien entre le biais d'humidité et les paramétrisations physiques, nous choisissons d'examiner la différence de vapeur d'eau entre PHYA et PHYB sur toute la colonne atmosphérique de la maille contenant l'un des points station pour une année donnée (la station de Bamba en 2005, figure 2.17a). La figure montre un contraste d'humidité localisé entre la surface et 500 hPa indiquant que la physique de PHYB assèche davantage les basses couches (comme relevé sur q_{2m}) et humidifie davantage la moyenne atmosphère que celle de PHYA. Nous pouvons attribuer cette différence à la redistribution de la vapeur d'eau dans la colonne d'air par le schéma de transport convectif dans la couche limite de PHYB qui résulte en un assèchement de la basse troposphère et en une humidification de la moyenne troposphère plus importants que dans la simulation PHYA.

Pour confirmer cette affirmation, nous allons analyser les contributions des différentes paramétrisations aux évolutions temporelles de vapeur d'eau (par l'effet des tendances).

Dans le modèle LMDZ, l'évolution des variables d'état (température, humidité et de vent) est décomposée en moyenne d'ensemble et en partie fluctuante par la décomposition de Reynolds ($x = \bar{x} + x'$, où \bar{x} est la moyenne et x' la fluctuation). L'équation de conservation de l'humidité spécifique dans sa forme advective s'écrit :

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = - \frac{\partial \rho u_j q}{\partial x_j} + \rho S q \quad (2.3)$$

où, S_q représente les sources (évaporation, sublimation) ou puits (condensation) dans la couche limite.

Lorsque nous introduisons cette décomposition et choisissons de ne retenir que le terme vertical, elle s'écrit de la manière suivante :

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\frac{\partial \bar{u}_j \bar{q}}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{w}' q'}{\partial z} + S_q \quad (2.4)$$

Les tendances dynamique et physique en humidité (appelées ici respectivement dq_{dyn} et dq_{phy}) sont définis de la manière suivante :

$$dq_{dyn} = -\frac{\partial \bar{u}_j \bar{q}}{\partial x_j}$$

$$dq_{phy} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{w}' q'}{\partial z} + S_q$$

Dans le modèle, dq_{phy} représente donc la somme des tendances en humidité données par l'ensemble des paramétrisations sous-maille. La tendance physique peut être décomposée elle-même en :

$$dq_{phy} = dq_{cl} + dq_{cv} + dq_{lsc} + dq_{eva}$$

$$\text{avec } -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \bar{w}' q'}{\partial z} = dq_{cv} + dq_{cl}$$

$$\text{et } S_q = dq_{lsc} + dq_{eva}$$

où dq_{cl} , dq_{cv} , dq_{lsc} et dq_{eva} représentent respectivement la tendance en humidité donnée par le schéma de couche limite, de convection, de condensation à grande échelle et d'évaporation. Pour rappel la version PHYB du modèle diffère de la version PHYA essentiellement au niveau de la paramétrisation de la couche limite et de la convection. Ainsi, si dans PHYA,

$$dq_{cl} = dq_{vdf} + dq_{ajs}$$

$$dq_{cv} = dq_{con}$$

les termes dq_{vdf} , dq_{ajs} , dq_{con} représentant respectivement les tendances en humidité donnée par la diffusion turbulente de petite échelle, par l'ajustement sec et par la convection, il faut rajouter pour PHYB : - la tendance en humidité donnée par les thermiques de couche limite (appelée dq_{the}).

- la tendance en humidité donnée par les poches froides convectives (appelée dq_{wak}).

Dans ce cas,

$$dq_{cl} = dq_{vdf} + dq_{ajs} + dq_{the} \text{ et } dq_{cv} = dq_{con} + dq_{wak}$$

Ainsi, il est possible d'analyser les tendances en humidité données par les différentes paramétrisations sous-maille et de pouvoir identifier celle qui contribue le plus à l'augmentation du mélange de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

L'analyse de la tendance physique totale en humidité en moyenne sur le printemps (mars à mai) et sur l'été (juillet à septembre) entre les simulations montre effectivement que PHYB a tendance à assécher

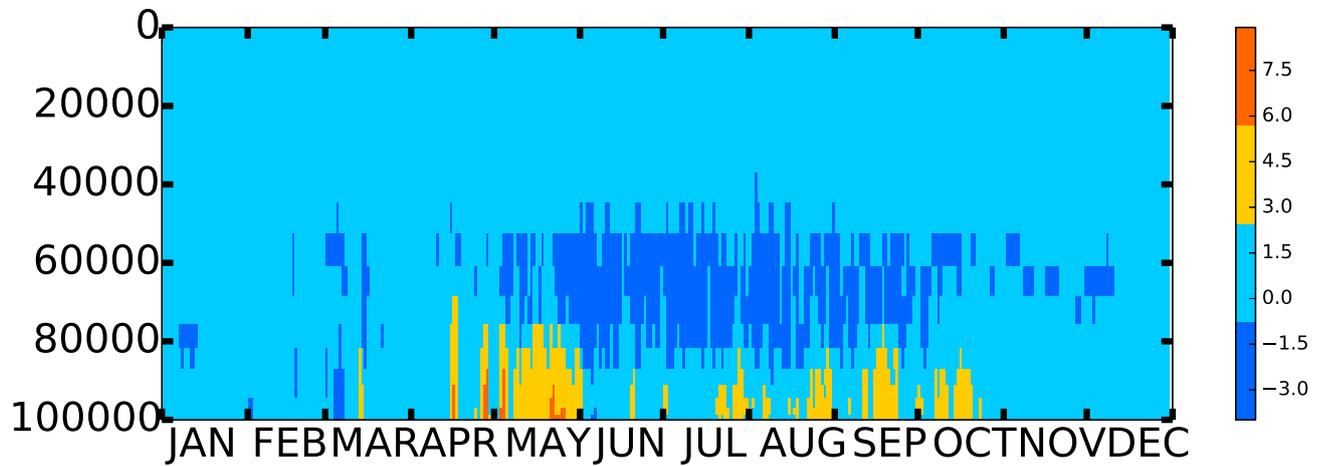
davantage dans les basses couches et à humidifier davantage la moyenne troposphère que PHYA (voir figure 2.17b) durant les deux saisons. Nous remarquons ensuite une forte corrélation entre la tendance en humidité donnée par la couche limite et la tendance totale aussi bien en saison sèche qu'en saison humide (voir dq_{cl} et dq_{phy} sur la figure 2.17b). En analysant séparément l'effet dû au thermique (voir dq_{the} sur la figure 2.17b), nous en déduisons que c'est l'intégration des thermiques dans les paramétrisations de PHYB qui contribue à renforcer le mélange dans la couche limite atmosphérique en humidifiant la troposphère libre et en asséchant la surface. La meilleure représentation de q_{2m} dans la simulation PHYB guidée semble confirmer que ce mélange est plus réaliste.

Nous profitons de l'analyse de l'impact du guidage sur l'humidité spécifique à 2m pour présenter les résultats des tests de sensibilité à $\tau = 6$, $\tau = 12$ et $\tau = 24$ en plus de $\tau = 3$ sur q_{2m} dans PHYB illustré sur la figure 2.18). Nous constatons que la simulation guidée à 24h se distingue légèrement des autres. En effet, pour des constantes de temps allant de 3 à 12h l'humidité spécifique journalière produite par le modèle est peu modifiée. Cependant, pour une constante de temps de relaxation de l'ordre de la journée, nous remarquons que le modèle apporte moins d'humidité au Sahel durant la saison des pluies (particulièrement en fin de saison) qu'avec une constante de guidage plus courte. Néanmoins, les évolutions synoptiques restent en phase avec les observations et la simulation produit un taux d'humidité meilleur qu'en configuration libre. En zone soudanienne, la simulation guidée à 24h se différencie des autres simulations essentiellement en période sèche, avec un taux d'humidité spécifique légèrement plus bas. Cela peut s'expliquer par la forte variabilité journalière de q_{2m} durant cette période. Notons également que pour la seconde saison sèche à Nalohou, la simulation guidée à 12h est également légèrement moins bien accordée avec les simulations guidées à 3 et 6h. Les constantes de temps allant de 3 à 12h sont assez courtes pour contraindre la dynamique de grande échelle et assez longues pour laisser la physique du modèle s'exprimer.

En conclusion, en guidant les vents horizontaux du modèle vers les réanalyses ERAI, à des constantes de temps de rappel allant de 3 à 12h, nous arrivons à corriger les biais majeurs sur les précipitations au Sahel. Cela nous permet également de faire une comparaison entre le modèle et les observations pour un régime climatique similaire et donc de comparer directement les observations in-situ à la valeur moyenne de la grille.

À partir de l'analyse des deux versions du modèle par la méthode du guidage nous avons vu qu'il était possible suivant la physique utilisée de reproduire une variabilité jour-à-jour de q_{2m} réaliste ce qui nous a permis de mettre en évidence un aspect très important dans l'utilisation du guidage : celui de laisser suffisamment de liberté au modèle pour nous permettre d'évaluer sa physique et par conséquent d'étudier l'origine des biais sur le bilan d'énergie.

a) différence du profil vertical de la vapeur d'eau entre PHYA et PHB



b)

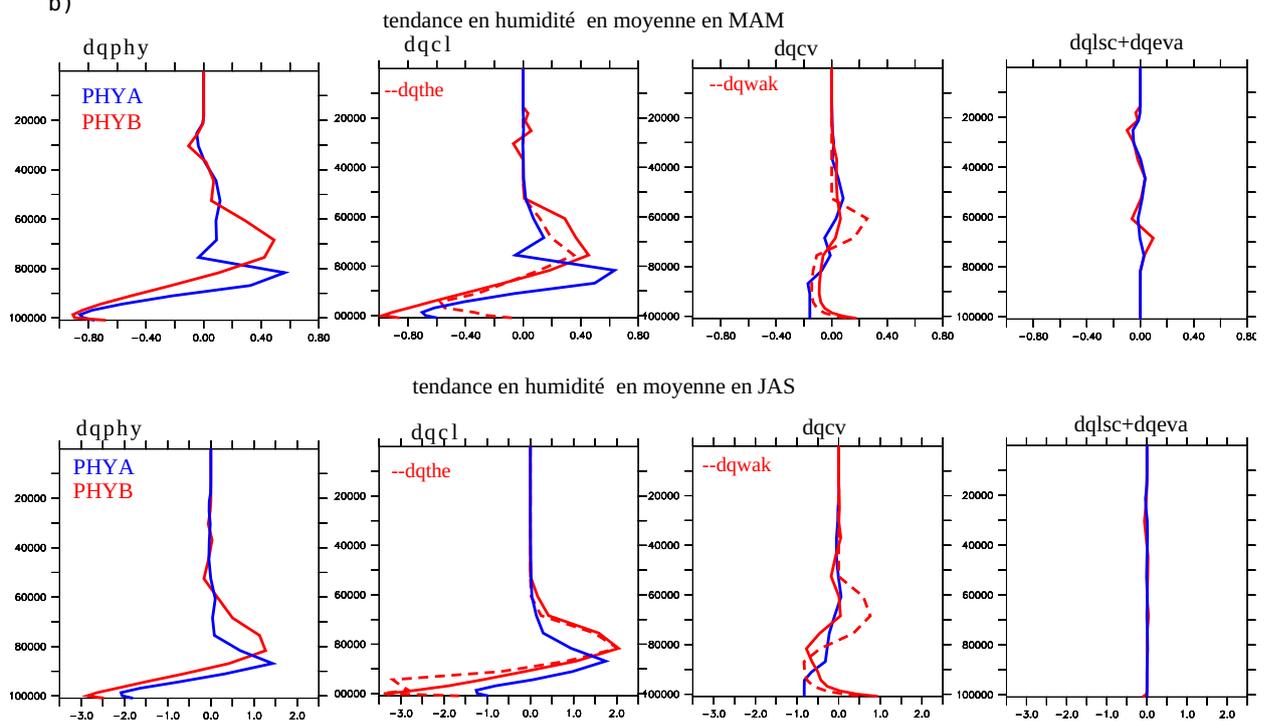


FIGURE 2.17 – Évolution journalière de la différence du profil vertical de la vapeur d'eau entre PHYA et PHB à Bamba en 2005 (graphique a). Tendances en humidité moyennées sur mars-avril-mai (en haut, échelle de -1 à 0.80 g/kg) et juillet-août-septembre (en bas, échelle allant de -3.5 à 2.5 g/kg) de l'année 2005 (graphique b).

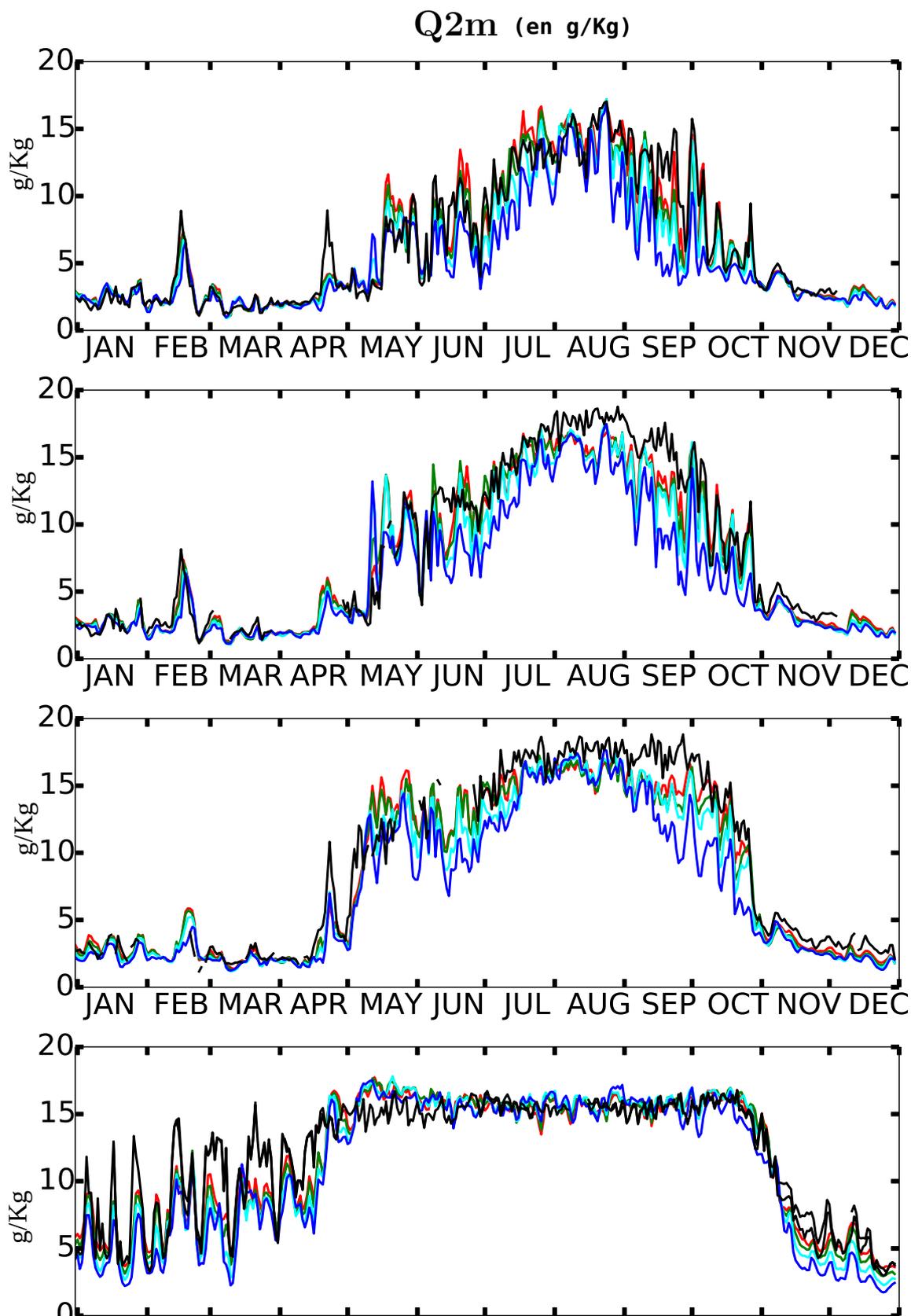


FIGURE 2.18 – Évolution journalière de l'humidité spécifique à 2 m (en g/kg) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Bira et Nalohou (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PHYB effectuées en configuration guidée avec 4 constantes de temps de rappel : 3, 6, 12 et 24h (respectivement en rouge, vert, cyan et bleu).

CHAPITRE 3

BILAN D'ÉNERGIE À LA SURFACE

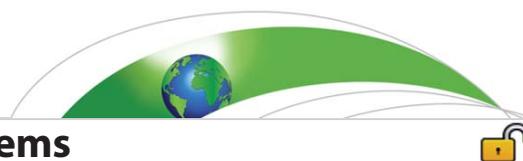
Sommaire

1	Étude du Bilan d'énergie à la surface dans la version PHYB	50
2	Le bilan d'énergie à la surface dans LMDZ6	80
3	Analyse de la Mousson d'été dans LMDZ6	93

Dans le chapitre 2 nous avons démontré qu'il était possible grâce à la méthode du guidage d'utiliser des données stations locales pour évaluer les paramétrisations physiques à l'oeuvre dans une maille de modèle. Les données station fournissent les informations les plus réalistes sur les processus et les flux à l'interface atmosphère-surface. Aussi, dans ce chapitre, nous utilisons notre outil de comparaison des données in-situ avec le modèle de l'IPSL par le guidage pour analyser les différents termes du bilan d'énergie à la surface de la région Ouest Africaine. Le travail est scindé en deux parties. La première partie est consacrée à l'évaluation et la compréhension du bilan d'énergie à la surface simulée par la version PHYB du modèle (<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2017MS001081/full>). Dans la seconde partie, nous évaluons comment la représentation du bilan d'énergie à la surface a évolué entre la version PHYB du modèle et celle développée pour le prochain exercice d'inter-comparaison de modèles CMIP6.

1 Étude du Bilan d'énergie à la surface dans la version PHYB

L'article ci-après résume les travaux effectués sur le bilan d'énergie à la surface dans la version PHYB ou LMDZB du modèle. Les sections 2 à 3 reprennent les résultats du chapitre "Méthodologie" précédent. L'évaluation du bilan d'énergie simulé dans PHYB est présentée dans la section 4, et l'origine des biais identifiés investiguée dans la section 5.



RESEARCH ARTICLE

10.1002/2017MS001081

The Surface Energy Budget Computed at the Grid-Scale of a Climate Model Challenged by Station Data in West Africa

F. B. Diallo¹, F. Hourdin¹, C. Rio², A.-K. Traore¹, L. Mellul¹, F. Guichard², and L. Kergoat³

Key Points:

- Nudging horizontal winds toward reanalysis enables the comparison of a GCM grid cell with station data under same synoptic conditions
- Nudging allows to disentangle biases related to a bad positioning of the WAM from those due to the misrepresentation of physical processes
- Soil thermal inertia, turbulent mixing, surface albedo, aerosols and clouds are all key for the representation of the surface energy budget

Correspondence to:

F. B. Diallo,
bdiallo@lmd.jussieu.fr

Citation:

Diallo, F. B., Hourdin, F., Rio, C., Traore, A.-K., Mellul, L., Guichard, F., & Kergoat, L. (2017). The surface energy budget computed at the grid-scale of a climate model challenged by station data in West Africa. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9. <https://doi.org/10.1002/2017MS001081>

Received 7 JUN 2017

Accepted 13 OCT 2017

Accepted article online 22 OCT 2017

¹Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL/UPMC Université Paris 06/Sorbone Universités/CNRS, Paris, France, ²CNRM (UMR 3589 CNRS and Météo-France), Toulouse, France, ³Geosciences Environnement Toulouse (CNRS/IRD/CNRS/Université de Toulouse), Toulouse, France

Abstract In most state-of-the-art climate models, systematic errors persist in the representation of the rainfall seasonality, near surface air temperature, and surface energy budget over West Africa, even during the dry season. Most biases are related to an incorrect latitudinal position of the monsoon structures. To disentangle the role of the large-scale dynamics from that of the physical processes in these biases, simulations are performed with the LMDZ general circulation model in which the horizontal winds are nudged toward reanalysis. Wind nudging greatly improves the position of the ITCZ as well as the representation of the components of the surface energy budget directly impacted by the water budget and hence facilitates a more systematic analysis of remaining biases associated with the physics in the model. The great potential of wind nudging to compare the energetics of the atmospheric column in climate models at grid cell scale with station observations, even for coarse grid models, is then shown. Despite the improved water advection and rainfall seasonality in the nudged simulations, errors consisting in a cold bias during the dry season over Sahel, an underestimated seasonal variation of surface albedo, and an overestimation of the solar incoming flux remain. The origin of these remaining biases is further investigated by conducting a series of dedicated sensitivity experiments. Results highlight the key role of the soil thermal inertia, the turbulent mixing efficiency, the surface albedo, and the aerosols and clouds radiative effects in the representation of meteorological 2m-variables and surface energy budget.

1. Introduction

General circulation models have difficulties simulating the seasonality of temperature and rainfall in West Africa, a region characterized by a complex climate and where in-situ observations are scattered and challenging to collect. The purpose of this study is to use local observations collected at various sites in West Africa to evaluate and to improve the representation of near-surface temperature and humidity, latent and sensible heat flux, and surface radiation budget simulated by a general circulation model.

The West African climate is characterized by the seasonal migration of the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ) between the coast of the Gulf of Guinea and the Sahara desert. The ITCZ reaches the Sahel in summer resulting in a short rainy season corresponding to the West African monsoon. This complex climate phenomenon, organized at various scales, has been extensively documented during the AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) field campaign (Redelsperger et al., 2006). Land surface thermodynamics and water budget were identified as key components of land-atmosphere interactions, which play a crucial role in the mechanisms involved in the West African monsoon system (Charney, 1975; Eltahir & Gong, 1996; Taylor et al., 2011).

In the 70s and in the 80s, the Sahel experienced a severe drought associated with a warm anomaly in surrounding low-latitude oceans which weakened the in-land excursion of the ITCZ (Giannini et al., 2002). The partial recovery of rainfall since this period has been explained by the end of this temperature anomaly but it was probably also affected by the global warming resulting from the global greenhouse gas increase (Gaetani et al., 2016). According to the IPCC fifth Assessment Report (Stocker et al., 2013), warming may also be significantly stronger in Africa than at the global scale. The warming in Africa may be of the order of 3° C over the coast and 4° C over continental Sahel for a 2° C warming at the global scale. Remarkably clear warming trends have also been documented for the historical period by Guichard et al. (2015). In addition

© 2017. The Authors.

This is an open access article under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs License, which permits use and distribution in any medium, provided the original work is properly cited, the use is non-commercial and no modifications or adaptations are made.

to droughts and warming, West Africa has experienced severe floods in the last decade, in particular in 2007, 2008 and 2009. These extreme phenomena are sometimes attributed to climate change. Beyond the general warming trend, the amplitude of the regional warming and rainfall changes is however highly uncertain. Improving the simulation of past and present climate over West Africa is an ongoing challenge that will lead to a more reliable use of future climate change projections over West Africa.

Because of the constraints related to the computational means, current global climate models (GCMs) use coarse grids with typical grid cell sizes of the order of 100 to 300 km. With such an horizontal resolution, convective and clouds processes are parameterized and not explicitly calculated. Parameterizations of atmosphere surface couplings must also account for the heterogeneities of the surface and soil characteristics. This also applies to regional climate models if their grid is not refined down to a few km or less. Many options exist to parameterize these sub-grid scale processes, which explains for a large part the diversity of climate models. Evaluating the skill of the GCM parameterizations is one main motivation for large international inter-comparison exercises like CMIP (Coupled Model Inter-comparison Project). Analyses focused on the West Africa monsoon (WAM, Roehrig et al., 2013) show that "CMIP5 models have not reached yet a degree of maturity which makes it possible to rely directly on them to anticipate climate changes and their impacts, especially with regards to rainfall". In coupled atmosphere-ocean simulations of the present-day climate, these authors found that the annual cumulated rainfall over a Sahel box (17W-10E; 12.N-20N) varies by a factor of 10 across models. These biases can be partly attributed to warm biases in the simulated sea surface temperature over the Gulf of Guinea, limiting the northward migration of the ITCZ. Even with prescribed sea surface temperature, large biases remain on the position of the zonal jets and ITCZ. Concerning the energy budget, a large deviation is also found between models when comparing temperature and surface fluxes over the Sahel. The deviation reaches typically 7 K on the 2 m temperature, 80 W/m² for the net infrared flux, 60 W/m² for the net solar flux and 40 W/m² for the net radiative budget during the dry season. The causes of these biases are poorly known. During the monsoon period, precipitation plays a key role by controlling the evaporative fraction. Outside of the monsoon period, surface fluxes are more controlled by the radiative impact of water vapor, clouds and aerosols (Guichard et al., 2009; Slingo et al., 2009).

In the present study, we evaluate the simulation of the local meteorological variables and that of the surface energy budget in the LMDZ GCM. The most reliable observations to precisely assess air-surface coupling are ground-based measurements. An unprecedented instrument deployment during AMMA helped documenting surface fluxes and near surface meteorological variables along a latitude transect in West Africa (Lebel et al., 2009) as well as the mesoscale variability due to land use and land cover (Lohou et al., 2014; Ramier et al., 2009; Timouk et al., 2009). One motivation of the present study is to estimate how a direct comparison of the model outputs with AMMA site measurements can be used to improve the understanding and modeling of the surface-atmosphere coupling. This motivation leads to methodological questions. The first question concerns the representativeness of point stations observations when comparing them with the grid cell of a model, which aims at representing the average of meteorological variables on scales of typically 200 × 200 km². The second issue is related to the chaos in the meteorological system. Even if initialized with observations, the day-to-day simulation of the meteorology would rapidly diverge from the real one. Because of this well-known issue of the climate models, the comparison with observations is usually done in terms of statistics computed on 10-year simulations for instance. By doing this, a large part of the information that the multi-variate station data contains would be lost.

This issue can be avoided by forcing the simulated day-to-day evolution of the meteorology to follow the real one by applying so-called nudging techniques to the large-scale dynamics. In practice nudging consists in relaxing the horizontal winds of the model toward those of the analyzes or reanalyzes produced by numerical weather forecast centers with a typical time constant of several hours. The potential of these nudging techniques has already been demonstrated by comparing LMDZ simulations with in situ observations at SIRTA (an observation site located in the mid-latitudes in the Paris area) in studies focusing on the boundary layer physics and the surface coupling (Cheruy et al., 2013; Coindreau et al., 2007). Nudging made it possible to compare model results with local observations on a day-to-day basis, while the seasonality was not much affected by nudging. In this case, it appeared that representativeness was not an issue once it had been checked that the surface local properties for hydrology at the considered grid cell were consistent with that of the observation site.

Here we investigate to which degree this methodology can also be applied in West Africa. In West Africa, an additional methodological question arises (Hourdin et al., 2010; Roehrig et al., 2013): the climate is strongly contrasted in latitude, following the latitudinal distribution of the annual rainfall. Therefore the behavior of local processes strongly depends on this annual rainfall. When considering a climate model with significant rainfall biases (as is generally the case), a direct comparison to site observations will mainly reflect the fact that simulations and observations do not concern the same climatic regime. One way to avoid the above mentioned difficulty would be to compare model outputs with site observations not at a given location but for a similar annual rainfall. For a model with a rainfall deficit over Sahel, this could be done by artificially shifting the location of the point used to extract the simulated variables toward a lower latitude (the rainfall increasing from North to South over Sahel). However, by doing so, one would face other issues, the sunlight and local surface conditions being in this case different between simulation and observation. Here we show that nudging, in addition to the above-mentioned properties, allows the simulated rainfall seasonal cycle to be closer to the observed one, making a direct comparison with observations relevant for other variables.

The methodology used here consists in imposing the model dynamics without constraining the physical parameterizations behavior in order to address the following questions: 1) what is the potential of the nudging technique for the model evaluation and model improvement using site observations in the African monsoon region? 2) To which degree of accuracy can the nudged model reproduce the seasonality, and the intra-seasonal and inter-site variability of the observed surface energy budget? 3) What are the key elements of the physical model that matter in the representation of the surface energy budget?

The tools and method to compare the GCM grid cell with in-situ observations are presented in section 2 and 3 for two versions (LMDZ-5A and LMDZ-5B) of the LMDZ climate model that were used for the last CMIP5 exercise (Hourdin et al., 2013a). The 5B version was based on a deep rewriting of the physical parameterizations of turbulence, convection and clouds. This new version, which in particular much better represents boundary layer convection and clouds as well as the diurnal cycle of deep convection over continents (Rio et al., 2013), was used as a basis for the CMIP6 version under development. Section 4 is dedicated to the documentation and discussion of biases related to the energy budget in this 5B version, both with and without nudging. This helps identifying the part of the biases that are a consequence of the biases in the large-scale dynamics from those caused by errors in parameterizations. In section 5, we explore ways for improvement based on specific sensitivity experiments performed with the LMDZ-5B version of the model.

2. Model and Observational Setup

2.1. Model

The LMDZ model used here is a General Circulation Model (GCM) developed since the 80s (Sadourny & Laval, 1984) at Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD). The “Z” in “LMDZ” stands for “zoom” and it means that the grid can be refined on a specific region (Idelkadi et al., 2005). The model is composed of two parts: 1) a dynamical core in which the three dimensional primitive equations are discretized on a longitude-latitude horizontal grid, and 2) a physical part in which the vertical transfers of heat, moisture and momentum associated with physical parameterizations are computed. The physical part consists of independent vertical columns that exchange information horizontally via the dynamical core, which updates the model state variables, i.e., average pressure, temperature, winds and tracers in the various grid cells. The vertical discretization is based on a so-called hybrid σ - P coordinate.

We focus here on the two model versions with 39 vertical levels used for the previous CMIP5 exercise: the LMDZ5A version (Hourdin et al., 2013b) called “OLD physics” and the LMDZ5B version called “STD physics” in the following.

In the OLD physics, the radiative transfer is calculated using broadband spectral models in the visible (Fourquart & Bonnel, 1980) and thermal infrared (Morcrette, 1991). Seasonally-varying ozone and aerosols are prescribed for the radiative computations, using prescribed climatologies as done for the CMIP5 experiments with the IPSL-CM5 model (Dufresne et al., 2013). The turbulence in the boundary layer is represented by a turbulent diffusion scheme (Deardorff, 1970). The parameterization of deep convection is based on the mass flux scheme of Emanuel and Zivkovic-Rothman (1999). The cloud fraction associated with convection is calculated from the condensed water computed by the convection scheme (Bony & Emanuel, 2001). Large-scale clouds are predicted from the total amount of water in the model grid-cell and from the

moisture at saturation by using a subgrid-scale distribution of the total water with an imposed width. The effect of subgrid-scale orography is accounted for using the parameterizations of Lott and Miller (1997).

The STD or 5B version is based on a 15-year research at LMD on the parameterization of the convective boundary layer, clouds and deep convection (Hourdin et al., 2013a).

The first major improvement concerns the representation of the convective boundary layer for which a specific mass-flux parameterization of the organized thermal cells or rolls was developed. Combined with an eddy diffusion parameterization based on a prognostic equation for turbulent kinetic energy (Yamada, 1983), the so-called thermal plume model allows up-gradient transport of potential temperature in the convective atmosphere (Hourdin et al., 2002) and a much better representation of the vertical transport of trace species (Locatelli et al., 2015) and horizontal momentum (Hourdin et al., 2017). Over the Sahel, this new parameterization was shown to well reproduce the morning maximum of near surface wind, associated with the downward transport of momentum stored in the low-level nocturnal jet. This wind maximum is responsible for probably half of the dust emission in that region in the dry season. The thermal plume model was extended to the representation of the vertical transport within cloudy convective boundary layers (Rio & Hourdin, 2008; Rio et al., 2010). A specific cloud scheme was then developed to compute the associated cumulus cloud cover, based on a bi-Gaussian subgrid scale distribution of the saturation deficit, which moments are directly computed from thermal plume properties (Jam et al., 2013).

The second major improvement of the 5B version concerns the representation of deep convection. It includes a parameterization of the cold pools that are created below storms by re-evaporation of convective rainfall. It is the first time that such a scheme is introduced in a climate model (Grandpeix et al., 2010). Deep convection is controlled by sub-cloud processes (Rio et al., 2013): it is triggered when the lifting energy provided either by the thermal plume model or the cold pool parameterization overcomes the convective inhibition and its intensity is deduced from the associated lifting power available above the inhibition. These new formulations for convective closure and triggering allow in particular to delay the onset of continental precipitation and its maximum from midday to late-afternoon (Rio et al., 2009), correcting a long-standing bias of large-scale models.

The LMDZ5B version of the model is at the basis of the new LMDZ6 version under development for CMIP6. The present study is largely motivated by the will to evaluate and improve this new physical package over West Africa.

Both versions of LMDZ are coupled to the land surface model ORCHIDEE (Organising Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems, Krinner et al., 2005) based on the SECHIBA scheme for the hydrological exchange between the Earth's surface and the atmosphere (Schematization of the exchanges of water at the Interface between the Biosphere and the atmosphere; Ducharne and Laval, 2000) and the STOMATE model (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) for vegetation growth.

2.2. Simulations Setup

The simulations setup follows the AMIP protocol (Atmospheric Model Intercomparison Project) in which models are integrated in time from initial conditions and a seasonally varying sea surface temperature is imposed. Simulations are run on a regular grid with a resolution of 300 km in longitude and 200 km in latitude. Two configurations are used. The first configuration called "FREE" hereafter consists in a classical AMIP simulation run from 1 January 1979 to 31 December 2006. In the second configuration, called "NUDG" hereafter, winds are nudged (or relaxed) toward meteorological reanalysis in order to constrain the large-scale dynamics using the following expression:

$$\frac{\partial X}{\partial t} = M(X) + \frac{X^a - X}{\tau} \quad (1)$$

where X represents a model state variable, M is the computation of the time derivatives of this state variable by the model, X^a is the equivalent field for the reanalyses, and τ is the relaxation time constant. The only variables nudged here are the horizontal wind components, the aim being to assess the representation of the thermodynamics and of the water and energy budget at the surface for an imposed large-scale circulation. The winds are taken from the ERA-Interim reanalyses (European Reanalysis for the global Atmosphere, Dee et al., 2011). They are interpolated linearly on the LMDZ horizontal grid, on the 39 vertical layers and in

Table 1
Description of the Automatic Weather Station Sites

Name	Country	Coord.	Ecosystem	Annual rainfall (mm)	Reference
Bamba	Mali	1.4° W 17.1° N	Semi-desert steppe: scattered perennial and annual grasses	150	Timouk et al. (2009)
Agoufou	Mali	1.5° W 15.3° N	Sahelian grassland annual grasses, scattered trees (3%)	350	Timouk et al. (2009) Guichard et al. (2009)
Wankama-millet	Niger	2.6° E 13.6° N	Millet crop	560	Ramier et al. (2009)
Wankama-fallow	Niger	2.6° E 13.6° N	Fallow: annual grasses and shrubs.	560	Ramier et al. (2009)
Nalohou	Benin	1.6° E 9.7° N	Fallow within crops mosaic	1190	Mamadou et al. (2014)
Bira	Benin	1.6° E 9.7° N	Savanna	1190	Mamadou et al. (2014)

time between the 6 hours interval at which they are available for nudging. The relaxation time constant is fixed to $\tau = 3$ hours. From previous experience, it is known that a time constant of several (3 to 12) hours is short enough to constrain the large-scale circulation and long enough for the physical parameterizations to operate (for wind nudging at least). For this study, it was checked that the results are only weakly affected by increasing the time constant up to 12 hours (an illustration is shown at the end of Section 3.1).

2.3. Observations

The station network used here has been designed to document the latitude transect from 12° to 17.1° N and to allow comparison with models at local and mesoscale resolution. The accuracy of the different fluxes has been investigated (Guichard et al., 2009; Mamadou et al., 2014; Ramier et al., 2009; Settle et al., 2008; Timouk et al., 2009) showing that differences of 10 W m^{-2} at the daily timescale should not be considered to be significant for the radiation fluxes, as opposed to differences of tens of W m^{-2} . Uncertainty on turbulent fluxes typically ranges from 5% to 15%, affecting mainly the latent heat flux. This data has been used in a number of Land Surface Model evaluation studies in the framework of ALMIP-2 (Grippa et al., 2016) and other studies (Bateni et al., 2014; Leauthaud et al., 2017; Lohou et al., 2014; Roehrig et al., 2013). This is the first time that it is used to evaluate and analyze the physics of a GCM over the AMMA transect. The main characteristics of the observation sites are summarized in Table 1 and more details on the sites and data can be found on the AMMA-CATCH database (Lebel et al., 2009, <http://www.amma-catch.org>). Automatic weather stations have been recording 2m air temperature and humidity at a 15 minutes or 30 minutes time-step (HMP45C or WXT510, Vaisala), and rainfall with automated rain gauges. The four components of the radiation budget were acquired using CNR1 (Kipp & Zonen). Turbulent fluxes were measured with eddy covariance stations (LiCor7500 gas analyzer, Cs3-3 sonic anemometer). The stations form clusters in northern Benin (Nalohou and Bira; Mamadou et al., 2014), southwestern Niger (Ramier et al., 2009) and northern Mali (Guichard et al., 2009; Timouk et al., 2009) and are completed by a single northernmost station in Bamba (Timouk et al., 2009). The main landscape units have been instrumented (i.e., fallow and millet in Niger and crop and savanna in Benin) to document the variability of upward turbulent and radiative fluxes, which are known to depend on surface characteristics, aiming at bracketing mesoscale average fluxes in Niger and Benin. The Agoufou station in Mali is set up on a typical Sahelian grassland. It has been shown to be close to the mesoscale average in terms of surface fluxes (Timouk et al., 2009). The landscape around the northernmost Bamba station is fairly homogeneous. Here, data from these six stations, from north to south Bamba, Agoufou, Wankama-millet, Wankama-fallow, Nalohou and Bira are used. Their main characteristics are presented in Table 1.

We focus on the year 2006, year of the AMMA Special Observing Period (Janicot et al., 2008).

3. Assessment of the Nudging Methodology

In this section, we show how the wind nudging corrects a strong dry bias over the Sahel in the LMDZ model. The comparison of the OLD and STD versions illustrates the robustness of the approach, but also

shows that the nudging technique still lets enough freedom for the model physics to influence the model behavior.

3.1. Impact of Nudging on Moisture Advection and Precipitation

As illustrated in Figure 1a, the STD version of the LMDZ GCM produces a deficit of precipitation in the FREE simulations over the central and northern Sahel in comparison with GPCP (Global Precipitation Climatology Project) during the summer monsoon. In the model, the 1 mm/d contour for the mean July–August–September rainfall remains south of 15° N while it should be located about 3° or 300km further north. This results in a bias of about 2 mm/d (colored shadings on the same map). The zonal wind biases averaged between 10° W and 10° E (color in Figure 1b) display a dipole structure in the middle and upper atmosphere. This dipole corresponds to a southward shift of the African Easterly Jet (AEJ) center located between 600 hPa and 700 hPa and close to 12° N in ERA-Interim. The biases in both rainfall and zonal wind thus indicate that the monsoon system is located too far south in the FREE simulations. Applying the nudging to horizontal winds clearly improves the representation of the monsoon circulation, as seen from the reduction of the mean zonal wind bias (Figure 1d) but it also improves the spatial distribution of rain over Sahel (see

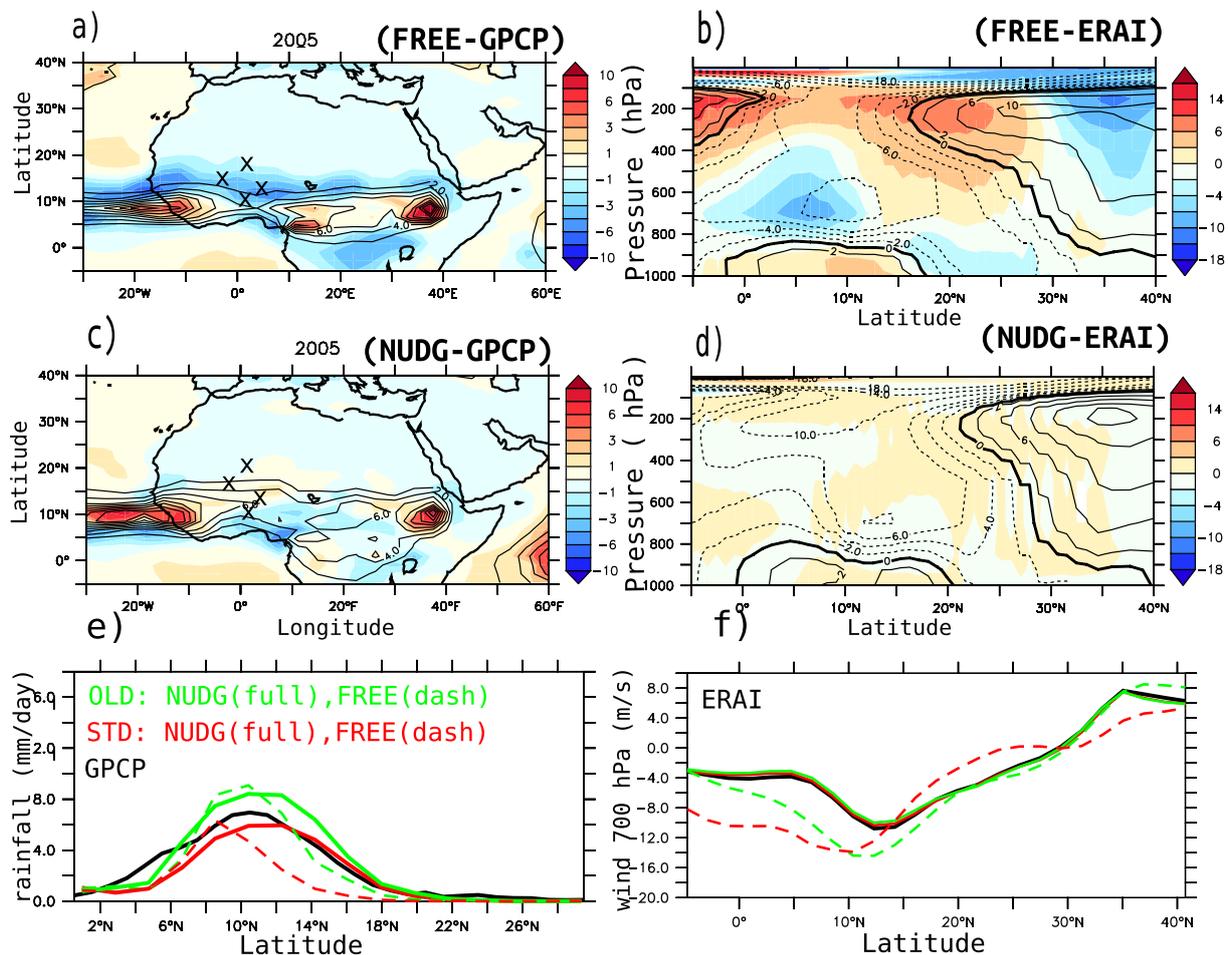


Figure 1. (a and c) Biases (colors) in the simulated rainfall (in mm/d) and (b and d) mean zonal wind between 10° W and 10° E (in m/s) compared with GPCP observations and ERA-Interim reanalysis respectively. The model values (contour lines) and observations are averaged over the period July–August–September (JAS). The comparison is shown both for the FREE (Figures 1a and 1b) and NUDG simulations (Figures 1c and 1d). The black crosses on the rainfall maps represent the Bamba, Agoufou, Wankama and Nalohou sites. The panels e and f represent the latitudinal distribution of rainfall and mean zonal wind at 700hPa averaged between 10° W and 10° E. The black curve represents the reference (GPCP observations in e, ERA-Interim reanalysis). The green and red curves represent respectively the OLD and STD versions of the model in free (dash) and nudged mode (full line).

Figure 1c). The impact of nudging on the latitudinal distribution of rainfall and zonal wind at 700hPa averaged between 10° W and 10° E is further illustrated in Figure 1e and f for the two versions of the model physics. While winds converge between these two nudged versions of the model, there are still differences in the simulated distribution of surface rainfall, the amount of rainfall being less in the STD than in the OLD version of the model. So, for both physics, nudging produces a northward shift of the ITCZ, in better agreement with observations, but on average, rainfall is higher in the OLD than in the STD physics, both with and without nudging. Those differences can be attributed to differences in model physics. In particular, mixing between convective plumes and their environment has been revisited between the OLD and STD versions of the model (Grandpeix et al., 2004), making convection more sensitive to tropospheric humidity, which tends to reduce precipitation in semi-arid regions such as the Sahel.

The effect of nudging on the rainfall distribution is illustrated at the continental scale in Figure 1 by comparing simulations and GPCP satellite observations. This result holds when considering local in-situ observations as illustrated in Figures 2c and 2d for the Bamba station. Nudging, with both the STD and the OLD physics, leads to a better representation of the cumulated distribution of rainfall in comparison to the FREE simulations.

Again, we note that the simulated precipitation differs between the OLD and STD physics in nudged mode: it begins later in the season with the STD than with the OLD physics, in better agreement with observations, while the cumulated rainfall is larger than observed with the OLD physics and lower than observed with the STD physics.

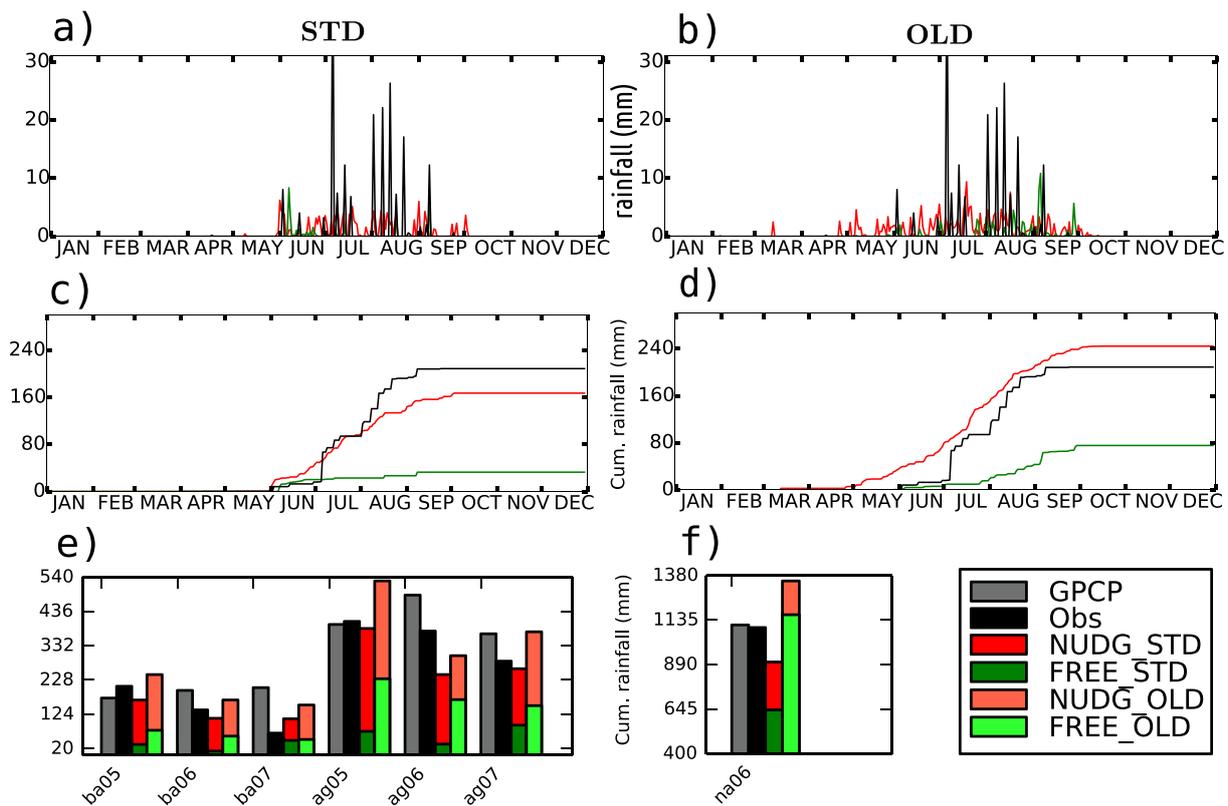


Figure 2. (a and b) Time series of the daily and (c and d) cumulated rainfall, in mm/d, for year 2005 at the Bamba station (1.4E, 17.1N). The black curve represents the in situ observations, the red one represents the NUDG simulation and the green one represents the FREE simulation. Panels a and c correspond to the STD physics and Figures 2b and 2d corresponds to the OLD physics. The bar charts on Figures 2e and 2f show the annual cumulated rainfall at Bamba and Agoufou (1.5 W, 15.3N) stations for years 2005–2007, and at Nalohou (1.6E, 9.7N) in 2006. The in situ (black) and satellite (grey) observations are compared with the results of the STD (dark colors) and OLD physics (light colors). The results of the NUDG simulations correspond to the total bar (green + red) and the result of the FREE simulations correspond to the green bars.

Figures 2e and 2f show the annual cumulated rainfall from 2005 to 2007 over the Sahelian stations of Bamba and Agoufou and at the Sudanian station of Nalohou in 2006. The impact of nudging on physics is similar for the various stations and years: the cumulated rainfall is larger and in better agreement with observations when nudging is applied (except for the Nalohou station with OLD physics), and somewhat larger with the OLD than with the STD physics.

Satellite GPCP observations are shown as well in panels e and f. The comparison with the in-situ observations gives an idea of the observational uncertainty which can come from instrumental errors, retrieval algorithms for GPCP or representativeness for in-situ measurements. The difference between the two sets of observations, which varies spatially and temporally, is generally small enough to assess the effect of nudging and demonstrate that the nudged simulations perform better than the free ones. Yet, this uncertainty is too large to decide which physics performs better. Finally, when considering the daily evolution of precipitation at the Bamba station (see Figures 2a and 2b), the rainfall events in the NUDG simulations with both physics are less intense and sporadic than observed. The same is true at the other stations (not shown).

The effect of nudging on the rainfall seasonality is closely related to the control of moisture advection, which is much better represented in the NUDG configuration as illustrated in the first column of Figure 3 that shows the seasonal evolution of the 2 m specific humidity q_{2m} at the various stations from North to South. The lower graphic also shows the time series at Bira and Nalohou, two Sudanian sites close to each other and characterized by different land uses (cf. Table 1). They are located in the same model grid cell, so that their differences illustrate representativeness errors. The time series of q_{2m} at these two stations almost

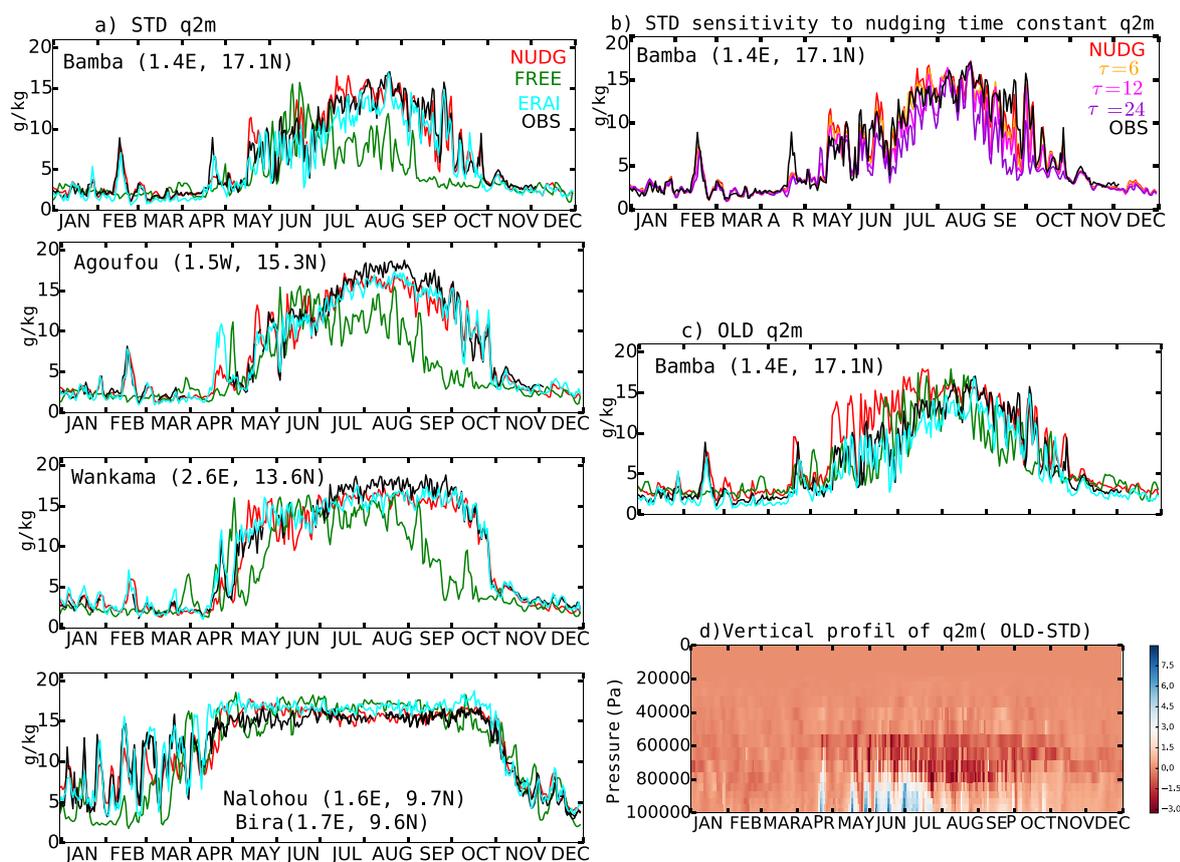


Figure 3. Time series of the daily 2 m specific humidity (in g/kg) for year 2006 at the Bamba, Agoufou, Wankama, and at the Bira and Nalohou stations. Local observations (black) and ERA-Interim (cyan) values are compared with the NUDG (red) and FREE (green) simulations with the STD physics (a, left column). For the Bamba station, results are shown as well for various nudging time constants (b) and for the old physics (c). The bottom-right panel (d) shows the time series of the vertical profile of the difference of the specific humidity between the OLD and STD simulations at Bamba.

overlap. The seasonal evolution of q_{2m} at the Sahelian stations (Bamba, Agoufou and Wankama) is driven by the Harmattan wind that brings dry air from the Sahara during the dry season and by the monsoon flow that transports moisture over land from the Atlantic ocean, and in particular from the Gulf of Guinea between May and October. Figure 3 highlights the marked climate distinction between the Sahel and the Sudanian zone both in the observations and in the simulations. Over the Sahel, the air is very dry in winter and until May, with specific humidity of the order of 2 g.kg^{-1} and occasional incursions of moist air. In the Sudanian zone, the monsoon lasts longer than over Sahel and is associated with more variability of q_{2m} and a moister winter. The activation of nudging (red curve in Figure 3) leads to a better agreement of the simulated seasonality of q_{2m} with observations. With nudging, the monsoon flow penetrates further north (not shown), which leads to a corrected strong dry bias noted in summer over the Sahel in the FREE simulations. The better representation of the moisture advection in turn leads to an improved simulated monsoon rainfall in this area. Nudging also improves the representation of the day-to-day variability of the 2 m specific humidity during the dry season. While nudging is applied to winds only, the variability of 2 m specific humidity is as well captured by the model as it is by the ERA-Interim reanalysis. In particular in the Sudanian zone, the humidity rate during the rainy season is closer to observations in the NUDG simulations than in the reanalysis.

For the Bamba station, we present in Figure 3b the time evolution of q_{2m} for time constants varying from $\tau = 3$ to $\tau = 24$ h. During the dry season, the curves are almost superimposed for the various time constants. It appears that even a time constant of 24 h is short enough to guarantee a good phasing of the simulated day-to-day evolution with observations. During the rainy season, as could be expected from the comparison of the FREE and NUDG simulations, the atmosphere is drier for a longer time constant. However, even for a time constant of 24 h, the humidity is closer to observation than in the FREE simulation.

3.2. Compared Impact of Nudging and Physical Parameterizations on Simulated Water Vapor

Even when the winds are nudged, the OLD version of the model departs from observed humidity as illustrated at the Bamba station in Figure 3b. The near surface air is often wetter than observed, especially from May to July, while it is drier and in better agreement with observations in the STD version. To understand this result, the vertical distribution of specific humidity is compared between the NUDG OLD and NUDG STD simulations (see Figure 3d). The middle troposphere is moister and the near surface drier in the STD than in the OLD version. This is a direct consequence of the representation of non-local vertical convective transport within the boundary layer by the thermal plume parameterization at play in the STD version. This thermal plume parameterization strengthens the vertical transport of moist air upward from the surface and of dry air downward from the free troposphere. A similar behavior is observed at the other stations (not shown). This attribution of a model bias to a particular parameterization would have been more difficult in a free simulation, in which the modification of humidity could either come from physical parameterizations or from advection by large-scale dynamics, itself coupled to physics parameterizations. Indeed, the seasonal cycle of q_{2m} is better simulated with the OLD than with STD physics in the FREE simulations because of the compensation of errors between underestimated meridional transport and underestimated vertical mixing.

As shown previously, the physics also impacts the cumulated rainfall, which is always larger in the OLD than in the STD version. This is due to changes in the convection scheme but also to the coupling between the boundary layer and convection, or to surface recycling of water on its way from the Gulf of Guinea. Interestingly, this sensitivity is very similar in the free and nudged simulations.

To summarize, the nudging technique allows for the correction of the main model biases associated with the position and timing of the key features of the monsoon system. With nudging, the model better captures the total monsoon rainfall and its seasonality, as well as the annual cycle and synoptic and intra-seasonal variations of near surface specific humidity, both in the Sahelian and the Sudanese regimes. Both versions of the model still differ however, due for example to the introduction of the thermal plume model in the STD physics that improves the representation of near surface specific humidity throughout the West African region and to the modification of convective mixing that inhibits convection in dry regions. Nudging allows to make comparison with in-situ measurements relevant while letting enough freedom to the physical parameterizations to play a role in the model behavior.

4. Characterization of Energy Biases

The energy transfers between the surface and the atmosphere occur either in the form of radiation received from the sun in the visible, ultra-violet and near infra-red spectral domains, and emitted by the atmosphere and surface in the thermal infra-red, or in the form of sensible (H) and latent (LE) turbulent heat fluxes. The flux continuity at the surface reads $G=R_{net}+H+LE$ where R_{net} is the surface net radiation. The ground heat flux G is comparable in intensity to the other fluxes at sub-diurnal scales but its contribution essentially cancels at seasonal time scales.

In this section, the sources of biases in the surface energy budget are identified and characterized. The aim is to assess the realism of the STD physics compared to observations with a focus on the representation of local atmospheric process and surface couplings. As already mentioned, the STD version is favored in this analysis because it constitutes a significant step forward in the physical content and realism of the representation of the vertical transport in the convective boundary layer and of the diurnal cycle of boundary-layer cumulus and storms. Results for the OLD physics are also shown when they help interpreting the origin of a given bias.

For the STD version, both the FREE and NUDG simulations are discussed. A good simulation in the FREE mode is of course the ultimate goal of the work on model improvement within which this paper takes place. As already discussed, the NUDG simulation allows a day-by-day comparison with observations. It also prevents from having a close agreement with observation due to compensating errors between the large-scale dynamics and the parameterized physics. The comparison of the FREE and NUDG simulations allows to identify which part of the energy biases in the FREE mode is related to the erroneous position of the dynamical structure of the monsoon.

4.1. Surface Radiation and Energy Balance

The impact of nudging on the latent and sensible heat fluxes simulated by the model is illustrated in Figure 4 for Wankama where data is available for 2006. In the observations, the latent heat release is quasi null before the rainy season starts, as expected. The latent heat release increases after rain starts and it is higher from July to September, with values reaching 120 W/m^2 . After the rainy season, the latent heat release decreases gradually. The evaporation rate is much lower on average and very intermittent in summer when nudging is deactivated (FREE versus NUDG simulations). Nudging leads to increased rain in the Sahel, which leads to increased soil moisture and, in turn, leads to a better agreement of the simulated surface latent heat release in summer with observations, reaching 100 W/m^2 from July to September and leading to more water recycling. As a result the sensible heat flux decreases by 40 W/m^2 during the monsoon season, in better agreement with the observations. However, nudging has little impact on the sensible flux during the dry season when the sensible flux remains overestimated. In the absence of latent heat flux and on a multiday basis (so that G cancels), the sensible heat flux is in balance with the net radiation. So, the overestimation of H should be associated with an overestimation of R_{net} . This is confirmed by Figure 5, in which the net radiation and its decomposition into short and long-wave components ($R_{net} = SW_{net} + LW_{net}$) observed at the different sites are compared with the free and nudged simulations.

Figure 5 further shows that nudging leads to a better representation of the seasonal behavior of the net infrared fluxes (LW_{net}) compared to local observations. The correction due to nudging is the strongest

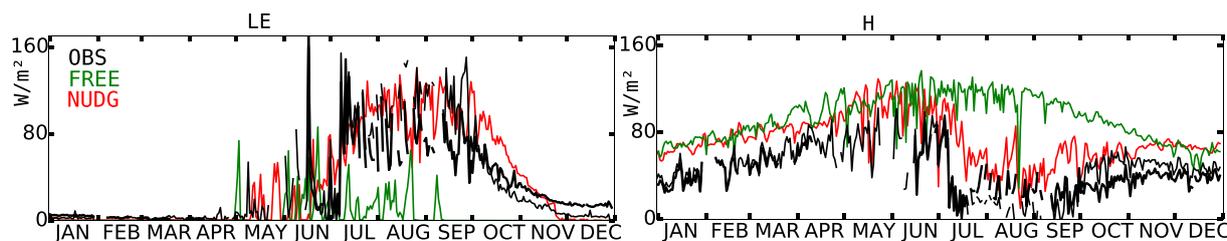


Figure 4. Time series of the (left) daily latent heat flux and (right) sensible heat flux for 2006 at Wankama. Local observations (black) are compared with the NUDG (red) and FREE (green) simulations using the STD physics.

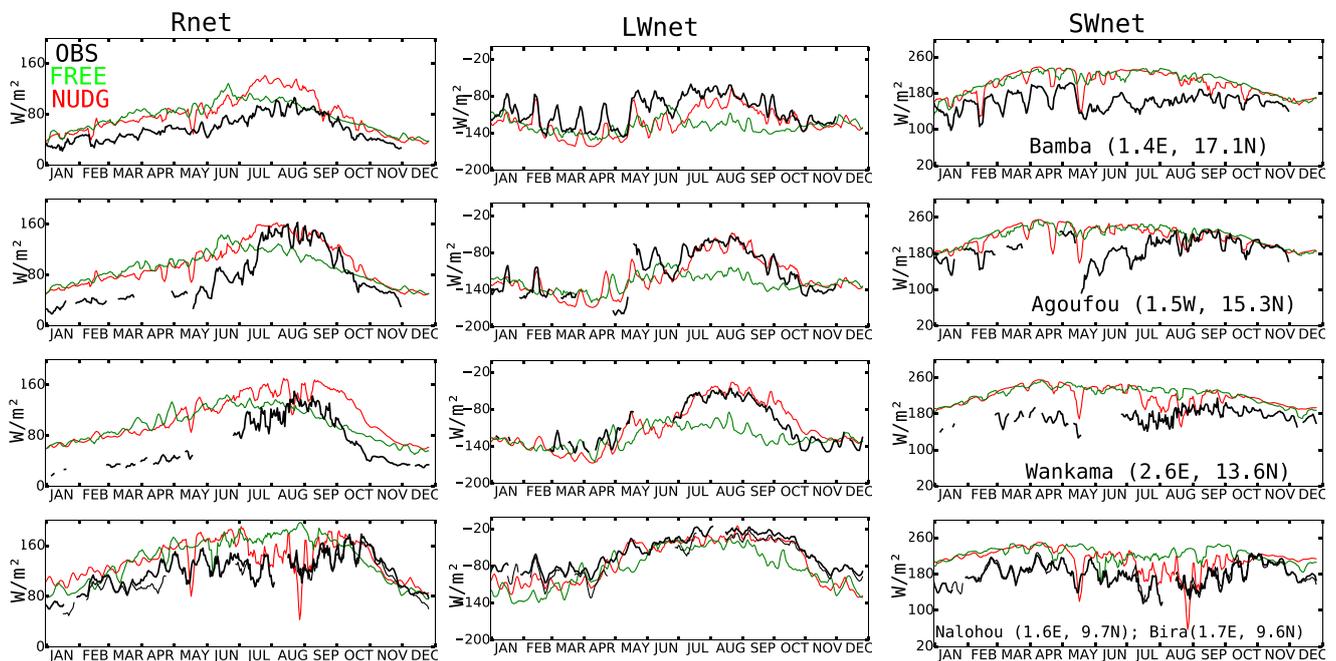


Figure 5. Time series of the 3 day running mean net radiation (left column), long wave net radiation (middle column) and solar net radiation (right column) for year 2006 at the Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou and Bira (in W/m^2) stations from top to bottom panels respectively. Local observations (black) are compared with the NUDG (red) and FREE (green) simulations with the STD physics. All the radiative fluxes are counted positive downward.

during the rainy season where the net infrared flux is increased (decreased in absolute value) by about 30 to 60 W/m^2 depending on the station considered.

Two explanations can be mentioned for the increase of the net LW radiation with nudging during the rain season (concentrating on Agoufou in July–August, where the impact is strongest). On the one hand, from an atmospheric radiation perspective, the increased atmospheric moisture increases the greenhouse effect. The mean free path of photons is shorter. If the vertical temperature structure does not change, the net radiation becomes less negative. On the other hand, starting from the surface energy balance, nudging helps to bring rainfall to the station, in turn increasing soil moisture and surface evaporation. This results in a cooling of the surface by typically 5–10 K. So the upward LW radiation decreases (as seen in Figure 6a) by about 60 W/m^2 , consistently with $\delta \ln(\sigma T^4) = 4\delta \ln(T)$. However, the atmospheric temperature decreases as well, by 10 K in the first 3 km or so (Figure 6c) due to the strong surface-atmosphere coupling. This colder air should emit less infrared radiation down to the surface. It is not the case in fact because the radiation is coming from lower in the atmosphere, as explained above. So that, at the end, the incoming LW radiation is not affected by nudging during the rain season (Figure 6b).

In fact, whatever the origin of a change in temperature, either at the surface or within the atmosphere, the surface-atmosphere coupling will rapidly reduce the temperature contrast, and reduce in turn the change in net LW radiation. At the end, the opacity variations (which are very large here because of the very large variations in air moisture) explain most of the fluctuations of the net LW radiation (Betts, 2004). Figure 6d shows indeed the strong correlation between q_{2m} (here a proxy of atmospheric humidity) and net LW radiation for the Agoufou site.

Note that clouds may contribute as well to the increased opacity. However, for the model at least, the cloud radiative forcing during the rain season is of 15 W/m^2 only. So it explains only one fourth of the total LW increase.

Due to the good representation of q_{2m} , the NUDG simulation correctly captures the isolated peaks in net LW radiation in winter and late Spring over Sahel (Figure 5), associated with synoptic scale moisture intrusions, as well as the increase of the net LW radiation (decrease of its absolute value) with the arrival of the monsoon flow in May.

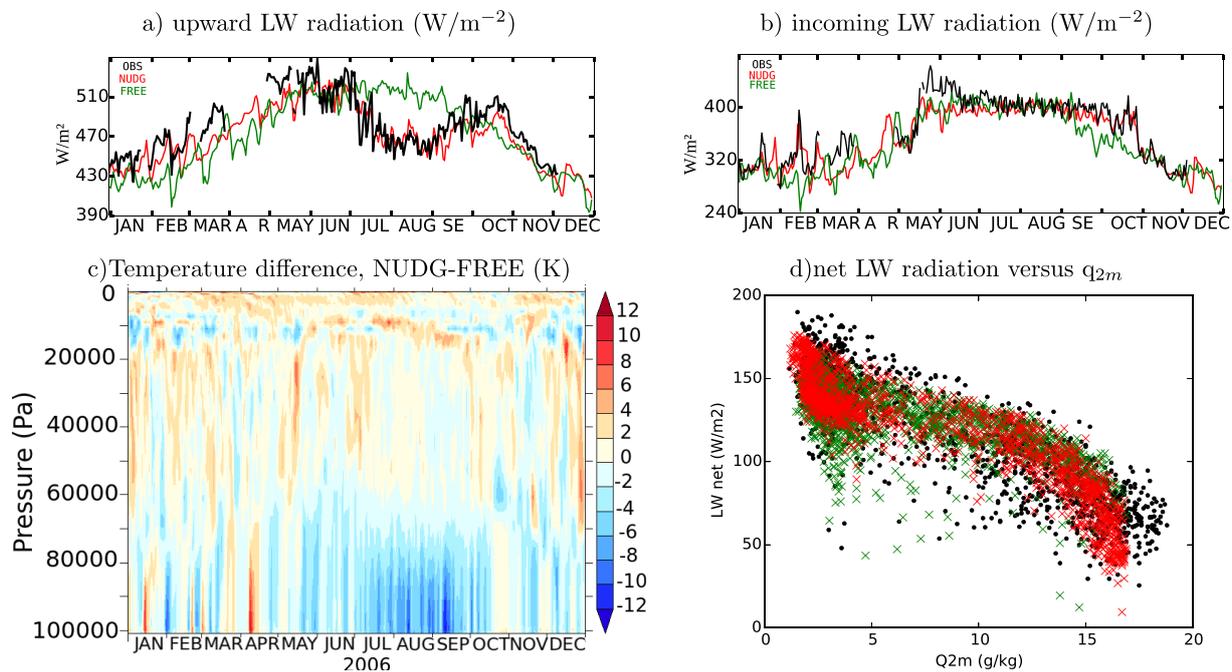


Figure 6. Water vapor and LW radiation in the NUDG and FREE configuration with the STD physics at Agoufou. (a) Upward and (b) downward LW radiation at surface (in W/m^{-2}), comparing observation (black) with FREE (green) and NUDG (red) simulation. (c) Time evolution of the difference of the vertical temperature profiles (NUDG minus FREE) and (d), scatter plot of q_{2m} and net LW for the observations (black), and FREE (green) and NUDG (red) simulations. The scatter plot was obtained by cumulating all the data for all the years available for observations, and the 4 nearest grid point for the model, leading to about 1500 values in both cases.

The net short wave radiation (SW_{net}) is overestimated compared to observations at all stations. The above-mentioned peaks are also visible (reduction of SW_{net}) in the observations. Nudging helps producing similar synoptic peaks in the simulations but this improvement in the simulations is not as clear for SW_{net} as it is for q_{2m} . During the rainy season nudging contributes to a reduction of the overestimation of SW_{net} at all sites, although the magnitude of this reduction weakens from south to north. On average, nudging leads to a reduced bias at Bamba by less than 10 W/m^2 and by about 20 W/m^2 at Naholou.

As a result, the nudging technique leads to an improvement of the representation of the seasonal cycle of the radiative budget at the surface but large biases persist. Before the monsoon onset, R_{net} is overestimated at all sites and this bias associated with a bias in SW_{net} is maximum at Wankama. During the rainy season, the nudging technique leads to an improvement of the phasing of the maximum of R_{net} in August over Sahel, as well as an improvement of the representation of the retreat phase from October to December, except at Wankama where R_{net} is overestimated by about 40 W/m^2 . Altogether, the remaining biases of R_{net} in the nudged simulations are mainly explained by the SW_{net} biases.

4.2. Decomposition of the SW Biases

In order to better understand the origin of the SW_{net} biases, the daily evolution of the solar flux arriving at the surface (SW_{in}) and the daily evolution of the surface albedo are considered separately (see Figure 7). The simulation with STD physics and nudging shows sudden drops of SW_{in} consistent with observations. Drops of SW_{in} are less numerous and not as sudden in the FREE simulations. Bouniol et al. (2012) derive the seasonal cycle of cloud occurrences and types as well as their radiative impact over West-Africa combining observations from the ARM mobile facility in Niamey and CALIPSO data collected in 2006. They emphasize the importance of mid-level clouds that have a strong impact in both the SW and LW radiation and that are present all year long, in particular during the spring when the other types of clouds are less numerous. Additionally, Roehrig et al. (2013) show that low and mid-level clouds are better represented in the STD than in the OLD version of LMDZ (IPSL-CM5B-LR compared to IPSL-CM5A-LR in their Figure 7). We do see

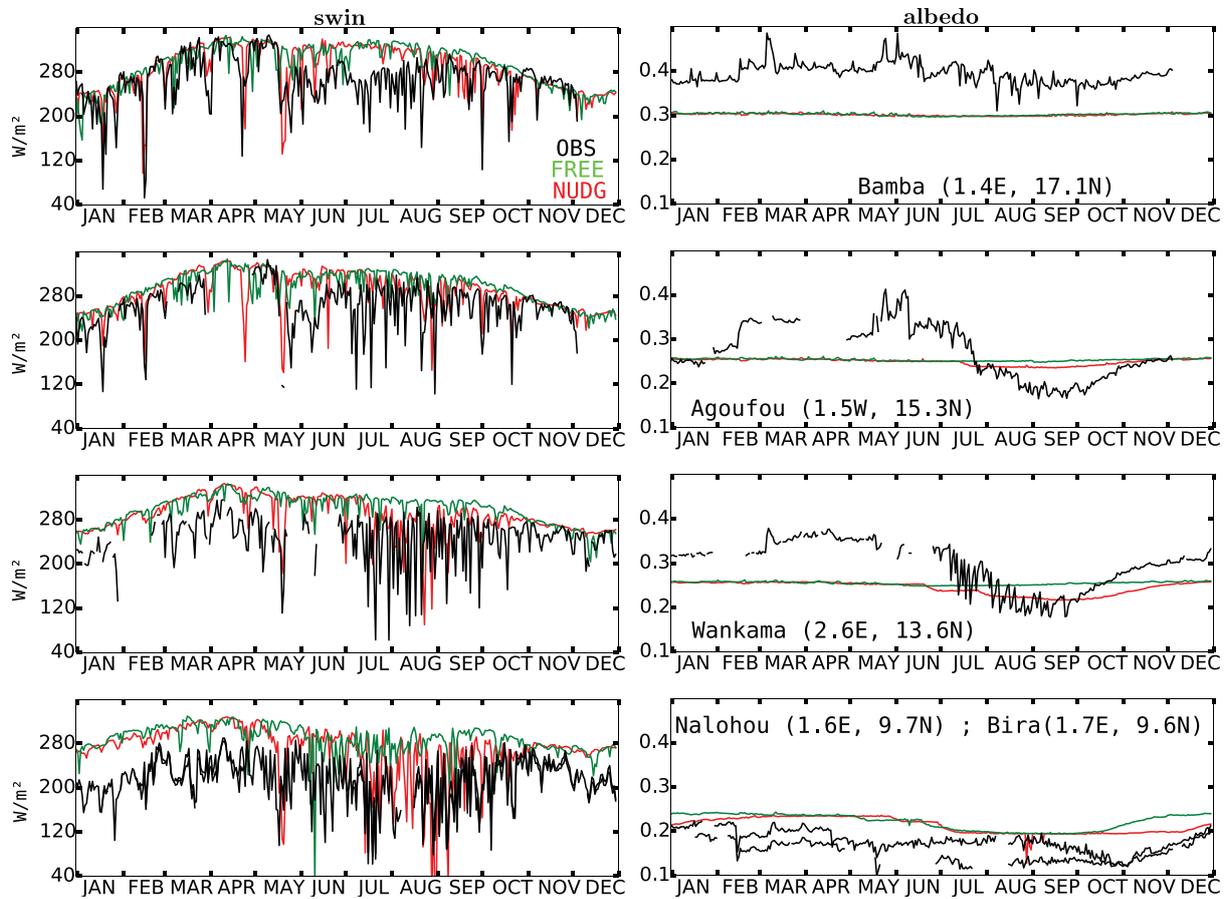


Figure 7. Time series of the daily surface incoming solar radiation (W/m^2 , left column) and the surface albedo (right column) for year 2006 at the Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou and Bira stations, from top to bottom plot respectively. Local observations (black) are compared with the NUDG (red) and FREE (green) simulations with the STD physics.

that the peaks in SW_{in} are better represented with the STD version of the model. In the model, those peaks are clearly attributable to the presence of mid-level clouds (Figure 8). However, despite this improvement, the solar flux reaching the surface is still overestimated. The overestimation is particularly strong during the rainy season. This overestimation is less in the OLD version of the model, which simulates more high-level clouds, suggesting an underestimation of high-level clouds in the STD version of the model. So even if the rainfall is stronger in the NUDG configuration thanks to the better ITCZ position, the clouds (and in particular high clouds) associated with this rainfall are probably strongly underestimated.

During the dry season, the simulated daily fluxes are in close agreement with observations at Bamba (Figure 8). Further south at Agoufou SW_{in} is overestimated by about $30 W/m^2$ before mid-May and this bias amplifies southward. This may be caused by an underestimation of aerosols and/or clouds in the model.

The surface albedo in the observations varies slightly in Bamba while it decreases at Agoufou and Wankama during the rainy season due to the subsequent growth of the vegetation (mainly grass), which is darker than the underlying bright soil. The bare soil fraction at Bamba during the rainy season being close to 1 (a Leaf Area Index or LAI of 0.01 was measured in 21 October 2006, Timouk et al., 2009), the albedo value stays very close to that of bare soil. At Agoufou and Wankama, the bare soil fraction during the rainy season being respectively of about 45% (Mougin et al., 2014) and 70% (for an average LAI of 0.85, Boulain et al., 2009), the albedo values drop during this period (Ramier et al., 2009; Samain et al., 2008). In the model, the surface albedo in the Sahelian zone is underestimated: throughout the year at Bamba (its value is about 0.38 in the observations and 0.28 in the model) and before the monsoon onset at Agoufou and Wankama.

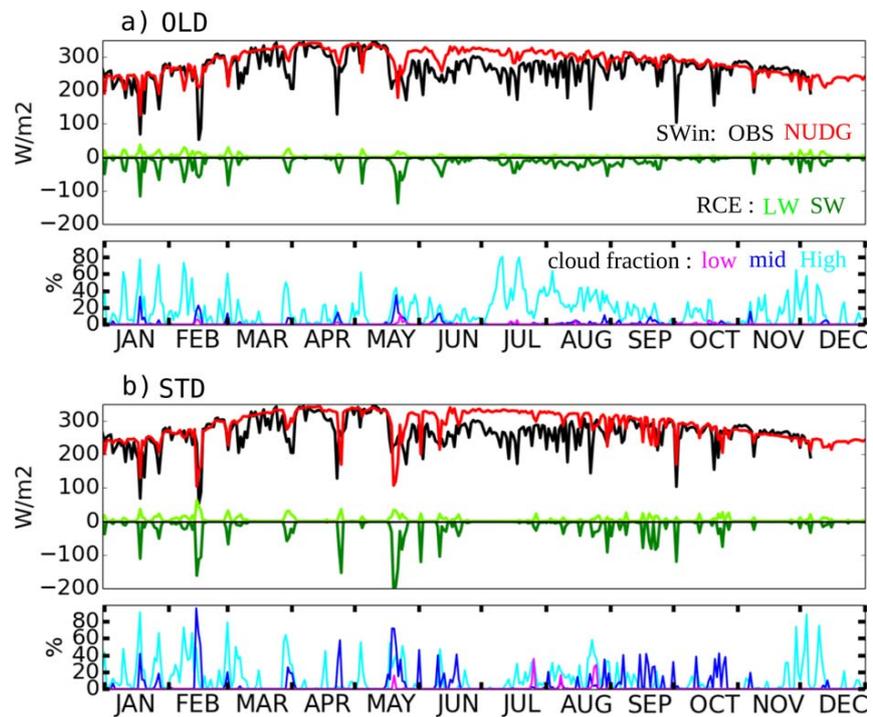


Figure 8. Time series of the observed daily solar flux (in W/m^2) reaching the surface at Bamba (black line) compared with the NUDG simulations (red) for the STD (top) and the OLD physics (bottom). Time series of the daily long-wave (light green) and short-wave (dark green) radiative effect (in W/m^2) of simulated clouds. Time series of the simulated daily low- (magenta), middle- (blue) and high- (cyan) level cloudiness (in %).

This indicates that the albedo of bare soil is generally underestimated over the Sahel in the model. At Agoufou and Wankama, the model poorly reproduces the albedo seasonal cycle despite nudging and the surface albedo in the middle of the rainy season is overestimated. This indicates either an underestimation of the fraction occupied by the vegetation or an overestimation of the albedo of the vegetation itself. In the Sudanian region, the surface albedo is slightly overestimated by 3.5% in the NUDG simulation.

The wrong representation of albedo can cause, weaken, or amplify the SW_{in} bias (i.e., SW_{net} overestimation during the dry season). The contribution of SW_{in} to the SW_{net} bias is found to be larger when moving southward. During the rainy season, the overestimation of the surface albedo at the three southernmost stations partly compensates for the overestimated SW_{in} (probably related to a lack of clouds associated with convection).

The albedo biases identified here motivated a revisit of the surface albedo for the version of the IPSL coupled model under development for CMIP6, both the background albedo of bare soils and albedo of the various vegetation types.

From this analysis the biases in net radiation at the surface in the model can be attributed to errors in moisture advection by the large-scale dynamics on the one hand (corrected by nudging) and to a misrepresentation of surface albedo, aerosols and clouds on the other hand (that relies on model physics).

4.3. Temperature Biases

Observed and simulated 2 m temperature (T_{2m}) are compared in Figure 9. The 2 m temperature is strongly coupled to the surface temperature during daytime, and is sensitive to the radiative and turbulent exchanges between the surface and the atmosphere (Ait-Mesbah et al., 2015).

Beyond the phasing of the simulated and observed synoptic variability, the main effect of nudging is a reduction of T_{2m} during the rainy season, especially at Agoufou and Nalohou, leading to a much better representation of the seasonal behavior of T_{2m} . This correction is due to the increased evaporative cooling

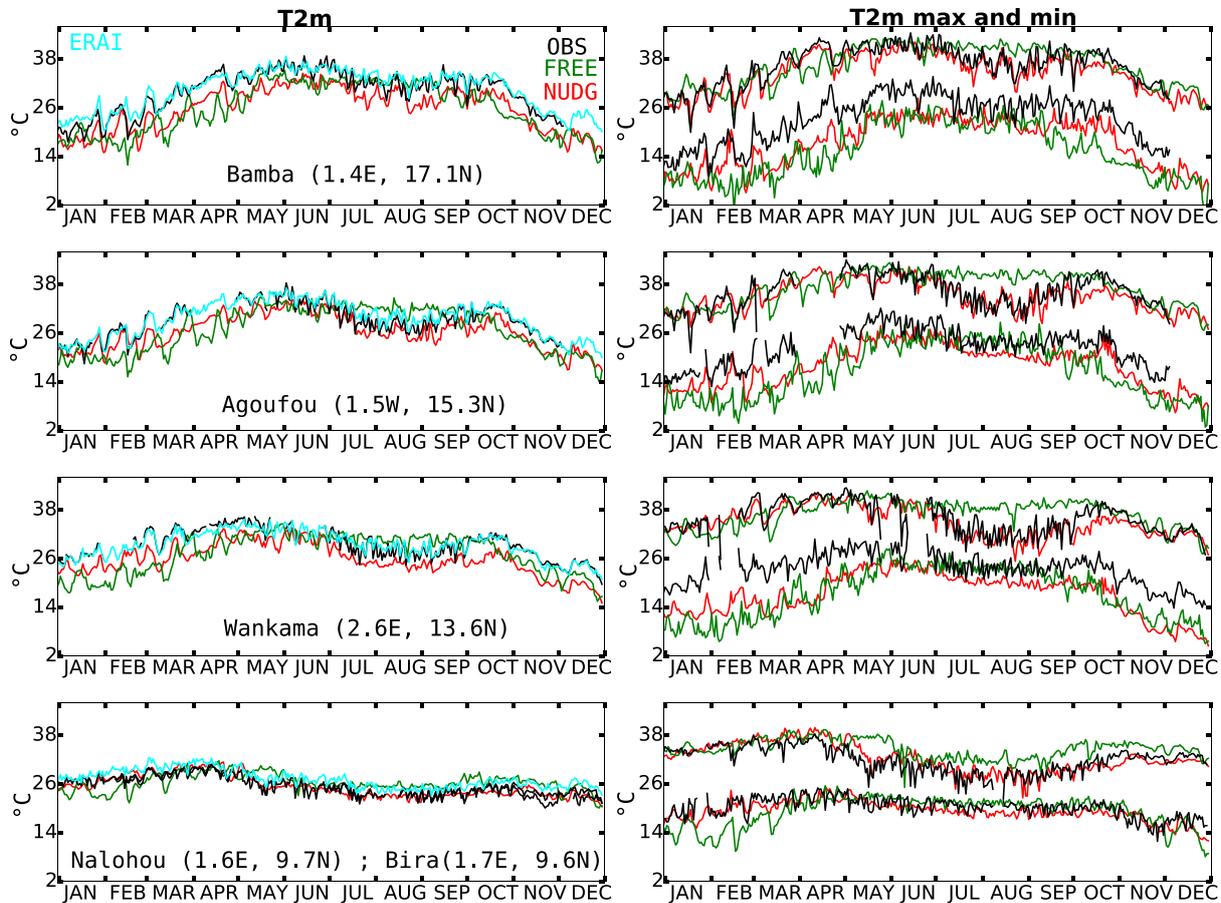


Figure 9. Time series of the daily 2 m temperature (in C, left column) and of the daily maximum and minimum 2 m temperature (right column) for year 2006 at the Bamba, Agoufou, Wankama, and Nalohou stations from top to bottom respectively. Local observations (black) are compared with the NUDG (red) and FREE (green) simulations with the STD physics.

discussed above. The effect on T_{2m} mainly comes from a reduction of the daytime temperature as seen from the comparisons of the daily minimum and maximum values of T_{2m} , T_{2m}^{\min} and T_{2m}^{\max} (Figure 9, right column). With nudging, T_{2m} is reasonably well simulated at the four available stations.

Considering the nudged simulations only, a systematic cold bias at the three Sahelian stations remains despite the overestimated SW_{net} and R_{net} (see Figure 9). This cold bias is a night-time bias as seen from the strong underestimation of T_{2m}^{\min} at the same stations (Figure 9, right column).

We can suspect different origins for this excessive temperature drop during night-time, e.g., an underestimation of the greenhouse effect, an overestimation of heat conduction below the surface or an underestimation of turbulent mixing in the lowest atmospheric layers. Note that the bias is slightly reduced with the OLD physics as seen in Figure 10 for the Bamba station. The explanation is rather direct since the model for turbulent diffusion used in the OLD physics was much more “viscous” than the Mellor and Yamada approach used in the STD version. We have other indications however that the STD version much better represents stable boundary layers. So probably the better results of the OLD simulation comes from a compensation of error with other aspects of the model physics.

In fact, the good agreement with observation for the maximum temperature may be even more puzzling, in view of the excessive SW_{net} radiation absorbed at the surface. This may suggest here also that compensating errors are at work. Longwave radiation, turbulence, but also boundary layer convection, may be involved during daytime.

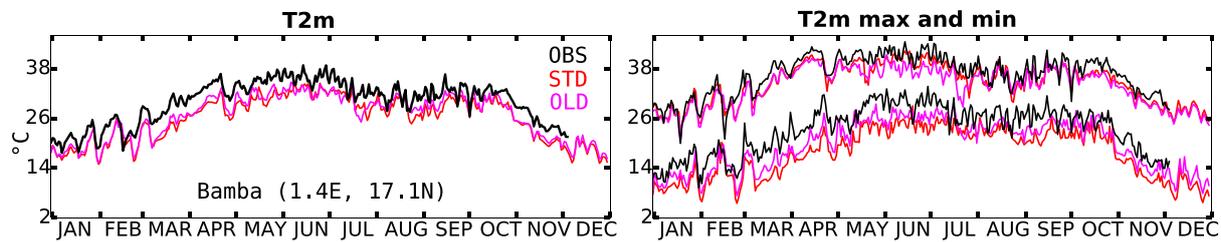


Figure 10. Time series of the daily 2 m temperature (in C, left column) and of the daily maximum and minimum 2 m temperature (right column) for year 2006 at the Bamba station. Local observations (black) are compared with the nudged simulations for the STD (red, same curve as in the top raw of Figure 9) and OLD (magenta) physics.

In the next section, the aforementioned possible origins of temperature and net radiation biases are further investigated by analyzing a series of sensitivity experiments.

5. Pathways Toward Bias Reduction

In this section, we aim to more precisely identify the origins of the temperature and radiation biases highlighted in section 4 in order to improve the STD version of the model in the NUDG configuration. Those experiments were designed as pathways for model improvement and tuning in the frame of the development of the CMIP6 version of the IPSL climate model. We first address the origins of the temperature biases before investigating those of the albedo and net radiation biases.

5.1. Sensitivity of Night Time Temperature to Thermal Inertia

The sensitivity of the temperature to soil thermal properties is analyzed first.

For a vertically homogeneous soil, the thermal behavior of the soil is controlled by a unique parameter, the thermal inertia $I = \sqrt{KC}$, where K and C are the thermal conductivity and the heat capacity respectively. In the standard version of the ORCHIDEE surface model, these parameters depend on the soil moisture as follows:

$$K = K_{dry} + Sr(K_{wet} - K_{dry})$$

$$C = C_{dry} + Sr(C_{wet} - C_{dry})$$

where the degree of soil saturation Sr is the ratio of the soil moisture to its maximum value for a saturated soil, $K_{dry} = 0.4 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $C_{dry} = 1.8 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ (resp. $K_{wet} = 1.8 \text{ W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ and $C_{wet} = 3.03 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$) are the thermal conductivity and heat capacity of a completely dry (resp. saturated) soil, taken constant over the Sahel in the current version of the ORCHIDEE model.

We choose to explore the sensitivity to thermal inertia by imposing a constant value of Sr all year long. This allows both to test extreme values of the soil thermal inertia by imposing either a fully saturated ($Sr = 1$) or dry soil ($Sr = 0$), and to test the behavior of the seasonal dependency to soil humidity by comparing simulations with constant or varying Sr . The $Sr = 1$ case corresponds to a large thermal inertia $I = 2335$ (USI) and the $Sr = 0$ case to $I = 849$ (USI). An intermediate simulation was also performed with $Sr = 0.5$.

The model value of the thermal conductivity for dry soil over the Sahel is consistent with the terrain measurements which suggest values between 0.25 and 0.4 W/m/K for dry soils and 1.4 to 2 for saturated soils. The heat capacity value is probably somewhat overestimated, the literature suggesting values of 1.2×10^6 for dry soil, to 1.84×10^6 J/kg/K for wet soils, leading to thermal inertia values of typically 500–800 USI for dry soil and 2000–3000 USI for fully saturated soils (Murray & Verhoef, 2007; Verhoef et al., 2012). The expected value of Sr over the Sahel is going from 0 in the dry season to 0.4 after rainfall events. For $Sr = 0.4$, the value computed by the model, $I = 1490$ USI, is close to the values reported in the literature.

Consistently with the results of Aït-Mesbah et al. (2015) and Sandu et al. (2013), the night-time temperature increases significantly with increasing values of the soil thermal inertia (Figure 11). In comparison, the

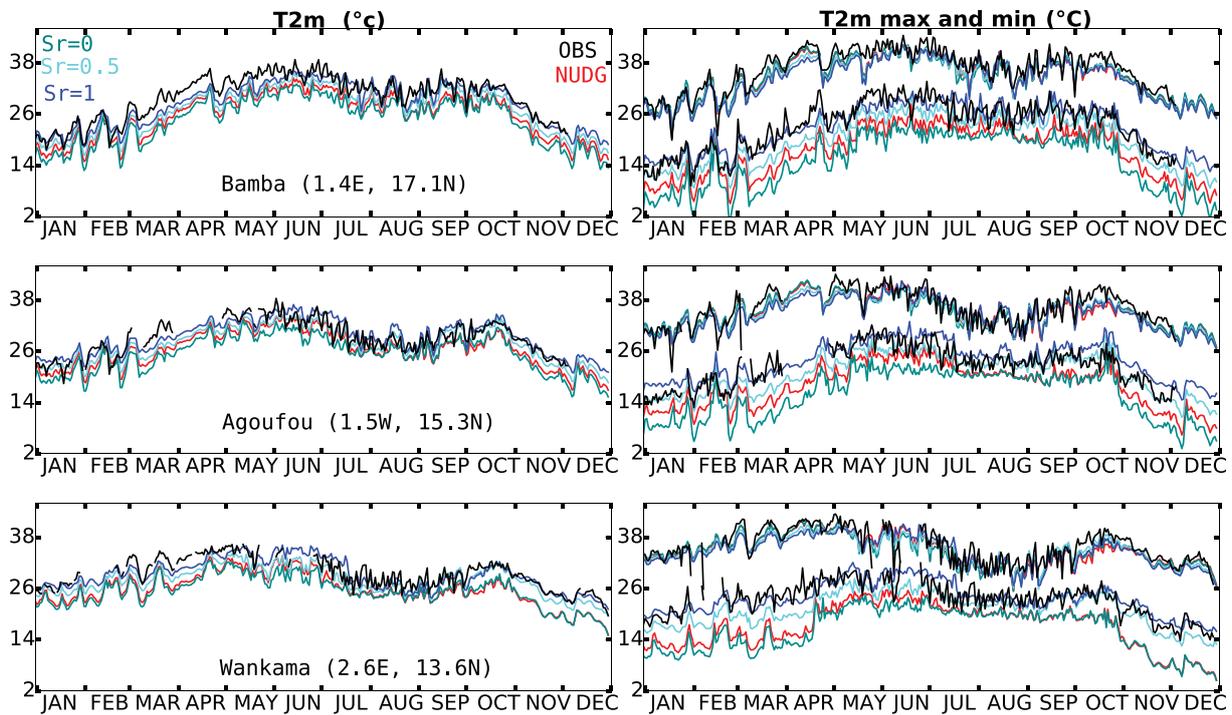


Figure 11. Time series of the daily 2 m temperature (in C, left column) and of the daily maximum and minimum 2 m temperature (right column) for different values of the surface thermal inertia corresponding to dimensionless saturation ratio: $Sr = 0$ (dark cyan), $Sr = 0.5$ (cyan) and $Sr = 1$ (blue) in the control simulation (red), in the in-situ observations (black) for Bamba (top row), Agoufou (middle row) and Wankama (bottom row) sites for year 2006.

maximum daytime temperature varies only slightly. Globally speaking, the best simulation of T_{2m}^{min} is obtained for a saturated soil $Sr = 1$.

For the dry season at least, such a large thermal inertia is not compatible with the values reported in the literature, while for the rainy season, T_{2m}^{min} is quite well represented for $Sr = 0.5$, i.e., for a large but acceptable value of the soil thermal inertia. Unexpectedly the control NUDG simulation, in which Sr is computed interactively, is closer to the $Sr = 0$ simulation during the rainy season and closer to the $Sr = 0.5$ simulation during the dry season. This result in fact points to an erroneous behavior of the model itself, which happens to have different origins during the dry or the wet season. The version of the ORCHIDEE model used here is a 1.5-layer model. It is made of one main layer which reacts as a water bucket. It is filled by rainfall and evaporates with a resistance that depends on the height of water in the bucket and on the characteristics of the vegetation. In addition to this main layer, an additional layer is created intermittently after rainfall events to handle fast processes. In this case, the surface layer is driven by rainfall and evaporation and exchanges with the main layer below. Sr is computed simply as the ratio of the bucket water content to its maximum value. During the dry season, the model acts as a bucket. The water from that bucket is far from the surface and the evaporation cancels due to the functions that control the resistance to evaporation and Sr should probably go to zero. However, it does not decrease below 0.3. At the opposite, during the rainy season, it turns out that Sr is underestimated because of a bug, Sr being computed using the ratio of the humidity in the first layer to the maximum content of the full soil model.

Altogether, an underestimated thermal inertia due to the aforementioned problem could explain in part the underestimation of the night-time temperature during the rain season. During the dry season, the thermal inertia is probably strongly overestimated by the model, both because of the wrong model behavior and because of soil constants for dry soil which are a bit overestimated. So the temperature cold bias should probably be even larger with a better soil model, probably pointing to a problem in the representation of the other processes that control the decrease of surface temperature during the night: turbulence and long-wave radiation (Ait-Mesbah et al., 2015).

The sensitivity shown here points to the importance of the representation of the soil thermal properties and of their dependence to soil moisture. For the CMIP6 version, the IPSL model will use a 11-layer discretized model for water transfer in the soil, coupled to a thermal conduction model that uses the same vertical discretization (Wang et al., 2016).

5.2. Sensitivity of Night-Time Temperature to Turbulent Mixing

The sensitivity of temperature to the near surface turbulent mixing is explored by varying either the surface roughness (Z_0) or the mixing length $l = \max(l_{\min}, l_*)$ where l_{\min} is a threshold and l_* is a mixing length calculated with the Blackadar (1962) formula.

In the CMIP5 version of LMDZ, there is no distinction between the roughness lengths for momentum (Z_{0m}) and for thermodynamic variables (Z_{0h}), i.e., $Z_{0,h} = Z_{0,m}$ although it is generally accepted that $Z_{0,h} \ll Z_{0,m}$. A sensitivity experiment is run by imposing $Z_{0,h} = Z_{0,m}/10$ (a generally accepted value for this ratio; e.g., Garrat (1992)). The effect of this change happens to be weak and is not documented here.

The impact of changing the threshold value for the minimum mixing length (l_{\min}) from 1 to 20 m is shown in Figure 12. The impact of increasing l_{\min} is qualitatively similar, although weaker, to that of increasing the thermal inertia. It reduces the night-time biases by about 2°C and the T_{2m} mean bias by 0.8°C . This test confirms that the too cold night-time temperature may be in part due to an underestimated turbulence in stable nocturnal conditions. A correct representation of the stable boundary layer remains a challenge for boundary layer parameterizations (Bosveld et al., 2014; Lohou et al., 2014).

5.3. Origin of Albedo Biases

In this section, sensitivity experiments are performed to understand the origin of the misrepresentation of surface albedo (α) that remains even in the NUDG simulations with STD physics, and to document the

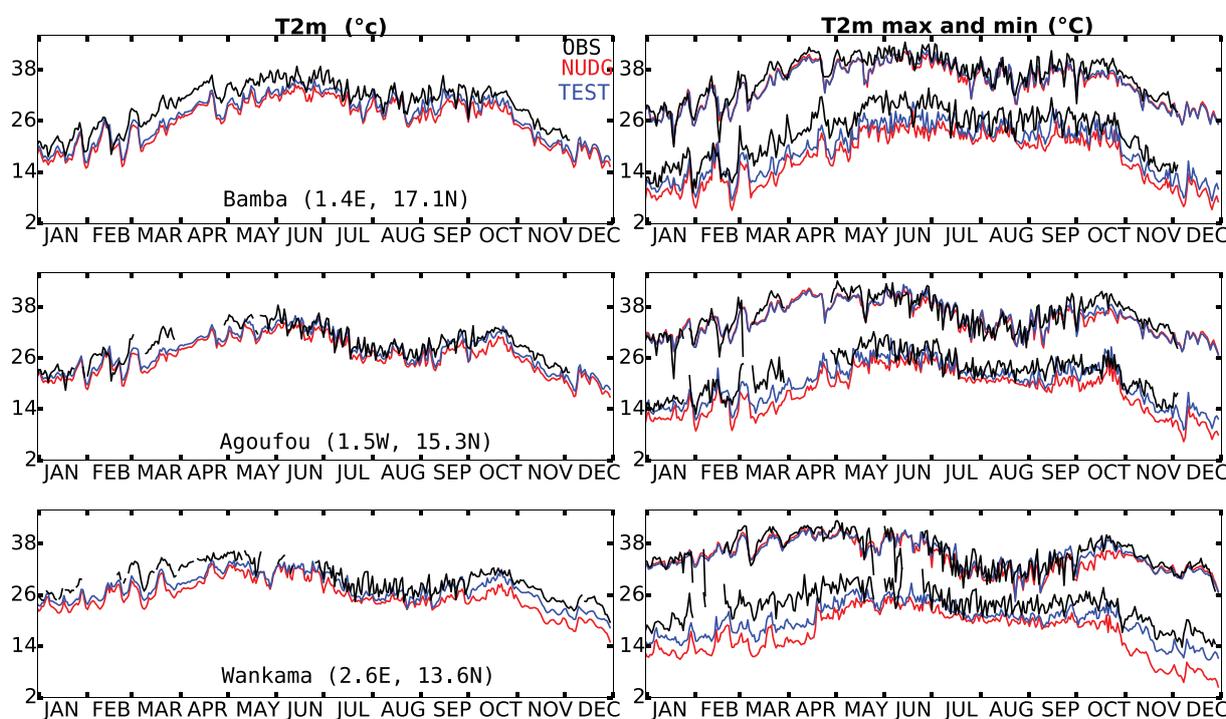


Figure 12. Time series of the daily 2 m temperature (T_{2m} , in C, left column) and of its minimum and maximum daily values (right column) in a sensitivity experiment with increased minimum turbulent mixing length (blue) compared to the control simulation (red) and to the in situ data (black) for Bamba (top row), Agoufou (middle row) and Wankama (bottom row) sites for year 2006.

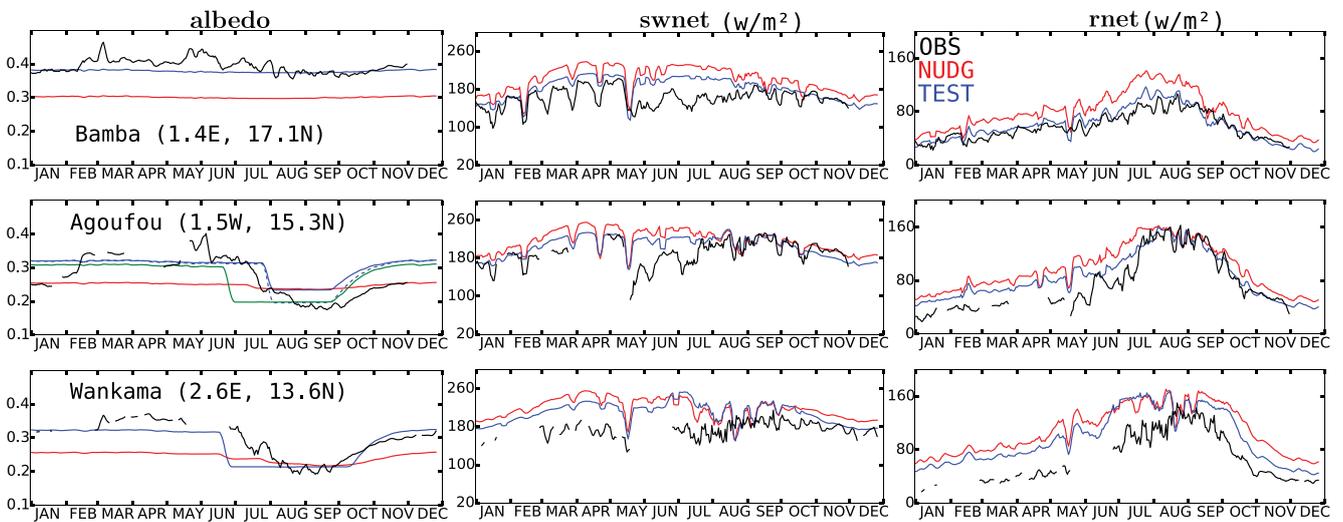


Figure 13. Time series (3 day running mean) of the diurnal averaged albedo (left column), solar net radiation (middle column) and net radiation (right column) for Bamba (top row), Agoufou (middle row) and Wankama (bottom row) sites for year 2006 for the local observations (black) and in the control simulation (red) and sensitivity experiment with modified albedo (blue). In the second panel on the left column, the albedo estimation from the sensitivity experiment in which the weight attributed to the albedo of bare soil in summer is changed from 50% to 30% (dash blue curve) as well as the albedo obtained from western nearest neighbor grid-cell (green curve, 3.8° W, 15.3° N) are also shown.

impact of albedo errors on the surface energy budget. During the dry season, the albedo value is high and close to bare soil albedo of deserts (Tsveltsinskaya et al., 2002). During the rainy season, it decreases as vegetation grows, as explained earlier. In the model, the albedo is expressed as:

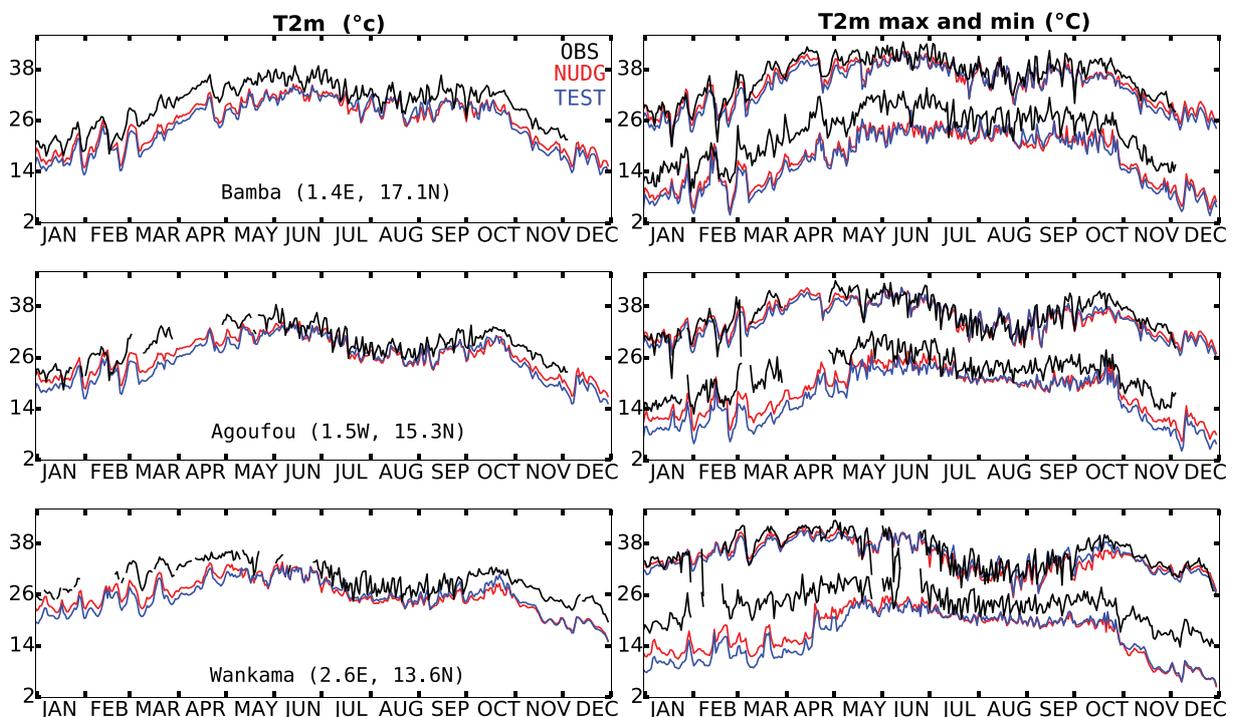


Figure 14. Time series of the daily 2 m temperature (T_{2m} , in C, left column) and of its minimum and maximum daily values (right column) for Bamba (top row), Agoufou (middle row) and Wankama (bottom row) sites for year 2006 in the in situ observations (black) and in the control simulation (red) and sensitivity experiment with modified albedo (blue).

$$\alpha = \alpha_{bare} \left[f_{bare} + \sum (f_{pi}(1 - \beta(Pi, t))) \right] + \sum (\alpha_{pi} f_{pi} \beta(Pi, t)) \quad (2)$$

with $\beta(Pi, t) = 1 - \exp[-k LAI(Pi, t)]$, $0 < \beta(Pi, t) < 1$, $0 < k < 1$. f_{bare} is the fraction of the grid cell that is always bare soil, Pi is the plant functional type, f_{pi} is the maximum fraction covered by Pi in the grid point and $f_{pi} \beta(Pi, t)$ represents the fraction of the surface effectively covered by leaves, k is the extinction coefficient within the canopy fixed at 0.5 in the model standard version. In the model used here the 13 plants functional types are defined, three of which are effectively present over Sahel (two types of grass and one type of crop). In the version used here, the fraction of each plant functional type is imposed once for all in each grid-cell (no dynamic vegetation) but the leaf (or grass) growth is computed interactively with the meteorology by activating the STOMATE component of the ORCHIDEE model.

A sensitivity experiment is performed where the albedo is changed in a Sahelian zone defined as a rectangular box (17° W-10° E; 12° N-20° N). The bare soil albedo is increased by a constant factor of 1.26 to better match the observations during the dry season. The albedo of the Savannah plant functional type is decreased from 0.2 to 0.15 in order to decrease the simulated albedo during the rainy season. A value of 0.15 is in fact more consistent with in situ measurements at maximum canopy cover (Ramier et al., 2009;

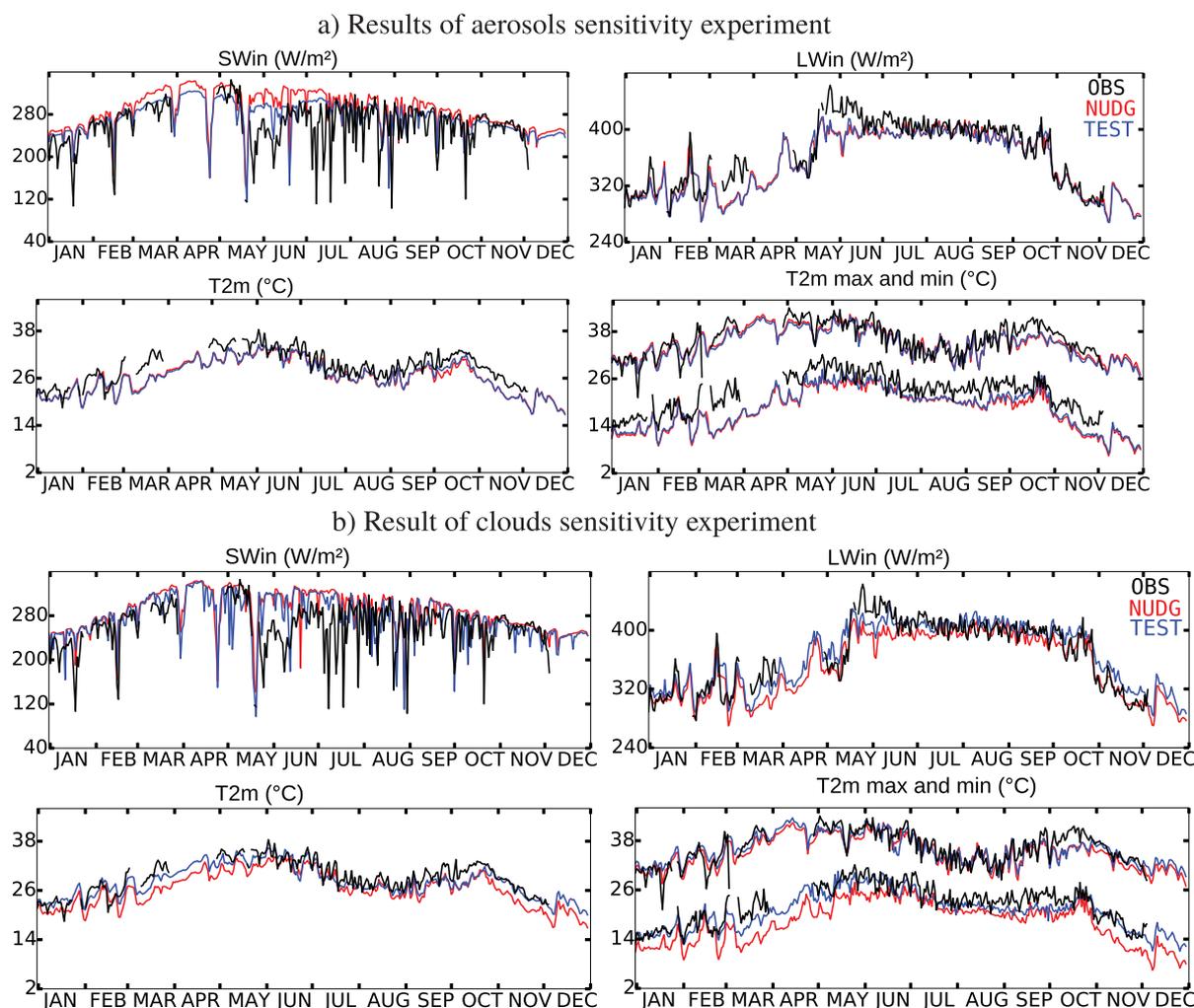


Figure 15. Surface incoming solar and long-wave radiations (in W/m^2), 2 m temperature (in C, mean, min and max) at the Agoufou station for 2006 in the sensitivity experiments (blue) to the (a) aerosols and (b) clouds, in the daily local observations (black) and in the control simulation (red).

Samain et al., 2008) and is close to the lower values reported for grassland and the medium value for savannas (Cescatti et al., 2012). The classical formulation of β (LAI) is also changed to $(1 - \min(1, LAI(P_i, t)))$. This extreme approximation consists in assuming that all leaves lie side by side on the surface until they reach f_{pi} . Note that the darkening of the Sahel during the monsoon season may also be affected by the direct effect of soil moisture on the bare soil albedo. This dependency of bare soil albedo to soil moisture, not activated in this version of the model, would probably not be strong enough to explain the discrepancy with the observed albedo. This process is in part responsible for the fast oscillations observed in the surface albedo at Wankama. The effect of moisture is weak and restricted to a short period of time after rainfall events (Ramier et al., 2009; Samain et al., 2008) (see Figure 8).

The effect of these albedo changes on the net and incoming solar radiation is shown in Figure 13 at Bamba, Agoufou and Wankama. At Bamba, the surface albedo variation between the dry and the rainy seasons is of the order of 1% in the observations so that correcting the surface albedo of bare soil alone is enough to match the observed surface albedo reasonably well. This leads to a bias reduction on SW^{net} in particular during the dry season where the simulated absorbed solar flux is very close to observations. This improvement leads to an improvement in the representation of the daily evolution of the net radiation budget (see Figure 13). However, this leads to a cooling of the surface and an increased cold bias (see Figure 14).

At Agoufou and Wankama, where the albedo variation is more pronounced between the dry and the rainy seasons (see Figure 13), the simulation with the modified albedo leads to a more realistic annual cycle of the albedo. However, despite those drastic changes in the surface albedo specification, the amplitude of the seasonal cycle of albedo at Agoufou is still underestimated. The agreement with observation could be improved when considering representativeness issues. The grid point containing the Agoufou station indeed contains

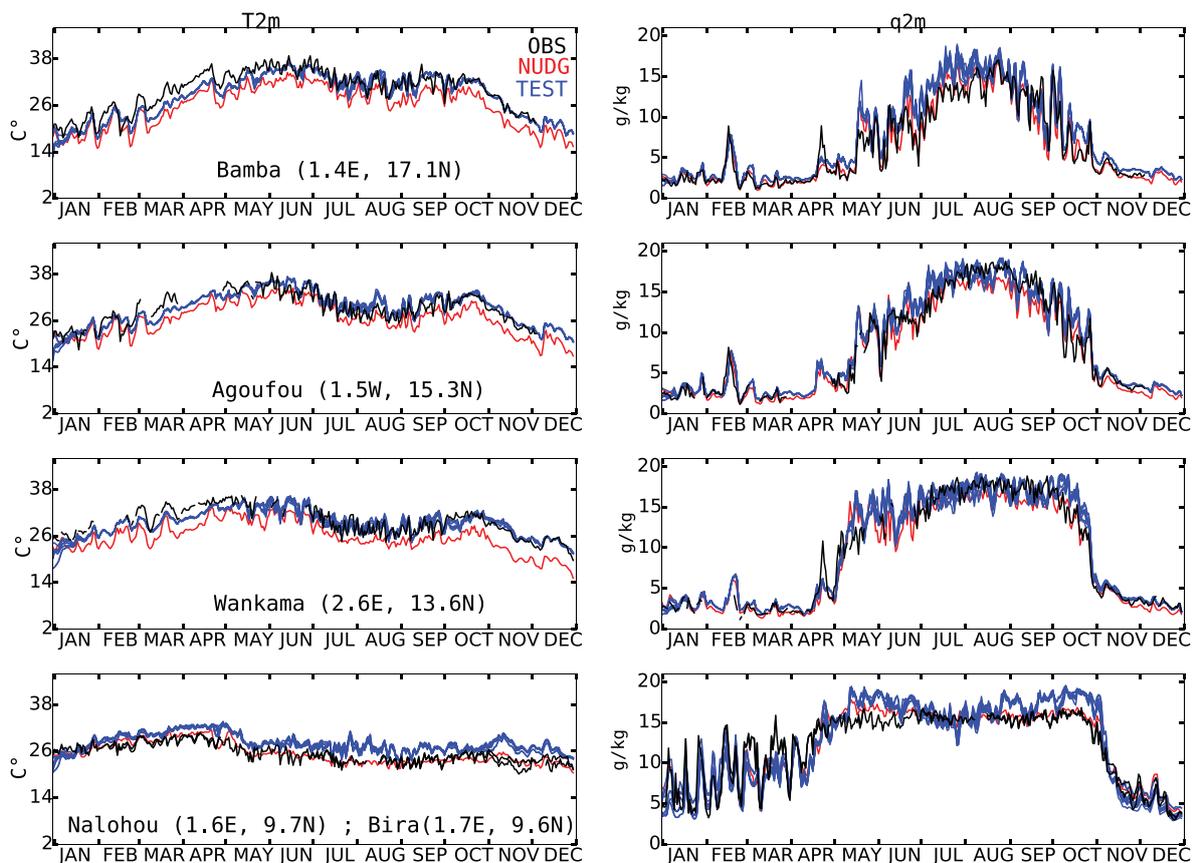


Figure 16. Sensitivity of the 2 m temperature (in C, left column) and the 2 m specific humidity (right column) to the combined surface thermal inertia, clouds and aerosols effect at Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou and Bira stations, from top to bottom panels respectively, for 2006 in the daily local observations (black), in the control simulation (red) and in the sensitivity experiments (blue).

50% of bare soil while the AMMA super-site where observations are sampled contains only 20% of bare soil. The surface albedo that would be simulated accounting for this different weighting is also shown on the figure (dash blue curve). The albedo value obtained in the sensitivity experiment is closer to observations in the rainy season even if it still drops at the beginning of August instead of mid-July. To explain this shift in season, observations are compared with the closest grid point west of the station, where rainfall starts earlier in July (this point is centered at 3.8° W). In this case the albedo decreases earlier. The difference of precipitation between the two grid points leads to a difference of LAI and induces in turn a shift on the seasonal cycle of albedo.

The improvement of the representation of the albedo cycle in Agoufou and Wankama reduces the SW_{net} bias there. Nevertheless, the net radiation budget is not significantly improved before the monsoon onset since the overestimation of SW_{net} is mainly due to the overestimation of SW_{in} at this period.

To summarize, these results clearly suggest that the standard version of the model suffers from an underestimated bare soil albedo and from an underestimated darkening effect by STOMATE during the rainy season, associated with the vegetation growth. Correcting the albedo helps improving the representation of radiative fluxes but tends to slightly increase the model cold bias (see Figure 14).

5.4. Sensitivity of the Surface Energy Budget to Atmospheric Opacity

The overestimation of the net radiation R_{net} over central and south Sahel before the monsoon onset is partly due to the overestimation of SW_{in} . The sensitivity of SW_{in} to clouds and aerosol is now considered. In the following experiments, only results at Agoufou are presented. The biases and effects of the sensitivity experiments are indeed similar at the other stations. The sensitivity of incoming radiation and 2 meter temperature to aerosol loading is first analyzed by increasing the atmospheric load by a factor of two for all

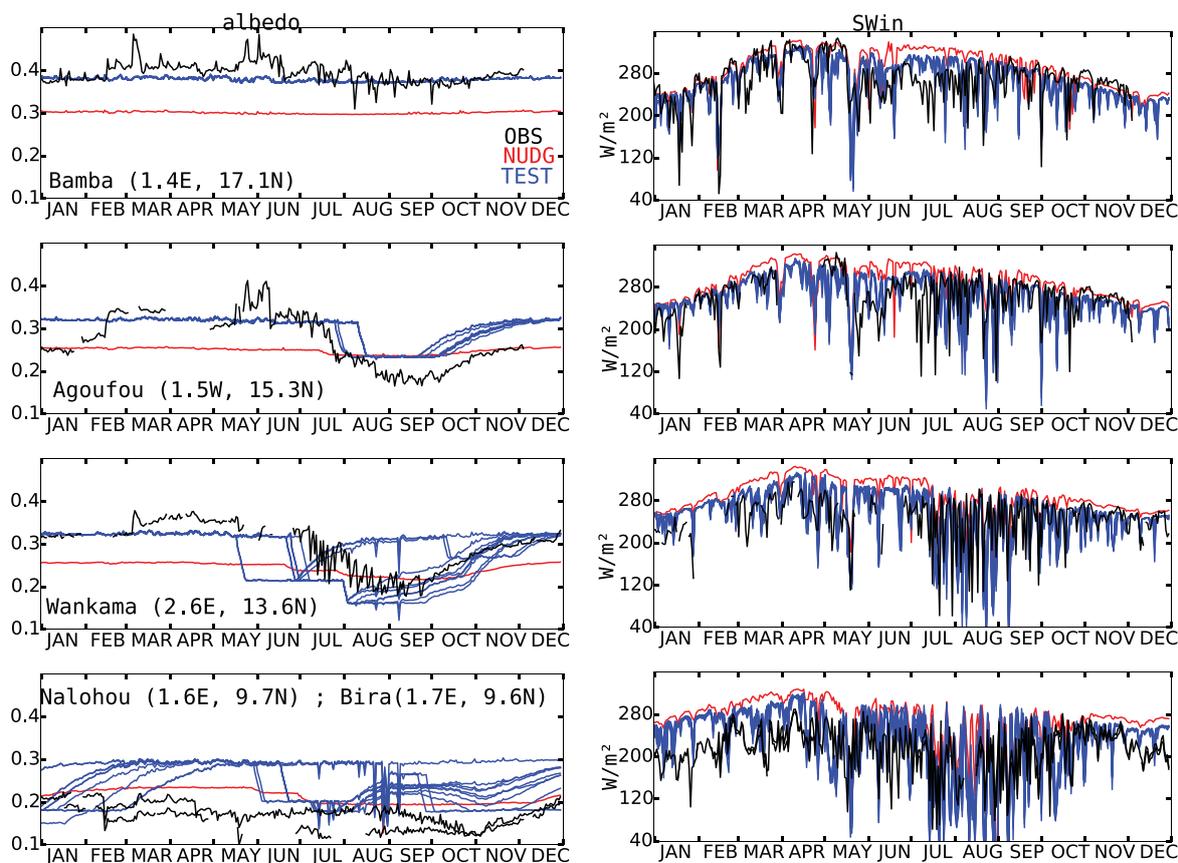


Figure 17. Sensitivity of surface albedo (left column) and surface short-wave incoming radiation (in W/m^2 , right column) to the combined surface thermal inertia, clouds and aerosols effect at Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou and Bira stations, from top to bottom panels respectively, for 2006 in the daily local observations (black), in the control simulation (red) and in the sensitivity experiments (blue).

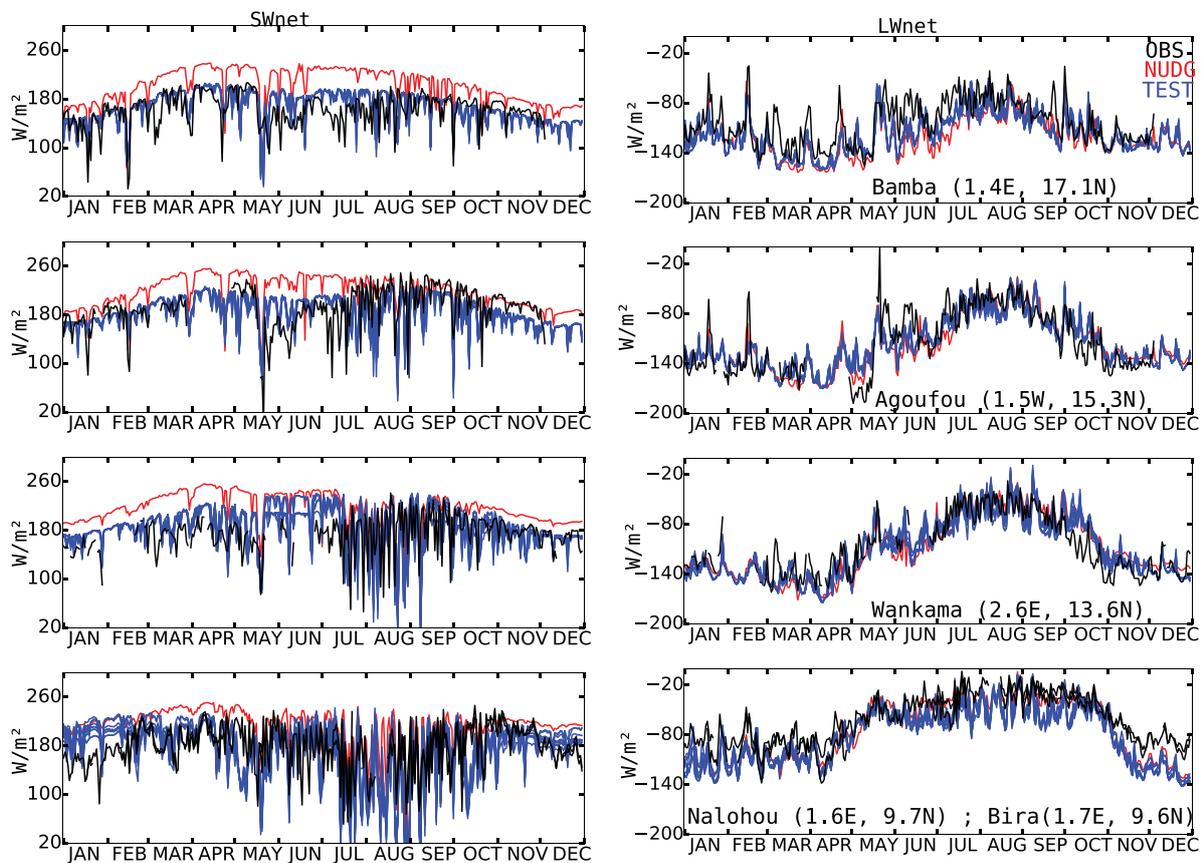


Figure 18. Sensitivity of the surface net solar radiation (left column) and the surface net long-wave radiation (right column) to the combined surface thermal inertia, clouds and aerosols effect at Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou and Bira stations, from top to bottom panels respectively, for 2006 in the daily local observations (black lines), in the control simulation (red lines) and in the sensitivity experiments (blue lines).

types of aerosols (Figure 15a). Increasing aerosol opacity is enough to significantly reduce the SW_{in} bias, except in June. Unlike albedo corrections, this reduction of incoming radiation decreases T_{2m} only weakly (e.g., by about 0.6° C in March, during the dry season).

The sensitivity of the same variables to cloud radiative effects (Figure 15b) is then analyzed by modifying the representation of clouds in the simulations. Results from section 4.2 suggest that the occurrence and radiative effect of high cirrus and anvil clouds are underestimated in our simulations. To increase the lifetime of high clouds and their radiative effect, we reduce the ice crystals fall speed by a factor of 2.7 in the STD simulation.

The parametrization of ice fall velocity is one of the most uncertain aspects of atmospheric models that affect most the clouds and the radiative balance. It is for instance the most crucial element controlling the life cycle of tropical anvil clouds in convection-permitting cloud simulations (Van Weverberg et al., 2013). It also strongly controls the total amount of high clouds in climate models, as well as their latitudinal distribution, and a scaling factor on the fall speed of ice crystals is often used during the final tuning process of climate models (Hourdin et al., 2017).

The fall velocity w_{iw} used in LMDZ is based on the formula proposed by Heymsfield and Donner (1990) in which $w_{iw} = \gamma_{iw} \times 3.29 \times (\rho q_{iw})^{0.16}$, q_{iw} being the ice water content and γ_{iw} a parameter introduced for the purpose of model tuning. The parameterization could probably be improved by incorporating a temperature dependence as suggested by Heymsfield et al. (2007) or by representing thin cirrus and thicker clouds generated by fresh convection differently as recommended by Schmitt and Heymsfield (2009).

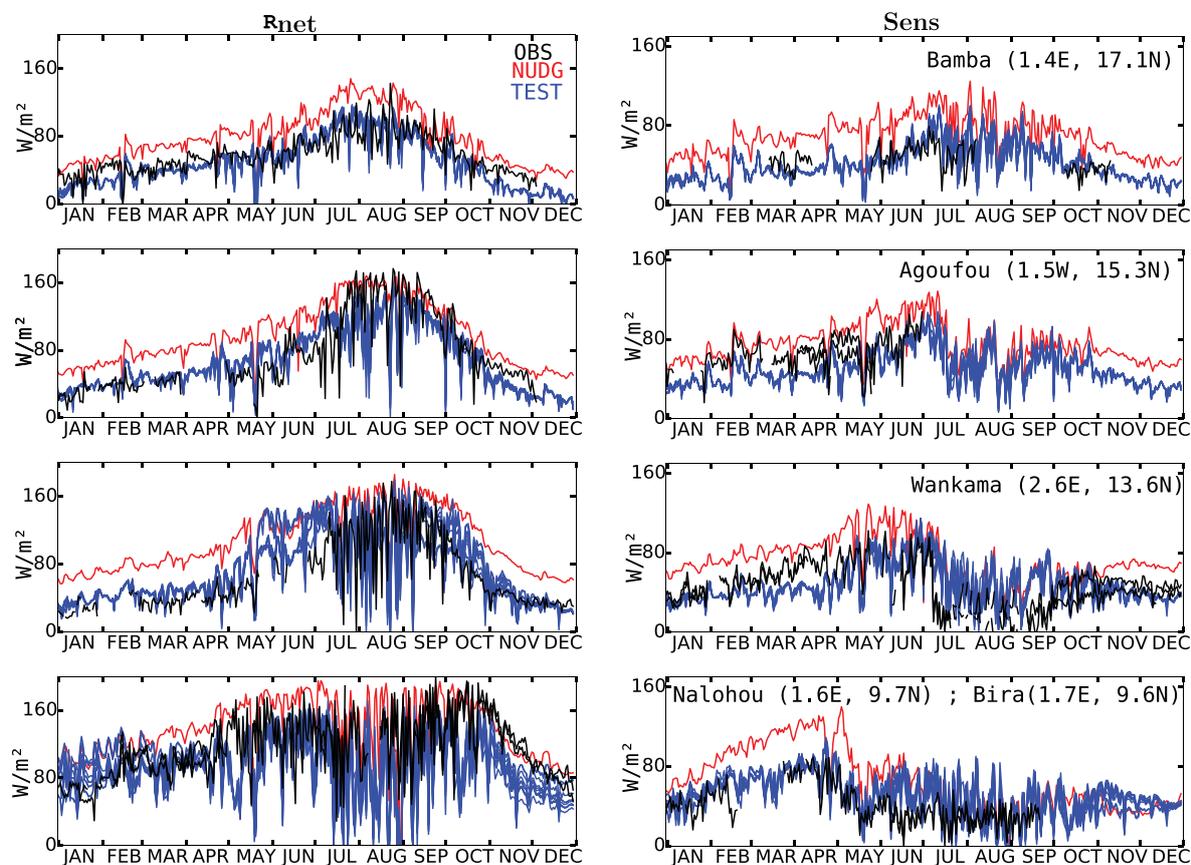


Figure 19. Sensitivity of the surface net radiation (left column) and the surface sensible heat flux (right column) to the combined surface thermal inertia, clouds and aerosols effect at Bamba, Agoufou, Wankama and Nalohou and Bira stations, from top to bottom panels respectively, for 2006 in the daily local observations (black lines), in the control simulation (red lines) and in the sensitivity experiments (blue lines).

Here, when reducing the value of the scaling factor γ_{iw} , the SW_{in} bias is slightly reduced and the model produces more variability of SW_{in} during the dry season in better agreement with the observations. By maintaining high clouds longer, the greenhouse effect is reinforced as can be seen in infrared radiation received at the surface (LW_{in}). The net effect is a significant reduction of the cold bias by 2° C.

In conclusion, the increase of the aerosol opacity reduces the SW_{in} biases without modifying surface air temperature significantly, while the increase of the life-time of high clouds improves both the SW_{in} daily variability and the 2m temperature in the model. Note that aerosols are prescribed as a mean seasonal cycle here but a model with interactive aerosols could increase the day-to-day variability of aerosols and radiation as well.

5.5. Combined Sensitivity Experiment

To estimate the improvement that could be expected from improved physics, a last sensitivity experiment is performed that combines all aforementioned tests on albedo formulation, aerosols, high clouds and thermal inertia for $Sr = 1$. The choice of $Sr = 1$ is extreme in terms of soil thermal properties and probably hides other model limitations.

The magnitude of these changes is further compared with the uncertainty range related to the internal variability of the nudged model by performing a set of 10 realizations of the sensitivity experiment differing by their initial conditions.

In the combined sensitivity experiment (blue line on Figure 16), the warming induced by modifying thermal inertia and ice crystals fall speed (see section 5.1 and 5.3) dominates the cooling induced by the modified

albedo (see section 5.2). Thus, although the changes lead to a warm bias in the Sudanese zone, the Sahelian cold bias of the NUDG simulation in the dry season is strongly reduced (by 1.6°C) before the monsoon onset and it is corrected after it. Analyzing the change in humidity in the independent sensitivity tests presented in the previous section (not shown), it appears that the reduction of the ice crystals fall speed is also responsible for the increase in q_{2m} seen in Figure 15 at Bamba and Nalohou stations. As shown in Figure 13, the albedo and its seasonal cycle in the Sahel are represented as in section 5.2, with the exception of Wankama. The SW_{in} biases are reduced or corrected and the SW_{in} variability is improved over all sites (Figure 17). As a result, the net solar radiation in the combined sensitivity experiment is much better represented during the year at all stations with the only exception of November–December at Agoufou (see Figure 18) where the SW_{net} underestimation of 20 W/m^2 is caused by the albedo overestimation of 26%. In addition, Figure 18 shows that the net infrared is also closer to observations. It is expected that the net radiation is better represented in the combined sensitivity experiment, which is confirmed when looking at Figure 19. The R_{net} overestimation is reduced by about 40 W/m^2 at Agoufou before the monsoon. However, the SW_{net} underestimation from November to December is responsible for a R_{net} underestimation at Bamba and Agoufou. As discussed in section 5.1, the R_{net} dry season biases over Sahel are strongly related to the sensible heat flux biases, which is confirmed in Figure 19.

Despite nudging, the model displays some internal variability, which is documented here with the 12-member ensemble introduced above and shown as blue lines in Figures 13–17. In particular, the analysis of the albedo evolution at Wankama in these simulations shows a large dispersion (Figure 17). In some simulations, the surface albedo at Wankama is close to observations whereas in other simulations its seasonality is phase-shifted. This strong variability appears to be associated with a chaotic and competitive behavior of two types of grass in the model. This variability is probably overestimated and further analysis of the behavior is beyond the scope of this paper. The dispersion in the simulation of albedo is responsible for the internal variability in SW_{net} and R_{net} from May to June. However, Figures 16–19 also show that the inter-simulation variability is weak outside of the rainy season. The ensemble also illustrates the rapid adjustment under nudging, the inter-model dispersion being a bit larger during the first 10 days in January.

6. Conclusion

The nudging technique allows for a direct comparison of the surface energy budget simulated by a GCM with station data in West Africa.

Nudging horizontal winds toward reanalysis not only corrects the monsoon circulation over West Africa but also the simulated rainfall in relation with a better representation of the moisture flux. By correcting the major rainfall (dry) bias over Sahel, nudging allows for a comparison between model and observations for a similar climate regime without any ad hoc correction or sampling. By constraining the day-to-day variability of the local meteorology, nudging allows for the comparison between model and observations on a daily basis without requiring statistics that are otherwise needed when comparing observations with simulations performed in free climate mode. The comparison can be made directly between the mean grid cell value and local observations for some variables such as water vapor or downward energy radiative fluxes. When looking at surface reflection of solar radiation, at surface thermal emission or at turbulent fluxes however, the observational sampling of surface conditions on which those variables depend must be consistent with the specified distribution of model subgrid scale properties within the corresponding grid cell. Representativeness errors appear not to be as strong an issue as could have been first anticipated given the rather homogeneous characteristics of the Sahel landscapes and the careful choice of observational setups deployed for AMMA.

As expected, the nudging technique removes most of the chaotic nature of the model trajectory. Some randomness or sensitivity to initial conditions remains however when considering the day-to-day variation of convection and rainfall. At some particular locations, this chaotic behavior coupled to non-linearities of the scheme that drives the LAI growth during the rainy season results in tipping points in the representation of the albedo and surface radiative fluxes. It appears that such a behavior has already been identified for grass land plant functional type (Orchidee group private communication).

The nudging technique also allows for some freedom in the model, which is still sensitive to the model physical parameterizations, making it possible to explore the origins of the large energy biases that persist

in climate models. By comparing the outputs of a series of control and sensitivity experiments to site measurements, several conclusions have been reached concerning the model physics.

First the thermal plume model was identified to optimize the representation of near surface specific humidity throughout the West African region. It is important to note that this improvement due to the activation of the thermal plume model would not have been identified without nudging. Indeed in the free simulations, the old physics represents the near surface humidity on average better due to two compensating errors: an underestimated moistening by horizontal advection of moist air from the Gulf of Guinea and an underestimation of surface drying by mixing of surface air with dry free tropospheric air.

Using this improved physics, remaining biases in the representation of the energy budget and the key processes that may be at the origin of these biases have been identified. The biases and involved processes are different between the monsoon rainy season and the dry season. During the monsoon, the water cycle plays a first order control on the energetics. Because of this, the correction of moisture advection by nudging is very important in particular for the partition of net radiation between latent and sensible turbulent fluxes, and for the representation of the shadowing of solar radiation by clouds associated with convection. Conversely during the dry season, nudging does not correct much the seasonal evolution of the energy fluxes. The remaining errors are large, with order of magnitudes typical of AMIP simulations of the CMIP5 ensemble (Roehrig et al., 2013). Surprisingly, the standard version of LMDZ exhibits both a cold bias and an overestimation of the incoming solar radiation over Sahel. The solar radiation bias is due to a possible underestimation of aerosols or clouds. The cold bias is mainly a nocturnal bias and is controlled by soil thermal inertia, turbulence (in the stable boundary layer), and greenhouse effect. A larger thermal inertia would help reconcile the observed and simulated near surface temperature, but the value needed is more typical of a water saturated soil, making this explanation hardly plausible. Increasing nocturnal turbulence also improves the representation of the near-surface temperature. Increasing a minimum threshold for the mixing length to reduce nocturnal decoupling is not enough to fully reconcile model and observation. The exploration of other possible sources for the erroneous representation of the nocturnal turbulence would probably deserve further work. Finally, by favoring the persistence of high clouds over the region (by decreasing the ice crystal fall velocity), not only is the mean nocturnal temperature warmer, but the LW radiation also shows more day-to-day variability, in better agreement with observations.

Interestingly, the model with the STD physics is able to explain peaks associated with minimum values in the incoming SW radiation. Those peaks are clearly associated with mid-level clouds occurring at least once per month outside of the rainy season. Those clouds were underestimated in the OLD physics.

In this study we investigated how, for an imposed large-scale circulation, the physical processes are represented in the model, and how they control the energy budget over the region. For the dry season, since the nudged and free simulations are close to each other, it can be expected that improvements inspired from a comparison of nudged simulations and observations could in fact result in direct improvement of the climate simulations. For the rainy season however, the methodology does not help understand nor correct a priori the southward shift of the monsoon key elements in the LMDZ FREE simulations. Improvements in the nudged simulations may even result in an increase of this southward shift. However, even in this case, it should be desirable to improve the simulations in nudged rather than in free mode in order to avoid improving the position of the ITCZ thanks to error compensation.

As a complementary approach, we are also studying the “ nudging tendencies ” which measure the “ will ” of the model to depart from the real evolution of the large-scale circulation, in order to identify key elements in the parameterized physics which may explain this shift. The first results are promising although not straightforward. The large-scale biases involve all the scales from that of the physical parameterizations to that of the energy contrasts that drive the monsoon circulation, from the equatorial ocean to the Sahara. This methodology will hopefully allow for a disentanglement of the various contributions and help make progress in climate modeling of the monsoon system over West Africa.

Acknowledgments

In situ data were provided by the African Monsoon Multidisciplinary Analysis-Coupling the Tropical Atmosphere and the Hydrological Cycle (AMMA-CATCH) observatory (<http://www.amma-catch.org/>). We thank the AMMA-CATCH observatory and the station Pls Frank Timouk, Manuela Grippa, Bernard Cappelaere, Jérôme Demarty, Sylvie Galle, Jean-Martial Cohard and their staff for collecting data in a harsh environment. Most of the observations used are available through the AMMA database (<http://bd.amma-catch.org/amma-catch2/main.jsf>). The outputs of the LMDZ simulations used in this paper are available at <https://vesg.ipsl.upmc.fr/thredds/fileServer/IPSLFS/fabric/lmdz/AMMA/SimusDiallo2017/index.html>. We thank ambassador and the Minister of Higher Education and scientific research of Ivory Coast for the partial financial support of the Binta Diallo PhD. This work is part of the ACASIS project (ANR-13-SENV-0007, 2014–2018; <https://acasis.locean-ipsl.upmc.fr/>) and benefited as well from support of the CONVERGENCE (N°ANR-13-MONU-0008) and “Labex L-IPSL” projects, funded by the French National Research Agency.

References

- Aït-Mesbah, S., Dufresne, J. L., Cheruy, F., & Hourdin, F. (2015). The role of thermal inertia in the representation of mean and diurnal range of surface temperature in semiarid and arid regions. *Geophysical Research Letters*, 42, 7572–7580. <https://doi.org/10.1002/2015GL065553>.

- Bateni, S. M., Entekhabi, D., Margulis, S., Castelli, F., & Kergoat, L. (2014). Coupled estimation of surface heat fluxes and vegetation dynamics from remotely sensed land surface temperature and fraction of photosynthetically active radiation. *Water Resources Research*, *50*, 8420–8440. <https://doi.org/10.1002/2013WR014573>
- Betts, A. K. (2004). Understanding hydrometeorology using global models. *Bulletin of American Meteorological Society*, *85*, 1673–1688. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-11-1673>
- Blackadar, A. K. (1962). The vertical distribution of wind and turbulent exchange in neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, *67*, 3095–3102.
- Bony, S., & Emanuel, K. A. (2001). A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data. *Journal of Atmospheric Sciences*, *58*, 3158–3183.
- Bosveld, F. C., Baas, P., Steeneveld, G.-J., Holtslag, A. A. M., Angevine, W. M., Bazile, E., . . . Svensson, G. (2014). The Third GABLS intercomparison case for evaluation studies of boundary-layer models. Part B: Results and process understanding. *Boundary-Layer Meteorology*, *152*, 157–187. <https://doi.org/10.1007/s10546-014-9919-1>
- Boulain, N., Cappelaere, B., Ramier, D., Issoufou, H. B. A., Halidou, O., Seghier, J., . . . Timouk, F. (2009). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel - 2. Vegetation and carbon dynamics. *Journal of Hydrology*, *375*, 190–203. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.11.045>
- Bouniol, D., Couvreux, F., Kamsu-Tamo, P.-H., Leplay, M., Guichard, F., Favot, F., & O'connor, E. J. (2012). Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over West Africa. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *51*, 534–553. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-051.1>
- Cescatti, A., Marcolla, B., Vannan, S. K. S., Pan, J. Y., Román, M. O., Yang, X., . . . Migliavacca, (2012). Intercomparison of MODIS albedo retrievals and in situ measurements across the global FLUXNET network. *Remote Sensing of Environment*, *121*, 323–334.
- Charney, J. G. (1975). Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *101*, 193–202. <https://doi.org/10.1002/qj.49710142802>
- Cheruy, F., Campoy, A., Dupont, J.-C., Ducharme, A., Hourdin, F., Haefelin, M., . . . Idelkadi, A. (2013). Combined influence of atmospheric physics and soil hydrology on the simulated meteorology at the SIRTA atmospheric observatory. *Climate Dynamics*, *40*, 2251–2269. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1469-y>
- Coudreau, O., Hourdin, F., Haefelin, M., Mathieu, A., & Rio, C. (2007). Assessment of physical parameterizations using a global climate model with stretchable grid and nudging. *Monthly Weather Review*, *135*, 1474–1489. <https://doi.org/10.1175/MWR3338.1>
- Deardorff, J. W. (1970). Preliminary results from numerical integrations of the unstable planetary boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, *27*, 1209–1211.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., . . . Vitart, F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Ducharme, A., & Laval, K. (2000). Influence of the Realistic Description of Soil Water-Holding Capacity on the Global Water Cycle in a GCM. *Journal of Climate*, *13*, 4393–4413. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<4393:IOTRDO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<4393:IOTRDO>2.0.CO;2)
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., . . . Vuichard, N. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model: From CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, *40*, 2123–2165. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1>
- Eltahir, E. A. B., & Gong, C. (1996). Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate*, *9*, 1030–1042.
- Emanuel, K. A., & Zivkovic-Rothman, M. (1999). Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models. *Journal of Atmospheric Sciences*, *56*, 1766–1782. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1766:DAEOAC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1766:DAEOAC>2.0.CO;2)
- Fouquart, Y., & Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parametrization. *Contributions to Atmospheric Physics*, *53*, 35–62.
- Gaetani, M., Flamant, C., Bastin, S., Janicot, S., Lavaysse, C., Hourdin, F., . . . Bony, S. (2016). West African monsoon dynamics and precipitation: The competition between global SST warming and CO₂ increase in CMIP5 idealized simulations. *Climate Dynamics*, *48*, 1353–1373. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3146-z>
- Giannini, A., Saravanan, X., & Chang, X. (2002). Ocean forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time-scales. *Science*, *302*, 1027–1030.
- Grandpeix, J., Lafore, J., & Cheruy, F. (2010). A density current parameterization coupled with Emanuel's Convection Scheme. Part II: 1D simulations. *Journal of Atmospheric Sciences*, *67*, 898–922. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3045.1>
- Grandpeix, J. Y., Phillips, V., & Tailleux, R. (2004). Improved mixing representation in Emanuel's convection scheme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*, 3207–3222.
- Grippa, M., Kergoat, L., Boone, A., Peugeot, C., Demarty, J., Cappelaere, B., . . . the ALMIP2 working group (2016). Modelling surface runoff and water fluxes over contrasted soils in pastoral Sahel: Evaluation of the ALMIP2 land surface models over the Gourma region in Mali. *Journal of Hydrology*, *18*, 1847–1866.
- Guichard, F., Kergoat, L., Hourdin, F., Authaud, C. L., Barbier, J., Mougou, E., & Diarra, B. (2015). Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel. IRD Editions.
- Guichard, F., Kergoat, L., Mougou, E., Timouk, F., Baup, F., Hiernaux, P., & Lavenu, F. (2009). Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles. *Journal of Hydrology*, *375*, 161–177. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.09.007>
- Heymsfield, A. J., & Donner, L. J. (1990). A scheme for parameterizing ice-cloud water content in general circulation models. *Journal of Atmospheric Sciences*, *47*, 1865–1877. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<1865:ASFPIC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<1865:ASFPIC>2.0.CO;2)
- Heymsfield, A. J., van Zadelhoff, G.-J., Donovan, D. P., Fabry, F., Hogan, R. J., & Illingworth, A. J. (2007). Refinements to ice particle mass dimensional and terminal velocity relationships for ice clouds. Part II: Evaluation and parameterizations of ensemble ice particle sedimentation velocities. *Journal of Atmospheric Sciences*, *64*, 1068. <https://doi.org/10.1175/JAS3900.1>
- Hourdin, F., Couvreux, F., & Menu, L. (2002). Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *Journal of Atmospheric Sciences*, *59*, 1105–1123.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., . . . Bopp, L. (2013b). Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model. *Climate Dynamics*, *40*, 2167–2192. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1411-3>
- Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Bony, S., Jam, A., Cheruy, F., . . . Roehrig, R. (2013a). LMDZ5B: The atmospheric component of the IPSL climate model with revisited parameterizations for clouds and convection. *Climate Dynamics*, *40*, 2193–2222. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1343-y>
- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., . . . Williamson, D. (2017). The Art and Science of Climate Model Tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *98*, 589–602. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1>

- Hourdin, F., Musat, I., Guichard, F., Ruti, P. M., Favot, F., Filiberti, M., . . . Gallée, H. (2010). AMMA-model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 95. <https://doi.org/10.1175/2009BAMS2791.1>
- Idelkadi, A., LeVan, P., & Hourdin, F. (2005). *A global climate model with stretchable grid and nudging: I. Simulation of tracer transport at continental scales* (Tech. Rep.). IPSL, Pôle modélisation.
- Jam, A., Hourdin, F., Rio, C., & Couvreux, F. (2013). Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part III: Derivation of a statistical scheme for cumulus clouds. *Boundary-Layer Meteorology*, 147, 421–441. <https://doi.org/10.1007/s10546-012-9789-3>
- Janicot, S., Thorncroft, C. D., Ali, A., Asencio, N., Berry, G., Bock, O., . . . Acadm Forecasters Team (2008). Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, 26, 2569–2595. <https://doi.org/10.5194/angeo-26-2569-2008>
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., . . . Prentice, I. C. (2005). A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB1015. <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>
- Leauthaud, C., Cappelaere, B., Demarty, J., Guichard, F., Velluet, C., Kergoat, L., . . . Sultan, B. (2017). A 60-year reconstructed high-resolution local meteorological data set in Central Sahel (1950–2009): Evaluation, analysis and application to land surface modelling. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, 19, 11952.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., . . . Seguis, L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.03.020>
- Locatelli, R., Bousquet, P., Hourdin, F., Saunois, M., Cozic, A., Couvreux, F., . . . Williams, A. G. (2015). Atmospheric transport and chemistry of trace gases in LMDz5B: Evaluation and implications for inverse modelling. *Geoscience Model Development*, 8, 129–150. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-129-2015>
- Lohou, F., Kergoat, L., Guichard, F., Boone, A., Cappelaere, B., Cohard, J.-M., . . . Timouk, F. (2014). Surface response to rain events throughout the West African monsoon. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 14, 3883–3898. <https://doi.org/10.5194/acp-14-3883-2014>
- Lott, F., & Miller, M. (1997). A new sub-grid scale orographic drag parametrization: Its formulation and testing. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 123, 101–128.
- Mamadou, O., Cohard, J. M., Galle, S., Awanou, C. N., Diedhiou, A., Kounouhewa, B., & Peugeot, C. (2014). Energy fluxes and surface characteristics over a cultivated area in Benin: Daily and seasonal dynamics. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 893–914. <https://doi.org/10.5194/hess-18-893-2014>
- Morcrette, J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research*, 96, 9121–9132.
- Mougin, E., Demarez, V., Diawara, M., Hiernaux, P., Soumaguel, N., & Berg, A. (2014). Estimation of LAI, fAPAR and fCover of Sahel rangelands (Gourma, Mali). *Agricultural and Forest Meteorology*, 198, 155–167. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2014.08.006>
- Murray, T., & Verhoef, A. (2007). Moving towards a more mechanistic approach in the determination of soil heat flux from remote measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, 147, 88–97. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.06.009>
- Ramier, D., Boulain, N., Cappelaere, B., Timouk, F., Rabanit, M., Lloyd, C. R., . . . Wawrzyniak, V. (2009). Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel - 1. Energy and water. *Journal of Hydrology*, 375, 204–216. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.002>
- Redelsperger, J.-L., Thorncroft, C. D., Diedhiou, A., Lebel, T., Parker, D. J., & Polcher, J. (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87(12), 1739.87. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-12-1739>
- Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Hourdin, F., Guichard, F., Couvreux, F., Lafore, J.-P., . . . Idelkadi, A. (2013). Control of deep convection by sub-cloud lifting processes: The ALP closure in the LMDZ5B general circulation model. *Climate Dynamics*, 40, 2271–2292. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1506-x>
- Rio, C., & Hourdin, F. (2008). A thermal plume model for the convective boundary layer: Representation of cumulus clouds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 65, 407–425.
- Rio, C., Hourdin, F., Couvreux, F., & Jam, A. (2010). Resolved versus parametrized boundary-layer plumes. Part II: Continuous formulations of mixing rates for mass-flux schemes. *Boundary-Layer Meteorology*, 135, 469–483. <https://doi.org/10.1007/s10546-010-9478-z>
- Rio, C., Hourdin, F., Grandpeix, J., & Lafore, J. (2009). Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophysical Research Letters*, 36, L07809. <https://doi.org/10.1029/2008GL036779>
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., & Redelsperger, J.-L. (2013). The present and future of the west african monsoon: A process-oriented assessment of cmip5 simulations along the amma transect. *Climate Dynamics*, 26, 6471–6505. <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00505.1>
- Sadourny, R., & Laval, K. (1984). January and July performance of the LMD General Circulation Model. *New Perspectives in Climate Modelling*, 13, 173–198.
- Samain, O., Kergoat, L., Hiernaux, H., Guichard, F., Mougin, E., Timouk, F., & Lavenu, F. (2008). Analysis of the in situ and modis albedo variability at multiple time-scales in the Sahel. *Journal of Geophysical Research*, 113, D14119. <https://doi.org/10.1029/2007JD009174>
- Sandu, I., Beljaars, A., Bechtold, P., Mauritsen, T., & Balsamo, G. (2013). Why is it so difficult to represent stably stratified conditions in numerical weather prediction (NWP) models? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5, 117–133. <https://doi.org/10.1002/jame.20013>
- Schmitt, C. G., & Heymsfield, A. J. (2009). The Size Distribution and Mass-Weighted Terminal Velocity of Low-Latitude Tropopause Cirrus Crystal Populations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 66, 2013–2028. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3004.1>
- Settle, J. J., Bharmal, N. A., Robinson, G. J., & Slingo, A. (2008). Sampling uncertainties in surface radiation budget calculations in RADAGAST. *Journal of Geophysical Research*, 113, D00E02. <https://doi.org/10.1029/2008JD010509>
- Slingo, A., White, H. E., Bharmal, N. A., & Robinson, G. J. (2009). Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: 2. Radiative fluxes and divergences. *Journal of Geophysical Research*, 114, D00E04. <https://doi.org/10.1029/2008JD010497>
- Stocker, T., Qin, G.-K. D., Plattner, M., Tignor, S., Allen, J., Boschung, A., . . . Midgley, P. (Eds.) (2013). *IPCC, 2013: Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change* (1535 pp.). Cambridge, UK: Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>
- Taylor, C. M., Gounou, A., Guichard, F., Harris, P. P., Ellis, R. J., Couvreux, F., & de Kauwe, M. (2011). Frequency of Sahelian storm initiation enhanced over mesoscale soil-moisture patterns. *Nature Geoscience*, 4, 430–433. <https://doi.org/10.1038/ngeo1173>
- Timouk, F., Kergoat, L., Mougin, E., Lloyd, C. R., Ceschia, E., Cohard, J.-M., . . . Taylor, C. M. (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *Journal of Hydrology*, 375, 178–189. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.022>
- Tsvetinskaya, E. A., Schaaf, C. B., Gao, F., Strahler, A. H., Dickinson, R. E., Zeng, X., & Lucht, W. (2002). Relating MODIS-derived surface albedo to soils and rock types over Northern Africa and the Arabian peninsula. *Journal of Geophysical Research*, 29(9), 1353. <https://doi.org/10.1029/2001GL014096>

- Van Weverberg, K., Vogelmann, A. M., Lin, W., Luke, E. P., Cialella, A., Minnis, P., . . . Jensen, M. P. (2013). The role of cloud microphysics parameterization in the simulation of mesoscale convective system clouds and precipitation in the tropical western Pacific. *Journal of Atmospheric Sciences*, *70*, 1104–1128. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0104.1>
- Verhoef, A., Ottlé, C., Cappelare, B., Murray, T., Saux-Picart, S., Zribi, M., . . . Ramier, D. (2012). Spatio-temporal surface soil heat flux estimates from satellite data; results for the AMMA experiment at the Fakara (Niger) supersite. *Agricultural and Forest Meteorology*, *154*, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.08.003>
- Wang, F., Cheruy, F., & Dufresne, J.-L. (2016). The improvement of soil thermodynamics and its effects on land surface meteorology in the IPSL climate model. *Geoscientific Model Development*, *9*, 363–381. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-363-2016>
- Yamada, T. (1983). Simulations of nocturnal drainage flows by a q^2 turbulence closure model. *Journal of Atmospheric Sciences*, *40*, 91–106.

2 Le bilan d'énergie à la surface dans LMDZ6

Introduction

L'analyse du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest dans PHYB à l'aide de données stations a permis de mettre en exergue l'apport des paramétrisations physiques de PHYB pour la représentation du climat Ouest Africain. Nous avons su utiliser les connaissances acquises sur le terrain pour identifier les biais et les relier aux défauts des paramétrisations, montrant ainsi qu'il est possible de moduler la représentation du bilan d'énergie à la surface dans le modèle. En tenant compte des enjeux fixés pour l'exercice d'inter-comparaison de modèles "CMIP6", les chercheurs de l'IPSL (sur la base des analyses de résultats de CMIP5) ont développé pour chaque composante du système (modèles) une nouvelle version visant à modéliser les processus sous-maille de façon plus réaliste afin d'augmenter notre confiance dans les projections du climat futur. C'est ainsi qu'une nouvelle version référencée du modèle d'atmosphère LMDZ, appelée "LMDZ6", a été élaborée au LMD. Dans cette version, certains développements ont été entrepris dans le modèle en se basant sur l'analyse du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest dans PHYB à l'aide des données stations. Les analyses présentées dans l'article (Diallo et al., 2017) ont donc permis de favoriser et guider certains développements du modèle, notamment du schéma de surface.

Les modifications majeures apportées au modèle d'atmosphère sont :

- La résolution verticale

Elle s'est affinée en passant de 39 à 79 niveaux. Cette modification a particulièrement impacté la turbulence de couche limite puisqu'il y a dorénavant 30 niveaux verticaux dans les 3 premiers kilomètres avec une première couche à environ 10 m au lieu de 12 niveaux et une première couche à 40 m avec 39 niveaux. La résolution dans la troposphère libre et la stratosphère est d'environ 1km .

-Le code radiatif

Le calcul de transfert radiatif s'effectue dorénavant à l'aide de la méthode de k-corellés (ou somme d'exponentielles) par le modèle RRTM (Rapid Radiative Transfert Model, Mlawer et al. (1997)) au lieu de l'approche par bandes larges dans l'infrarouge (Morcrette, 1991). Pour le rayonnement visible, nous conservons le modèle de bande développé par Fouquart and Bonnel (1980) pour le modèle du centre Européen, mais nous passons de 2 à 6 bandes.

- Interactions entre convection peu profonde et convection profonde

Le critère de déclenchement du schéma de convection profonde par la convection peu profonde a été revisité par passer d'une approche déterministe à une approche probabiliste avec une composante stochastique (Rochetin et al., 2014a,b). Dans PHYB, la convection profonde est déclenchée si la vitesse verticale dans le thermique moyen est suffisante pour permettre de dépasser l'inhibition convective. Dans LMDZ6, des hypothèses sur la distribution des surfaces horizontales à la base des nuages au sein d'une maille permet de calculer la probabilité qu'un thermique de la maille dépasse une taille seuil. Nous ajoutons à la condition sur la vitesses, une condition sur le fait qu'un nuage dans la maille dépasse une taille seuil. Le déclenchement a lieu si un nombre tiré aléatoirement dépasse la probabilité

de non-déclenchement.

Une fois la convection profonde déclenchée les poches froides apparaissent couvrant une fraction de plus en plus importante de la maille. Les thermiques, qui voient l'environnement moyen de la maille dans la version PHYB du modèle, voient dorénavant l'environnement extérieur aux poches froides seulement, soit un environnement plus chaud et instable que l'environnement moyen, ce qui permet de les maintenir plus longtemps en présence de convection profonde.

- Représentation des nuages

Plusieurs modifications ont été apportées à la représentation des nuages convectifs et de grande-échelle. Tout d'abord, l'effet thermodynamique de la glace jusque là négligé dans la convection et la condensation grande échelle a été introduit. Le partitionnement entre condensat liquide et glace dans la condensation grande-échelle en fonction de la température a été revisité pour permettre l'existence d'eau liquide jusqu'à -33°C . La vitesse de chute des cristaux de glace a également été réduite suite aux résultats de l'article.

De plus, la représentation des processus en jeu dans la formation des stratocumulus a été améliorée. En effet, les thermiques de couche limite avaient tendance à détruire les couches de stratocumulus dans PHYB. Les thermiques de ce fait étaient artificiellement désactivés sur océans, zones de forte inversion. Dans LMDZ6, le mélange entre l'air du thermique et l'environnement a été revisité, rendant le détrainement sensible à l'air très sec au-dessus des stratocumulus, ce qui empêche les thermiques d'"overshooter" dans la troposphère libre dans les cas de forte inversion (thèse Arnaud Jam). Ainsi, dans LMDZ6, le modèle du thermique est désormais actif sur tout le globe.

Au vu de tous ces changements, nous allons, dans les travaux présentés ci dessous, évaluer dans quelle mesure l'introduction des nouveaux développements dans le modèle de l'IPSL (en couplage atmosphère-surface) impacte la représentation du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest.

2.1 Structuration, configurations et set up du modèle

L'évolution des configurations qui a accompagné la mise au point de LMDZ6 ayant été permanente, je présente dans ce mémoire de thèse les résultats de deux versions pre-CMIP6 du modèle atmosphérique, la version "CVORO" dans ce chapitre et la version "SPLIT" dans le suivant. Ces deux versions sont très proches l'une de l'autre et diffèrent essentiellement dans le réglage des nuages. Par exemple, la SPLIT garde plus d'eau nuageuse en comparaison à la CVORO. Ces modèles sont dans l'intérêt de notre étude couplés au modèle de surface **ORCHIDEE11**, celui-ci ayant également évolué au cours de la mise au point de LMDZ6. Aussi, pour mesurer l'apport des nouvelles paramétrisations introduites dans le modèle de surface sur la représentation du bilan d'énergie, deux versions du modèle ORCHIDEE11 sont utilisées dans cette section. Nous appellerons la version la plus récente "nouvel ORCHIDEE11" et la version précédente "ancien ORCHIDEE11". Les changements apportés au nouvel ORCHIDEE11 seront expliqués de manière succincte en section 2.3.

Nous analysons dans les sections 2.2 et 2.3 trois simulations en configuration guidée :

- **REF** : PHYB (couplée à ORCHIDEE2),
- **SIMU1** : la physique CVORO couplée à l'ancien ORCHIDEE11,

- SIMU2 : la physique CVORO couplée au nouvel ORCHIDEE11.

2.2 Impact de l'évolution du modèle sur la représentation du bilan d'énergie à la surface

Dans la simulation REF, les biais identifiés sur le bilan radiatif net provenaient principalement des biais relevés sur les composantes du flux solaire net (SW_{net}), à savoir d'erreurs sur le flux solaire arrivant à la surface (SW_{in}) et l'albédo de surface. Aussi, nous commençons d'abord par évaluer la représentation du SW_{in} dans la SIMU1. En examinant la figure 3.1, qui compare le SW_{in} simulé avec les deux versions du modèle aux données stations, nous constatons tout d'abord que le flux solaire arrivant à la surface dans la SIMU1 (en vert) présente un meilleur accord avec les observations sur sites (en noir). Non seulement les biais de surestimation relevés dans REF en saison sèche et en saison des pluies sont réduits, mais la variabilité journalière du SW_{in} est également améliorée. Nous remarquons cependant que les pics inversés produits par la SIMU1 sont parfois moins intenses que ceux produits dans la REF et donc moins en accord avec les observations. Enfin, nous notons qu'au nord du Sahel, à Bamba, le SW_{in} est parfois légèrement sous-estimé dans la SIMU1 durant le mois de novembre. Pour mieux comprendre les changements constatés, nous avons choisi de reproduire la figure 7 de l'article (Diallo et al., 2017) afin d'analyser le flux solaire arrivant à la surface en fonction de la couverture nuageuse dans le modèle (voir figure 3.2 a et b).

Nous remarquons tout d'abord une augmentation de la fréquence d'occurrence des jours nuageux dans la SIMU1 en comparaison à la REF pendant la période allant de Mai à Octobre. Ceci permet d'expliquer l'augmentation de la variabilité journalière de l'effet radiatif des nuages et donc du SW_{in} durant cette période. Durant la saison des pluies, les nuages bas et les nuages hauts ont une fréquence journalière et une opacité plus élevées dans la SIMU1 (en juillet l'opacité des nuages bas et haut augmente respectivement d'environ 6 % et 5 %). De cette augmentation résulte une augmentation de l'extinction du SW_{in} , contribuant ainsi à la réduction des biais du SW_{in} relevé dans la REF durant cette période (environ 30 W/m² en juillet). Avant l'Onset (entre fin-juin et début-juillet), nous remarquons également que la fréquence d'occurrence des nuages moyens et hauts augmente dans la SIMU1 (d'environ 5 % et 8 % respectivement), expliquant la réduction du biais de SW_{in} durant cette période. En dehors de ce mois, la fraction couverte par les nuages moyens est légèrement réduite dans la SIMU1, ce qui explique la diminution de l'intensité des pics inversés sur le SW_{in} , comme discuté dans Diallo et al. (2017).

Nous continuons notre analyse par l'évaluation de la représentation de l'albédo de surface dans la simulation SIMU1 (voir figure 3.3a). Dans la simulation SIMU1, le calcul de l'albédo du sol nu est effectué en fonction de la couleur du sol comme dans la simulation REF. Cependant, l'hydrologie étant paramétrisée différemment dans ORCHIDEE11 et ORCHIDEE2, les valeurs de l'albédo de surface dans la SIMU1 sont plus faibles que dans la REF. Nous remarquons qu'au Sahel, en raison de la mauvaise représentation du cycle saisonnier de l'albédo de surface dans les simulations (cycle plat), l'albédo est sous-estimé à Bamba durant toute l'année (avec une amplification de 0.04 du biais relevé dans REF). À Agoufou et Wankama en revanche, la sous-estimation de l'albédo de surface n'est amplifiée que durant la saison sèche. En saison humide, les valeurs produites par le modèle à ces stations se rapproche plus des mesures au sol à cause du cycle saisonnier qui y est plus marqué qu'à Bamba. Aux stations souda-

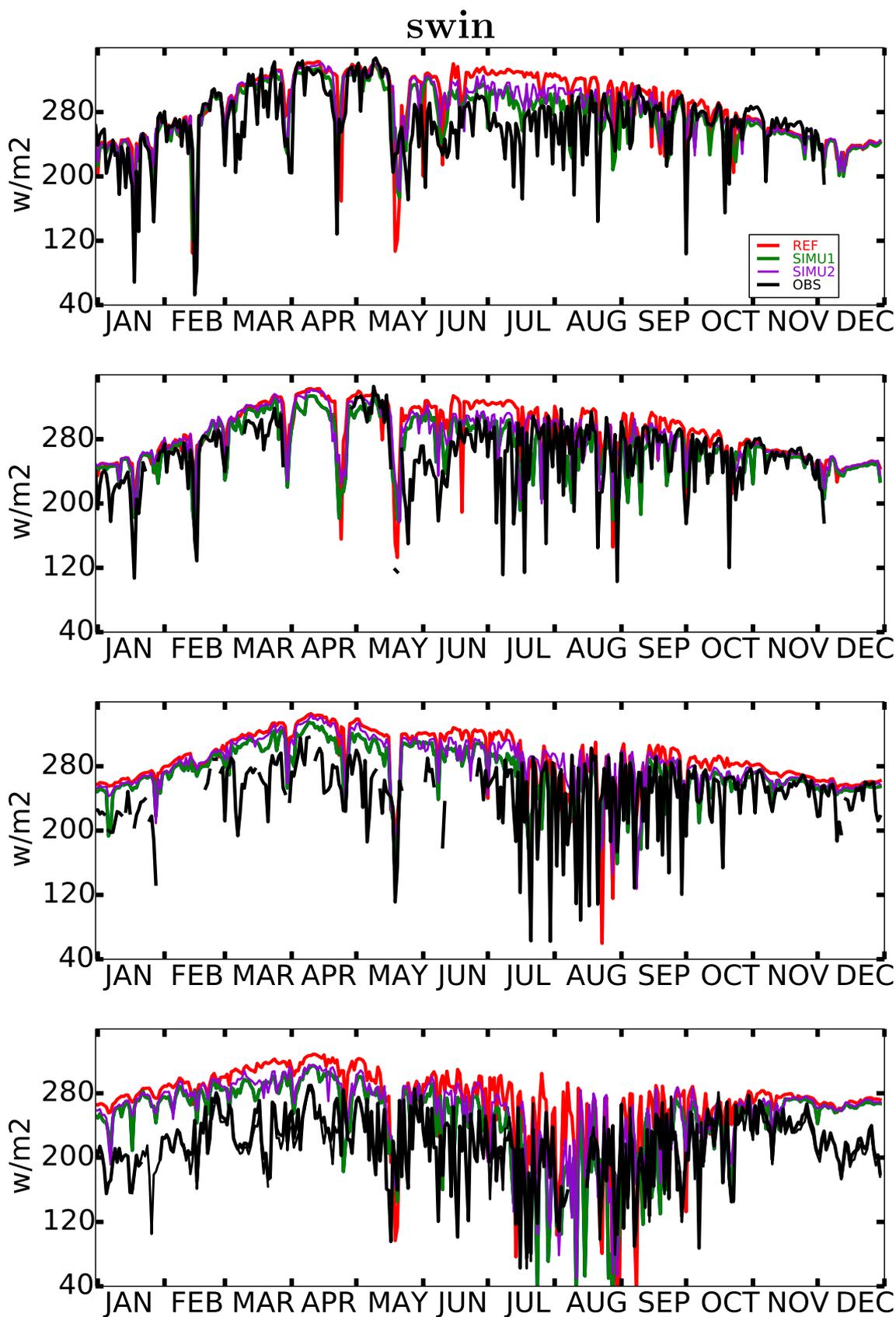
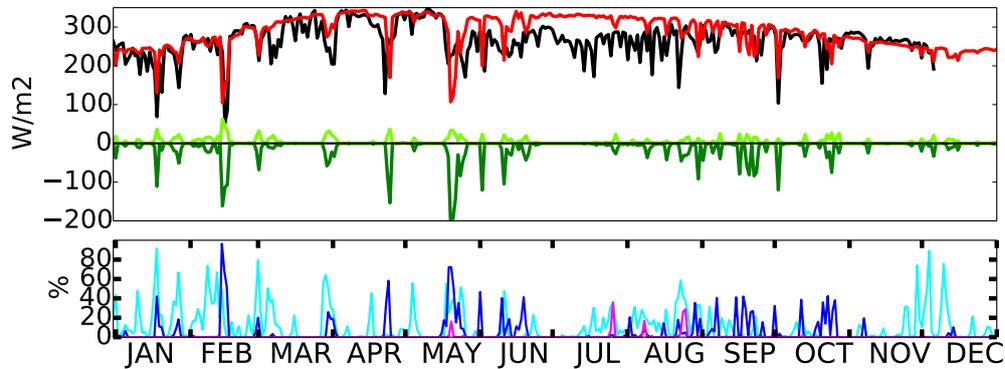
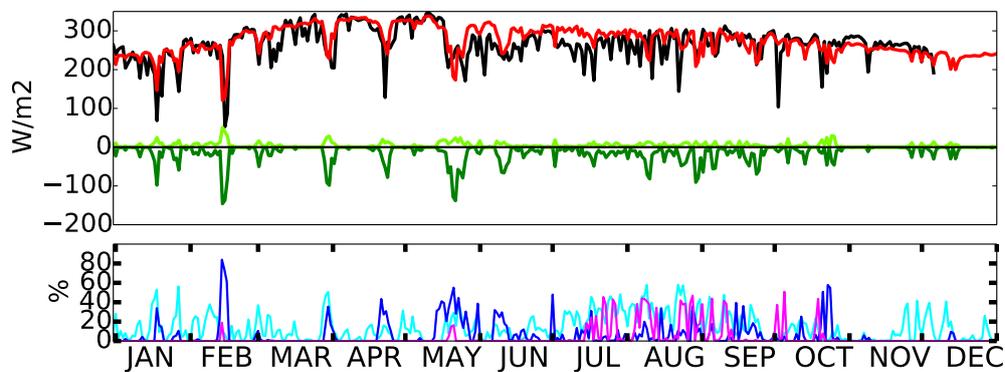


FIGURE 3.1 – Évolution journalière du flux solaire arrivant à la surface (en W/m^2) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (en violet)

a)



b)



c)

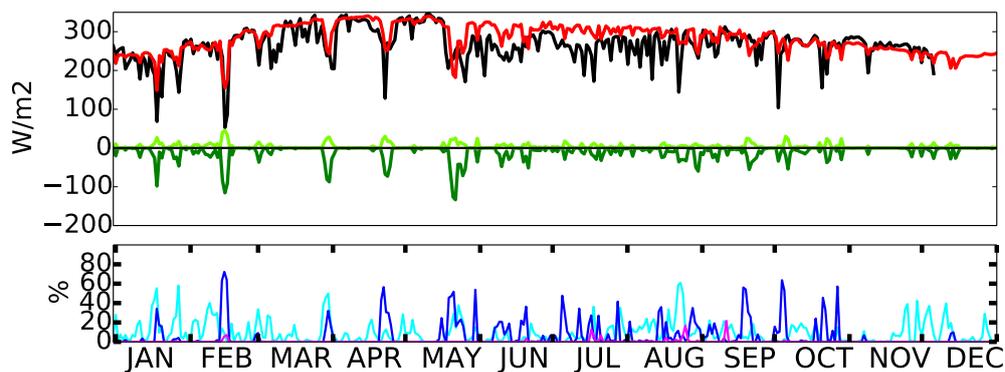


FIGURE 3.2 – Évolution journalière du flux solaire arrivant à la surface (en W/m²) de l'année 2006 à la station de Bamba en trait noir, comparée aux sorties des simulations REF (a), SIMU1 (b) et SIMU2 (c) en trait rouge. Evolution journalière des effets radiatifs des nuages (en W/m²) en onde longue (vert claire) et courte (vert foncé) dans les simulations. Evolution journalière du pourcentage (en %) de nuages bas (rose), moyen (bleu) et haut (cyan) simulé dans la maille de Bamba.

niennes, les valeurs de l'albédo de surface sont mieux représentées et se rapprochent plus des données d'observations de la station de Nalohou. En raison des résultats obtenus sur le SW_{in} et l'albédo de surface, il résulte, en zone sahélienne, un SW_{net} légèrement plus surestimé (en moyenne mensuelle) durant la saison sèche mais moins impacté et parfois mieux représenté en saison des pluies (voir le mois de juillet à Bamba sur la figure 3.3b). Aux stations soudaniennes, l'amélioration apportée sur le SW_{in} suffit à empêcher l'amplification du biais dans la zone. Nous notons également que l'amélioration de la variabilité journalière du SW_{in} induit une meilleure variabilité journalière du SW_{net} . En conséquence, les biais froids identifiés en saison sèche sur la température à 2m (T_{2m}) aux stations sahéliennes dans REF sont globalement réduits (voir figure 3.4a). Cependant, le biais froid est amplifié à Bamba durant la saison humide et à Agoufou avant et après l'établissement de la mousson. Ce refroidissement peut être expliqué par l'augmentation de l'évaporation, plus élevée dans la SIMU1 en comparaison à REF, notamment durant ces périodes (voir figure 3.4b). Nous remarquons également que la variabilité journalière de T_{2m} est mieux représentée dans le modèle.

Pour terminer, nous évaluons la représentation du bilan radiatif net (R_{net}) et du flux sensible (H) dans la simulation SIMU1 (voir figure 3.5).

Comme attendu compte tenu des résultats obtenus sur le SW_{net} , le R_{net} produit par la SIMU1 présente des biais de surestimation légèrement plus élevés en saison sèche que ceux relevés dans la REF en zone sahélienne. De plus, nous constatons une forte amplification du biais de surestimation spécialement au printemps et notamment à Agoufou (en avril le SW_{net} dans les deux simulations est pratiquement de même valeur alors que l'écart sur R_{net} augmente d'environ 25 W/m^2). Le R_{net} est également surestimé durant la saison des pluies, spécialement en juillet et septembre, et notamment à Bamba, où le R_{net} est surestimé d'environ 20 W/m^2 . Ces mêmes remarques sont également valables aux stations soudaniennes durant la saison sèche.

Cette augmentation des biais est expliquée par la réduction du flux infra-rouge net (LW_{net}) dans la SIMU1 (voir figure 3.7a). Avec les changements introduits dans LMDZ6 comme par exemple la réduction de la vitesse de chute des cristaux de glace, le taux d'humidité spécifique à 2m (q_{2m}) est plus élevé au printemps et durant la mousson en accord avec les résultats du test combiné et l'atmosphère devient plus opaque. Ainsi le LW_{net} , fortement anti-corrélé à q_{2m} , va diminuer en valeur absolue dans la SIMU1 comme nous pouvons le voir sur la figure 3.7b. Nous remarquons qu'en comparaison aux mesures au sol, la diminution du LW_{net} est une amélioration de la représentation synoptique du LW_{net} aux stations soudaniennes et à Bamba mais également à Wankama (entre janvier et juin), qui ne compense alors plus les erreurs sur le SW_{net} , menant à une dégradation de la représentation du R_{net} dans la SIMU1.

L'analyse du flux de chaleur sensible (H) révèle, en accord avec l'augmentation de R_{net} (voir figure 3.5b), une augmentation de la surestimation de H en saison sèche aux stations sahéliennes. Aux stations soudaniennes en revanche, le LE n'étant pas nul, son augmentation dans la SIMU1 durant la saison sèche va contrebalancer et induire une surestimation de H moins élevée (voir figure 3.4a).

En saison humide, les valeurs du flux sensible sont mieux représentées dans LMDZ6 et s'accordent avec celles des observations. Cette amélioration est également expliquée par l'augmentation de LE durant la saison des pluies.

En conclusion le passage de LMDZ5 à LMDZ6 a permis d'améliorer la représentation de la

variabilité des flux produits dans le modèle. Le SW_{in} est également mieux présenté mais à cause de la mauvaise représentation de l'albédo et de la forte opacité de l'atmosphère, le bilan net radiatif en Afrique de l'Ouest est davantage surestimé que dans LMDZ5.

2.3 Impact du modèle de surface sur la représentation du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest

Les développeurs du modèle de surface, dans la quête d'une modélisation de la biosphère de plus en plus réaliste, ont introduit pour CMIP6 de nouvelles paramétrisations et effectué de nombreuses modifications du modèle. Parmi les changements implémentés dans le nouvel ORCHIDEE11 nous pouvons citer :

- L'introduction de la paramétrisation de [Su et al. \(2001\)](#) pour calculer Z_{oh}

La formulation utilisée pour le calcul de la hauteur de rugosité pour le transfert de chaleur, Z_{oh} est la suivante :

$$Z_{oh} = Z_{om} / \exp(kB^{-1}) \quad (3.1)$$

où B^{-1} est l'inverse de nombre de Stanton et k est la constante de Von Karman fixé à 0.4. Cela permet de la distinguer de la composante de la hauteur de rugosité pour le vent, Z_{om} . Dans l'ancien ORCHIDEE11, Z_{oh} est égal à Z_{om} , or ce dernier est dominé par la diffusion moléculaire donc moins grand que Z_{om} , la hauteur où le vent est nul.

- Le changement de carte de texture du sol

Dans ORCHIDEE, la texture du sol est un paramètre prescrit à partir de cartes d'observation du sol. En fonction de la résolution de la carte, plusieurs classes peuvent être présentes dans une maille et c'est la classe dominante qui sera celle retenue pour la texture du sol de la maille. Dans l'ancien ORCHIDEE11, la carte utilisée pour modéliser les différents types de sols est celle de "Zobler". Cette dernière est basée sur les données des sols du monde de la [FAO \(1978\)](#) et des données de végétations de [Matthews \(1983\)](#), décrites de manière plus exhaustive dans [Zobler \(1986\)](#). Les 5 types de texture de Zobler (fin, medium-fin, medium, medium-grossier, et grossier) sont réduits à 3 (fin, medium, grossier) et la carte Zobler est à 1° de résolution. Avec la carte USDA (United States Department of Agriculture) utilisée dans le nouvel ORCHIDEE11, la résolution est plus fine (5') et les classes de textures sont aux nombres de 12 (1 pour la plus grossière et 12 pour la plus fine).

- L'optimisation de l'albédo de surface

Les changements dans le calcul de l'albédo de surface ont été motivés en partie par l'identification des biais très importants présentés ci-dessus sur l'albédo du Sahel. La carte de l'albédo du sol nu utilisée est dorénavant calibrée à partir des données d'observations satellitaires, produites par MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Les 12 valeurs de l'albédo des feuilles associé à chaque PFT ont également été optimisées afin de pouvoir reproduire au mieux les mêmes albédos MODIS dans des simulations avec ORCHIDEE seul. Cette optimisation automatique a abouti à attribuer à l'albédo de la PFT11 (prairie) une valeur moyenne de 0.152 (voir tableau 3.1) très proche de celle utilisée pour le test "albédo" et la simulation "optimale" de l'article (voir section 5.2 et 5.5 de [Diallo et al. \(2017\)](#)).

N°	PFT	H	$\alpha - VIS$	$\alpha - NIR$	α
1	sol nu	00	-	-	-
2	Forêt tropicale d'arbres à feuillage persistant	30	0.0397	0.227	0.1334
3	Forêt tropicale d'arbres à feuillage caduque	30	0.0474	0.214	0.1307
4	Forêt tempérée de conifères à feuillage persistant	20	0.0386	0.193	0.1158
5	Forêt tempérée d'arbres à feuillage persistant	20	0.0484	0.208	0.1282
6	Forêt tempérée d'arbres à feuillage estival	20	0.0411	0.244	0.1426
7	Forêts boréales de conifères à feuillage persistant	15	0.041	0.177	0.109
8	Forêts boréales d'arbres à feuillage persistant	15	0.0541	0.218	0.1361
9	Forêts boréales d'arbres conifères à feuillage estival	15	0.0435	0.213	0.1283
11	Prairies naturelles de C_3	0.5	0.0524	0.252	0.1522
11	Prairies naturelles de C_4	0.6	0.0508	0.265	0.1579
12	Cultures C_3	1.0	0.0509	0.272	0.1615
13	Cultures C_4	1.0	0.0606	0.244	0.1523

TABLE 3.1 – Classification des PFTs du modèle ORCHIDEE (colonnes 2), de leur hauteur prescrite (H, colonne 3) et de leur albédo dans la gamme du rayonnement visible ($\alpha - VIS$, colonne 4), dans le proche infrarouge ($\alpha - NIR$, colonne 5) et en moyenne ($\alpha - VIS$, colonne 5).

- L'activation de STOMATE

Dans l'ancien ORCHIDEE11, le LAI est prescrit à l'aide d'une carte de végétation. Pour le nouvel ORCHIDEE11, nous activons de nouveau stomate afin de simuler à l'échelle journalière le cycle saisonnier de la quantité de feuille pour chaque type fonctionnel de plantes.

Grâce à ces changements, la simulation SIMU2 (en violet) produit un cycle saisonnier de l'albédo de surface bien mieux représenté que SIMU1 et REF (voir figure 3.3) aux stations sahéliennes. Aux stations soudaniennes, même si les valeurs d'albédo de surface dans SIMU2 sont plus faibles que dans SIMU1, elles restent proches des valeurs des mesures sur sites.

Les changements dans ORCHIDEE11 se répercutent sur la couverture nuageuse et le SW_{in} comme nous pouvons le voir sur la figure 3.2c. La fréquence d'occurrence des nuages bas et hauts en saison des pluies diminuent et se rapproche de celle simulée dans REF. Combinés, les SW_{in} en juillet et août dans la simulation SIMU2 est moins bien représenté en comparaison à SIMU1 mais reste meilleur que dans la simulation REF à cause de l'augmentation des jours de nuages moyens et de leur opacité. Les changements du SW_{in} et de l'albédo induisent un SW_{net} beaucoup mieux représenté en zone sahélienne (voir figure 3.3). La surestimation du SW_{net} en saison sèche relevée sur la REF est réduite dans la SIMU2 notamment en hiver. L'impact des changements sur l'albédo est visible à Bamba où la surestimation est réduite toute l'année (en moyenne d'environ 20 W/m^2 en avril et 40 W/m^2 en juillet). Les biais restant sur la représentation de l'albédo à Wankama (spécialement en juillet et octobre) et à Agoufou (spécialement de novembre à décembre) génèrent respectivement une surestimation et une sous-estimation du SW_{net} en comparaison aux données d'observations, si bien que le SW_{net} est dans ces cas moins bien représenté que dans SIMU1. Aux stations soudaniennes, le SW_{net} augmente dans la simulation SIMU2 en raison de la diminution des valeurs de l'albédo de surface, ce qui amplifie surtout les biais relevés en saison sèche.

En comparant le flux de chaleur latente simulé dans SIMU2 à celui de SIMU1 (figure 3.4), nous constatons que le flux est plus intermittent et aussi globalement moins élevé en dehors de la saison humide. Cela est particulièrement vrai aux stations soudaniennes. Ainsi, en plus des changements d'albédo, nous voyons un effet très fort des changements introduits dans ORCHIDEE11 sur le flux latent. Cet impact peut être relié à de nombreux changements, comme celui de la rugosité ou celui de la texture du sol. Pour savoir si les modifications obtenues sur la représentation du LE sont réalistes, nous confrontons les sorties du modèle aux données du site de Wankama, seul site où les données de LE sont disponibles pour l'année 2006 (voir 3.6). Ces données sont comme mentionné dans l'article prélevées en deux points du site, l'un à (13.6444 °N - 2.6298 °E) dans un plant de mille et l'autre à (13.6475N -2.6337E) dans un plant de jachère. Nous constatons que le modèle produit une meilleure représentation du LE dans la SIMU2, avec des valeurs plus proches des observations.

Cependant, après les derniers événements pluvieux, de novembre à décembre, le LE chute plus brutalement dans SIMU2 que dans les observations, moins brutalement que dans SIMU1 mais plus que dans la REF. Ce résultat semble indiquer un défaut dans la gestion des constantes de temps longues par ORCHIDEE11 qui, évapore trop vite toute l'eau apportée par la saison des pluies. Il est priori surprenant que ce défaut soit plus fort dans ORCHIDEE11 que dans ORCHIDEE2.

Concernant la température à 2m, l'amélioration de la représentation du SW_{net} en saison sèche amplifie le biais froid alors que l'amélioration du LE en saison des pluies au Sahel améliore la représentation de la température à 2m. Aux stations soudaniennes, la réduction du LE en saison sèche induit une augmentation de la température et permet au modèle de corriger le biais froid relevé dans SIMU1. Pour compléter notre étude sur la température à 2m, nous analysons à présent l'effet de l'évolution du modèle sur l'amplitude thermique appelée couramment DTR pour Diurnal Temperature Range. Le DTR correspond à l'écart entre la température minimale et maximale (voir figure 3.8a). En comparaison aux observations, nous avons avec LMDZ5B (REF) un DTR généralement trop élevé notamment en saison sèche aux stations sahéliennes (l'écart aux observations est d'environ 5 °C en moyenne sur le mois de mars par exemple), conditionné par des valeurs de températures minimales trop froides. Dans LMDZ6, le bug dans le calcul du " S_r " (le degré de saturation du sol) en saison humide est corrigé au passage de ORCHIDEE2 à ORCHIDEE11. L'inertie thermique dans LMDZ6 durant cette période est plus forte que dans LMDZ5 et empêche T_{min} de trop chuter. Les biais froids vus sur T_{min} en saison humide sont dorénavant réduits voir corrigés à certaines stations. Nous constatons que les valeurs de T_{min} produits dans SMU2 sont parfois légèrement plus élevés que dans SIMU1. Pour comprendre précisément l'origine des ces différences, il faudrait réaliser d'autres tests de sensibilité aux différentes modifications de ORCHIDEE11, ce que nous n'aborderons pas dans cette thèse.

En conséquence de l'augmentation de T_{min} en saison humide, LMDZ6 produit un DTR plus faible que LMDZ5 durant la saison des pluies, notamment à Wanakama et aux stations soudaniennes (voir figure 3.8b). En comparaison aux données in-situ, LMDZ6 produits des valeurs de DTR proches des observations en zone sahélienne notamment à Bamba et Agoufou. Aux stations soudaniennes en revanche, le DTR est fortement sous-estimées avec un écart d'environ 6 °C en moyenne durant la saison des pluies.

En saison sèche, les valeurs du DTR dans les trois simulations sont très proches à Bamba. Cela est dû au fait que la correction du biais froid dans la simulation SIMU1 se fait à la fois sur T_{min} et T_{max} . En

dehors de ce point, nous constatons que les changements introduits dans ORCHIDEE11 diminuent le DTR notamment à Wankama et aux stations soudaniennes.

En conséquence de ce fait, nous constatons qu'à Wankama, les valeurs du DTR produit dans la simulation SIMU2 sont proches des mesures in-situ. Tandis qu'aux stations soudaniennes, le DTR dans la simulation SIMU2 est sous-estimé d'environ 6 °C en moyenne. À ces stations c'est plutôt la simulation SIMU1 qui produit des valeurs proches des observations. Il serait intéressant de chercher à en comprendre les raisons. En effet, si nous supposons que l'effet de l'augmentation de l'albédo induit l'écart sur Tmax entre SIMU1 et SIMU2 aux stations sahéliennes, il est difficile de dire ce qui réduit l'écart sur Tmin à Agoufou et Wankama en hiver par exemple. Aux stations soudaniennes, c'est même moins évident vu que la baisse de l'albédo n'induit pas une augmentation de Tmax.

Nous continuons nos investigations en analysant l'humidité spécifique sur la figure 3.7b. Nous constatons que les biais de surestimation relevés sur l'humidité spécifique à 2m dans la SIMU1 sont réduits dans la SIMU2. Aux stations sahéliennes, le biais baisse en moyenne d'1 g/kg en hiver et d'environ 4g/kg entre avril et octobre. Aux stations soudaniennes, les biais baissent essentiellement en saison sèche d'environ 3.5 g/kg en moyenne, alors que les biais de surestimation apparus dans la SIMU1 durant la saison des pluies demeurent. En conséquent de la corrélation entre q_{2m} et LW_{net} , la SIMU2 présente des valeurs de LW_{net} plus faible en comparaison à la SIMU1 et plus proche des valeurs de la simulation REF. Il en résulte alors un bilan radiatif net mieux représenté dans la SIMU2 notamment en zone sahélienne (voir sur la figure 3.5). Les biais relevés dans la simulation REF sur le R_{net} sont réduits notamment à Bamba d'environ 20 W/m² en saison sèche et d'environ 40W/m² de juillet à août. À Agoufou et Wankama, les biais sont surtout réduits en saison sèche (respectivement d'environ 20 W/m² et 10 W/m² entre janvier et juin). Le flux de chaleur sensible est également mieux représenté en saison sèche notamment durant la période de janvier à juin aux stations sahéliennes où les valeurs sont très proches des observations. Le manque de données en saison humide à Bamba et à Agoufou fait qu'il est difficile de trancher. Cependant, à Wankama le flux sensible est moins bien présenté dans la SIMU2. En zone soudanienne, le flux sensible est moins impacté par les changements sur ORCHIDEE et les valeurs produites dans les deux simulations sont très proches l'une de l'autre (avec des écarts de moins de 15 W/m²).

En conclusion, les nouvelles paramétrisations introduites dans le modèle d'atmosphère et de surface permettent d'améliorer simultanément les processus atmosphériques et les couplages à la surface notamment au Sahel. Dans cette zone, les échanges d'énergie entre l'atmosphère et la surface sont mieux représentés, ce qui induit une meilleure représentation du bilan radiatif net. En zone soudanienne, des erreurs liées aux processus atmosphériques ou surfaciques augmentent par rétroaction des biais sur certaines composantes du bilan d'énergie ou au contraire les réduisent. Ainsi, même si les flux net absorbés présentent des biais en saison sèche dans leur représentation, le rayonnement net dans la zone soudanienne est amélioré.

Le biais froid relevé dans LMDZ5 en saison sèche en zone sahélienne n'est amélioré dans LMDZ6 qu'en couplage avec l'ancien ORCHIDEE 11(SIMU1) et donc qu'en contrepartie d'un fort biais dans les flux radiatifs et flux de chaleur. Aussi, pour les travaux du Chapitre 4 nous avons choisi de privilégier les améliorations du bilan d'énergie (la température étant pilotée par les échanges d'énergie) tout en continuant à chercher des pistes pour une meilleure représentation de la température au Sahel.

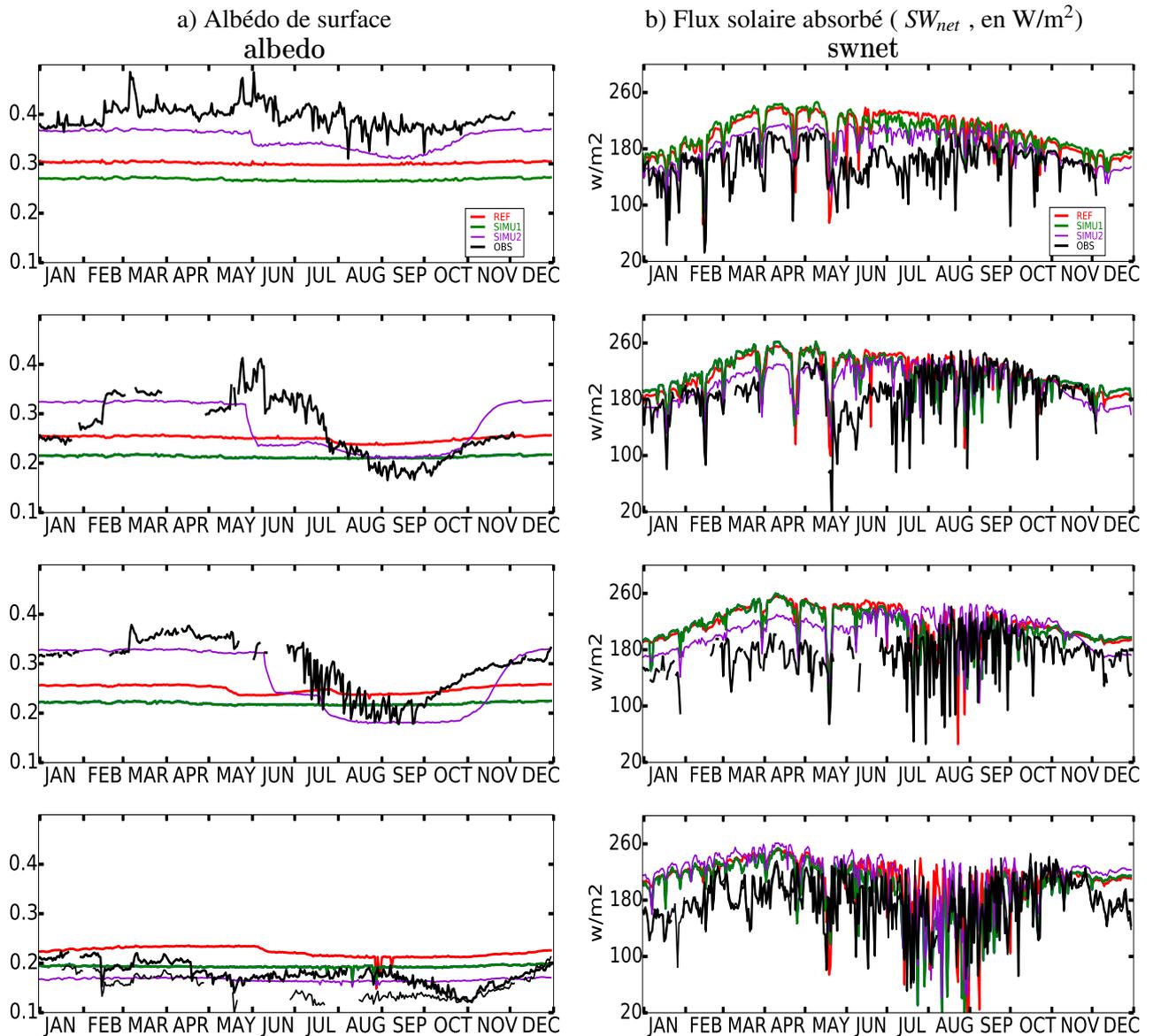


FIGURE 3.3 – Évolution journalière de l'albédo de surface (a) et du flux solaire absorbé par la surface (SW_{net} , en W/m^2 , b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations REF (rouge) et SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

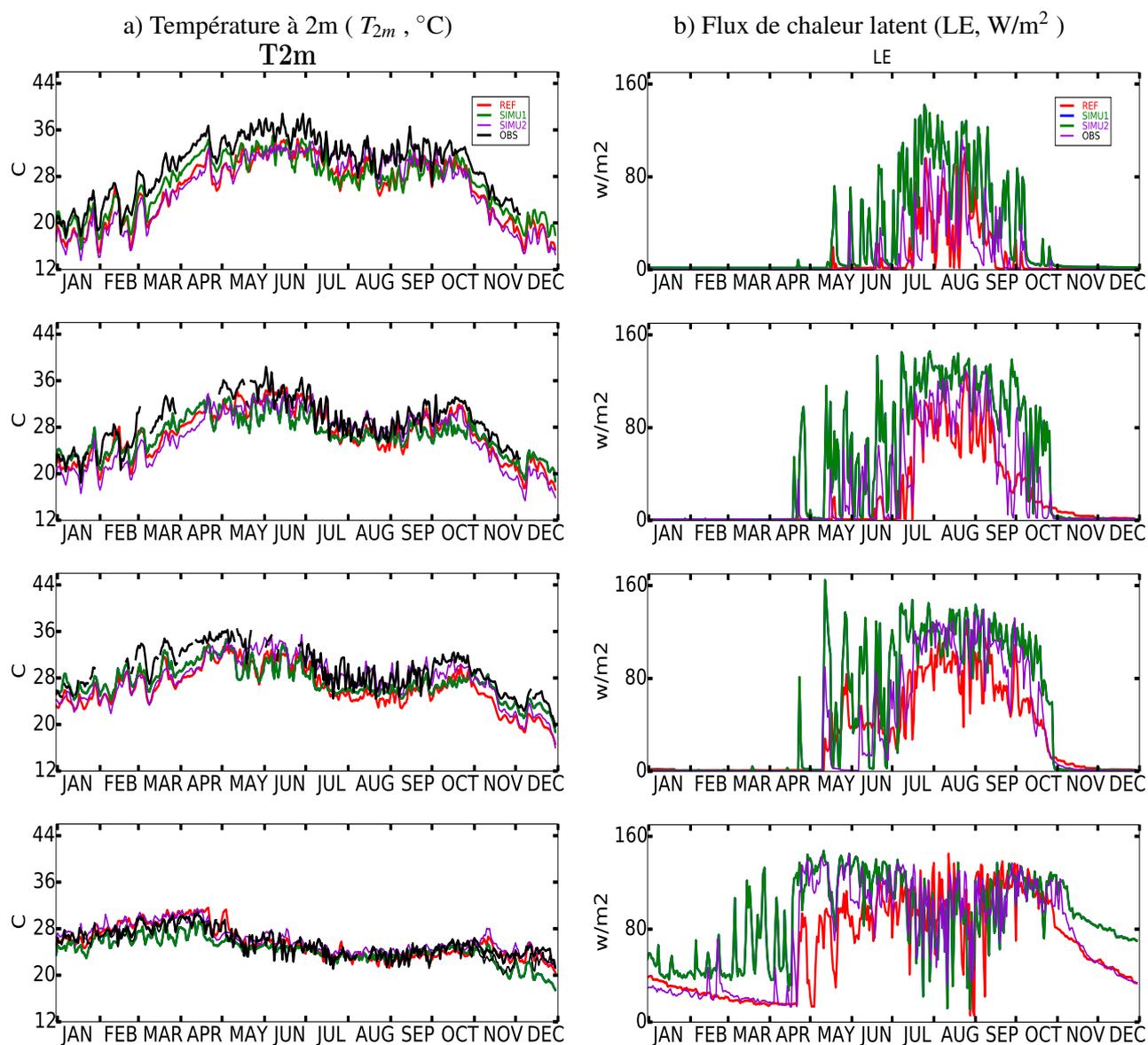


FIGURE 3.4 – Évolution journalière de la température à 2m (T_{2m} , en $^{\circ}\text{C}$, a) et du flux de chaleur latent (LE, en W/m^2 , b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

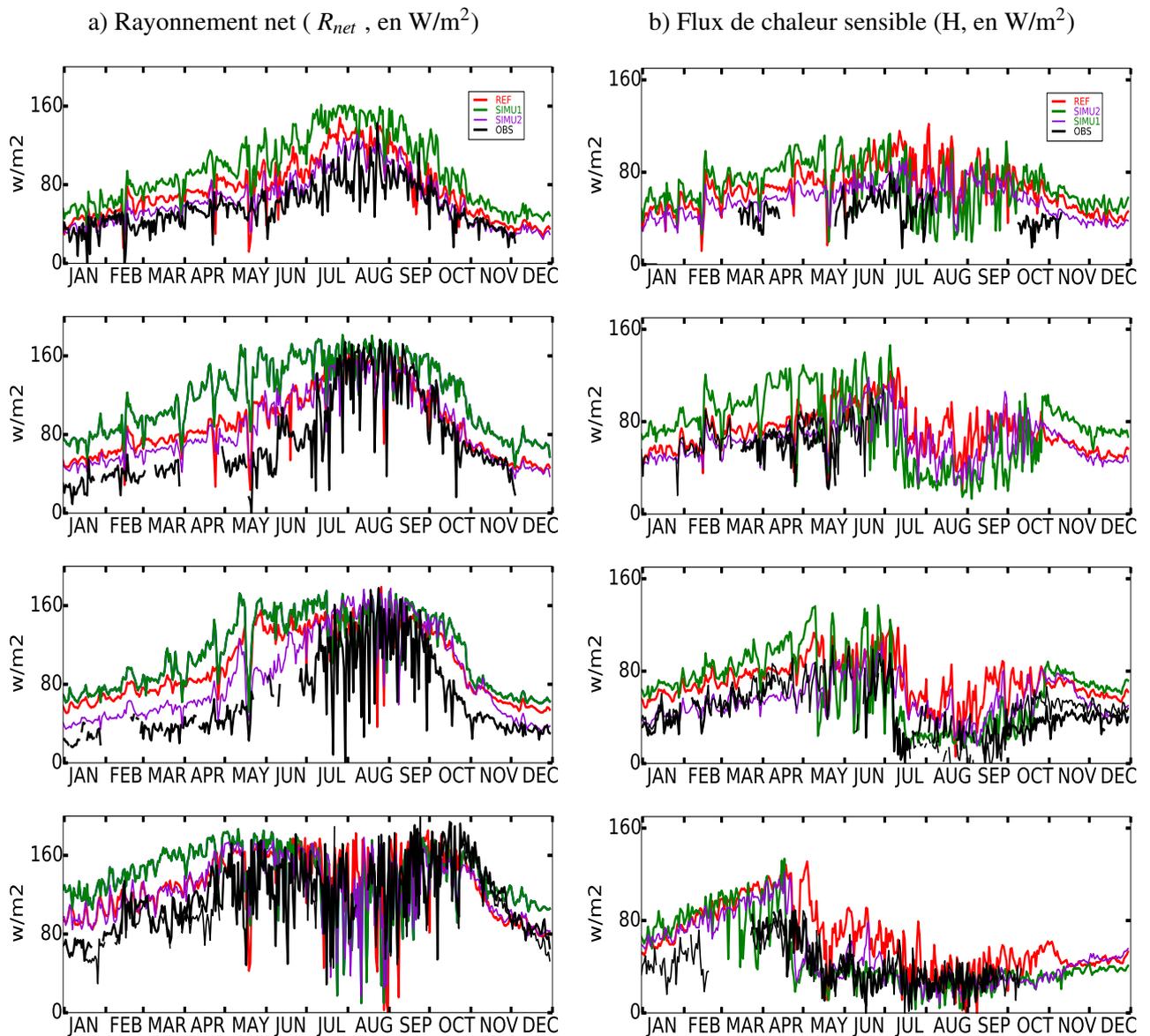


FIGURE 3.5 – Évolution journalière du rayonnement net (R_{net} en W/m^2 , a) et du flux de chaleur sensible (H , en W/m^2 , b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les 3 courbes correspondent aux données d'observations (noir) et aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

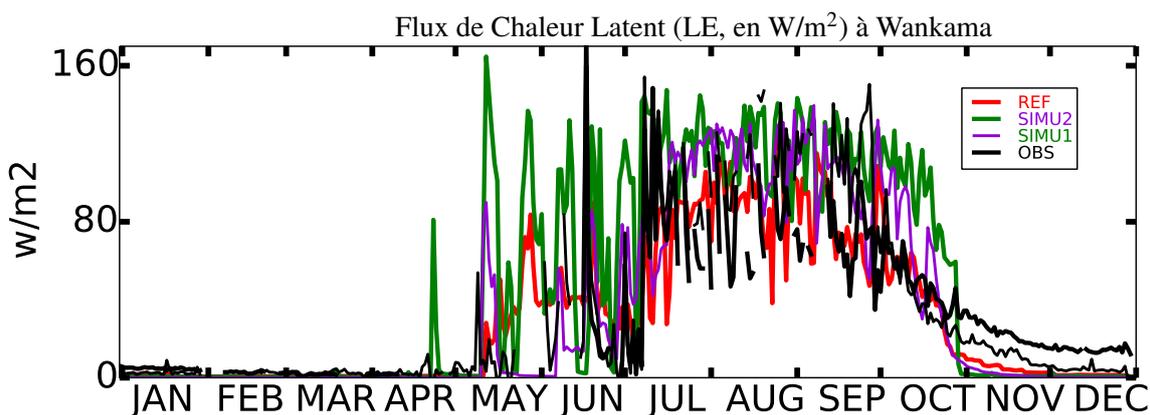


FIGURE 3.6 – Évolution journalière du flux de chaleur latent (LE, en W/m^2) de l'année 2006 aux points ($13.6444^\circ N - 2.6298^\circ E$) et ($13.6475N - 2.6337E$) du site de Wankama. Les données d'observations (noir) sont comparées aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

3 Analyse de la Mousson d'été dans LMDZ6

Dans la section 2, nous avons décrit brièvement les changements apportés dans le modèle d'atmosphère LMDZ et de surface ORCHIDEE et nous avons étudié leur impact sur le bilan d'énergie. Nous avons trouvé que ces modifications contribuent en général à réduire les biais relevés dans la représentation du bilan d'énergie à la surface. Dans ces travaux, nous avons également montré l'évolution de la représentation de l'humidité spécifique à 2m (voir figure 3.7a). L'analyse de ces résultats a révélé que LMDZ6 produit un q_{2m} un peu plus humide que LMDZ5. Cela permet de corriger les biais secs restant en saison sèche (en zone soudanienne) et en saison humide (en zone sahélienne). Cependant, cela engendre également des biais humides durant la période des pluies sur le continent (notamment en zone soudanienne où l'écart aux observations est en moyenne d'environ $3g/kg$). Compte tenu de ces résultats, nous cherchons ici à mesurer l'impact de l'évolution du modèle sur la représentation de la Mousson en été.

Nous commençons par étudier les précipitations simulées sur une période de 10 ans (1999-2008) moyennées de juillet à septembre (voir figure 3.9). En comparant les résultats des simulations guidées aux données GPCP, nous retrouvons, en accord avec l'article, des précipitations simulées au Sahel proches des observations (moins de 2 mm/jr d'écart). Au sud de la région, nous remarquons qu'en dehors des régions guinéenne et libérienne, l'excès des pluies est également peu élevé (moins de 3 mm/jr). En simulation libre, les pluies dans LMDZ6 s'étendent plus au nord que dans LMDZ5 (voir figure 1 de Diallo et al. (2017)). Les fortes sous-estimations en zone sahélienne dans LMDZ5 sont réduites dans LMDZ6. Cependant, en comparaison aux simulations guidées, la bande de pluie ne s'étend pas assez au Nord. Ainsi, même avec les nouveaux développements le modèle sous-estime la pluie en zone sahélienne.

En regardant ici l'évolution jour à jour des précipitations simulées à la station de Bamba (voir figure 3.10), nous constatons que les jours de pluie augmentent en passant à LMDZ6. Ce résultat est beaucoup plus marqué dans les simulations libres (voir figure 3.10 b et d) mais également présent dans les simulations guidées (voir figure 3.10a et c). En effet, dans "LDMZ5 libre", la saison des pluies n'était absolument pas vue à Bamba. Avec les nouvelles implémentations, le modèle (en configuration

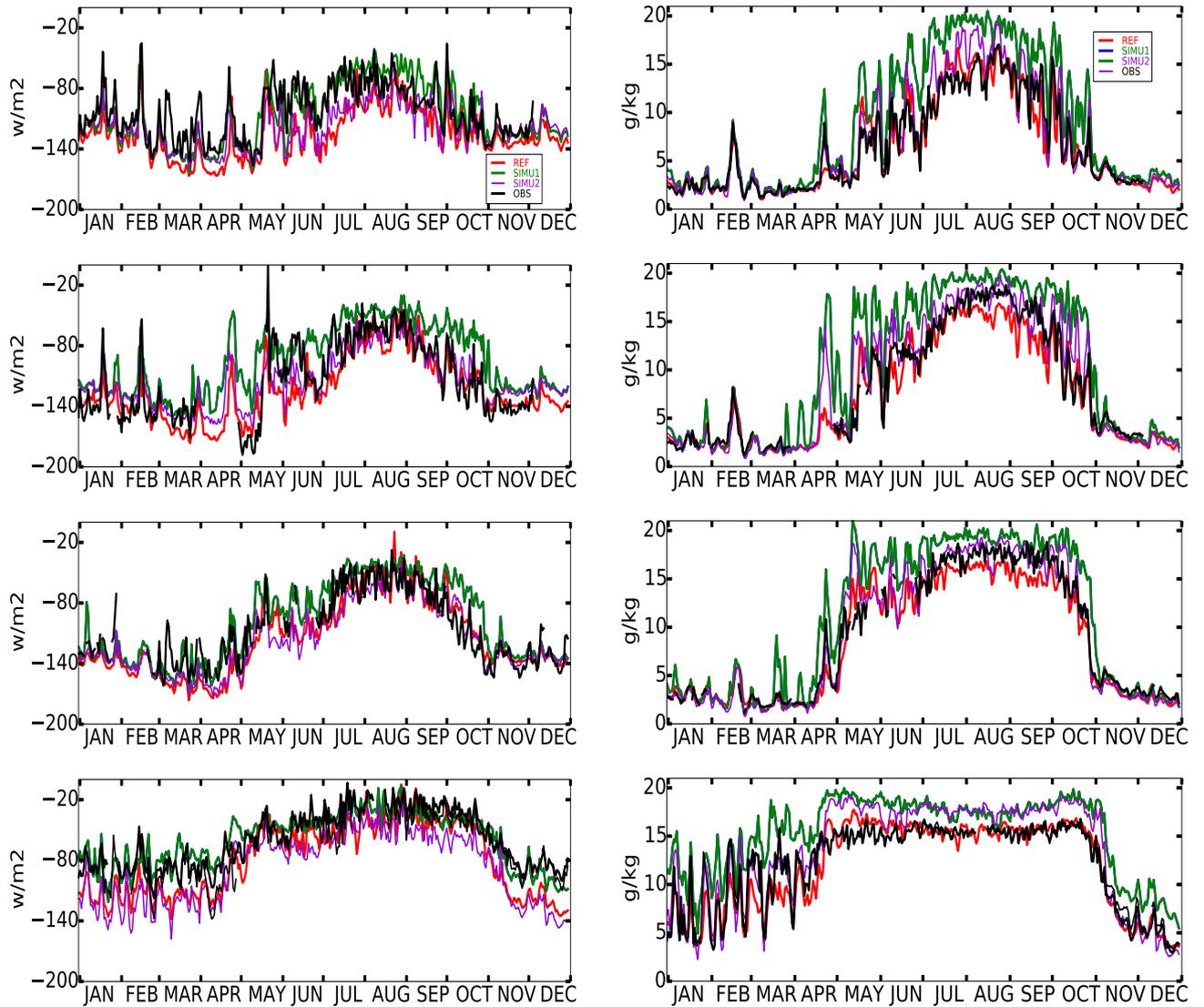
a) Rayonnement infra-rouge absorbé (LW_{net} , en W/m^2)b) Humidité spécifique à 2m (q_{2m} , en g/kg)

FIGURE 3.7 – Évolution journalière du flux infra-rouge absorbé par la surface (a, en W/m^2) et de l'humidité spécifique à 2m (b, en g/kg) aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les 3 courbes correspondent aux données d'observations (noir) et aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

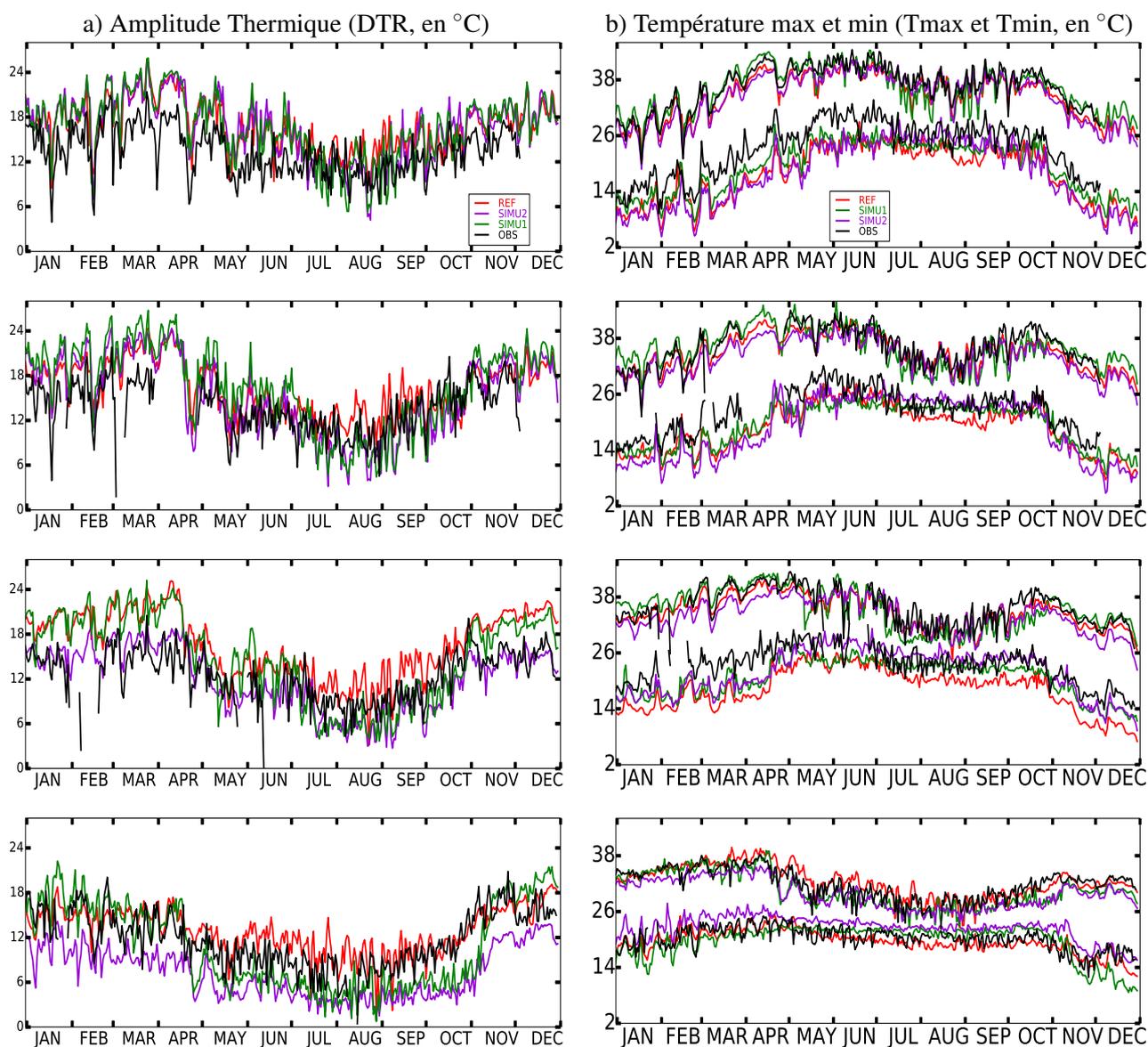


FIGURE 3.8 – Évolution journalière de l'amplitude thermique (a, en °C) et des températures à 2 m maximale et minimale (b, en °C) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations REF (rouge), SIMU1 (vert) et SIMU2 (violet).

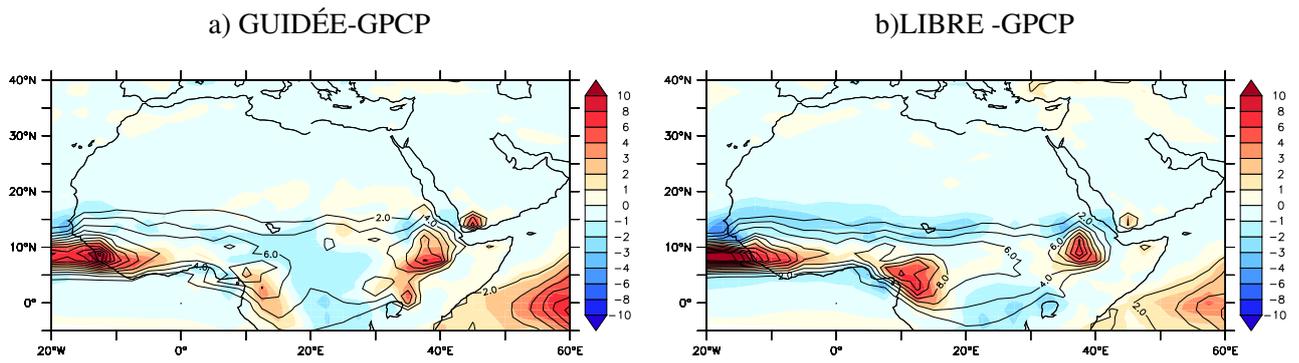


FIGURE 3.9 – Les couleurs représentent les différences de précipitation en moyenne sur la période de 1999-2008, moyenné sur JAS (Juillet-Août-Septembre, en mm/day) entre : la simulation guidée et les données de GPCP (a) ; la simulation libre et les données GPCP (b). Les contours représentent les précipitations produites par le modèle en guidée et en libre (respectivement panel a et b).

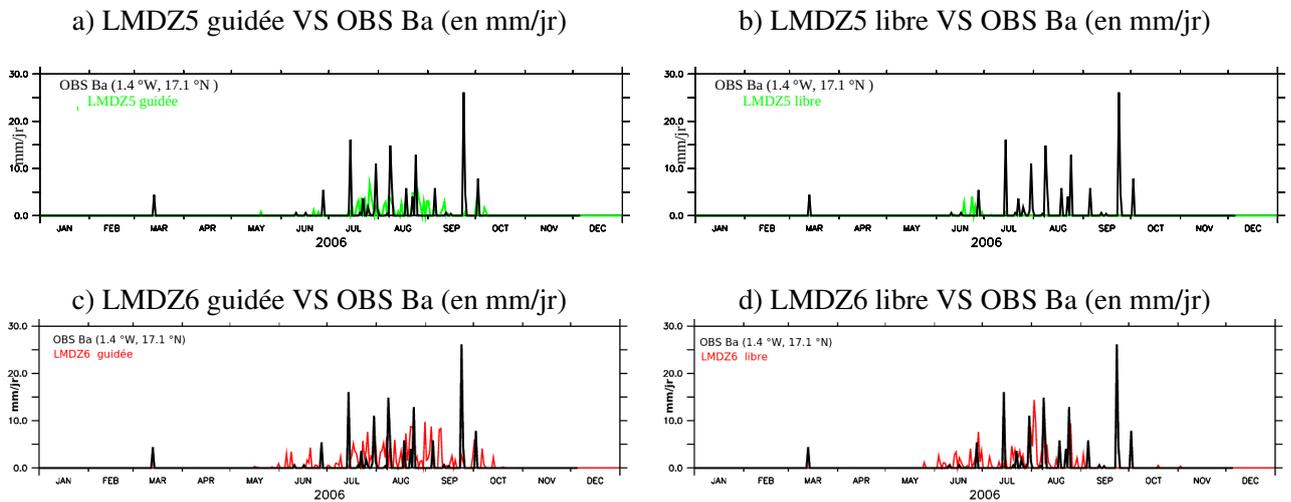


FIGURE 3.10 – Évolution jour à jour des précipitations (en mm/jr) mesurée à la station de Bamba (OBS Ba, en noir) comparée aux simulations guidées et libres (respectivement colonne de gauche et droite) effectués avec LMDZ5 (c et d) et LMDZ6 (e et f).

libre) produit des précipitations journalières en juillet et août beaucoup plus réalistes. En forçant la dynamique de grande échelle, l'intensité des précipitations augmente généralement et on note un peu plus de jours de pluie. En libre et en guidé, les précipitations sont plus fortes et plus intermittentes, conséquence directe du nouveau déclenchement stochastique du schéma de convection profonde.

En conclusion, les changements apportés dans la physique du modèle contribuent à améliorer la représentation des pluies en zone sahéenne et à apporter plus de pluie au nord de la région. Cependant cette analyse n'est pas suffisante pour déterminer quels changements dans les paramétrisations contribuent à réduire les biais sur la représentation de la saisonnalité des pluies dans les simulations libres.

CHAPITRE 4

IMPACT DE L'INTRODUCTION DES POUSSIÈRES INTERACTIVES SUR LA MODÉLISATION DES VAGUES DE CHALEUR ET DE LA MAO DANS LMDZ

Sommaire

1	Positionnement de l'étude	98
2	Fonctionnement des poussières interactives : Couplage LMDZ + SPLA	100
3	Évaluation de la représentation du cycle de vie des poussières	105
4	Impact des aérosols sur le bilan d'énergie à la surface en Afrique de l'Ouest	114
5	Vagues de Chaleurs	130
6	Rétroaction des aérosols sur le climat de la région ouest africaine	142

1 Positionnement de l'étude

Les types d'aérosols les plus émis et les plus présents dans l'atmosphère Ouest Africaine sont les poussières désertiques (Andreae and Crutzen, 1998) et les aérosols carbonés provenant des feux de biomasse (Lioussse et al., 2004) avec des concentrations respectives de 500-1000 Tg.an⁻¹ et 100-200 Tg.an⁻¹. Les sources d'émission des poussières désertiques sont localisées dans la région Saharo-Saharienne. Cette région émet à peu près 50 % des aérosols désertiques de l'atmosphère globale (Zender et al., 2004; Mahowald et al., 2005), soit environ 18 % de la masse totale des aérosols présents dans l'atmosphère.

Les particules issues de feux de biomasses ont des sources d'émission localisées au sud de 13°N et sont essentiellement d'origine anthropique (Malavelle, 2011). Elles sont dues aux pratiques agricoles répandues dans la région. Le feu est généralement utilisé pour la mise en jachère des terres des régions forestières et de savane durant la saison sèche. Durant cette période, l'activation de ces sources est maximum en décembre et janvier (voir carte de MODIS sur https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MOD14A1_M_FIRE&year=2006). Les poussières désertiques sont des aérosols d'origine naturelle et sont émises toute l'année. Ainsi, les flux d'émission de ces deux types d'aérosols se différencient par leur origine et leur période d'émission.

En suspension dans l'air, les aérosols rétroagissent sur la météorologie et le climat de manière soit :

- directe, en absorbant ou diffusant le rayonnement solaire, réduisant le rayonnement de courte longueur d'onde arrivant à la surface ;
- semi-directe, en émettant dans l'infra-rouge, augmentant ainsi le taux d'échauffement de l'atmosphère (l'effet de serre) ;
- indirecte, en participant à la formation des nuages et/ou en modifiant les propriétés microphysiques des nuages, influant ainsi leur albédo et leur temps de vie. Ainsi, les aérosols impactent indirectement le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère et à la surface de la terre, mais aussi le cycle de l'eau. L'impact des aérosols sur le bilan d'énergie local peut parfois avoir des conséquences plus larges sur le climat. Par exemple, au Sahara, la présence de poussières désertiques impacte l'intensité de la dépression thermique Saharienne, ce qui peut induire un changement sur le gradient thermique terre-mer et influencer la mousson Ouest Africaine.

Leur importance dans la représentation du bilan d'énergie en Afrique de l'Ouest pour les GCMs a été montrée au Chapitre 3, dans l'article Diallo et al. (2017).

Dans cette première étude, les aérosols ont été prescrits dans le modèle. Cela signifie que dans les simulations, les propriétés physiques et chimiques des aérosols, en l'occurrence leur concentration et leur granulométrie (distribution en tailles), sont imposées. En pratique, nous lisons dans le modèle des fichiers contenant des moyennes climatologiques mensuelles de concentration. Pour les simulations effectuées avec le modèle couplé de l'IPSL pour les exercices d'inter-comparaison de type CMIP, ces fichiers ont été créés à partir de simulations numériques effectuées préalablement avec le modèle LMDZ forcé en SST, couplé à ORCHIDEE et au modèle de chimie-aérosols INCA (voir figure 4.1). La méthodologie complète utilisée pour construire ces climatologies est décrite dans (Szopa et al., 2013). Ces concentrations d'aérosols sont ensuite utilisées dans le code de transfert radiatif pour calculer des

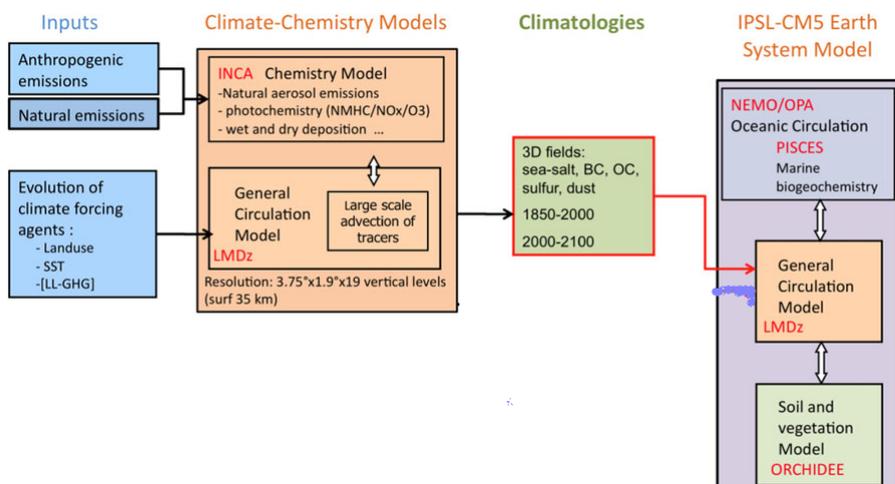


FIGURE 4.1 – Schéma décrivant la création et l'utilisation des fichiers de climatologie d'aérosols pour les exercices de CMIP5 d'après Szopa et al. (2013).

profils de taux de chauffage et des flux en surface aussi bien dans le rayonnement solaire que dans l'infra-rouge thermique. Ainsi, dans la distribution spatio-temporelle des aérosols, seul leur cycle saisonnier est pris en compte par le modèle et cela s'effectue sans couplage à la circulation.

Pour des aérosols présentant une forte variabilité spatio-temporelle comme les poussières, l'utilisation de climatologies induit un effet de lissage en temps qui peut affecter la qualité des simulations, en particulier quand on évalue au jour le jour le bilan d'énergie en surface.

Dans cette thèse, nous nous intéressons aux variations intra-saisonnières du climat Ouest-Africain en général et au bilan d'énergie à la surface en particulier en évaluant la variabilité journalière de sorties de simulations à l'aide de données stations. À de telles échelles, la représentation du bilan d'énergie peut être impactée par le lissage de l'effet radiatif des aérosols, notamment des poussières au Sahel. Aussi dans les travaux qui suivent nous allons chercher à répondre aux questions suivantes :

- Est-ce que la prise en compte de poussières désertiques interactives permet d'améliorer la représentation du bilan d'énergie à la surface ?
- Est-ce que le fait de mieux représenter le bilan d'énergie à la surface et ses composantes implique une meilleure représentation de la température en général et des extrêmes en particulier (vagues de chaleur) ?
- Quel est l'impact des poussières désertiques sur la circulation et les pluies de mousson ?

Pour répondre à ces questions, dans la première section du chapitre, nous allons présenter l'impact des poussières interactives sur la modélisation du bilan énergétique à la surface. Ensuite, la seconde section portera sur l'étude des vagues de chaleur en Afrique de l'Ouest. Enfin, dans la troisième section, nous allons chercher à mieux comprendre l'effet des aérosols sur la circulation à travers l'analyse de l'impact des aérosols sur les pluies de mousson.

Pour ce faire, nous allons nous servir du modèle simplifié d'aérosols développé au LMD à travers les travaux successifs de thèse de Nicolas Huneeus, Moussa Gueye et Jérónimo Escribano portant sur

la modélisation des aérosols ([Huneus et al., 2009](#); [Gueye, 2014](#); ?).

2 Fonctionnement des poussières interactives : Couplage LMDZ + SPLA

Nous présentons ici une description très succincte du modèle SPLA (SimPLified Aerosol , *en anglais*) et de son couplage avec LMDZ dans l'objectif de se faire une idée du fonctionnement des poussières interactives dans le modèle. Celle-ci résume les travaux de plusieurs thèses :

- La thèse de Nicolas Huneus, qui portait sur le développement du modèle SPLA et l'estimation de l'intensité des émissions d'aérosols par assimilation variationnelle de données des moyennes journalières d'AOD de MODIS dans le modèle SPLA. Dans ces travaux, les émissions étaient d'abord pré-calculées en offline avec LMDZ4 ([Huneus et al., 2009](#)) et l'inversion portait sur un facteur multiplicatif régional sur ces émissions.

- La thèse de Moussa Gueye, qui portait sur le développement du module de poussières "DUST", basé sur le modèle d'émission de CHIMERE ([Menut et al., 2000](#)) et sa validation sur la région Ouest Africaine ([Hourdin et al., 2015a](#)). Dans ce travail, la distribution en tailles des particules de poussières était discrétisée sur 10 bins.

- La thèse de Jérónimo Escribano, qui portait sur l'inversion des sources de poussières désertiques à une échelle régionale et l'amélioration de la représentation des émissions par l'assimilation variationnelle de données dans SPLA. Pour ce faire, il a inclus le même module d'émission de chimère dans SPLA en réduisant le nombre de bins à 3. Ce travail a été réalisé avec la version LMDZ5B ([Escribano et al., 2016](#)) (couplage interactif).

La dernière étape a consisté à activer le couplage radiatif avec l'aide d'Olivier Boucher et à basculer sur les dernières versions de la physique de LMDZ. C'est cette dernière configuration qui est utilisée ici.

Dans ces simulations, nous utilisons le modèle SPLA pour lequel la description de l'ensemble des aérosols est réduite à 5 **traceurs**¹ transportés :

1. les précurseurs gazeux regroupant en un seul traceur : le sulfure de diméthyle (C₂H₆S), le dioxyde de soufre (SO₂), le sulfure d'hydrogène (H₂S),
2. les sels marins grossiers, de diamètre allant de 1 à 40 μm ,
3. les aérosols fins : le carbone noir (BC pour Black Carbon *en anglais*), les particules organiques (OC pour Organic Carbon *en anglais*), aérosols sulfatés (SU), les poussières minérales fines (de diamètre < 1 μm),
4. les grosses poussières, de diamètre compris entre 1 et 6 μm ,
5. les super-grosses poussières, de diamètre compris entre 6 et 30 μm .

1. les traceurs sont des particules transportées par la physique et la dynamique du modèle. Ces derniers peuvent suivant la configuration choisie impacter ou non la physique de modèle donc le climat simulé. On parle dans le premier cas de traceurs passifs et dans le second de traceurs actifs.

Ainsi, les poussières désertiques qui sont les aérosols sur lesquels nous portons plus particulièrement notre intérêt sont représentées à l'aide de 3 traceurs. Pour tous ces aérosols, le modèle LMDZ aide à bien représenter les processus dynamiques et physiques qui entrent en jeu dans les phases de transport et de dépôt (sec et humide) tels que la turbulence de petite échelle, les thermiques, la convection, l'advection, la sédimentation, le lessivage, la conversion en noyaux de condensation. Cependant, ces aérosols diffèrent avant tout par leur processus d'émission. La phase d'émission permet d'établir la proportion en masse et la distribution en tailles des aérosols. Ainsi, une mauvaise représentation du flux d'émission va directement impacter la répartition horizontale et verticale des aérosols mais aussi les interactions avec l'atmosphère et la surface et donc leur impact sur le bilan énergétique ; d'où l'importance de bien représenter la phase d'émission dans le modèle. Cependant, la difficulté de bien paramétrer ce processus réside dans la caractérisation :

- des sources d'émission qui sont très hétérogènes,
- des procédés physiques qui entrent en jeu lors de la mise en suspension,
- de la fréquence des événements d'émission qui peuvent être rares ou épisodiques.

Les études des sols sahéliens, sahariens et de la péninsule arabe menées par [Chatenet et al. \(1996\)](#), [Marticorena and Bergametti \(1995\)](#) et [Callot et al. \(1994\)](#) ont permis d'estimer la texture de ces sols et leur granulométrie ainsi qu'une cartographie de l'état de la surface répertoriée dans la base de données du LISA (Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphériques <http://www.lisa.univ-paris12.fr/mod/data/index.php>) et utilisée dans CHIMERE. Partant de cette base, les sources d'émission de poussières localisées au Sahel, au Sahara et dans la péninsule arabe et les flux d'émission associés ont pu être paramétrés dans le modèle à l'aide du module "DUST", décrit en [2.1.b](#). Le tuning (calibrage des paramètres) des émissions de poussières fut réalisé sur un découpage en 19 régions couvrant ces deux zones (voir figure [4.2](#) et [Escribano et al. \(2016\)](#)). En dehors de ce domaine, les données du LISA ne sont pas disponibles. Les émissions de poussières sont alors pré-calculées à haute résolution (1.125×1.125) en utilisant les vitesses de vent à 10 m de ERAI (en offline) et interpolées sur la grille de LMDZ. Dans les travaux présentés avec LMDZ6, nous garderons la même grille de modèle que [Escribano](#) (voir figure [4.2](#)). Cette grille est zoomée, avec un centre du zoom localisé au nord du Mali, au point de 5.25W et 19.8N. La région zoomée est très grande. Elle recouvre toutes les zones d'émissions interactives mais également l'Atlantique tropical où s'étend le panache d'aérosols sahariens. Les simulations que nous allons présenter sont comme précédemment guidées vers les réanalyses ERAI toutes les 6h.

2.1 Modélisation des émissions de poussières désertiques

2.1.a Mécanisme de soulèvement de poussières

Le soulèvement de poussières est conditionné par la présence de matière érodable et par un apport suffisant d'énergie éolienne à la surface. Ainsi, les paramètres physiques qui entrent en jeu dans ce processus sont pour la surface : la quantité de végétation, la composition minéralogique du sol (déterminant la quantité de matière et les caractéristiques des particules), la rugosité (en lien avec la forme de la surface), l'humidité du sol (déterminant la cohésion de la particule et le seuil d'énergie éolienne nécessaire), et pour l'atmosphère : la vitesse de vent de friction. Dans les conditions de présence de

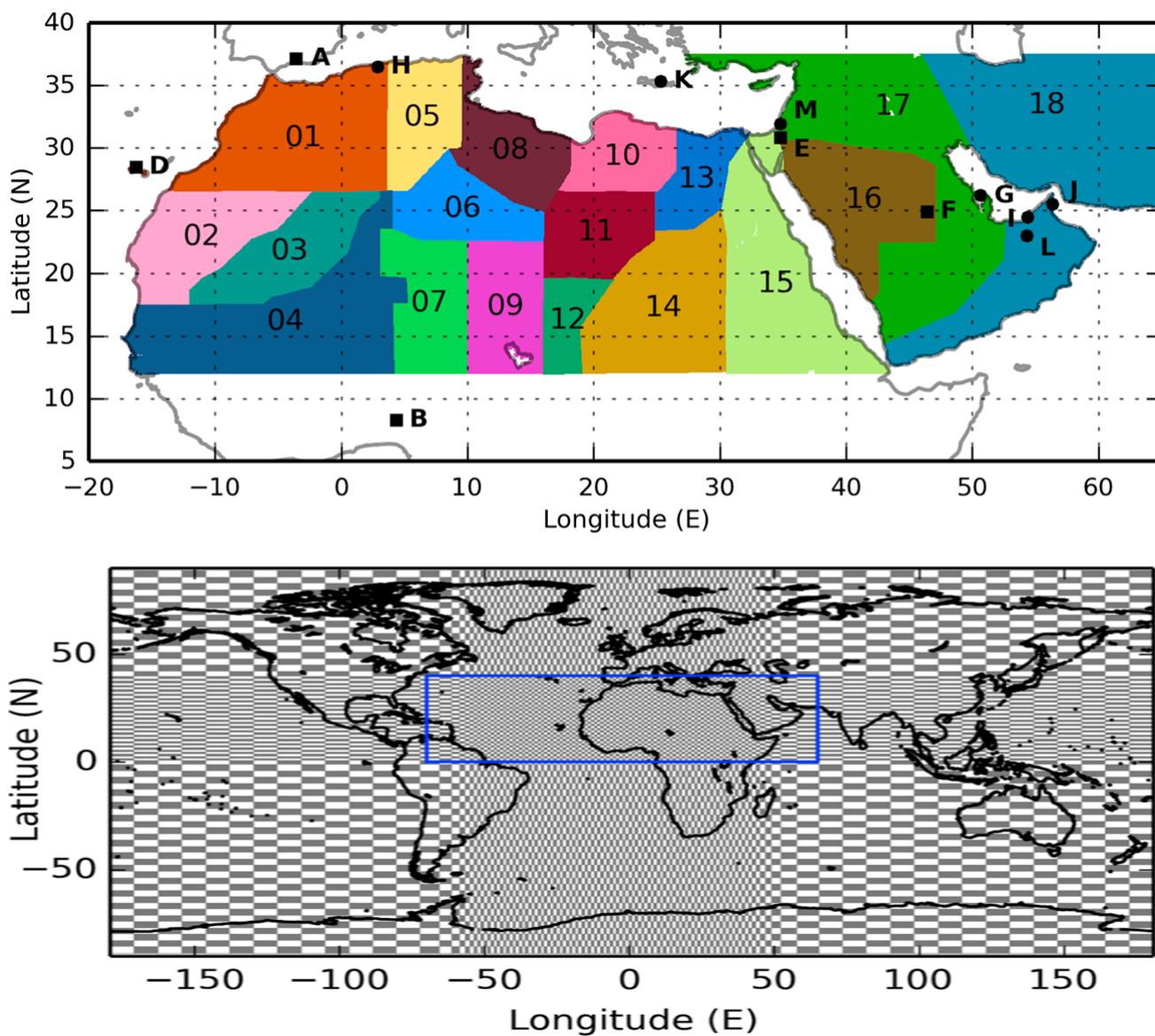


FIGURE 4.2 – Schéma décrivant les 19 régions (en haut) et la grille du modèle (en bas) prises dans [Escribano et al. \(2016\)](#). Le rectangle en bleu représente la région où a été faite l'assimilation et où est appliqué le zoom.

matière au sol, la mobilisation de particules s'effectue suivant 3 modes de déplacement (voir figure 4.3) :

- la saltation, où les mouvements se font par succession de bonds ou de sauts de particules. Dans ce mode, les particules, de taille variant entre 0.05 et 0.5 mm en diamètre, sont tout d'abord soulevées sous l'action du vent puis retombent à cause de la force de gravité générant lors de leur impact avec la surface la mise en mouvement et/ou l'émission d'autres particules. Ces mouvements sont plutôt horizontaux.
- le creeping (reptation en surface), où les particules de grande taille (0.5 à 2 mm) roulent ou glissent sur le sol. Ce mouvement résulte généralement de l'impact des particules en saltation.
- la suspension où les particules fines (<0.05mm) sont mises durablement en suspension dans l'air. Ce déplacement est généralement initié par la saltation et le creeping.

La modélisation du processus d'émission de poussières désertiques passe par la prise en compte dans le modèle de ces mécanismes d'entraînement et particulièrement de la saltation. Pour que ces déplacements aient lieu, la vitesse du vent doit dépasser un certain seuil. Le soulèvement dépend donc du vent de façon très non linéaire. C'est pourquoi les émissions de poussières sont conditionnées par des phénomènes météorologiques favorisant le développement de rafales de petite échelle qui "boostent" le vent de surface et donc influent sur le déclenchement du mécanisme de soulèvement. Parmi ces phénomènes, nous pouvons citer des vents forts à grande échelle : la dynamique du FIT ou les cyclones (Bou Karama, 2008), et sous-maille : les jets de basses couches ou les courants subsidants d'air froid associés aux systèmes convectifs formant les fameuses "poches froides". Parmi ces phénomènes, les jets de basses couches sont considérés comme le premier mécanisme favorisant le soulèvement de poussières (l'activation des zones sources dans la région sahélo-saharienne est attribuée à environ 65 % aux jets de basses couches d'après les données de MSG, Meteosat Second Generation, Schepanski et al. (2009)).

Les zones sources de la région saharo-sahérienne sont pour la plupart situées au pied des montagnes et au niveau des dépressions topographiques en raison de la présence abondante de sédiments et de forts vents. Concernant la région Sahélo-Saharienne, nous pouvons citer comme zones sources (rajouter les zones sources sur la cartes de jérónimo) : les régions de l'Atlas au Maroc (il fait barrière au vent en provenance du nord de l'Atlantique où ont lieu des développements cycloniques augmentant le vent en surface), le grand Ergs occidental en Algérie (constitué d'un massif de dune), le massif d'Adrar Ifoghas situé entre l'Algérie et le Mali, le massif de l'Air au Niger, et la région de Bodélé, située au nord du Tchad, (elle est la source la plus fréquemment activée de la région, elle est soumise au courant descendant entre le massif du Tibesti et du Ennedi).

2.1.b Module d'émission de poussières

Le module d'émission de poussières utilisé dans le cadre de la thèse est celui décrit dans l'article de Escribano et al. (2016), qui est une version optimisée d'implémentation dans LMDZ du modèle de production de poussières présenté dans (Hourdin et al., 2015a) mais pour une description des poussières plus grossière (seuls 3 bins sont utilisés pour décrire les poussières au lieu de 10 bins). Il calcule l'émission et la distribution en tailles des poussières uniquement sur la région du Sahara et la Péninsule

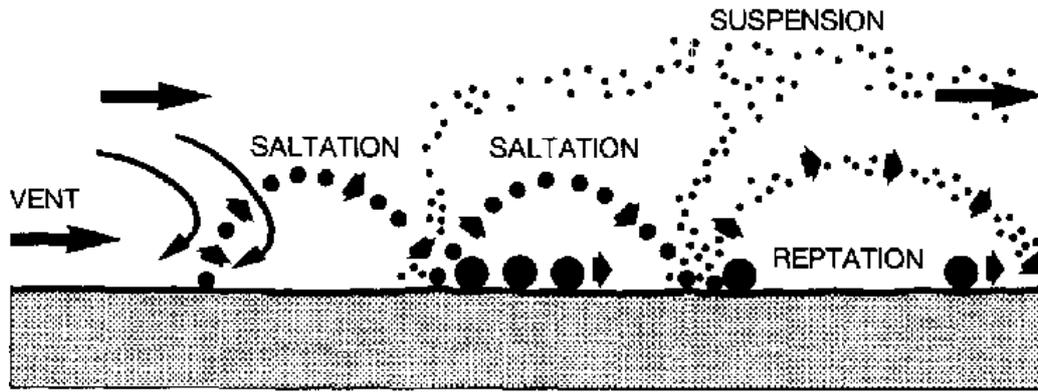


FIGURE 4.3 – schéma décrivant les modes d'action lié au processus d'émission des poussières désertiques

Arabique. Ce modèle est conditionné par les propriétés du sol et la vitesse de friction, qui, comme mentionné précédemment, doit être supérieure à une vitesse seuil d'érosion pour qu'il y ait soulèvement. Aussi, pour représenter la variabilité sous-maille de la vitesse du vent moyen, une distribution de Weibull (Cakmur et al., 2004) de paramètres (k, A) , $p(u, k, A) = \frac{k}{A} (\frac{u}{A})^{k-1} \exp[-(\frac{u}{A})^k]$, est employée dans le modèle pour représenter la probabilité p d'obtenir un vent u localement. k est une constante fixée à 3 dans le modèle et A est calculé pour que la moyenne de u soit de l'ordre de grandeur de la variable grande-échelle du modèle.

Pour chaque type de sol provenant de la base de données du LISA, le modèle paramétrise ensuite le flux horizontal de saltation $F_h(D_p, s)$ (Ma et al., 1996) à l'aide d'une fonction à seuil :

$$\begin{cases} F_h(D_p, s) = \frac{K \rho_a U^*(s)^3 S_{rel}(D_p, s)}{g} \left(1 + \frac{U_t^*(D_p, s)}{U^*(s)}\right) \left(1 - \frac{U_t^*(D_p, s)^2}{U^*(s)^2}\right) \\ F_h(D_p, s) = 0 \quad U^* < U_t^* \end{cases} \quad (4.1)$$

où s est le type de sol, D_p le diamètre de la particule de poussière, K une constante, ρ_a la densité de l'air (kg.m^{-3}), g la constante de gravité (en m/s^2), U^* (en m/s) la vitesse de friction, U_t^* (en m/s) la vitesse de friction seuil (White, 1979), et S_{rel} la fraction réelle couverte par le type s .

Une fois ce flux horizontal calculé, le module d'émission calcule le flux vertical de poussières $F_{v,i}(D_p, s)$ de la façon suivante, en supposant que le processus de saltation s'effectue suivant une distribution de tailles de particules de poussières en 3 modes [Alfaro and Gomes, 2001] :

$$F_{v,i}(D_p, s) = \frac{\pi}{6} \beta \rho_p \frac{P_i(D_p, s) d_i^3}{e_i} F_h(D_p, s) \quad (4.2)$$

où $\beta = 16300 \text{ cm.s}^{-2}$, ρ_p est la densité de la particule, d_i est le diamètre moyen de la masse de mode i , p_i est la fraction de l'énergie cinétique pour une énergie de cohésion e_i associée à chaque mode i . Ainsi, l'émission dépend de façon très non linéaire du vent de surface.

2.2 Modélisation du transport et dépôt des aérosols

La modélisation des aérosols requiert la prise en compte de 3 processus : l'émission (dont les mécanismes intervenant et paramétrés ont été expliqués en section 2.1), le transport et le dépôt.

Après leur émission, les aérosols sont transportés par le vent de grande-échelle, par la turbulence de couche limite, par les thermiques et par les courants convectifs profonds. Durant le transport des aérosols, une partie est éliminée de l'atmosphère par les processus de dépôt humide et sec :

- lessivage dans les nuages par nucléation, coagulation et précipitation
- lessivage sous les nuages par impaction des précipitations
- sédimentation.

Ces processus peuvent par effet indirect contribuer à la réémission des aérosols dans l'atmosphère. En effet, une partie des aérosols transportés verticalement par les ascendances saturées sert de noyaux de condensation aux nuages convectifs. Certains aérosols restés dans la phase interstitielle (non inclus dans la phase condensée) peuvent également par impaction coaguler avec les gouttelettes dans les nuages. Lorsque le nuage donne lieu à des précipitations, les aérosols incorporés dans les gouttes de pluie sont lessivés par les courants des descentes précipitantes, on parle alors de **lessivage dans les nuages par nucléation, coagulation et précipitation**.

Les gouttes de pluie entraînent dans leur chute d'autres aérosols présents dans les descentes insaturées et augmentent ainsi la quantité d'aérosols éliminés. Cette augmentation de dépôt humide est appelée **lessivage sous les nuages par impaction des précipitations**. Ce mécanisme est toutefois moins efficace que le lessivage dans les nuages.

Les nuages stratiformes formés également par condensation de la vapeur d'eau à l'aide des aérosols participent à l'élimination des aérosols dans l'atmosphère par des procédés similaires.

Un autre mécanisme associé au lessivage est la libération des aérosols par réévaporation des gouttes dans les descentes précipitantes. Les aérosols capturés par ces gouttes qui se réévaporent sont réémis dans l'atmosphère on parle alors de **libération par évaporation due au lessivage**.

Enfin, lorsque l'élimination des aérosols ne nécessite aucun hydrométéore on parle de **sédimentation**. La sédimentation des aérosols s'effectue par la diffusion turbulente de couche limite. Les aérosols sont ramenés à la surface sous l'action de leur poids. Pour certains types d'aérosols comme par exemple les poussières, leur impact à la surface peut générer la mise en mouvement d'autres particules et la réémission d'aérosols dans l'atmosphère.

Tous ces mécanismes sont paramétrisés par l'intermédiaire des schémas de diffusion, convection et de condensation grande-échelle dans LMDZ (voir section 1.1.a) et Pilon (2013). Ainsi, dans LMDZ, la complexité de la phase de transport et de dépôt des aérosols est prise en compte.

3 Évaluation de la représentation du cycle de vie des poussières

Avec un soulèvement qui dépend du vent de surface et de la nature du sol (2.1), les poussières désertiques sont émises de façon sporadique dans l'atmosphère. En analysant les données MSG, Schepanski et al. (2009) et Tegen et al. (2013) ont montré que l'activation des sources de poussières dans la

région saharao-sahélienne est plus fréquent durant le jour que durant la nuit, notamment entre 06 - 12 UTC (voir figure 4.4 tiré de (Tegen et al., 2013)). Ces auteurs ont montré que l'activation des sources dans la matinée était très fortement corrélée à la présence de jet de basses couches et ont souligné l'importance du transport brutal vers le bas de la quantité de mouvement lors de la destruction du jet nocturne pour le soulèvement des poussières. Ainsi, pour modéliser l'émission des poussières il est très important de bien représenter le mélange turbulent.

Dans l'article Hourdin et al. (2015a), nous avons évalué la représentation des émissions de poussières ainsi que de leur cycle de vie dans LMDZ5 en saison sèche. Quelques uns des résultats de cet article sont présentés ici, afin d'argumenter sur les paramétrisations clés améliorant la représentation des émissions de poussières et de leur cycle de vie. Puis nous passerons à l'analyse de simulations réalisées avec la version LMDZ6 du modèle.

Formation et destruction des jets de basses couches

Pendant la journée, la couche limite est dominée par l'équilibre d'Ekman entre force de pression, force de Coriolis et mélange vertical turbulent ou convectif de quantité de mouvement s'apparentant à une friction. À la tombée de la nuit, la couche limite atmosphérique n'est plus alimentée par le forçage solaire et la turbulence décroît rapidement. La dernière composante disparaît soudainement et l'équilibre est rompu. Les couches d'air au dessus de la surface peuvent alors être découplées, c'est à dire que la vitesse du vent au sein de cette couche d'air n'est plus influencée par la force de friction au sol. Le vent part alors en oscillation inertielle générant des vents super-géostrophiques dans les basses couches de l'atmosphère (Blackadar, 1957) connus sous le nom de jets nocturnes ou de jets de basse couches.

Au lever du soleil, la turbulence convective renaît. Quand la couche limite qui se développe atteint le jet nocturne, la quantité de mouvement est ramenée à la surface par le mélange turbulent. Ce transport brutal va contribuer à renforcer le vent de surface et à activer les zones sources de poussières.

3.1 Importance de la paramétrisation des thermiques dans la modélisation des émissions de poussières

Les résultats de cette sous section sont extraits de la publication Hourdin et al. (2015a), à laquelle j'ai contribué. Dans cet article, nous avons cherché à évaluer la performance des paramétrisations utilisées pour la couche limite et leur impact sur la représentation du cycle diurne du vent et des émissions de poussières dans LMDZ5. Pour ce faire, un premier couplage avait été réalisé avec le module d'émission de CHIMERE. Cette version du modèle n'intégrait que les poussières désertiques. Leur distribution en taille était discrétisée sur 10 bins. Seules les versions PHYA et PHYB du modèle (appelées respectivement SP et NP) ont été utilisées dans cet article. Les simulations étaient réalisées en configuration zoomée et guidée en vent horizontaux en utilisant les réanalyses ERAI. Trois simulations ont été considérées :

- une simulation effectuée avec la version PHYA avec une constante de temps de relaxation $\tau = 3\text{h}$ partout.
- une simulation effectuée avec la version PHYB avec une constante de temps de relaxation $\tau = 3\text{h}$

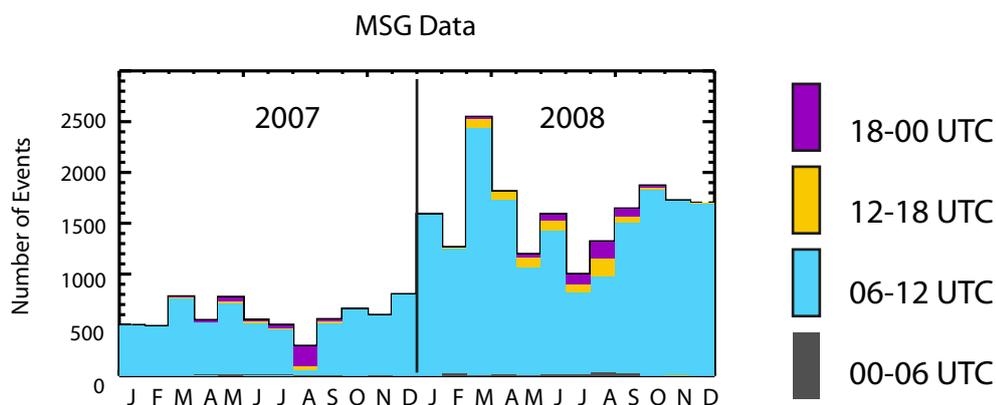


FIGURE 4.4 – Nombre d'événements d'émission de poussières dans le Sahara pour les années 2007 et 2008, dérivés de l'indice de poussière infrarouge MSG. Les couleurs indiquent l'heure de démarrage des émissions de poussières. Gris : 00 :00 - 06 :00 UTC, bleu : 06 :00 - 12 :00 UTC, orange : 12 :00 - 18 :00 UTC, violet : 18 :00 - 00 :00 UTC.

partout.

- une simulation effectuée avec la version PHYB avec une constante de temps de relaxation $\tau = 3\text{h}$ en dehors du zoom et $\tau = 48\text{h}$ à l'intérieur.

Dans cette partie, nous nous focaliserons d'avantage sur les différences liées à la physique du modèle. Aussi, même si les 3 simulations seront montrées, nous n'évoquerons l'effet de la constante de temps de guidage qu'à la fin. Nous ne parlerons donc que de PHYA (alias SP3) et PHYB (alias NP3), les différences dues au temps de guidage pour PHYB étant de toutes façons de second ordre.

Les résultats des simulations ont été confrontés aux données d'observations de stations localisées dans le transect sahélien entre 13°N et 15°N (voir section 1.2) ainsi qu'aux réanalyses ERAI.

Cycle diurne du vent et émission de poussières

Afin de vérifier que le modèle couplé au module d'émission était capable de représenter correctement les maximums de vent de surface associés notamment à la dynamique des jets de basses couches, et ceux des émissions de poussières décelés dans les observations de Tegen et al. (2013) ou Schepanski et al. (2009), nous présentons l'évolution du vent à 10m et les émissions durant une période allant du 2 au 8 Mars 2006 dans la maille (centrée 7.5°W , 18.5°N) contenant le massif de l'Aïr au Niger et où les observations ont montré de fortes émissions de poussières que l'on peut voir ici sur la figure 4.5.

Sur cette dernière, nous pouvons voir une différence entre les deux versions du modèle sur l'évolution du vent à 10m. En effet, en moyenne journalière le vent est généralement plus faible dans la simulation PHYB que dans PHYA. Cependant, les maxima de vent atteints en fin de matinée sont plus intenses dans PHYB que dans PHYA qui a un cycle diurne moins marqué.

Concernant l'émission de poussières, nous notons comme nous l'avons expliqué précédemment, qu'elle ne se fait que lorsque le vent de surface dépasse un certain seuil, en l'occurrence le seuil de 7 m/s environ pour le lieu de l'étude. Pour un tel seuil, le modèle émet principalement dans la version PHYB.

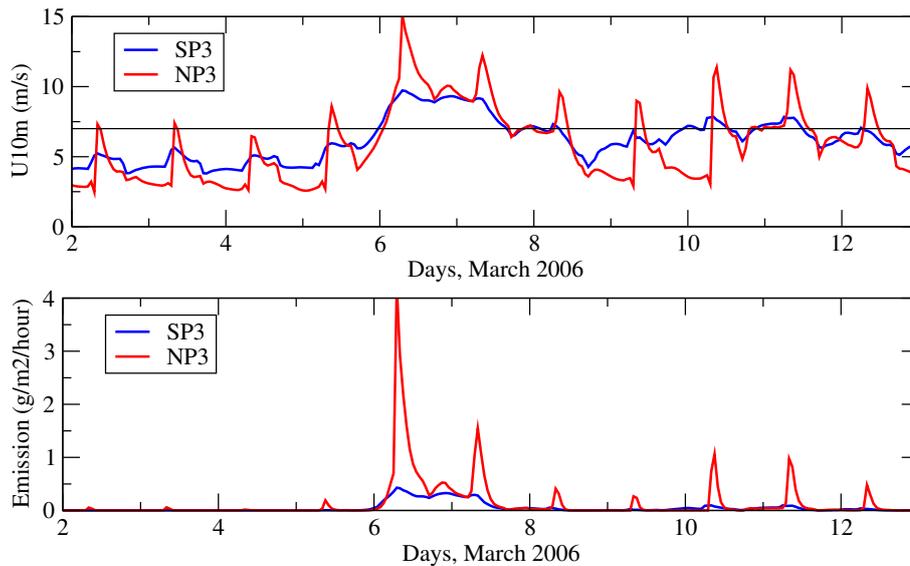


FIGURE 4.5 – Évolution du vent à 10 m (en haut, $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et des émissions de poussières (en bas, $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) simulées entre le 2 et le 13 Mars 2006 dans la maille centrée à 7.5°W , 18.5°N et dans les versions PHYA (bleu) et PHYB (rouge). La ligne horizontale dans le graphique du haut correspond au vent à $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

Nous retrouvons donc que les maxima sont atteints en fin de matinée, reproduisant ainsi la corrélation observée dans les observations in-situ. Ces résultats montrent clairement que l'émission de poussières est plus sensible au cycle diurne du vent de surface qu'à sa moyenne journalière. Or celui-ci varie fortement suivant la physique utilisée.

De là nous pouvons nous poser la question suivante : est-ce que l'émission de poussière dans la PHYB (plus élevée) s'effectue avec un cycle diurne du vent réaliste ou sur la base d'une source d'erreur dans la représentation de ce cycle ?

Pour répondre à cette question, nous avons cherché à savoir lequel des cycles diurnes de vent de surface des versions PHYA et PHYB était le plus réaliste. Pour ce faire, nous avons comparé le cycle diurne du vent à 10m des observations in situ mesuré aux stations : Cinzana au Mali (13.28°N , 5.93°W) et Banizoumbou au Niger (13.54°N , 2.66°E), ainsi que celui fourni par les réanalyses ERAI, à celui simulé dans la maille du modèle contenant le point de station. Les résultats sont montrés sur la figure 4.6. Nous notons tout d'abord sur cette dernière un décalage d'intensité entre les observations in-situ et ERAI. Le vent de ERAI est beaucoup plus fort que celui des observations, notamment la nuit. De plus, le cycle diurne du vent de surface dans ERAI est beaucoup moins marqué que celui des observations in-situ. En effet dans ces dernières, l'intensité du vent est très faible durant la nuit, de l'ordre de $1\text{m}/\text{s}$. Elle augmente très fortement en journée à partir de 10h (passant à environ $3\text{--}4\text{m}/\text{s}$) et reste assez forte jusqu'au coucher du soleil. Comparés aux observations in-situ, les vents du modèle sont nettement plus satisfaisants avec la version PHYB. Le cycle diurne dans cette dernière est donc meilleur que dans la version PHYA même si parfois l'intensité maximum est moins forte que celle mesurée aux stations, comme nous pouvons le voir à la station de Banizoumbou.

Nous déduisons de cette analyse que les émissions produites par la version PHYB du modèle ont été

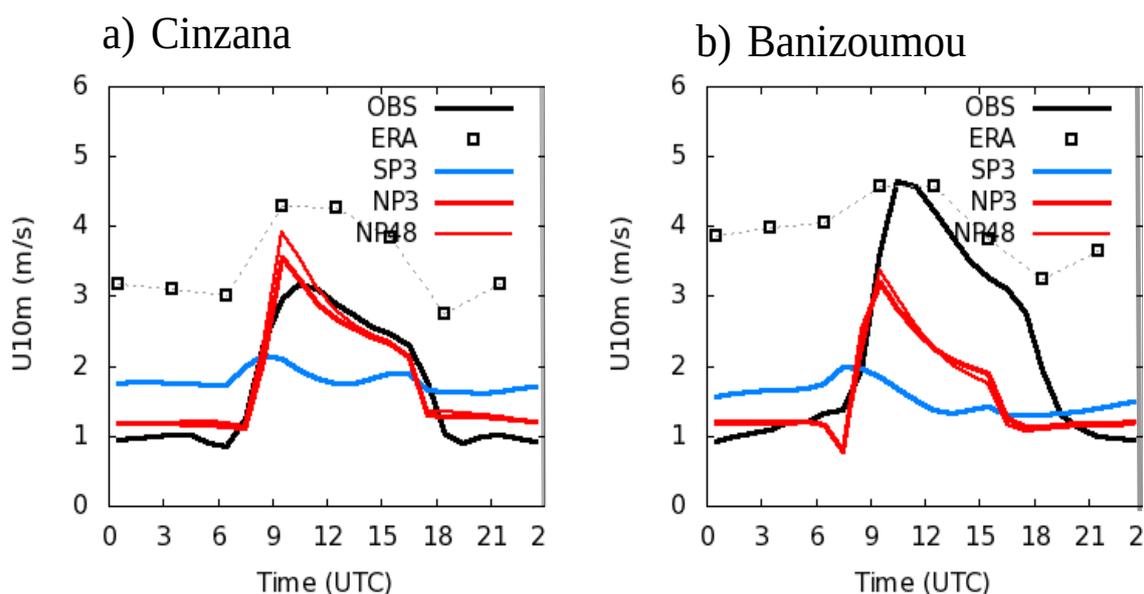


FIGURE 4.6 – Cycle diurne du vent moyenné sur janvier-fevrier-mars en 2006 (en m/s) aux stations de Cinzana (a) et Banizoumbou (b). Les données d’observations (en noir) et réanalyses ERAI (en carré) sont comparées sorties des simulations PHYA (alias SP3, en bleu) et PHYB (alias NP3 et NP48 respectivement pour des constantes de temps de rappel de 3h et 48h, en rouge) .

réalisées avec un cycle diurne du vent plus réaliste que celui de l’ancienne version de la physique, mais aussi que celui des réanalyses.

Afin d’évaluer l’impact de ce changement de physique sur les émissions, nous montrons sur la figure 4.7 le total des poussières émises dans le modèle au niveau de la région durant la saison sèche de Novembre-Avril des années 2006 et 2007 en fonction des quatre tranches horaires : la nuit (00-06 UTC), le matin (06-12 UTC), l’après midi (12-18 UTC), le soir (18-24 UTC). Nous constatons tout d’abord que les émissions de poussières sont plus élevées en début de saison sèche qu’en fin de saison sèche (les mois qui se démarquent le plus sont les mois de Février et Mars où l’émission est supérieure à 80 Mt dans PHYB) quelque soit la version du modèle utilisée. Ensuite, en analysant les résultats obtenus avec la version PHYB, nous notons sur la journée une forte distinction entre les quantités de poussières émises le jour (environ 90%) et la nuit. En effet le jour, principalement durant la tranche horaire de 06-12 UTC, le modèle produit un fort taux d’émission associé au pic d’intensité observé le matin sur le cycle diurne du vent de surface (voir figure 4.6). En comparaison, la version PHYA émet un peu plus de poussières la nuit, cependant les quantités émises le jour sont beaucoup plus faibles (moins de 22 Mt sont émis durant les mois de forte occurrence), ce qui concorde avec le cycle diurne du vent de surface très peu marqué qu’elle produit. Les résultats obtenus avec la version PHYB sont qualitativement plus proches des observations de [Tegen et al. \(2013\)](#). Une comparaison quantitative nécessiterait qu’on soit capable de diagnostiquer le nombre d’événements et de soulèvement comparables à ceux des observations ce qui n’est pas évident.

Cette étude confirme qu’il est très important de bien représenter le cycle diurne du vent de surface dans le modèle pour modéliser un bon taux d’émission de poussières sur la région Saharo-sahélienne. Dans le cas contraire, nous sommes obligés de compenser l’émission trop faible liée à

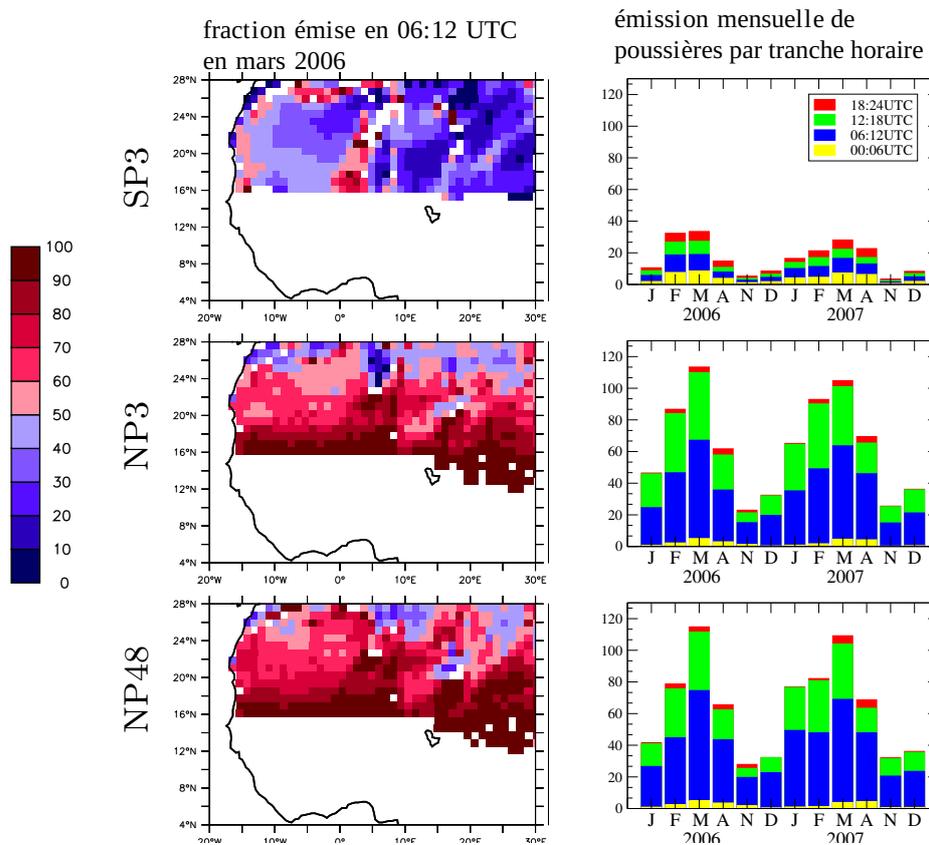


FIGURE 4.7 – Flux d'émission de poussières en Afrique de l'ouest dans les simulations PHYA (alias SP3, en haut) et PHYB (alias NP3 et NP48 respectivement pour des constantes de temps de rappel de 3h, au milieu et 48h, en bas). La colonne de gauche indique la fraction de l'émission qui se produit entre 06 :00 -12 :00 UTC. La colonne de droite montre l'émission totale des poussières de la région ouest Africaine pour les mois de saison sèche en 2006 et 2007. Les couleurs indiquent la tranche horaire de ces émissions de poussières. Jaune : 00 :00 - 06 :00 UTC ; bleu : 06 :00 - 12 :00 UTC ; vert : 12 :00 - 18 :00 UTC ; rouge : 18 :00 - 24 :00 UTC.

la sous-estimation des pics matinaux par un renforcement artificiel des émissions, en abaissant par exemple la valeur seuil de friction comme cela est fait dans le modèle INCA encore aujourd'hui. Il reste maintenant à déterminer si avec ces émissions, le modèle représente bien les concentrations de poussières et leur cycle de vie.

Concentration des poussières

Les poussières émises en Afrique de l'Ouest suivent généralement une direction Nord-Ouest et sortent sur le continent au niveau du Sénégal et de la Mauritanie. Les épaisseurs optiques ainsi que les concentrations mesurées au dessus de ces deux régions sont assez importantes. Nous avons choisi ici de confronter les résultats du modèle aux données d'AOD (Atmospheric optical Depth, *en anglais*) d'AERONET d'une part, et aux concentrations de poussières mesurées à M'Bour au Sénégal (14.39 °

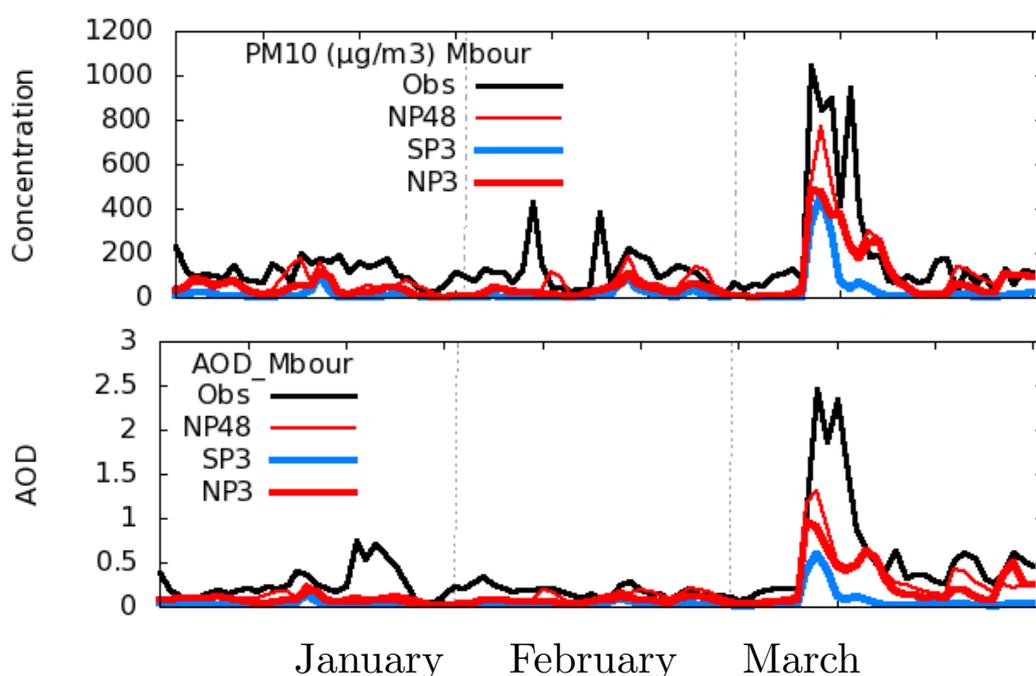


FIGURE 4.8 – Évolution journalière de la moyenne des concentrations (en $\mu\text{g}/\text{kg}$, PM_{10} , en haut) et de la profondeur optique des aérosols (AOD, en bas) sur la période de janvier-février-mars 2006 à la station de M'bour. Les données d'observations (en noir) et réanalyses ERAI (en carré) sont comparées sorties des simulations PHYA (alias SP, en bleu) et PHYB (alias NP3 et NP48 respectivement pour des constantes de temps de rappel de 3h et 48h, en rouge).

N, 16.96° W) durant la première saison sèche de 2006 pour la période allant de janvier à mars d'autre part (voir figure 4.8). Sur cette figure, nous avons choisi de montrer les résultats de la simulation avec PHYA afin de mesurer l'impact de l'amélioration du cycle diurne du vent dans la simulation PHYB. Le modèle (quelque soit la simulation regardée) produit un taux de concentration ainsi qu'un AOD plus faibles que ceux des observations. Toutefois, nous remarquons que l'amélioration de la représentation du cycle diurne du vent dans le modèle conduit à l'amélioration de celle du taux de concentration et de l'AOD. De plus nous notons qu'en forçant moins le modèle à suivre les données météorologiques des réanalyses ERAI, avec une constante de temps rappel de 48h, la représentation des concentrations et de l'AOD sont légèrement améliorées.

Ainsi, nous avons démontré non seulement l'importance du cycle diurne du vent de surface dans la modélisation des poussières mais également l'apport des nouvelles paramétrisations utilisées pour représenter la couche limite dans la version PHYB du modèle. À la fin du Chapitre II, nous avons identifié le modèle du thermique comme paramétrisation clé, améliorant la représentation du mélange de la vapeur d'eau dans la couche limite. Cette paramétrisation, qui permet de représenter les panaches convectifs de la couche limite, transporte et mélange également la quantité de mouvement associée au vent horizontal. C'est l'ajout de cette paramétrisation dans le modèle qui permet de mieux représenter l'alternance entre convection de couche limite en journée et découplage la nuit ainsi que l'entraînement rapide de la quantité de mouvement accumulée dans le jet de basses couches vers la surface et

donc de mieux représenter à la fois le profil de vent dans la couche limite et le cycle diurne du vent de surface. **En conclusion, la paramétrisation des panaches thermiques dans le modèle de l'IPSL est un atout très important pour la représentation de la vapeur d'eau, du cycle de vie des poussières et de ses interactions avec la météorologie.**

Dans la seconde section du Chapitre 3, nous avons montré les progrès réalisés quant à la représentation du bilan d'énergie à la surface entre les versions IPSL 5B (alias NP ou PHYB ici) et les versions développées pour CMIP6 qui incluent les dernières avancées dans les nouvelles paramétrisations implémentées dans LMDZ et dans ORCHIDEE (voir la simulation SIMU2 2.2).

Comme l'un des objectifs principaux de la thèse est l'amélioration de la représentation du bilan d'énergie à la surface dans LMDZ, notre travail sur l'impact de la modélisation du cycle de vie des poussières sur la représentation du bilan d'énergie et des vagues de chaleur s'effectuera avec la dernière version des modèles de LMDZ et ORCHIDEE. De plus, les simulations avec poussières interactives présentées dans la suite s'effectueront non pas avec les 10 bins de poussières désertiques présentés plus haut mais avec le module SPLA. Ce module décrit moins finement les poussières (avec 3 bins seulement) mais présente l'avantage d'inclure tous les types d'aérosols ce qui est important pour le bilan d'énergie. Nous utiliserons la version dite "prior" des émissions (Escribano et al., 2016) c'est à dire la version avant ajustement (notamment parce que l'ajustement a été réalisé avec une version différente de la physique). Notons que certaines corrections ont été apportées au module d'émission entre les simulations à 10 bins et les simulations avec SPLA.

3.2 Évaluation des poussières interactives dans LMDZ6

Le modèle du thermique, au vu de ses nombreux apports sur la représentation de l'atmosphère (nuages de cumulus (Rio and Hourdin, 2008), cycle diurne des précipitations convectives (Rio et al., 2009) et des émissions de poussières désertiques (Hourdin et al., 2015a)), fait partie des paramétrisations conservées pour la représentation de la couche limite dans LMDZ6. Cependant, dans cette version, des changements ont été opérés sur la résolution verticale, beaucoup plus fine que dans LMDZ5, et donc sur la représentation du mélange turbulent. Le schéma en diffusion turbulente basé sur une équation pronostique de la TKE (Turbulence Kinetic Energy, Yamada (1983)) a également été modifié afin de mieux rendre compte des couches limites très stables (Vignon et al., 2017). Enfin, la représentation des coefficients d'échange à la surface a été largement modifiée dans ORCHIDEE. Tous ces changements sont susceptibles d'avoir modifié de façon significative la représentation de la couche limite saharienne et sahélienne.

Dans la section précédente, nous avons montré qu'il était important d'arriver à capturer le pic (en matinée) du cycle diurne du vent de surface afin de modéliser des poussières réalistes. Aussi, nous commençons par analyser la représentation du cycle diurne du vent dans LMDZ6.

Sur la figure 4.9, nous présentons à nouveau les résultats des cycles diurnes du vent à 10 m des simulations PHYA et PHYB aux stations de Cinzana et Banizoumbou auxquelles nous rajoutons ceux de la simulation LMDZ6. En comparaison à la simulation PHYB, nous constatons tout d'abord que l'évolution diurne du vent simulé avec LMDZ6 présente une forme moins abrupte en matinée. L'intensité du vent chute progressivement après 10h jusqu'au coucher du soleil, ce qui est plus réaliste. A

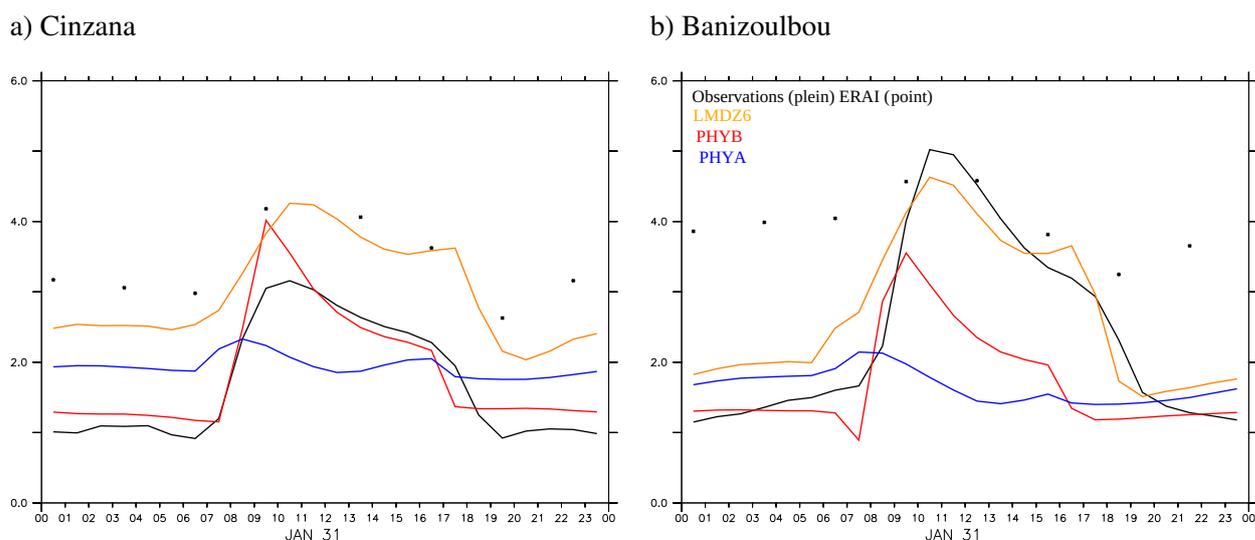


FIGURE 4.9 – Cycle diurne du vent moyenné sur janvier-fevrier-mars en 2006 (en m/s) aux stations de Cinzana (a) et Banizoumbou (b). Les données d’observations (en noir) et réanalyses ERAI (en carré) sont comparées aux sorties des simulations PHYA (en bleu), PHYB (en rouge) et LMDZ6 (en orange).

Cinzana, nous constatons que l’intensité du vent simulé est plus forte que dans les observations in-situ, de jour comme de nuit. Le pic produit dans la matinée est en conséquence plus élevé que celui mesuré au sol, se rapprochant plus de la valeur obtenue dans PHYB. À Banizoumbou, l’intensité du vent est principalement surestimée durant la nuit. Le pic produit en matinée est mieux représenté et les valeurs produites dans la simulation LMDZ6 jusqu’au coucher du soleil se rapprochent plus des observations. Enfin, nous notons que l’intensité du vent produit par LMDZ6 reste plus faible que les données de ERAI, mais systématiquement plus forte que celle de PHYB.

Les conclusions qualitatives restent cependant globalement les mêmes que dans l’article [Hourdin et al. \(2015a\)](#). Les versions nouvelles physiques PHYB ou LMDZ6 produisent un cycle diurne plus marqué que les réanalyses et que l’ancienne version PHYA, qui s’accorde mieux avec les observations. Les différences se traduisent en écart absolu aux observations par un meilleur accord pour la version LMDZ6 que pour la version LMDZ5 PHYB à Banizoumbou et des performances dégradées à Cinzana. Ces différences peuvent être liées à la physique, à la résolution verticale, à la grille horizontale ou à une combinaison avec le forçage par les réanalyses. Nous ne chercherons pas à décortiquer plus avant ces différences ici mais retiendront que les résultats sont suffisamment satisfaisants pour nous concentrer sur l’évaluation de la version LMDZ6. Nous poursuivons donc sur l’évaluation de l’AOD simulé jour à jour par LMDZ6 lorsque l’on introduit des **poussières interactives** à l’aide des données mesurées aux stations de Cinzana et de Banizoumbou. Afin de mieux estimer l’apport des poussières interactives, nous allons montrer également l’AOD produit dans la simulation avec **poussières prescrites** utilisées pour le forçage des simulations CMIP5. Les résultats de ces comparaisons pour les années allant de 2005 à 2013 (années où les valeurs manquantes sont moins importantes) sont illustrés par les figures [4.10](#) et [4.11](#).

En analysant les données in-situ, nous notons une variation (inter annuelle, saisonnière et spatiale) de l’AOD assez significative. L’évolution journalière de l’AOD présente également une variabilité très

forte. Les valeurs mesurées, généralement supérieures à 0.2, sont plus fortes durant la première saison sèche (notamment au Printemps) et plus faibles en saison des pluies (notamment en Août). C'est donc durant la première saison sèche que les pics les plus élevés dans l'AOD sont observés en lien avec les forts événements de poussières, avec des valeurs pouvant atteindre 4.2 (voir figure 4.11, Cinzana 2010, 19 Mars et 10 Juin).

En introduisant les poussières interactives dans le modèle, nous arrivons à reproduire une variabilité inter annuelle et intra saisonnière de l'AOD assez réaliste. En analysant plus en détails l'évolution journalière, nous constatons que durant la première saison sèche, une sous-estimation est généralement relevée au printemps, particulièrement à la station de Banizoumbou. Toutefois, nous remarquons que le modèle arrive à représenter certains des pics observés, même si nous notons que parfois, les valeurs obtenues sont plus fortes que dans les données. Le pic observé en mai 2007 à Cinzana et Banizoumbou est par exemple surestimé dans le modèle respectivement d'un facteur 2.2 et 3.5 environ. Nous constatons que la saison des pluies et le début de la saison sèche entre octobre et décembre sont généralement bien représentées avec des valeurs proches des mesures au sol. Nous notons cependant en juillet 2006 à Cinzana un événement d'émission très fort d'émission non observé. Cela peut être dû au fait que la sensibilité des émissions à l'humidité des sols (renforcement de la cohésion des particule par l'humidité) n'est pas prise en compte dans le modèle. Il existe également un autre effet qui n'est pas pris en compte dans la paramétrisation des émissions de poussières, il s'agit des bourrasques liées aux poches froides et aux thermiques.

Il est à noter que l'absence de prise en compte de l'effet sur l'émission des bourrasques de vent de surface et de l'humidité des sols sur la cohésion des poussières ont à priori des effets opposés. Il est donc possible que le relativement bon accord l'été soit obtenu en partie grâce à une compensation d'erreurs.

Ainsi la variabilité journalière de l'AOD dans les simulations avec poussières interactives est généralement cohérente avec les observations in-situ se distinguant significativement des simulations avec poussières prescrites. Nous notons que les valeurs d'AOD dans les simulations avec poussières prescrites sont positionnées plus ou moins à la base de celles produites dans les simulations avec poussières interactives (sauf lors d'événements poussiéreux qui s'étendent sur plusieurs jours comme en janvier 2005 et 2007) en saison sèche. Elles sont quasiment les mêmes au printemps et en été, présentant ainsi des valeurs en août généralement surestimées.

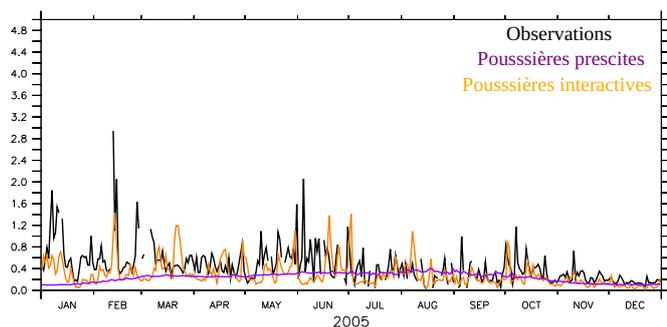
Au vu de ces résultats relativement réalistes, nous pouvons à présent mesurer l'impact des poussières sur le bilan d'énergie à la surface.

4 Impact des aérosols sur le bilan d'énergie à la surface en Afrique de l'Ouest

Dans cette section, nous voulons à travers l'analyse des simulations avec des poussières interactives mesurer l'apport de la modélisation des poussières désertiques sur la représentation du bilan d'énergie à la surface en Afrique de l'Ouest, mais également estimer l'impact radiatif des aérosols sur le bilan d'énergie.

Pour ce faire, nous allons à nouveau confronter les données d'observations de flux mesurés aux sites du transect latitudinal (Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira) pour l'année 2006 aux sorties de

a) Cinzana



b) Banizoumbou

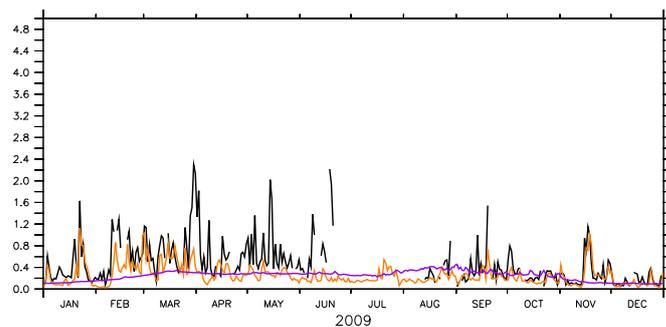
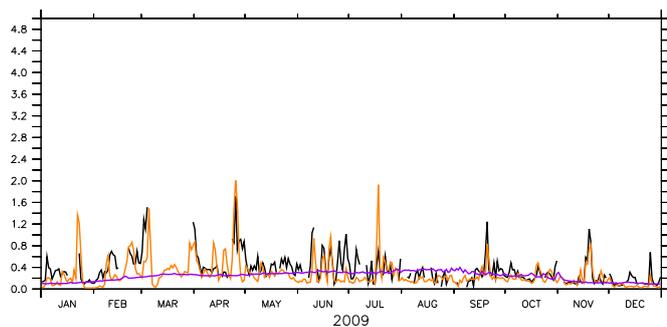
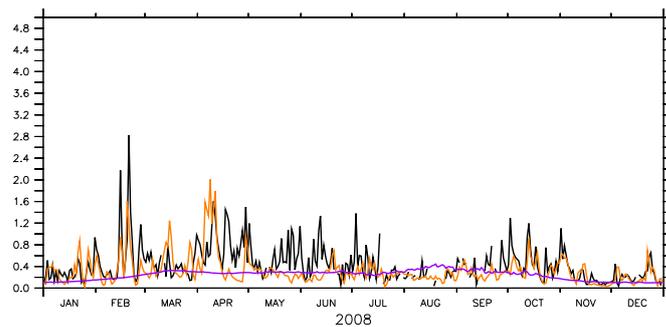
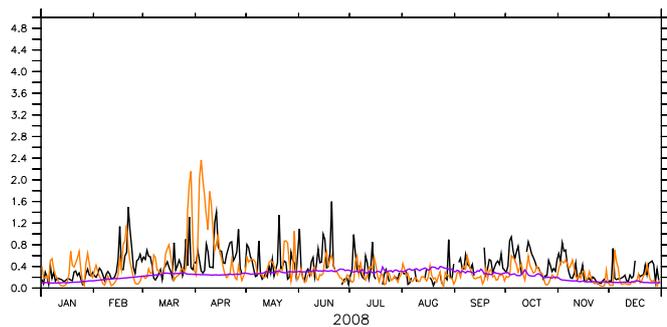
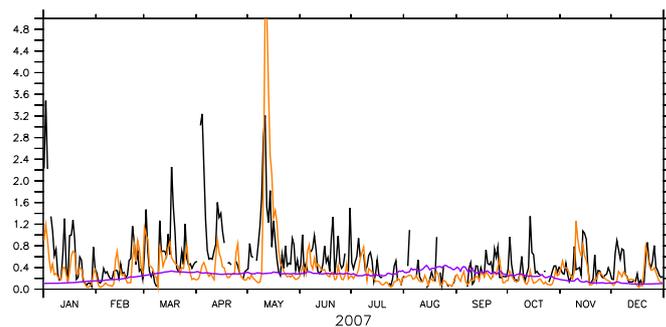
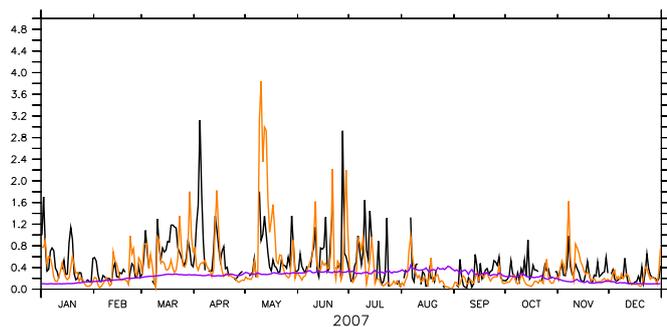
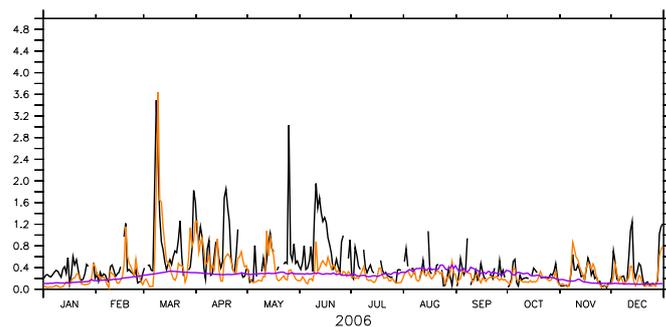
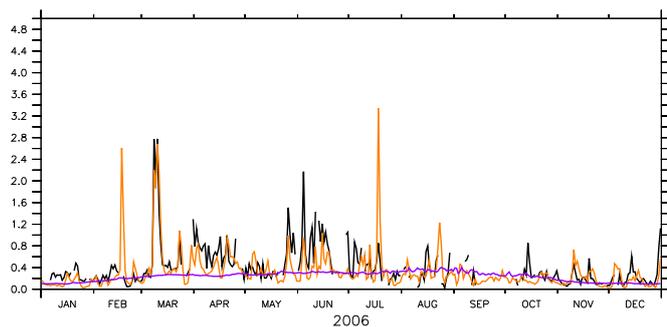
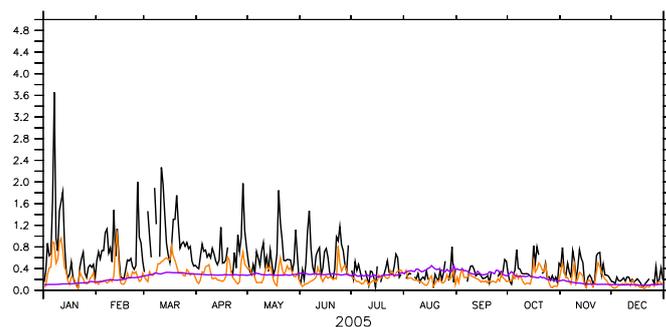
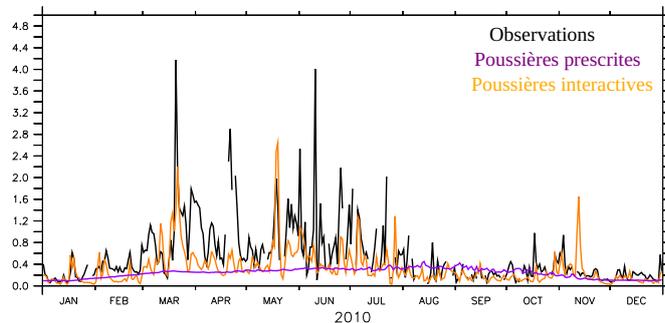


FIGURE 4.10 – Évolution journalière de l'AOD mesuré aux stations (noir) de Cinzana (a) et Banizoumbou (b) comparée aux sorties d'AOD des simulations effectuées avec poussières prescrites (violet) et interactives (orange). Les graphiques du haut en bas représentent les résultats obtenus pour les années allant respectivement de 2005 à 2009

a) Cinzana



b) Banizoumbou

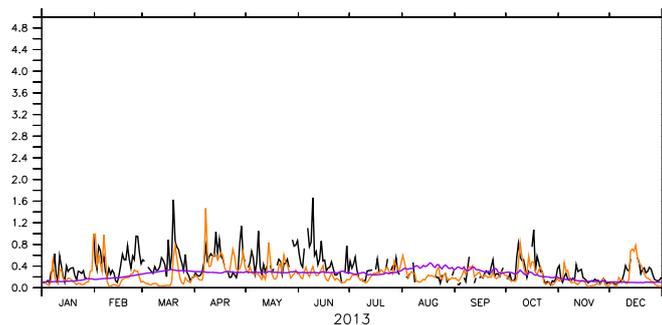
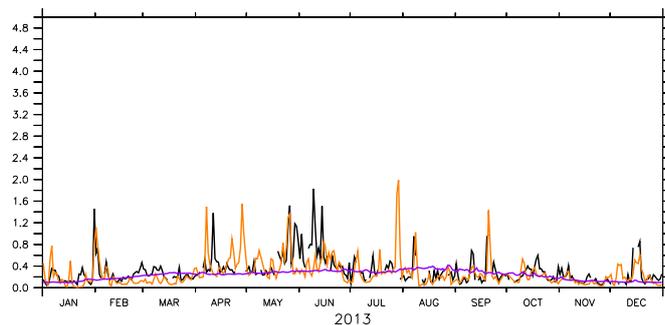
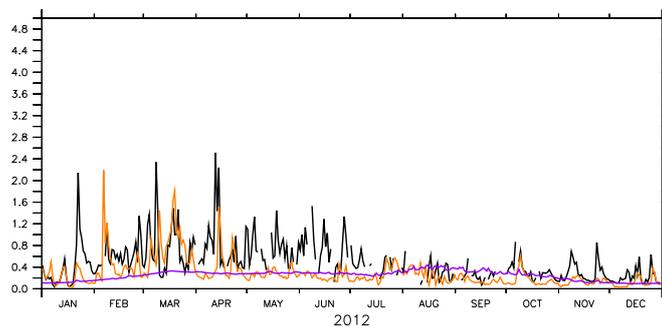
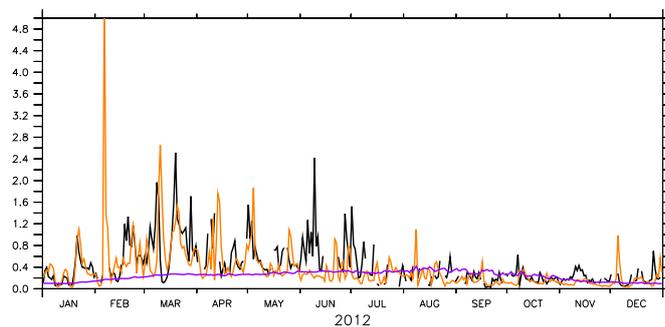
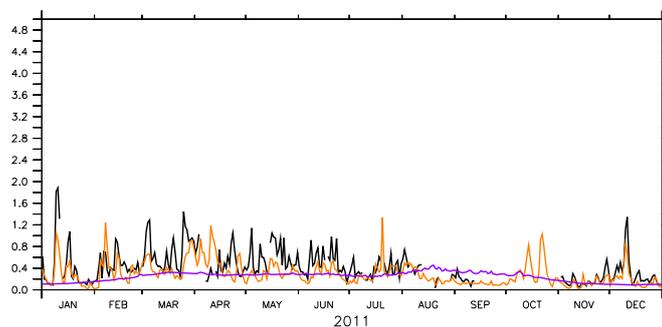
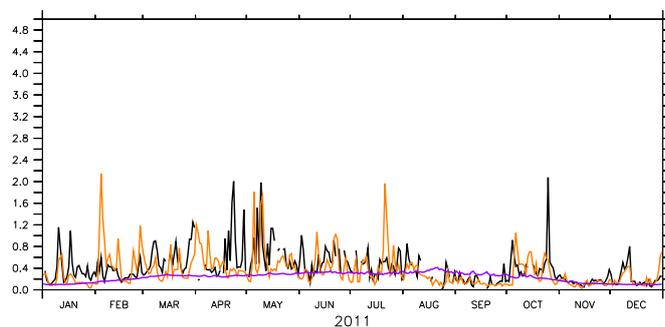
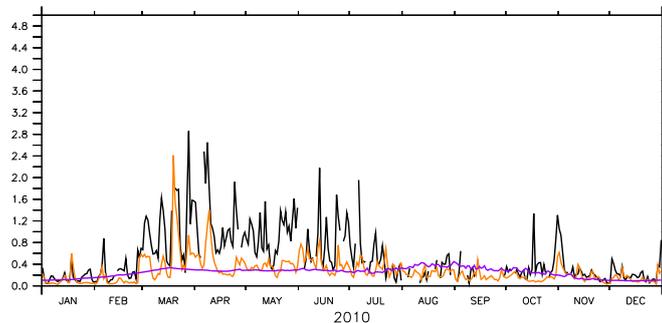


FIGURE 4.11 – Évolution journalière de l’AOD mesuré aux stations (noir) de Cinzana (a) et Banizoumbou (b) comparée aux sorties d’AOD des simulations effectuées avec poussières prescrites (violet) et interactives (orange). Les graphiques du haut en bas représentent les résultats obtenus pour les années allant respectivement de 2010 à 2013

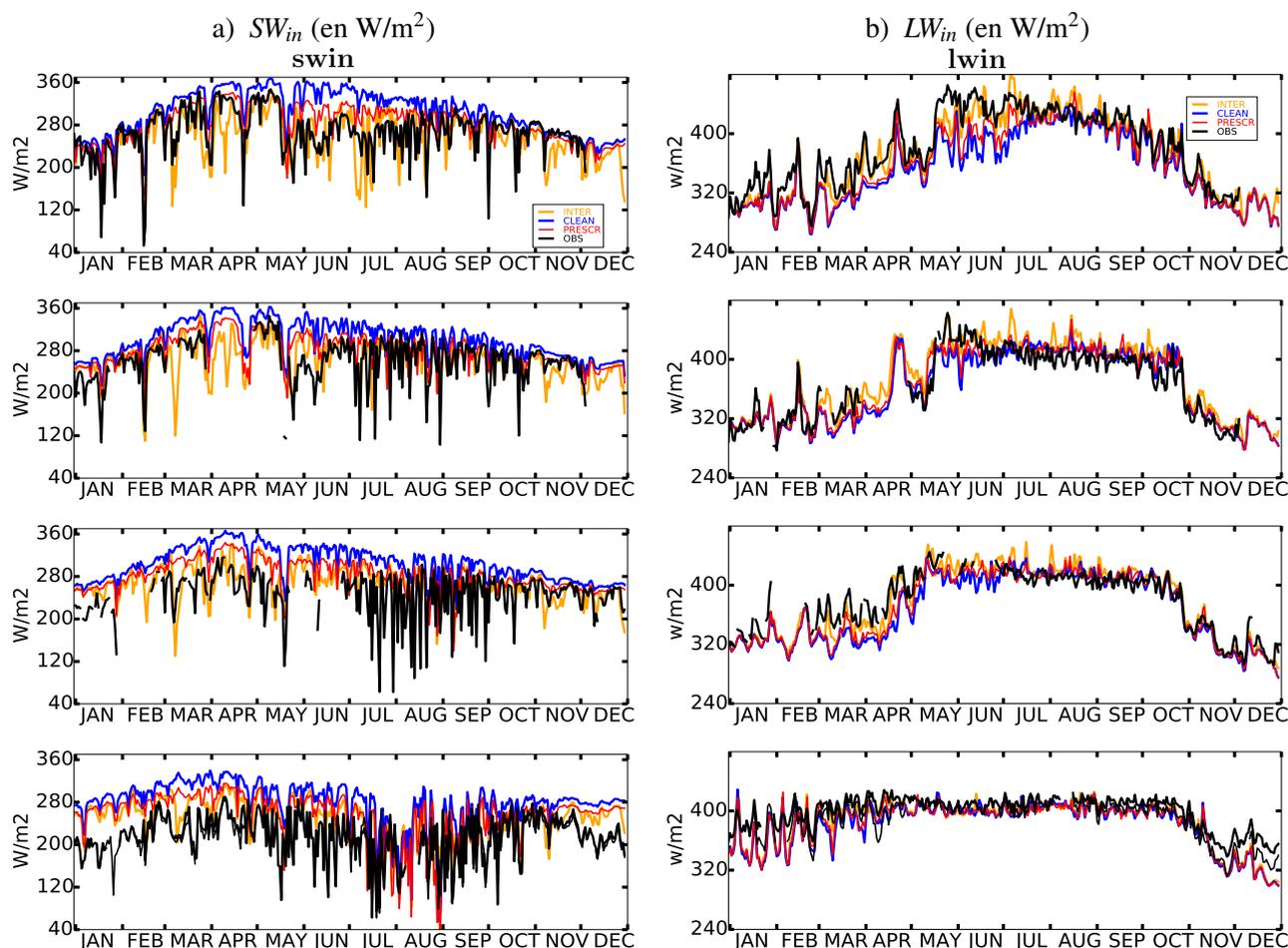


FIGURE 4.12 – Évolution journalière des flux (en W/m^2) solaire (SW_{in} , a) et infra-rouge (LW_{in} , b) descendant de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PRESCR (rouge), INTER (orange) et CLEAN (bleu).

simulations effectuées : i) avec poussières prescrites, ii) avec poussières interactives et iii) sans poussières. Pour alléger le discours, ces simulations seront respectivement appelées "**PRESCR**" (il s'agit de la simulation **SIMU2** du Chapitre 3), "**INTER**" et "**CLEAN**". En général, les stations mesurant l'AOD et les flux ne sont pas cocalisées. Cependant c'est presque le cas pour les stations de Wankama (du transect latitudinal dédié à l'étude de la mousson) et Banizoumbou (du transect sahélien dédié à l'étude des poussières désertiques), la station de Wankama étant situé à 15 km plus au nord de la station de Banizoumbou.

4.1 Impact des aérosols sur le rayonnement arrivant à la surface

Rayonnement solaire

Cette première partie est consacrée à l'analyse de l'impact des poussières interactives sur le flux solaire arrivant à la surface, SW_{in} . Pour ce faire, nous commençons par comparer la représentation

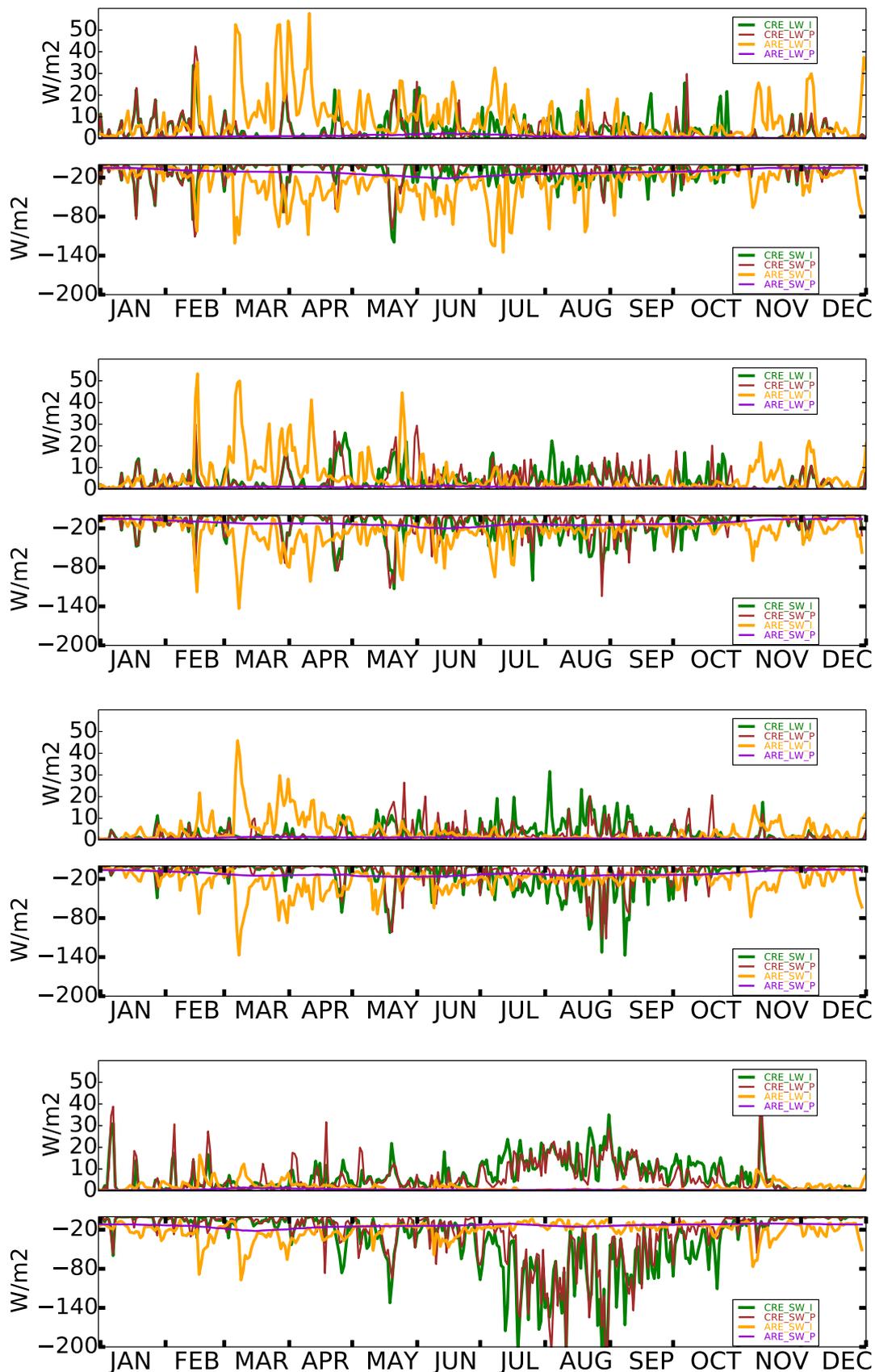


FIGURE 4.13 – Évolution journalière de l'effet radiatif en SW (graphique du bas) et LW (graphique du haut) des nuages (CRE) et des aérosols (ARE) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wan-kama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas) dans les simulations PRESCR (respectivement en trait marron et violet) et INTER (respectivement en trait vert et orange).

de ce flux dans les simulations INTER et PRESCR (figure 4.12a). Nous constatons tout d'abord que le modèle produit plus de variabilité sur l'évolution journalière du SW_{in} dans la simulation INTER comme nous l'avions anticipé dans les conclusions de l'article Diallo et al. (2017). Les pics inversés observés dans les données in-situ sont beaucoup mieux représentés avec la simulation INTER qu'avec la simulation PRESCR, en accord avec les résultats vus sur l'AOD. Ensuite, nous remarquons que les surestimations relevées au printemps et en été sur le SW_{in} dans la simulation PRESCR sont généralement réduites dans la simulation INTER. Ceci concorde avec les argumentations données sur l'analyse de l'impact des aérosols dans la section 5.4 de l'article Diallo et al. (2017). En hiver par contre, les surestimations relevées dans la simulation PRESCR (début janvier pour la zone sahélienne et de décembre à mi-janvier pour la zone Soudanienne) restent pratiquement inchangées. La station de Banizoumbou étant proche de celle de Wankama, cette sur-estimation concorde avec la sous-estimation de l'AOD début janvier dans le modèle. Pour finir, nous notons que la simulation INTER sous-estime les flux SW_{in} en novembre.

Pour comprendre les résultats obtenus sur le SW_{in} , nous avons examiné le CRE (Cloud Radiative Effect, *en anglais*) et le ARE (Aerosols Radiatifs Effect, *en anglais*) des simulations PRESCR et INTER aux différentes stations (voir figure 4.13).

Nous constatons que le CRE est à peu près le même dans les simulations PRESCR et INTER, sauf au centre et sud du Sahel, où nous voyons un peu plus d'effet radiatif des nuages entre mi-Juillet et Mi-Août dans la simulation INTER. Durant cette période, nous notons par l'analyse des figures 4.14 et 4.15, que la fraction occupée par les nuages bas augmente à ces stations. En dehors de ces mois, la réduction des biais dans la simulation INTER au printemps (et même en été pour la station de Bamba) est principalement due à l'augmentation de l'effet radiatif des poussières. Les biais en hiver (début Janvier pour la zone sahélienne et de Décembre à mi-Février pour la zone Soudanienne, voir figure 4.10) restent inchangés, parce que l'ARE dans les simulations PRESCR et INTER sont pratiquement de même valeur durant ces périodes (inférieures à 20 W/m^2 en valeur absolue). En comparant nos résultats à ceux obtenues par Slingo et al. (2009), il semble que l'ARE à ces périodes soit sous-estimé par le modèle. En s'intéressant au mois de Novembre au Sahel, nous constatons que la sous-estimation constatée sur le SW_{in} dans la simulation INTER coïncide avec une augmentation de l'ARE. Ce qui peut signifier que le modèle simule un peu trop de poussières en comparaison aux observations durant ce mois.

Pour mieux comprendre l'impact des aérosols sur le SW_{in} , nous allons à présent analyser les résultats de la simulation CLEAN également illustrés sur la figure 4.12a. Nous constatons qu'en l'absence d'effet radiatif des aérosols, l'intensité des pics inversés dans le SW_{in} est fortement réduite et parfois même non reproduite. Nous remarquons que l'évolution du SW_{in} prend dans ce cas une forme (en moyenne) convexe au Sahel vu que l'extinction solaire due à l'augmentation de l'AOD au printemps n'est pas prise en compte. Ainsi, dans la simulation CLEAN, les valeurs en moyenne du SW_{in} croissent de Janvier jusqu'en Avril (atteignant des valeurs d'environ 360 W/m^2 au lieu de 300 W/m^2 par exemple à Bamba) puis, décroissent jusqu'en décembre. Les surestimations les plus importantes en comparaison aux observations et à la simulation INTER sont pour le Sahel, relevées au printemps et en été (l'ARE dans la simulation INTER est généralement plus fort que le CRE de mi-février à juin au Sahel). Nous remarquons, en analysant la figure 4.16, que les biais en été deviennent de plus en plus

importants au fur et à mesure que l'on s'avance vers le Nord. Ceci concorde avec les résultats obtenus aux stations. Pour la zone soudanienne les biais les plus importants vus sur la simulation CLEAN sont relevés au printemps notamment au mois de Mars. La saison d'été est la période la moins impactée par l'absence d'aérosols. Durant cette période, l'ARE est beaucoup plus faible que le CRE. En valeur absolue, l'ARE est inférieur à 20 W/m^2 tandis que le CRE est supérieur à 100 W/m^2 .

Rayonnement infra-rouge

Nous nous intéressons à présent à l'analyse de l'impact des poussières sur le flux infra-rouge arrivant à la surface. Pour ce faire, comme pour le SW_{in} , nous commençons par examiner la représentation du LW_{in} dans les simulations INTER et PRESCR (voir figure 4.12b). Nous constatons tout d'abord que les différences relevées entre les simulations INTER et PRESCR sont surtout vues en zone sahélienne. Aux stations soudanienne, le CRE LW est généralement dominant en comparaison à l'ARE sauf en février et mars (voir figure 4.13). Et, comme le CRE est pratiquement le même dans les deux simulations, le LW_{in} dans les simulations INTER et PRESCR ne présentent pratiquement pas de différences sauf au niveau du mois de mars où les pics non observés sont corrigés dans la simulation INTER. Les différences entre les simulations INTER et PRESCR en zone sahélienne sont principalement visibles au printemps. Cependant à Bamba, la différence s'étend jusqu'en Juillet. Durant ces périodes, nous constatons que le LW_{in} est plus fort dans la simulation INTER. Cette augmentation, principalement due à l'augmentation de l'ARE dans le LW (voir figure 4.13), permet au modèle de réduire la sous-estimation constatée dans la simulation PRESCR. Cependant, les surestimations constatées aux mois de mai et novembre à Agoufou dans la simulations PRESCR sont également amplifiées. En s'intéressant à la saison des pluies au Sahel, nous notons que le LW_{in} aux stations d'Agoufou et Wankama produit dans la simulation INTER présente quelques pics abrupts plus élevés que dans la simulation PRESCR et non observés dans les données in-situ. Ces pics coïncident avec une augmentation de l'effet radiatif des poussières (pour le mois de juillet) et du CRE (août-septembre) dans la simulation INTER. L'augmentation du CRE est liée à l'augmentation de la fraction des nuages bas (et moyens pour Agoufou) dans la simulation INTER (la figure 4.14).

Pour finir, nous cherchons maintenant à mesurer l'impact des aérosols sur la représentation du LW_{in} à travers l'analyse des résultats de la simulation CLEAN également illustrés sur la figure 4.12b. Nous constatons que l'absence d'aérosols dans le modèle n'a pratiquement pas d'impact sur la représentation du LW_{in} en zone soudanienne, sauf aux mois de mars et avril où l'effet radiatif des poussières est important. En zone sahélienne, la simulation CLEAN présente des biais de sous-estimation au printemps plus élevés que dans la simulation PRESCR. Le biais est amplifié d'environ 10 W/m^2 en mars et avril aux stations et d'environ 20 W/m^2 au mois de juin à Bamba. En analysant la figure 4.16, nous constatons que le biais de sous-estimation en juin est effectivement plus fort au nord du Sahel et que l'absence d'aérosols dans le modèle engendre dans cette zone des biais de sous-estimation sur le LW_{in} durant la saison des pluies notamment au mois de juillet. Enfin en nous focalisant sur l'évolution journalière du LW_{in} durant les mois de mai à juin, nous remarquons que le pic observé à la mi-mai à Agoufou est présent dans la simulation INTER mais pas dans la simulation PRESCR (voir figure 4.12b). Qui plus est, il est de sens opposé dans la simulation CLEAN.

Ensuite, nous constatons en juin l'existence d'un pic inversé dans les simulations PRESCR et CLEAN à Agoufou. Ce dernier est corrigé dans la simulation INTER. Nous en concluons que la modélisation des poussières désertiques permet de mieux prendre en compte le réchauffement de l'atmosphère lors d'événements de poussières et améliore la représentation journalière du LW_{in} .

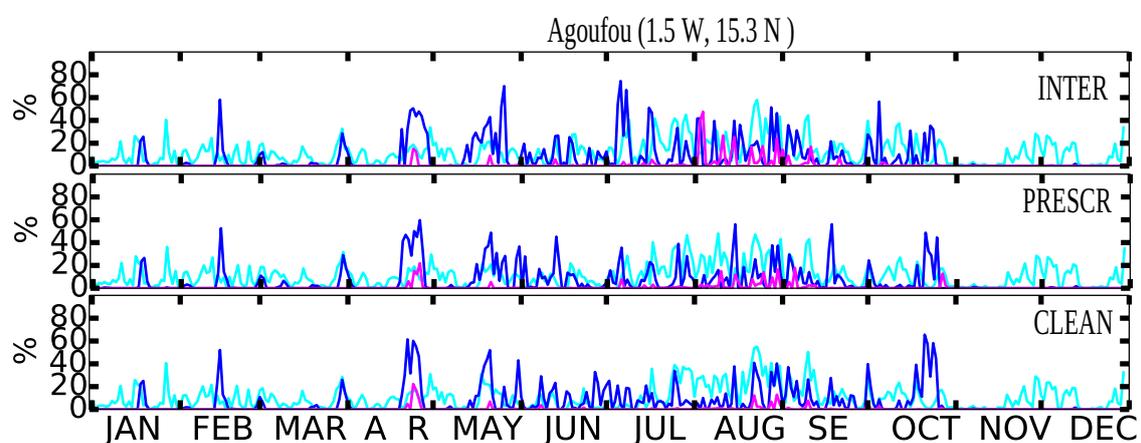


FIGURE 4.14 – Évolution journalière de l'occurrence des nuages bas (rose), moyens (bleu foncé), hauts (cyan) dans les simulations INTER, PRESCR et CLEAN (respectivement de haut en bas) à Agoufou en 2006.

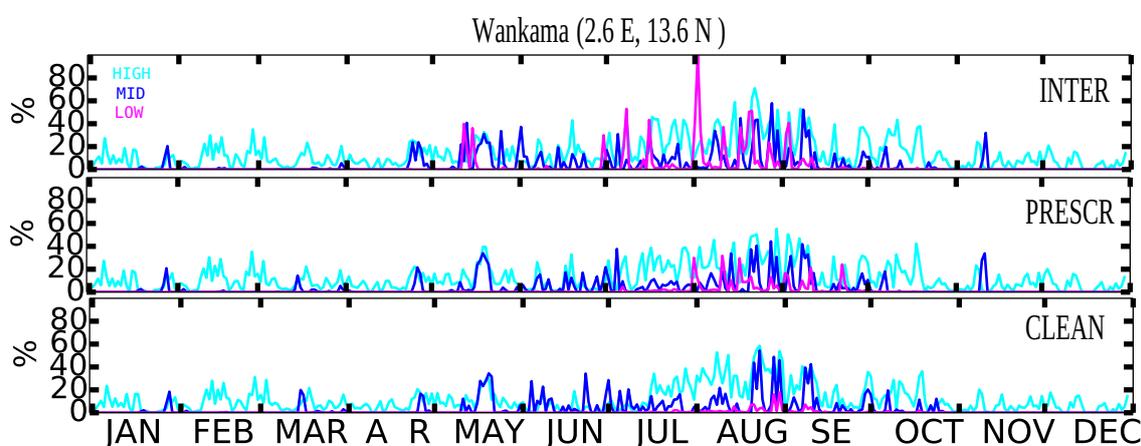


FIGURE 4.15 – Évolution journalière de l'occurrence des nuages bas (rose), moyens (bleu foncé), hauts (cyan) dans les simulations INTER, PRESCR et CLEAN (respectivement de haut en Bas) à Wankama en 2006.

Au vu des accords obtenus avec les observations à l'échelle locale, nous pensons que le modèle fournit une assez bonne estimation de l'effet radiatif des aérosols. Aussi, nous présentons sur la figure 4.17, une estimation régionale de l'effet radiatif des aérosols à la surface (ARE). Il est en moyenne sur le printemps maximum aux côtes Mauritanienne et Sénégalaise avec environ 80-90 W/m^2 (en valeur absolue) dans le SW et 10-20 W/m^2 au printemps dans le LW. En dehors des côtes, l'ARE dans le SW sur le continent varie entre 20 à 30 W/m^2 au sud de 10 °N et entre 40 à 50 W/m^2 au Nord, maximum aux environ de 15 °N. Il est également élevé sur l'Atlantique nord notamment jusque 30 °W (>30

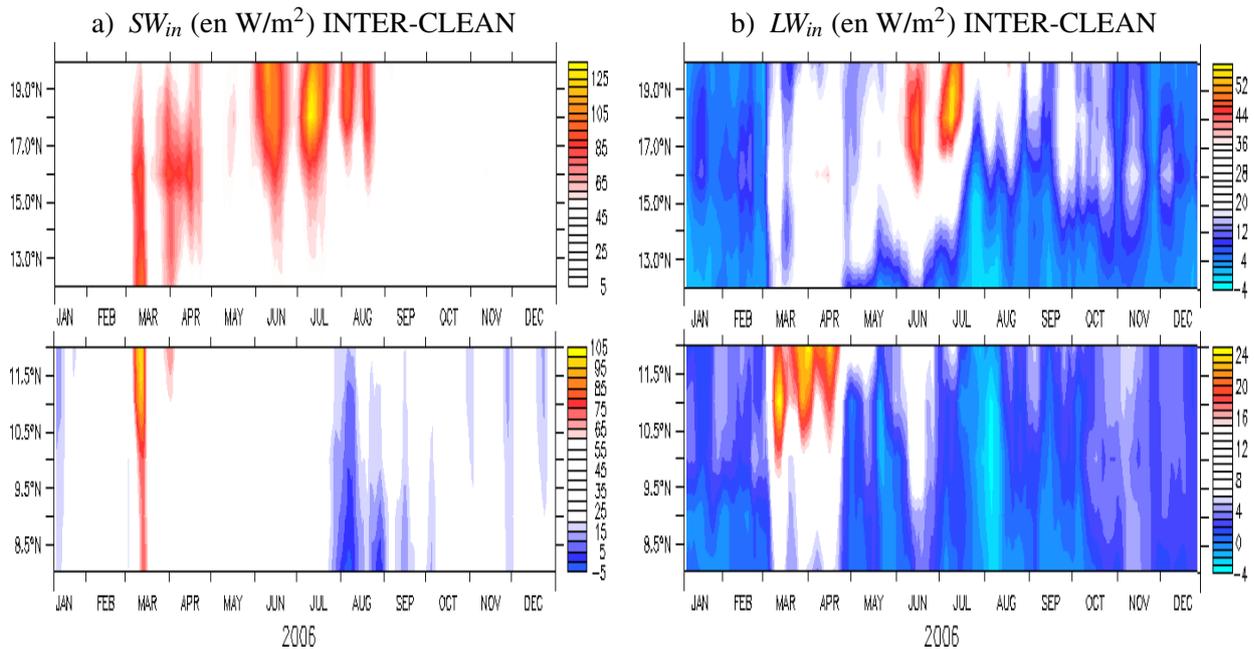


FIGURE 4.16 – Coupe latitudinale-temps de la différence du flux solaire arrivant à la surface (SW_{in} , en W/m^2 , a) et infra-rouge arrivant à la surface (LW_{in} , en W/m^2 , b) entre les simulations INTER et CLEAN, moyennée entre 10 °W et 10 °E. Ces résultats sont montrés sur deux graphiques de différentes palettes, l’une pour la zone sahélienne (en haut) et l’autre pour la zone Soudanienne (en bas)

W/m^2 en valeurs absolue). Dans le LW en revanche, il est très faible sur océan et sur le sud de la région (moins de 5 W/m^2). Tout comme dans le SW, l’ARE dans le LW est maximum aux environ de 15 °N et est de l’ordre de 13-17 °N. En été, à cause de la trajectoire prise par les aérosols, l’ARE est très faible au sud de la région notamment dans le LW. Il est plus élevé à l’ouest de 0° et au Nord de 15°N, spécialement en Mauritanie (40-70 W/m^2 dans le SW et 17-25 W/m^2 dans le LW en valeur absolue).

4.2 Impact des aérosols sur le rayonnement net et la température à 2m

Dans cette partie, nous cherchons tout d’abord à déterminer l’effet des poussières interactives sur le rayonnement net. En analysant la figure 4.18, nous constatons que la variabilité des flux solaire et infra rouge absorbés est mieux représentée dans la simulation INTER. Les pics observés en saison sèche au Sahel sont mieux représentés. Il en résulte alors une meilleure représentation de la variabilité journalière du R_{net} (voir figure 4.19a). Avec l’introduction des poussières interactives, la représentation du SW_{net} est légèrement améliorée dans le modèle. Cependant, à cause des biais sur les valeurs de l’albédo de surface (voir chapitre 3 figure 3.3) mais également des biais de surestimation restant sur le SW_{in} , le SW_{net} reste surestimé notamment au mois de juin en zone sahélienne et en hiver en zone soudanienne. L’augmentation du LW_{in} au printemps par les poussières induit une augmentation du LW_{net} dans la simulation INTER car le LW_{up} reste pratiquement inchangé (non montré). De ce fait, les biais sur le LW_{net} sont réduits à Bamba et Wankama et amplifiés à Agoufou (voir figure 4.18b). En conséquence de ces résultats, la surestimation du R_{net} n’est que légèrement réduite. Ainsi, malgré l’introduction des poussières interactives et un impact généralement très positif sur les flux incidents, le

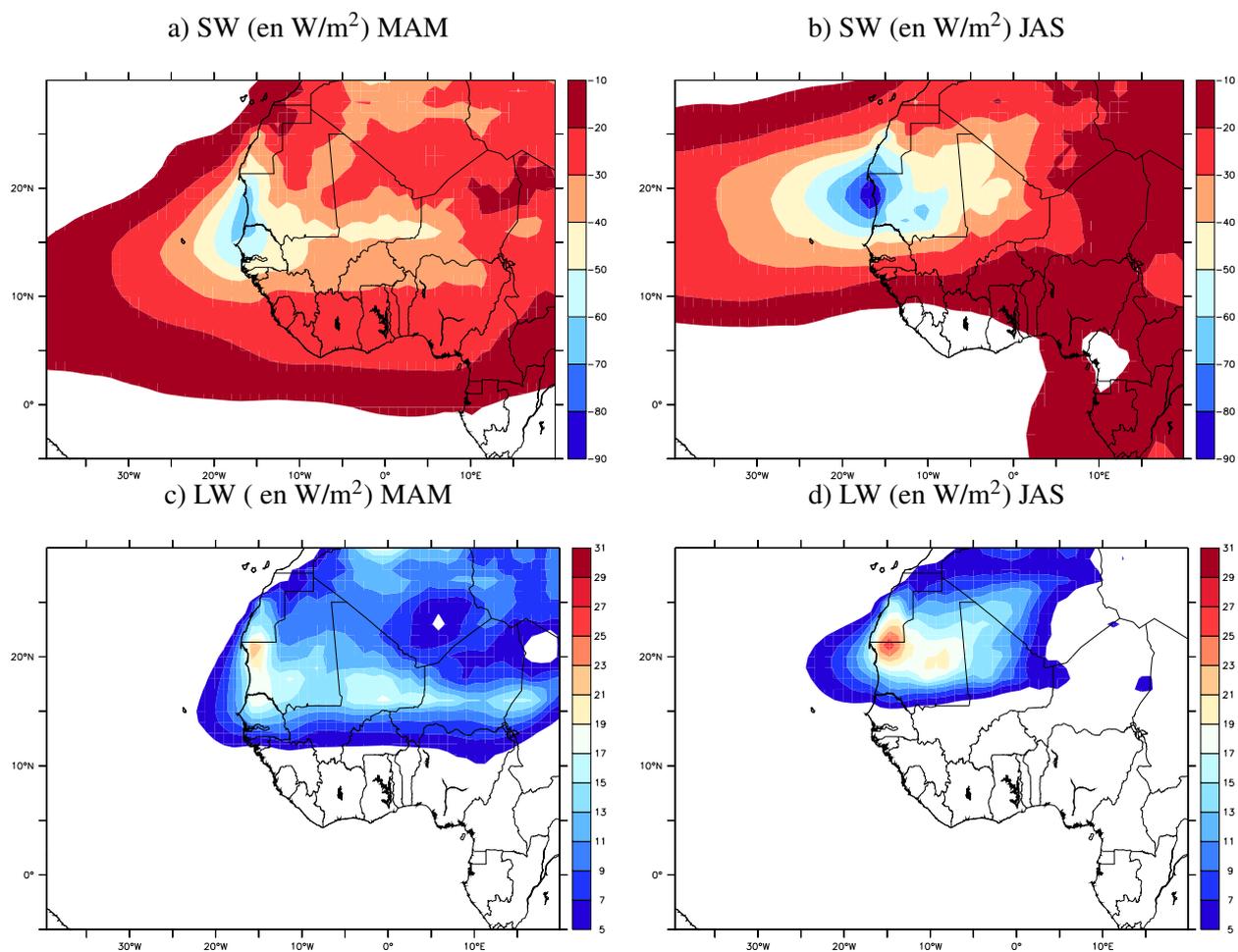


FIGURE 4.17 – Carte de l'effet radiatif des aérosols (en W/m^2) dans le SW (a et b) et LW (c et d) moyenné sur les mois de mars-avril-mai (MAM, à gauche) et juillet-août-septembre (JAS, à droite) en 2006.

bilan radiatif est souvent surestimé. Comme mentionné dans le chapitre 3, le flux sensible (H) produit par le modèle en zone sahélienne présente un bon accord avec les observations avec des poussières prescrites. L'introduction des poussières interactives dans le modèle induit très peu d'impact sur H (voir figure 4.19b). Cependant avec elles, le modèle présente une meilleure variabilité de H, sauf au printemps à Wanakama où cela induit une sous-estimation. Aussi, le biais de surestimation relevés aux stations soudanaises, n'est pas corrigé.

En l'absence d'aérosols dans le modèle (voir figure 4.18), la représentation du SW_{net} est directement impactée par l'augmentation des biais de surestimation relevés sur le SW_{in} (sauf en juin à Wankama où l'albédo est plus élevé dans la simulation CLEAN en comparaison à la simulation INTER). La surestimation augmente notamment au printemps et en été en zone sahélienne et en hiver en zone soudanienne. De même, nous notons sur le LW_{net} une sous-estimation résultant directement des biais de sous-estimation relevés sur le LW_{in} en saison sèche, tandis qu'en saison humide, avec l'augmentation du SW_{net} dans la simulation CLEAN, le modèle produit une surestimation du LW_{in} . Aussi, la représentation du LW_{net} est impactée par la somme des biais vus sur le LW_{in} et le SW_{net} . Au final, l'effet des aérosols sur le bilan radiatif net à la surface au Sahel est globalement faible en dehors des mois de mars-avril pour le printemps et de mi-mai à mi-septembre pour l'été, où le R_{net} augmenterait respectivement d'environ 25 W/m^2 et 20 W/m^2 . À cause du changement sur l'albédo en juin à Wankama, un effet est également vu sur le R_{net} qui diminue d'au moins 30 W/m^2 se rapprochant plus des valeurs observées (90 W/m^2 en moyenne). En zone soudanienne, le manque d'aérosols produit une légère augmentation sur le R_{net} durant toute l'année en particulier de mi-février à mars et de mai à mi-juillet d'environ 20 W/m^2 .

Maintenant, nous nous intéressons à l'effet des poussières interactives sur la température à 2m. En analysant la figure 4.20, nous constatons que l'impact de l'introduction des poussières interactives dans le modèle sur la température à 2m est très faible. En effet, nous constatons que les évolutions journalières de T_{2m} (minimale, maximale et moyenne) dans les simulations INTER et PRESCR sont très proches. Cependant, nous arrivons à distinguer au Sahel une légère augmentation sur T_{2m} avec les poussières interactives essentiellement au printemps et en fin d'année (novembre-décembre). Cette augmentation est principalement constatée durant la nuit. À Bamba par exemple, nous notons durant le mois d'avril une augmentation d'environ 0.8 K de T_{2m} dans la simulation INTER. Cette augmentation principalement vue sur T_{min} (0.6K de plus que dans T_{max}) résulte de l'augmentation de l'effet de serre dû aux poussières interactives visible sur le LW_{in} . Cependant, nous constatons que le biais froid en saison sèche au Sahel reste très important.

Nous constatons ensuite que l'absence d'aérosols dans le modèle n'impacte que très peu l'évolution journalière de la température à 2 m (voir sur la figure 4.20). Aussi, en étudiant l'effet des aérosols sur l'amplitude diurne des températures (voir figure 4.21), nous arrivons à percevoir au Sahel un écart entre la simulation INTER et la simulation CLEAN au printemps, essentiellement de fin mai à juillet et en hiver durant le mois d'octobre. Par exemple à Bamba et à Agoufou l'écart est très fort en juin d'environ 3 K.

Ainsi, malgré le fort impact des aérosols sur les flux radiatifs au printemps, l'effet des aérosols sur T_{2m} durant cette période reste très faible dans le modèle. Ce faible impact peut être dû au fait que la valeur de l'émissivité à la surface est fixée au maximum dans le modèle ($\epsilon=1$). Ainsi, le rayonnement

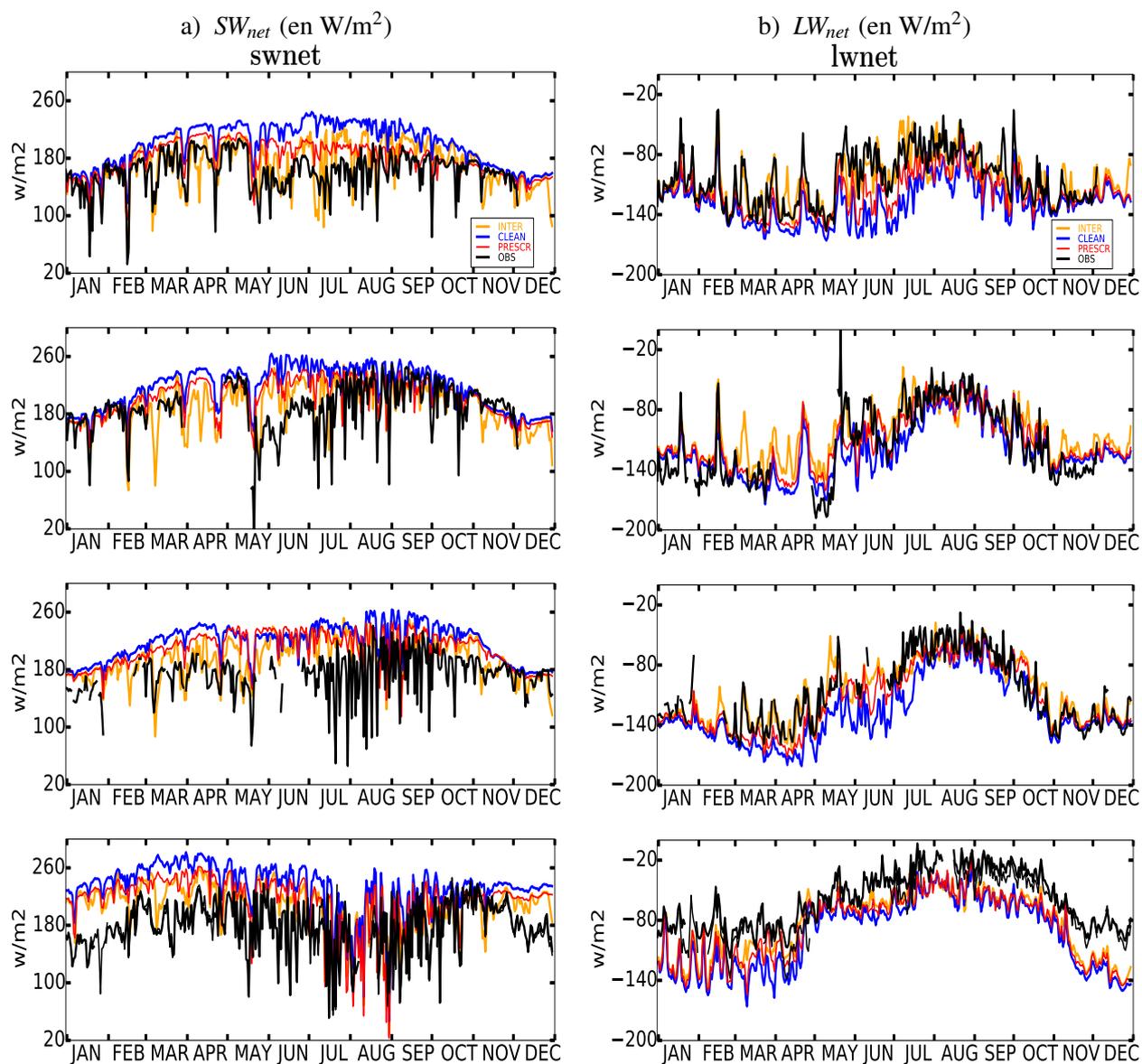


FIGURE 4.18 – Évolution journalière des flux net absorbés (en W/m^2) en solaire (SW_{net} , a) et infra-rouge (LW_{net} , b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in-situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PRESCR (rouge), INTER (orange) et CLEAN (bleu).

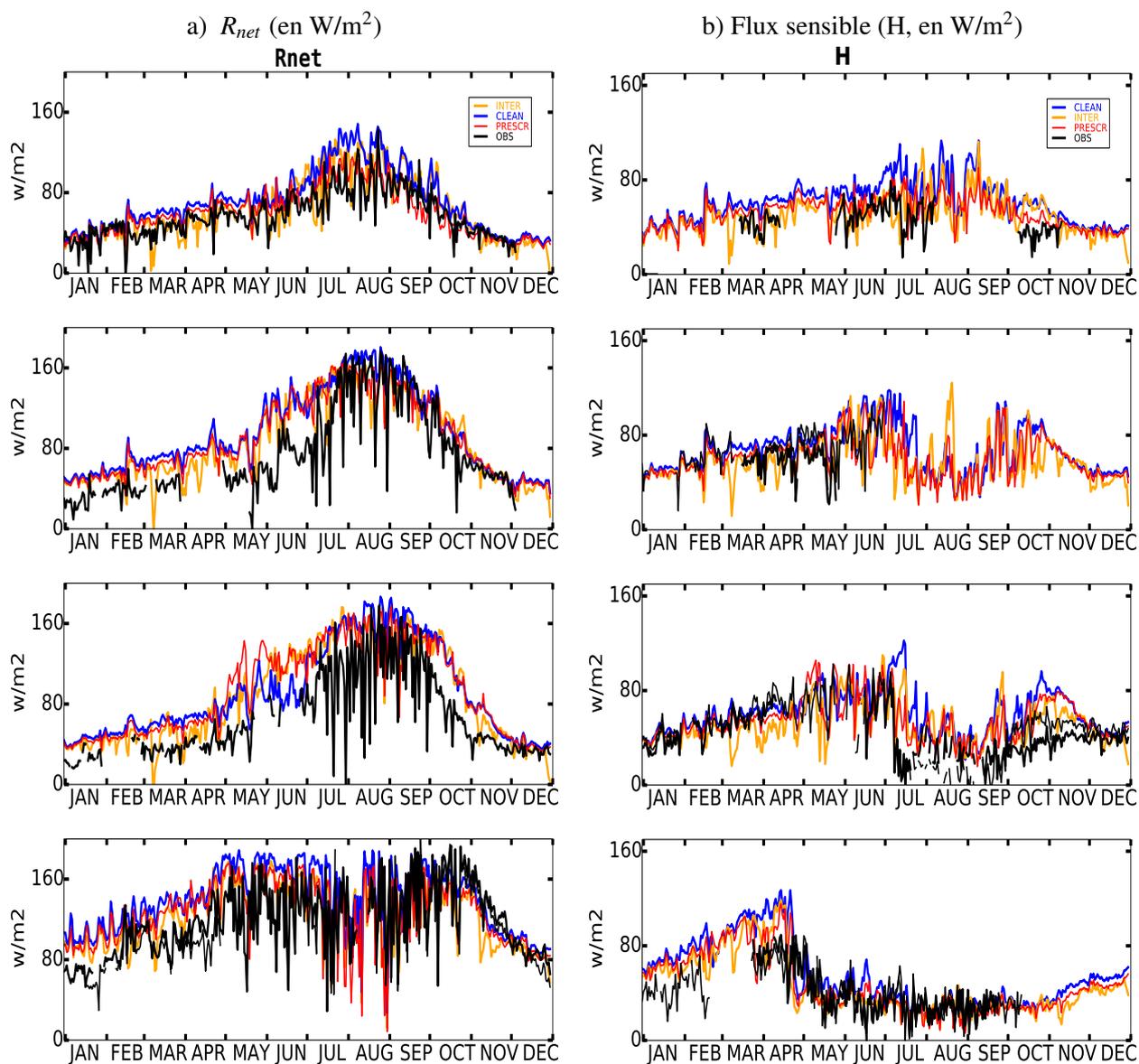


FIGURE 4.19 – Évolution journalière du rayonnement net (en W/m^2 , R_{net} a) et du flux de chaleur sensible (H , en W/m^2 , b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement du haut en bas). Les 3 courbes correspondent aux donnée d'observations (noir) et des sorties de simulations PRESCR (rouge), INTER (orange) et CLEAN (bleu).

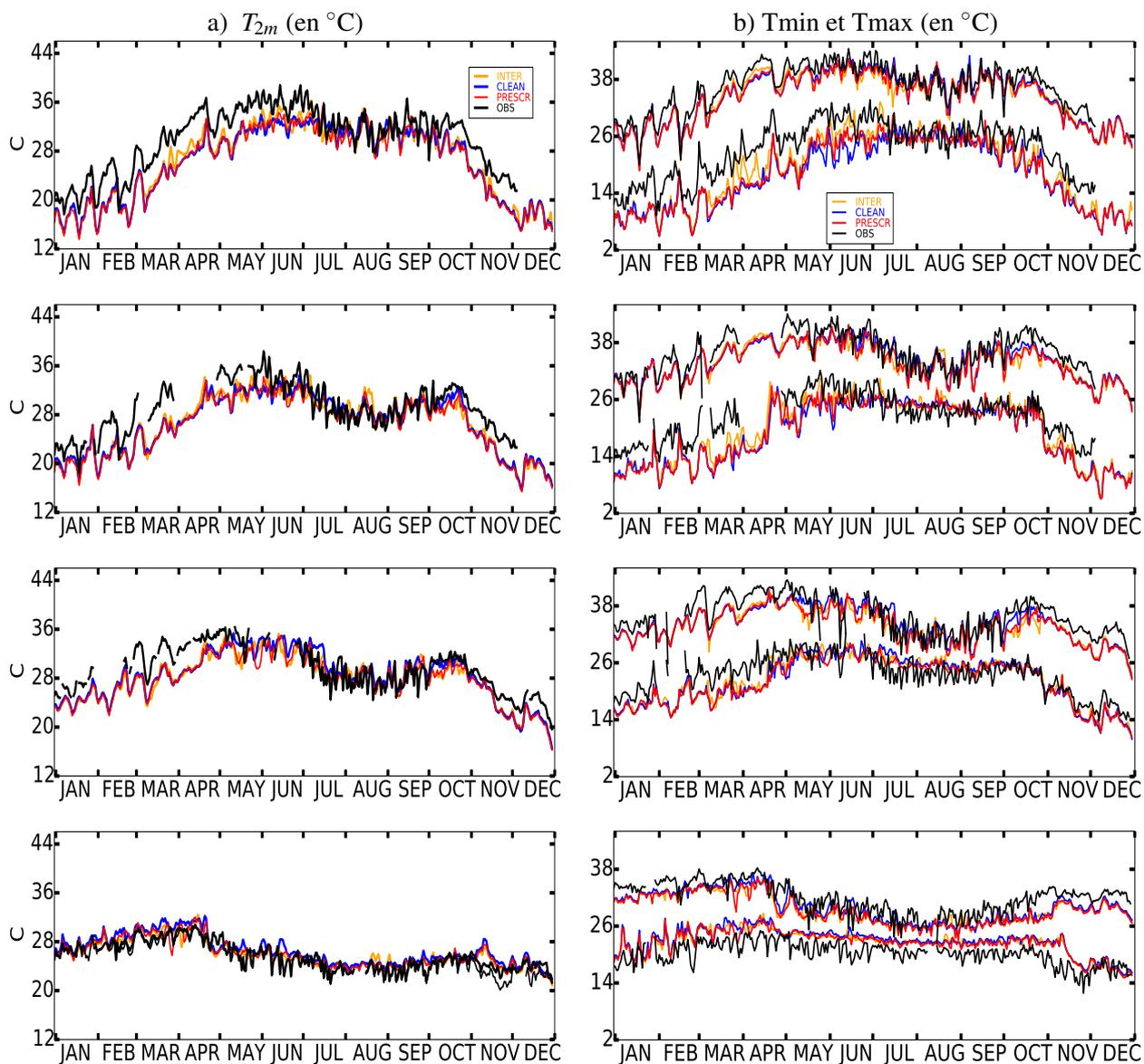


FIGURE 4.20 – Évolution journalière de la température à 2 m (T_{2m} , en °C, a) et des températures (en °C) minimales et maximales (respectivement Tmin et Tmax, b) de l'année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas). Les données d'observations in situ (noir) sont comparées aux sorties des simulations PRESCR (rouge), INTER (orange) et CLEAN (bleu).

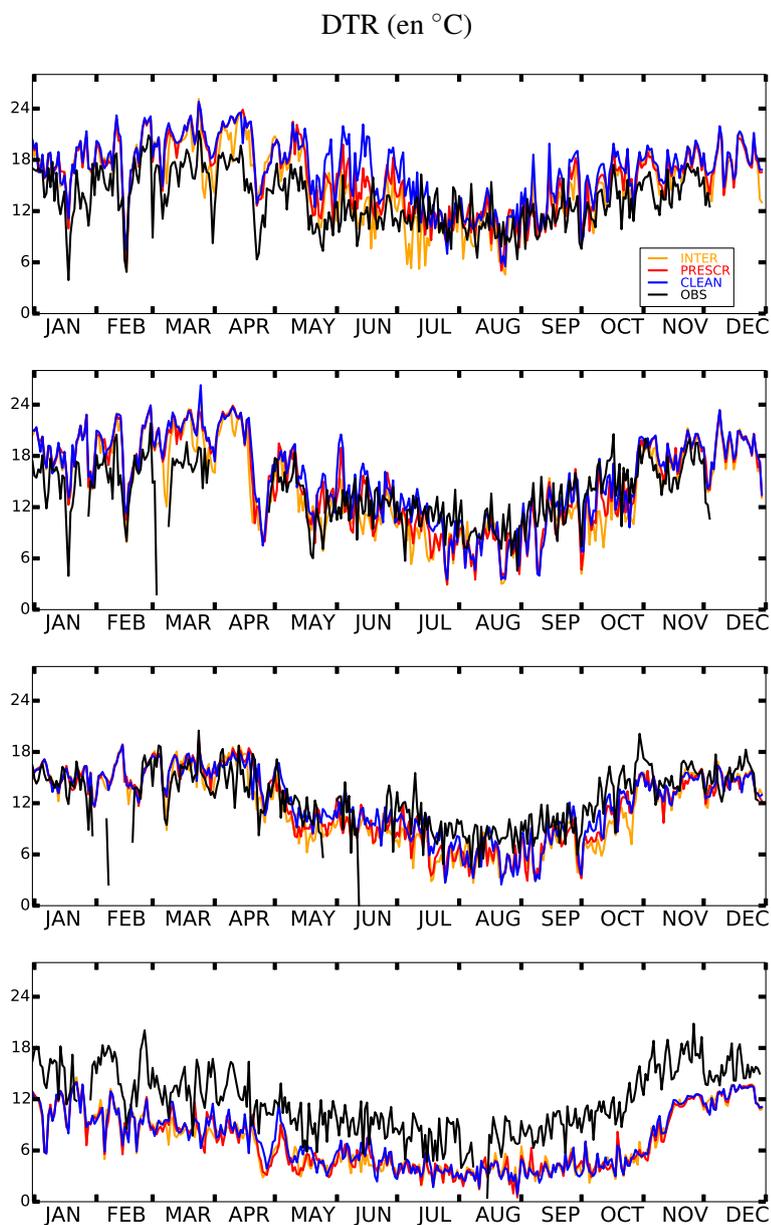


FIGURE 4.21 – Évolution journalière de l’amplitude diurne des températures (en °C) de l’année 2006 aux stations de Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira (respectivement de haut en bas).

tellurique dans le modèle $LW_{up} = \sigma T^4$. Or, suivant les caractéristiques du sol, sa capacité à émettre de l'énergie radiative peut varier notamment sur un sol sableux et sec où il est plutôt proche de 0.95. Du coup, nous avons cherché à connaître quelle était l'erreur commise sur la température pour une baisse d'environ 5 % sur l'émissivité en supposant des valeurs imposées du LW_{net} et du LW_{in} , mais que le LW_{in} soit "réalisé" pour une valeur erronée de la température pour compenser l'erreur sur ϵ . Pour rappel :

$$LW_{net} = \epsilon(\sigma T_s^4 - LW_{in})$$

$$\Leftrightarrow 0 \simeq \frac{\delta\epsilon}{\epsilon} + \frac{\delta(\sigma T_s^4 - LW_{in})}{\sigma T_s^4 - LW_{in}}$$

$$\Leftrightarrow 0 \simeq \frac{\delta\epsilon}{\epsilon} + 4 \frac{\delta T_s}{T_s} \frac{1}{1 - LW_{in}/\sigma T_s^4}$$

Aussi si on se place par exemple à Bamba en Avril pour une température et LW_{in} respectivement d'environ 300 K et 320 W/m² nous aurions alors une augmentation d'environ 1.2 ° C. Ce résultat de calcul fait de manière extrême ne prend pas en compte la rétroaction sur le LW_{in} qui pourrait être plus élevé dans ce cas nous pourrions attendre une augmentation de 2 ° C comme dans [Faysash and Smith \(1999\)](#) et réduire les biais froid.

L'autre piste serait aussi de tenir compte dans le modèle de la rétrodiffusion vers le sol du rayonnement infra-rouge montant par les aérosols. Malheureusement, la diffusion n'est pas prise en compte jusque là et la prise en compte d'une émissivité différente de 1 dans les codes radiatifs dont nous disposons dans LMDZ est prévue mais fondamentalement fautive (Dufresne, communication personnelle).

En conclusion, la modélisation des poussières contribue à améliorer la représentation de la variabilité des flux d'onde courte et longue. Certains pics observés dans ces flux en lien avec l'effet des poussières sont dorénavant reproduits par le modèle. L'extinction solaire est mieux représentée sauf en fin d'année au Sahel. Le rayonnement thermique reçu au printemps est mieux représenté grâce à l'augmentation de l'opacité de l'atmosphère. Cependant durant la saison humide avec la montée de la vapeur d'eau, le LW_{in} est surestimé en comparaison aux observations. Cela induit des flux net mieux représentés sauf à la station d'Agoufou où l'infra-rouge est plus élevé en saison sèche mais compensé en fin d'année par un flux solaire absorbé sous-estimé. Au final, la modélisation des poussières désertiques ne suffit pas à corriger les fort biais restant sur le bilan radiatif net et la température dans le modèle mais les réduit légèrement.

5 Vagues de Chaleurs

5.1 Le projet ACASIS : cas 0

L'ANR ACASIS (Alerte au Canicule Au Sahel et à leurs Impacts sur la Santé) est divisée en 7 axes. Le rôle du premier axe est de définir les objectifs de travail qui seront effectués dans les 6 autres axes et le temps nécessaire pour atteindre ces objectifs afin d'aboutir à la mise en place d'un système d'alerte efficace (axe 6) et d'œuvrer pour le renforcement des capacités (axe 7). Les objectifs des axes 2, 3, 4 et 5 portent respectivement sur :

- la reconstitution et l'analyse des données,
- la caractérisation, la prévisibilité et l'évolution future des vagues de chaleur : cette partie rassemble les critères retenus pour définir les vagues de chaleur au Sahel ainsi que les caractéristiques permettant de les détecter,
- l'étude des processus physiques associés aux vagues de chaleur et aux biais radiatifs dans les modèles de climat,
- l'étude de la vulnérabilité tant sur le plan économique qu'humain, ainsi que des stratégies d'adaptation.

Ainsi, comme mentionné dans l'introduction, les travaux effectués dans la présente thèse sont impliqués dans l'axe 4 de travail. Grâce aux axes 2 et 3 différentes définitions possibles des vagues de chaleur en tant qu'événements intra-saisonniers ont été retenues pour la région Ouest-Africaine. Par exemple, lorsque le T_{min} ou le T_{max} dépasse le 90^{me} percentile durant 3 jours au moins, alors nous avons une vague de chaleur. Les études menées par les scientifiques dans le cadre du projet se sont focalisées sur le printemps, saison à laquelle les températures les plus chaudes sont observées dans la région. Ceux-ci, par l'analyse des données stations (GSOD et GHCN), ont trouvé que les vagues de chaleur ont tendance à correspondre à des anomalies positives plus fortes sur T_{min} et T_{max} (2 à 3°C) qu'auparavant (Moron et al., 2016). Ceci est également le cas dans les prévisions climatiques (Roehrig et al., 2013). De plus, ils ont noté que la fréquence des journées chaudes durant ces 20 dernières années avait augmenté. Cependant, si on regarde les vagues de chaleur en soustrayant les tendances moyennes au réchauffement comme le fait Barbier et al. (2017), il semble que les caractéristiques des vagues de chaleur ont peu évolué au cours des dernières décennies. Il s'agit donc essentiellement d'un décalage des PDF vers des valeurs plus chaudes.

La première réunion de lancement du Projet ACASIS a permis de définir les objectifs principaux, les premières échéances mais surtout le premier cas d'étude de vague de chaleur : **la vague de chaleur du printemps 2010** encore appelée "cas 0".

Les travaux portant sur cette vague de chaleur ont permis de détecter un événement fort de quelques jours durant le mois d'avril (avec des jours et nuits chaudes sur le Sahel où T_{max} > 40°C et T_{min} > 27°C, Barbier et al. (2017)), mais aussi un mois d'avril en moyenne très chaud (Largeron et al., 2017). Ces travaux ont également mis en lumière l'effet de serre de la vapeur d'eau comme principal mécanisme à l'origine de la formation de cette vague de chaleur en ce qui concerne l'Ouest du Sahel. En effet, à travers l'analyse du bilan d'énergie à la surface, Oueslati et al. (2016) et Largeron et al. (2017) ont mis en évidence la corrélation entre l'augmentation de T_{min} et celle du LW_{in} , et l'augmentation du LW_{in} par la vapeur d'eau.

Aussi, dans les travaux qui suivent, nous allons chercher à voir si notre modèle est capable de représenter la vague de chaleur de 2010 ainsi que les processus en cause décelés dans les données tout en essayant de mesurer l'apport des poussières interactives dans cette représentation.

5.2 Analyse de la vague de Chaleur d'avril 2010 dans LMDZ

Oueslati et al. (2016), en étudiant la vague de chaleur du printemps 2010, a montré que la circulation atmosphérique, en advectant de l'air humide sur le Sahel en provenance du golfe de Guinée, jouait un rôle très important dans le maintien des anomalies relevées sur la vague de chaleur (voir 5.1).

Ici, nous allons nous servir des simulations zoomées guidées en vent PRESCR et INTER pour étudier la vague de chaleur d'avril 2010 dans LMDZ.

Les sorties de ces simulations seront tout d'abord évaluées à l'aide des données (MODIS, CERES et BEST) afin de voir si les résultats du modèle confirme les conclusions présentées par Largeron et al. (2017). Les variables analysées dans cette partie seront donc : l'AOD, l'eau précipitable (PRW alias PW dans l'article), les flux arrivant à la surface (SW_{in} et LW_{in}) et les températures à 2m minimale et maximale (Tmin et Tmax).

Pour chacune de ces variables, nous allons étudier sa moyenne sur le mois d'avril 2010 et son anomalie par rapport à la moyenne climatologique des années allant de 2000 à 2013. Les résultats seront représentés sur des cartes de l'Afrique à l'Ouest de 20°N et au nord de l'Équateur (voir figure 4.22, 4.24, 4.25, 4.26, 4.27 et 4.23). Cependant, même si le Nord de l'Afrique sera également montré, les résultats ne seront analysés que sur l'Afrique de l'Ouest.

Analyse de l'AOD en avril 2010 dans LMDZ

Les valeurs d'AOD observées en avril 2010 dans MODIS sont en moyenne comprises entre 0.4 et 0.5 en zone guinéenne et varient très peu suivant la longitude (voir figure 4.22), à l'inverse des zones soudanienne et sahélienne où les valeurs d'AOD sont moins uniformes suivant la longitude. En effet, elles sont faibles à l'Ouest (environ 0.5) et croissent avec la longitude jusqu'à 5°W. À partir de 5°W, les valeurs d'AOD sont très fortes (> 1) notamment au centre du Sahel (entre la frontière Malienne et Nigérienne, l'AOD est de l'ordre de 1.4).

Ces fortes valeurs observées sur l'AOD en zone soudano-sahélienne résultent de la forte présence de poussières dans l'atmosphère durant le printemps 2010. En comparaison aux autres années, l'AOD en avril 2010 présente une anomalie positive (>0.2) au Nord de 10°N, notamment au Centre et à l'Est de la zone (entre 5°W et 12°E). Enfin, une faible anomalie négative (environ 0.1) est observée sur la Mauritanie.

En comparaison aux observations, les valeurs d'AOD dans la simulation PRESCR sont très faibles. En effet, elles sont comprises entre 0.2 et 0.4 sur toute la région, présentant ainsi un écart allant jusqu'à 1 au Sahel. De plus, en utilisant les fichiers de climatologies mensuelles, les valeurs mensuelles d'AOD sur 10 ans sont pratiquement les mêmes. Aussi il n'est pas possible de reproduire les anomalies observées avec les poussières prescrites. Comme nous pouvons le voir sur la figure 4.22 et comme attendu, l'anomalie dans la simulation PRESCR est quasi-nulle.

Avec l'introduction des poussières interactives, le modèle produit des valeurs d'AOD un peu plus réalistes. En effet, nous constatons que les valeurs d'AOD dans la simulation INTER présentent tout

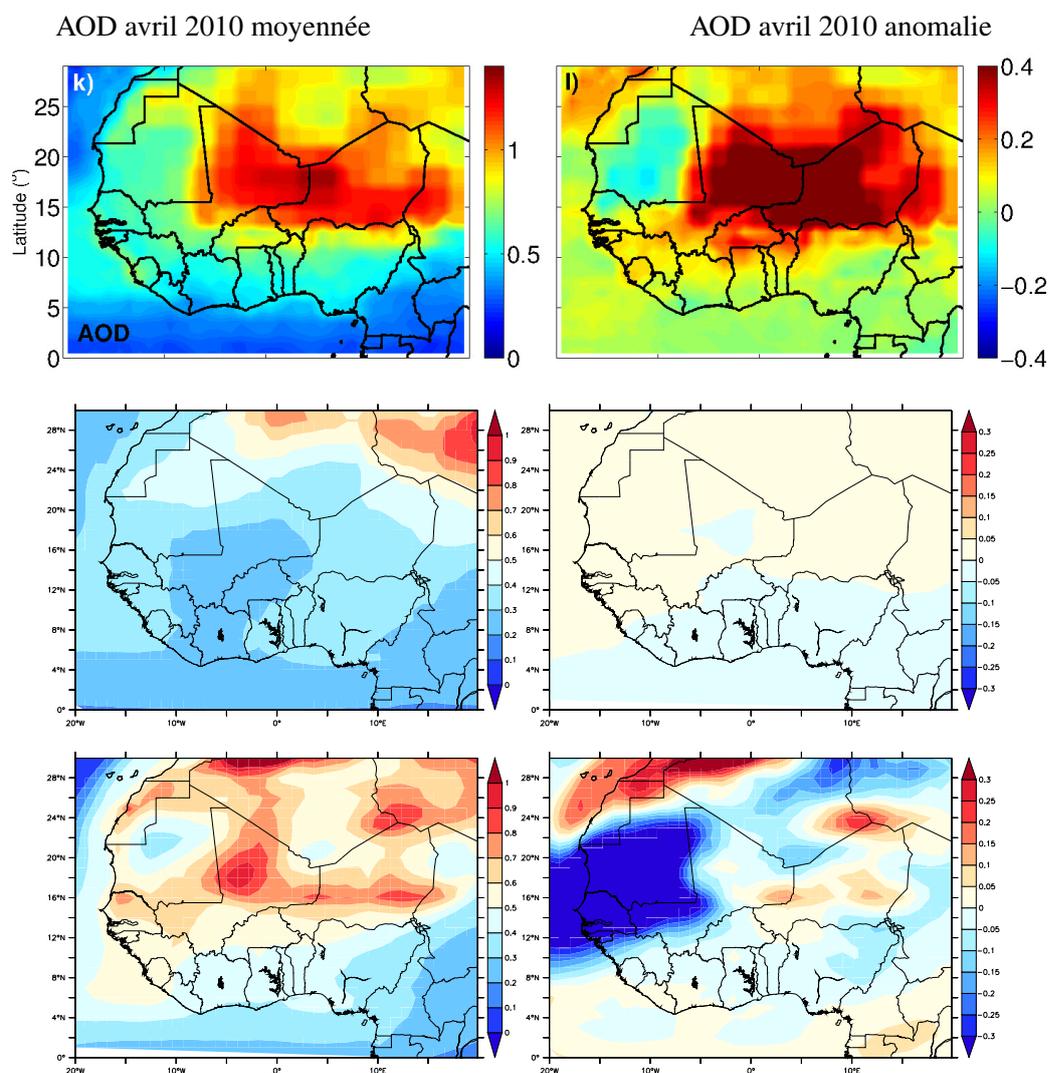


FIGURE 4.22 – Carte de la profondeur optique des aérosols (AOD) moyennée sur le mois d’avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans CERES (en haut, tirée de [Largeron et al. \(2017\)](#)) et dans les simulations PRESER (au milieu) et INTER (en bas).

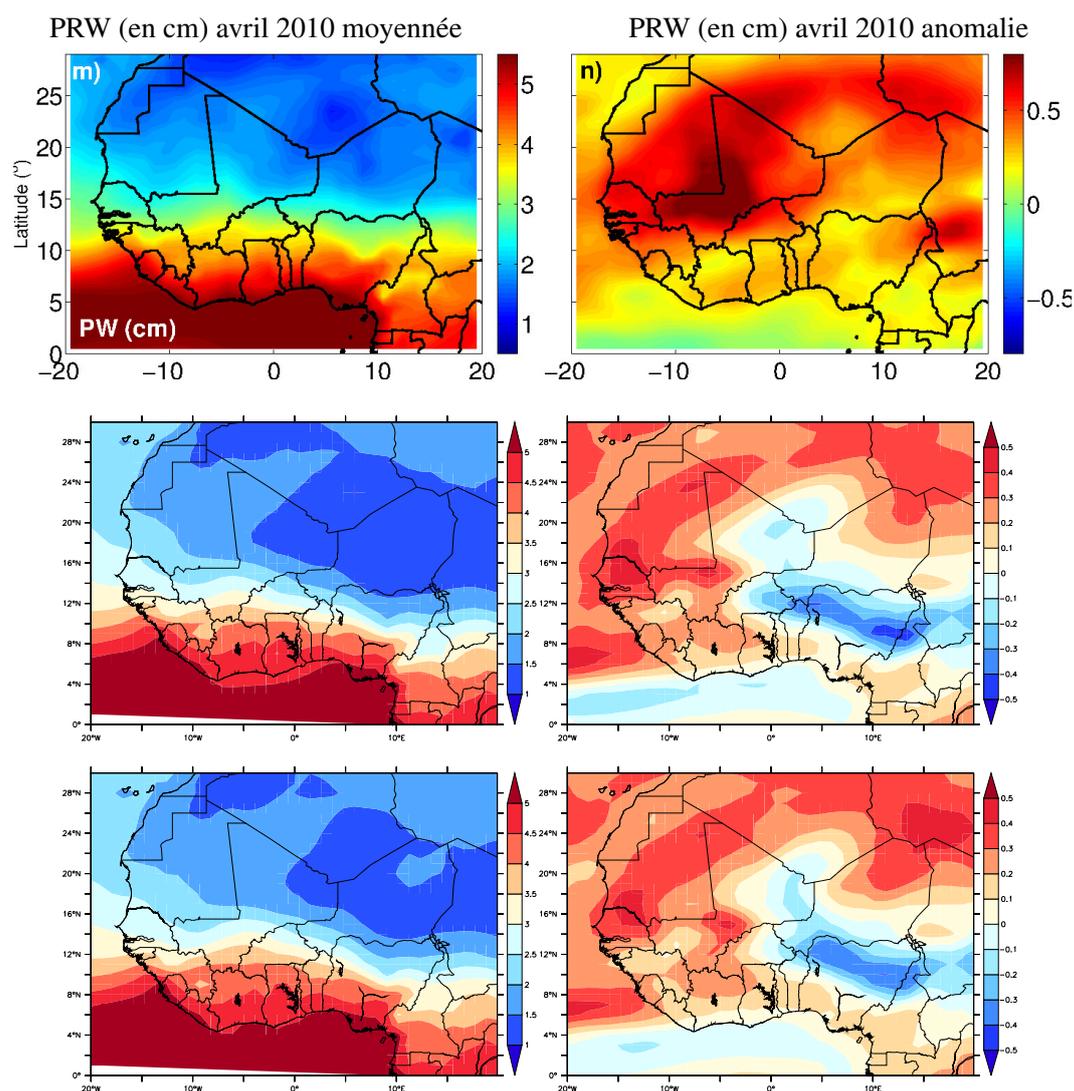


FIGURE 4.23 – Carte de l'eau précipitable (PRW) moyennée sur le mois d'avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans CERES (en haut, tirée de [Largeron et al. \(2017\)](#)) et dans les simulations PRESOCR (au milieu) et INTER (en bas).

d'abord un bon accord avec les observations en zone guinéenne. Ensuite, nous remarquons que les plus fortes valeurs simulées sont localisées au bon endroit mais sont plus faibles que celle des observations (elles sont comprises entre 0.6 et 1). Ainsi, l'anomalie positive observée dans les données est trop faible dans la simulation INTER (elle est surtout vue sur le Niger), tandis que l'anomalie négative est fortement surestimée par le modèle.

Analyse de PRW en avril 2010 dans LMDZ

L'eau précipitable observée en moyenne sur avril 2010 dans MODIS est très forte en zone guinéenne (>4.5-5 cm, voir figure 4.23). Elle décroît au fur et à mesure que l'on s'avance vers le nord et est comprise entre 1 cm et 3 cm en zone sahélienne. Ces valeurs observées sont fortes en comparaison à la moyenne climatologique notamment au Sahel. En effet, l'analyse des données montre une forte

anomalie positive (> 0.5 cm) à l'Ouest de 0° . Les plus grandes valeurs de cette anomalie (> 0.7 cm) forment une structure en croissant s'étendant depuis la côte Mauritano-Sénégalaise, maximum sur l'Est de la Mauritanie et le Centre-Ouest du Mali, puis s'étendant sur l'Algérie et la Libye.

En comparaison aux données, nous constatons que le modèle, quelque soit la simulation regardée, représente plutôt bien le PRW en zone guinéenne et à l'Ouest de 4°W en zone soudano-sahélienne. Cette bonne représentation est due en grande partie au forçage de la circulation par le guidage en vent qui permet au modèle d'advecier la bonne humidité en provenance du Golfe de Guinée sur le continent. À l'Est de 4°W par contre, nous remarquons que le modèle produit un biais sec, atteignant parfois jusqu'à 1cm au Nord du Nigeria. Ces biais sont réduits d'environ 0.5 cm dans la simulation INTER sur certaines régions de la zone soudano-sahélienne.

En comparaison à leur moyenne climatologique, les simulations PRESCR et INTER produisent également une forte anomalie positive (d'environ $0.3\text{-}0.4$ cm) mais à l'Ouest de 4°W . L'anomalie simulée est donc décalée à l'Ouest et plus faible que dans les observations notamment dans la simulation INTER. Ainsi, le modèle manque la très forte anomalie vue sur le Mali. De plus, le modèle crée une anomalie négative non observée à l'Est de 0° notamment au Nord du Nigeria.

Analyse du SW_{in} en avril 2010 des LMDZ

Le SW_{in} observé dans la base de données CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System, *en anglais*) en avril 2010 en Afrique de l'Ouest est supérieur à 210 W/m^2 sur le continent et augmente avec la Latitude (voir figure 4.24). En zone guinéenne, il varie entre 210 W/m^2 et 240 W/m^2 , tandis qu'en zone sahélienne il atteint ses plus fortes valeurs à l'Ouest de 5°W ($>280\text{ W/m}^2$). Notons qu'en zone sahélienne, de fortes variations sont observées sur la longitude (allant jusqu'à environ 30 W/m^2) induites par la forte opacité de l'atmosphère au Centre-Est de la zone. Ainsi, en comparaison à la moyenne climatologique, le SW_{in} présente une anomalie fortement négative ($>20\text{-}30\text{ W/m}^2$ en valeur absolue) au Centre-Est du Sahel (Mali et Niger), en corrélation avec la forte anomalie positive d'AOD pour 2010 observée dans cette région.

En comparaison aux données CERES, le SW_{in} en moyenne sur avril 2010 est surestimé sur toute la région Ouest Africaine dans la simulation PRESCR notamment au centre (avec un écart aux observations d'au moins 30 W/m^2). Comme attendu, la forte variabilité du SW_{in} en fonction de la longitude au Sahel n'est donc pas reproduite avec les poussières prescrites. La forte anomalie négative observée au centre du Sahel est très faible en comparaison aux données. Au Niger toutefois, le modèle arrive à reproduire une anomalie de SW_{in} comprise entre 10 W/m^2 et 30 W/m^2 en valeur absolue, sans doute à cause d'un renforcement de la couverture nuageuse.

Avec les poussières interactives, le biais sur le SW_{in} relevé dans la simulation PRESCR est réduit essentiellement en zone soudano-sahélienne. La répartition spatiale du SW_{in} au Sahel est mieux représentée en ce sens qu'il est moins homogène dans le modèle. Cependant, nous notons que la simulation INTER présente encore de fortes surestimations au Sud de 15°N et à l'Est de 15°W , notamment au Centre et Nord du Nigeria. L'une des raisons expliquant cette surestimation est liée au manque d'aérosols dans le modèle (notamment des événements de poussières [Largeron et al. \(2017\)](#)). La forte anomalie négative décelée sur le SW_{in} dans les observations est également moins bien représentée par le modèle. Nous notons juste qu'elle est un petit mieux représentée en comparaison à la PRESCR. Cependant,

SW_{in} (en W/m^2) avril 2010 moyenné

SW_{in} (en W/m^2) avril 2010 anomalie

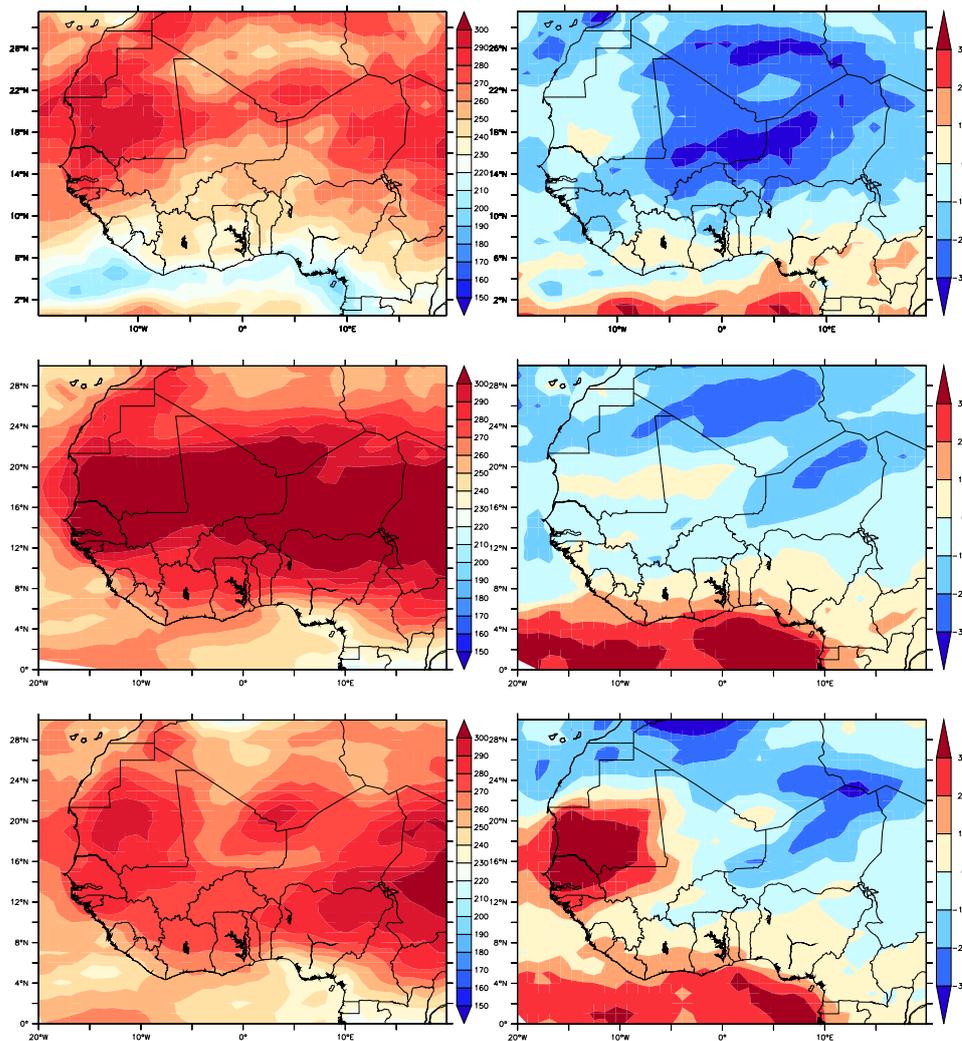


FIGURE 4.24 – Carte du flux solaire arrivant à la surface (SW_{in} , en W/m^2) moyenné sur le mois d’avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans CERES (en haut) et dans les simulations PRESCR (au milieu) et INTER (en bas)

contrairement à la simulation PRESCR, la simulation INTER produit une forte anomalie positive sur l'Ouest du Sahel (Sénégal et Mauritanie) non observée dans les données CERES, concordant avec la forte anomalie négative en AOD à l'Ouest du Sahel.

Analyse du LW_{in} en avril 2010 dans LMDZ

Dans les observations CERES, le LW_{in} en moyenne sur le mois d'avril 2010 est supérieur à 380 W/m^2 sur l'Afrique de l'Ouest (voir figure 4.25). Les plus fortes valeurs de LW_{in} observées durant ce mois sont supérieures à 430 W/m^2 et sont localisées dans la zone sahélienne entre $12\text{-}17^\circ\text{N}$. En comparaison à la moyenne climatologique, le LW_{in} observé en avril 2010 est plus fort en zone sahélienne ($>20 \text{ W/m}^2$ à l'Ouest de 6°W). Cependant, la forte anomalie positive ($> 30 \text{ W/m}^2$) présente une structure plutôt latitudinale (au lieu de longitudinale comme on aurait pu le penser) entre l'Est de la Mauritanie et le Centre-Ouest du Mali. Ce résultat peut venir de la combinaison de la forte anomalie positive en PRW et de l'augmentation de l'effet radiatif des aérosols. Cependant il est important de rappeler que les valeurs du LW_{in} dans ces observations sont obtenues de façon très indirecte et peuvent manquer de robustesse.

Dans la simulation PRESCR, le LW_{in} en moyenne sur avril 2010 présente des valeurs proches de celles des observations en zone guinéenne (sauf sur le Ghana et le Nigeria). Puis, contrairement aux données, ce flux diminue au fur et à mesure que l'on s'avance vers le nord. En zone soudanienne le LW_{in} est sous-estimé sur la Guinée et sur le Nigeria et présente un écart d'au moins 50 W/m^2 en comparaison aux observations au Sahel.

Avec les poussières interactives, l'atmosphère est plus opaque. Les surestimations relevées dans la simulation PRESCR s'étendent un peu plus sur l'Est du Burkina Faso et le Sud du Mali, tandis que les sous-estimations sur le Sahel sont réduites essentiellement là où l'AOD augmente (donc par l'augmentation de l'effet radiatif des aérosols).

Cependant, quelque soit la simulation analysée, le modèle n'est pas capable de détecter la forte anomalie positive observée dans CERES sur le LW_{in} . Ceci est cohérent avec la sous-estimation sur le PRW et l'AOD. Enfin, nous constatons que l'anomalie négative (non observée) sur le Nord du Nigeria et le Sud du Niger sur le PRW induit également une anomalie négative sur le LW_{in} .

Analyse de T_{min} et T_{max} en avril 2010 dans LMDZ

Dans les données BEST (Berkeley Earth Surface Temperature), T_{max} et T_{min} en avril 2010 sont respectivement généralement supérieures à 32°C et 22°C sur la région Ouest Africaine et atteignent leurs plus fortes valeurs au Sahel. En dehors des côtes, T_{max} et T_{min} sont respectivement supérieures à 40°C et 27°C au Sahel). Durant ce mois, une structure longitudinale des maximums de valeurs de T_{max} et T_{min} (environ $43\text{-}45^\circ\text{C}$ et $28\text{-}30^\circ\text{C}$ respectivement) est observée autour de 14°N . Cependant, si pour T_{max} la bande longitudinale varie entre 12°W et 15°E , elle est plus restreinte pour T_{min} et varie entre 11°W et 5°E . En comparaison à la moyenne climatologique, les valeurs observées en T_{max} et T_{min} durant ce mois sont généralement au-dessus de la moyenne. Au sud et à l'Est de la région, elles augmentent en moyenne d'environ 1°C . Toutefois c'est au Nord de 15°N , entre la Mauritanie et l'Ouest du Mali, qu'est enregistrée la plus forte anomalie positive en T_{max} (environ $2\text{-}3^\circ\text{C}$). Le sud ne présente pas par contre pas de réelle augmentation du T_{min} . L'augmentation à l'Est de la région est d'environ 0.9°C . T_{min} présente également une forte anomalie positive (d'environ $2\text{-}3$

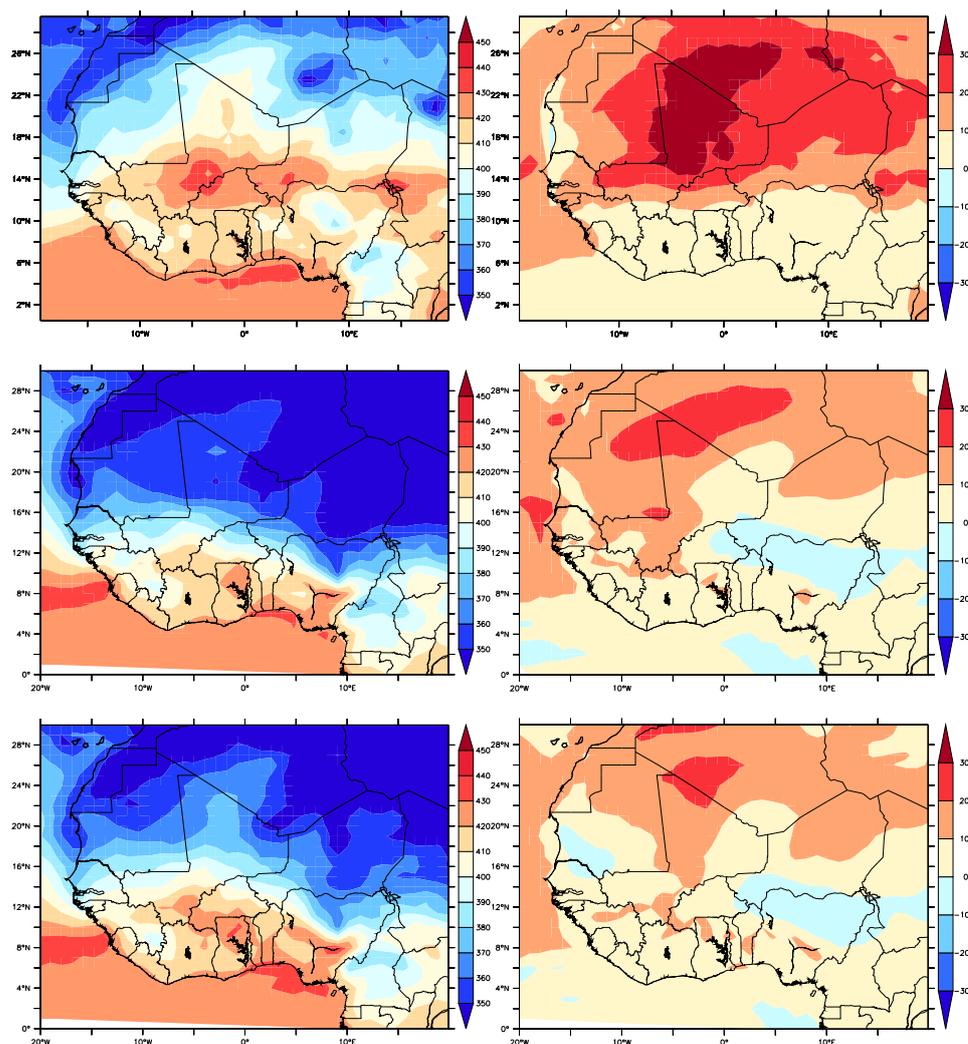
LW_{in} (en W/m^2) avril 2010 moyenné LW_{in} (en W/m^2) avril 2010 anomalie

FIGURE 4.25 – Carte du flux infra-rouge arrivant à la surface (LW_{in} , en W/m^2) moyenné sur le mois d'avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans CERES (en haut) et dans les simulations PRESCR (au milieu) et INTER (en bas)

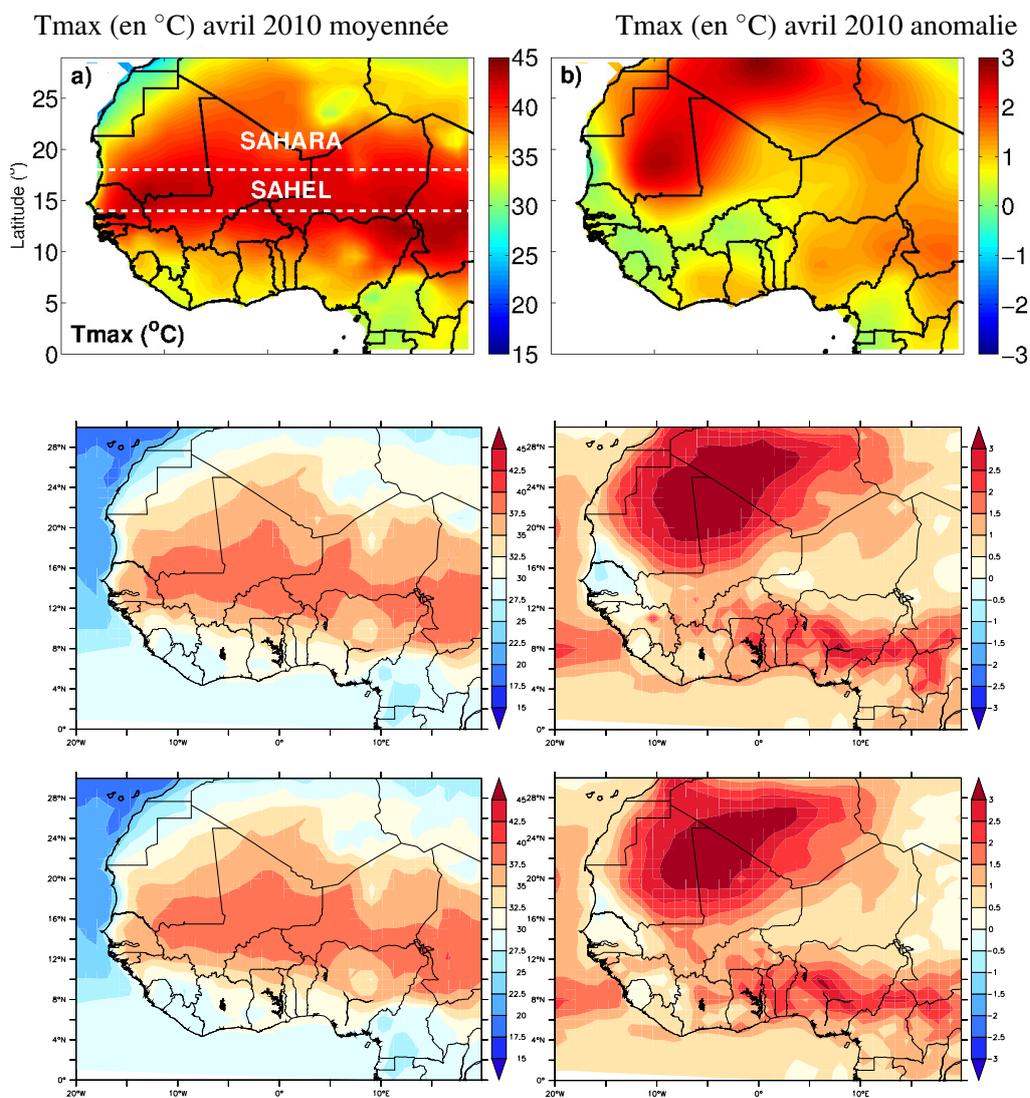


FIGURE 4.26 – Carte de la température à 2 m maximale (Tmax, en °C) moyennée sur le mois d'avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans BEST (en haut, tirée de [Largeron et al. \(2017\)](#)) et dans les simulations PRESCR (au milieu) et INTER (en bas).

°C) en zone sahélienne entre l'Est de la Mauritanie et l'Ouest du Niger. En comparant le maximum d'anomalie positive (environ 2.5-3 °C) de T_{min} et T_{max}, nous constatons que le mois d'avril 2010 a été en moyenne plus chaud le jour à l'Est de la Mauritanie et plus chaud la nuit à l'Est du Mali.

Dans le modèle les valeurs moyennes d'avril 2010 en T_{max} sont pratiquement les mêmes dans les deux simulations sur l'Afrique de l'Ouest. Les différences sont surtout vues sur le Nord du Mali (la simulation INTER présente des valeurs plus élevées d'environ 2.5 °C). Les valeurs moyennes en T_{min} sont également très proches dans les deux simulations sauf au Sahel, à l'Est de 10 °W où l'on retrouve à nouveau des valeurs plus élevées d'environ 2.5 °C dans la simulation INTER.

En comparaison aux données, le modèle simule des T_{max} plus froides que celles des observations (avec un écart d'environ 5 °C au Sahel). Cependant, la répartition spatiale des T_{max} simulées sur la région concorde avec les observations. Ainsi, le modèle arrive à reproduire aux alentours de 14°N, une structure longitudinale des maximums de T_{max} (sous-estimée d'environ 5-7°C). Les T_{min} simulées sont quant à elles très proches des observations en zone soudano-guinéenne et sous-estimées en zone sahélienne. La structure longitudinale des maximums de T_{min} au Sahel n'est pas reproduite dans le modèle. Les biais en T_{min} sont très forts sur l'Ouest de la Mauritanie et l'Est du Niger notamment dans la simulation PRESCR (environ 7,5 °C d'écart).

En analysant les anomalies, nous constatons que quelque soit la simulation regardée, le modèle arrive à reproduire la forte anomalie positive observée en T_{max}. Cette anomalie est surestimée par le modèle notamment sur le Nord du Mali (l'écart est supérieur à 1 °C). Au Sud-Est de la région, le modèle produit une forte anomalie positive non observée. Ce biais est induit par la surestimation du SW_{in} et du LW_{in} sur le domaine. Au niveau du Sénégal, la simulation PRESCR présente un biais d'anomalie négative induit par la sous-estimation du LW_{in} . Ce biais est corrigé dans la simulation INTER sans doute grâce à la compensation de l'effet des poussières entre le LW et le SW. En T_{min} par contre, l'anomalie positive est détectée sur une superficie moins large que dans les observations. Les anomalies négatives non observées aperçues à l'Ouest du Sahel et à l'Est de la zone soudanienne sont induites par la sous-estimation du LW_{in} .

En conclusion, le mois d'avril 2010 en moyenne est mieux représenté avec les poussières interactives notamment sur le Sahel. Cependant, durant ce mois le modèle rate des événements de poussières, l'AOD est donc moins bien présenté notamment au centre du Sahel où de forts biais de sous-estimation sont relevés. Malgré le guidage le modèle présente également des biais sur PRW. Ces biais vont induire à leur tour des biais sur les flux et les températures notamment au centre nord du Sahel. La vague de chaleur d'avril 2010 n'est donc pas bien représentée dans le modèle. Néanmoins, en comparaison à la moyenne climatologique, le modèle arrive à détecter des anomalies légèrement positives de T_{min} et T_{max} d'un ordre de grandeur assez cohérent avec les observations.

Nous avons vu dans l'analyse du PRW, que même en guidant le vent, le PRW peut s'avérer être différent suivant que la simulation est effectuée avec poussières interactives ou avec poussières prescrites. Or, l'augmentation du PRW au Sahel a été identifiée comme un facteur clé ayant favorisé la vague de chaleur de 2010. Aussi, nous nous sommes demandés quel était l'effet des aérosols sur le PRW au Sahel.

Pour répondre à cette question, nous avons analysé, en plus du PRW, le vent et la température en

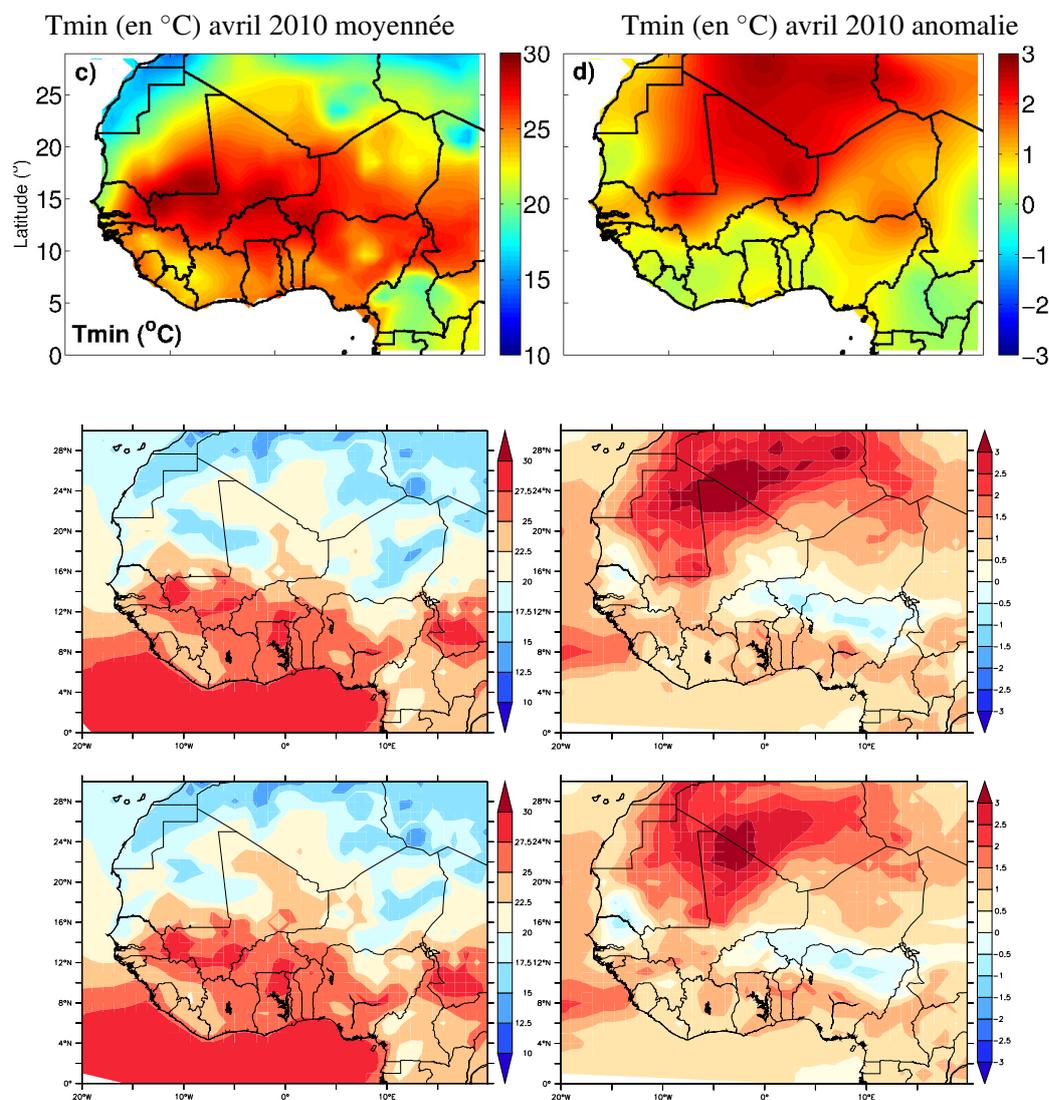
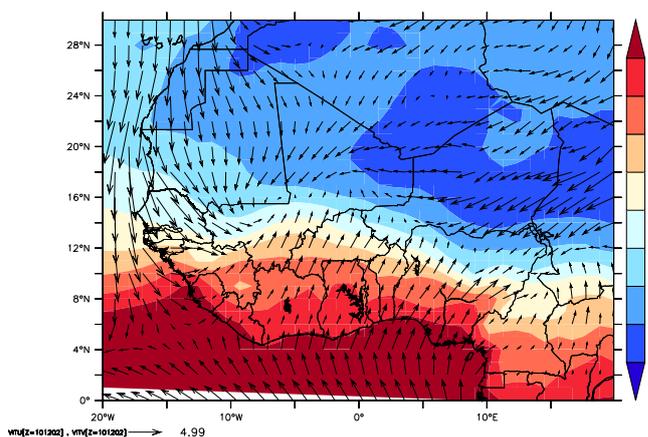
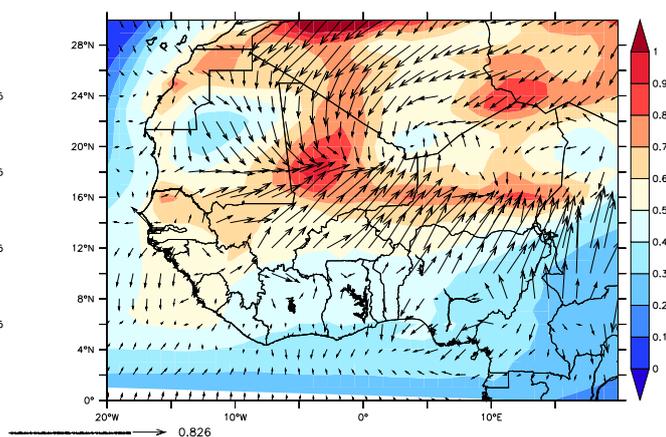


FIGURE 4.27 – Carte de la température à 2 m minimale (Tmin, en °C) moyennée sur le mois d'avril 2010 (à gauche) et son anomalie par rapport à une moyenne sur 2000-2013 (à droite) dans BEST (en haut, tirée de [Largerou et al. \(2017\)](#)) et dans les simulations PRESCR (au milieu) et INTER (en bas).

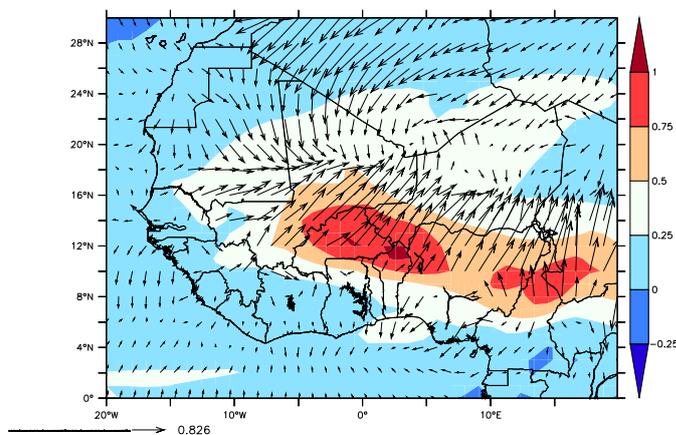
a) V10m (en m/s) & PRW (en cm) INTER



b) V10m (en m/s) & AOD INTER-CLEAN



c) PRW INTER-CLEAN (en cm)



d) V (en m/s) & T (en °C) INTER-CLEAN

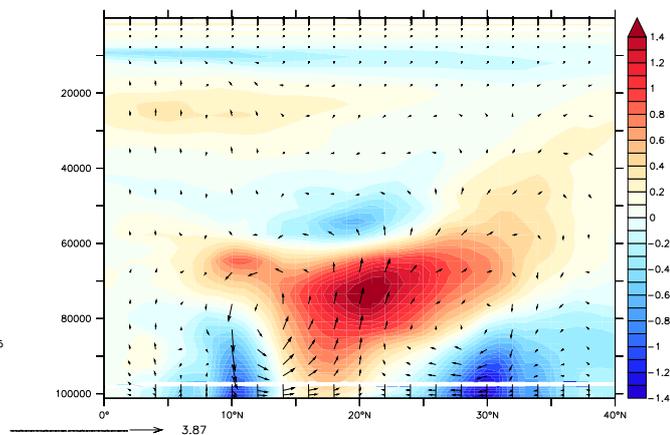


FIGURE 4.28 – Graphique a : carte de l'eau précipitable (PRW, en cm) et vent à 10m (en m/s) moyennés sur le mois d'avril 2010 dans la simulation INTER. Les graphiques b et c présentent des cartes de la différence de la moyenne sur le mois d'avril 2010 : de l'eau précipitable en cm (PRW, b), du vent à 10m en /s et de la profondeur optique des aérosols (V10m & AOD, c) entre la simulation INTER et CLEAN. Graphique d : coupe latitude-verticale de la différence de la moyenne en avril 2010 du vent (V, en m/s) et de la température (T, en °C) entre les simulations INTER et CLEAN.

moyenne sur avril 2010 dans les simulations INTER et CLEAN. Sur la partie a de la figure 4.28, nous présentons la circulation moyenne du vent à 10m en avril 2010 dans la simulation INTER. Nous pouvons y voir l'advection d'air en provenance de l'océan sur le continent ainsi que la convergence de vent de basses couches aux environs de 12-15 °N. En l'absence d'aérosols (voir figure 4.28c), le PRW est plus faible sur la région Ouest Africaine notamment à l'Est de la région (particulièrement sur le Burkina Faso et le nord du Bénin où l'écart peut atteindre 1 cm). En analysant la différence de vent moyen entre les deux simulations (voir figure 4.28b), nous constatons que les vents convergent d'avantage au centre de la région aux environs de 16°N dans la simulation INTER, là où l'AOD montre une structure longitudinale avec de très fortes valeurs, et le vent en provenance du sud Ouest est plus élevé dans la simulation INTER. Or, nous avons constaté que les aérosols impactaient relativement peu le bilan d'énergie en surface à cause d'une compensation entre les effets sur le LW_{in} et le SW_{in} . Pour mieux comprendre ces résultats nous avons regardé l'effet des aérosols sur la structure verticale de la température montrée sur la figure 4.28d. Nous constatons que la présence d'aérosols dans l'atmosphère (au niveau de la zone) va induire une augmentation de la température de l'air par absorption du rayonnement (voir figure 4.28 panel d) notamment aux environs de 700 hPa (environ 1.5 °C en plus). Cela va engendrer une zone de haute pression dans cette couche de l'atmosphère et une divergence des vents. La présence d'aérosols dans le modèle va donc engendrer la formation d'une sorte de cellule de Hadley, plus large au Nord, et apporter ainsi plus de PRW sur la région. Il est à remarquer que cette rétroaction des poussières sur la circulation est obtenue ici malgré un guidage relativement fort (6h) par les vents des réanalyses. **Il est donc vraisemblable que la présence de poussières sur la région soit importante pour bien représenter la vague de chaleur, pas à cause de leur impact direct sur les flux de surface mais principalement à cause d'une rétroaction sur la vapeur d'eau locale causée par un renforcement de la convergence de basses couches au niveau de l'anomalie de poussières.**

6 Rétroaction des aérosols sur le climat de la région ouest africaine

Dans cette partie, nous cherchons à confirmer le rôle effectif des poussières dans la représentation du climat ouest africain. Pour cela nous avons mis en place un nouveau cadre de travail permettant d'étudier le couplage dynamique-physique au sein de la région. Le nouvel outil numérique utilisé est une configuration de type "régional" c'est-à-dire une configuration dans laquelle le guidage n'est appliqué qu'au bord du domaine choisi. Dans notre cas d'étude, le domaine choisi comprend la région ouest-africaine et l'Atlantique du nord et est représenté par le rectangle en bleu de la figure 4.2. Dans cette configuration, nous avons effectué des simulations sans aérosols et avec aérosols (aérosols modélisés où les poussières sont couplées à la circulation dans LMDZ) appelées respectivement **REG-CLEAN** et **REG-INT**. Les simulations couvrent la période allant de 2000 à 2013.

6.1 Préambule sur les simulations guidées

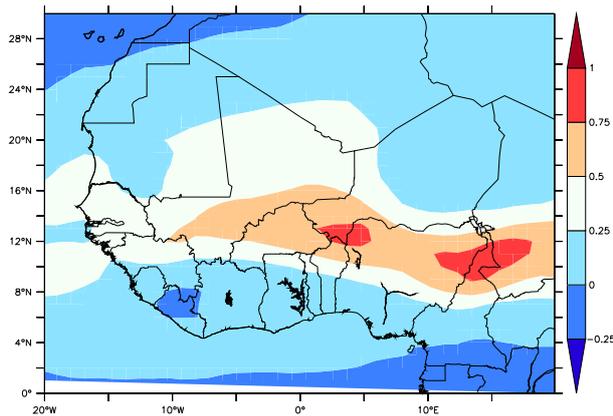
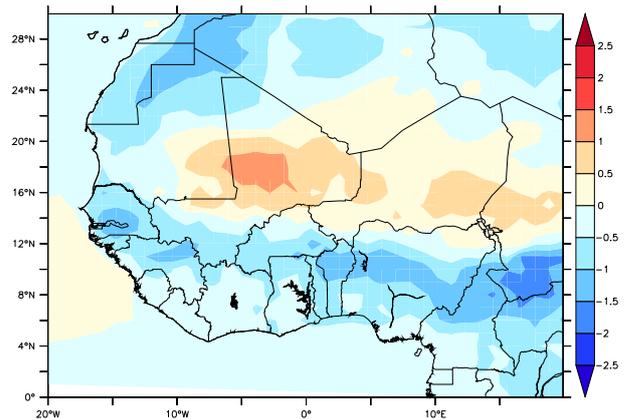
En étudiant la vague de chaleur de 2010, nous avons vu (malgré le forçage de la dynamique à grande échelle) que les aérosols favorisaient généralement une augmentation du PRW en avril, spécialement sur la zone soudano-sahélienne (voir figure 4.28). Ce résultat est également visible en moyenne

climatologique du mois d'avril sur les 14 années de simulations guidées (voir figure 4.29 a). Cette augmentation va induire un réchauffement principalement nocturne au nord du 14 °N et spécialement sur le Mali, induit par l'effet de serre de l'eau précipitable (voir figure 4.29 b et d), et un refroidissement au sud essentiellement à l'est de la région, dû à l'augmentation des précipitations au niveau de la zone (voir figure 4.29 b et c). Compte tenu de ces résultats, nous avons cherché à connaître l'effet des aérosols sur la mousson d'été dans ces simulations. Nous constatons en analysant la figure 4.30a que la présence d'aérosols dans l'atmosphère ouest-africaine en été induit un double effet. Elle augmente le PRW de plus de 0.25cm au nord de 15 °N et le réduit de moins de 0.25 au sud de 10 °N. De ce fait, elle favorise les pluies au centre de la zone sahélienne (avec une augmentation d'environ 0.5-1cm) notamment au niveau du Mali et du Niger et réduit les précipitations en zone soudano-guinéenne (d'environ 0.5-1cm) comme illustré sur la figure 4.30c. Au final, les aérosols induisent un refroidissement de la zone sahélienne sauf aux extrêmes ouest et est de la région (à l'Ouest de la Mauritanie et du Niger, voir figure 4.30) où il y a moins pluie dans la simulation INTER. Compte tenu de ces résultats, nous avons voulu vérifier que ces effets sont également présents dans des simulations où les aérosols peuvent rétroagir sur la circulation afin de confirmer leur rôle.

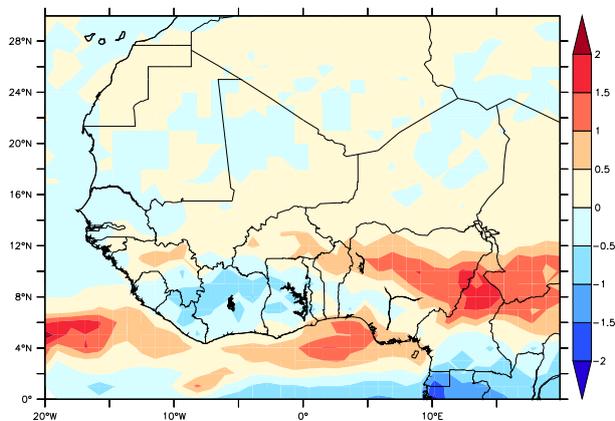
6.2 Étude du couplage dynamique-physique

La méthodologie utilisée pour étudier le climat à l'aide de la configuration régionale nécessite tout d'abord de s'assurer que les résultats présentés ne sont pas fortement impactés par l'influence de la variabilité interne du modèle. Pour ce faire, nous effectuons dans cette configuration 2 séries de simulations : 6 avec aérosols (poussières interactives) et 6 sans aérosols sur la période de 2000 à 2013 initiées avec différents états initiaux en configuration régionale. En pratique nous démarrons les simulations au 1^{er} janvier 2000 en utilisant des états initiaux des 1^{er} janvier de 2002, 2004, 2006, 2010, 2012 issus des simulations guidées. Pour ce test, nous choisissons de comparer la variabilité inter-annuelle de la température (minimale, maximale et moyenne) en moyenne climatologique sur avril et en moyenne sur une boîte couvrant la zone sahélienne [10 °W - 10 °E ; 13 °N -18 °N] obtenues dans ces ensembles de simulations (voir figure 4.31) ainsi que dans les simulations guidées présentées en section 6.1. En analysant les simulations, nous constatons tout d'abord une forte cohérence entre les évolutions de la variabilité inter-annuelle des températures simulées en configuration régionale et celle simulée en configuration guidée dans les simulations avec aérosols et sans aérosols. Ensuite, nous notons que les aérosols ont très peu d'effet sur Tmax tandis qu'ils induisent une augmentation de Tmin, vraisemblablement due à l'augmentation de l'effet de serre de la vapeur d'eau. Cela suggère que le forçage par soit la température de l'océan soit les vents imposés au bord du domaine domine les variations inter-annuelles, avec une contribution finalement relativement faible de la variabilité interne. La variabilité interne semble cependant jouer un rôle relativement plus important sur Tmin dans les simulations INTER. Enfin, nous remarquons que dans les simulations régionales, l'année 2010 est la plus chaude en comparaison aux autres années notamment en Tmax, corroborant ainsi les observations. Nous en concluons que guider les vents horizontaux à l'extérieur des tropiques est suffisant pour étudier l'effet de la physique sur la dynamique sans que les résultats ne soient trop influencés par la variabilité interne du modèle. Nous pouvons donc poursuivre et étudier l'effet des aérosols sur le climat en moyenne sur la période de 2000 à 2013.

a) PRW (en cm) INTER-CLEAN

b) T_{2m} (en °C) INTER-CLEAN

c) précipitations (mm/mois) INTER-CLEAN



d) Tmin INTER-CLEAN

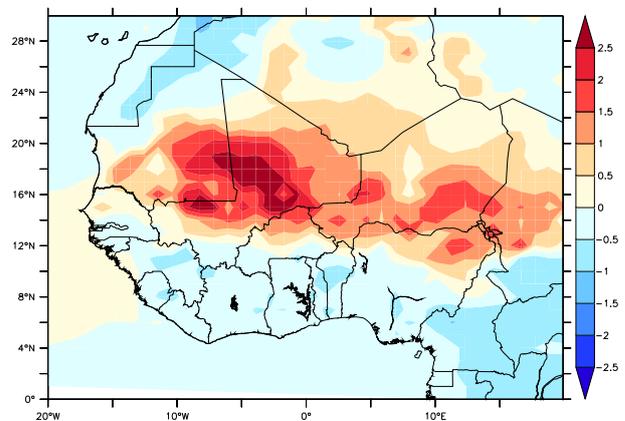


FIGURE 4.29 – Cartes de la différence de la moyenne sur 2000-2013 sur le mois d’avril : de l’eau précipitable en cm (PRW, a), de la température à 2m et minimale (en °C, respectivement T_{2m} , graphique b et Tmin, graphique c), de la précipitation (en mm/mois, d) entre les simulations guidées INTER et CLEAN.

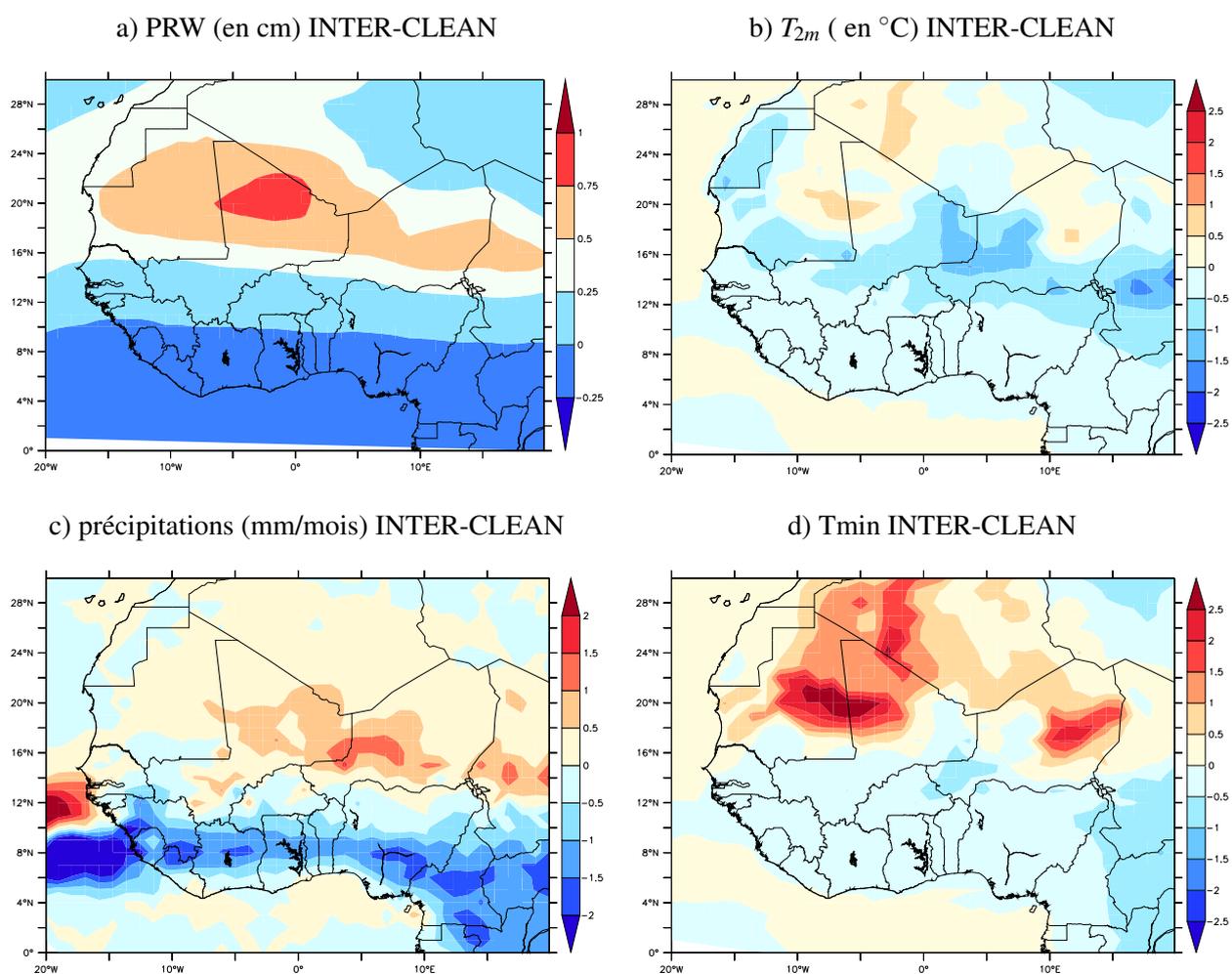


FIGURE 4.30 – Cartes de la différence de la moyenne sur 2000-2013 sur juillet-Août-Septembre (JAS) : de l'eau précipitable (en cm, PRW, a), de la température à 2m et minimale (en °C, respectivement T_{2m} , graphique b et Tmin, graphique c), de la précipitation (en mm/mois, d) entre les simulations guidées INTER et CLEAN.

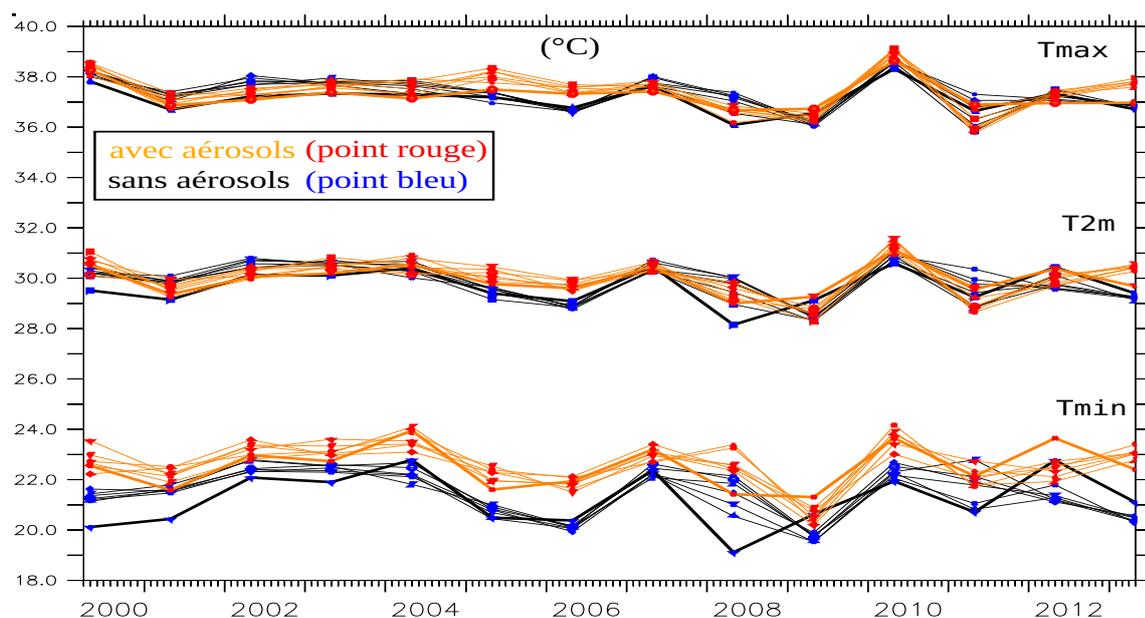
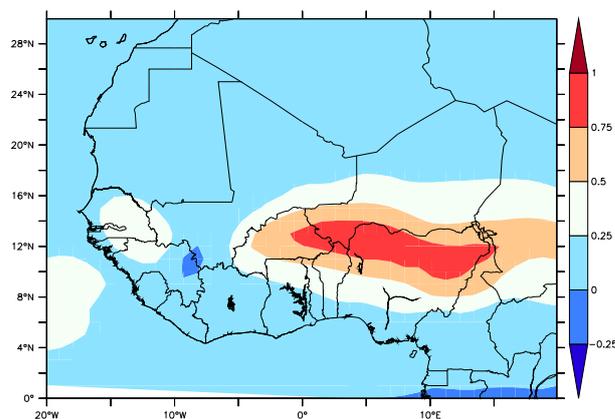
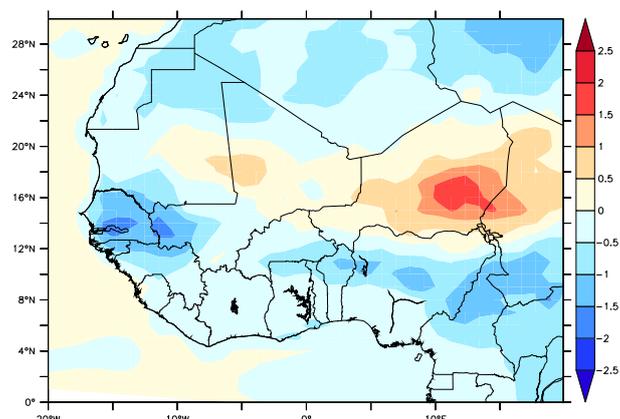


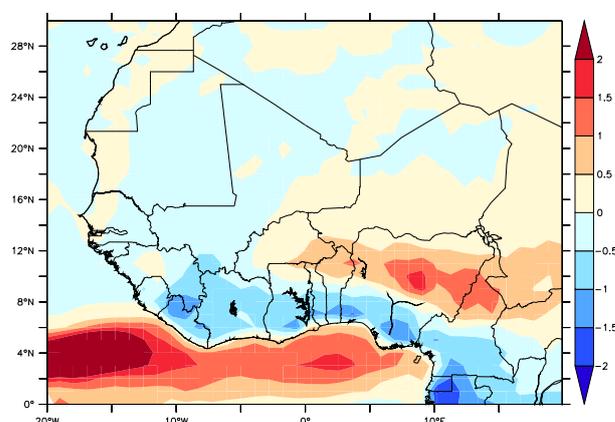
FIGURE 4.31 – Évolution inter-annuelle entre 2000 et 2013 de la température (en °C) minimale (Tmin), maximale (Tmax) et moyenne (T_{2m}) moyennes sur le mois d'avril et en moyenne sur une boîte couvrant la zone sahélienne [10 °W - 10 °E; 13 °N - 18 °N] de 12 simulations régionales (traits fins) et des 2 simulations guidées (traits épais). Les valeurs des simulations avec aérosols et sans aérosols sont représentées par des points rouges et bleus.

Les résultats des analyses de cette étude sont montrés sur les figures 4.32 pour le mois d'avril et 4.33 pour l'été (juillet-août-septembre). Nous constatons que les résultats de l'effet des aérosols en couplage avec la dynamique du modèle sont assez similaires de ceux vus en configuration guidée. En avril, la présence d'aérosols dans l'atmosphère contribue, par rétroaction sur la circulation (voir figure 4.34 a et c), à augmenter le PRW mais plus à l'est de la région que dans la simulation guidée et de manière plus intense sur le Nigeria (voir figure 4.32). Ceci va favoriser l'augmentation des températures nocturnes en zone sahélienne, spécialement sur le Niger (de plus de 2 °C) et l'est du Mali (d'environ 1.5-2 °C) via l'effet de serre de la vapeur d'eau et augmenter les précipitations sur l'est. En été, les aérosols sont présents plus au nord ouest de la région (voir figure 4.34c) et contribuent à réchauffer l'air aux environs de 20-25 °N (voir figure 4.34d). Ils rétroagissent alors sur la circulation de grande échelle et favorisent la convergence de l'eau précipitable plus au nord de la région. De ce fait, ils contribuent à augmenter en zone sahélienne le PRW de plus de 0.25 (sauf sur le Sénégal où l'augmentation est très faible du même ordre que dans la zone soudanienne, 0-0.25 cm) et à le réduire en zone guinéenne (voir figure 4.33). Nous apercevons cette fois un signal plus robuste de l'augmentation du PRW par l'effet des aérosols sur le Mali de même ordre de grandeur que dans la configuration guidée (environ 0.75 cm). Toutefois, cette augmentation touche une superficie plus grande et s'étend sur la Mauritanie. Cela va induire des précipitations plus fortes au centre du Sahel mais par contre les réduire au Sénégal (ce qui n'était pas observé en guidée) et en zone soudano-guinéenne. Les aérosols vont par cet effet induire un refroidissement spécialement au centre de la zone sahélienne et un réchauffement par effet de serre du PRW aux extrêmes ouest et est de la zone.

a) PRW (en cm) REG-INTER - REG-CLEAN

b) T_{2m} (en °C) REG-INTER - REG-CLEAN

c) précip (mm/mois) REG-INTER - REG-CLEAN



d) Tmin REG-INTER - REG-CLEAN

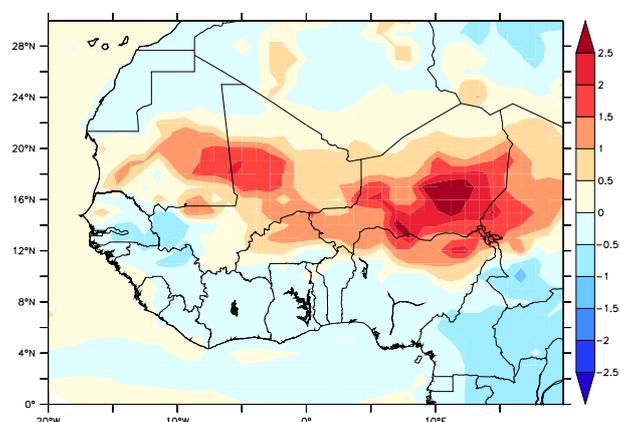


FIGURE 4.32 – Cartes de la différence de la moyenne sur 2000-2013 sur le mois d’avril : de l’eau précipitable en cm (PRW, a), de la température à 2m et minimale (en °C, respectivement T_{2m} , graphique b et Tmin, graphique d), de la précipitation (en mm/mois, précip, c) entre les moyennes des simulations REG-INTet REG-CLEAN.

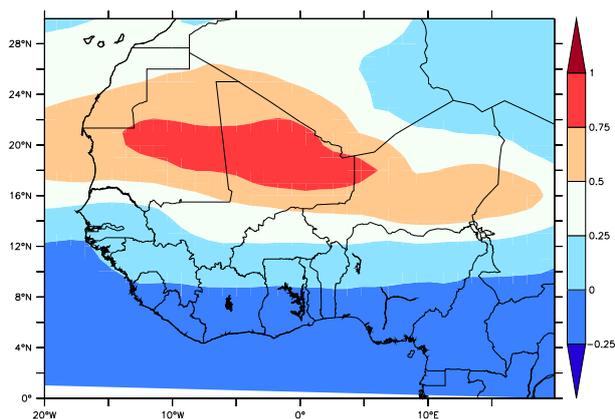
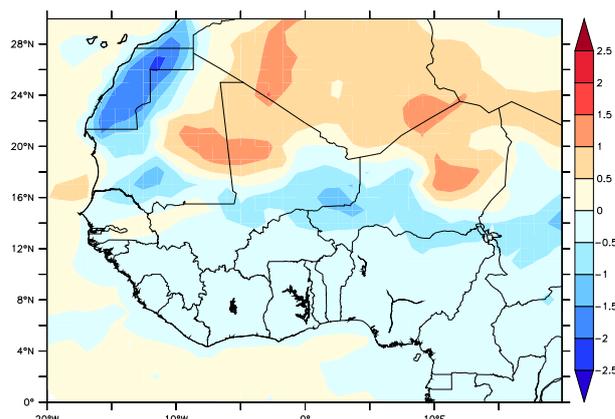
En conclusion, la présence des aérosols notamment des poussières dans l’atmosphère ouest-africaine va influencer le PRW par rétroaction sur la circulation et :

- favoriser l’augmentation des précipitations durant la saison des pluies sur le continent. Celles-ci seront plus élevées au sud-est de la zone soudano-guinéenne au printemps et au centre de la zone sahélienne en été.

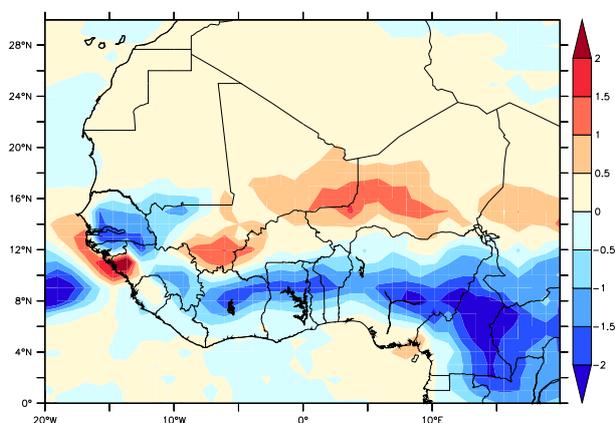
- augmenter les températures nocturnes au centre de la zone sahélienne au printemps et aux extrêmes ouest et est de la zone en été.

- L’année 2010 apparaît comme particulièrement chaude dans toutes les simulations, notamment en Tmax.

a) PRW (en cm) REG-INTER - REG-CLEAN

b) T_{2m} (en °C) REG-INTER - REG-CLEAN

c) précip (mm/mois) REG-INTER - REG-CLEAN



d) Tmin REG-INTER - REG-CLEAN

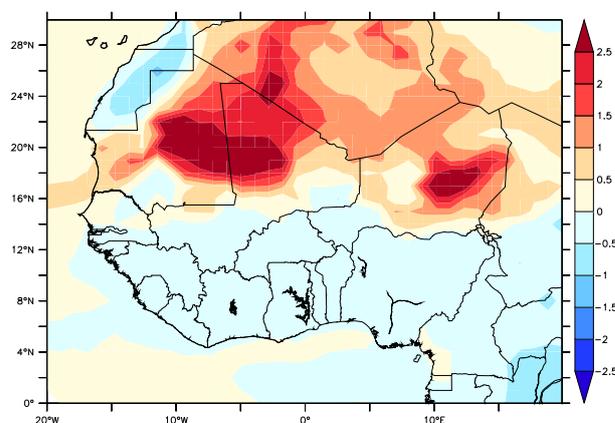
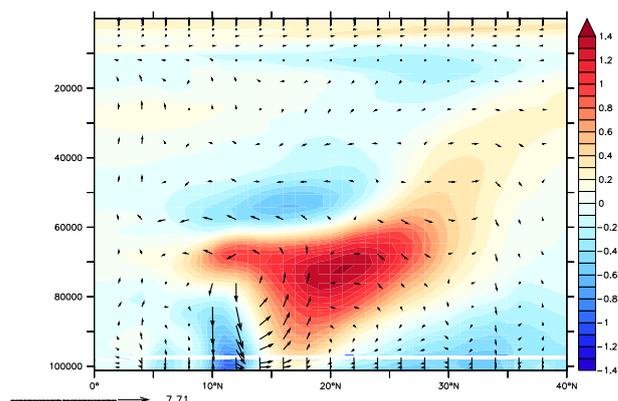


FIGURE 4.33 – Cartes de la différence de la moyenne sur 2000-2013 sur juillet-août-septembre (JAS) : de l'eau précipitable (en cm, PRW, a), de la température à 2m et minimale (en °C, respectivement T_{2m} , graphique b et Tmin, graphique d), de la précipitation (en mm/mois, précip, c) entre les moyennes de simulations REG-INTet REG-CLEAN.

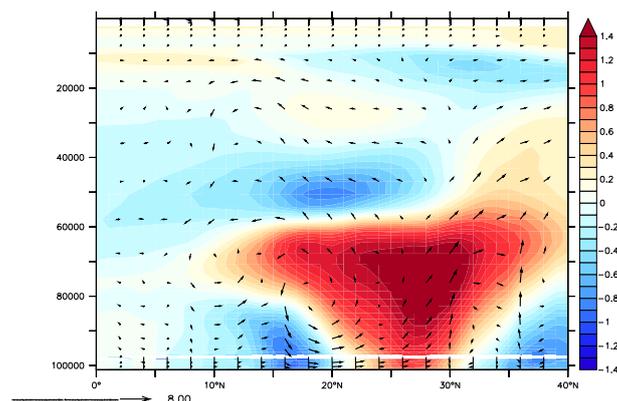
REG-INTER - REG-CLEAN

a) V (en m/s) & T (en °C) sur avril

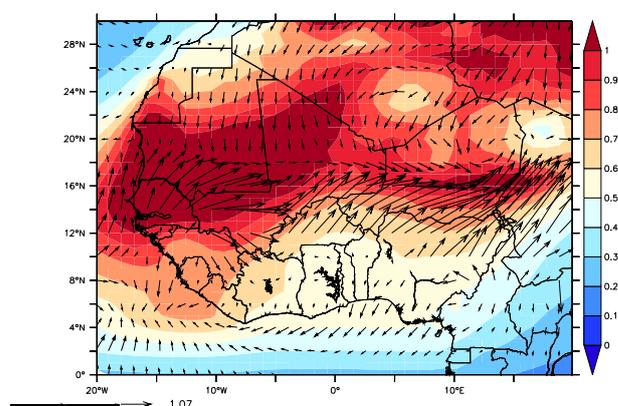


REG-INTER - REG-CLEAN

b) V (en m/s) & T (en °C) sur JAS



c) V10m (en m/s) & AOD sur avril



d) V10m (en m/s) & AOD sur JAS

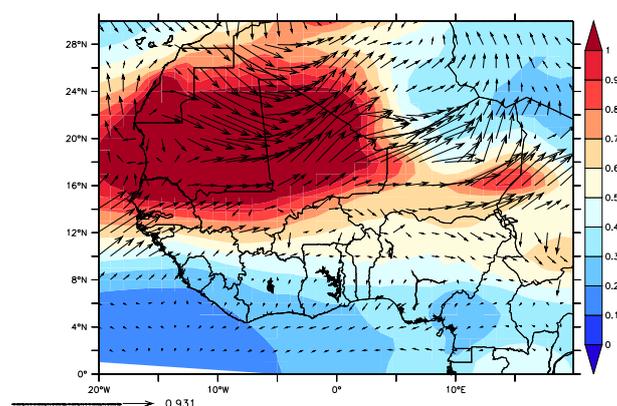


FIGURE 4.34 – Les graphiques (a,b c et d) représentent des différences de la moyenne de 6 séries sur 2000-2013 de simulations entre **REG-INT** et **REG-CLEAN**. Les graphiques a et b montrent respectivement des coupes latitude-verticale de la moyenne sur avril et sur JAS (juillet-août-septembre) du vent (V, en m/s) et de la température (T, en °C). Les graphiques c et d montrent respectivement des cartes moyennes sur avril et sur JAS (juillet-août-septembre) du vent à 10 m (en m/s, V10m) et de la profondeur optique des aérosols (AOD).

CHAPITRE 5

CONCLUSION

Sommaire

1	Bilan et évaluation des travaux	152
2	Discussions et perspectives	158

1 Bilan et évaluation des travaux

Dans cette thèse, nous avons cherché à étudier les vagues de chaleur dans le modèle global de l'IPSL et à améliorer la représentation de la saisonnalité des pluies de mousson en Afrique de l'ouest. L'état de l'art sur la modélisation du climat ouest africain indiquait que la représentation de la saisonnalité des températures et des précipitations était altérée par de forts biais sur le bilan d'énergie à la surface, la température océanique, et la circulation de grande-échelle. Il était donc important, pour atteindre notre objectif, d'élaborer une stratégie appropriée permettant d'identifier les sources de biais dans le modèle et d'établir leur lien avec les défauts des paramétrisations. La stratégie employée dans les travaux de la thèse a permis de mettre en exergue l'importance de l'utilisation d'une hiérarchie de configurations afin de faciliter l'analyse des biais du modèle et d'utiliser de nouveaux outils d'observations tels que les mesures sur sites.

Grâce à la campagne AMMA et au choix judicieux des emplacements des sites, des informations denses ont été collectées durant la période d'observation EOP (2005-2007) et SOP (2006) sur les caractéristiques contrastées des processus dans la région ouest Africaine et la variabilité inter-annuelle, saisonnière et intra-saisonnière de la mousson. Un des objectifs clairement affichés d'AMMA était d'utiliser, pour améliorer les modèles, les connaissances acquises sur le terrain, plus fiables que les données satellites ou réanalysées pour l'étude des flux et des variables météorologiques à la surface (flux radiatifs et de chaleur, précipitations, température à 2m, humidité spécifique à 2m, vent à 10m ...). Ces données ont notamment été utilisées pour évaluer des modèles de fine échelle et de type régionaux. L'une des originalités de notre travail a été d'arriver à utiliser ces informations, en l'occurrence les données issues de mesures aux sols des super-sites du transect sahélien (M'bour, Cinzana, Bani-zoumbou) et du transect latitudinal (Bamba, Agoufou, Wankama, Nalohou et Bira) pour l'évaluation et l'amélioration d'un modèle global. L'autre originalité fut d'introduire dans l'exercice de notre travail des poussières interactives en couplage radiatif avec le modèle d'atmosphère (LMDZ) de l'IPSL. Les résultats principaux de ce travail peuvent être regroupés en trois aspects : un aspect méthodologique et deux aspects concernant les résultats en saison sèche et en humide.

Stratégies et méthodes de validation

Pour commencer notre tâche, nous avons privilégié une configuration dans laquelle les températures océaniques sont imposées à l'aide de fichiers mensuels climatologiques suivant le protocole AMIP afin de nous concentrer uniquement sur les biais des composantes atmosphérique et surfacique (ORCHIDEE) du modèle de l'IPSL. Sous cette configuration, nous avons évalué les simulations du modèle sous trois angles d'attaque correspondant à trois protocoles expérimentaux différents :

- Le protocole AMIP avec guidage en vents horizontaux
En utilisant les techniques de guidage des vents horizontaux, le modèle n'est plus libre de calculer sa propre dynamique car les champs de vents horizontaux sont contraints à suivre ceux des réanalyses. Cela permet de faire des évaluations au jour le jour sans devoir passer par des statistiques et sans perdre des informations, de mieux isoler l'effet des paramétrisations et de travailler sur leur amélioration sans tenir compte des rétroactions sur la circulation.

- Le protocole AMIP sans guidage
Il sert à connaître les biais de circulation, la part des biais non sensibles au guidage et à mieux comprendre/documenter l'impact des biais de circulation sur le bilan d'énergie à la surface.
- Le protocole AMIP régional
Dans celui-ci, les techniques de guidage en vents horizontaux ne sont appliquées qu'à l'extérieur du domaine choisi, à l'intérieur le modèle est libre de calculer sa propre dynamique. Il permet d'étudier le couplage entre la dynamique à grande échelle et les processus locaux.

Ces simulations ont été effectués avec :

- * les versions 5A et 5B du modèle LMDZ couplées à la version 2 du modèle ORCHIDEE où,
 - 1-> les aérosols sont imposés
 - 2-> les aérosols sont modélisés et les poussières dépendent des vents du modèle
- * la version 6 en développement du modèle LMDZ couplée à des versions 11 en développement du modèle ORCHIDEE où,
 - 1-> les aérosols sont imposés
 - 2-> les aérosols sont modélisés et les poussières dépendent des vents du modèle et rétroagissent en plus sur la météo
 - 3-> sans aérosols

Avec ces outils, nous avons montré que la configuration **AMIP avec guidage des vents horizontaux** permet sous deux conditions de faire des comparaisons modèle/stations en Afrique de l'ouest :

- * La première condition est liée au choix des réanalyses.
Il est important d'utiliser des réanalyses de qualité pour que l'ajustement des champs de vents du modèle corresponde au mieux à la réalité locale de la région étudiée. Nous avons donc opté pour les réanalyses ERAI qui représentent le mieux le vent de la région ouest Africaine.
- * La seconde condition est liée au choix de la constante de temps de rappel.
Même si elle est fixée dans le modèle, tant que la valeur choisie est de l'ordre de la journée, elle n'influe pas significativement sur les résultats de comparaison obtenus. Cependant, il est important de guider les vents horizontaux avec des constantes de temps de rappel de moins de 12h si l'on veut obtenir une meilleure représentation du flux d'humidité sur le continent.

En tenant compte de ces conditions, nous avons réussi à corriger les grands biais sur le cycle saisonnier des pluies en Afrique de l'ouest, notamment les forts déficits de précipitations au Sahel ainsi que le retrait tardif de la mousson. Puis nous avons montré que, dans ce cadre d'étude, le modèle reste sensible aux paramétrisations physiques, ce qui permet d'explorer les origines des grands biais énergétiques. C'est le cas par exemple quand on regarde l'humidité spécifique à 2m. Nous avons en effet comparé l'humidité spécifique à 2m (q_{2m}) simulée avec LMDZ5A et LMDZ5B aux données stations AMMA dans la configuration **AMIP avec guidage en vents horizontaux**. Les résultats ont mis en lumière l'importance de la paramétrisation des panaches convectifs dans la représentation du mélange de la vapeur d'eau dans la couche limite. À travers l'analyse des tendances physiques en humidité, nous avons compris que le modèle du thermique dans LMDZ5B contribue à renforcer le mélange dans la couche limite atmosphérique en humidifiant la troposphère libre et en asséchant la surface. Ainsi

cette paramétrisation optimise la représentation de l'humidité spécifique dans les basses couches de la région de l'Afrique de l'ouest. Sans un tel cadre, il aurait été difficile d'identifier ce résultat. Pour preuve, cette même évaluation dans la configuration **AMIP sans guidage** a montré que c'est LMDZ5A qui représente le mieux q_{2m} à cause d'une compensation de deux erreurs : une humidification sous-estimée par un déficit d'apport d'air humide en provenance du golfe de Guinée et une sous-estimation de l'assèchement en surface par transport vertical dans la couche limite. Ce résultat a permis de démontrer la pertinence de notre cadre d'étude pour l'analyse de l'effet de la physique du modèle sur les performances du modèle et pour guider les évolutions futures des paramétrisations.

Nous soulignons aussi que dans ces simulations guidées, le modèle du thermique a été identifié comme un atout très important dans la modélisation des poussières. En contribuant à mieux représenter la formation et la destruction du jet de basses couches, il permet au modèle de reproduire les pics observés en matinée sur le cycle diurne du vent ainsi que des émissions de poussières plus réalistes. Il est à noter que les simulations LMDZ avec les thermiques guidées par ERAI simulent mieux le cycle diurne des vents en surface que les réanalyses elle-même

Étude des mécanismes en saison sèche

Durant la saison sèche, le modèle LMDZ comme la plupart des modèles de climat [Roehrig et al. \(2013\)](#) montre des biais de bilan d'énergie de plusieurs dizaine de W/m^2 . La correction de la circulation par le guidage des vents horizontaux n'induit pas de changement significatif sur les biais énergétiques relevés dans LMDZ5 (avec aérosols imposés). Pour cette version du modèle, les erreurs sur la représentation du bilan d'énergie à la surface en saison sèche concernent principalement la représentation de l'albédo de surface de la région et le flux solaire descendant (SW_{in}) au sud de $14^\circ N$. Ces erreurs induisent durant la saison sèche des biais de surestimation des flux de chaleur sensible et du rayonnement solaire absorbé (SW_{net}). Cependant, en dépit des fortes valeurs du SW_{net} , LMDZ5 produit un biais froid en saison sèche au Sahel. À partir de l'analyse des températures minimales et maximales, nous avons montré que ce biais froid est principalement un biais nocturne et qu'il est plus fort dans la version 5B que dans la 5A. L'écart entre les deux versions est lié à l'ajustement artificiel du schéma de diffusion turbulente dans les couches stables nocturnes dans la version 5A. La température de nuit est contrôlée par l'inertie thermique du sol, la turbulence (dans la couche limite stable), et l'effet de serre. Une partie de notre travail a consisté à étudier/explore la sensibilité des biais de température aux paramètres d'inertie thermique du sol, de longueur de mélange et de hauteur de rugosité. Les résultats de ces tests ont montré :

- qu'une augmentation de l'inertie thermique du sol au Sahel peut suffire à corriger ce biais froid. Cependant, les valeurs de l'inertie étant réalistes en saison sèche, cette correction se fait alors pour des valeurs erronées de ce paramètre (correspondant à l'inertie thermique d'un sol saturé en eau).
- qu'une augmentation de la turbulence nocturne induite par une valeur seuil plus élevée de la longueur de mélange améliore également la représentation de la température près de la surface mais n'est pas suffisante pour corriger totalement le biais froid.
- que la prescription d'une hauteur de rugosité pour le transfert de chaleur 10 fois plus faible que la hauteur de rugosité pour le vent dans le modèle n'induit pas de changement significatif.

Dans ce même esprit, nous avons étudié les biais sur l'albédo de surface. Les résultats ont mis en évi-

dence que LMDZ5 souffre d'une sous-estimation de l'albédo du sol nu au Sahel mais également utilise des valeurs d'albédo de culture et de végétation naturelle un peu plus élevées que celles observées. La dernière étape dans l'étude des biais d'énergie dans LMDZ5 a été d'explorer la sensibilité des biais de SW_{in} aux nuages et aux aérosols. Nous avons montré qu'en rendant l'atmosphère plus opaque par l'augmentation des concentrations d'aérosols et du temps de vie des nuages hauts, nous améliorons l'extinction solaire ainsi que la variabilité du SW_{in} . Avec ces tests, nous avons montré qu'augmenter le temps de vie des nuages hauts induit une hausse de la température nocturne par effet de serre et donc une meilleure représentation de la température dans le modèle mais qu'en revanche améliorer l'albédo de surface (qui était sous-estimé) en saison sèche induit une amplification du biais froid.

Grâce à cette étude sur LMDZ5, un certain nombre de défauts des paramétrisations ont pu être corrigés dans les composantes atmosphérique et surfacique pour la mise au point du modèle pour CMIP6. Aussi, l'évaluation de l'effet des nouvelles paramétrisations sur la représentation du bilan d'énergie (avec aérosols imposés) met en avant l'importance du modèle de surface dans la représentation des flux d'énergie. Les changements apportés dans les paramétrisations ont contribué à réduire les biais et à améliorer la variabilité des flux d'énergie et du bilan radiatif net en zone sahélienne. Cependant, le biais froid identifié sur la zone n'est amélioré dans LMDZ6 qu'en contrepartie de forts biais sur les flux radiatifs et les flux de chaleur. En zone soudanienne par contre, les biais sur le bilan d'énergie sont restés pratiquement inchangés ; seule la variabilité des flux a été améliorée, ce qui signifie que certains processus qui entrent en jeu dans cette zone n'ont peut être pas été identifiés ou sont encore mal représentés dans le modèle.

En introduisant les poussières interactives dans LMDZ6, l'effet radiatif des aérosols journaliers augmente en corrélation avec les événements de poussières. Ainsi, les pics abrupts observés sur le SW et le LW en lien avec l'effet des poussières sont reproduits par le modèle. Au printemps, la présence des aérosols dans le modèle augmente dans l'atmosphère et contribue à augmenter l'opacité de l'atmosphère et à réduire les biais relevés sur les flux descendant durant cette période. Cependant, malgré l'amélioration de la représentation des flux d'énergie, la modélisation des poussières désertiques ne suffit pas à corriger ni la forte surestimation du bilan radiatif net (elle n'est que légèrement réduite) ni le biais froid au Sahel. En ce qui concerne le biais froid, nous avons trouvé qu'il pouvait être corrigé si la valeur de l'émissivité de surface était plus réaliste dans le modèle (0.95-0.96 au lieu de 1). Cependant les codes radiatifs actuels ne le permettent pas.

Dans le cadre du projet ACASIS, nous avons effectué des travaux afin de voir si le modèle était capable de représenter la vague de chaleur détectée au mois d'avril 2010 et les mécanismes impliqués dans la formation de cette vague de chaleur, et en particulier l'augmentation de l'eau précipitable (PRW) sur la région. Le mois étant également un mois anormalement chaud dans son ensemble, nous avons privilégié une étude basée plus sur le mois d'Avril 2010.

Les résultats d'analyse des simulations sur la période de 2000 à 2013 ont montré que le modèle en configuration guidée et régionale simule un mois d'avril 2010 anormalement chaud en comparaison aux autres années. Ce résultat est obtenu même sans aérosols. Cependant à cause du biais froid les températures simulées durant ce mois sont plus faibles que celles observées. L'introduction de poussières interactive contribue à améliorer la représentation de ce mois mais malheureusement comme le

modèle rate les événements de poussières qui ont eu lieu durant ce mois, les mécanismes expliquant la formation de cette vagues sont moins bien détectés. En comparaison à la moyenne climatologique (2000-2013) l'anomalie simulée des Tmin et Tmax est d'un ordre de grandeur assez cohérent avec les observations.

Ces travaux nous ont permis d'acquérir plus de connaissances sur les mécanismes qui entrent en jeu dans la formation des vagues de chaleur en Afrique de l'ouest. En étudiant le lien entre les aérosols et le PRW, nous avons montré que la présence d'aérosols dans l'atmosphère augmente localement la convergence de vapeur d'eau et donc le PRW sur le continent. La rétroaction sur la circulation augmente alors indirectement les températures, notamment Tmin, via l'effet de serre de la vapeur d'eau. Ainsi, les aérosols contribuent à la formation et au maintien des vagues de chaleur printanières. Nous avons donc grâce à cette étude montré que la paramétrisation des poussières désertiques est un processus clé pour la modélisation des vagues de chaleur en Afrique de l'ouest.

Étude des mécanismes en saison humide

Durant la saison humide, le cycle de l'eau a un contrôle de premier ordre sur l'énergétique. La correction des biais de circulation par les techniques de guidage en vents horizontaux nous a permis de mesurer l'impact des biais de circulation sur le bilan d'énergie et d'identifier les biais restant dans LMDZ5 (avec aérosols imposés). En l'absence de biais sur la circulation, le flux de mousson ainsi que l'apport d'air humide par ce flux sont mieux représentés, celui-ci pénétrant plus loin dans les terres. Dans de telles conditions, le modèle reproduit des précipitations certes pas encore suffisamment intermittentes et intenses mais suffisamment réalistes pour induire une meilleure représentation des flux de chaleur latente et réduire la surestimation du flux sensible. L'amélioration des flux turbulents induit une meilleure représentation des mouvements convectifs dans le modèle. Ainsi, les pics en lien avec l'occurrence des événements orageux sont mieux représentés par LMDZ5. Les analyses des versions 5A et 5B ont permis de mettre en évidence la forte corrélation entre les pics observés sur le SW_{in} et l'occurrence des nuages moyens. Dans cette version, un apport correct de vapeur d'eau sur le continent suffit à reproduire un flux infra-rouge net absorbé plus réaliste. Aussi, les biais restant sur la représentation du bilan radiatif net (non liés aux erreurs sur la circulation de grande échelle) concernent essentiellement le SW_{net} , spécialement en Juillet.

Au travers des mêmes tests de sensibilité mentionnés ci-dessus, nous avons trouvé que ces biais sont, comme en saison sèche, essentiellement dus à une sous-estimation des nuages et des aérosols et à une surestimation des valeurs utilisées pour l'albédo des cultures et de la végétation naturelle. Avec les changements apportés sur les paramétrisations, notamment sur le schéma de convection profonde et le déclenchement stochastique, les pluies produites dans le modèle sont devenues plus intermittentes et plus abondantes dans LMDZ6 guidée. Avec ces modifications, les pluies au Sahel même sans guidage sont mieux représentées mais restent tout de même sous-estimées. L'amélioration de l'occurrence des jours nuageux dans LMDZ6 en juillet induit une réduction de la surestimation du SW_{in} en début de saison des pluies et l'introduction des poussières interactives permet de se rapprocher encore plus des observations in-situ. En effet, la paramétrisation des poussières contribue à améliorer l'extinction solaire notamment au nord du Sahel où les émissions de poussières sont plus fréquentes, ce qui induit

une augmentation journalière de l'effet radiatif des aérosols dans le modèle.

Les valeurs de l'albédo en saison des pluies sont également mieux représentées dans LMDZ6 avec poussières interactives. En conséquent de ces améliorations, les biais sur le SW_{net} sont réduits. En analysant les flux infra-rouge, on peut voir que le LW_{in} est légèrement surestimé en lien avec les biais d'humidité produits dans LMDZ6. Malgré cela, le flux infra-rouge absorbé est mieux représenté avec les nouvelles paramétrisations et l'introduction des poussières interactives dans le modèle. Au vu du lien identifié en saison sèche entre les aérosols et l'eau précipitable, nous avons étudié l'impact des aérosols sur les pluies de mousson dans LMDZ6. Nous avons montré que la présence d'aérosols dans l'atmosphère ouest Africaine rétroagit sur la circulation de grande échelle et accentue la convergence de l'eau précipitable sur le Sahel. En conséquent les aérosols sont à l'origine de l'augmentation des précipitations au centre du Sahel.

Potentiel des outils utilisés

Les résultats obtenus dans ce manuscrit confirment à quel point les modèles de circulation générale sont de formidables outils pour étudier des systèmes complexes à caractère multi-échelle tels que la mousson. Grâce à ses 2 composantes : dynamique et physique, le modèle LMDZ nous a permis d'étudier des aspects de la mousson à différentes échelles. En configuration AMIP avec guidage en vents horizontaux les pluies de mousson dues à l'advection d'eau dans les basses couches sont mieux représentées. Cela nous a permis d'étudier la contribution des différents processus intervenant dans la mousson comme par exemple la convection à l'échelle locale ; de mieux connaître les effets de la surface (albédo, végétation, ..) sur la convection et la couverture nuageuse ; de mieux représenter le bilan d'énergie et autres processus locaux par l'identification des paramètres clés améliorant les paramétrisations physiques. Nous pouvons en plus mesurer l'apport des améliorations (comme les changements dans le schéma de convection) sur la représentation des interactions d'échelles par l'analyse des rétroactions entre la dynamique et la physique en configuration AMIP sans guidage. Enfin, il nous offre la possibilité d'étudier l'effet des processus locaux sur la circulation de grande échelle soit en configuration AMIP régionale comme cela a été fait dans ce travail soit par l'analyse de tendances de guidage afin d'éviter d'améliorer la position de l'ITCZ par compensations d'erreurs.

Les observations sur sites en plus de nous avoir permis d'obtenir les résultats présentés dans ce manuscrit, nous ont amenés à connaître plus rapidement l'effet des modifications de certains paramètres sur le climat ouest Africain et d'identifier des bugs dans le modèle qui n'auraient pas été évidents à déceler à des échelles plus grandes. Les comparaisons modèles/données sur sites servent dorénavant de diagnostic pour la mise au point du modèle. Il est donc très important de continuer à maintenir les sites d'observations in-situ afin de progresser sur notre compréhension de la mousson africaine et de rendre les modèles de climat et leurs projections plus fiables.

2 Discussions et perspectives

Les travaux effectués durant cette thèse nous ont permis de mieux connaître les biais des modèles d'atmosphère (LMDZ) et de surface (ORCHIDEE) sur la représentation du climat de l'Afrique de l'ouest. Nous avons à l'aide **des données d'observation in-situ AMMA, de tests de sensibilité, de différentes versions des modèles, et de l'ajout du module d'émission de poussières** mieux compris l'effet des paramétrisations sur la représentation du bilan d'énergie à la surface et des pluies de mousson. De ce fait, nous avons identifié des paramètres clés pouvant contribuer à réduire les erreurs du modèle de l'IPSL en couplage atmosphère-surface. Cela a alimenté les nouveaux développements et les progrès obtenus sur la modélisation du climat de la région ouest Africaine avec les dernières versions des modèles LMDZ et ORCHIDEE. Les améliorations ont surtout été apportées sur la représentation des flux d'énergie et des précipitations en zone sahélienne et au vu de ces résultats, une perspective à venir serait de regarder l'impact des changements en configuration couplée à l'océan (CMIP).

Au cours de notre travail, nous avons mis en exergue l'effet des aérosols sur le bilan d'énergie, mais également sur la circulation en renforçant la convergence en vent et la température, par un effet indirect sur l'eau précipitable, les nuages et les précipitations.

Il serait intéressant d'analyser l'effet des aérosols sur les "tendances de guidages" : sorties qui mesurent la "volonté" du modèle à s'écarter de l'évolution réelle de la circulation à grande échelle afin de déterminer à quel point les aérosols contribuent à réduire les biais sur la circulation de grande échelle ou favorisent la montée du flux de mousson. Il serait également intéressant d'utiliser cette approche afin d'augmenter notre compréhension des effets des processus locaux sur la dynamique de grande échelle et comprendre si l'amélioration des précipitations sur la région contribue à réduire les biais sur la circulation de la MAO ou les compense.

Dans LMDZ5, les biais sur la circulation de grande échelle sont dus au décalage vers le sud des principaux éléments qui la composent. Notre compréhension sur le décalage de la mousson se limite à la découverte d'une forte anomalie négative sur le vent zonal au sud de la région. Comme les vents méridien et zonal varient en opposition de phase à l'ascension, nous en déduisons que la forte surestimation du vent zonal affaiblit le vent méridien et empêche le flux de mousson de pénétrer plus au nord sur le continent. Ce résultat a émergé des premières analyses des tendances de guidage et j'aurais aimé pouvoir apporter plus de compréhension sur le décalage des éléments clés de la mousson dans LMDZ5 en étudiant par exemple les processus pouvant contribuer à réduire le vent zonal tels que la hauteur de rugosité, ou mélange de couche limite.

L'évaluation des simulations et l'analyse de l'effet des paramétrisations ont parfois été limitées par le manque de données d'observations. Il aurait été intéressant d'avoir plus d'informations sur la zone soudanienne et la zone guinéenne pour mieux comprendre les biais persistant au sud. Le manque de données sur le flux latent aux autres stations en dehors de Wankama m'ont empêchée de tirer des conclusions plus robustes sur la représentation des flux turbulents dans le modèle. Il aurait également été intéressant d'avoir des données locales sur les températures et les flux d'énergie autres que pour l'année 2006 afin d'étudier en plus du cycle saisonnier et intra-saisonnier les variations inter annuelles du climat ouest Africain. Cela nous aurait également permis d'analyser plus spécifiquement les mécanismes qui entrent en jeu dans la formation des vagues de chaleur en 2010 mais surtout d'étudier

d'autres vagues de chaleur où les valeurs d'AOD (profondeur optique des aérosols) seraient mieux représentées.

Pour conclure, je dirais qu'il est important de continuer à étudier l'effet des paramétrisations à l'aide de ces différentes configurations et des données sur sites afin de réduire les incertitudes sur les prévisions du climat d'une part et sur les prévisions à courte échéance d'autre part. De ce fait, nous pourrions mieux connaître les enjeux du climat futur et présenter des alertes météorologiques plus fiables afin de mieux préparer la population africaine à des éventuelles catastrophes climatiques.

Bibliographie

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P., and Nelkin, E. (2003). The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979 present). *Journal of Hydrometeorology*, 4 :1147.
- Ago, E. E., Agbossou, E. K., Ozer, P., and Aubinet, M. (2015). Mesure des flux de CO₂ et séquestration de carbone dans les écosystèmes terrestres ouest-africains (synthèse bibliographique). *biotechnol.*
- Aït-Mesbah, S., Dufresne, J. L., Cheruy, F., and Hourdin, F. (2015). The role of thermal inertia in the representation of mean and diurnal range of surface temperature in semiarid and arid regions. *Geophys. Res. Lett.*, 42 :7572–7580.
- Andreae, M. O. and Crutzen, P. J. (1998). Atmospheric Aerosols : Biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry. *American Association for the Advancement of Science.*
- Baede, A. P. M. (2007). Glossaires des contributions des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du GIEC.
- Barbier, J., Guichard, F., Bouniol, D., Couvreur, F., and Roehrig, R. (2017). Spring sahelian heat-waves : detection, characteristics and historical trend. *In preparation for Journal of Climate.*
- Beucher, F. (2010). *Manuel de météorologie tropicale des alizés au cyclone tropical*. Number vol. 2 in Cours et manuels - Direction de la météorologie. Météo-France.
- Bindoff, N. L., Stott, P. A., AchutaRao, K. M., Allen, M. R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I. I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R., and Zhang, X. (2013). Chapter 10 - detection and attribution of climate change from global to regional. In *Climate Change 2013 The Physical Science Basis. IPCC Working Group I Contribution to AR5*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Blackadar, A. K. (1957). Boundary-layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*
- Bony, S. and Emanuel, K. A. (2001). A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; evaluation using TOGA COARE data. *J. Atmos. Sci.*, 58 :3158–3183.
- Bou Karama, D. (2008). Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest.
- Cadet, D. L. and Nnoli, N. O. (1987). Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113 :581–602.
- Cakmur, R. V., Miller, R. L., and Torres, O. (2004). Incorporating the effect of small-scale circulations upon dust emission in an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 109 :7201.

- Callot, Y., Mering, C., and Simonin, A. (1994). Image-analysis and cartography of sand hill massifs on high resolution images I application to the Great Western Erg (NW of Algerian Sahara). *International Journal of Remote Sensing*, 15 :3799–3822.
- Chatenet, B., Marticorena, B., Gomes, L., and Bergametti, G. (1996). Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind. *Sedimentology*, 43 :901–911.
- Chevalier, A. (1933). Le territoire géobotanique de l’Afrique tropicale nord-occidentale et les divisions. *Bulletin Societe Botanique*.
- Cook, K. H. (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, 12 :1165–1184.
- de Rosnay, P., Bruen, M., and Polcher, J. (2000). Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *grl*.
- de Rosnay, P. and Polcher, J. (1998). Modelling root water uptake in a complex land surface scheme coupled to a GCM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2.
- Deardorff, J. W. (1970). Preliminary results from numerical integrations of the unstable planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 27 :1209–1211.
- Diallo, F. B., Hourdin, F., Rio, C., Traore, A.-K., Mellul, L., Guichard, F., and Kergoat, L. (2017). The surface energy budget computed at the grid-scale of a climate model challenged by station data in west africa. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9(7) :2710–2738.
- D’Orgeval, T. (2006). Impact du changement climatique sur le cycle de l’eau en Afrique de l’Ouest : Modélisation et incertitudes. *PHD Thesis*, page 172.
- Ducoudré, N. I., Laval, K., and Perrier, A. (1993). SECHIBA, a New Set of Parameterizations of the Hydrologic Exchanges at the Land-Atmosphere Interface within the LMD Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 6 :248–273.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benschila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J.-P., Ethé, C., Fairhead, L., Fichefet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N. (2013). Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model from CMIP3 to CMIP5. *Clim. Dyn.*, 40 :2123–2165.
- Edjame, K. S. (2007). REGIME DES PRECIPITATIONS SUR LE LITTORAL OCEANIQUE DANS LE GOLFE DE GUINEE.

- Eltahir, E. A. B. and Gong, C. (1996). Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *Journal of Climate*, 9 :1030–1042.
- Emanuel, K. A. and Zivkovic-Rothman, M. (1999). Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models. *J. Atmos. Sci.*, 56 :1766–1782.
- Escribano, J., Boucher, O., Chevallier, F., and Huneus, N. (2016). Subregional inversion of North African dust sources. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 121 :8549–8566.
- FAO (1978). Soil Map of the World.
- FAO (1984). *THE STATE OF FOOD AND AGRICULTURE*.
- Faysash, D. A. and Smith, E. A. (1999). Simultaneous Land Surface Temperature Emissivity Retrieval in the Infrared Split Window. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16 :1673.
- Flohn, H. and Henning, D. and Korff, H. C. (1965). studies on the water- vapour transport over northern Africa. *Bonner Meteor.*
- Fontaine, B. and Janicot, S. (1992). Wind-Field Coherence and Its Variations over West Africa. *Journal of Climate*, 5 :512–524.
- Fouquart, Y. and Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the Earth's atmosphere A new parametrization. *bpa*, 53 :35–62.
- Giannini, A., Saravanan, X., and Chang, X. (2002). Ocean forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time-scales. *Science*, 302 :1027–1030.
- Grandpeix, J., Lafore, J., and Cheruy, F. (2010). A Density Current Parameterization Coupled with Emanuel's Convection Scheme. Part III 1D Simulations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 67 :898–922.
- Gueye, M. (2014). MODELISATION DES COUPLAGES ENTRE LES AEROSOLS DESERTIQUES ET LE CLIMAT OUEST-AFRICAIN.
- Guichard, F., Kergoat, L., Hourdin, F., Léauthaud, C., Barbier, J., Mougin, E., and Diarra, B. (2015). Le réchauffement climatique observé depuis 1950 au Sahel. *IRD Editions*.
- Hamilton, R. A. and Archibald, J. W. (1945). Meteorology of Nigeria and adjacent territory.
- Heese, B. and Wiegner, M. (2008). Vertical aerosol profiles from Raman polarization lidar observations during the dry season AMMA field campaign. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 113 :D00C11.
- Hegerl, G. C., Crowley, T. J., Allen, M., Hyde, W. T., Pollack, H. N., Smerdon, J., and Zorita, E. (2007). Detection of Human Influence on a New, Validated 1500-Year Temperature Reconstruction. *Journal of Climate*, 20 :650.

- Hourdin, F., Couvreux, F., and Menut, L. (2002). Parameterisation of the dry convective boundary layer based on a mass flux representation of thermals. *J. Atmos. Sci.*, 59 :1105–1123.
- Hourdin, F., Gueye, M., Diallo, B., Dufresne, J.-L., Escribano, J., Menut, L., Marticoréna, B., Siour, G., and Guichard, F. (2015a). Parameterization of convective transport in the boundary layer and its impact on the representation of the diurnal cycle of wind and dust emissions. *Atmosph. Chemist. and Physics*, 15 :6775–6788.
- Hourdin, F., Găinuşă-Bogdan, A., Braconnot, P., Dufresne, J.-L., Traore, A.-K., and Rio, C. (2015b). Air moisture control on ocean surface temperature, hidden key to the warm bias enigma. *grl*.
- Hourdin, F., Musat, I., Guichard, F., Ruti, P. M., Favot, F., Filiberti, M., Pham, M., Grandpeix, J., Polcher, J., Marquet, P., Boone, A., Lafore, J., Redelsperger, J., Dell'Aquila, A., Doval, T. L., Traore, A. K., and Gallée, H. (2010). AMMA-Model Intercomparison Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91 :95–+.
- 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 :36.
- Huneus, N., Boucher, O., and Chevallier, F. (2009). Simplified aerosol modeling for variational data assimilation. *Geoscientific Model Development*, 2 :213–229.
- Janicot, S., Caniaux, G., Chauvin, F., de Coëtlogon, G., Fontaine, B., Hall, N., Kiladis, G., Lafore, J.-P., Lavaysse, C., Lavender, S. L., Leroux, S., Marteau, R., Mounier, F., Philippon, N., Roehrig, R., Sultan, B., and Taylor, C. M. (2011). Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12 :58–66.
- Joseph, A., Frangi, J. P., and Aranyossy, J. F. (1979). Isotope Characteristics of Meteoric Water and Groundwater in the Sahelo-Sudanese zone. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*.
- Kiehl, J. T. and Trenberth, K. E. (1997). Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78 :197–197.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, 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 :B1015+.
- Largeron, Y., Guichard, F., Bouniol, D., Couvreux, F., Kergoat, L., and Marticorena, B. (2015). Can we use surface wind fields from meteorological reanalyses for sahelian dust emission simulations? *Geophysical Research Letters*, 42(7) :2490–2499. 2014GL062938.
- Largeron, Y., Guichard, F., Roehrig, R., Couvreux, F., and Barbier, J. (2017). The April 2010 North African heatwavel when the water vapor greenhouse effect drives nighttime temperatures.
- Lavaysse, C., Flamant, C., Evan, A., Janicot, S., and Gaetani, M. (2016). Recent climatological trend of the Saharan heat low and its impact on the West African climate. *Climate Dynamics*, 47 :3479–3498.

- Lebel, T., Cappelaere, B., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Vieux, B., Descroix, L., Gosset, M., Mougin, E., Peugeot, C., and Seguis, L. (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *Journal of Hydrology*, 375 :3–13.
- Lebel, T. and Le Barbé, L. (1997). Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *Journal of Hydrology*, 188 :97–122.
- Li, Z. (1999). Ensemble Atmospheric GCM Simulation of Climate Interannual Variability from 1979 to 1994. *J. Climate*, 12 :986–1001.
- Liousse, C., Andreae, M. O., Artaxo, P., Barbosa, P., Grégoire, J. M., Hobbs, P., Lavoué, D., Mouillot, J., Penner, M., Scholes, M., and Schultz, M. G. (2004). Deriving Global Quantitative Estimates for Spatial and Temporal Distributions of Biomass Burning Emissions.
- Lott, F. and Miller, M. (1997). A new sub-grid scale orographic drag parametrization: its formulation and testing. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123 :101–128.
- Ma, C.-C., Mechoso, C. R., Robertson, A. W., and Arakawa, A. (1996). Peruvian Stratus Clouds and the Tropical Pacific Circulation: A Coupled Ocean-Atmosphere GCM Study. *Journal of Climate*, 9 :1635–1645.
- Mahowald, N. M., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Duce, R. A., Jickells, T. D., Kubilay, N., Prospero, J. M., and Tegen, I. (2005). Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, 19 :GB4025.
- Malavelle, F. (2011). Effets direct et semi-direct des aérosols en Afrique de l'ouest pendant la saison sèche.
- Martcorena, B. and Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *JGR*, 100.
- Martin, G. M., Peyrillé, P., Roehrig, R., Rio, C., Caian, M., Bellon, G., Codron, F., Lafore, J.-P., Poan, D. E., and Idelkadi, A. (2017). Understanding the West African Monsoon from the analysis of diabatic heating distributions as simulated by climate models. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 9 :239–270.
- Matthews, E. (1983). Global Vegetation and Land Use: New High-Resolution Data Bases for Climate Studies. *Journal of Applied Meteorology*, 22 :474–487.
- Meehl, G. A., Arblaster, J. M., and Tebaldi, C. (2005). Understanding future patterns of increased precipitation intensity in climate model simulations. *GRL*.
- Menut, L., Vautard, R., Beekmann, M., and Honoré, C. (2000). Sensitivity of photochemical pollution using the adjoint of a simplified chemistry-transport model. *J. Geophys. Res.*, 105 :15379–15402.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *JGR*, 102.

- Morcrette, J. (1991). Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *jgr*, 96 :9121–9132.
- Moron, V., Oueslati, B., Pohl, B., Rome, S., and Janicot, S. (2016). Trends of mean temperatures and warm extremes in northern tropical africa (1961-2014) from observed and ppca-reconstructed time series. 121 :5298–5319.
- Nicholson, S. E. and Grist, J. P. (2001). A conceptual model for understanding rainfall variability in the West African Sahel on interannual and interdecadal timescales. *International Journal of Climatology*, 21 :1733–1757.
- Nicholson, S. E. and Selato, J. C. (2000). The influence of La Nina on African rainfall. *International Journal of Climatology*, 20 :1761–1776.
- Nicholson, S. E., Some, B., and Kone, B. (2000). An Analysis of Recent Rainfall Conditions in West Africa, Including the Rainy Seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña Years. *Journal of Climate*, 13 :2628–2640.
- Oueslati, B., Pohl, B., Moron, V., and Rome, S. (2016). Characterization of Heat Waves in the Sahel and associated mechanisms. 18 :EPSC2016–2834.
- Panthou, G., Vischel, T., and Lebel, T. (2014). Recent trends in the regime of extreme rainfall in the central sahel. *International Journal of Climatology*, 34(15).
- Parry, M., Canziani, O., Palutikof, J., van der Linden, J., and Hanson, C. (2007). Climate change 2007. impacts, adaptation and vulnerability. contribution of working group ii to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press*, page 976.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., and McMahon, T. A. (2007). Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11 :1633–1644.
- Penman, H. L. (1956). Estimating evaporation. *Transactions, American Geophysical Union*, 37 :43–50.
- Peyrillé, P. and Lafore, J.-P. (2007). An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part III Large-Scale Advection and the Diurnal Cycle. *Journal of Atmospheric Sciences*, 64 :2783.
- Peyrillé, P., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L. (2006). An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part II Validation and Key Controlling Factors. *Journal of Atmospheric Sciences*, 64 :2765.
- Pilon, R. (2013). *Transport et élimination des radionucléides naturels par les processus nuageux : Mécanismes et représentation dans un modèle de climat*. PhD thesis.
- Ramage, C. S. (1971). Monsoon Meteorology. *Academic Press*, page 1–296.

- 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*, vol. 87, issue 12, p. 1739–1739+.
- Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Hourdin, F., Guichard, F., Couvreux, F., Lafore, J.-P., Fridlind, A., Mrowiec, A., Roehrig, R., Rochetin, N., Lefebvre, M.-P., and Idelkadi, A. (2013). Control of deep convection by sub-cloud lifting processes: the ALP closure in the LMDZ5B general circulation model. *Clim. Dyn.*, 40 :2271–2292.
- Rio, C. and Hourdin, F. (2008). A thermal plume model for the convective boundary layer: representation of cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.*, 65 :407–425.
- Rio, C., Hourdin, F., Grandpeix, J., and Lafore, J. (2009). Shifting the diurnal cycle of parameterized deep convection over land. *Geophys. Res. Lett.*, 36 :7809+.
- Rochetin, N., Couvreux, F., Grandpeix, J.-Y., and Rio, C. (2014a). Deep convection triggering by boundary-layer thermals. Part II: LES analysis and stochastic triggering formulation. *JAS*, 71.
- Rochetin, N., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., and Couvreux, F. (2014b). Deep convection triggering by boundary-layer thermals. Part III: Stochastic triggering parameterization for the LMDZ GCM. *JAS*, 71.
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., and Redelsperger, J.-L. (2013). The present and future of the West African monsoon: a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *Clim. Dyn.*, 26 :6471–6505.
- Rossby, T. (1947). The Distribution of Angular Velocity in Gaseous Envelopes under Influence of Large-Scale Horizontal Mixing Processes. pages 53–68.
- Sadourny, R. and Laval, K. (1984). January and July performance of the LMD General Circulation Model. *In New Perspectives in Climate Modelling*, 13 :173–198.
- Saha, K. (2010). *Tropical Circulation Systems and Monsoons*.
- Schepanski, K., Tegen, I., Todd, M. C., Heinold, B., BöNisch, G., Laurent, B., and Macke, A. (2009). Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of subdaily dust source activation and numerical models. *Journal of Geophysical Research (Atmospheres)*, 114(D13) :10201.
- Sheffield, J. and Wood, E. F. (2008). Projected changes in drought occurrence under future global warming from multi-model, multi-scenario, IPCC AR4 simulations. *Climate Dynamics*, 1 :79–105.
- Sitch, S., Smith, B., Prentice, I. C., Arneth, A., Bondeau, A., Cramer, W., Kaplan, J. O., Levis, S., Lucht, W., Sykes, M. T., Thonicke, K., and Venevsky, S. (2003). Evaluation of ecosystem dynamics, plant geography and terrestrial carbon cycling in the lpj dynamic global vegetation model. *Global Change Biology*, 9(2) :161–185.

- Sivakumar, M. V. K. (1989). Agroclimatic Aspects of Rainfed Agriculture in the Sudano-Sahelian Zone.
- Slingo, A., White, H. E., Bharmal, N. A., and Robinson, G. J. (2009). Overview of observations from the radagast experiment in niamey, nigerl 2. radiative fluxes and divergences. *J. Geophys. Res.*, 114(D00E04).
- Stocker, T., Qin, G.-K., Plattner, M., Tignor, S., Allen, J., Boschung, A., Nauels, Y., Xia, V., Bex, and Midgley, P., editors (2013). *IPCC, 2013l Climate Change 2013l The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W. P., and Massman, W. J. (2001). An Evaluation of Two Models for Estimation of the Roughness Height for Heat Transfer between the Land Surface and the Atmosphere. *Journal of Applied Meteorology*, 40 :1933–1951.
- Sultan, B. and Janicot, S. (2003). The West African Monsoon Dynamics. Part III The ‘Preonset’ and ‘Onset’ of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 16 :3407–3427.
- Sultan, B., Janicot, S., and Drobinski, P. (2007). Characterization of the diurnal cycle of the west african monsoon around the monsoon onset. *Journal of Climate*, 20(15) :4014–4032.
- Szopa, S., Balkanski, Y., Schulz, M., Bekki, S., Cugnet, D., Fortems-Cheiney, A., Turquety, S., Cozic, A., Déandreis, C., Hauglustaine, D., Idelkadi, A., Lathière, J., Lefevre, F., Marchand, M., Vuolo, R., Yan, N., and Dufresne, J.-L. (2013). Aerosol and ozone changes as forcing for climate evolution between 1850 and 2100. *Climate Dynamics*, 40 :2223–2250.
- Tegen, I., Schepanski, K., and Heinold, B. (2013). Comparing two years of Saharan dust source activation obtained by regional modelling and satellite observations. *Atmospheric Chemistry & Physics*, 13 :2381–2390.
- Thorncroft, C. D. and Blackburn, M. (1999). Maintenance of the african easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555) :763–786.
- Van-Genuchten (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America*, 40(5) :892–898.
- Vignon, E., Hourdin, F., Genthon, C., Gallée, H., Bazile, E., Lefebvre, M.-P., Madeleine, J.-B., and Van de Wiel, B. J. H. (2017). Antarctic boundary layer parametrization in a general circulation modell 1-d simulations facing summer observations at dome c. *Journal of Geophysical Researchl Atmospheres*, 122(13) :6818–6843. 2017JD026802.
- Webster, P. J. (1987). The Elementary Monsoon. *Monsoons (Ed. IS Fein and PL Stephens)*. J. Wiley Co.
- Yamada, T. (1983). Simulations of nocturnal drainage flows by a q^2l turbulence closure model. *J. Atmos. Sci.*, 40 :91–106.

Zender, C. S., Miller, R. L. R. L., and Tegen, I. (2004). Quantifying mineral dust mass budgets! Terminology, constraints, and current estimates. *EOS Transactions*, 85 :509–512.

Zobler, L. (1986). A world soil file for global climate modeling. *Technical report*, NASA tech.Memo. 87802.

Sujet : Simulations multi-échelles couplées de la saisonnalité des vagues de chaleur et des pluies de mousson en Afrique de l'ouest

Résumé : Cette thèse porte sur l'étude du climat de l'Afrique de l'ouest à l'aide du modèle global développé à l'Institut Pierre Simon Laplace et des observations principalement acquises pendant la campagne d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine AMMA. Les travaux de la thèse visent plus spécifiquement à améliorer la représentation du climat ouest africain par la réduction des biais relevés dans l'exercice d'inter-comparaison des modèles couplés CMIP5 provenant en particulier des interactions atmosphère-surface, dans l'objectif de mieux prédire la distribution des pluies sur la région mais également des événements extrêmes tels que les vagues de chaleur. Les résultats ont montré que la représentation de la saisonnalité des températures et des précipitations en Afrique de l'ouest était altérée par de forts biais sur le bilan d'énergie à la surface et la circulation de grande-échelle (positionnement latitudinale des éléments clés de la mousson).

La première partie du travail consiste à mettre en place une technique d'évaluation basée sur deux protocoles expérimentaux et visant à :

- i) distinguer les biais dus à la circulation de ceux dus au bilan d'énergie à la surface ,
- ii) faciliter l'exploitation des données sur sites,
- iii) isoler l'effet des paramétrisations.

Dans cette partie, les biais sur la circulation et le le bilan d'eau sont illustrés. L'importance de l'utilisation des techniques de guidage des vents horizontaux pour l'exploitation des mesures sur sites et pour l'analyse de l'effet des paramétrisations du modèle en Afrique de l'ouest est mise en lumière.

Les données in-situ sont ensuite utilisées afin de:

- 1) identifier les biais sur le bilan d'énergie,
- 2) relier ces biais aux défauts des paramétrisations utilisées dans le but de trouver des pistes d'amélioration.

Grâce à cette étude, un certain nombre de problèmes, comme une mauvaise spécification de l'albédo de sol nu et des différents types de plante ou des "bug" sur le fonctionnement dans le couplage entre inertie thermique et humidité des sols, ont été identifiés. Certains sont dorénavant corrigés dans les versions récentes du modèle développées pour l'exercice CMIP6. Aussi dans ce manuscrit, nous montrons les progrès réalisés grâce à cette méthodologie sur la représentation du bilan d'eau et d'énergie, ainsi que les problèmes qui subsistent.

Enfin, La dernière étude rassemble les travaux sur le rôle des aérosols dans la représentation du climat ouest africain et dans la mise en place des vagues de chaleur. Dans cette partie, nous avons introduit des poussières interactives avec la météorologie et calculé leur impact sur la représentation du bilan d'énergie à la surface. Puis, dans le cadre de l'ANR ACASIS, nous avons étudié la vague de chaleur de 2010. Ce travail nous a permis de mettre en exergue le lien entre les aérosols et l'augmentation de l'eau précipitable au printemps et de démontrer par ce fait l'importance des aérosols dans la représentation des vagues chaleur. Pour finir, nous avons abordé la question du couplage dynamique-physique à l'aide d'un nouveau protocole expérimental et à travers l'analyse de l'impact des aérosols sur les pluies de mousson.

Mots clés : modèle global, Afrique de l'Ouest, mesures sur sites AMMA, Bilan d'énergie, aérosols, vagues de chaleur, pluies de mousson

Subject : Multi-scales simulations of Monsoon rains and heat waves seasonality in West africa

Abstract : This thesis deals with the study of the climate of West Africa using the global model developed at the Pierre Simon Laplace Institute and observations mainly acquired during the Multidisciplinary Analysis campaign of the African Monsoon AMMA. The work of the thesis aims more specifically at improving the representation of the West African climate by reducing the biases observed in the intercomparison exercise of coupled models CMIP5, in particular from atmosphere-surface interactions, with the aim of better predict the distribution of rainfall over the region but also extreme events such as heat waves. The results showed that the representation of seasonality of temperatures and rainfall in West Africa was altered by strong biases on the surface energy budget and large-scale circulation (latitudinal positioning of the key elements of the monsoon).

The first part of the work consists of implementing an evaluation technique based on two experimental protocols and aimed at:

- i) distinguishing the biases due to the circulation of those due to the energy budget at the surface,
- ii) facilitating the exploitation of data on sites,
- iii) isolating the effect of parameterizations. In this section, the biases on circulation and water budget are illustrated.

This study first demonstrates the great interest of the nudging method for the confrontation of a GCM with station data and for analyzing the effect of model parameterizations in West Africa.

Then, The in-situ data are used to:

- 1) identify the biases on the energy budget,
- 2) link these biases to the defects of the parameterizations used in order to find ways to improve.

With this study, a number of problems, such as a poor specification of bare soil albedo and different plant functional type or "bug" in the coupling between thermal inertia and soil moisture have been identified . Some are now corrected in recent versions of the model developed for the CMIP6 exercise. Also in this manuscript, we show the progress achieved through this methodology on the representation of the water and energy budget, as well as the remaining problems.

Finally, one of the major aims of this study is the work on the role of aerosols in the representation of the West African climate and in the setting up of heat waves. In this part, we introduced a representation of dust interactive with meteorology and calculated its impact on the representation of the energy budget at the surface. Then, in the framework of the ANR ACASIS, we studied the heat wave of 2010. This work allowed us to highlight the link between aerosols and the increase of precipitable spring water and to demonstrate by this is the importance of aerosols in the representation of heat waves. Finally, we discussed the issue of dynamic-physical coupling using a new experimental protocol and through the analysis of the aerosols impact on monsoon rains.

Keywords : climate modelling, West Africa, AMMA in-situ data, energy budget, aerosols, heat waves, monsoons rains