

RÉPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix-Travail-Patrie

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIE ET
GÉOSCIENCES

UNITÉ DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
PHYSIQUE ET APPLICATIONS



REPUBLIC OF CAMEROON

Peace-Work-Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCES

RESEARCH AND POSTGRADUATE
TRAINING UNIT FOR PHYSICS
AND APPLICATIONS

Laboratoire de Physique de l'Environnement Terrestre

Laboratory of Earth's Environment Physics

Implications des niveaux de réchauffement de 1,5°C et 2,0°C dans le Bassin du Congo: Evaluation du modèle climatique régional RCA4

Thèse présentée en vue de l'obtention du Diplôme de Doctorat/Ph.D. de Physique

Option: Sciences de l'Atmosphère

Par

TAMOFFO TCHIO Alain

Matricule: 10Y706

Master en Physique

Sous la Direction de

VONDOU Derbetini Appolinaire

Maître de Conférences

NOUAYOU Robert

Professeur



Année 2021

UNIVERSITÉ DE YAOUNDÉ I
THE UNIVERSITY OF YAOUNDE I



FACULTÉ DES SCIENCES
FACULTY OF SCIENCE

DÉPARTEMENT DE PHYSIQUE
DEPARTMENT OF PHYSICS

ATTESTATION DE CORRECTION DE LA THÈSE DE DOCTORAT/Ph.D

Nous, Professeur **OWONA ANGUE Marie Louise Clotilde** et Professeur **TCHAWOUA Clément**, respectivement Examineur et Président du jury de la Thèse de Doctorat/Ph.D de Monsieur **TAMOFFO TCHIO Alain**, Matricule **10Y706**, préparée sous la direction du Professeur **VONDOU DERBETINI Appolinaire** et du Professeur **NOUAYOU Robert**, intitulée : « **Implications des niveaux de réchauffement de 1,5°C et 2,0°C dans le Bassin du Congo: Evaluation du modèle climatique régional RCA4** », soutenue le **Lundi, 29 Mars 2021**, en vue de l'obtention du grade de Docteur/Ph.D en Physique, Spécialité **Physique de l'Environnement Terrestre**, Option **Sciences de l'Atmosphère**, attestons que toutes les corrections demandées par le jury de soutenance ont été effectuées.

En foi de quoi, la présente attestation lui est délivrée pour servir et valoir ce que de droit.

Fait à Yaoundé le **07 APR 2021**

Examineur

Pr **OWONA ANGUE Marie Louise Clotilde**



Le Chef de Département de Physique

Pr **NDJAKA Jean-Marie**
Bienvenu

Le Président du jury

Pr **TCHAWOUA Clément**

Implications des niveaux de réchauffement de 1,5°C et
2,0°C dans le Bassin du Congo: Evaluation du modèle
climatique régional RCA4.

Alain Tchio Tamoffo

Dédicace

À

Maélys et Davy

Remerciements

Je remercie tout d'abord le Dieu tout Puissant pour mon existence et pour ses grâces dans ma vie.

La réalisation de cette thèse n'a été possible que grâce au soutien que j'ai reçu de ma famille de recherche (LAMEPA) et de ma famille biologique.

La première personne physique que j'aimerais remercier est mon directeur de thèse, Prof. Vondou Derbetini Appolinaire, non seulement pour m'avoir encadré dans le cadre de cette thèse, mais aussi pour tous les conseils qu'il m'a prodigués au cours de ces années.

J'exprime ma gratitude à mon superviseur de thèse, le professeur Nouayou Robert.

Merci à tous les professeurs du département de physique de l'Université de Yaoundé I (Ecole Normale Supérieure et Faculté des Sciences) pour toutes les connaissances qu'ils m'ont transmises à l'université.

Je tiens également à exprimer mes remerciements aux membres du jury et experts qui, malgré leurs multiples occupations, ont accepté d'évaluer ce travail et de faire des suggestions pour son amélioration.

Merci à l'administration de l'Université de Yaoundé I pour tous les services qu'elle nous a rendu.

Je rends aussi un hommage à tous les agents de sécurité de l'Université de Yaoundé I qui oeuvrent nuit et jour pour nous fournir un cadre de travail sécurisé.

Merci aux Docteurs Pokam, Kamsu, Yepdo, Guenang, Tanessong, Sonkoué, Fotso-Nguemo, Komkoua, Kaissassou avec qui j'ai eu des discussions constructives en sciences atmosphériques.

À mes camarades de classe et de laboratoire Taguela, Dommo, Nonki, Njouenwet, Kamga qui m'ont encouragé et avec qui j'ai eu des échanges utiles pendant cette thèse, je dis merci.

Un merci particulier à ma chère et charmante épouse Raissa, qui m'a soutenu dans les moments difficiles.

Merci à mes parents Tchio Paul, Mague Nicole et Djuikem Delphine, pour votre amour, pour l'éducation et l'esprit de travail que vous m'avez transmis.

Merci à mes frères et sœurs, Pauline, Diane (RIP), Robinson, Hubert, Serge, Doriane, Jovince, Dorimène, Chimène, Alphonse, Charline, Jean-Marie, Christelle, Roston.

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	ii
Liste des figures	vi
Liste des tableaux	viii
Symboles	ix
Principaux sigles et acronymes	x
Abstract	xii
Résumé	xiv
Introduction générale	1
Chapitre 1 Revue de la littérature et questions de recherche	4
1.1 Les composantes du système climatique de l’Afrique Centrale	4
1.1.1 La circulation dans la basse troposphère	5
1.1.2 La circulation dans la moyenne troposphère	6
1.1.3 La circulation en haute-troposphère	6
1.1.4 La bande de pluie	7
1.1.5 La convection dans le bassin du Congo	9
1.2 Le cycle hydrologique dans le BC	10
1.3 Les modèles climatiques	11
1.3.1 MCGs	12
1.3.2 MCRs	13
1.4 La modélisation du climat dans le BC	14
1.4.1 Évaluation statistique	16

1.4.2	Évaluation axée sur les processus	17
1.5	Application de l'approche d'évaluation axée sur les processus dans le BC	17
1.6	Le réchauffement climatique global et l'Accord de Paris	19
1.7	Questions de recherche	20
1.8	Conclusion	21
Chapitre 2 Domaine d'étude, données utilisées et méthodologie		22
2.1	Domaine d'étude	22
2.2	Données utilisées	23
2.2.1	Description du modèle et configuration de la simulation	24
	a) Description du modèle	24
	b) Configuration des simulations	31
2.2.2	Données d'observation	33
2.3	Méthodes	34
2.3.1	Estimation de la convergence d'humidité	34
2.3.2	Définition et calcul du taux de recyclage de l'humidité	37
2.3.3	L'analyse en composante principale (ACP ou EOF)	40
2.3.4	Définition et détection des niveaux de réchauffement climatique (NRs)	41
2.4	Conclusion	43
Chapitre 3 Résultats et discussions		47
3.1	Compréhension de base des performances du modèle	47
3.1.1	Variabilité des moyennes des précipitations totales mensuelles	47
3.1.2	Variabilité intra-saisonnière et saisonnière des précipitations recyclées	49
3.1.3	Quantification des similitudes du modèle spatial des précipitations totales	51
3.1.4	Quantification des similitudes entre les modèles spatiaux de précipitations recyclées	56
3.2	Connectivité entre la circulation atmosphérique et les biais des précipitations simulées	61
3.2.1	Convergence du flux d'humidité	61
3.2.2	Rôle modulateur des JEAs	68
	3.2.2.1 Profil du vent zonal	68
	3.2.2.2 Les JEAs et le transport d'humidité dans la troposphère moyenne	71
	3.2.2.3 Saisonnalité des noyaux du JEA	73
	a) Sur le secteur Nord (5° – 15° N)	75

b) Sur le secteur Sud (5° – 10° S)	77
3.2.3 Raisons possibles de la sous-estimation du JEA	77
3.2.4 Interconnexions entre l’humidité du sol (SM), le rayonnement solaire (SR) et le taux de recyclage (RR) dans le cadre de la variabilité intra- et saisonnière	78
Relation taux de recyclage - humidité du sol (RR-SM)	80
Relation taux de recyclage - ensoleillement (RR-SR)	82
3.3 Changements projetés sous les NRs de $1,5^{\circ}\text{C}$ et $2,0^{\circ}\text{C}$	83
3.3.1 Changements dans les précipitations	83
3.3.2 Changements dans la convergence d’humidité	85
3.3.3 Changements dans le taux de recyclage	90
3.4 Discussion	93
3.5 Conclusion	96
Conclusion générale et perspectives	98
Références bibliographiques	101
Liste des publications	115
Symposium, ateliers et école d’été	118

Liste des figures

Figure 1	Moyennes mensuelles (1979-2010) de la circulation à 925 hPa.	5
Figure 2	Cycle annuel de la vitesse moyenne du vent zonal (m.s^{-1}).	7
Figure 3	Variabilité spatiale et temporelle des noyaux du JET.	8
Figure 4	Saisonnalité de l'emplacement et de l'intensité de la bande de pluie . .	9
Figure 5	Données de station contribuant aux précipitations CRU, version 2.23. .	15
Figure 6	Domaine d'étude couvrant la région du Bassin du Congo.	23
Figure 7	Domaine de simulation CORDEX-Afrique (Giorgi et al., 2009).	25
Figure 8	Esquisse principale du schéma de surface terrestre dans RCA4.	26
Figure 9	Schéma conceptuel des scénarios climatiques (Riahi et al., 2011).	33
Figure 10	Concentrations de dioxyde de carbone atmosphérique.	34
Figure 11	Illustration au niveau de la grille du domaine. Source : Pokam, 2014 . .	37
Figure 12	Modèle de la contribution locale et externe aux précipitations	38
Figure 13	Illustration schématique	42
Figure 14	(a) Moyenne des précipitations sur 23 ans (mm.jour^{-1}).	48
Figure 15	Moyenne sur 21 ans des précipitations recyclées.	50
Figure 16	Modèles spatiaux saisonniers moyens (1980-2000)	51
Figure 17	Moyenne (1983-2005) des précipitations saisonnières.	52
Figure 18	Biais de la pluviométrie moyenne du MCR.	55
Figure 19	Biais de la pluviométrie moyenne des MCGs.	57
Figure 20	Diagrammes de Taylor présentant les paramètres statistiques	58
Figure 21	Climatologie saisonnière moyenne (1980-2000) du coefficient de recyclage. .	59
Figure 22	Biais saisonniers moyens du RR.	60
Figure 23	Saisonnalité du RR dans le Nord, le Sud et tout le BC.	60
Figure 24	Diagrammes de Taylor présentant les statistiques du RR mensuel.	61
Figure 25	Profil vertical de la saisonnalité de la convergence du flux d'humidité. .	62
Figure 26	Moyenne saisonnière du profil vertical de la convergence d'humidité. . .	63
Figure 27	Moyenne saisonnière dans le profil vertical de la convergence du flux . .	64

Figure 28	Même chose qu'à la Figure 25, mais....	65
Figure 29	Cycle annuel du flux net de vapeur d'eau intégré verticalement.	66
Figure 30	Relation entre les précipitations en toutes saisons et la convergence	67
Figure 31	Moyennes saisonnières du vent zonal	69
Figure 32	Corrélation entre flux de vapeur d'eau et JEAs	70
Figure 33	Variabilité spatiale et temporelle des noyaux des JEAs.	71
Figure 34	Vitesse moyenne (600 – 700 hPa) du vent zonal u	72
Figure 35	Intensité moyenne et emplacement des noyaux des JEAs.	73
Figure 36	Cycle annuel du positionnement des noyaux des JEAs.	74
Figure 37	Distribution verticale des erreurs quadratiques moyennes (RMS)	75
Figure 38	Identique à la figure 38, mais moyenne sur l'AC Sud.	76
Figure 39	a) Gradient moyen de température de surface.	78
Figure 40	Modèles spatiaux des deux principaux modes de variabilité.	79
Figure 41	Relation interannuelle (1980 – 2000) entre le taux de recyclage et	81
Figure 42	Relation inter-annuelle (1980 – 2000) entre le taux de recyclage et	81
Figure 43	Saisonnalités et interconnexions.	82
Figure 44	Changements projetés des précipitations moyennes saisonnières.	84
Figure 45	Changements dans le profil vertical de la saisonnalité	86
Figure 46	Plage d'incertitudes dans les changements prévus	87
Figure 47	Moyenne saisonnière MAM (lignes 1) et SON (lignes 2) du transport	89
Figure 48	Même que la figure 47, mais à 700 hPa..	90
Figure 49	Changements dans le RR.	91
Figure 50	Identique à la figure 49, mais sous RCP8.5.	92
Figure 51	Évolution interannuelle du taux de recyclage.	93

Liste des tableaux

Tableau 1	Liste et définition des paramètres utilisés pour décrire la LSS.	27
Tableau 2	Flux de chaleur. Source : Strandberg et al, (2015).	31
Tableau 3	Liste des MCGs CMIP5 pilotes utilisés dans cette étude.	44
Tableau 4	Liste des produits d'observation ou de réanalyse utilisés	45
Tableau 5	Résumé des périodes de 30 ans pendant lesquelles les NRs ciblés . . .	46

Liste des symboles

- α : alpha (albédo en w/m^2)
 ϕ : phi (latitudes en $^\circ$)
 Φ : Phi (capacité thermique volumique en $J/K/m^3$)
 χ : chi (taux de mélange en %)
 ω : omega (vitesse du vent vertical en Pa/s)
 Ω : Omega (vitesse de rotation de la terre en rad/s)
 ρ : rho (densité de l'air)
 ∇ : nabla (opérateur gradient)
 Θ : Theta (Température virtuelle en K)
 ∂ : dérivée partielle
 Λ : Lambda (coefficient de transfert thermique)
 u : Vent zonal (en m/s)
 v : Vent méridional (en m/s)
 \int : intégrale
 ε : epsilon (émissivité)
 π : pi
 σ : sigma (constante de Stefan-Boltzmann en $w/m^2/k^4$)
exp : exponentielle
 λ : lambda (longitudes en $^\circ$)
 Δ : Delta
 Σ : Sigma
scos : cosinus
 \downarrow : incident
 \uparrow : réfléchit
 \vec{i} ou \vec{e}_x : vecteur unitaire dans la direction longitudinale
 \vec{j} ou \vec{e}_y : vecteur unitaire dans la direction de la latitude
 \vec{k} ou \vec{e}_k : vecteur unitaire vertical

Acronymes

ACP :	Analyse en Composante Principale
AC :	Afrique Centrale
AR1 :	1 ^{er} Rapport du GIEC (Assessment Report)
AR5 :	5 ^{eme} Rapport du GIEC (Assessment Report)
BC :	Bassin du Congo
CanESM :	Canadian Earth System Model
CC :	Changement Climatique
CEPMET :	Centre européen pour des prévisions météorologiques à moyen terme
CMAF :	Climate Prediction Centre (CPC) Merged Analysis of Precipitation, NOAA NCEP
CMIP :	Coupled Model Intercomparison Project
CNRM-CM5 :	Centre National de Recherches Météorologiques
CORDEX :	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
CRU :	Climate Research Unit
CTL :	Période de contrôle
DJF :	Décembre-Janvier-Février
EC-EARTH-ES :	European community Earth-System Model Consortium
EOF :	Empirical Orthogonal Function
ERA-I :	ERA-Interim
ESM :	Earth System Model
ET :	Evapotranspiration
GIEC :	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'état du climat
GPCC :	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP :	Global Precipitation Climatology Project
HadGEM2-ES :	Hadley Centre Earth System Model
IPCC :	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL :	Institut Pierre-Simon Laplace
JEA :	Jet Est Africain
JEA-N :	Jet Est Africain Nord
JEA-S :	Jet Est Africain Sud

JET :	Jet Est Tropical
JJA :	Juin-Juillet-Août
LAI :	Leaf Area Index
LLW :	Low Level Westerly
LSS :	Land Surface Scheme
LST :	Land Surface Temperature
MAM :	Mars-Avril-Mai
MCG :	Modèle Climatique Global
MCR :	Modèle Climatique Régional
MCS :	Mesoscale Convective System
MERRA :	Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications
MIROC5 :	Atmosphere and Ocean Research Institute
MPI-ESM-LR :	Max Planck Institute for Meteorology
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
NH :	North Hemisphere (hémisphère Nord)
NorESM1-M :	Norwegian Climate centre
NR :	Niveau de Réchauffement
RCA4 :	Rosby Centre Regional Climate model
RCP :	Representative Concentration Pathway
RMSD :	Root-Mean-Square Difference
RR :	Recycling Ratio (Coefficient de Recyclage)
RSSE :	Rapport spécial sur les scénarios des émissions
SH :	South Hemisphere (hémisphère Sud)
SM :	Soil Moisture (humidité du sol)
SMHI	Swedish Meteorological and Hydrological Institute
SON :	Septembre-Octobre-Novembre
SR :	Solar Radiation (ensoleillement)
TSM :	Température de surface de la mer
WA :	West Africa
WCRP :	World Climate Research program
WEA :	West Equatorial Africa
ZCIT :	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Abstract

Plausible climate information on future weather are needed to help policy makers in the adoption of resilience measures so as to constrain disastrous effects of changing climate. In regions with few available observed data like Congo Basin (CB), and where models feature the largest range of uncertainties, the confidence placed on a climate model projections is subject to its capacity to reproduce processes responsible for the present climate and its future changes. This study investigates the atmospheric circulation processes and land-atmosphere interactions (through the recycling ratio) associated with climate model biases in the CB total and recycled rainfall, and explores drivers of projected rainfall changes. Here we use an ensemble of simulations from the Swedish Regional Climate Model (RCM) RCA4, driven by eight General Circulation Models (GCMs) from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), for the 1.5°C and 2°C global warming levels (GWLs), and under the representative concentration pathways (RCPs) 4.5 and 8.5. RCA4 captures satisfactorily the observed patterns of CB total and recycled rainfall seasonality, but shows dry biases independent of seasons and large scale driving atmospheric conditions. While simulations mimic observed peaks in transition seasons (March–May and September–November), the rain-band is misplaced southward (northward) in December–February (June–August), reducing the latitudinal extent of rainfall. Moreover, ERA-Interim reanalysis driven RCM simulation and RCM–GCM combinations show similar results, indicating the dominance of systematic biases. Modelled dry biases are associated with dry upper-tropospheric layers, resulting from a western outflow stronger than the eastern inflow and related to the northern component of African Easterly Jet. Biases in modeled recycled precipitation are due to overestimation and/or underestimation in soil moisture and/or solar radiation. North of the CB, soil moisture is found controlling the recycling of rainfall whilst solar radiation does so in the South. RCA4 simulates well land-atmosphere interactions in the CB in capturing well the spatial extents and the seasonality of the recycling ratio (RR), coupled to those of the soil moisture and surface solar radiation.

From the analysis of the climate change signal, we found that regional scale responses to anthropogenic forcings vary across GWLs and seasons. Changes of rainfall and moisture divergence are correlated, with values higher in March–May than in September–November, and larger for global warming of 2°C than at 1.5°C . There is an increase of zonal moisture divergence fluxes in upper atmospheric layers (> 700 hPa) under RCP8.5 compared to

RCP4.5. The RR is projected to robustly decrease in the most part of the CB, promoted by the intensification in the moisture flux convergence. Moreover, it is found that additional warming of 0.5°C will change the hydrological cycle and water availability in the CB, with potential to cause challenges to water resource management, agriculture, hydro-power generation, sanitation and ecosystems.

Key words : Congo Basin, Rainfall biases, Land-atmosphere interactions, Moisture convergence, Recycling ratio, RCPs, Global warming levels.

Résumé

Depuis la signature de l'Accord de Paris sur le climat en Décembre 2015, le groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a recommandé aux chercheurs, d'effectuer des projections climatiques fiables qui aideront les décideurs dans l'adoption des stratégies efficaces d'adaptation aux changements climatiques. Cependant, dans le Bassin du Congo (BC) qui a l'un des plus faible réseaux d'observation au monde et où les modèles climatiques présentent la plus grande plage d'incertitudes, la fiabilité des changements projetés est conditionnée par le fait que le modèle de climat utilisé soit capable de simuler les mécanismes responsables du climat présent ainsi que celui du futur simulé. Ainsi, le but de cette étude est de documenter le BC avec les informations relatives aux potentielles réponses de son climat aux niveaux de réchauffement (NRs) globaux de $1,5^{\circ}\text{C}$ et de 2°C . Pour cela, nous avons utilisé la plus récente version du modèle climatique régional (MCR) Suédois RCA4, forcé par huit modèles de circulation générale participant à la phase 5 du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5), ainsi que la donnée de réanalyse ERA-Intérim comme simulation de contrôle. Dans la phase d'évaluation, non seulement les performances du modèle à reproduire le climat présent ont été quantifiées, mais également ses capacités à connecter la dynamique de la circulation atmosphérique au dessus du BC aux biais des pluies totales simulées ont été étudiées. De même, les compétences du modèle à coupler les interactions surface-atmosphère aux biais des précipitations recyclées simulées ont été analysées.

RCA4 capture acceptablement le modèle spatial et la saisonnalité des précipitations totales et recyclées du BC, mais avec des biais secs indépendamment des saisons et des conditions aux limites utilisées. Tandis que les forçages reproduisent les pics observés pendant les saisons de transition (Mars-Mai et Septembre-Novembre), la bande de pluie est mal positionnée au Sud (au Nord) en Décembre-Février (Juin-Août), réduisant l'étendue latitudinale des pluies. De plus, la simulation de contrôle donne des résultats similaires à ceux des forçages imparfaits, indiquant la prédominance des erreurs systématiques. Les biais secs du modèle sont associés aux couches troposphériques supérieures sèches, dues à une surestimation de la divergence du flux d'humidité à la frontière Ouest de la région et une sous-estimation à l'Est, à leur tour liées à une mauvaise simulation des Jets Est Africain. Les biais dans les précipitations recyclées simulées sont dus aux surestimation et/ou sous-estimation de l'humidité du sol et/ou de la radiation solaire de surface modélisées. RCA4 capte raisonnablement les interac-

tions surface-atmosphère en reproduisant la distribution spatiale ainsi que la saisonnalité du coefficient de recyclage couplée à celle de l'humidité du sol et de l'ensoleillement.

L'analyse du signal de changement climatique montre que les réponses aux forçages anthropogéniques varient en fonction des saisons et des seuils de réchauffement. Les changements dans les précipitations sont liés à ceux dans la divergence du flux d'humidité, avec les valeurs plus fortes en Mars-Mai qu'en Septembre-Novembre, et plus prononcés sous le seuil de 2°C que celui de 1,5°C. La divergence du flux d'humidité dans les couches supérieures (> 700 hPa) s'intensifiera, plus accentuée sous le scénario RCP8.5 que RCP4.5. Les deux scénarios prévoient une baisse considérable du taux de recyclage dans la majeure partie du BC, en raison d'une augmentation de la convergence du flux d'humidité dans les couches inférieures (< 700 hPa). De ce fait, un réchauffement supplémentaire de 0,5°C modifiera le cycle hydrologique et la disponibilité de l'eau dans le BC, ce qui pourrait poser des problèmes pour la gestion des ressources en eau, l'agriculture, la production hydroélectrique, l'assainissement et les écosystèmes.

Mots clés : Bassin du Congo, Biais pluviométriques, Interactions terre-atmosphère, Convergence de l'humidité, Taux de recyclage, RCPs, NRs.

Introduction générale

Les projections relatives au changement climatique pour l’Afrique en général et l’Afrique centrale (AC) en particulier sont sujets à un large éventail d’incertitudes (Haensler et al., 2013 ; Aloysius et al., 2016). Ces divergences de la part des outils de prévision (modèles climatiques) peuvent être attribuées à une mauvaise paramétrisation des modèles due à une mauvaise connaissance des processus physiques complexes qui régissent le climat régional et à l’insuffisance des données d’observation nécessaires pour caractériser ces processus (Panitz et al., 2014). Les modèles s’accordent en projetant une augmentation des températures globales, laquelle sera plus sévère pour les régions tropicales comme l’AC (King et Harrington, 2018). Bien que la réponse des précipitations moyennes au réchauffement climatique ne soit pas bien ressentie dans la moyenne climatologique, les événements extrêmes seront fortement perturbés. Ajoutés à la faible capacité d’adaptation de la région et à sa dépendance économique vis-à-vis des moyens naturels (agriculture pluviale, sylviculture, hydroélectricité, élevage, gestion des ressources en eau...), ces changements pourront amplifier les facteurs de stress existants (Niang et al., 2014). De même, l’AC englobe la deuxième plus grande forêt du monde, la forêt du bassin du Congo (BC), qui joue un rôle essentiel dans la modulation des systèmes climatiques tant régionaux que mondiaux (Washington et al., 2013), après la forêt tropicale amazonienne. Cette région héberge également le plus grand bassin fluvial d’Afrique, et donc, est un important puit de carbone (Dargie et al., 2017). Par conséquent, il est nécessaire d’améliorer les modèles climatiques pour documenter les régions vulnérables avec des informations plausibles sur le climat futur afin d’adopter des politiques d’adaptation et d’atténuation efficaces. Ce sont d’ailleurs les objectifs du sixième rapport du Groupe d’experts Intergouvernemental sur l’Evolution du Climat (GIEC ; Chen et al., 2018) tel que recommandé par l’Accord de Paris (voir détails de l’accord au point 1.6).

La conception des mesures d’adaptation aux changements climatiques nécessite une compréhension préalable du signal plausible de changement climatique futur. Les données climatiques nécessaires à l’extraction des signaux de changement et à l’élaboration des stratégies d’adaptation sont générées par des modèles climatiques. Cependant, la simulation du climat d’Afrique centrale par ces outils de prévision présente encore de nombreuses difficultés malgré les progrès réalisés dans le domaine de la modélisation climatique. Cela est dû à la multitude et à la complexité des processus et mécanismes physiques locaux et à grande échelle à considérer (Pokam et al., 2014). En outre, l’augmentation des concentrations atmosphé-

riques de gaz à effet de serre induit une modification constante de ces processus (Panthou et al., 2014). Certaines études ont montré que dans l'Amazonie, l'impact de ces processus sur les précipitations recyclées induisait indirectement des modifications sur les interactions terre-atmosphère (Shukla et al., 1990).

Les MCGs ont été des outils précurseurs pour faire des projections climatiques et explorer les réponses à grande échelle du système climatique à divers forçages (Qin et al., 2013). Cependant, leur résolution grossière pose de sérieux problèmes à capter les processus et les phénomènes à mésoéchelle en Afrique, notamment la convection organisée, les interactions terre-atmosphère, les gradients de température importants, l'humidité du sol, la vorticité potentielle, l'influence des lacs, des chaînes de montagnes, des fronts météorologiques (Taylor et al., 2012; Washington et al., 2013; James et al., 2018).

Une des principales lacunes dans la recherche d'informations régionales crédibles sur le changement climatique est l'incohérence entre l'échelle des MCGs et l'échelle spatiale nécessaire pour les applications relatives à la vulnérabilité et aux impacts. Les méthodes de réduction d'échelle dynamique basées sur les modèles climatiques régionaux (MCRs)    haute résolution sont conçues pour mieux saisir les processus physiographiques à plus petite échelle (Giorgi et Gutowski, 2015). Les MCRs ont été largement appliqués à travers l'Afrique dans le cadre du projet CORDEX (Giorgi et al., 2009). CORDEX est financé par le programme mondial de recherche sur le climat (WCRP, <http://www.wcrp-climate.org/>) et vise à échantillonner les incertitudes d'ensembles de projections climatiques historiques et futures spatialement détaillées du climat régional pour toutes les régions terrestres du globe - par la réduction d'échelle des MCGs du projet CMIP5 (Taylor et al., 2012). Gr  ce à ce projet, des progrès substantiels ont été réalisés dans l'évaluation des simulations des caractéristiques des précipitations sur l'Afrique. Les résultats indiquent les valeurs ajoutées des MCRs par rapport aux MCGs moteurs et aux réanalyses (Gibba et al., 2018). Cependant, certains biais liés aux précipitations existent et restent moins bien compris (Kim et al., 2014; Tamoffo et al., 2019).

La condition préalable à l'application de modèles climatiques pour des projections futures crédibles est l'évaluation systématique du modèle par des comparaisons avec les observations. La performance des modèles est généralement évaluée en comparant les quantités de climat local, régional et à grande échelle simulées avec les estimations correspondantes basées sur l'observation et en utilisant des mesures statistiques quantitatives, appelées "mesures de performance", y compris l'erreur quadratique moyenne, le coefficient de corrélation, l'écart type (Flato et al., 2013). La reproduction de ces mesures est une vérification critique de la "réalité"

pour les modèles climatiques. Si les mesures de performance sont des instruments utiles pour identifier les problèmes à grande échelle et simplifier la visualisation de la performance des modèles, elles ne fournissent malheureusement que peu d'informations sur les causes et les moyens de résoudre les problèmes (Nishii et al., 2012). Plusieurs études récentes ont donc recommandé l'utilisation d'une approche d'évaluation "basée sur les processus" au lieu de mesures de performance pour évaluer la performance des modèles climatiques sur l'Afrique, en vue de mieux comprendre la capacité des modèles à simuler les processus à une échelle régionale (Creese et Washington, 2018). Cela est fondamental pour déterminer les moyens d'améliorer les performances des modèles, une condition préalable pour évaluer l'adéquation des modèles aux projections futures et un moyen d'évaluer la plausibilité des climats futurs projetés (James et al., 2015; Rowell et al., 2016).

Cette thèse se veut pionnière dans l'application d'une approche d'évaluation basée sur les processus à un ensemble de simulations transitoires du MCR de l'institut météorologique et hydrologique Suédois (SMHI) RCA4 sur l'AC. Tout d'abord, les recherches sont axées sur les liens entre les circulations atmosphériques régionales simulées et les biais des précipitations et, de même, sur la caractérisation des processus qui régulent le recyclage des précipitations. Cette rubrique vise à fournir des pistes pour améliorer la représentation par le modèle de la dynamique de la circulation atmosphérique régionale ainsi que des interactions terre-atmosphère. Deuxièmement, nous étudions les effets modulateurs des changements de la dynamique du flux d'humidité sur le cycle hydrologique; nous évaluons également les changements des processus qui régissent les interactions terre-atmosphère sous les niveaux de réchauffement climatique de 1,5°C et 2°C. En examinant les flux d'humidité, nous pouvons commencer à comprendre les mécanismes des changements futurs et à évaluer leur plausibilité. Cela pourrait être encore plus utile pour faire des suggestions rationnelles sur les efforts visant à limiter le réchauffement climatique à 1,5°C ou 2°C au-dessus de la température préindustrielle.

Nous subdivisons cette thèse en trois chapitres : le chapitre 1 présente le contexte général du climat de l'AC et pose des questions de recherche. Dans le chapitre 2, nous décrivons les données utilisées et les méthodes de calcul appliquées pour estimer le flux d'humidité de la colonne atmosphérique et la vapeur d'eau recyclée. Le chapitre 3 présente et analyse les résultats de l'étude. Une conclusion générale résumant les résultats et annonçant les recherches à venir clôt le document.

Chapitre 1

Revue de la littérature et questions de recherche

Ce chapitre présente les principales composantes du système climatique de l’Afrique Centrale. Une présentation des facteurs régionaux de la variabilité des précipitations est faite ainsi que les caractéristiques climatologiques des précipitations de la région. Un bref historique des débuts de la science de la modélisation climatique et des différents types d’outils de modélisation (modèles climatiques) est également abordé, puis une description de la procédure de modélisation est présentée. Enfin, un examen de la notion de changement climatique sous les niveaux de réchauffement global (NRs) de 1,5° C et 2° C est fait, ainsi que les détails de l’Accord de Paris.

1.1 Les composantes du système climatique de l’Afrique Centrale

La circulation atmosphérique de l’Afrique centrale est fortement associée au cycle hydrologique régional. Dans toute la colonne troposphérique, la dynamique horizontale des masses d’air est hétérogène et peut être subdivisée en trois systèmes principaux : les circulations troposphériques de bas niveau (1000-850 hPa) (flux entrants de l’ouest et de l’est ; Pokam et al., 2014 ; Dyer et al., 2017), les jets à moyen troposphère (600-700 hPa) (Jets Est Africain, JEAs) et le Jet Est Tropical (JET) dans la couche supérieure autour de 200 hPa (Nicholson et Grist, 2003). La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT), généralement considérée comme la branche horizontale de la circulation de Walker, est la réponse de ce système complexe en surface.

1.1.1 La circulation dans la basse troposphère

Dans la couche inférieure de la troposphère, la dynamique de la circulation atmosphérique est à la fois dominée par les flux entrants (flux sortants) des océans Atlantique et Indien (du continent vers les océans) (Fig. 1). Les advections de l'océan Atlantique (boîte violet) connues sous le nom de flux d'Ouest sont les plus étudiées (Nicholson et Grist, 2003; Pokam et al., 2014). Les flux d'Ouest doivent leur existence à la pression et aux gradients thermiques qui s'installent entre l'océan relativement froid et le désert saharien surchauffé. L'air humide, qui se dirigeait auparavant vers le sud-est sur la paroi latérale nord-est de l'anticyclone de Sainte-Hélène (Atlantique Sud), se dirige progressivement vers l'ouest en traversant l'équateur, en raison de la présence des forces de Coriolis (forces dues à la rotation de la terre). Cette situation prévaut toute l'année et est mieux marquée de juillet à septembre (Nicholson et Grist, 2003).

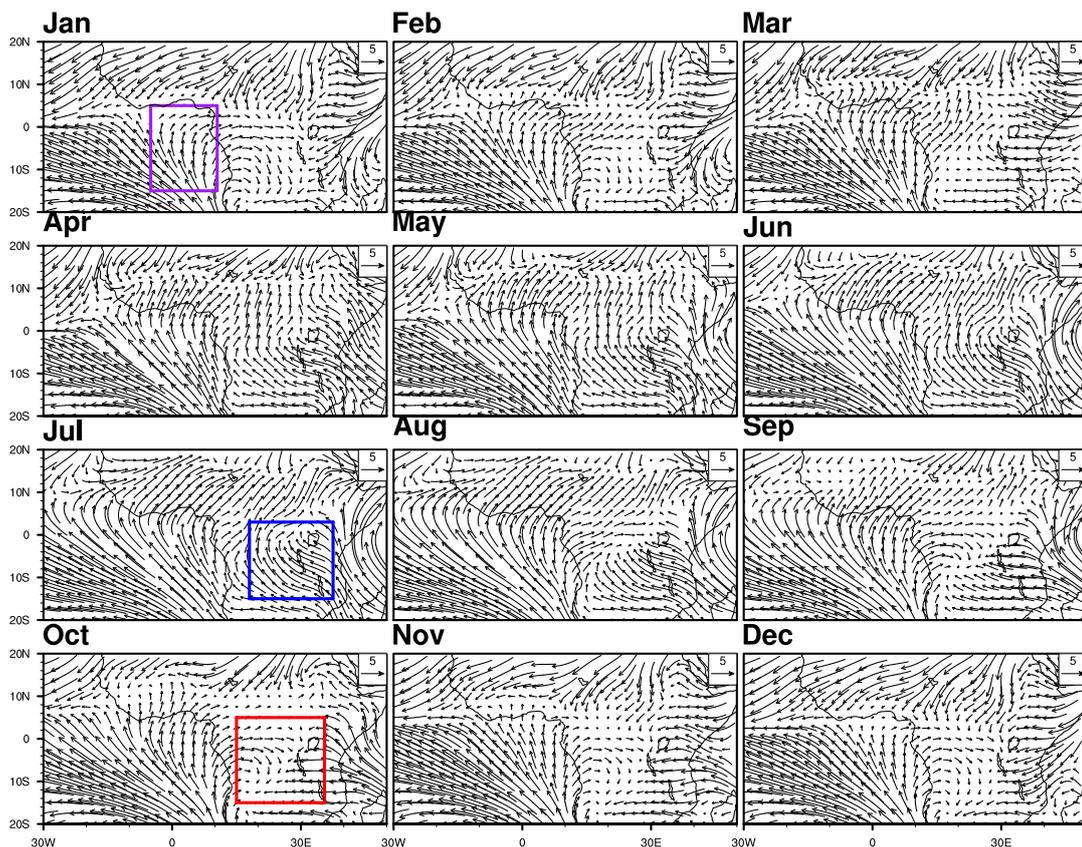


Figure 1 – Moyennes mensuelles (1979-2010) de la circulation à 925 hPa, obtenues à partir de la réanalyse NCEP2. Le box violet indique les flux d'Ouest (linge 1), le box bleu représente le flux entrant en provenance de l'océan Indien (vents d'est, ligne 3) et la zone de mélange entre le flux entrant en provenance de l'océan Atlantique et le flux entrant en provenance de l'océan Indien est encadrée par le box rouge (ligne 4).

Dezfuli et Nicholson (2013) ont démontré que les années sèches sont caractérisées par des

vents d'ouest faibles près de la surface et les années humides par un noyau de flux d'ouest proche de 850 hPa en Afrique de l'Ouest (WA) et en Afrique équatoriale occidentale (WEA). On constate également que les flux d'Ouest ont une forte influence à l'est du BC (Pokam et al., 2014). Le rôle important des vents d'est de faible niveau a été souligné par Van der Ent et al. (2010). De même, Dyer et al. (2017) ont montré qu'en saisons de pluie Mars-Mai (MAM) et Septembre-Novembre (SON), le mélange entre le flux d'ouest de l'océan Atlantique et le flux d'est de l'océan Indien conditionne la zone d'augmentation des précipitations, associée au mouvement de convergence dans la basse couche.

1.1.2 La circulation dans la moyenne troposphère

Le milieu de la troposphère de la région d'Afrique Centrale est dominé par des flux d'est qui est le JEA à travers ses composantes Sud (JEA-S) et Nord (JEA-N) (Dezfuli et Nicholson, 2011). En gros, les JEAs sont situées entre 600 et 700 hPa (Fig. 2) et doivent leur existence au gradient de température produit par le contraste entre le Sahara chaud et les régions humides de la frontière maritime méridionale (JEA-N), de même qu'au contraste de température entre les régions semi-arides de l'Afrique australe et les terres à végétation sub-humide de l'AC tropicale (JEA-S) (Jackson et al., 2009).

Le JEA-N migre entre les latitudes 5° - 15° N et est présent toute l'année. Son noyau est situé à 600 hPa de Janvier à Juillet, et à 700 hPa le reste de l'année, avec une vitesse atteignant 10 m/s de Mai à Juin. Le JEA-S, quant à lui, n'est visible que d'Août à Novembre entre 5° - 10° S, et est mieux développé près de 650 hPa (Fig. 3). Sa vitesse centrale varie entre 6 m/s en Août et 10 m/s en Octobre. Nicholson et Grist (2003) ont montré que la présence simultanée des deux composantes intensifie la zone de la bande de pluie en SON. Cook (1999) a également montré que les températures de surface de la mer (TSM) sont des facteurs importants qui modulent les JEAs, en raison de la condition humide permanente du Golfe de Guinée provenant de la remontée d'eau (upwelling) et de la distribution des nuages.

1.1.3 La circulation en haute-troposphère

Dans la couche supérieure de la troposphère se trouve le JET (Figs 2 et 3) avec son noyau autour de 200 hPa. Il résulte de l'existence de l'anticyclone tibétain et du fort gradient de température méridional établi entre les hauts plateaux tibétains et l'océan Indien pendant l'été septentrional (Koteswaram, 1958). Son cycle annuel comporte deux pics tout au long de l'année. Le premier en Février entre 5° S et 10° S avec une vitesse centrale atteignant 15 m/s

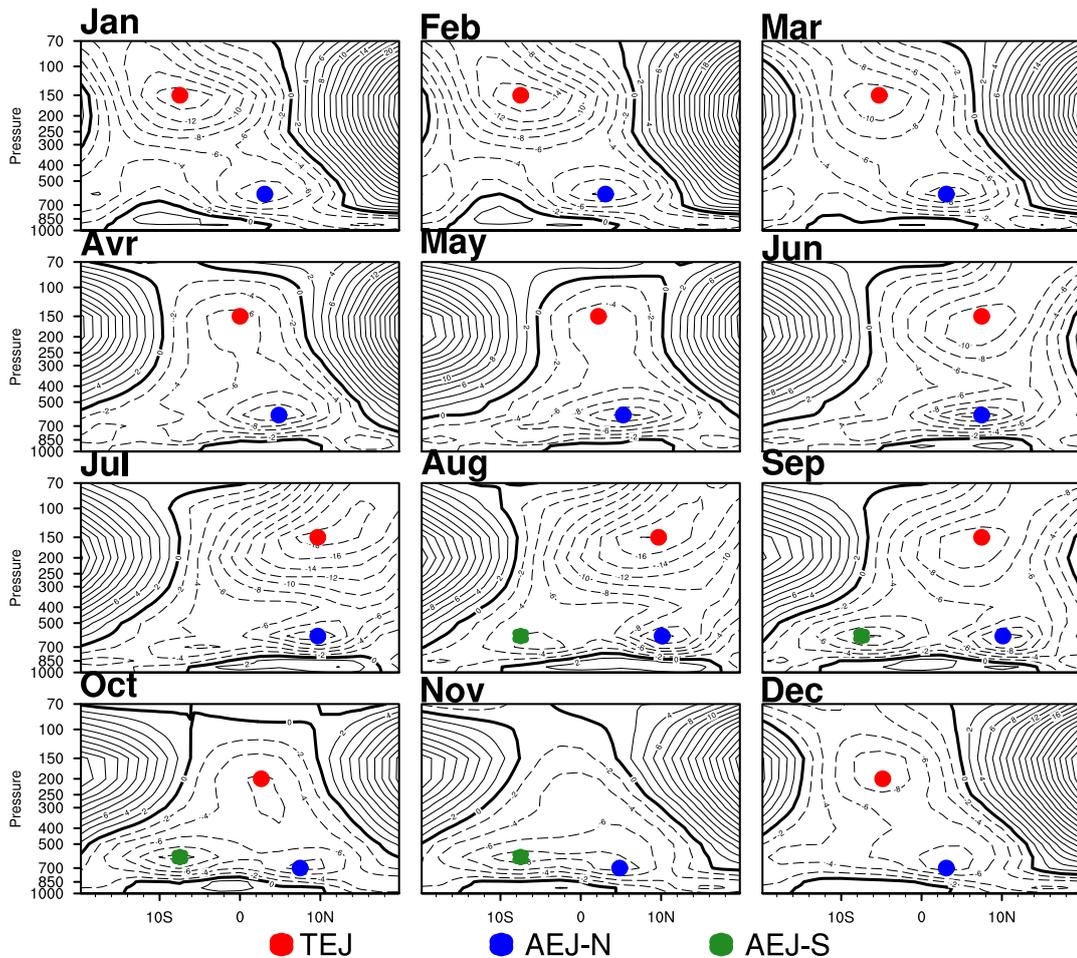


Figure 2 – Cycle annuel de la vitesse moyenne du vent zonal ($m.s^{-1}$, contours obtenus de la réanalyse NCEP1), moyennée sur la bande de longitude 10° - 30° E. Les points rouge, bleu et vert indiquent respectivement la position moyenne des noyaux du JET, JEA-N et JEA-S.

et le second et le plus important en Juillet lorsqu'il atteint sa position la plus septentrionale aux environs de 8° N avec une vitesse de son noyau atteignant $19 m/s$. Nicholson et Grist (2003) ont également étudié le lien entre le JET et les précipitations et ont constaté qu'il y a une prévalence de circulation divergente à 200 hPa induisant une dépression dans la couche supérieure et donc favorisant un flux d'humidité convergent dans la couche inférieure. L'air est accéléré dans le jet et décéléré à la sortie du jet, ce qui induit un mouvement agéostrophique à l'entrée et à la sortie, dû au déséquilibre entre le gradient de pression et les forces de Coriolis. Le JET est évident tout au long de l'année, sauf en novembre, et tend à être plus fort les années humides, contrairement au JEA qui est plutôt plus faible.

1.1.4 La bande de pluie

La bande de pluie peut être définie comme l'axe des précipitations maximales avec une localisation moyenne sur les régions tropicales (Sultan et Janicot, 2000). Sur l'AC, le cycle

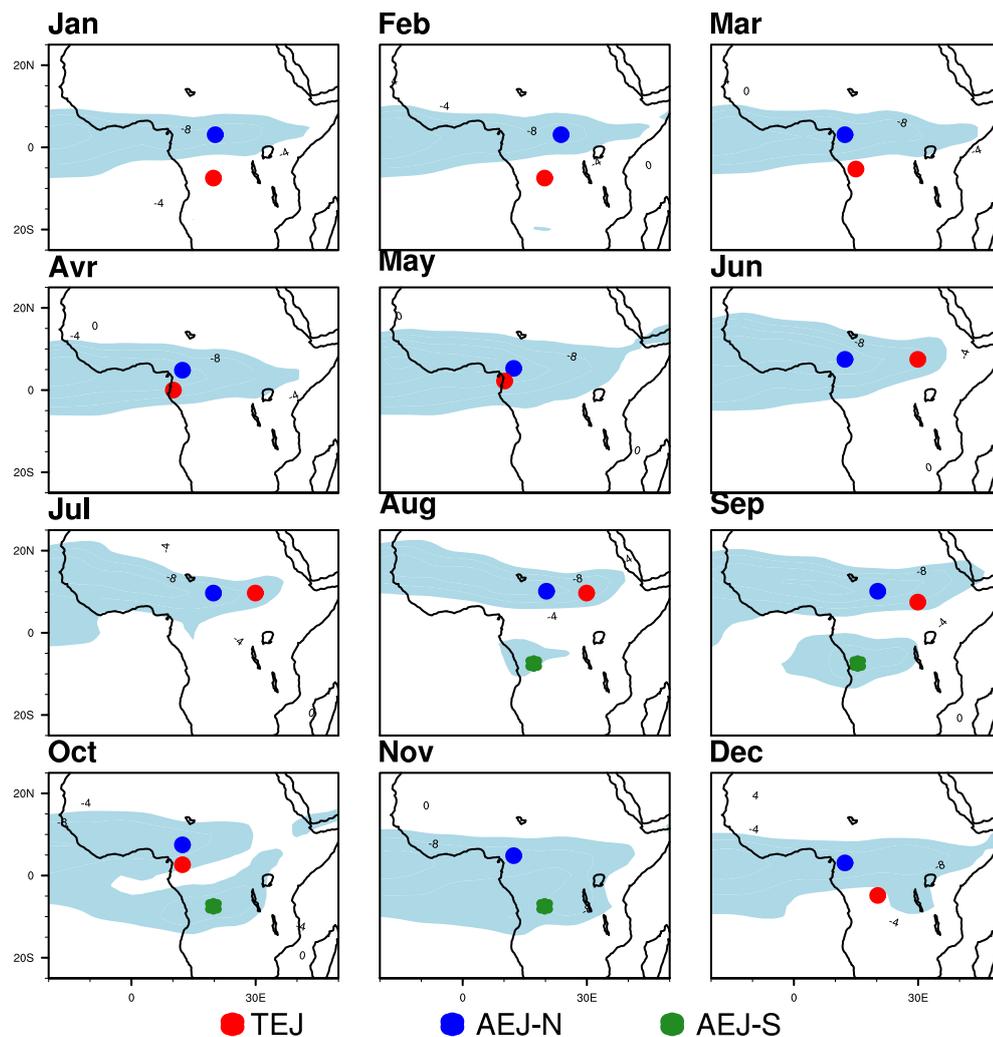


Figure 3 – Variabilité spatiale et temporelle des noyaux du JET (points rouges), JEA-N (points bleus) et JEA-S (points verts), obtenues à partir de la réanalyse NCEP1. Les zones ombrées en bleu clair (vitesses de vent $U > 6 \text{ m.s}^{-1}$) indiquent les positions moyennes des JEAs. Les vitesses des noyaux de ces jets sont localisées sur l'AC dans les longitudes 10° - 30° E pour tous les jets, et dans les latitudes 10° S- 10° N pour le JET, 3° - 20° N pour le JEA-N et 5° - 20° S pour le JEA-S.

saisonnier des précipitations a longtemps été attribué aux excursions vers le Nord et vers le Sud de la ZCIT (Fig. 4) : de Décembre à Février (DJF), la ZCIT est située dans la partie Sud, poussée par la migration vers le Sud dans la couche supérieure, de la frontière entre les deux hémisphères de l'équateur géographique. En conséquence, le Nord est sous l'effet des vents secs du Nord-Est. C'est aussi la phase latente des JEAs, JET et des ondes d'Est africaines (OEA). La situation inverse prévaut de Juin à Août (JJA) où elle atteint sa latitude la plus septentrionale autour de 13° N (Nicholson et Grist, 2003). Les saisons Mars-Mai (MAM) et Septembre-Novembre (SON) sont caractérisées par une ZCIT autour de l'équateur en raison de son double passage en cours d'année.

Cependant, un certain nombre d'études ont contredit cette ancienne théorie de la saison-

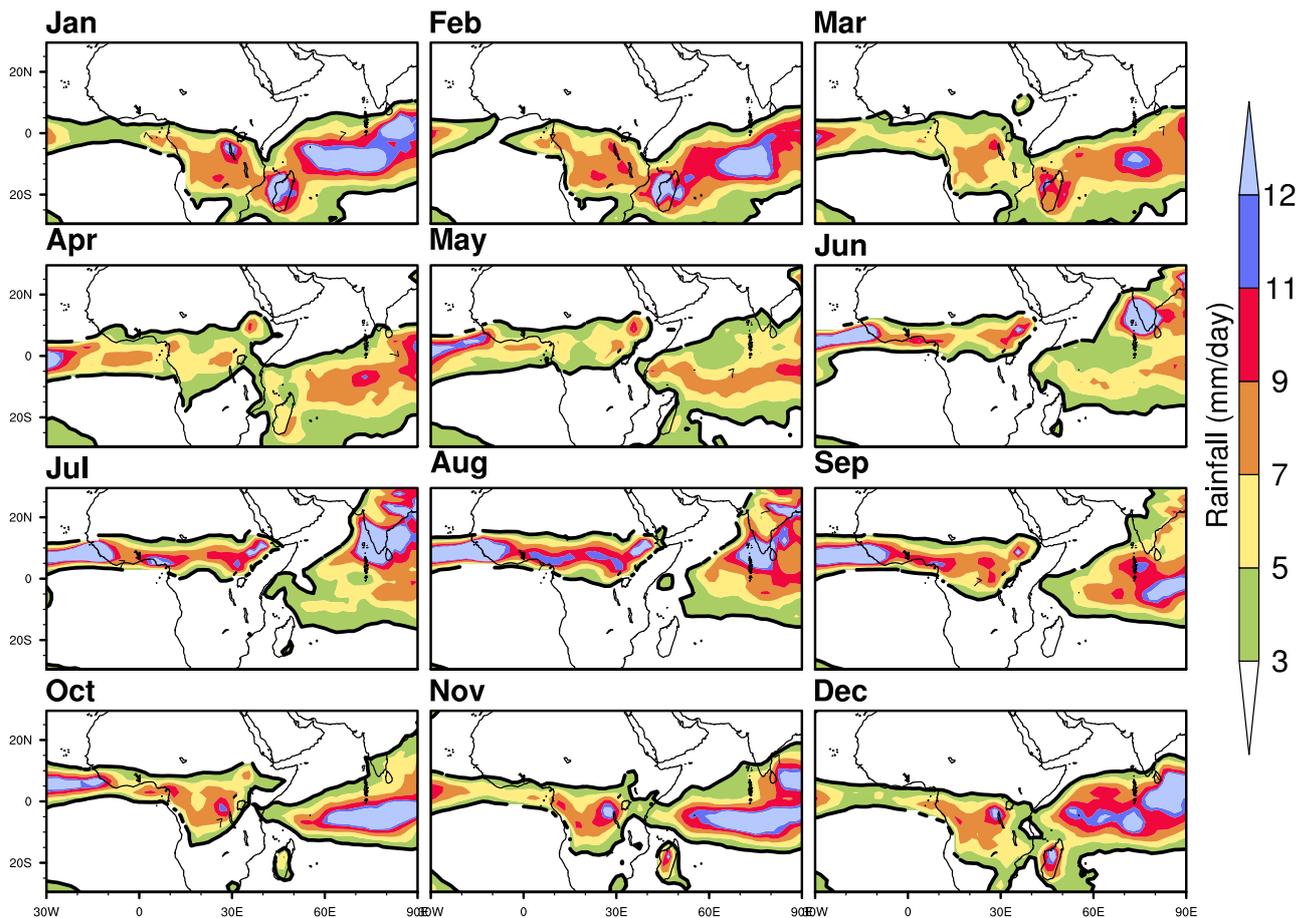


Figure 4 – Saisonnalité de l'emplacement et de l'intensité de la bande de pluie

nalité de la bande de pluie (Jackson et al., 2009). Nicholson (2018) a plutôt démontré une petite similitude avec ce paradigme classique de la ZCIT, et que la migration latitudinale des saisons des pluies équatoriales n'est pas corrélée avec l'aire de convergence de la surface. Le schéma spatial des précipitations est hétérogène, ce qui suggère un modèle plus localisé des processus responsables de la génération des précipitations. Cet auteur soutient également l'idée d'une contraction progressive de la bande de pluie comme cause de variabilité pendant la première saison des pluies, car la limite nord présente relativement peu de changements à une échelle de temps sous-saisonnaire (mensuelle).

1.1.5 La convection dans le bassin du Congo

La convection profonde est le principal facteur de précipitation dans le BC (Jackson et al., 2009 ; Vondou et al., 2010). Ce dernier présente l'une des trois activités les plus convectives de la planète, affichant les plus fortes fréquences de foudre présentes en toutes saisons. En plus, ces coups de foudre corrèlerent avec l'occurrence élevée de systèmes convectifs à méso-échelle (MCS) (Xie et al., 2003). Les causes de la convection dans cette région sont multiples : à

l'intérieur des terres, c'est la réponse en surface du chauffage solaire qui induit un gradient vertical de température et donc un mouvement vertical des masses d'air (cette surface délimite également la zone d'influence de la ZCIT); elle peut également résulter de la convergence en surface de masses d'air circulant en sens inverse ou d'un soulèvement des masses d'air vers le haut en raison de la topographie (Jackson et al., 2009). Le long des régions côtières, la convection est modulée par l'effet des brises marines pendant la transition Océan-Continent (Vondou et al., 2010). La convection constitue la branche ascendante de la circulation de Walker Atlantique - BC (près de 20°E), et ne peut atteindre la tropopause qu'en saison chaude JJA, contrairement à la période de renversement de la circulation (Juin-Octobre) qui se produit lorsque la langue froide de l'Atlantique est en place (Cook et Vizy, 2016).

1.2 Le cycle hydrologique dans le BC

Le BC a deux saisons de pluie (MAM et SON) et deux saisons sèches (DJF et JJA). Cette répartition temporelle a été précédemment attribuée aux mouvements traditionnels Nord-Sud de la ZCIT. Bien que cette première théorie ait été contredite, de nombreuses études ont établi le lien entre le cycle saisonnier et la quantité de précipitations avec celui de la convergence d'humidité (Shi et al., 2014). Des travaux récents (Pokam et al., 2012; Dyer et al., 2017) ont clairement montré que ces pics de précipitations MAM et SON sont liés à des pics de convergence d'humidité à ces périodes de l'année. En fait, les précipitations proviennent des composantes du bilan hydrique : l'humidité déjà contenue dans l'atmosphère, l'humidité advectée d'ailleurs et l'évaporation locale de l'humidité de surface par recyclage des précipitations tombées (Van der Ent et al., 2010). Le flux d'humidité, par des mécanismes de rétroaction complexes, détermine la quantité de pluie et est lié à des conditions sèches ou humides (Yin et al., 2013). Creese et Washington (2016) ont démontré une forte corrélation positive entre la convergence du flux d'humidité et les précipitations à 700 hPa en MAM, et à 850 hPa en Juin-Novembre (JJASN) et DJF. Cependant, il existe des désaccords sur les sources d'humidité dominantes dans la basse troposphère. Une circulation divergente de l'océan Atlantique vers l'intérieur des terres est généralement citée comme la source importante d'humidité (Dezfuli et al., 2015). En revanche, d'autres enquêtes indiquent l'océan Indien comme source d'humidité dominante (Dyer et al., 2017). Néanmoins, ces études s'accordent en identifiant la branche Nord du JEA-N comme principale sources d'humidité dans la couche supérieure, plus forte en MAM par rapport à SON (Washington et al., 2013).

Une autre source importante de précipitations dans le BC est l'évapotranspiration (ET)

locale, connue sous le nom de recyclage d'humidité (Pokam et al., 2012 ; Dyer et al., 2017). Le recyclage ici fait référence au processus par lequel les précipitations tombées sont réintroduites dans le cycle hydrologique sous forme de vapeur d'eau par le biais de l'ET. La contribution de l'ET aux précipitations régionales ou locales s'est avérée être un processus non linéaire (Ragi et al., 2019). Le mécanisme par lequel les précipitations tombées retournent dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau est contrôlé par les caractéristiques de la surface terrestre à travers divers paramètres, notamment la teneur en humidité du sol (SM), la température de la surface terrestre (LST) et le rayonnement solaire incident (SR). Dans les zones semi-arides (avec une disponibilité limitée de SM), SM contrôle fortement l'ET en modulant le développement du cycle diurne de la couche limite et en induisant la convection et la variabilité des précipitations (Lohou et al., 2014). Mais dans les régions humides où les conditions climatiques de la forêt pluviale sont importantes, l'énergie nécessaire pour évaporer l'eau de la surface devient le facteur limitant (Dirmeyer et al., 2009). L'influence de la convergence d'humidité a également été soulignée. Comme l'ont noté Zangvil et al. (2004), le renforcement de l'apport d'humidité s'est avéré diminuer la contribution de l'ET local. Ragi et al. (2019) ont démontré des liens étroits entre les indices de végétation de surface tels que l'indice de surface foliaire (LAI) et l'indice de végétation amélioré (EVI) et les précipitations convectives dans le BC, associées à l'activité convective la plus élevée de la région.

Sur l'Afrique, le maximum du taux de recyclage est situé de part et d'autre de l'équateur, dans la fourchette de 12 à 20% (Trenberth, 1999). Shem (2006) a démontré que, bien que le taux de recyclage (15–20%) ne puisse pas expliquer le taux élevé d'humidité du BC, la diminution des précipitations et la déforestation corrélerent positivement, ce qui correspond aux conclusions de Shukla et al. (1990). Pokam et al. (2012) et Dyer et al. (2017) ont estimé respectivement 38% et 25% du taux de recyclage annuel total et s'accordent à dire que, le recyclage de l'humidité est la deuxième source de précipitations de la région, après la source d'humidité advective des océans Atlantique et Indien dans la région, et démontrant ainsi le rôle important des précipitations recyclées sur le climat local.

1.3 Les modèles climatiques

Comme nous l'avons souligné précédemment, les outils utilisés pour prédire le climat futur et son évolution sont des modèles climatiques de l'échelle horaire à l'échelle décennale. Les modèles sont un ensemble de représentations numériques d'équations mathématiques qui décrivent le comportement du système climatique et les interactions entre ses composantes. Ces

équations sont utilisées pour approximer les processus physiques qui constituent le système climatique comme la convection, la thermodynamique atmosphérique (transfert d'énergie), la circulation atmosphérique (grande et mésoéchelle), l'humidité du sol, la couverture nuageuse, le recyclage des précipitations. Ainsi définis, les précipitations, la température, le vent et la pression produits par les modèles ne sont qu'une réponse du système terrestre au réchauffement de l'atmosphère par le soleil. Les premières prévisions numériques de la dynamique atmosphérique sont apparues dans les années 1950 et depuis lors, des améliorations considérables ont été apportées. Aujourd'hui, la modélisation climatique de pointe prend en compte des processus plus complexes qui interagissent entre différents écosystèmes (biosphère, cryosphère, maritime, terrestre). En se basant sur l'échelle de la fenêtre atmosphérique et sur l'espacement des grilles horizontales, il existe deux types de modèles climatiques : les modèles climatiques globaux (MCGs) et les modèles climatiques régionaux (MCRs).

1.3.1 MCGs

Les MCGs sont des modèles climatiques produisant des informations sur l'ensemble de la planète, cette dernière étant considérée comme une sphère en rotation. Les premiers MCGs étaient des modèles de circulation générale de l'atmosphère et des océans (AGCM et OGCM). Ils n'étaient pas capables de coupler la circulation atmosphérique et océanique en raison des limites des ressources informatiques. Ce n'est que dans les années 1960 que le premier modèle couplé atmosphère-océan a été développé par l'Administration Nationale des Océans et de l'Atmosphère (National Oceanic and Atmospheric Administration ; NOAA). Aujourd'hui, les MCGs sont considérablement améliorés et continuent à être développés grâce à l'augmentation de la puissance de calcul disponible et à une meilleure connaissance des processus atmosphériques. Ce sont des modèles de circulation générale atmosphère-océan (AOGCM) entièrement couplés, qui ont la capacité supplémentaire de représenter explicitement les processus biogéochimiques qui interagissent avec le climat physique et répondent ainsi aux forçages anthropiques.

Les MCGs ont été très utiles pour alerter les dangers liés à l'évolution future du climat. Les groupes de modélisation qui ont effectué des simulations avec ces outils de prévision se coordonnent au sein des projets d'intercomparaison des modèles couplés (CMIP). Les projets CMIP (1-6) (de la phase I à la phase 6 ; Meehl et al., 2005 ; Taylor et al., 2012) sont financés par le groupe de travail sur la modélisation couplée (WGCM) du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP). Ils visent à comprendre le fonctionnement du système climatique, à évaluer la performance des modèles climatiques en définissant des expériences

standards, à soutenir les études des mécanismes et des processus et à produire des projections des changements climatiques futurs. Ils contribuent également à l'élaboration des rapports du GIEC depuis le AR1 (Houghton et al., 1995) jusqu'au AR5 (Chen et al., 2018).

Bien que l'introduction des MCGs ait constitué un grand pas en avant dans la recherche sur le climat, ils présentent un espacement horizontal grossier (100 – 350 km, Taylor et al., 2012) qui les rend inefficaces pour représenter explicitement la contrepartie régionale des systèmes météorologiques atmosphériques (la topographie, la convection, la couverture végétale, etc. ; Dosio et al., 2015), et donc inappropriés pour les études d'impact (les événements extrêmes). La résolution la plus importante adoptée par la communauté scientifique pour obtenir davantage d'informations sur les caractéristiques géographiques des régions étudiées est l'utilisation des MCRs pour réduire l'échelle des MCGs et des réanalyses.

1.3.2 MCRs

Contrairement aux MCGs, les MCRs ont des résolutions plus fines (≤ 50 km), et sont donc capables de capter les phénomènes locaux. Ils peuvent ajouter des détails tels que l'influence des lacs, de la brise marine, des chaînes de montagnes, des fronts météorologiques plus nets et des rétroactions de l'humidité du sol sur l'atmosphère (Koster et al., 2004 ; Taylor et al., 2012 ; Gibba et al., 2018 ; James et al., 2018). Ce processus, appelé "réduction d'échelle", peut être réalisé selon deux méthodes : la réduction d'échelle statistique et la réduction d'échelle dynamique.

La **réduction d'échelle statistique** consiste à dériver des relations empiriques reliant les variables atmosphériques à grande échelle (prédicteurs) et les variables climatiques locales/régionales (prédicands). C'est l'approche la plus utilisée car elle présente des avantages efficaces : par rapport à la réduction d'échelle dynamique, elle est plus simple et nécessite peu de ressources de calcul, peut produire de multiples réalisations stochastiques et, une fois mise en œuvre, peut être facilement utilisée pour réduire l'échelle de nombreux MCGs afin de simuler la gamme complète des incertitudes. Le choix des variables prédictives est crucial car elles influencent fortement les caractéristiques du scénario de réduction d'échelle (Wilby et al., 2004).

La **réduction d'échelle dynamique**, l'approche utilisée dans cette thèse, est centrée sur les MCRs et nécessite de longs temps de calcul, car elle n'est pas calibrée pour les caractéristiques des précipitations. La précision des champs simulés par rapport aux champs observés (variables pronostiques comme le vent, la température, l'humidité) est conditionnée par la capacité du MCR considéré à saisir les processus locaux. Ils ont une zone géographique

limitée et se concentrent donc uniquement sur une partie du globe, généralement inférieure ou égale à un continent. La procédure consiste à utiliser les MCGs (conditions aux limites imparfaites) ou les réanalyses (conditions aux limites quasi parfaites) comme données d'entrée dans les MCRs pour les initialiser. Les variables pronostiques sont générées en résolvant les équations énumérées à la section 2.2. À l'étape d'initialisation, les conditions initiales sont calculées (*via* le noyau physique), interpolées pour correspondre à la grille du MCR et transmises dans celui-ci : c'est le temps initial ($t=0$). Pour les modèles couplés, les conditions aux limites sont obtenues par le biais des températures de surface de la mer (TSM), de l'humidité et de la température de l'air fournies par les variables pronostiques du MCG. Elles transmettent l'état de l'environnement à grande échelle vers le MCR, et ce dernier est chargé de résoudre les structures atmosphériques à méso-échelle. Elles peuvent résulter d'analyses météorologiques (simulation du climat actuel) ou de scénarios climatiques (simulation du climat passé ou futur). La notion de scénario climatique sera brièvement détaillée dans le chapitre 2. Les conditions initiales de la surface terrestre (type de terrain, couverture terrestre, topographie) sont dérivées de données à haute résolution spatiale interpolées à la grille du MCR. Une fois les conditions initiales définies, le noyau dynamique effectue progressivement des calculs aux pas de temps $t_0 + n$ (avec $n=1,2,3,\dots$), t étant le pas de temps du modèle (seconde, minute, heure, jour, mois, etc.).

1.4 La modélisation du climat dans le BC

Le défi de la modélisation du climat dans le BC se situe à l'étape de l'évaluation des modèles, en raison de la rareté des mesures in situ indispensables pour caractériser objectivement la climatologie et les processus physiques de la région et, de même, pour évaluer les capacités des modèles à reproduire le climat réel. La région possède le système d'observation du climat le moins dense du monde (Fig. 5) (plus de 50 stations de mesure entre 1950 et 1980, mais un peu moins de 10 en 2010, comme l'ont remarqué Washington et al., 2006).

Les données satellitaires, terrestres et de réanalyse sont généralement utilisées pour combler ce gap. Une donnée de réanalyse provenant de la combinaison d'un réseau d'observation, de schémas d'assimilation ou d'une modélisation numérique peut fournir une couverture spatiale globale (océans et continents) et produire un grand nombre de variables atmosphériques (vents u , v et ω , précipitations, température, humidité spécifique, etc.). Malheureusement, les données de réanalyse montrent des limites dans les régions où le réseau de stations est trop pauvre, comme dans le cas du BC, en se rapprochant du schéma d'assimilation et de

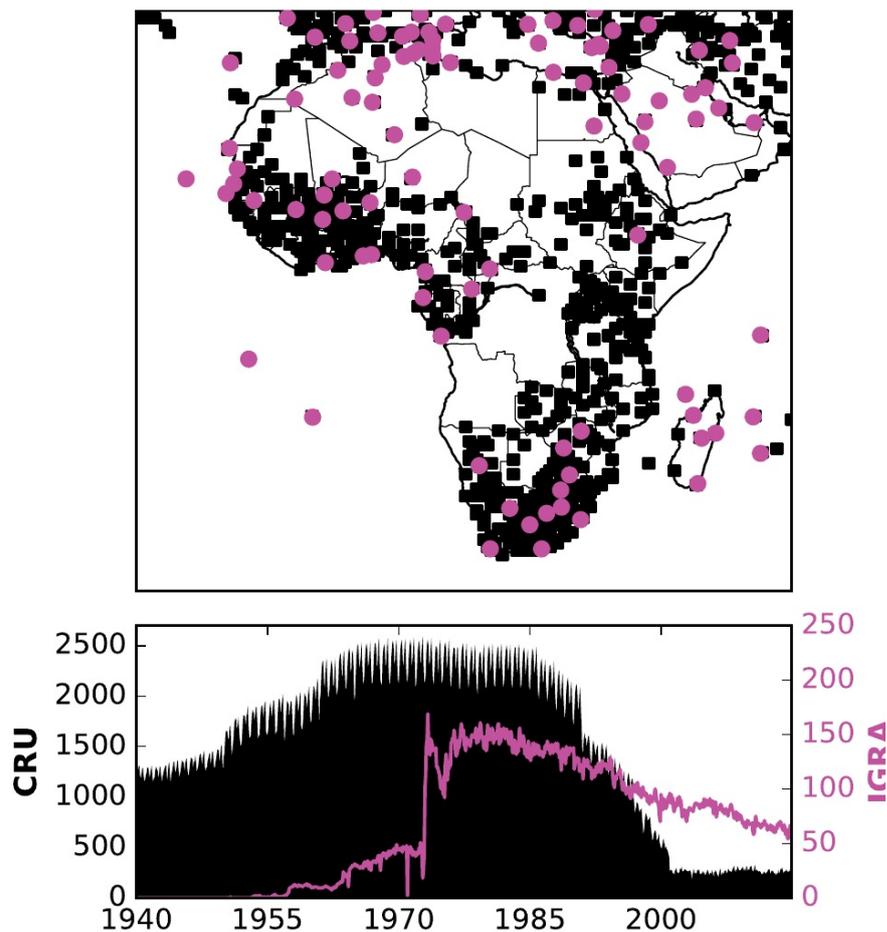


Figure 5 – Données de station contribuant aux précipitations CRU, version 2.23 (noir) et au vent u de "Integrated Global Radiosonde Archive" (IGRA) à 1200 UTC (rose). (en haut) Carte de couverture pour 1979-2013. Les carrés noirs indiquent l'emplacement des points de grille ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$) qui ont au moins une station qui a contribué pendant au moins 50% des mois; les cercles roses indiquent les stations ayant au moins 10 enregistrements par mois pendant au moins 50% des mois. (en bas) Séries chronologiques indiquant le nombre de stations qui contribuent à l'étude chaque mois ($40^\circ S-40^\circ N, 30^\circ W-60^\circ E$). Source : James et al, (2018).

la physique des modèles plutôt que des données d'observation, ce qui justifie un large éventail d'incertitudes parmi celles-ci (Hua et al., 2019). Cette pénurie de produits d'observation pose également le problème de la validation des estimations des satellites. L'intense activité convective rend la région très nuageuse tout au long de l'année, ce qui peut biaiser les mesures des satellites. Néanmoins, des efforts sont faits pour améliorer la qualité des données observées dans le BC. Par exemple, Nicholson et al. (2018) ont récemment intégré trois nouveaux ensembles de données pluviométriques sur l'Afrique équatoriale, et ont également démontré la supériorité de l'approche de reconstruction statistique sur la méthode de krigeage couramment utilisée.

Le manque de données d'observation plausibles a pour conséquence une faible représen-

tation du climat de la région dans les modèles climatiques. Ils sont des outils utiles pour comprendre l'évolution actuelle et future du climat ainsi que les processus moteurs associés. La confiance accordée au climat futur modélisé est conditionnée par la capacité du modèle considéré à reproduire le passé ou le présent, d'où l'étape essentielle de leur évaluation préalable. L'évaluation consiste souvent à comparer les résultats du modèle avec des données d'observation, de satellite ou de réanalyse sur une période historique. Cette approche, connue sous le nom d'"évaluation statistique" (James et al., 2018), présente des limites, en particulier dans les régions où les données observées ne sont pas fiables, tel que le BC.

1.4.1 Évaluation statistique

La méthode habituelle d'évaluation des modèles est celle basée sur la comparaison entre les champs simulés et les champs observés correspondants sous le climat actuel ou passé, en utilisant certaines mesures statistiques qu'on peut résumer dans un diagramme de Taylor (Taylor, 2001). La performance du modèle est quantifiée sur la base de sa capacité à donner une bonne mesure statistique (mentionnée ci-dessus) par rapport au champ observé. Bien qu'il s'agisse d'une approche efficace pour localiser les erreurs de synchronisation et pour regrouper les modèles en fonction des performances, elle fournit moins d'informations sur les causes possibles de ces erreurs (Reichler et Kim, 2008). L'évaluation statistique n'informe pas sur l'état de la connexion entre le modèle de précipitation et la dynamique atmosphérique associée. Un modèle peut produire une bonne caractéristique climatologique, mais pour de mauvaises raisons. Une autre incohérence réside dans le fait que les données climatiques actuelles ont également été utilisées pour l'élaboration du modèle et influencent donc fortement les résultats, ce qui diminue l'objectivité de l'évaluation des modèles et donc la crédibilité du climat futur prévu. Cela s'ajoute aux incertitudes des produits observés (en particulier pour les régions moins observées) qui biaisent les analyses. Cette méthode a été largement appliquée pour évaluer les modèles climatiques en Afrique dans le cadre du projet CORDEX, avec quelques améliorations considérables, mais des incertitudes climatiques significatives persistent. Les origines de nombreux biais/déficiences dans les MCGs et MCRs restent souvent inexplicables (Diaconescu et Laprise, 2013 ; Haensler et al., 2013 ; Vondou et Haensler, 2017). Comme solution proposée, certains auteurs ont recommandé d'associer à cette approche une méthode d'évaluation "basée sur les processus" (Whittleston et al., 2017 ; James et al., 2018).

1.4.2 Évaluation axée sur les processus

L'approche d'évaluation "orientée processus" vise à comprendre les raisons des biais modélisés des précipitations. Au cours de cette étape, la capacité du modèle à simuler les processus liés à la génération des précipitations à grande échelle ou à l'échelle régionale est vérifiée (James et al., 2018). Les avantages de cette approche sont triples : tout d'abord, elle peut être utilisée efficacement dans des régions moins observées comme le BC car des paramètres dynamiques tels que le flux d'humidité peuvent être utilisés, déduits des données de réanalyse. Washington et al. (2013) ont fait valoir l'idée selon laquelle il est avantageux d'évaluer les modèles sur leur capacité à simuler le flux d'humidité car les vents sont généralement mieux reproduits par les modèles que les précipitations ; deuxièmement, cette méthode offre la possibilité d'évaluer la crédibilité d'un modèle sous la période historique, de mettre en évidence les causes des différences entre les modèles et d'informer sur leur développement. Les conditions sèches ou humides simulées doivent être en adéquation avec la circulation atmosphérique simulée. Enfin, cette approche permet d'établir la plausibilité du climat futur prévu. Creese (2018) propose deux méthodes de mener des évaluations basées sur les processus sur le climat futur : (1) Une fois que les modèles les plus et les moins crédibles sont identifiés sur la période historique, si les deux groupes produisent des signaux de changement climatique divergents, l'étape suivante consistera à établir si les processus à l'origine de ces divergences sont similaires à ceux de la période future. S'ils le sont, la plausibilité (non plausibilité) des modèles les plus (moins) crédibles est établie. (2) Les mécanismes à l'origine des divergences dans les projections des modèles sont d'abord identifiés, puis la plausibilité des projections est établie sur la base des connaissances actuelles sur les processus dans cette région. La deuxième approche sera utilisée dans cette étude. L'approche d'évaluation axée sur les processus s'est déjà avérée plus efficace en Afrique australe (Lazenby et al., 2016 ; Munday et Washington, 2017), en Afrique de l'Est (Yang et al., 2015 ; Hirons et Turner, 2018), et dans le Sahel (Biasutti et al., 2009 ; James et al., 2015). Qu'en est-il du BC ?

1.5 Application de l'approche d'évaluation axée sur les processus dans le BC

L'approche d'évaluation orientée vers les processus a donné une grande opportunité d'explorer le climat du BC, car elle n'est pas limitée par l'utilisation de données observées crédibles. Un certain nombre d'études ont déjà appliqué cette approche avec succès dans le BC

(Washington et al., 2013 ; Creese et Washington, 2016, 2018 ; Dyer et al., 2017 ; James et al., 2015, 2018). Ils ont permis d'identifier des processus distincts à l'origine des changements de précipitations dans l'Ouest et l'Est du BC. Creese et Washington (2018) montrent qu'à l'Ouest de l'AC équatoriale, les modèles humides montrent une évaporation et une convection locale plus élevées, liées à un biais de TSM fort et positif. Cependant, dans la partie Est, les erreurs de modèle sont plutôt dues à la dynamique de la circulation atmosphérique : Les modèles plus humides présentent un flux d'ouest plus fort à travers l'Atlantique tropical oriental en réponse à une circulation équatoriale de retournement plus importante, tandis que les modèles plus secs présentent une composante du JEA-N équatoriale plus forte, ce qui peut contribuer à supprimer la convection dans la région. Cette intensification ou ce renforcement a donné lieu à une étude de James et al., (2013) qui ont attribué ces quantités de pluie et leurs distribution spatiale, à une convection accrue dans l'océan Indien et à une subsidence anormale sur l'Afrique équatoriale occidentale et l'océan Atlantique. Les précipitations des MCGs sont identifiées comme étant fortement corrélées avec leurs caractéristiques climatologiques de transport et de convergence d'humidité : les modèles produisant des précipitations excessives (faibles) produisent également une convergence (divergence) d'humidité excessive (Washington et al., 2013 ; Creese et Washington, 2016 ; Dyer et al., 2017). De même, par cette approche, Dyer et al. (2017) ont mis en évidence l'important effet modulateur de l'océan Indien dans l'advection du flux d'humidité vers le BC à travers le secteur Sud-Ouest, entre 10°S-30°S et 40°E-90°E. Certains biais du modèle pourraient être liés à un déplacement vers le Sud, ou à un retard dans la migration de la convection tropicale, qui pourrait être due à des problèmes d'asymétrie hémisphérique à plus grande échelle (James et al., 2018).

Vu sous cet angle, l'évaluation axée sur les processus s'avère très utile pour informer sur le développement du modèle en précisant quel aspect du modèle nécessite des améliorations supplémentaires. Il existe très peu d'informations disponibles sur la manière et les raisons de ces erreurs dans les modèles, et pourtant aucun des MCRs et MCGs n'est développé en Afrique. En outre, c'est l'occasion d'établir la plausibilité de la projection des effets du réchauffement climatique par les modèles, comme le recommande l'Accord de Paris au GIEC, afin d'adopter des mesures politiques efficaces pour limiter les effets désastreux des changements climatiques.

1.6 Le réchauffement climatique global et l'Accord de Paris

Aujourd'hui, il est clairement connu que les émissions industrielles et la croissance continue de la population mondiale augmentent la contribution anthropique au changement climatique (IPCC, 2007). Les régions les plus exposées aux effets néfastes de ces changements sont les régions tropicales (en particulier en Afrique) qui, ironiquement, sont celles qui contribuent le moins aux émissions de gaz à effet de serre. Par exemple, les plus grands changements prévus de la température locale en réponse au réchauffement de la planète se trouvent en République démocratique du Congo avec le plus grand rapport signal/bruit (S/R) du monde. Le cinquième rapport du GIEC (AR5) résume l'ensemble des changements comme suit (voir Chen et al., 2018 pour plus de détails) :

► En termes de températures extrêmes sur terre, il y a une forte probabilité de diminution du nombre global de jours et de nuits froids, et d'augmentation globale du nombre de jours et de nuits chauds, mais avec des niveaux de confiance divers. La durée, la fréquence et/ou l'intensité des périodes de chaleur ou des vagues de chaleur augmentent dans la plupart des régions terrestres. Il fait également état de la forte influence humaine sur les changements observés dans la fréquence et l'intensité des extrêmes de température quotidiens à l'échelle mondiale depuis le milieu du XX^e siècle.

► Pour les précipitations extrêmes, on constate des augmentations du 95^e percentile dans plus de régions que des diminutions, mais les réponses régionales aux changements seront hétérogènes en termes de signes. À l'échelle mondiale, il existe une confiance moyenne qui attribue aux influences humaines, le rôle de facteur d'intensification des fortes précipitations au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle dans les régions terrestres. Toutefois, il est probable que la fréquence des fortes précipitations ou la proportion des précipitations totales provenant de fortes pluies augmentera au XXI^e siècle sur une grande partie du globe, en particulier dans les hautes latitudes et dans les régions tropicales.

Il est nécessaire de comprendre et de prévoir ces conséquences du réchauffement climatique, en particulier dans les régions qui ont de faibles capacités d'adaptation et dont l'économie dépend fortement des ressources naturelles. C'est à la lumière de ces perspectives que la vingt et unième (21^e) conférence des parties (COP21) de la Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC), qui s'est tenue à Paris en 2015, a fixé l'ambition de limiter l'augmentation de la température moyenne à la surface du globe en dessous de 2°C par rapport aux niveaux préindustriels et de poursuivre les efforts pour li-

imiter l'augmentation de la température à 1,5°C par rapport aux niveaux préindustriels (Qin et al., 2013). L'accord vise à atteindre dès que possible un pic mondial des émissions de gaz à effet de serre et à entreprendre ensuite des réductions rapides conformément aux meilleures données scientifiques disponibles, et à atteindre un équilibre entre les émissions anthropiques par les sources et les absorptions par les puits de gaz à effet de serre dans la seconde moitié de ce siècle, sur la base de l'équité, du développement durable et des efforts visant à éradiquer la pauvreté (Masson-Delmotte et al., 2018). Dans ce contexte, la CCNUCC a invité le GIEC à produire en 2018 un rapport spécial sur les conséquences d'un réchauffement climatique de 1,5°C par rapport aux niveaux préindustriels et sur les voies d'émission de gaz à effet de serre qui y sont liées. Ce rapport spécial indique que les risques liés au climat pour les systèmes naturels et humains dépendent de l'ampleur du réchauffement climatique, de la position géographique, du niveau de développement, de la vulnérabilité, des choix et de la mise en œuvre des options d'adaptation et d'atténuation ; en reconnaissant les besoins croissants en matière d'informations climatiques spatialement détaillées et axées sur les solutions. Cette thèse s'inscrit dans ces perspectives en documentant la région du BC sur les apparences potentielles des plausibles changements projetés par les MRCs.

1.7 Questions de recherche

Comme précisé ci-dessus, bien que des améliorations considérables des modèles climatiques aient été réalisées grâce aux projets CMIP (de la phase 1 à la phase 5) et CORDEX (de la phase 1 à la phase 2), des biais importants des modèles persistent sur l'Afrique. Cela soulève des doutes sur la plausibilité des projections, dans un contexte où une connaissance crédible de l'évolution future du climat est nécessaire pour adopter des politiques d'adaptation et d'atténuation efficaces. Dans cette thèse, la crédibilité du modèle utilisé puis la plausibilité de ses projections sont conditionnées par la réponse à un ensemble de questions : les biais de précipitations du modèle sont-ils liés à sa circulation atmosphérique ? Le modèle simule-t-il des processus modulant le recyclage des précipitations dans la région ? Les changements dans la convergence de l'humidité sont-ils liés aux changements des précipitations dans le modèle dans le BC ? Comment ces corrélations réagiront-elles aux seuils de réchauffement de 1,5°C et de 2°C ? Comment les interactions actuelles terre-atmosphère réagiront-elles au réchauffement de la planète de 1,5°C et 2°C ?

Certaines études ont déjà commencé à aborder ces questions dans la région, mais en utilisant des MCGs. Cette thèse vise à appliquer pour la première fois une méthodologie

d'évaluation basée sur les processus à un ensemble de simulations transitoires du MCR du SMHI (RCA4) sur le Bassin du Congo, afin de fournir des réponses préliminaires à ces questions. Par l'examen des processus, nous espérons favoriser la compréhension des mécanismes physiques qui sous-tendent les changements futurs et évaluer leur plausibilité, ainsi qu'inciter des discussions sur les défis et les opportunités de l'évaluation des MCRs basée sur les processus en Afrique équatoriale.

1.8 Conclusion

Ce chapitre résume les principales composantes du système climatique du Bassin du Congo, notamment les flux de basse, moyenne et haute troposphère et le système convectif régional. Un bref résumé du cycle hydrologique dans la région est également présenté. Une description et une présentation des différents types de modèles climatiques sont faites, complétées par une brève discussion des différents types de méthodes de réduction d'échelle. Un examen des approches d'évaluation des modèles dans le BC est également présenté. Enfin, les implications du réchauffement climatique dans la région sont présentées ainsi que le sujet principal de l'Accord de Paris.

Chapitre 2

Domaine d'étude, données utilisées et méthodologie

Ce chapitre commence par la localisation et la description de la zone d'étude, suivie de la description du modèle et de la configuration de la simulation. Le modèle et les données d'observation utilisées pour les analyses sont décrits. Enfin, le chapitre se termine par la présentation des outils et des méthodes utilisées pour les analyses.

2.1 Domaine d'étude

La région située entre les latitudes 10°S - 10°N et les longitudes 10°E - 35°E est considérée pour les analyses et est appelée Bassin du Congo (CB ; box bleu de la Fig. 6). Elle couvre une grande partie du Cameroun, la République démocratique du Congo, toute la République centrafricaine, le Congo, le Gabon, l'Ouganda, la Guinée équatoriale, la Tanzanie occidentale, le Sud-Soudan, une partie nord de l'Angola et une partie du sud du Tchad. Cette région se caractérise par une topographie complexe et un réseau hydrographique dense qui est la source dominante de production d'électricité dans la région. Elle connaît un climat tropical avec un régime pluviométrique bimodal (voir plus d'informations au point 1.2).

Le BC, précédemment caractérisé par un taux élevé de couverture végétale (Zhou et al., 2014), montre actuellement une diminution de sa verdure, en raison de l'expansion démographique et du changement climatique (Garcin et al., 2018). L'altitude des terres se situe entre 300 m à l'Ouest et 2500 m à l'Est.

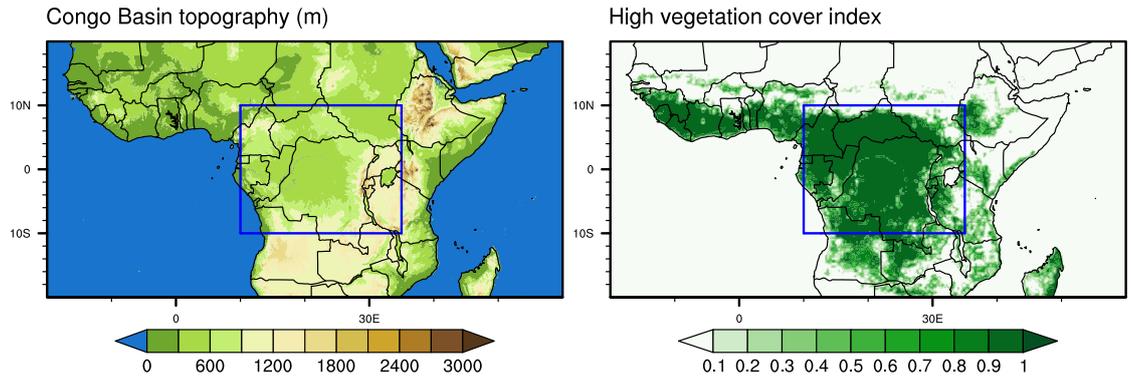


Figure 6 – *Domaine d'étude couvrant la région du bassin du Congo (box bleus). À gauche la topographie (en mètres) obtenue en utilisant les données du modèle numérique d'élévation GTOPO30; À droite, l'indice de couverture des hautes végétations, obtenu en utilisant les données de réanalyse ERA5.*

2.2 Données utilisées

Comme indiqué précédemment, la modélisation du climat est la représentation numérique du système terrestre avec des équations mathématiques. La dynamique de l'atmosphère est régie par la mécanique des fluides. Comme les particules d'air sont considérées comme des fluides compressibles, leur représentation dans les modèles est faite à l'aide des équations de Navier-Stokes. Dans un système de coordonnées cartésiennes, elles peuvent être écrites comme suit :

— **Conservation de la quantité du mouvement**

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} = -\frac{\nabla p}{\rho} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F} \quad (2.1)$$

où $\vec{V} = u\vec{e}_x + v\vec{e}_y + \omega\vec{e}_k$ est le vecteur vitesse du vent avec respectivement u , v et ω ses composantes zonale, méridionale et verticale.

p est la pression,

ρ est la densité de la masse d'air,

Ω est la vitesse de rotation de la terre,

g est l'intensité de la gravité contenant le terme de la force centrifuge et

$\vec{F} = F_x\vec{e}_x + F_y\vec{e}_y + F_z\vec{e}_k$ est le vecteur force de friction.

Le terme $-\frac{\nabla p}{\rho}$ est la force résultant du gradient de pression orienté vers les basses pressions ;

$-2\vec{\Omega} \times \vec{V}$ est la force de Coriolis agissant sur la particule d'air en mouvement.

— **Équation de conservation de masse ou de continuité**

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \rho = -\rho \nabla \cdot \vec{V} \quad (2.2)$$

$-\rho\vec{\nabla}\cdot\vec{V}$ est le terme de compressibilité.

— **Équation de conservation de l'énergie**

$$C_p\left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}\cdot\vec{\nabla}T\right) = \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dt} + Q \quad (2.3)$$

où C_p est la chaleur spécifique à pression constante,

T est la température et

Q représente les sources et les puits de chaleur internes des processus sous-maille.

$C_p(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}\cdot\vec{\nabla}T)$ est l'énergie interne de la particule d'air considérée.

Les termes $\vec{V}\cdot\nabla\nabla V$, $\vec{V}\cdot\nabla T$ et $\vec{V}\cdot\nabla\rho$ sont utilisés pour considérer les particules d'air advectées provenant des régions éloignées et donc pour prendre en compte les processus non linéaires.

— **Équation chimique globale**

$$\frac{\partial\chi}{\partial t} = -\chi\vec{\nabla}\cdot\vec{V} \quad (2.4)$$

où χ est le taux de mélange.

— **Équation d'état des gaz**

$$p = \rho RT \quad (2.5)$$

où R est la constante spécifique du gaz.

Ces équations peuvent admettre plusieurs solutions, justifiant l'existence d'une multitude de modèles climatiques. Les méthodes de résolution de ces équations sont diverses et ont motivé un certain nombre d'études (Tanguay et al., 1990; Xu et al., 1992). Les données expérimentales utilisées dans cette étude sont des produits de la réduction d'échelle de huit MCGs du projet CMIP5, pilotés par la version récente du MCR RCA4 de l'institut météorologique et hydrologique Suédois (SMHI), réalisés dans le cadre de CORDEX-Africa (Fig. 7).

2.2.1 Description du modèle et configuration de la simulation

a) Description du modèle

RCA4 est développé au SMHI dont l'objectif principal est de mettre sur pieds à la fois des MCGs et des MCRs nécessaires pour fournir des informations sur le climat futur, pour les responsables politiques et les décideurs (Samuelsson et al., 2011). Depuis sa création en 1997, le SMHI a permis des progrès considérables dans les études d'impact et d'adaptation au climat en développant trois MCRs dans le cadre du projet CORDEX : la version couplée océan-atmosphère RCA4-NEMO, une version prenant en compte les processus de végétation

CORDEX-Africa domain

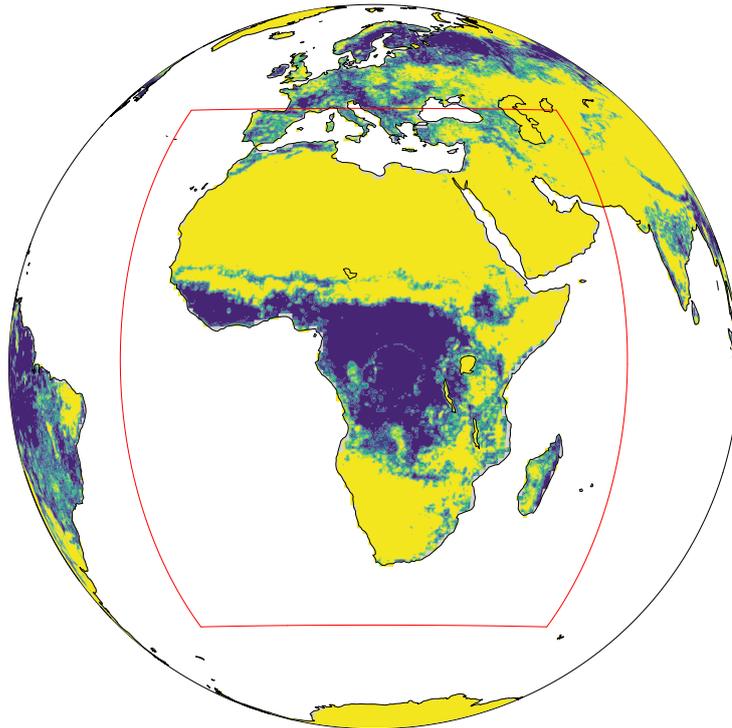


Figure 7 – *Domaine de simulation CORDEX-Afrique (selon Giorgi et al., 2009).*

interactifs RCA-GUESS et le modèle atmosphérique RCA dont la version actuelle (RCA4) est utilisée dans ce travail. RCA4 est issu du modèle de prévision numérique du temps HIRLAM (Unden et al., 2002), avec des paramétrages physiques et dynamiques améliorés (Strandberg et al., 2015).

► Le Schéma des surface terrestres (LSS)

RCA4 utilise un schéma de surface terrestre quadrillé avec une à trois tuiles clés (forêt, terre ouverte et neige) comme le recommandent les informations sur l'utilisation des terres (Fig. 8). La valeur de la tuile dans un carré de la grille est unique, ce qui indique un type constant de propriétés de la surface comme la végétation, la longueur de rugosité et l'albédo. La réponse de chaque tuile aux changements de flux est fonction de sa capacité thermique et de ses caractéristiques de transfert de chaleur. L'approche des valeurs des tuiles est utilisée pour remplacer l'approche de la moyenne des paramètres, où les propriétés du sous-sol sont moyennées afin de ne considérer qu'une seule valeur par carré de grille. Cette approche est plus performante que la première, sauf dans des conditions venteuses (Koster et Suarez, 1992).

Ci-dessous quelques équations utilisées pour calculer certains paramètres importants dans la zone d'étude : la surface du sol forestier et la température de la canopée forestière sont

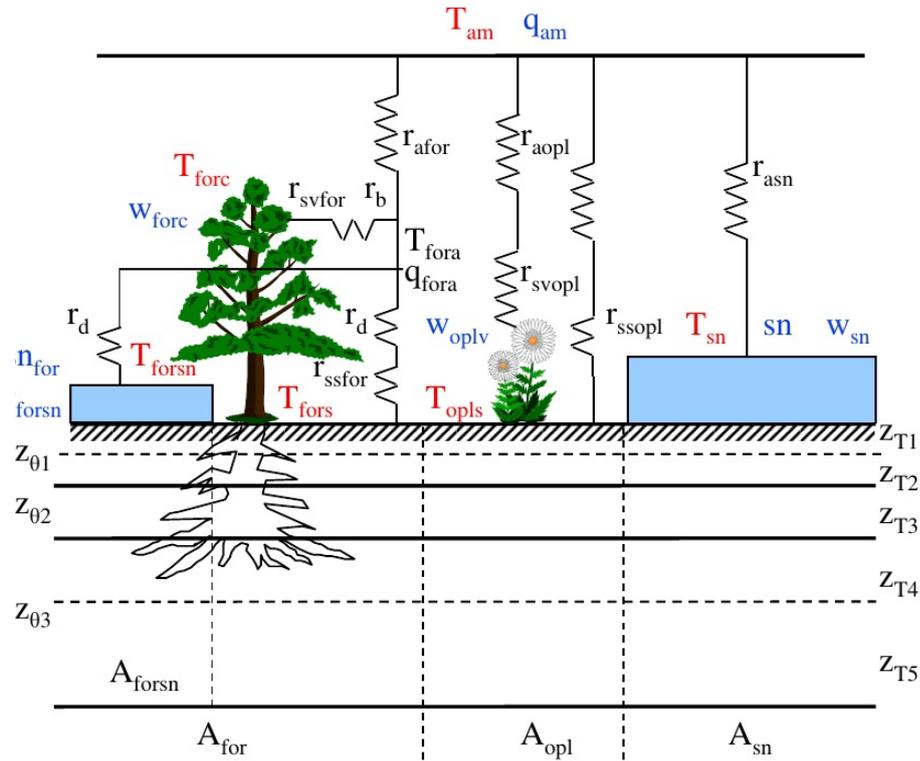


Figure 8 – Esquisse principale du schéma de la surface terrestre dans RCA4. Le LSS est divisé en trois carreaux principaux : forêt (A_{for}), terres ouvertes (A_{opl}) et neige sur terres ouvertes (A_{sn}). La forêt comporte également une sous-tuile "neige" (A_{forsn}). Les températures pronostiques sont indiquées en rouge, tandis que les variables pronostiques de l'eau sont indiquées en bleu. Chaque tuile individuelle est reliée au niveau atmosphérique le plus bas par l'intermédiaire de leurs résistances aérodynamiques correspondantes (r_a). Pour les calculs d'évapotranspiration, un certain nombre de résistances de surface sont utilisées (r_s). Voir la liste et la définition des paramètres utilisés pour décrire le LSS dans le tableau 1 (Strandberg et al., 2015).

déterminées respectivement comme suit :

$$\frac{\partial T_{fors}}{\partial t} = \frac{1}{(\rho C)_{fors} Z_s} [\Phi_{fors} + \Lambda_s (T_{fors2} - T_{fors})] \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial T_{forc}}{\partial t} = \frac{1}{C_{forc}} \Phi_{forc} \quad (2.7)$$

où $(\rho C)_{fors}$ est la capacité thermique volumétrique et Λ_s est le coefficient de transfert thermique. Pour la canopée forestière, la capacité thermique est définie comme suit :

$$C_{forc} = C_{veg} W_{veg} + C_w \rho_w w_{veg} \quad (2.8)$$

où C_{veg} est la capacité calorifique végétative,

W_{veg} est la masse de la canopée,

Tableau 1 – Liste et définition des paramètres utilisés pour décrire la LSS (Strandberg et al., 2015).

Paramètres	Définitions	Référence
Fractions de sous-grille		
A_{for}	superficie fractionnée de la forêt	
A_{opl}	fraction de terre ouverte	
A_{sn}	fraction de lterre ouverte enneigée	
A_{forsn}	fraction de la surface enneigée dans la forêt	
Températures prognostiques		
T_{opls}	température de surface de terre ouverte	
T_{sn}	température de surface de la neige	
T_{sns}	température du sol sous la neige	
T_{forsn}	température de surface de la neige dans la forêt	
T_{fors}	la température de surface du sol des forêts	(Eq 2.1)
T_{forsns}	température du sol sous la neige de forêt	
T_{forc}	la température de la canopée forestière	(Eq 2.2)
réserves d'eau		
sn	eau équivalent de terre ouverte enneigée	
sn_{for}	eau équivalent forêt enneigée	
w_{oplv}	eau interceptée sur la basse végétation	
w_{forc}	eau interceptée sur la canopée forestière	
w_{sn}	eau liquide de la neige	
w_{forsn}	eau liquide de la forêt enneigée	
Résistances		
r_{svfor}	résistance de la surface de la canopée forestière	
r_{svopl}	résistance de la surface de la végétation terrestre ouverte	
r_{ssfor}	résistance de la surface du sol forestier	
r_{ssopl}	résistance de la surface du sol en terre ouverte	
r_{afor}	résistance aérodynamique au-dessus de la forêt	
r_{aopl}	résistance aérodynamique au-dessus de la terre ferme	
r_{asn}	la résistance aérodynamique au-dessus de la neige	
r_b	la résistance aérodynamique (air de la canopée forestière)	
r_d	résistance aérodynamique (air du sol et du couvert forestier)	
Profondeur des couches du sol		
$z_{T1} - z_{T5}$	température w.r.t. de l'épaisseur des couches du sol (0,01, 0,062, 0,21, 0,72, 1,89 m)	humidité de l'épaisseur des couches de sol w.r.t. (0,072, 2.2 m (1.0 m dans les zones montagneuses))
$z_{\theta 1} - z_{\theta 2}$		
Albédo et émissivité (valeur/pronostique)		
α_{opls}	albédo de la surface des terres ouvertes (0.28)	
α_{forc}	albédo de la canopée forestière (0.15)	
α_{fors}	albédo de la surface du sol forestier (0.15)	
α_{forsn}	albédo de la surface de la neige des forêts (0.2)	
α_{sn}	albédo de la surface de la neige (pronostique)	
ϵ_{opls}	l'émissivité de la surface des terres ouvertes (0.985)	
ϵ_{forc}	l'émissivité de la canopée forestière (0.985)	
ϵ_{fors}	l'émissivité de la surface du sol forestier (0.985)	
ϵ_{forsn}	l'émissivité de la surface de la neige des forêts (0.99)	
ϵ_{sn}	l'émissivité de la surface de la neige (0.99)	
ϵ_{desert}	l'émissivité de la surface du désert (0.93)	

C_w est la chaleur spécifique de l'eau,

et w_{veg} est la quantité d'eau interceptée dans la canopée forestière. La capacité calorifique de tous les arbres est considérée comme égale.

La canopée forestière et les résistances de surface de la végétation des terres ouvertes (r_{sv}) sont ajoutées pour la transpiration de la végétation et pour l'évaporation du sol nu. Lorsque r_{svmin} est la résistance de surface minimale dépendante de la végétation, LAI l'indice de surface foliaire, F_1 l'influence du rayonnement photosynthétique actif, F_2 l'effet du stress hydrique, F_3 l'effet du déficit de pression de vapeur d'eau, F_4 une dépendance de la

température de l'air et F_5 une dépendance de la température du sol, r_{sv} peut être estimé comme suit :

$$r_{sv} = \frac{r_{svmin}}{LAI} \frac{F_1}{F_2 F_3 F_4 F_5} \quad (2.9)$$

Le facteur F_1 est exprimé comme suit :

$$F_1 = \frac{1 + f}{f + r_{svmin}/r_{svmax}} \quad (2.10)$$

où

$$f = 0.55 \frac{S \downarrow}{S_L} \frac{2}{LAI} \quad (2.11)$$

r_{svmax} est la résistance maximale de surface et S_L est la valeur limite du rayonnement photosynthétiquement actif (fixée à 30 W.m^{-2} pour la forêt, et à 100 W.m^{-2} pour la végétation des terres ouvertes).

Le facteur F_2 varie entre 0 et 1 en fonction de l'humidité du sol (SM) :

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \text{si } SM > 0 \\ \frac{SM - SM_{wi}}{SM_{cr} - SM_{wi}} & \text{si } SM_{wi} \leq SM \leq SM_{cr} \\ 0 & \text{si } SM < SM_{wi} \end{cases}$$

où SM_{wi} est le point de flétrissement, $SM_{cr} = 0,9 \times SM_{fc}$ et SM_{fc} est la capacité du champ.

F_3 est l'effet du déficit de pression de vapeur de l'atmosphère et peut également être exprimé en termes d'humidité spécifique :

$$F_3 = 1 - g(q_s(T_s) - q_{am}) \quad (2.12)$$

Le paramètre empirique g est un paramètre dépendant de la végétation, fixé à 0,04 pour la forêt et à *zero* pour les terres ouvertes ; $T_s = T_{forc}$ et $q_{am} = q_{fora}$ pour la forêt, et $T_s = T_{opls}$ pour les terres ouvertes. Le facteur F_4 décrit la température de l'air :

$$F_4 = 1 - 1.6 \times 10^{-3} (298 - T_{am})^2 \quad (2.13)$$

avec $T_{am} = T_{fora}$ dans le cas de la forêt.

Le facteur F_5

$$F_5 = 1 - f(T) \quad (2.14)$$

qui varie entre 0 et 1 pour $T_1 = T_{fusion} + 4K$ et

$T_2 = T_{fusion} + 2K$ est ajouté puisque la végétation est inactive au printemps jusqu'à ce que la température du sol dans la zone des racines atteigne la température de fusion

$T_{fusion} = 273,15K$, suivant une fonction sinusoidale initialement destinée à la paramétrisation du gel du sol, où :

$$f(T) = \begin{cases} 0, & \text{si } T > T_1 \\ \frac{1}{2}[1 - \sin(\frac{\pi(T-0.5T_1-0.5T_2)}{T_1-T_2})], & \text{si } T_2 \leq T \leq T_1 \\ 1, & \text{si } T < T_2 \end{cases}$$

► Le Schéma de convection

Le schéma de convection est celui de Kain-Fritsch (KF ; Kain, 2004) et suppose que la convection peu profonde est non précipitante. Le schéma de "Kain-Fritsch" découle du précédent schéma de Fritsch Chappell CPS (Fritsch et Chappell, 1980), par une amélioration du nombre de paramètres décrits par Kain (2004) comme suit :

- Dans des conditions sèches et flottantes minimales, un taux d'entraînement minimal est appliqué, en particulier pour supprimer l'initiation convective, avec le seuil de 50% du taux d'entraînement le plus élevé possible, comme le prescrit KF90 (Kain et Fritsch, 1990).
- Le rayon du nuage, qui contrôle le taux d'entraînement maximal possible, est déterminé par la convergence dans la sous-couche nuageuse. Cette modification supprime l'activation convective profonde dans des conditions faiblement convergentes ou divergentes et favorise l'activation dans des régimes fortement convergents.
- La profondeur des nuages nécessaire à l'activation de la convection profonde varie en fonction de la température de la base des nuages. Ceci est fait pour tenir compte de l'activation de la convection profonde des nuages peu profonds lorsque les conditions requises sont remplies.
- Les nuages convectifs peu profonds sont déclenchés lorsque le modèle de nuage du schéma fixe que des courants ascendants flottants peuvent se former mais ne peuvent pas atteindre la profondeur de nuage du seuil imposé nécessaire à la convection profonde.
- Ce système est également équipé d'un nouvel algorithme de courant descendant. Les courants descendants doivent leur existence à l'air dans la couche 150-200 hPa au-dessus de la base des nuages et s'écoulent au-dessus d'une couche assez profonde sous la base des nuages. Ils sont évalués en fonction de l'humidité relative et de la stabilité juste au-dessus de la base des nuages, mais ne sont plus liés au cisaillement vertical du vent.
- Le régime est programmé pour éliminer l'énergie potentielle disponible par convection

(CAPE), mais le calcul de cette dernière est basé sur le trajet d'une parcelle d'entraînement plutôt que sur celui qui monte sans dilution. La CAPE est exprimée comme suit :

$$CAPE = g \int_{LFC}^{LNB} \frac{\theta_{vp} - \theta_{ve}}{\theta_{ve}} dz \quad (2.15)$$

LFC est le niveau de convection libre et LNB est le niveau de flottabilité neutre de la particule d'air.

► Le schéma radiatif

Le schéma radiatif est obtenu à partir de celui de Hiram (Savijärvi, 1990 ; Sass et al., 1994) et modifié après Räisänen et al. (2000), visant à prendre en compte l'absorption de dioxyde de carbone (CO_2) et un traitement amélioré du cycle de la vapeur d'eau. Le rayonnement total est réparti entre les composantes de la canopée et du sol de la forêt, car chaque couche souterraine de la dalle forestière a son propre bilan énergétique. Ceux-ci sont exprimés comme suit :

$$Rn_{forc} = (1 - \chi_{SW})(1 - \alpha_{forc})S \downarrow + (1 - \chi_{LW})\varepsilon_{forc}(L \downarrow - 2\sigma T_{forc}^4 + L \uparrow_{forfloor}) \quad (2.16)$$

$$Rn_{fors} = \chi_{SW}(1 - \alpha_{fors})S \downarrow + \varepsilon_{fors}(L \downarrow_{forfloor} - \sigma T_{fors}^4) \quad (2.17)$$

$$Rn_{forsn} = \chi_{SW}(1 - \alpha_{forsn})S \downarrow + \varepsilon_{forsn}(L \downarrow_{forfloor} - \sigma T_{forsn}^4) \quad (2.18)$$

où $L \downarrow$ et $L \uparrow$ sont respectivement les radiations de longueur d'onde entrante et sortante, définies comme suit :

$$L \uparrow_{forfloor} = \sigma(\varepsilon_{fors}(1 - A_{forsn})T_{fors}^4 + \varepsilon_{forsn}A_{forsn}T_{forsn}^4) \quad (2.19)$$

$$L \downarrow_{forfloor} = \chi_{LW}L \downarrow + (1 - \chi_{LW})\varepsilon_{forc}\sigma T_{forc}^4 \quad (2.20)$$

α et ε sont respectivement l'albédo et l'émissivité. Le terme

$\chi_{LW} = \exp(-\frac{1}{2} \times LAI)$ est le facteur d'ouverture du ciel pour le rayonnement de grande longueur d'onde, alors que le terme

$\chi_{SW} = (1 - frdiffuse)\chi_{SWdir} + frdiffuse\chi_{LW}$ est celui de rayonnement d'ondes courtes, avec

$\chi_{SWdir} = \exp(-\frac{1}{2} \times LAI(4 - 3 \times scos))$ le rayonnement direct d'ondes courtes. $scos$ est le cosinus de l'angle du zénith solaire.

Les flux de chaleur dépendent des caractéristiques de la surface terrestre, et sont fortement influencés par les conditions de température (T_{fora}) et d'humidité spécifique (q_{fora}) dans l'espace aérien de la canopée. Leurs estimations sont résumées dans le tableau 2 :

Tableau 2 – Flux de chaleur. Source : Strandberg et al, (2015).

	Flux de chaleur sensible	Flux de chaleur latente
Canopée forestière	$H_{forc} = \rho c_p \frac{T_{forc} - T_{fora}}{r_b}$	$E_{forc} = \rho L_e h_{vfor} \frac{q_s(T_{forc}) - q_{fora}}{r_b + r_{svfor}}$
Sol forestier	$H_{fors} = \rho c_p \frac{T_{fors} - T_{fora}}{r_d}$	$E_{fors} = \rho L_e \frac{q_s(T_{fors}) - q_{fora}}{r_d + r_{ssfor}}$
Air-atmosphère de la canopée	$H_{for} = \rho c_p \frac{T_{fora} - T_{am}}{r_{afor}}$	$E_{for} = \rho L_e \frac{q_{fora} - q_{am}}{r_{afor}}$

r_b et r_d sont les résistances aérodynamiques respectivement entre la canopée forestière et l'air de la canopée et entre le sol forestier et l'air de la canopée; h_{vfor} est le coefficient de Halstead.

b) Configuration des simulations

Dans ce travail, les simulations RCA4 sont réalisées sur le domaine CORDEX-Africa, avec une résolution horizontale de $0,44^\circ$ (~ 50 km) et une échelle de temps mensuelle. Le modèle est exécuté sous deux modes de forçage :

► Le mode de forçage quasi-parfait

RCA4 est d'abord intégré sur CORDEX-Africa de Janvier 1979 à Décembre 2010 en utilisant la réanalyse ERA-Interim comme condition aux limites (CLs) (Dee et al., 2011). La donnée ERA-Interim est produite par le Centre européen pour des prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT). ERA-Interim résulte du modèle de prévision du CEPMMT, avec une méthode d'assimilation de données à quatre dimensions (4D-Var) optimisée et dont les données d'entrée sont des combinaisons de produits au sol et par satellite. Les paramètres de surface ont une résolution temporelle de 3 heures et comprennent les conditions météorologiques, les vagues océaniques et les conditions de surface terrestre. Les paramètres de la haute atmosphère couvrent l'ensemble de la troposphère et de la stratosphère et sont disponibles toutes les 6 heures. L'avancée la plus importante de ERA-Interim par rapport à la version précédente (ERA40) est la capacité du nouveau schéma d'assimilation à réduire les biais de réanalyse.

► Le mode de forçage imparfait

Deuxièmement, le modèle est intégré de Janvier 1950 à Décembre 2100 pour réduire l'échelle de huit MCGs CMIP5 (voir la liste et les détails dans le tableau 3). Au cours de la période historique (1950 – 2005), les CLs des MCGs transmis dans le MCR sont déterminées

par la composition atmosphérique naturelle et anthropique observée. Le signal du climat futur est extrait des scénarios des voies de concentration représentatives (RCPs) (van Vuuren et al., 2011).

Un RCP est un ensemble de voies de concentration et d'émission de gaz à effet de serre visant à soutenir la recherche et à anticiper les impacts et les réponses politiques possibles au changement climatique. Il s'agit d'un ensemble d'hypothèses sur l'état futur du monde, et dont les considérations fondamentales sont axées sur la population, le niveau de développement économique et les changements structurels ou technologiques (Fig 9).

Les RCPs ont remplacé les précédents scénarios RSSE (Rapport spécial sur les scénarios des émissions; A1, A2, B1 et B2), qui étaient légèrement moins contraignants, et dont les considérations de base étaient axées sur les facteurs démographiques, économiques et technologiques, ajoutés aux émissions de gaz à effet de serre (GES) associées. À cet égard, les scénarios climatiques sont classés du moins contraignant (faible niveau de forçage radiatif; RCP 2.6/B1) au plus contraignant (niveau de forçage radiatif élevé; RCP 8.5/A2), comme le montre la figure 10.

Dans cette thèse, deux RCPs sont utilisés :

- **Le RCP 4.5** : Connue sous le nom de scénario stabilisateur, il maintient le forçage radiatif à $4,5 \text{ W.m}^{-2}$, ce qui correspond à ~ 660 ppm (partie par million) de CO_2 après 2100 (Clarke et al., 2007).

- **Le RCP 8.5** : Il correspond à la voie d'émission de GES la plus élevée avec ~ 1370 ppm, et où l'albédo atteint la valeur de $8,5 \text{ W.m}^{-2}$ en 2100. Le RCP 8.5 conduit à un niveau de forçage autour du 90th percentile des scénarios de référence (Riahi et al., 2011).

Face à la nécessité croissante de trouver des solutions aux politiques d'adaptation et d'atténuation au changement climatique, un ensemble de nouveaux scénarios est en cours d'élaboration : les "Shared Socio-Economic Pathways" (SSP). Ils intégreront les nouvelles politiques de lutte contre le changement climatique formulées comme suit (Van Vuuren et al., 2017) :

- Les SSPs devraient couvrir l'espace des scénarios pertinents pour les politiques (trajectoires avec différents défis socio-économiques pour l'atténuation et l'adaptation).
- Les SSPs doivent être reliés aux scénarios RCPs de la génération précédente et aux projections CMIP5 pour une transition sans heurts de l'analyse des impacts, de l'adaptation, de la vulnérabilité (IAV) (les SSPs sont des synthèses d'un récit décrivant les grandes caractéristiques de l'avenir mondial et la population au niveau des pays, le produit intérieur brut (PIB), les projections d'urbanisation).

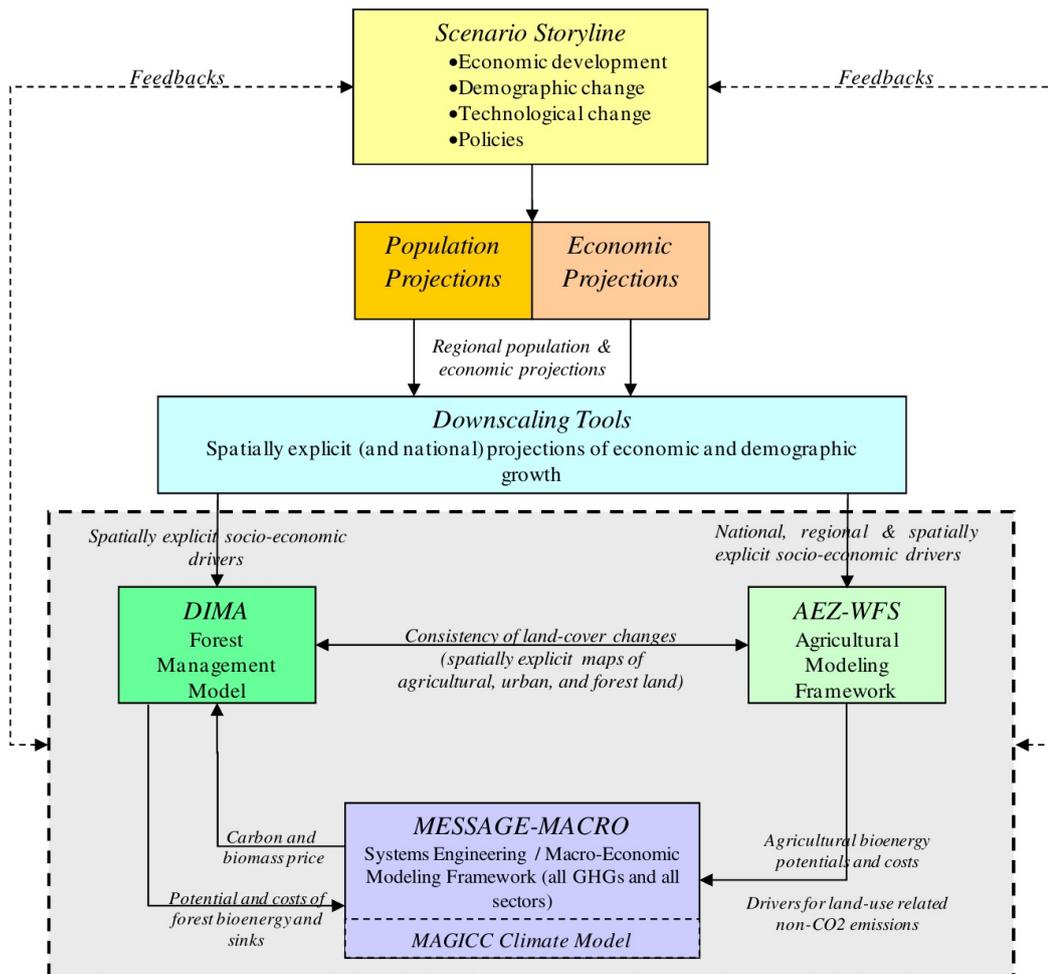


Figure 9 – Schéma conceptuel des scénarios climatiques. Source : Riahi et al., 2011.

La disponibilité des simulations climatiques transitoires historiques et futures de RCA4 imbriquées dans de multiples MCGs, dans le cadre de CORDEX, offre la possibilité d'élucider la réponse du modèle régional aux changements de flux d'humidité à divers forçages et niveaux de réchauffement sur le BC.

2.2.2 Données d'observation

La validation du modèle est effectuée en comparant les simulations historiques et quasi-parfaites du MCR avec les ensembles de données d'observation et de réanalyse (voir la liste et les détails dans le tableau 4), ce qui permet de tenir compte de l'incertitude d'observation (Vondou et Haensler, 2017). En raison de la faible couverture spatiale des stations in situ sur le BC, les données observées sont obtenues à partir de diverses méthodes de calcul des précipitations totales dans la région en mélangeant différentes sources de données telles que les mesures des stations, les produits de réanalyse et les estimations par satellite. Pour tous les ensembles de données, les variables sélectionnées sont les suivantes : vent zonal u ,

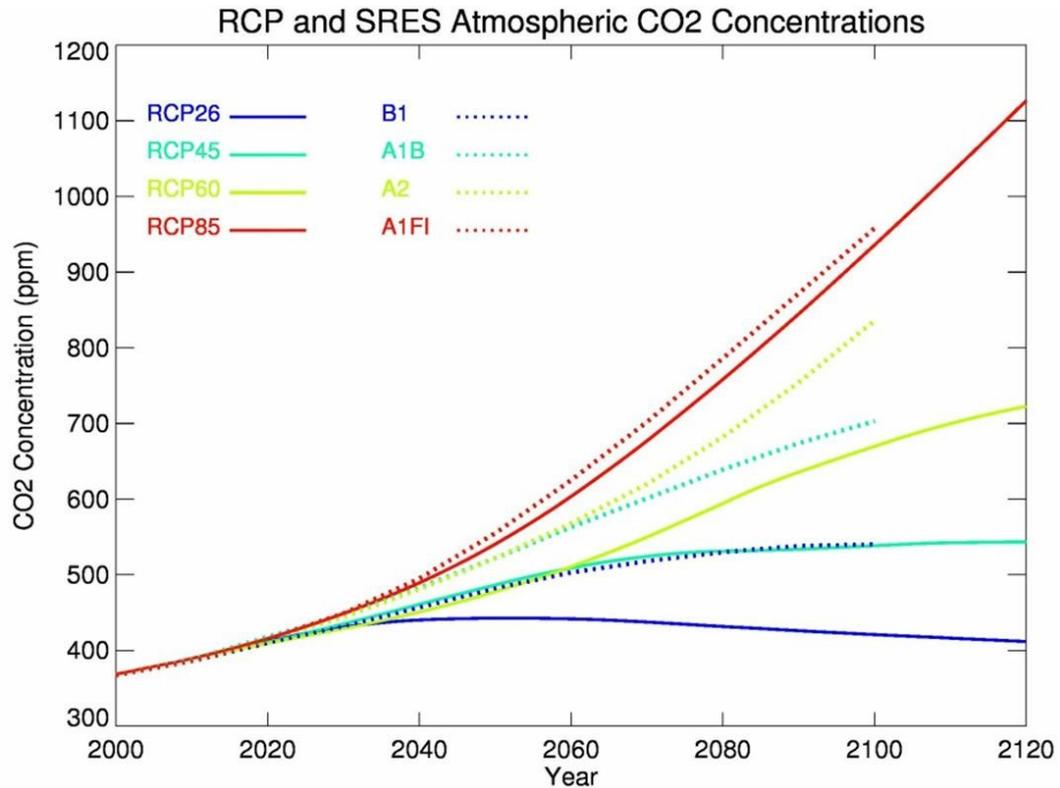


Figure 10 – Concentrations de dioxyde de carbone atmosphérique pour la quatrième évaluation du GIEC (lignes pointillées, concentrations des RSSEs) et pour la cinquième évaluation du GIEC (lignes pleines, concentrations des RCPs). Source : <https://www.niwa.co.nz/our-science/climate/information-and-resources/clivar/scenarios>

et méridional v , l'humidité spécifique (de la surface jusqu'à 70 hPa), l'évapotranspiration, le rayonnement solaire incident (SR), la température de surface et l'humidité du sol (SM). Pour faciliter la comparaison, tous les produits d'observation et de réanalyse ont été interpolés pour correspondre aux grilles de simulation comme suit : toutes les données ayant une résolution native inférieure à $0,44^\circ$ sont remappées dans la grille de référence en utilisant la méthode d'interpolation conservative de premier ordre (Jones, 1999), tandis que celles ayant une résolution analogue ou plus grossière que $0,44^\circ$ sont remappées en utilisant l'interpolation bilinéaire (Nikulin et al., 2012).

2.3 Méthodes

2.3.1 Estimation de la convergence d'humidité

Le contenu total de la colonne d'humidité atmosphérique à un point de grille (x, y, z) est estimé en utilisant l'équation du bilan hydrique de Newell et al. (1972), exprimée comme

suit :

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial W}{\partial t} &= -\nabla Q(x, y, z, t) + E(x, y, t) - P(x, y, t) \\
 &= -\left[\frac{\partial}{\partial x} \vec{i} + \frac{\partial}{\partial y} \vec{j} + \frac{\partial}{\partial z} \vec{k} \right] \left[Q_\lambda(x, y, z, t) \vec{i} + Q_\phi(x, y, z, t) \vec{j} + Q_\omega(x, y, z, t) \vec{k} \right] \\
 &\quad + E(x, y, t) - P(x, y, t) \\
 &= -\left[\frac{\partial Q_\lambda(x, y, z, t)}{\partial x} + \frac{\partial Q_\phi(x, y, z, t)}{\partial y} + \frac{\partial Q_\omega(x, y, z, t)}{\partial z} \right] \\
 &\quad + E(x, y, t) - P(x, y, t)
 \end{aligned} \tag{2.21}$$

\vec{i} , \vec{j} et \vec{k} sont des vecteurs unitaires dans les directions zonale, méridionale et verticale respectivement.

Le terme

$$\frac{\partial W}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{g} \int_{P_{surf}}^{P_{top}} q(x, y, z, t) \partial z \right) \tag{2.22}$$

de l'équation (2.21), désigne les variations dans la colonne d'eau précipitable atmosphérique ; l'équation (2.23) ci-dessous

$$-\nabla \cdot Q(x, y, z, t) = -\left(\frac{\partial Q_\lambda(x, y, z, t)}{\partial x} + \frac{\partial Q_\phi(x, y, z, t)}{\partial y} + \frac{\partial Q_\omega(x, y, z, t)}{\partial z} \right) \tag{2.23}$$

représente la convergence du flux d'humidité ;

$E(x, y, t)$ est l'évaporation totale et

$P(x, y, t)$ la précipitation totale.

$q(x, y, z, t)$ est l'humidité spécifique (en $g.kg^{-1}$) ;

g est l'intensité de la gravité (en $N.kg^{-1}$) ;

P_{surf} est la pression de surface et

P_{top} la pression dans la couche supérieure (en $N.m^{-2}$).

x est la longitude,

y est la latitude et

z le niveau de pression du point de grille considéré. Sur une échelle de temps non synoptique, le stockage de la vapeur d'eau est quasi-constante, d'où on peut approximer :

$$\frac{\partial W}{\partial t} = 0; \text{ (Seneviratne et al., 2004).}$$

De même, les variations de la source d'humidité de la surface (P_{surf}) vers la haute atmosphère (P_{top}) sont négligées, c'est-à-dire

$$\frac{\partial Q_\omega(x, y, z, t)}{\partial z} = 0 \tag{2.24}$$

Ainsi, l'Eq. (2.21) peut être approximativement écrite comme suit :

$$\frac{\partial Q_\lambda(x, y, z, t)}{\partial x} + \frac{\partial Q_\phi(x, y, z, t)}{\partial y} = E(x, y, t) - P(x, y, t) \quad (2.25)$$

Pour estimer le terme $Q(x, y, t)$, nous le divisons en sa composante zonale $Q_\lambda(x, y, t)$ et méridionale $Q_\phi(x, y, t)$ exprimées comme suit (Zheng et Eltahir, 1998) :

$$Q_\lambda(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_{surf}}^{P_{top}} u(x, y, z, t) q(x, y, z, t) \partial z \quad (2.26)$$

et

$$Q_\phi(x, y, t) = \frac{1}{g} \int_{P_{surf}}^{P_{top}} v(x, y, z, t) q(x, y, z, t) \partial z \quad (2.27)$$

où $u(x, y, z, t)$ et $v(x, y, z, t)$ sont les composantes du vent zonal et méridional respectivement (en $m.s^{-1}$).

La convergence (divergence) nette du flux d'humidité représente les entrées (sorties) totales de la vapeur d'eau dans la région, divisée par la surface de la région. Spatialement, elle est obtenue par l'équation aux dérivées suivante :

$$-\nabla \cdot Q(x, y, t) = -1 \left(\frac{\partial Q_\lambda(x, y, t)}{\partial x} + \frac{\partial Q_\phi(x, y, t)}{\partial y} \right) \quad (2.28)$$

Sur la série temporelle, il est obtenu en appliquant la méthode de Zheng et Eltahir (1998) : dans une région rectangulaire donnée ($L \times H$) dans laquelle il y'a les entrées et les sorties de vapeur d'eau atmosphérique, l'apport total d'humidité provient de la contribution de la direction *Est – Ouest* ($Q_\lambda(y, t)$ en $kg.s^{-1}$) et de la direction *Nord – Sud* ($Q_\phi(x, t)$ en $kg.s^{-1}$). Par application du théorème de Gauss, la convergence ou la divergence totale du flux d'humidité zonale et méridional est obtenue comme suit :

$$Q_\lambda(y, t) = \frac{Q_{West}(y, t) - Q_{East}(y, t)}{S} \quad (2.29)$$

et

$$Q_\phi(x, t) = \frac{Q_{South}(x, t) - Q_{North}(x, t)}{S} \quad (2.30)$$

S (en m^2) est la surface de la région calculée de la manière suivante :

$$S = R^2 \Delta\lambda (\sin\phi_2 - \sin\phi_1) \quad (2.31)$$

$\Delta\lambda = \lambda_2 - \lambda_1$, où λ_1 et λ_2 sont respectivement les longitudes des frontières Ouest ($10^\circ E$) et Est ($35^\circ E$), ϕ_1 et ϕ_2 sont respectivement les latitudes limites Sud ($10^\circ S$) et Nord ($10^\circ N$) (toutes converties en radians) et R (en m) est le rayon de la Terre.

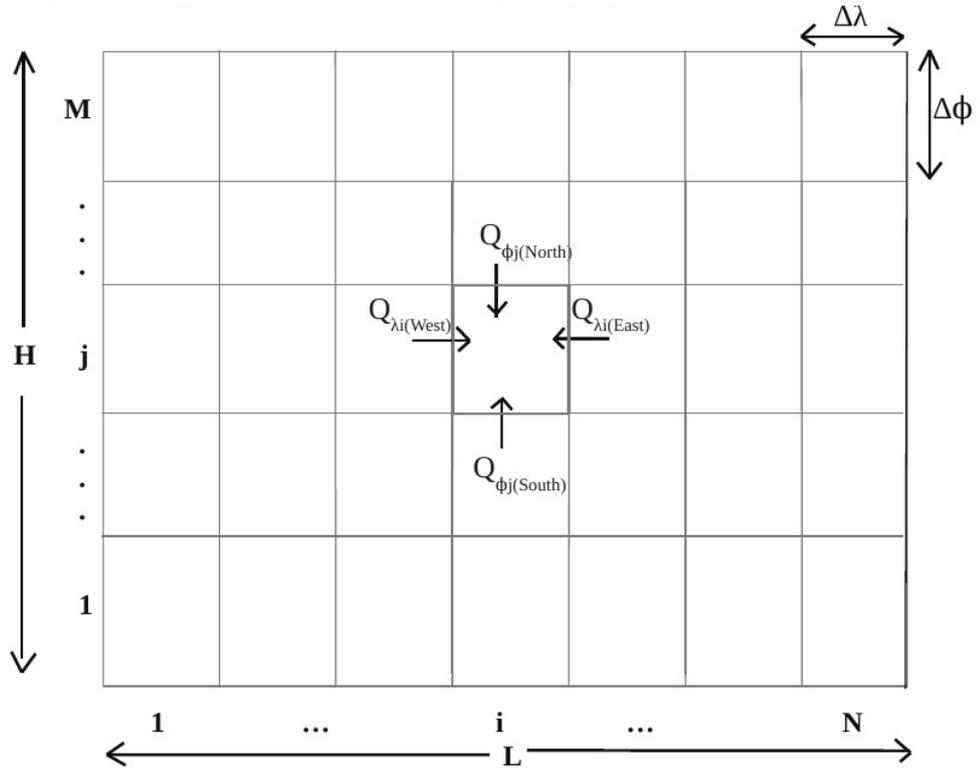


Figure 11 – Illustration au niveau de la grille du domaine. Source : Pokam, 2014

Pour appliquer cette formule aux données maillées, la région ciblée est considérée comme la somme de plusieurs carrés dont la longueur des segments $\Delta\lambda$ dans la direction zonale et $\Delta\phi$ dans la direction méridionale (Fig 11) est calculée comme suit :

$$\Delta\lambda = \Delta\phi = 0.44 \times \frac{\pi}{180} \times R \quad (2.32)$$

puisque $0,44^\circ$ est la résolution spatiale des ensembles de données dans les deux directions. Si N (M) est le nombre total de points de grille dans la direction zonale (méridionale), la taille du domaine est obtenue comme suit :

$$S = L \times H = (N - 1)\Delta\lambda \times (M - 1)\Delta\phi \quad (2.33)$$

$Q_{Ouest}(x, y, t)$, $Q_{Est}(x, y, t)$, $Q_{Sud}(x, y, t)$ et $Q_{Nord}(x, y, t)$ sont les humidités transitoires à travers les frontières respectives. Définie de cette façon, les valeurs négatives indiquent une divergence d'humidité et les valeurs positives une convergence.

2.3.2 Définition et calcul du taux de recyclage de l'humidité

Le taux de recyclage désigne la fraction d'évapotranspiration dans une région donnée, qui contribue aux précipitations dans cette même région. C'est aussi, conceptuellement, la fraction des précipitations de source locale (P_E) par rapport aux précipitations totales (P) (Burde

et Georgy, 2006) (Fig 12). Burde et al. (1996) ont fait valoir que l'ampleur des précipitations recyclées dans une région renseigne sur la rétroaction des processus hydrologiques et climatologiques. Ainsi, le taux de recyclage devient une mesure utile pour quantifier et comprendre les modifications dans les interactions terre-atmosphère en réponse aux effets anthropiques (Brubaker et al., 1993). Plusieurs approches existent pour le quantifier, en fonction de l'échelle temporelle et spatiale : l'analyse isotopique (Gat et Matsui, 1991) ; les traceurs de vapeur d'eau (Dyer et al., 2017) ; les techniques lagrangiennes (Dirmeyer et Brubaker, 1999) et la méthode itérative et de différence finies de Bulk (Burde et Georgy, 2006 ; Burde et al., 2006). C'est cette dernière qui est utilisée dans cette thèse. Elle est axée sur le modèle général de recyclage à 2-dimensions et sur l'équation générale du bilan hydrique (Eq 2.21).

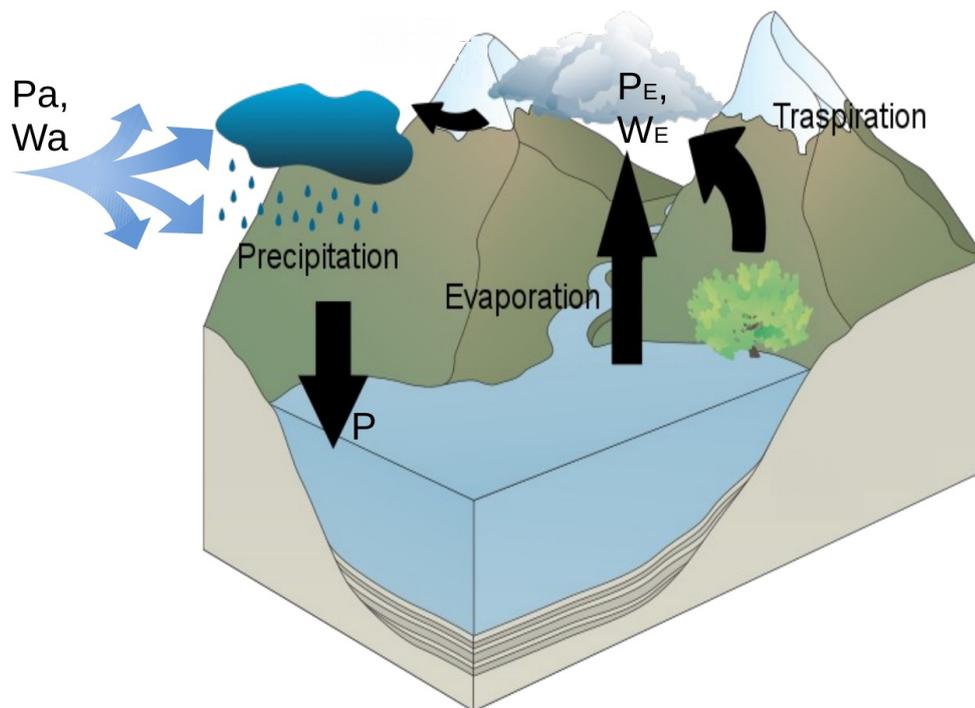


Figure 12 – *Modèle de la contribution locale et externe aux précipitations/vapeur d'eau totales : P_a , W_a : précipitation et vapeur d'eau provenant de la source d'advection ; P_E et W_E : précipitation et vapeur d'eau provenant de l'évapotranspiration ; P : précipitations totales tombées*

En effet, il existe trois sources de précipitations dans une région donnée de la surface terrestre (Fig 12) : la vapeur d'eau déjà contenue dans l'atmosphère, l'humidité atmosphérique advectée d'ailleurs (W_a) et l'évapotranspiration (W_E), de sorte que l'eau précipitable totale (W) peut être écrite (Eltahir et Bras, 1994 ; Burde et Zangvil, 2001 ; Burde et Georgy, 2006 ; Burde et al., 2006 ; Zangvil et al., 2004 ; Van der Ent et al., 2010 ; Van der Ent et Savenije, 2013) :

$$W = W_a + W_E \quad (2.34)$$

Par conséquent, le total des précipitations tombées P peut être réparti entre la contribution de l'humidité advectée P_a et celle de l'évapotranspiration dans la région considérée P_E selon la formule :

$$P = P_a + P_E \quad (2.35)$$

P_E est la fraction des précipitations totales provenant de l'évapotranspiration locale à un point de grille (x, y) , et qui retourne comme précipitation au même point ou autour de ce point. Pour cela, le coefficient de recyclage local $\rho(x, y)$ est obtenu comme suit :

$$\rho(x, y) = \frac{P_E(x, y)}{P(x, y)} \quad (2.36)$$

Le taux de recyclage régional $r(x, y)$ pour l'ensemble de la région de surface terrestre (S) est déduit des taux locaux en utilisant l'équation suivante :

$$\begin{aligned} r(x, y) &= \frac{\int_S P_E(x, y) dS}{\int_S P(x, y) dS} \\ &= \frac{\int_S \rho(x, y) P(x, y) dS}{\int_S P(x, y) dS} \end{aligned} \quad (2.37)$$

en substituant l'équation (2.36) à l'équation (2.37). Ces deux équations sont étendues sur la série temporelle pour obtenir les caractéristiques climatologiques du taux de recyclage local $\overline{\rho(x, y)}$ et régional $\overline{r(x, y)}$ respectivement. Ainsi, pour une période de temps donnée t , elles peuvent s'écrire comme suit :

$$\overline{\rho(x, y)} = \frac{\sum_t \rho^t(x, y) P^t(x, y)}{P^t(x, y)} \quad (2.38)$$

et

$$\overline{r^t} = \frac{\int_S \rho^t(x, y) P^t(x, y) dS}{\int_S P^t(x, y) dS} \quad (2.39)$$

avec

$$P^t(x, y) = \sum_t P(x, y) \quad (2.40)$$

Ce modèle suppose un bon mélange de la colonne totale d'humidité atmosphérique (c'est-à-dire, la vapeur d'eau provenant de la source d'advection et celle provenant de la source d'évapotranspiration in situ ont la même probabilité de précipiter). Par conséquent, le rapport entre les précipitations de la source locale P_E et les précipitations totales P est égal au rapport entre la vapeur d'eau de la source locale W_E et la vapeur d'eau totale W :

$$\frac{W_E}{W} = \frac{P_E}{P} \quad (2.41)$$

À partir de l'équation (2.25), nous pouvons obtenir les deux équations de conservation de masse de vapeur d'eau à chaque point de grille comme suit :

$$\begin{aligned}\frac{\partial Q_\lambda}{\partial x} + \frac{\partial Q_\phi}{\partial y} &= E - P \\ \frac{\partial \rho Q_\lambda}{\partial x} + \frac{\partial \rho Q_\phi}{\partial y} &= E - \rho P\end{aligned}\tag{2.42}$$

où $\rho Q_\lambda = Q_{E\lambda}$ et $\rho Q_\phi = Q_{E\phi}$ représentent les flux de vapeur d'eau d'origine locale, transportés dans les directions zonale et méridionale respectivement. Ainsi, l'équation (2, 42) devient :

$$\frac{\partial Q_{E\lambda}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{E\phi}}{\partial y} = E - \rho P\tag{2.43}$$

La Méthode des différences finies appliquée pour résoudre l'équation (2.43) est décrite en détail dans Burde et Georgy, (2006) et Pokam, (2014).

2.3.3 L'analyse en composante principale (ACP ou EOF)

Afin de comprendre les principaux modes de variabilité des modèles spatiaux et temporels du taux de recyclage, les deux premiers éléments de l'EOF (ACP) ont été appliqués aux anomalies du taux de recyclage. L'EOF est un outil statistique utile pour identifier et classer les principaux modes qui expliquent la plus grande fraction de la variance totale d'un champ. Ainsi, les signaux ayant les significations physiques les plus élevées sont d'abord classés (composantes de premier ordre ou variances supérieures), puis les composantes ayant une signification physique moindre en ordre décroissant (composantes de second ordre). L'EOF classique est généralement utilisé lorsque la sélection des composantes les plus importantes est évidente (comme c'est le cas dans cette thèse). Cependant, ces derniers se ressemblent parfois beaucoup. Dans ce cas, les EOFs étendues ou multivariées sont des outils utiles recommandés pour surmonter le problème.

Dans cette étude, l'EOF classique a été appliquée. Son principe est basé sur la matrice de variance-covariance temporelle Σ : considérons une matrice spatio-temporelle de données (par exemple, précipitations, température, taux de recyclage, etc...) $X(x, y, t)$ où x est le nombre de longitudes, y le nombre de latitudes et t le pas de temps ($t = 1, \dots, n$). Ainsi n est la longueur de la matrice sur la série temporelle. Les éléments diagonaux de X représentent la variance des points de grille du domaine alors que les éléments non diagonaux définissent la covariance de toutes les paires de points de ce domaine. La matrice de covariance est définie par :

$$\Sigma = \frac{1}{n-1} X X^T\tag{2.44}$$

Comme Σ est symétrique et donc diagonalisable, il peut être écrit sous la forme :

$$\Sigma = A\lambda^2 A^T \quad (2.45)$$

avec A la matrice orthogonale des vecteurs propres de Σ et λ^2 la matrice orthogonale incluant les valeurs propres associées à A . Ce sont ces valeurs propres qui sont exprimées en pourcentage de variance (*Var* en %) selon l'équation suivante :

$$Var(\lambda_i) = \frac{100\lambda_i}{\sum_{i=1}^n \lambda_i} \quad (2.46)$$

Enfin, la série temporelle de la composante principale (EOF_i) est reconstruite en projetant la matrice spatio-temporelle initiale X sur chacun des vecteurs propres A_i comme mentionné dans l'équation (2.47),

$$PC_i = X A_k \quad (2.47)$$

le poids de chacun étant fonction de la grandeur de la variance correspondante (valeurs propres).

2.3.4 Définition et détection des niveaux de réchauffement climatique (NRs)

Il existe plusieurs approches de détermination des réponses climatiques régionales associées aux niveaux de réchauffement (NRs) (James et al., 2017) : les plages d'incertitude de l'augmentation de la température (ΔT_g) pour chaque scénario RCP ; la série chronologique ΔT_g qui dépend des forçages du modèle utilisé ; la mise à l'échelle du modèle, consistant à régresser les anomalies climatiques régionales par rapport à la température globale, et à utiliser le gradient pour calculer le signal de changement. Enfin, l'approche d'échantillonnage temporel, qui consiste à sélectionner des échantillons temporels à la date où la température mondiale moyenne sur 30 ans atteint 1,5°C ou 2°C par rapport à une période de contrôle (CTL), soit 1971 – 2000 (Fig 13).

Parfois, la chronologie des NRs est considérée en fonction de la combinaison de l'augmentation de la température mondiale observée depuis la période préindustrielle (par exemple, de 1861 à 1890 ; de 1881 à 1910) jusqu'au présent (par exemple, de 1971 à 2000 ou de 1981 à 2000) et du réchauffement futur prévu par le MCG par rapport à la situation actuelle. Cela ressemble à une sorte de correction de biais en amenant tous les MCGs à un niveau commun de réchauffement par rapport à la période actuelle et compense essentiellement les sensibilités climatiques par le biais des MCGs de l'ère pré-industrielle à nos jours. Les limites de

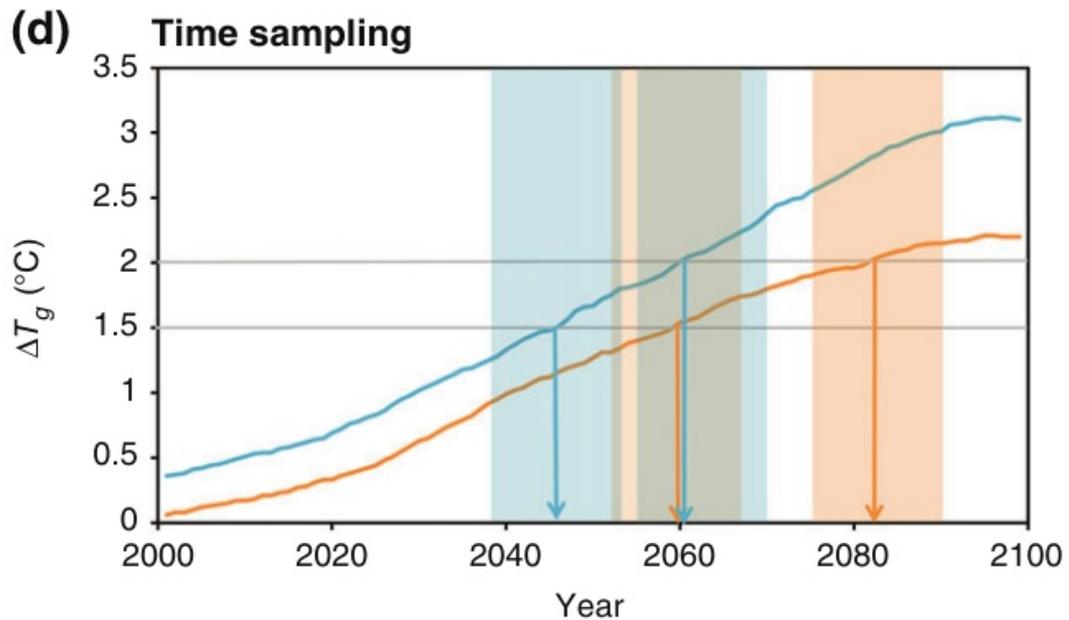


Figure 13 – Illustration schématique de la manière dont les échantillons pourraient être extraits au moment où la série chronologique lissée de chaque modèle ΔT_g dépasse $1,5^\circ$ et 2° . Deux séries de modèles sont présentées en orange et en bleu, avec ΔT_g par rapport à 1985-1999. Les lignes grises indiquent $1,5^\circ$ et 2° , les flèches indiquent l'année à laquelle ces incréments de ΔT_g sont dépassés, et les zones ombrées en orange et bleu illustrent les périodes à échantillonner, centrées autour de la date à laquelle $1,5^\circ$ et 2° sont dépassés. Source : James et al., 2017.

cette approche sont l'introduction d'incertitudes observées et la modification de la sensibilité des modèles qui, à leur tour, pourraient avoir un impact sur l'ampleur des NRs. Néanmoins, cette procédure simplifie l'interprétation des changements projetés entre le climat actuel et les périodes de réchauffement, car tous les MCGs ont les mêmes niveaux de réchauffement dans le présent (Nikulin et al., 2018).

Dans ce travail, les réponses aux NRs sont extraites d'expériences transitoires en utilisant la méthode d'échantillonnage temporel par rapport à la période de contrôle (CTL), de 1971 à 2000. La liste des combinaisons MCR-MCGs et les futures périodes de 30 ans des NRs $1,5^\circ$ et 2°C sont données dans le tableau 5. Comme indiqué par Nikulin et al. (2018), la période de 1971 – 2000 est une tranche de temps fréquemment choisie comme référence pour les études d'impact et est cohérente avec les études précédentes sur les NRs en Afrique. Les moments où les NRs des MCGs sont atteints sont très variables, ce qui démontre que, les réponses du système climatique aux forçages anthropiques dépendent des modèles. Le moment (année) où un MCG atteint un NR donné est fonction de la combinaison MCG-RCP, en raison des différentes sensibilités climatiques dans les MCGs (Teichmann et al., 2018). Pour étudier l'influence de $1,5^\circ$ contre 2°C , les différences d'impact ont été comparées en traçant séparément chaque forçage et le changement de leur moyenne d'ensemble à un NR par rapport

au CTL pour chaque point de grille. La différence d'effets des deux NRs a également été évaluée sous les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Les signaux de changement climatique (CC) sont obtenus par les différences de valeur moyenne entre le futur et la période CTL, en considérant les deux NRs. Par conséquent, pour une variable donnée X (précipitations, taux de recyclage, convergence de l'humidité), le signal de CC est obtenu comme suit :

$$CC(X) = X_{futur} - X_{présent} \quad (2.48)$$

ou

$$CC(X) = \frac{X_{futur} - X_{présent}}{\overline{X_{présent}}} \times 100 \quad (2.49)$$

où $\overline{X_{présent}}$ est la moyenne (1971 – 2000) de la variable considérée (X).

2.4 Conclusion

Cette partie a présenté la zone d'étude et a brièvement décrit la topographie et les caractéristiques du couvert végétal. Elle comprend également des descriptions du modèle, des ensembles de données simulées et observées utilisées dans les analyses. Les détails des méthodes et des procédures de calcul appliqués pour obtenir les résultats sont également présentés.

Tableau 3 – Liste des MCGs CMIP5 pilotes utilisés dans cette étude.

Nom du modèle	Institution	Résolution d'origine	Référence
CanESM2	Centre canadien de modélisation et d'analyse du climat	$2,8^\circ \times 2,8^\circ$	Chylek et al., 2011
CNRM-CM5	Centre national de recherche météorologique/Europe	$1,4^\circ \times 1,4^\circ$	Voldoire et al., 2013
EC-EARTH-ES	Consortium du modèle du système terrestre de la Communauté européenne	$1,125^\circ \times 1,125^\circ$	Hazeleger et al., 2010
HadGEM2-ES	Centre Hadley du Met Office	$1,875^\circ \times 1,25^\circ$	Collins et al., 2011
IPSL-CM5A-MR	Institut Pierre-Simon Laplace	$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	Dufresne et al., 2013
MIROC5	Institut de recherche sur l'atmosphère et les océans (University of Tokyo)	$1,40^\circ \times 1,40^\circ$	Watanabe et al., 2011
MPI-ESM-LR	Institut Max Planck de Météorologie	$1,9^\circ \times 1,9^\circ$	Popke et al., 2013
NorESM1-M	Centre climatique norvégien	$2,5^\circ \times 1,9^\circ$	Bentsen et al., 2013

Tableau 4 – Liste des produits d'observation ou de réanalyse utilisés dans le cadre de cette thèse.

Données	Institution	Résolution d'origine	Référence
GPCC	Centre mondial de climatologie des précipitations,	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Schneider et al., 2014
CMAP	Analyse fusionnée du Centre de prévision climatique (CPC) des précipitations, NOAA NCEP	$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	Xie et Arkin, 1997
CRU	Unité de recherche sur le climat, Université d'East Anglia (v4.01)	$0,5^\circ \times 0,5^\circ$	Harris et al., 2014
GPCP	Projet mondial de climatologie des précipitations,	$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	Huffman et al., 2009
ERA-Interim/ERA5	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme	$0,75^\circ \times 0,75^\circ$	Dee et al., 2011/ Hersbach, 2016
NCEP-I-II	Centres nationaux de prévision environnementale	$2,5^\circ \times 2,5^\circ$	Kalnay et al., 1996– Kanamitsu et al., 2002
MERRA-I-II	Analyse rétrospective de l'ère moderne pour la recherche et les applications	$0,5^\circ \times 0,66^\circ$	Rienecker et al., 2011

Tableau 5 – Résumé des périodes de 30 ans pendant lesquelles les NRs ciblés sont atteints, en fonction des RCPs et des MCGs pilotes.

Nom du modèle	Membre	Version	RCP4.5		RCP8.5	
			+1,5°C	+2,0°C	+1,5°C	+2,0°C
CanESM2	r1i1p1	v1	2002-2031	2017-2046	1999-2028	2012-2041
CNRM-CM5	r1i1p1	v1	2021-2050	2042-2071	2015-2044	2029-2058
EC-EARTH-ES	r12i1p1	v1	2010-2039	2031-2060	2005-2034	2021-2050
HadGEM2-ES	r1i1p1	v2	2016-2045	2032-2061	2010-2039	2023-2052
IPSL-CM5A-MR	r1i1p1	v1	2002-2031	2020-2049	2002-2031	2016-2045
MIROC5	r1i1p1	v1	2026-2055	2059-2088	2019-2048	2034-2063
MPI-ESM-LR	r1i1p1	v1	2006-2035	2029-2058	2004-2033	2021-2050
NorESM1-M	r1i1p1	v1	2027-2056	2062-2091	2019-2048	2034-2063

Chapitre 3

Résultats et discussions

Ce chapitre résume les résultats de ce travail, subdivisé en trois principales parties : la première partie met en évidence la performance du modèle à reproduire les précipitations totales et recyclées observées ; la deuxième partie traite de l'évaluation du modèle basée sur les processus atmosphériques (transport d'humidité, convection/divergence d'humidité, JEA) et sur les interactions terre-atmosphère par le biais du coefficient de recyclage (RR). Ici, la période actuelle est choisie de 1980 à 2005 afin d'avoir tous les ensembles de données sur la même durée. La dernière partie se concentre sur les projections climatiques, en traitant les réponses des processus analysés dans le climat actuel, aux NRs de 1,5° et 2° C, et sous les scénarios de réchauffement RCPs 4,5 et 8,5, par rapport à la période CTL (1971-2000). Les implications de l'évolution du climat sur les modifications des précipitations et des interactions terre-atmosphère sont également analysées.

3.1 Compréhension de base des performances du modèle

3.1.1 Variabilité des moyennes des précipitations totales mensuelles

Les variabilités intra-saisonniers simulées des précipitations du BC à partir des forçages du MCR sont comparées aux ensembles de données d'observation et de réanalyse GPCC, CMAP, CRU, GPCP, ERA-I, NCEP 1 et NCEP 2, comme le montre la figure 14a. Afin d'apprécier les écarts d'intensité entre les simulations et les observations, la variabilité naturelle contenue dans le climat observé est également indiquée par l'écart type (bande bleu clair), à partir des ensembles de données GPCC, CMAP, CRU et GPCP. Pour un mois donné, une valeur moyenne des précipitations supérieure à l'écart-type correspondant est considérée comme

un échec manifeste de l'expérience considérée. Même si les observations et les réanalyses sont cohérentes sur la forme de la variabilité et sur la caractéristique bimodale des précipitations, avec l'apparition de pics dans les saisons de transition MAM et SON, il existe des différences dans leurs amplitudes. ERA-I présente le taux de précipitations le plus élevé, avec des pics en Mars et en Octobre.

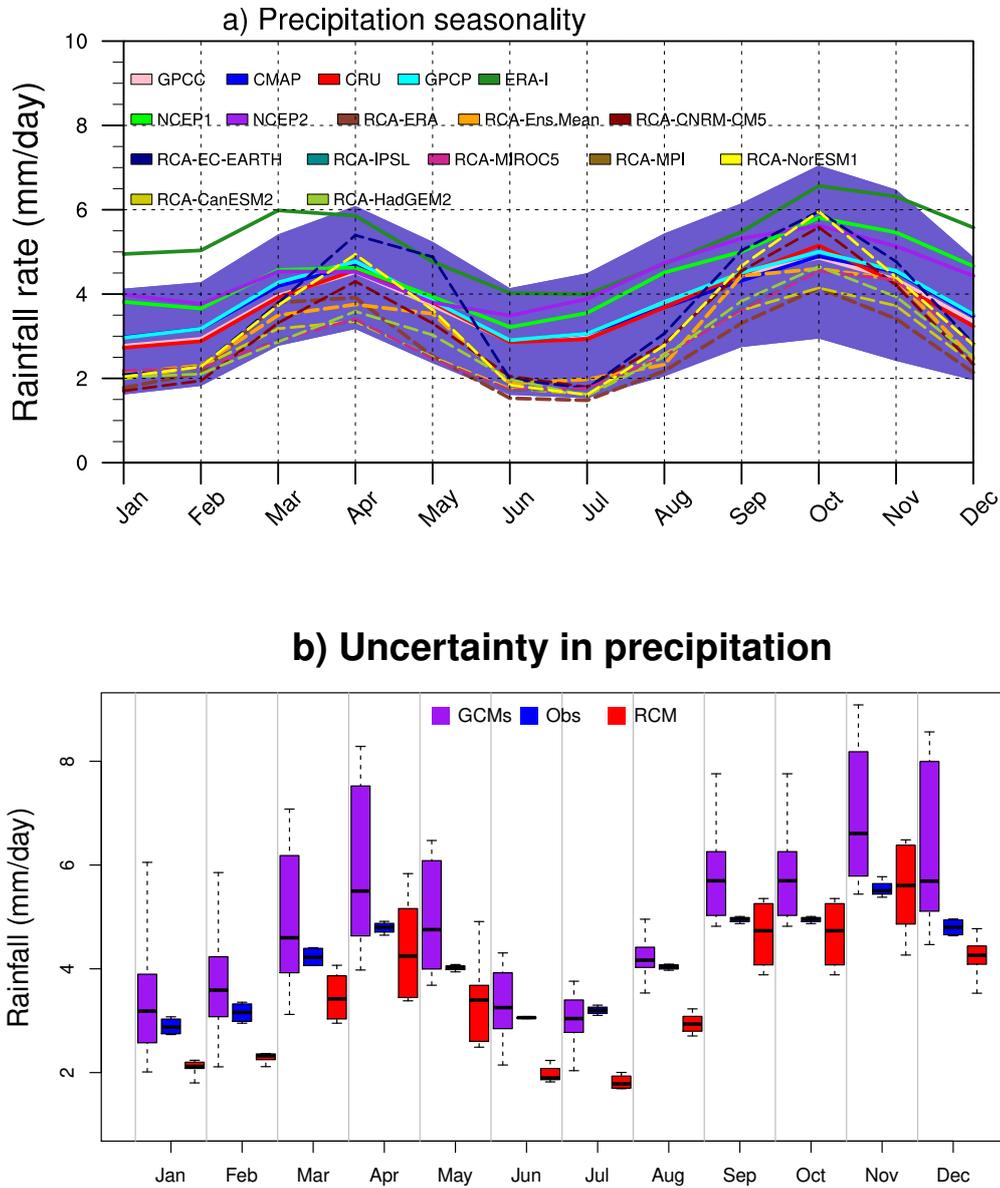


Figure 14 – (a) Moyenne des précipitations sur 23 ans (mm.jour^{-1}) pour les simulations individuelles de RCA4, les observations et les données de réanalyse des précipitations moyennes sur la période 1983-2005. La bande bleu clair est l'écart-type et utilise la moyenne d'ensemble GPCP, CMAP, CRU et GPCP. L'écart-type ici permet de représenter la variabilité naturelle contenue dans le climat observé. (b) Plages d'incertitude dans les précipitations du BC (mm.jour^{-1}) obtenue des forçages RCA4 (rouge), des MCGs pilotes correspondants (violet) et des observations (bleu).

Bien que les simulations reproduisent bien les modèles de base du cycle saisonnier et dé-

crivent acceptablement le caractère plus humide de SON par rapport à MAM (Washington et al., 2013), il y a un problème crucial dans leurs simulations de la magnitude des précipitations. Deux forçages surévaluent le pic de MAM en Avril (RCA-EC-EARTH et RCA-NorESM1) ; un en Mars (RCA-EC-EARTH) tandis que le reste des expériences sous-estiment. Pendant la saison la plus humide SON, les expériences ont tendance à se diviser en deux groupes : cinq simulations plus sèches (RCA-ERA, RCA-HadGEM2, RCA-MIROC5, RCA-CanESM2, RCA-IPSL) avec des pics inférieurs à 4,5 mm/jour et quatre simulations plus humides (RCA-EC-EARTH, RCA-NorESM1, RCA-CNRM-CM5, RCA-MPI) avec des pics supérieurs à 4,5 mm/jour. En saison sèche (DJF et JJA), toutes les simulations sous-estiment fortement les taux de précipitations, la différence entre les plus humides et les plus sèches pouvant atteindre 1,5 mm/jour. Cependant, le taux de précipitation minimum de JJA est plus faible que celui de DJF. Ce résultat a également été rapporté par d'autres auteurs (Washington et al., 2013 ; Creese et Washington, 2016).

À la figure 14b, les plages d'incertitudes des observations (GPCC, CMAP, CRU et GPCP) sont comparées aux forçages RCA4 et aux modèles globaux pilotes. Cette analyse révèle la présence des taux d'incertitude les plus élevés dans les précipitations simulées des saisons des pluies des modèles globaux. Ces incertitudes diminuent au cours du processus de réduction d'échelle. De plus, en comparant les plages d'incertitude des simulations à celles des MCGs, il apparaît que le signal régional influence fortement les conditions aux limites fournies par les MCGs. Pour mieux comprendre les effets de la réduction d'échelle, il faut analyser la distribution spatiale des précipitations (voir section 3.1.3).

3.1.2 Variabilité intra-saisonnière et saisonnière des précipitations recyclées

Les figures 15 et 16 montrent respectivement la saisonnalité et les schémas spatiaux saisonniers des précipitations recyclées dans le BC/AC. L'expérience d'évaluation RCA-ERA et la moyenne d'ensemble des simulations RCA-EnsMean (la raison de l'utilisation de la moyenne d'ensemble des simulations au lieu des forçages individuels est donnée ci-dessous) sont contrastées avec les réanalyses ERA5 et MERRA2.

Les réanalyses et les simulations sont cohérentes et font apparaître deux pics de précipitations recyclées au cours de l'année (Fig. 15) : ces pics correspondent aux pics des saisons des pluies MAM et SON. La forme de la variabilité est également bien saisie, plus proche d'ERA5 que de MERRA2 : les simulations reproduisent bien l'augmentation des précipi-

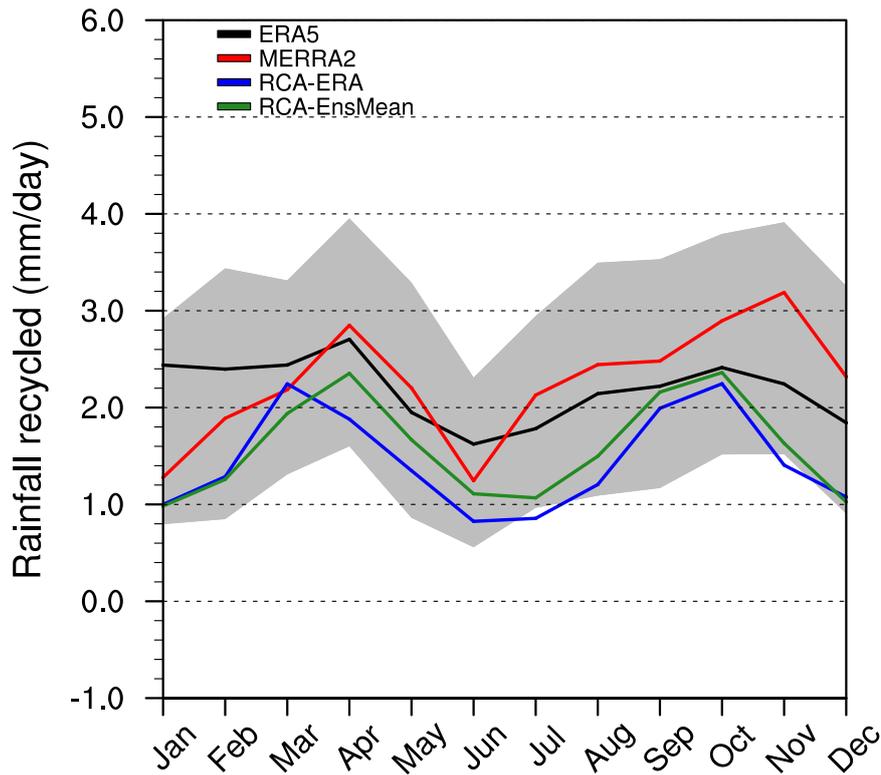


Figure 15 – Moyenne sur 21 ans des précipitations recyclées ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) dans le CB (encadré bleu dans la Fig. 6), pour les réanalyses ERA5 et MERRA2, et pour les expériences RCA-ERA et RCA-EnsMean. La bande grise est l'écart-type obtenu à partir de la moyenne d'ensemble des données de réanalyses ERA5 et MERRA2. L'écart-type ici permet de représenter la variabilité naturelle contenue dans le climat observé.

tations recyclées de Janvier à Mars (RCA-ERA), à Avril (RCA-EnsMean), et de Juillet à Septembre, puis leur diminution dès que les pics des saisons des pluies sont établis. Cependant, on constate une certaine discordance quant à l'ampleur des précipitations recyclées : ERA5 produit les valeurs les plus élevées des précipitations locales de Janvier à Mars, puis est remplacé par MERRA2 le reste de l'année, sauf en Juin. Les simulations sous-estiment le taux des précipitations recyclées tout au long de l'année, avec une surperformance de RCA-EnsMean par rapport à RCA-ERA sur la plus grande partie de la période. En ce qui concerne MERRA2, les deux forçages montrent des valeurs plus élevées en Mars, et une sous-estimation en Décembre-Janvier et en Mai-Août.

Les ensembles de données sont tous en accord sur les schémas spatiaux saisonniers des précipitations recyclées (Fig. 16) : en DJF, les valeurs maximales sont situées dans le sud de l'AC et au-dessus du Gabon (MERRA2). Cette tendance s'inverse vers le Nord en JJA, les valeurs les plus fortes se situant autour du mont Cameroun et du plateau de l'Adamaoua et sur les hauts plateaux éthiopiens. Les deux saisons des pluies les plus abondantes, MAM

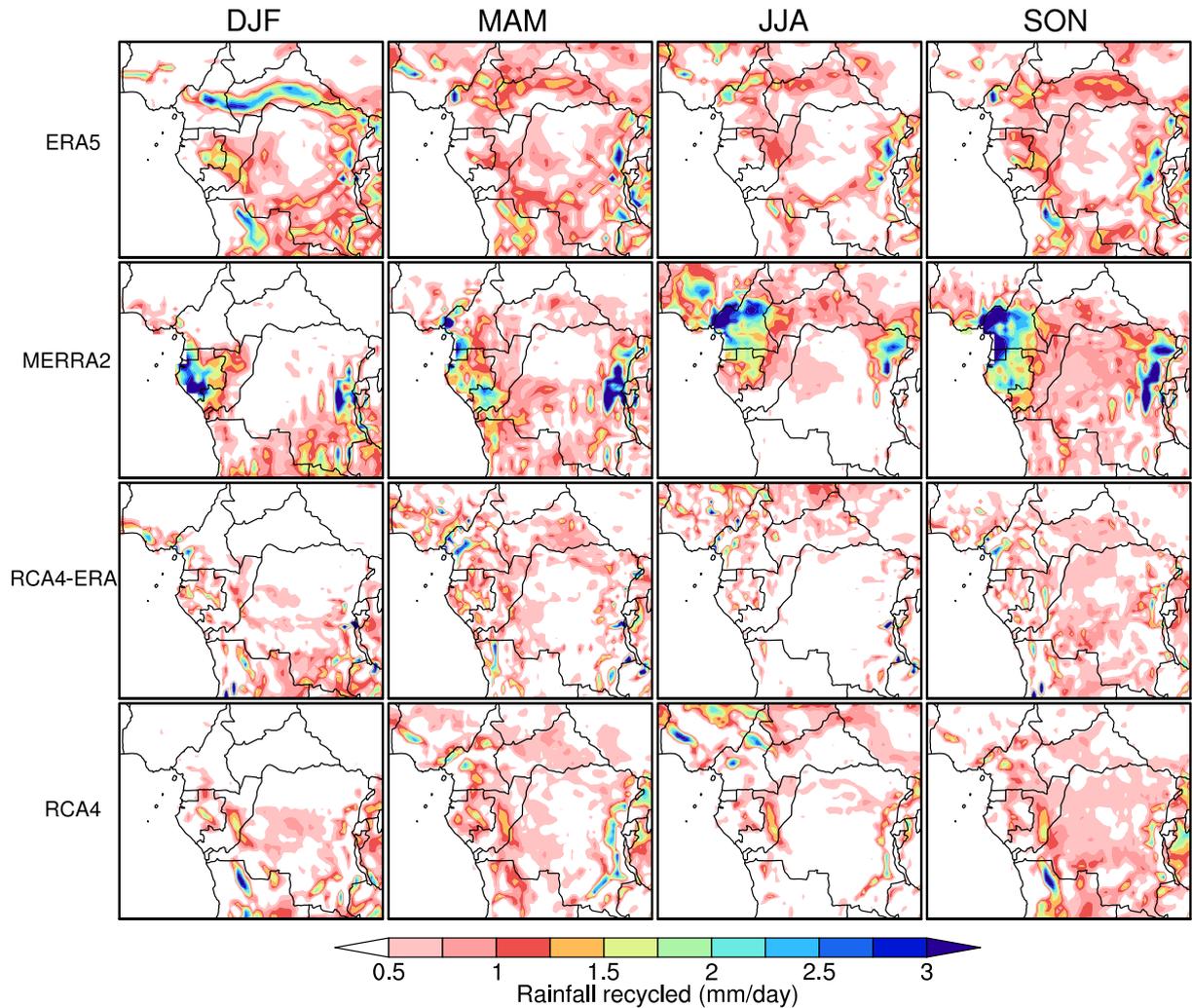


Figure 16 – Modèles spatiaux saisonniers moyens (1980-2000) des précipitations recyclées, à partir des données de réanalyse ERA5 et MERRA2, comparés aux sorties RCA-ERA et RCA-EnsMean.

et SON, se caractérisent par des régimes de précipitations recyclées hétérogènes, avec des valeurs plus élevées à l'Ouest et à l'Est, et plus faibles sur la RDC. Les schémas saisonniers des précipitations recyclées sont proches de ceux des précipitations totales, ce qui met en évidence leur fort effet modulateur sur la variabilité des précipitations régionales. Bien que le modèle simule de manière réaliste cette saisonnalité, il subsiste un doute sur la manière dont il reproduit les processus associés (mentionnés dans la section 1.2). Ce point est analysé dans la section 3.2.3.

3.1.3 Quantification des similitudes du modèle spatial des précipitations totales

La comparaison des modèles spatiaux saisonniers modélisés des précipitations moyennes par forçages individuels RCA4, RCA-EnsMean et RCA-ERA avec les ensembles de données

d'observation et de réanalyse GPCC, CMAP, CRU, GPCP, ERA-I, NCEP1 et NCEP2, est représentée à la figure 17. Les biais de précipitation du MCR et des MCGs moteurs correspondants par rapport à GPCP, sont représentés respectivement aux figures 18 et 19.

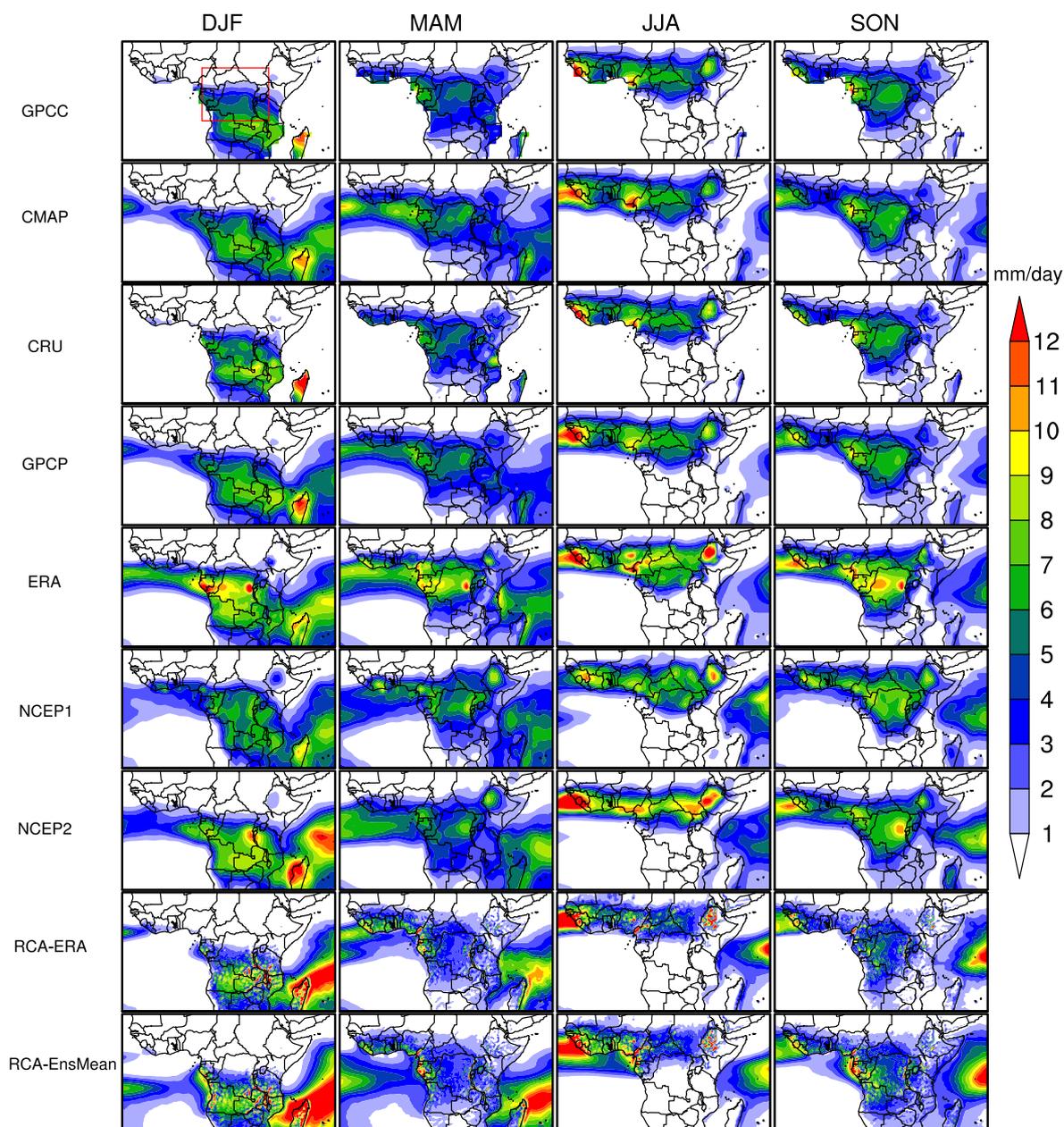
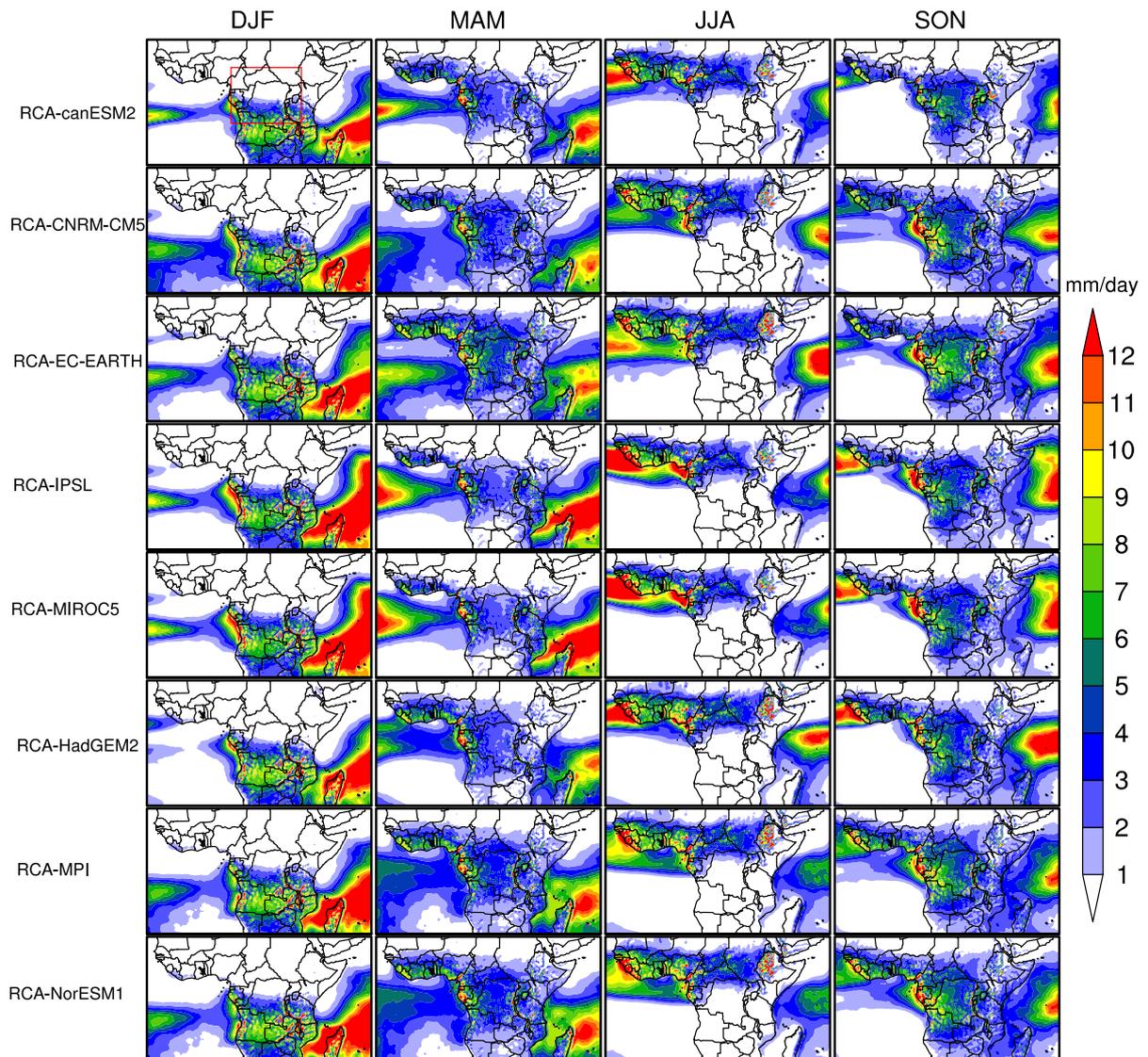


Figure 17 – Moyenne (1983-2005) des précipitations saisonnières ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) en DJF (colonne 1), MAM (colonne 2), JJA (colonne 3) et SON (colonne 4), à partir des produits de réanalyse et d'observation; de la simulation d'évaluation (RCA-ERA); la moyenne d'ensemble des expériences RCA4 (RCA-EnsMean) et des forçages individuels RCA4. Voir les noms des ensembles de données à gauche du panel. Le cadre en rouge délimite la région du BC telle que définie dans cette étude.

L'alternance des saisons pluvieuses et sèches sur le BC est généralement attribuée aux excursions vers le nord et vers le sud de la zone de convergence intertropicale (ZCIT, Nicholson et Grist, 2003; Jackson et al., 2009), bien que Nicholson, (2018) souligne que le maximum de


 Figure 17 *Continuée.*

précipitations ne coïncide pas avec la convergence de surface. Néanmoins, l'un des défis de la modélisation des précipitations dans une région est de reproduire la saisonnalité observée. En général, les simulations saisissent bien le schéma de base de la variabilité des précipitations et réussissent à étaler les maxima pluviométriques occidentaux, qui se concentrent sur la côte atlantique et sur le Golfe de Guinée (Fig. 17).

Toutes les données montrent une structure presque similaire de la distribution spatiale des précipitations. Toutefois, certains biais sont encore évidents : les sorties de RCA4 produisent une pluviométrie plus faible sur la majeure partie de la région et pour toutes les saisons (Fig. 18). En saison sèche DJF (JJA), la bande de pluie est déplacée plus au Sud (vers le Nord) dans toutes les expériences comparé aux ensembles de données d'observation. Cela implique une réduction de l'étendue latitudinale de la bande de pluie (voir colonnes 1 et 3 de la Fig. 17). En MAM et SON, les expériences les plus sèches ont beaucoup moins de précipitations sur la

République Démocratique du Congo. En particulier, en MAM, elles montrent un minimum de précipitations au Nord et au Sud; certaines d'entre elles, par exemple RCA-HadGEM2, montrent également un minimum de précipitations à l'Est; En SON, toutes les expériences annoncent plutôt une tendance à surestimer (sous-estimer) les précipitations au Sud (Est).

Afin de distinguer les "biais structurels" du modèle des effets combinés de ces derniers et des erreurs des CLs, l'analyse de la simulation d'évaluation RCA4 forcée par ERA Interim (RCA-ERA), la moyenne d'ensemble de tous les forçages des MCGs (RCA-EnsMean) et les MCGs moteurs correspondant (EnsMean) est faite. Il s'ensuit que la simulation d'évaluation RCA-ERA est plus proche des MCGs à échelle réduite que des observations; RCA-EnsMean est similaire à la plupart des simulations individuelles de MCGs, ajoutées à un biais sec commun dans toutes les expériences dans la majeure partie du BC (Fig. 18). Cependant, les "biais structurels" des MCGs (Fig. 19) ne sont pas similaires à ceux de la simulation du MCR correspondante. Par exemple, la moyenne d'ensemble des MCGs (EnsMean, ligne 3 de la figure 18) présente des biais humides en MAM et SON et de légers biais secs en DJF et JJA. Pourtant, la moyenne d'ensemble des forçages du MCR (RCA-EnsMean, rangée 2 de la figure 19) présente des biais secs plus importants, indépendamment des saisons. Ces résultats indiquent que, les processus internes de RCA4 jouent un rôle dominant dans la détermination des conditions humides ou sèches.

Les diagrammes de Taylor sont utilisés pour résumer les différences ou les similitudes spatio-temporelles entre les champs observés et simulés (Fig. 20). Le diagramme de Taylor présente trois mesures statistiques par rapport à un champ de référence. La distance entre les points de référence et les points individuels dans le diagramme de Taylor (cercles noirs) correspond à l'erreur quadratique moyenne (RMSD). Les lignes radiales noires affichent le coefficient de corrélation spatiale (r) entre le champ simulé et le champ de référence. Les cercles noirs en pointillés représentent l'écart-type spatial (STD) entre le champ simulé et le champ de référence.

Les résultats présentés sont basés sur la variation inter-annuelle des précipitations moyennes saisonnières (DJF, MAM, JJA et SON) du climat actuel. Chaque forçage est évalué par rapport au champ de référence (GPCP). Les sorties RCA4 et leur moyenne d'ensemble (RCA-EnsMean) ont été comparées à l'ensemble des données observées. Pour donner un aperçu de l'incertitude des observations sur le BC, GPCC, CRU, PRECL, NCEP-I,II et ERA-I sont également comparés avec GPCP et présentés sur le même diagramme. Pour toutes les saisons, les mesures des stations (GPCC, CRU, PREC-L) sont plus regroupées et proches du champ de référence avec les meilleures performances ($RMSD < 0,5$; $r \sim 0,95 + / - 0,05$;

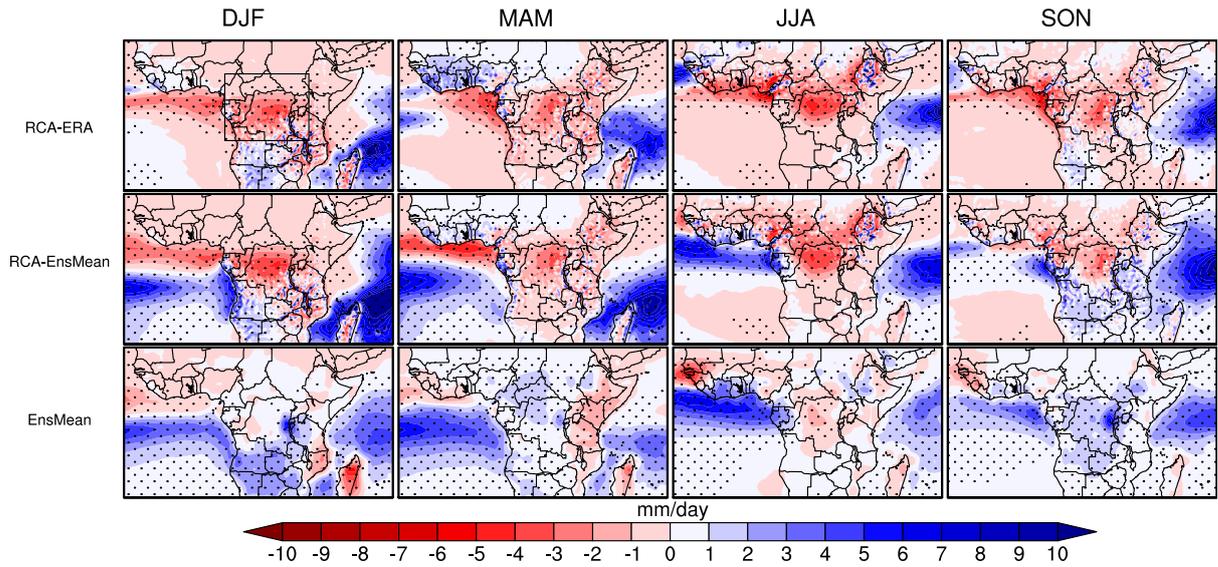
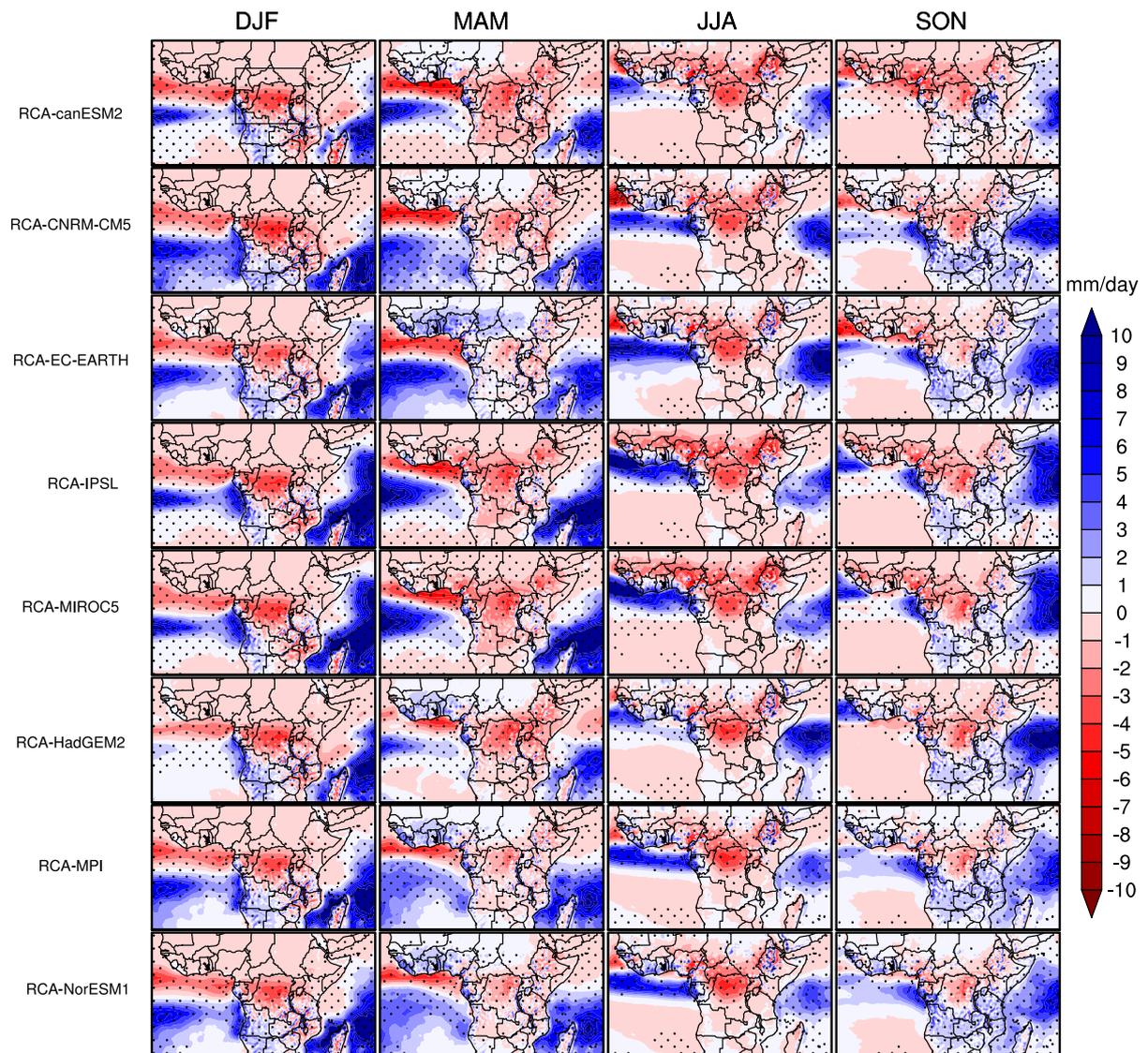


Figure 18 – Biais de la pluviométrie moyenne ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$), en DJF (colonne 1), MAM (colonne 2), JJA (colonne 3) et SON (colonne 4), donné par la simulation d'évaluation (RCA-ERA ; rangée 1), de la moyenne d'ensemble des simulations RCA4 (RCA-EnsMean ; rangée 2), de la moyenne d'ensemble des MCGs pilotes et des forçages RCA4 individuels. Les pointillés représentent le test de significativité à 95% au moyen du test de Student. Voir les noms des ensembles de données à gauche du panneau. La boîte noire délimite la région du BC telle que définie dans cette étude.

et $STD \sim 1 + / - 0,25$). Cette meilleure cohérence entre les observations était attendue, puisque les trois produits partagent la plupart des données pluviométriques des stations météorologiques pour le quadrillage. Les réanalyses (NCEP-I,II, ERA-I) sont moins cohérentes et moins performantes que les mesures des stations avec $r \sim 0,85 + / - 0,02$; $RMSD \sim 0,65 + / - 0,15$ et $STD \sim 1,25 + / - 0,25$. La capacité des simulations à reproduire les précipitations varie de manière non significative en fonction des données utilisées pour forcer le modèle. Les valeurs du coefficient de corrélation (r) se situent dans la fourchette $0,58 + / - 0,25$, $RMSD \sim 1,15 + / - 0,55$ et $STD \sim 1,40 + / - 0,40$. RCA-EnsMean a tendance à surpasser les simulations individuelles en saison des pluies. Pour toutes les saisons, les paramètres statistiques de RCA-ERA sont plus proches de ceux des forçages que des observations ou des réanalyses. Cela confirme que, les effets des conditions aux limites sont négligeables par rapport à la physique du modèle (Diallo et al., 2016). Ainsi, les erreurs du modèle sur la région du BC seraient d'origine systématique, ce qui justifie l'utilisation de la moyenne d'ensemble des simulations à la place des forçages individuels dans le reste du travail.


 Figure 18 *Continuée*

3.1.4 Quantification des similitudes entre les modèles spatiaux de précipitations recyclées

La capacité du modèle à reproduire les caractéristiques climatologiques des moyennes saisonnières DJF, MAM, JJA et SON du RR du BC est étudiée comme le montrent les figures 21 et 22. Les valeurs en bas à gauche de chaque panneau de la figure 21 sont les RR moyens saisonniers selon l'ensemble de données considéré, tandis que celles à l'extérieur à droite des panneaux indiquent les moyennes annuelles. Les tendances spatiales globales du RR observé sont bien simulées, les biais restant le plus souvent inférieurs à $\pm 10\%$ (Fig. 22). Les performances de RCA-ERA sont supérieures à celles de RCA-EnsMean avec peu de

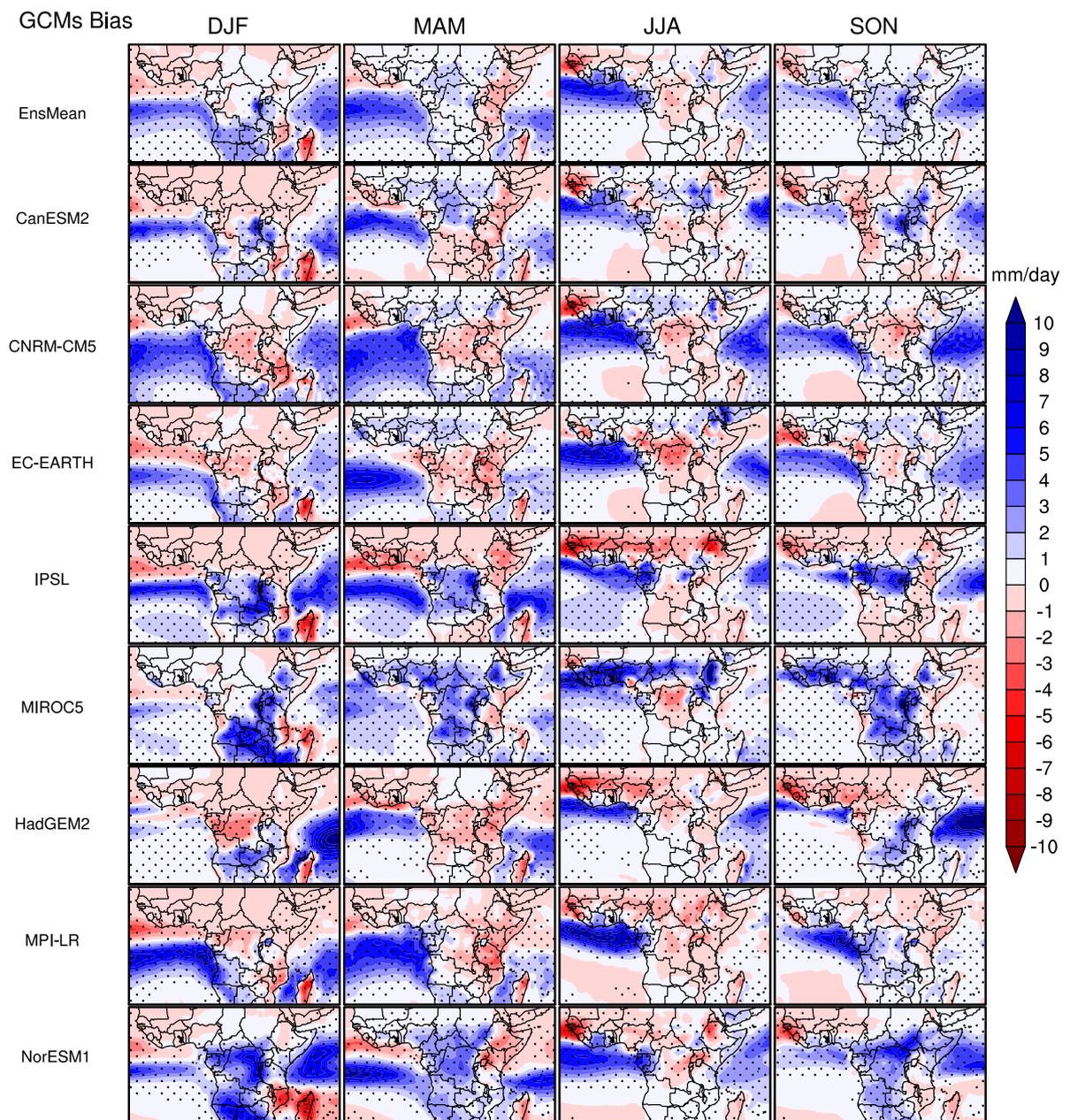


Figure 19 – Biais de la pluviométrie moyenne ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) pour DJF (colonne 1), MAM (colonne 2), JJA (colonne 3) et SON (colonne 4), à partir des MCGs moteurs correspondants. Les pointillés indiquent un niveau de significativité de 95% en utilisant le *t*-test. Voir le nom des MCGs à gauche du panneau. La boîte noire indique la région du bassin du Congo.

biais de RR, ce qui indique l'effet modulateur des conditions limites imparfaites (BC). Dans les saisons plus humides MAM et SON, le RR diminue avec l'augmentation de la longitude, donc avec des valeurs plus fortes situées dans l'Ouest de la région. Dyer et al., (2017) ont montré que la différence des distributions spatiales du RR dans les deux saisons des pluies est modulée par le cycle saisonnier de la ZCIT. Cependant, pendant les saisons plus sèches DJF (JJA), un RR plus élevé est enregistré vers le Sud (vers le Nord), avec un gradient du RR

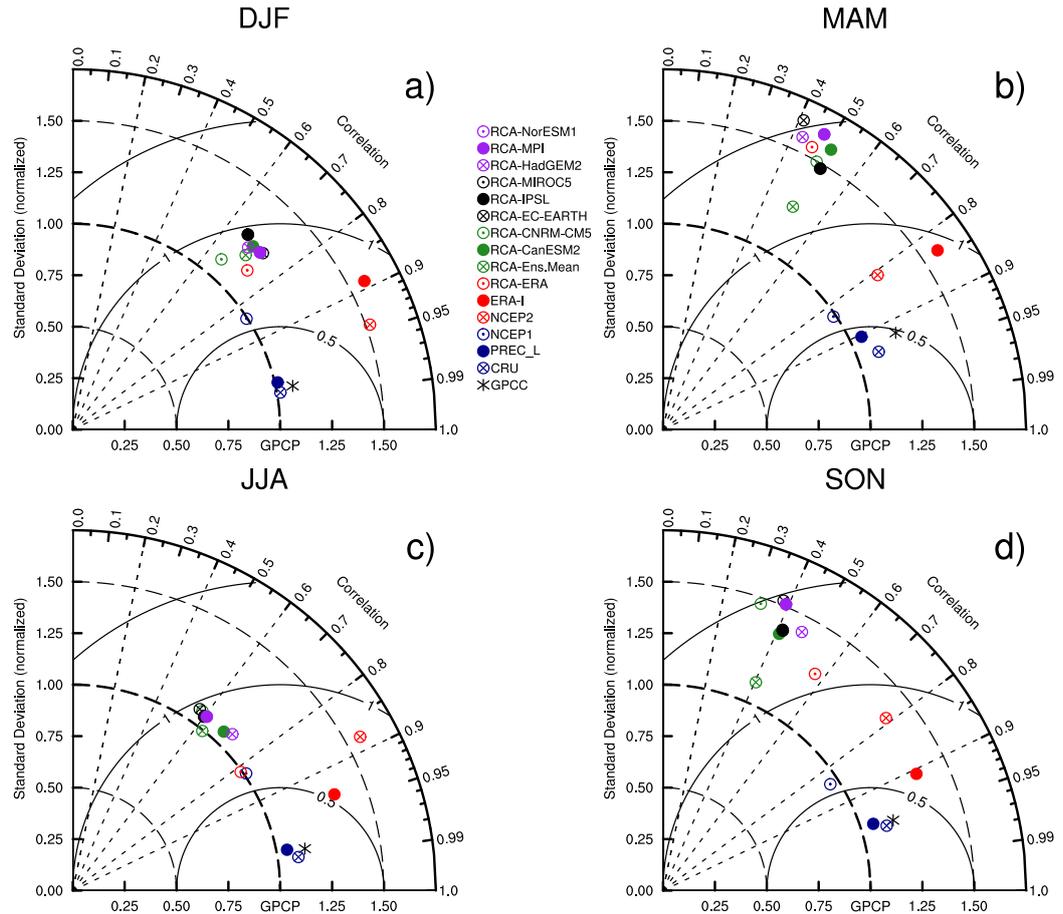


Figure 20 – Diagrammes de Taylor présentant les paramètres statistiques des précipitations mensuelles et comparant les expériences de RCA4 avec les observations GPCP (champ de référence), GPCP, CRU, PREC-L, NCEP-II, pour le BC, en **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA et **d** SON. La moyenne d'ensemble (RCA-Ens.Mean) et la simulation d'évaluation (RCA-ERA) sont également présentées à titre de comparaison.

Nord-Sud plus prononcé en JJA, car en DJF, il semble s'agir d'un gradient Nord-Est-Sud-Ouest. Pokam et al., (2012) ont mis en relation ces structures locales du RR avec le cycle saisonnier de la composante Nord du JEA.

Sur la base de l'analyse en composante principale (ACP ou EOF), la zone d'étude a été divisée en deux parties selon le schéma spatial du RR et des facteurs associés. Pour ce faire, l'analyse régionale du RR a été effectuée dans ces sous-régions (Fig. 23) afin d'éviter les effets de compensation entre les phases opposées de la variabilité du RR au Nord et au Sud. Pokam et al. (2012) ont également souligné la nécessité d'analyser séparément ces sous-régions, car elles présentent des phases opposées de la saison des pluies, comme c'est le cas en JJA. Dans le secteur nord, le RR augmente de Janvier à Septembre, avec un pic atteint en Août-Septembre, suivi d'une diminution d'Octobre à Décembre, avec un minimum dans la saison DJF. En revanche, dans le secteur Sud, on trouve des valeurs élevées du RR de

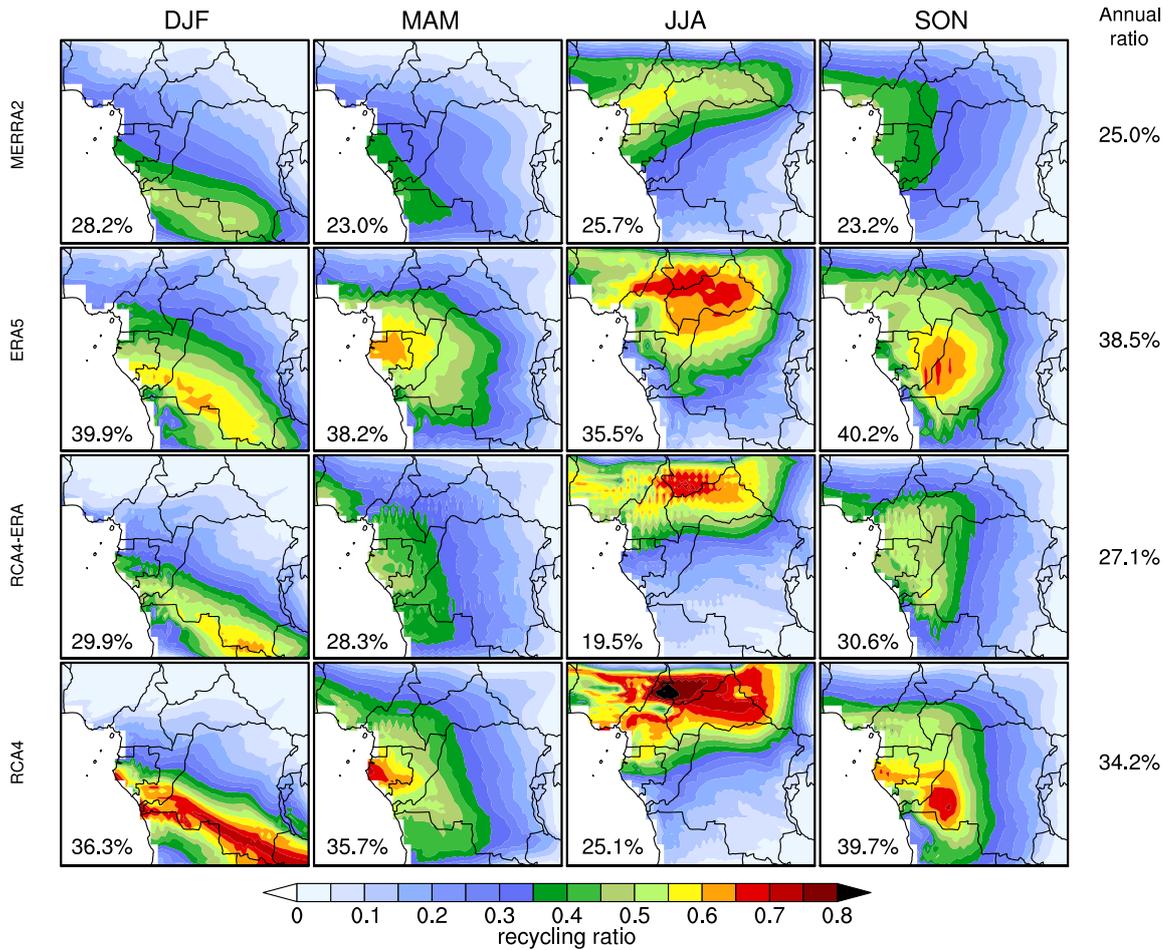


Figure 21 – Climatologie saisonnière moyenne (1980-2000) du coefficient de recyclage (RR), d'après les réanalyses MERRA2 (rangée 1) et ERA5 (rangée 2), et d'après les forçages RCA-ERA (rangée 3) et RCA-EnsMean (rangée 4). Les valeurs en bas à gauche de chaque panel sont des moyennes saisonnières du RR selon l'ensemble des données considéré, tandis que celles à l'extérieur droit des panels désignent des moyennes annuelles.

Novembre à Mars et des valeurs faibles le reste de l'année. Il en résulte de ces saisonnalités une distribution bimodale du recyclage des précipitations dans l'ensemble du BC, avec un pic en Mars et en Octobre, bien capté par les deux simulations.

Les accords spatiaux à pas de temps saisonniers des RR simulés sont également évalués en les comparant aux champs observés à l'aide des diagrammes de Taylor (Fig. 24). Quatre ensembles de données, les réanalyses ERA5 et NCEP2, les simulations RCA-ERA et RCA4-MCGs ont été comparés à MERRA2. En saisons sèches (DJF et JJA), tous les ensembles de données sont plus groupés et présentent les meilleurs paramètres statistiques avec $r \sim 0,95 + / - 0,05$; $STD \sim 1,25 + / - 0,25$ et $RMSD \sim 0,5 + / - 0,25$. Pendant les saisons humides (MAM et SON), les ensembles de données sont divisés en deux groupes cohérents : le premier comprend NCEP2 et RCA4-ERA qui sont proches du champ de référence ($r > 0,95$; $STD \geq 1$ et $RMSD < 0,5$) et le second, ERA5 et RCA4-MCGs sont légèrement éloignés

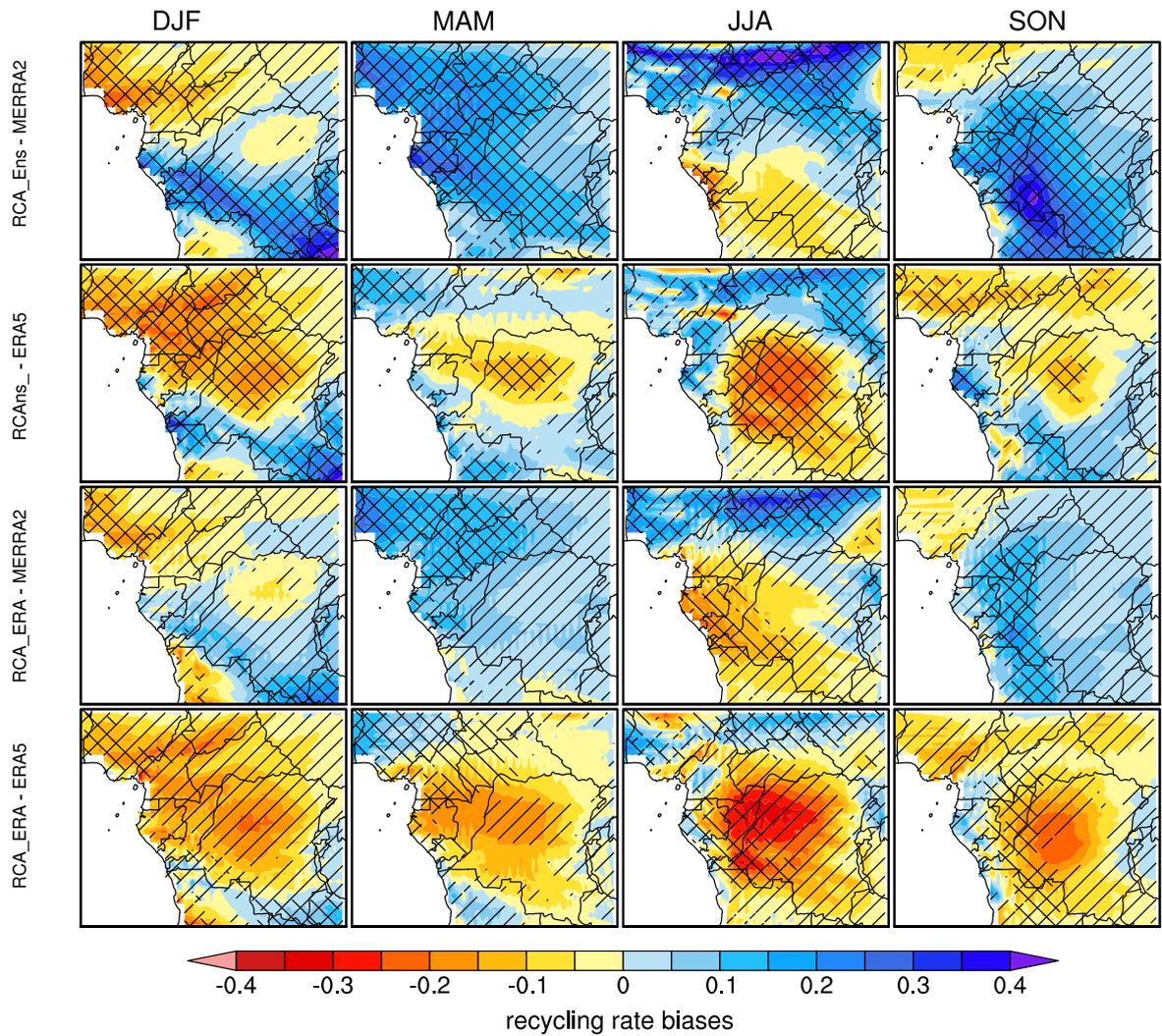


Figure 22 – Biais saisonniers moyens du RR, de RCA-EnsMean moins MERRA2 (rangée 1), RCA-EnsMean moins ERA5 (rangée 2), RCA-ERA moins MERRA2 (rangée 3) et RCA-ERA moins ERA5 (rangée 4). Les hachures de pente positivement (" $/$ ") mettent en évidence les zones où 75% (6/8) au moins des simulations s'accordent sur le signe de biais, tandis que celles de pente négativement (" \backslash ") délimitent les zones dont le niveau de significativité est de 80% au moyen du test t .

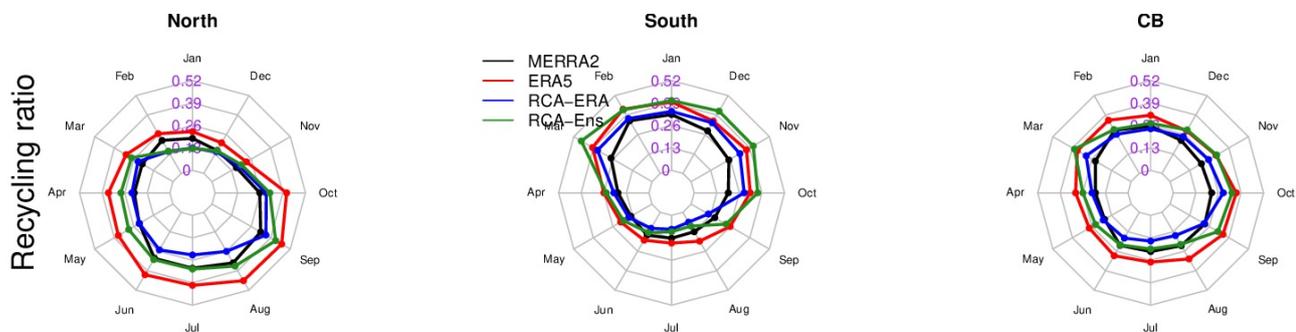


Figure 23 – Saisonnalité du RR dans le Nord (premier panel), le Sud (deuxième) et tout le BC (troisième), d'après les réanalyses MERRA2 et ERA5, RCA-ERA et RCA-EnsMean.

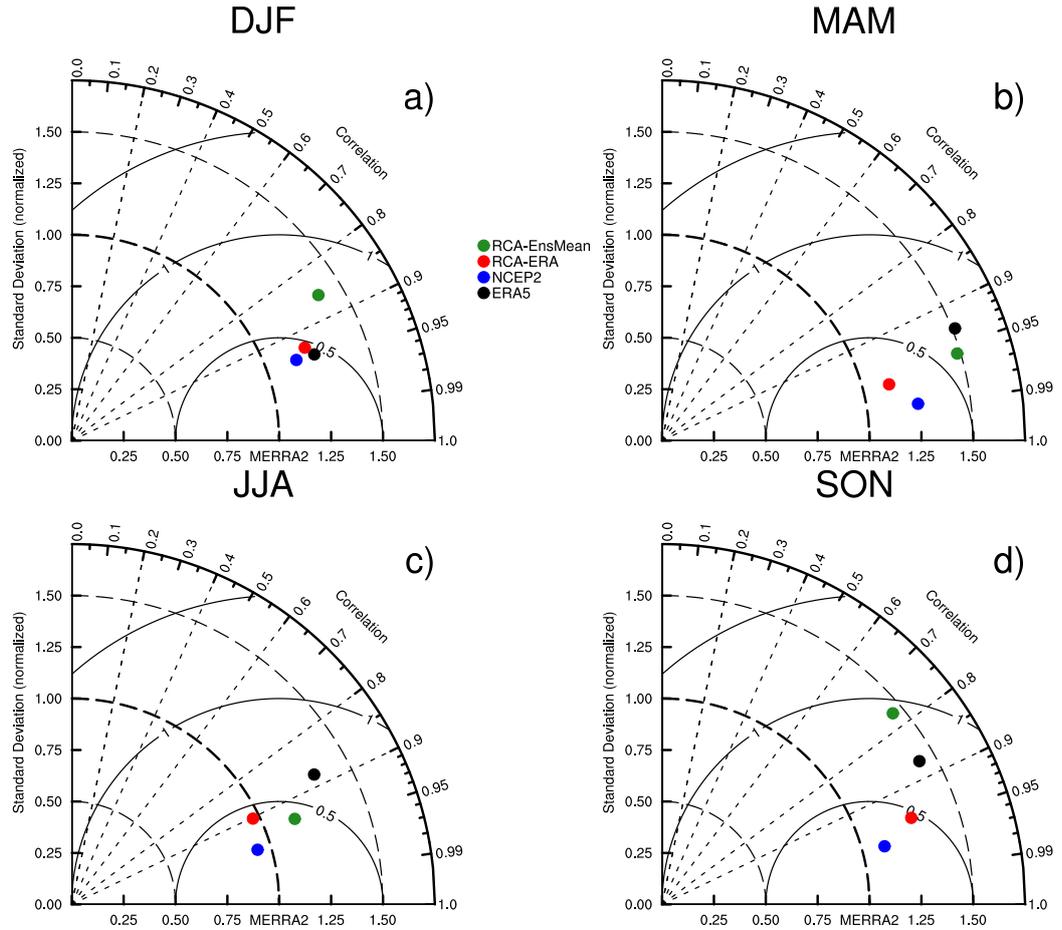


Figure 24 – Diagrammes de Taylor présentant les statistiques du RR mensuel et comparant les expériences RCA-ERA et RCA-EnsMean avec les réanalyses MERRA2 (champ de référence), ERA5 et NCEP2, en **a** DJF, **b** MAM, **c** JJA et **d** Les saisons de SON.

($r > 0,75$; $STD \sim 1,5$ et $RMSD > 0,5$).

3.2 Connectivité entre la circulation atmosphérique et les biais des précipitations simulées

3.2.1 Convergence du flux d'humidité

Afin de comprendre les causes des biais secs modélisés sur la région du BC, nous avons d'abord focalisé notre attention sur la convergence du flux d'humidité simulée en amont. La dynamique du flux d'humidité et sa contribution aux précipitations de la région du BC a déjà été analysée par certaines études (Creese et Washington, 2016; Dyer et al., 2017). Elles ont contribué à établir que, la crédibilité d'un modèle de simulation des précipitations corrèle positivement avec sa capacité à reproduire correctement la climatologie du flux d'humidité, en

particulier pour les régions tropicales où la convergence du flux d'humidité module fortement le cycle hydrologique (Pokam et al., 2012).

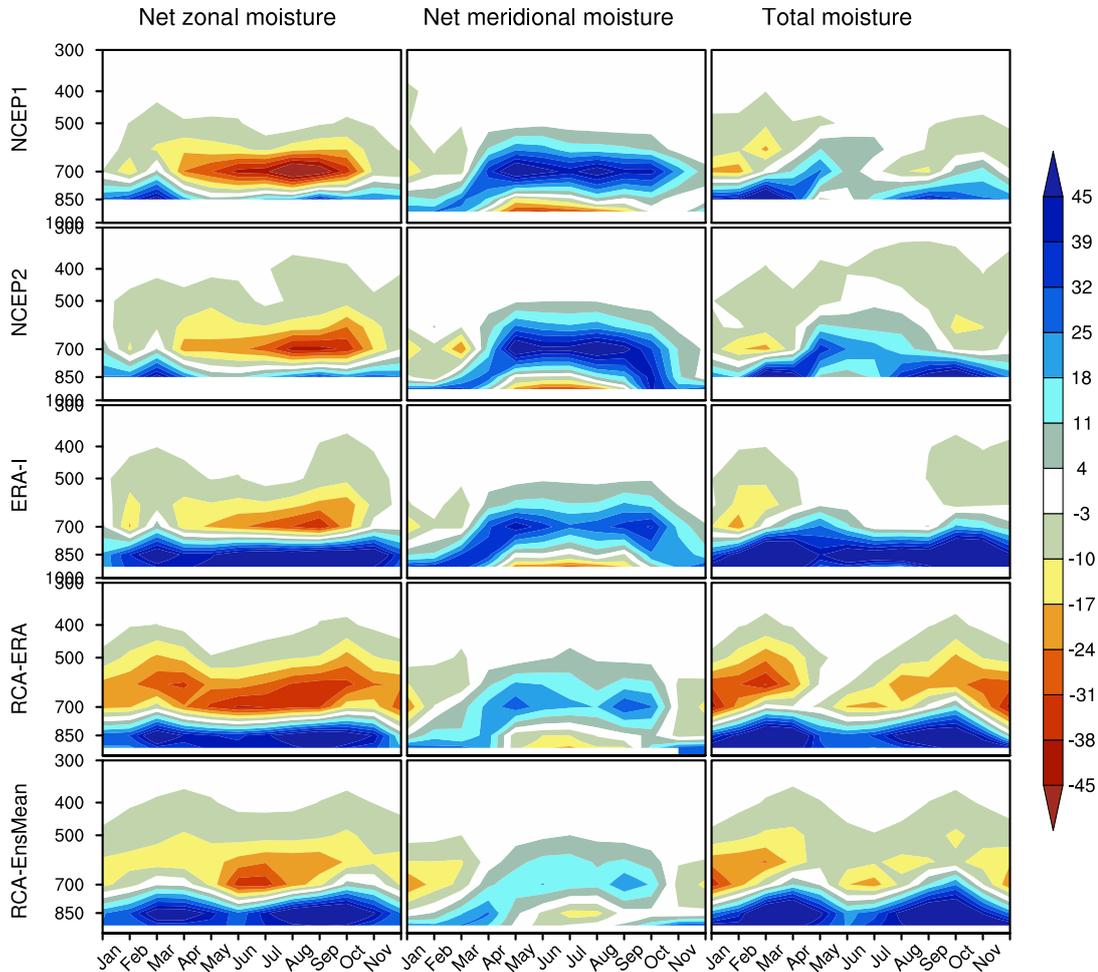


Figure 25 – Profil vertical de la saisonnalité de la convergence du flux d'humidité zonal (colonne 1), méridional (colonne 2) et total (colonne 3) (unité : $10^{-8} \text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), obtenu en additionnant la contribution des frontières Ouest-Est (Ouest (10°E) moins Est (35°E)) et Sud-Nord (Sud (10°S) moins Nord (10°N)). Des valeurs négatives indiquent une divergence d'humidité et des valeurs positives une convergence. Voir les noms des ensembles de données à gauche du panneau.

La variabilité intra-saisonnière de la convergence des flux d'humidité à travers les couches atmosphériques est illustrée à la Fig. 25. Les expériences RCA-ERA et RCA-EnsMean sont comparées à trois produits de réanalyse : NCEP1 (rangée 1), NCEP 2 (rangée 2) et ERA-I (rangée 3). NCEP1, qui est généralement plus sec que NCEP2, montre une divergence d'humidité zonale plus forte dans la couche supérieure (700-300 hPa) avec un pic en JJA, alors que la réanalyse la plus humide, ERA-I, montre la plus faible divergence. Dans la couche proche de la surface de la troposphère (1000-850 hPa), NCEP-1 et 2 montrent des pics de convergence de l'humidité en MAM et en SON, tandis que ERA-I montre une plus forte convergence de l'humidité tout au long de l'année. Pour la composante méridionale, toutes

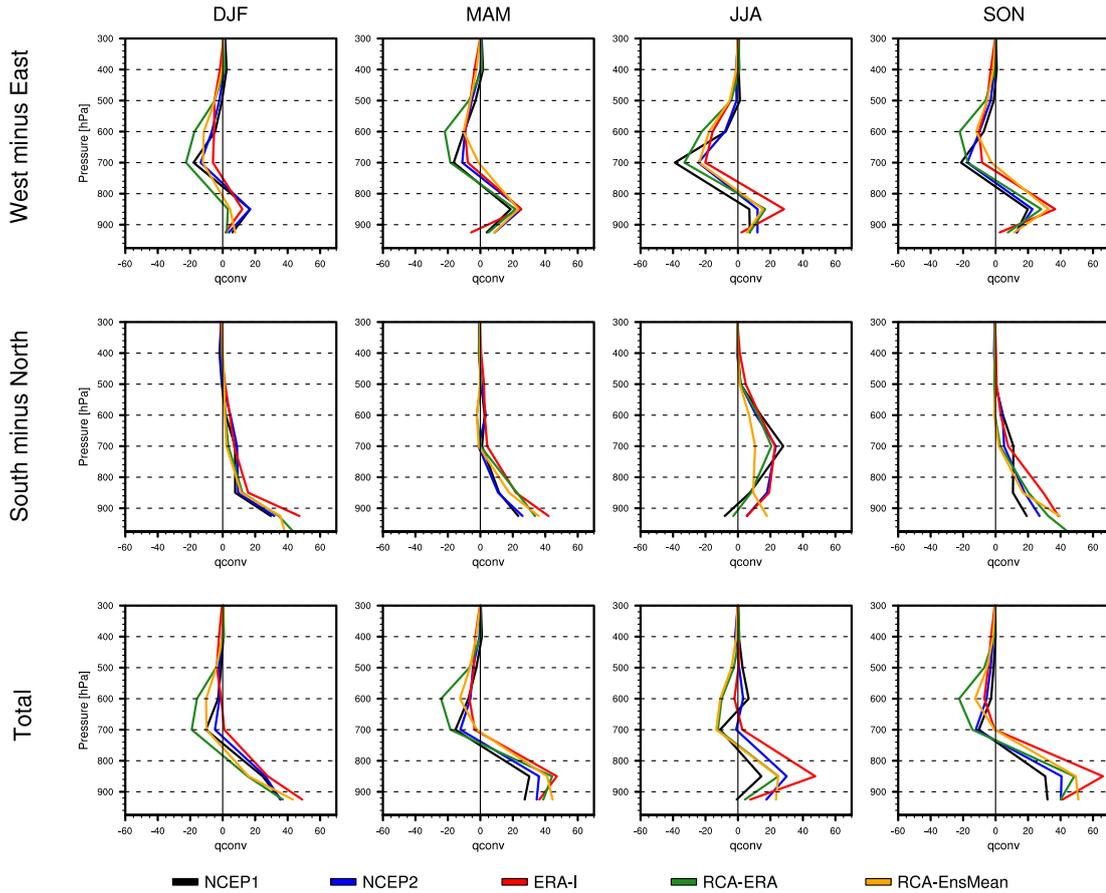


Figure 26 – Moyenne saisonnière du profil vertical de la convergence d’humidité ($10^{-5} \text{kg.m}^{-2}.s$), additionnant la contribution de la direction zonale (Ouest ($10^{\circ} E$) moins Est ($35^{\circ} E$); 1ère rangée); de la direction méridionale (Sud ($10^{\circ} S$) moins Nord ($10^{\circ} N$); 2ème rangée). La quantité totale (zonale plus méridionale) de la contribution le long de la colonne atmosphérique est également indiqué (3e ligne). De NCEP1 (noir), NCEP2 (bleu), ERA-I (rouge), RCA-ERA (vert forêt) et RCA-EnMean (orange).

les réanalyses produisent de façon constante une convergence de l’humidité tout au long de l’année avec un maximum en JJA. L’humidité méridionale est plus forte et plus convergente vers le haut que l’humidité zonale, ce qui justifie sa prévalence dans la contribution du flux total d’humidité. Cependant, la saisonnalité de l’humidité totale est assez proche de celle de la composante zonale. Ces résultats ont également été rapportés par Pokam et al., (2012). Le signe opposé des flux d’humidité dans les couches supérieure et inférieure est généralement attribué à la présence dans la région des circulations de type Hadley et Walker (Washington et al., 2013; Cook et Vizy, 2016).

Bien que les caractéristiques climatologiques de base (mode de variabilité saisonnière et intra-saisonnière) des sorties du modèle de flux d’humidité soient bien reproduites, on constate que les biais secs de précipitation dans le BC seraient associés à une quantité de flux

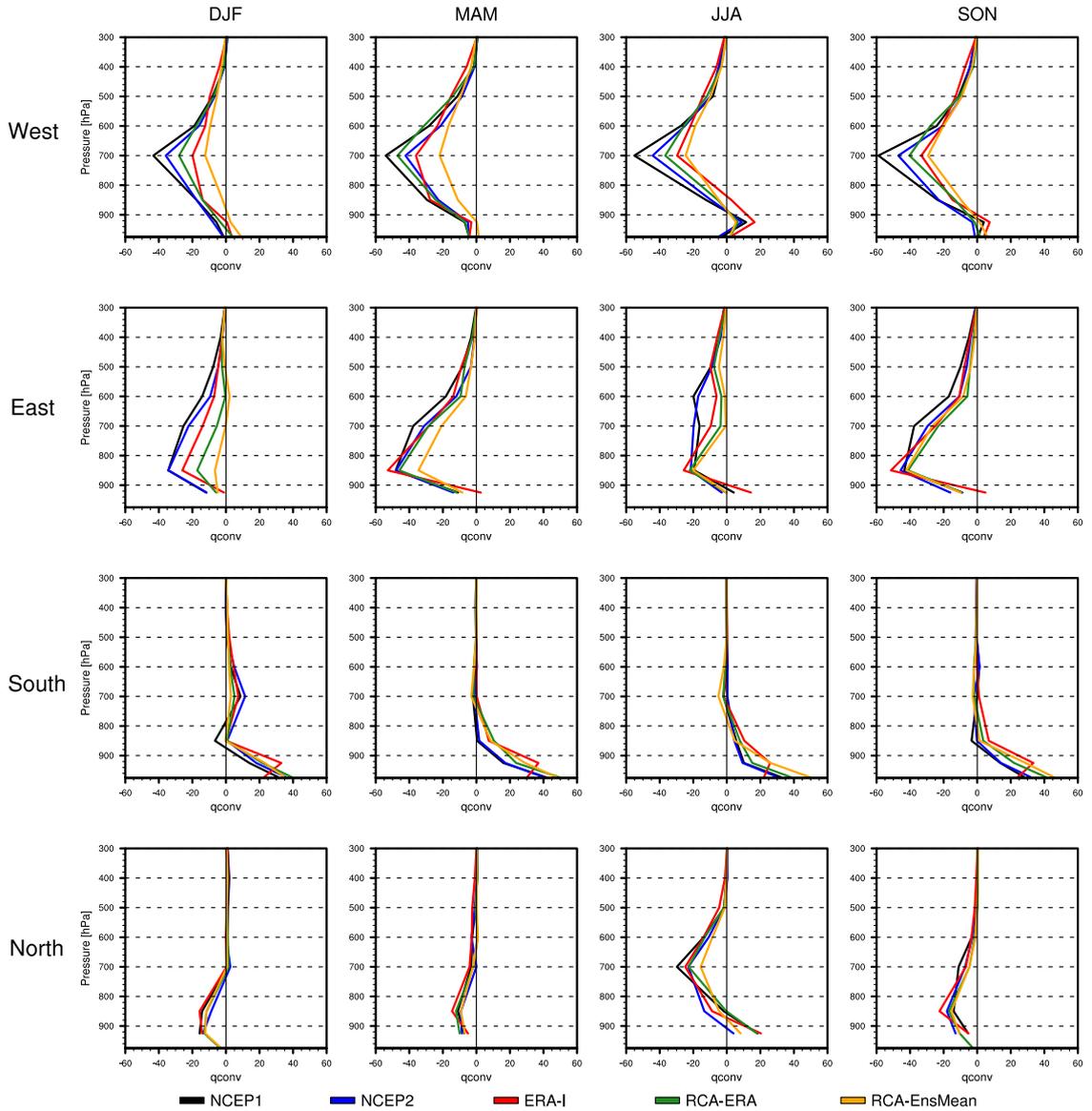


Figure 27 – Moyenne saisonnière dans le profil vertical de la convergence du flux d’humidité via chaque frontière [Ouest ($10^{\circ}E$; 1ère ligne), Est ($35^{\circ}E$; 2ème ligne), Sud ($10^{\circ}S$; 3ème), et Nord ($10^{\circ}N$; 4ème ligne), de NCEP1 (noir), NCEP2 (bleu), ERA-I (rouge), RCA-ERA (vert) et RCA-EnsMean (orange).

d’humidité simulée irréaliste. En effet, la plupart des simulations du MCR ont simultanément surestimé le taux de divergence zonale de l’humidité dans la couche mi-troposphérique (ligne 1 de la figure 26) et sous-estimé la convergence totale de l’humidité de la colonne dans la composante méridionale (ligne 2 de la figure 26). L’occurrence des zones de divergence d’humidité excessive dans la couche supérieure est due à un flux sortant plus élevé à travers la limite Ouest ($10^{\circ}E$; rangée 1 de la figure 27) couplé à un flux entrant plus faible à travers la limite Est ($35^{\circ}E$; rangée 2 de la figure 27). De même, l’advection d’humidité à travers les frontières Sud ($10^{\circ}S$; rangée 3 sur la figure 27) et Nord ($10^{\circ}N$; rangée 4 sur la figure 27) est

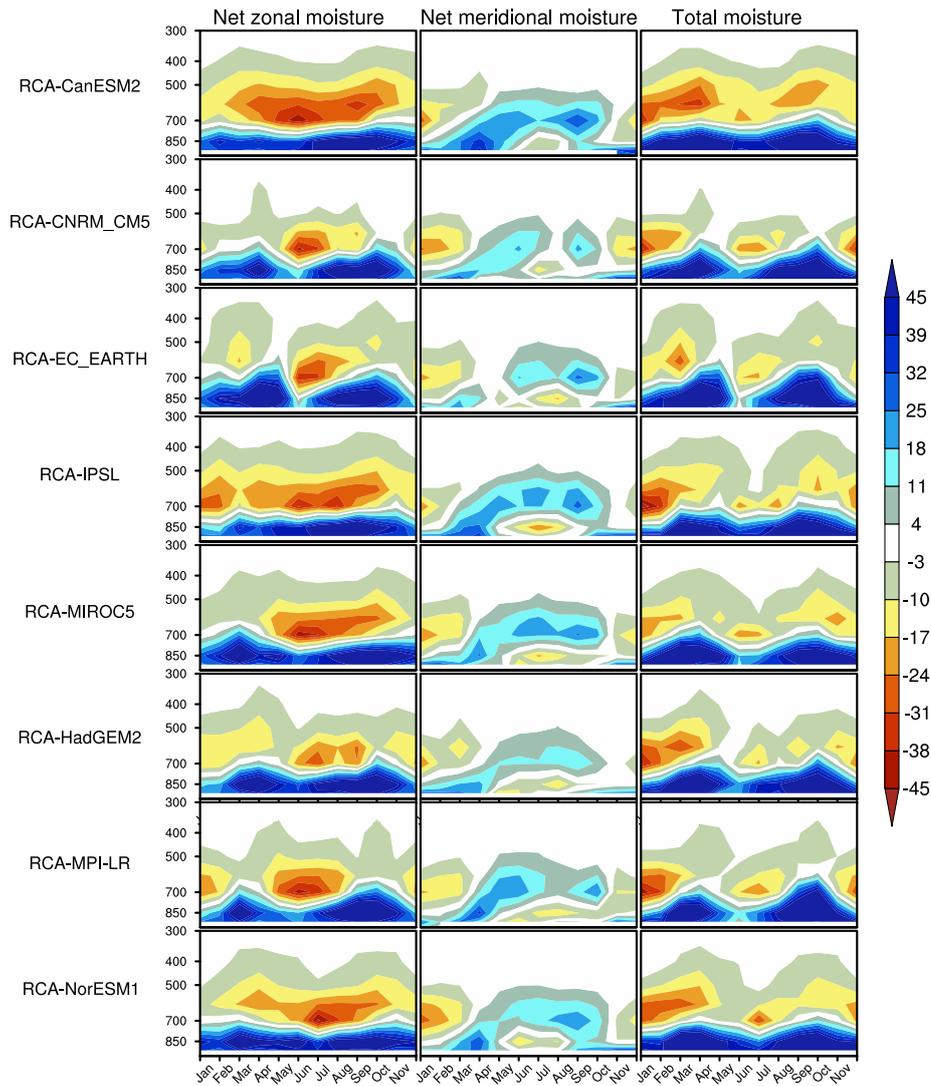


Figure 28 – Même chose qu'à la Figure 25, mais pour des forçages individuels de RCA4.

sous-estimée. Cependant, les processus qui contrôlent la quantité d'humidité sont distincts selon les saisons des pluies (Fig. 28) : En MAM, l'un des forçages du MCR les plus humides (RCA-EC-EARTH) montre la plus faible divergence (convergence) d'humidité en haut (bas) à l'Ouest, mais un fort afflux en haut et en bas à l'Est. L'autre, (RCA-NorESM1) présente une colonne de divergence d'humidité totale élevée à la limite Ouest, mais compensée par une colonne de convergence d'humidité totale plus élevée à l'Est. Deux configurations prévalent dans les simulations plus sèches : certaines d'entre elles produisent des flux sortants dans les couches troposphériques supérieures et inférieures à l'Ouest plus forts que les flux entrants à l'Est (RCA-ERA, RCA-CanESM2, RCA-IPSL). Les autres (RCA-CNRM-CM5, RCA-MIROC5, RCA-HadGEM2 et RCA-MPI) présentent une légère sortie par la frontière Ouest, mais plutôt une entrée modérée à l'Est, qui ne compense pas les sorties de l'Ouest. En SON, toutes les sorties du MCR les plus humides (RCA-EC-EARTH, RCA-NorESM1, RCA-CNRM-CM5, RCA-MPI) présentent un flux d'humidité plus important vers l'intérieur

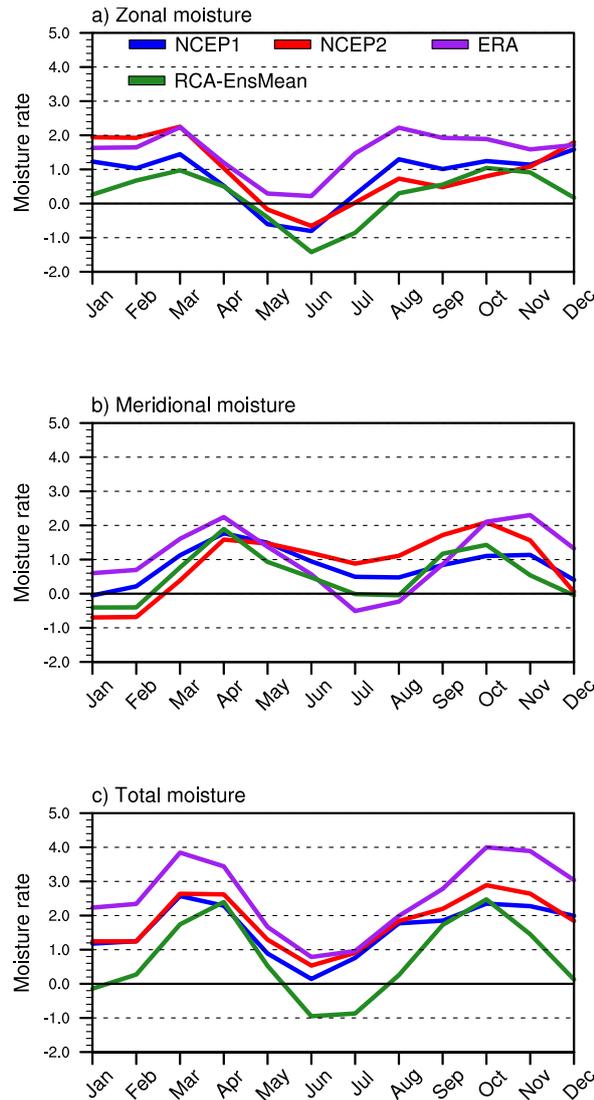


Figure 29 – Cycle annuel du flux net de vapeur d'eau intégré verticalement (unités : $10^{-5} \text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), divisé par la surface (S) de la région : (a) composante zonale (en haut), (b) composante méridionale (au milieu), et (c) total (en bas). Les valeurs positives indiquent une convergence des flux et les valeurs négatives une divergence des flux.

à l'Est que vers l'Extérieur à l'ouest. Pour les expériences plus sèches (RCA-ERA, RCA-HadGEM2, RCA-MIROC5, RCA-CanESM2, RCA-IPSL), la situation inverse se produit, mais avec quelques distinctions importantes. Par exemple, certaines simulations présentant des conditions sèches avec un débit sortant modéré (RCA-CanESM2, RCA-IPSL) étendent vers le haut le champ de divergence de l'humidité. Dans les simulations DJF et JJA, la plus grande divergence d'humidité à travers la frontière Ouest n'est pas compensée par la convergence d'humidité à l'Est. À ces périodes de l'année, tous les forçages du MCR présentent une saisonnalité presque similaire des flux transitoires à travers les frontières Nord et Sud. Cela suggère que la contribution de la composante méridionale aux biais des précipitations du BC est négligeable par rapport à celle de la composante zonale.

Pour mettre en évidence la forte influence de la divergence de l'humidité zonale dans la couche supérieure sur la quantité totale des précipitations, nous avons examiné le cycle moyen-annuel de la convergence du flux d'humidité atmosphérique, intégré verticalement de 1000 à 300 hPa (Fig. 29), et la relation entre la convergence de l'humidité de la colonne troposphérique totale et les biais des précipitations (Fig. 30). Comme la moyenne d'ensemble des MCGs à échelle réduite (RCA-EnsMean) est proche de celle des sorties du MCR individuelles, elle a été choisie à la place de toutes les simulations, mais la conclusion ne change pas. Tous les ensembles de données décrivent bien la caractéristique bimodale de la convergence des flux d'humidité totaux du BC (Fig. 29c), avec des maxima correspondant aux deux saisons de pluie MAM et SON. De plus, ils réussissent à relier proportionnellement le caractère humide de chaque ensemble de données à la magnitude de convergence de l'humidité associée. Cependant, la principale divergence est confirmée comme étant un taux de convergence de l'humidité simulée plus faible en raison de la forte divergence zonale dans la couche supérieure. Dans la composante zonale, les simulations du MCR produisent des pics de convergence de l'humidité plus faibles et des pics de divergence plus forts (Fig. 29a). Dans la direction méridionale, le pic de MAM est adéquatement capturé, mais le pic de SON commence tôt et est légèrement inférieur comparé à NCEP2 et ERA-I (Fig. 29b). Ainsi, les biais secs de précipitation dans le BC sont associés à une couche de la troposphère supérieure sèche (Yin et al., 2013).

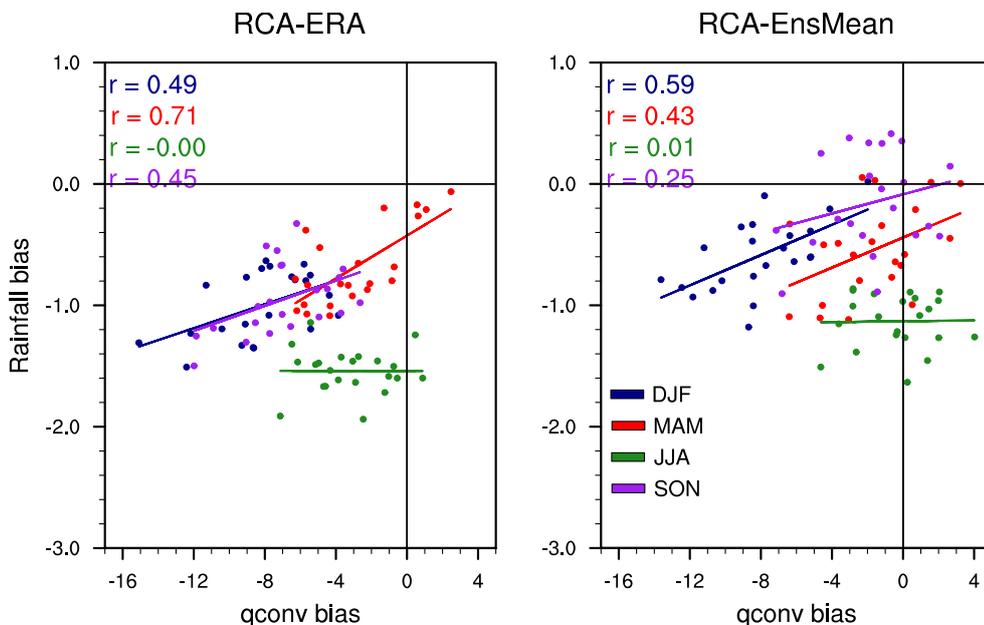


Figure 30 – Relation entre la moyenne à long terme (23 ans) des précipitations (mm.jour^{-1}) en toutes saisons et la convergence des flux d'humidité (q_{conv} en $10^{-5} \text{kg.m}^2.\text{s}$).

À l'exception de la saison JJA pour les deux expériences ($r = 0$ pour RCA-ERA ; $r = 0,01$ pour RCA-EnsMean), les autres saisons montrent une corrélation positive entre les biais de

convergence du flux d'humidité et les biais de précipitation (Fig. 30). RCA-ERA présente la corrélation la plus forte en MAM ($r = 0,71$), et des corrélations relativement moyennes en DJF et SON ($r = 0,49$ et $r = 0,45$ respectivement). L'expérience RCA-EnsMean montre sa corrélation la plus forte en DJF ($r = 0,59$), une moyenne relative en MAM ($r = 0,43$) et la plus faible en SON ($r = 0,25$). Ces résultats confirment l'effet modulateur de la divergence d'humidité sur les biais secs du modèle, comme l'a également rapporté Creese, (2018).

3.2.2 Rôle modulateur des JEAs

Nous avons montré dans la section précédente qu'une plus forte divergence des flux d'humidité modélisés se produit au-dessus de 700 hPa, englobant ainsi le champ d'interaction des JEAs. Le rôle important des JEA-N et JEA-S dans l'apport de flux d'humidité dans le BC a déjà été établi (Nicholson et Grist, 2003; Jackson et al., 2009; Pokam et al., 2012), et également montré à la Fig. 32 (lignes 1 à 3). Dans cette étude, le signal des deux jets est obtenu en sélectionnant sur les domaines 3° - 20° N à 12° - 24° E à 600 – 700hPa pour le JEA-N, et 5° - 20° S à 12° - 20° E à 600 hPa pour le JEA-S, tous les points de grille où la vitesse du vent zonal u est $\geq 6 \text{ m.s}^{-1}$ (couleur bleu clair ombragée; Nicholson et Grist, 2003). Le pic de convergence de l'humidité observé en MAM est dû à la présence de la composante Nord (JEA-N) à l'intérieur de la région, qui alimente le domaine par la limite nord sous la forme d'un écoulement du Nord-Est. Une situation comparable prévaut en DJF, mais avec un afflux provenant principalement du flanc Nord-Est. Cependant, en JJA, l'afflux du Nord diminue en raison de la position du JEA-N hors du bassin, bien représentée dans ERA-I. À cette période de l'année, la région est advective sur le flanc Sud-Est. Dyer et al., (2017) avaient identifié cette source d'humidité de l'Océan Indien comme la plus importante pour le BC. Jackson et al., (2009) ont montré que la composante Sud (JEA-S) est le principal moteur de l'intense convection dans le BC en SON, lorsque le jet Est tropical (JET) est fort et favorise un flux de divergence important autour de 200 hPa. Nicholson et Grist, (2003), avaient également montré que la saison la plus humide est celle de SON, due à l'existence des deux composantes du jet à cette période de l'année, qui contribuent à une convergence de niveau moyen dans la région.

3.2.2.1 Profil du vent zonal

Afin d'explorer les facteurs de la couche à moyen-troposphère sèche, nous avons évalué l'influence des deux branches du JEA sur le transport de l'humidité dans cette couche. Tout

d'abord, la performance du modèle à simuler le cycle saisonnier dans le profil vertical du vent zonal a été évaluée (Fig. 31).

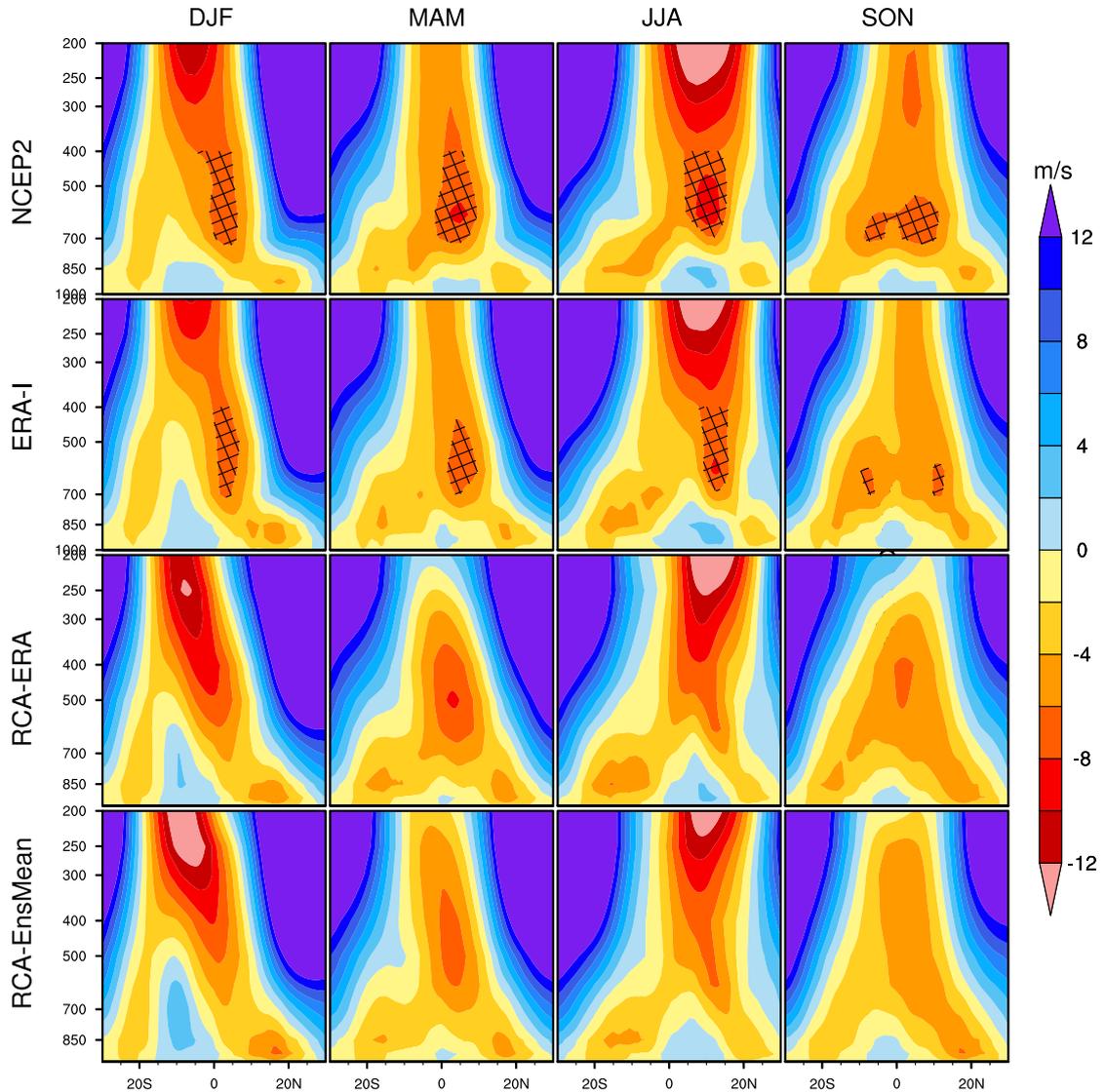


Figure 31 – Moyennes saisonnières du vent zonal (m.s^{-1}), calculées sur les longitudes de 10°E - 35°E à partir des réanalyses NCEP2, ERA-I et des simulations RCA-ERA et RCA-EnsMean. Les hachures indiquent les zones où la vitesse du vent $u > 6 \text{ m.s}^{-1}$ dans le milieu de la troposphère (700 – 400 hPa), qui sont les zones d'interaction des JEAs. Ces zones sont complètement absentes des expériences, ce qui indique une forte sous-estimation de la vitesse des JEAs.

Il s'en suit que toutes les expériences reproduisent bien la structure de base de la dynamique régionale telle que le JET, les JEAs et les flux de mousson. Cependant, les principaux désaccords se situent au niveau de leur intensité et, dans une certaine mesure, de leur emplacement. Par rapport aux réanalyses et pour toutes les saisons, les forçages ont tendance à produire un JET plus forts, mais plutôt des JEAs plus faibles ; il y a une cohérence entre les réanalyses et les expériences en termes de flux de mousson. Dans les simulations en DJF, le mouvement vertical du JET n'est pas bien simulé, la position moyenne de son noyau se

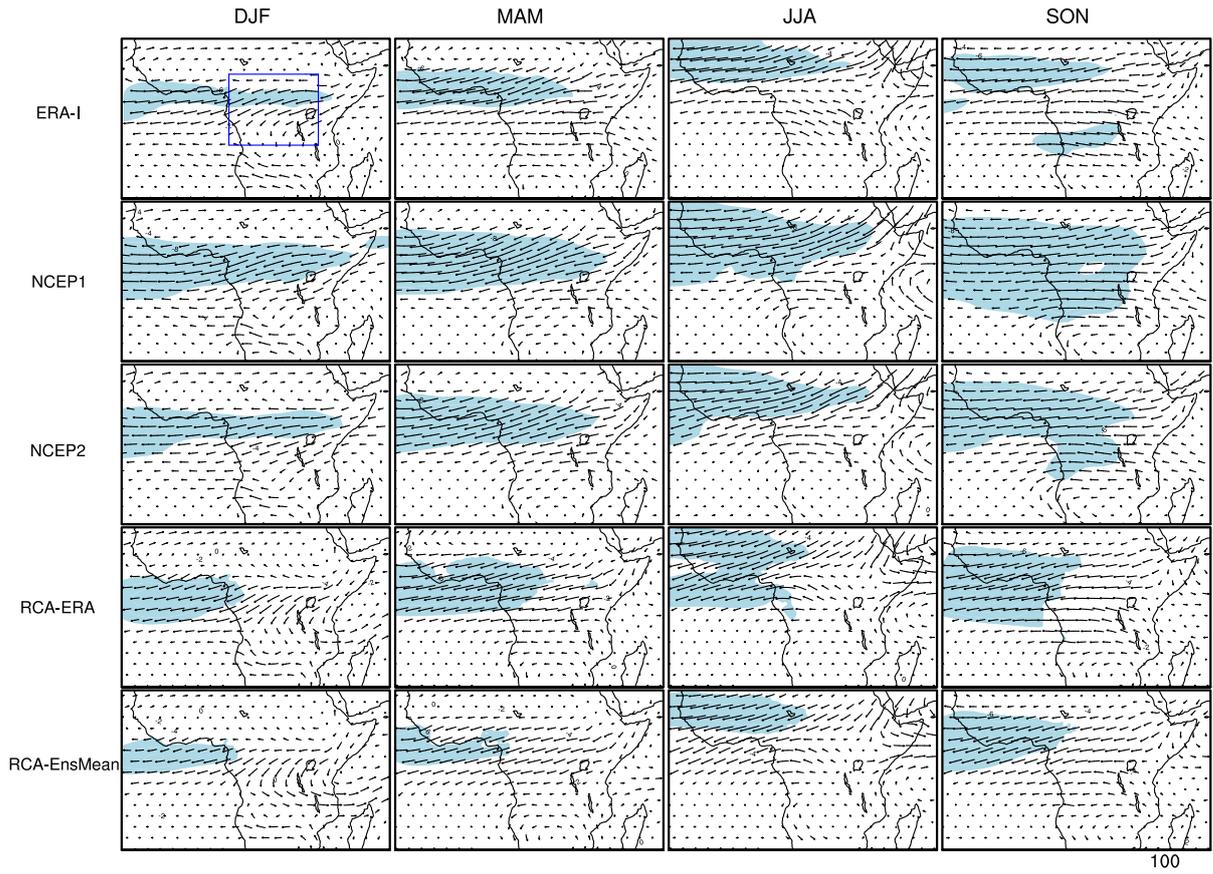


Figure 32 – Flux de vapeur d'eau intégré verticalement ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) dans la couche supérieure (700 à 300 hPa) pendant les saisons DJF (colonne 1), MAM (colonne 2), JJA (colonne 3) et SON (colonne 4). La zone ombrée en bleu clair (vitesse du vent zonal $u \geq 6 \text{ m.s}^{-1}$) indique la position moyenne des JEAs. Voir les noms des ensembles de données à gauche du panneau. Le cadre en bleu indique la région du bassin du Congo.

situant autour de 250 hPa, au lieu de 200 hPa comme le montrent les réanalyses. Cette situation est quelque peu corrigée en JJA avec des informations cohérentes entre les deux ensembles de données. Il apparaît clairement dans ces panels que les simulations ne représentent pas la position et l'intensité des JEAs et du JET en toutes les saisons. La quantification de ces erreurs est faite ci-dessous (Figs 37 et 38). Des résultats similaires ont été rapportés par Diallo et al. (2013), qui ont associé l'échec du modèle HIRHAM à reproduire la variabilité des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest à des divergences dans la simulation des JEAs. Tseng et al. (2016) ont également attribué les biais du modèle sur la région du Sahel à des erreurs dans la simulation des positions et des amplitudes de la chaleur faible au Sahara et des JEAs.

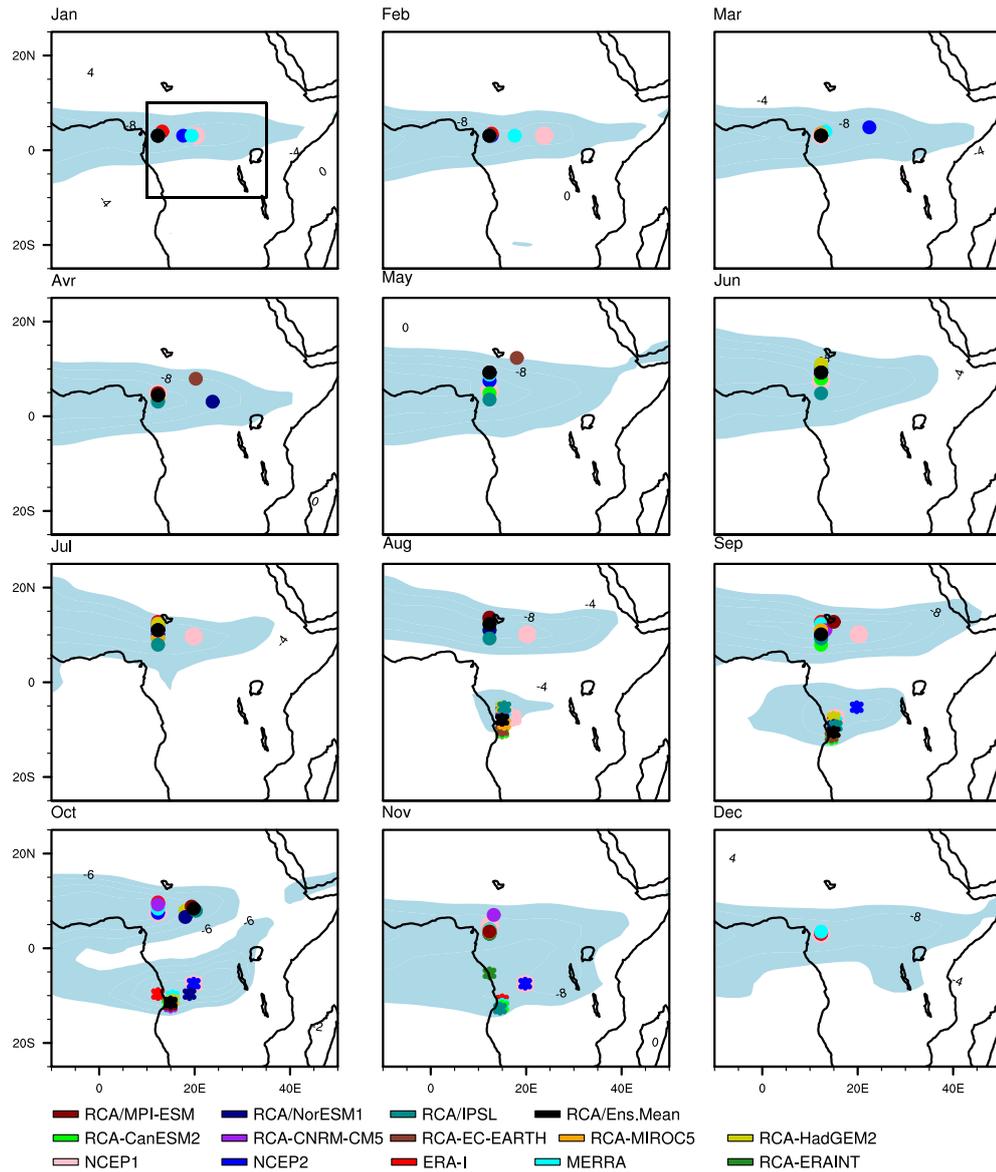


Figure 33 – Variabilité spatiale et temporelle des noyaux des JEA-N (points) et JEA-S (étoiles), à partir des réanalyses et d’expériences RCA4 individuelles. Les zones ombrées en bleu clair (vitesses de vent $u > 6 \text{ m.s}^{-1}$) indiquent les positions moyennes des jets, telles qu’elles ressortent de la réanalyse NCEP1. Les vitesses des noyaux de ces jets sont localisées sur les longitudes 10° - 30°E pour tous les jets, et sur les latitudes de 3° - 20°N pour le JEA-N et 5°S - 20°S pour le JEA-S.

3.2.2.2 Les JEAs et le transport d’humidité dans la troposphère moyenne

Les schémas de circulation du transport d’humidité sont similaires entre les expériences et les trois produits de réanalyse, mais il existe des différences importantes en termes d’étendue spatiale et de magnitude des jets (Figs 32 et 33). Les expériences montrent l’absence des deux jets mi-troposphériques au-dessus du domaine du BC et placent le début de la zone d’interaction du JEA-N au-dessus de la frontière Ouest en toutes saisons. De même, les noyaux des JEAs modélisés sont localisés plus à l’Ouest que ceux observés (Fig. 33). En effet, la branche

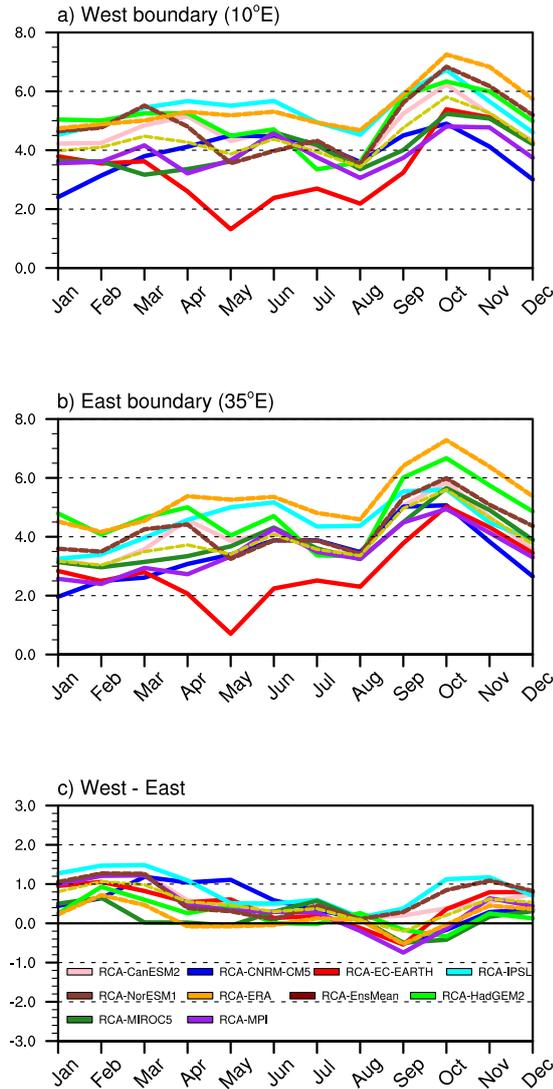


Figure 34 – Vitesse moyenne (600 – 700 hPa) du vent zonal u à la (a) Frontière ouest et à la (b) Frontière Est. La différence est également indiquée (c) Ouest ($10^\circ E$) moins Est ($35^\circ E$) afin de comparer la vitesse du vent u aux deux frontières.

Nord apparaît au-dessus de la frontière Ouest, créant ainsi un fort flux divergent. Au même moment, à l’Est, il est inexistant, ce qui justifie un faible taux d’afflux à cette frontière. Ceci est également illustré par la comparaison de la vitesse moyenne du vent zonal u entre les limites Ouest et Est, comme le montre la figure 34. L’une des simulations du MCR qui a capté les précipitations maximales en MAM n’a pas détecté de JEA (RCA-EC-EARTH). L’autre a montré les meilleures performances à modéliser la composante JEA-N (RCA-NorESM1). Selon notre interprétation, le bilan hydrique atmosphérique n’est pas déséquilibré par des débits excessifs à la frontière Ouest (RCA-EC-EARTH) ou alors l’humidité plus forte divergente à l’Ouest est atténuée par la convergence à l’Est (RCA-NorESM1).

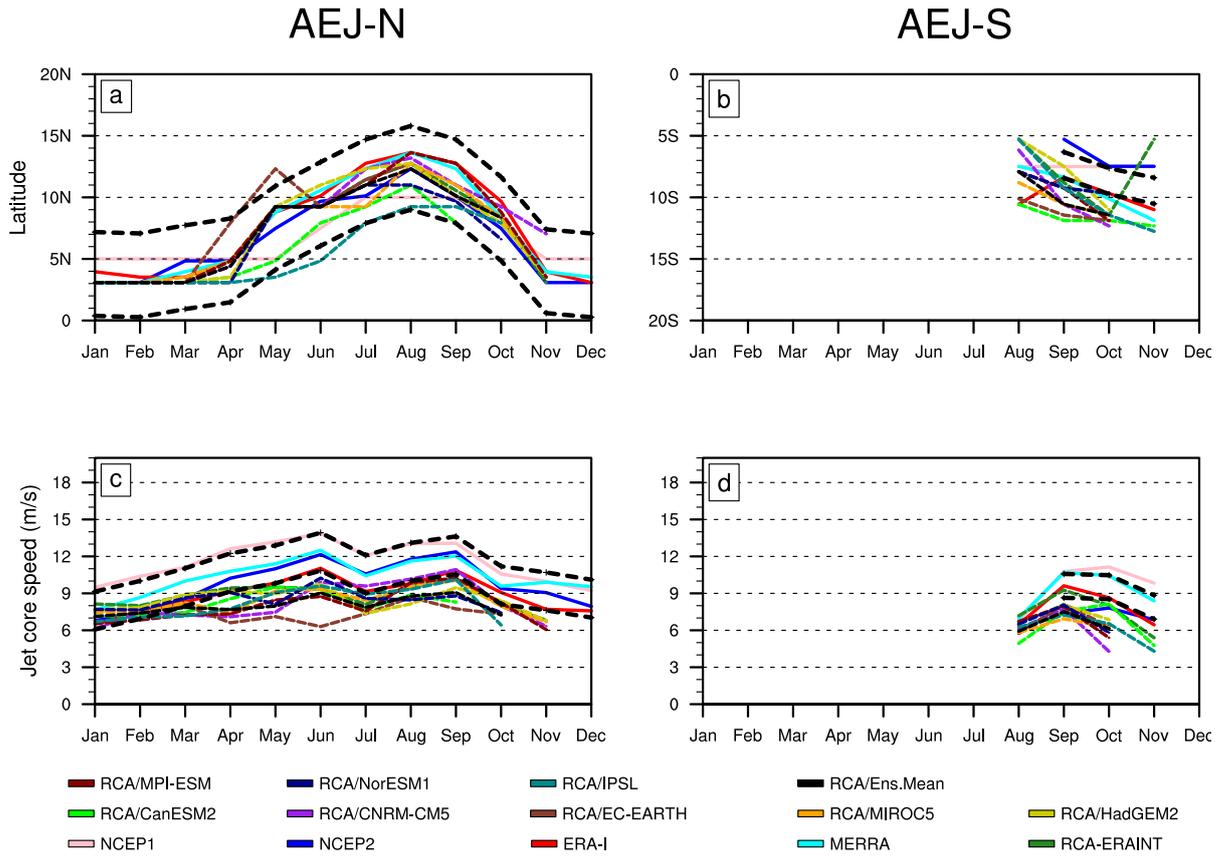


Figure 35 – *Intensité moyenne (c et d) et emplacement (a et b) des noyaux des JEAs (moyennes mensuelles) JEA-N (a-c) et JEA-S (b-d), d’après les réanalyses NCEP1, NCEP2, ERA-I et MERRA et les expériences de RCA4. Les lignes noires en pointillés indiquent les écarts types calculés à partir de la réanalyse NCEP1.*

3.2.2.3 Saisonnalité des noyaux du JEA

Pour avoir une idée des erreurs de localisation en fonction des latitudes et des niveaux de pression, le cycle annuel du noyau des JEA simulés est étudié respectivement aux figures 35 et 36. Les points de couleur (étoiles) de la figure 36 indiquent la position moyenne du noyau du JEA-N (JEA-S) en fonction des forçages. Les expériences reproduisent mieux la variabilité annuelle du noyau du JEA-N que celle du noyau du JEA-S, les variations étant contenues dans la plage de l’écart-type. Cependant, l’ampleur de la vitesse des jets est fortement sous-estimée dans tous les forçages, ce qui conduit parfois à son absence totale en certains mois. En termes de localisation, les positions du JEA-N sont mieux détectées (Fig. 35a) que celles du JEA-S (Fig. 35b). Comme l’illustre la figure 36, toutes les sorties du MCR produisent des JEA-N similaires de Janvier à Avril. De Mai à Septembre, bien qu’il y ait des cohérences sur les niveaux de pression, des écarts importants sont enregistrés sur les latitudes et disparaissent progressivement vers la fin de l’année. Cette situation est corrigée

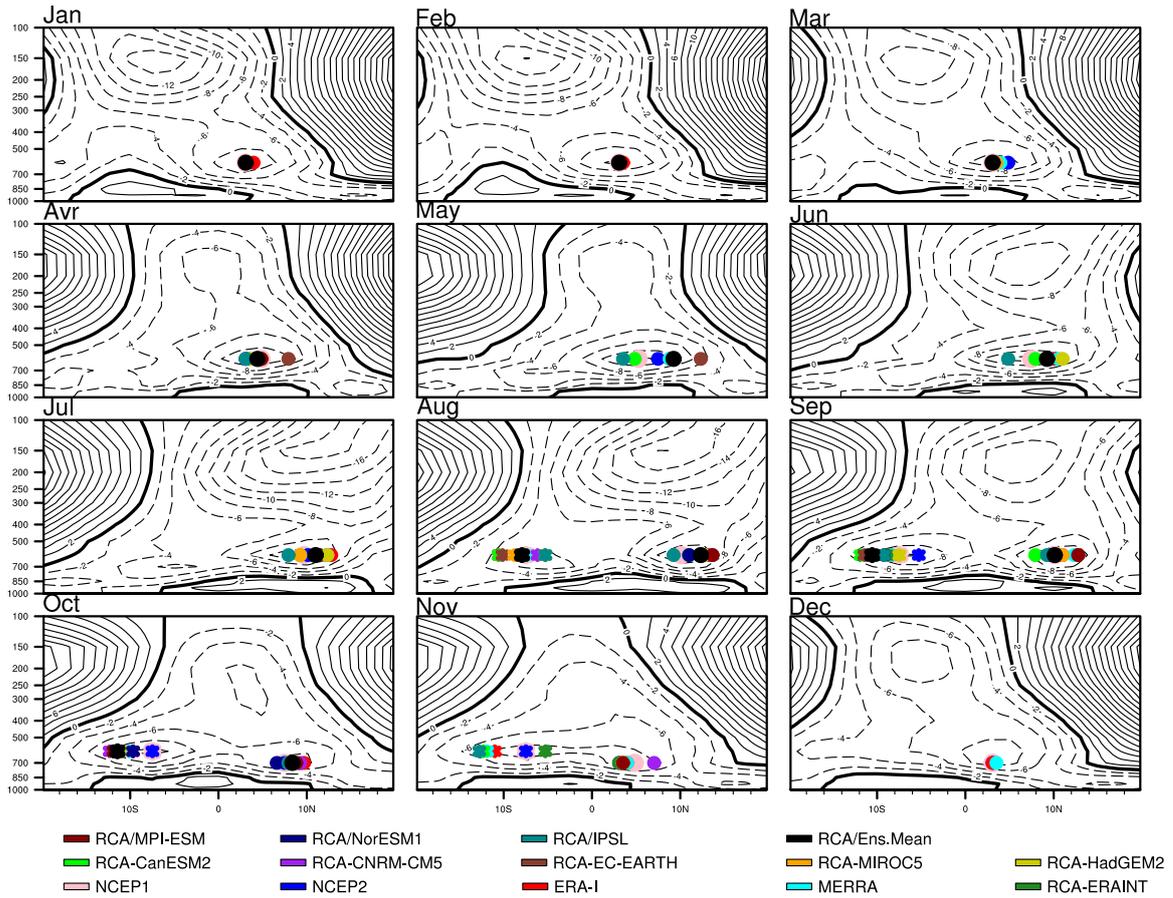


Figure 36 – Vitesse moyenne du vent zonal ($m.s^{-1}$, courbes de niveau de NCEP1) de Janvier à Décembre, moyenne calculée sur le BC. Les points de couleur (étoiles) affichent la position moyenne du noyau du JEA-N (JEA-S) obtenue à partir des réanalyses et des expériences.

de Janvier à Avril et de Novembre à Décembre. Cependant, au cours des autres mois, des différences plus importantes sont constatées entre les simulations et les réanalyses dans les deux composantes, plus prononcées sur les latitudes.

Ces résultats renforcent les conclusions précédentes de Whittleston et al., (2017) qui ont démontré l'absence de couplage jet-pluie dans un ensemble de modèles CMIP5. Ces divergences ne seraient pas corrigées lors du processus de réduction d'échelle. Pour cela, elles ont été quantifiées à l'aide d'erreurs quadratiques moyennes (RMS) dans les profils verticaux du vent zonal sur le secteur Nord (5-15°N pour le JEA-N, Fig. 37A) et le secteur Sud (5-10°S pour le JEA-S, Fig. 38A). Afin d'obtenir une vue d'ensemble de toutes les sources d'erreurs possibles dans la colonne verticale de la convergence modélisée de l'humidité, les erreurs dans le profil vertical de l'humidité spécifique ont également été diagnostiquées sur les deux secteurs (Figs 37B et 38B) par rapport aux données de réanalyse ERA-I, NCEP1, NCEP2 et MERRA. Notamment, ces zones (secteurs Nord et Sud) sont des emplacements des JEA-N et JEA-S respectivement (Nicholson et Grist, 2003).

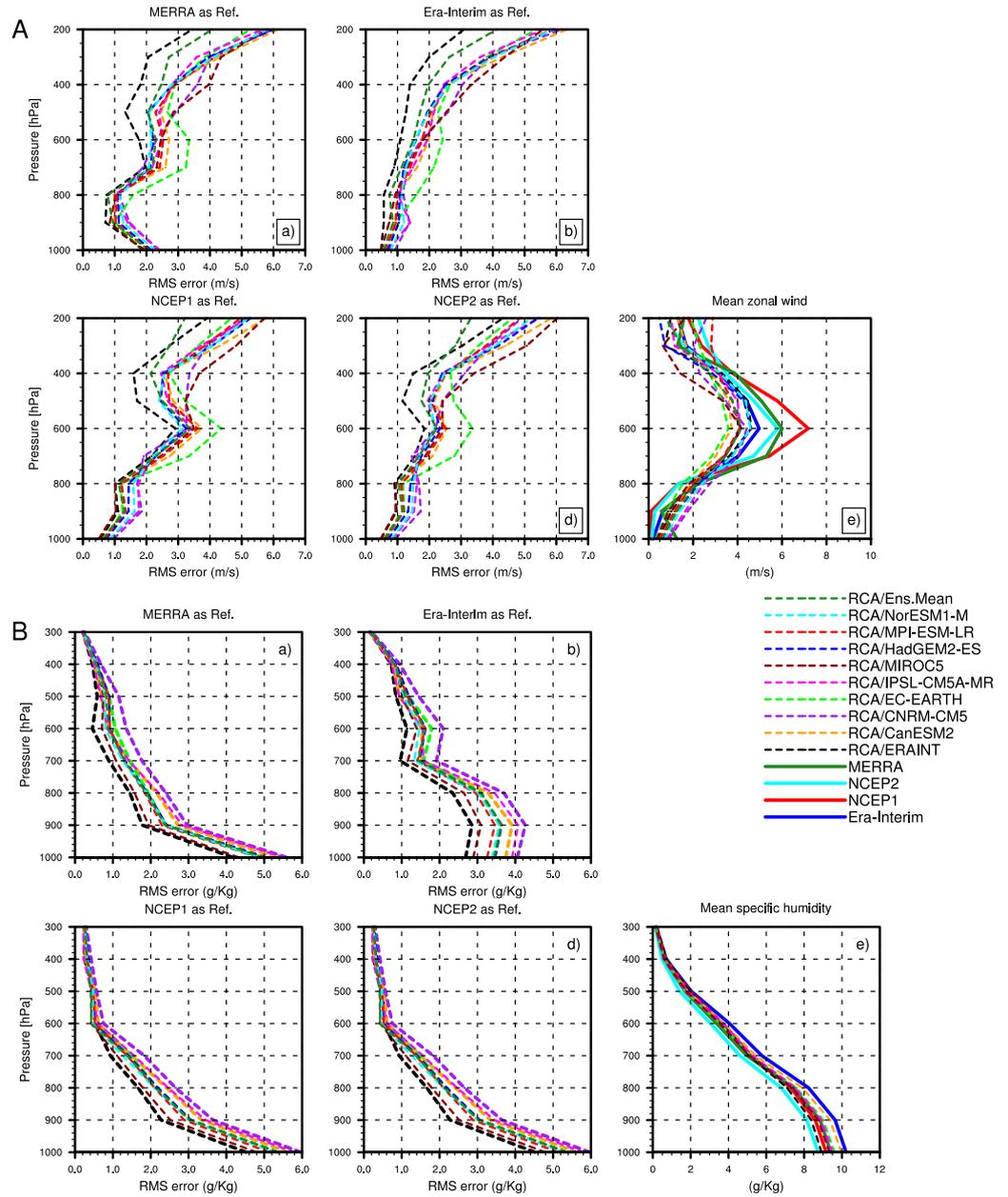


Figure 37 – Distribution verticale des erreurs quadratiques moyennes (RMS) (moyenne sur l'AC Nord : 2° - 15° N ; 0° - 4° E durant tous les mois de l'année) dans le (A) vent zonal et (B) l'humidité spécifique, d'après les expériences RCA4 par rapport aux réanalyses (a). ERA-I, (b) NCEP1, (c) NCEP2 et (d) MERRA.

a) Sur le secteur Nord (5° – 15° N)

Pour les deux variables, les panels de la Fig. 37 montrent clairement des comportements différents dans la basse et la couche supérieure et indiquent l'ampleur des erreurs RMS en fonction du niveau de pression : il en ressort généralement une augmentation (diminution) des erreurs RMS du vent zonal (humidité spécifique) des niveaux de pression bas aux niveaux élevés. Cependant, il existe une caractéristique inverse avec la réanalyse MERRA dans la

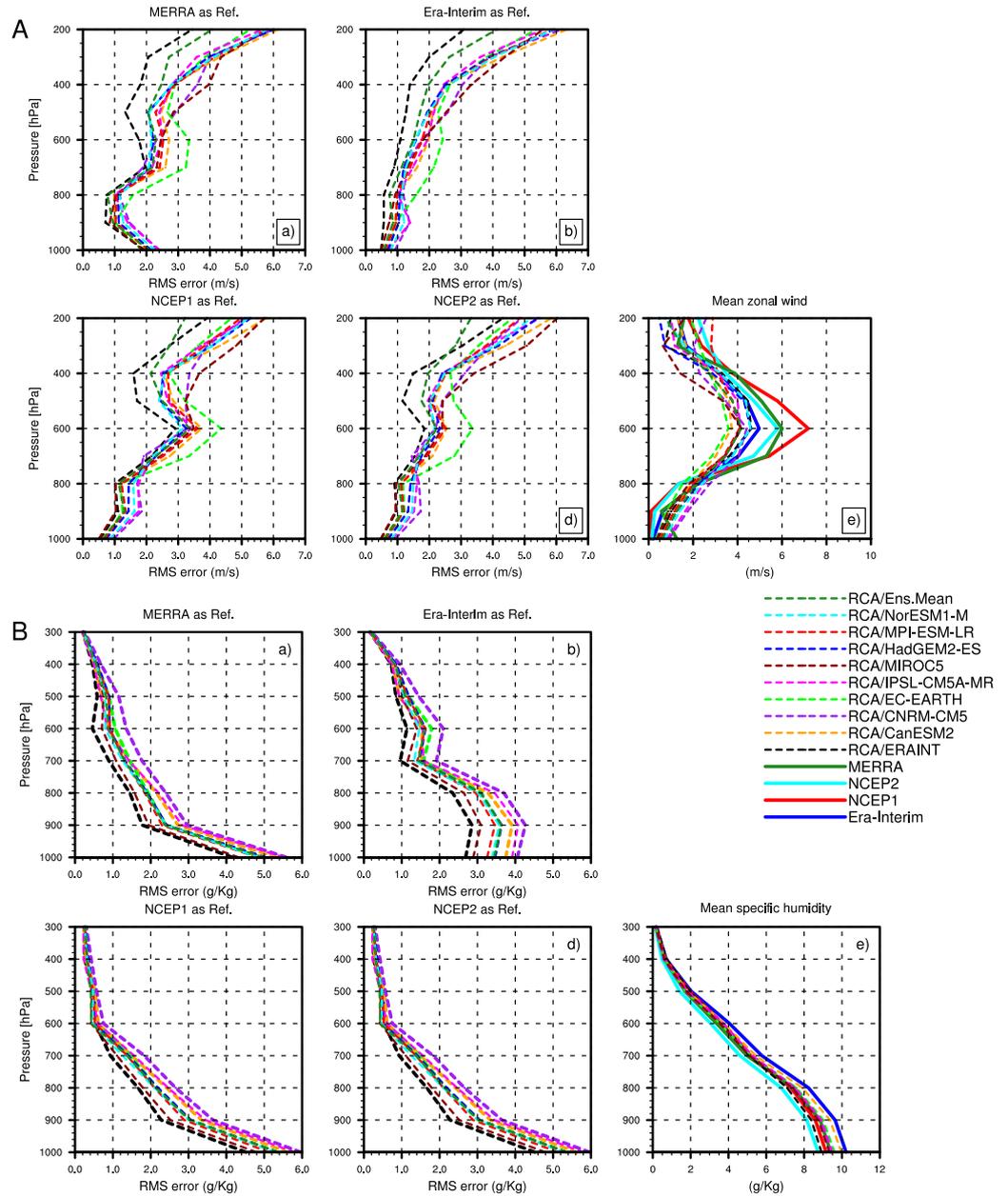


Figure 38 – Identique à la figure 38, mais moyenne sur l'AC Sud ($5^{\circ}\text{-}10^{\circ}\text{S}$; $0^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{E}$ juste d'Août à Novembre (temps d'interaction du JEA-S).

couche inférieure où les valeurs de RMS dans le vent zonal diminuent de 1000 à 900 hPa (Fig. 37Aa). Cela peut être lié à la résolution fine de MERRA (Pokam et al., 2014) qui, par rapport à d'autres réanalyses, représente mieux les vents d'Ouest dans la basse couche (non illustré). Les erreurs RMS d'humidité spécifique sont sous-estimées par rapport à ERA-Interim (Fig. 37Bb). De plus, dans les deux domaines, RCA-ERAINT surpasse, avec des erreurs RMS plus faibles et la forme de la fluctuation proche de celle des forçages individuels.

b) Sur le secteur Sud (5° – 10° S)

Comme le JEA-S n'est visible que d'Août à Novembre, les erreurs RMS sont calculées sur la position Sud en n'utilisant que cette courte période (Fig. 38). Les résultats enregistrés sont similaires à ceux du secteur Nord, avec peu de différences : l'ampleur des erreurs RMS dans le vent zonal u (humidité spécifique) est plus élevée (plus faible) que dans le secteur Nord.

Sur les deux positions, les fortes valeurs des erreurs RMS dans le vent zonal sont enregistrées de 800 à 200 hPa ($\geq 2 \text{ m.s}^{-1}$), plus importantes dans la partie Sud. Entre 800 et 400 hPa, la vitesse plus faible du vent zonal dans les expériences pourrait être la principale source de fortes erreurs quadratiques moyennes. Cependant, dans les deux positions entre 400 et 200 hPa, certaines réanalyses et expériences montrent des vitesses de vent similaires, ce qui suggère l'existence d'autres sources de ces erreurs. Comme le montre la figure 35, les expériences éprouvent des difficultés à simuler les positions latitudinales annuelles des deux composantes du JEA. Cela pourrait être une autre source d'erreurs dans le profil vertical du vent zonal.

3.2.3 Raisons possibles de la sous-estimation du JEA

Comme les simulations montrent des JEA plus faibles, l'étape suivante consiste à vérifier comment ils modélisent les processus de forçage à distance responsables de l'existence des jets mi-troposphériques. Pour ce faire, les gradients des températures zonales de surface simulés et observés sont contrastés (Fig. 39a). RCA-ERA et RCA-EnsMean sont comparés à ERA-I et NCEP2, et les biais modélisés sont également calculés (Fig. 39b). On observe des tendances latitudinales distinctes entre les deux ensembles de données, plus prononcées dans l'hémisphère Sud (SH). Les forçages sous-estiment le gradient de température tout au long de l'année dans l'hémisphère Nord (NH), et surestiment légèrement celui de SH. D'Avril à Septembre et entre 0° - 5° S, les expériences montrent des gradients plus forts et négatifs. Au même moment et dans le même hémisphère, entre 5° - 10° S, elles présentent des gradients plus forts et positifs (Fig. 39b). Ce second mode est presque absent des produits de réanalyse. Ces résultats révèlent que, la faible vitesse du JEA-N est liée à une sous-estimation du gradient de température méridional sur la majeure partie de sa zone d'interaction. Cela n'est pas nécessairement le cas du JEA-S où les processus semblent plus complexes. La faible vitesse modélisée du JEA-S pourrait être associée à des divergences dans la configuration spatiale simulée du gradient de température de surface dans SH. Le signe opposé des gradients de température de surface plus forts modélisés entre 0° et 10° S produirait des effets compen-

satoires qui diminuent la force du jet, et donc l'occurrence de l'activité convective (Jackson et al., 2009).

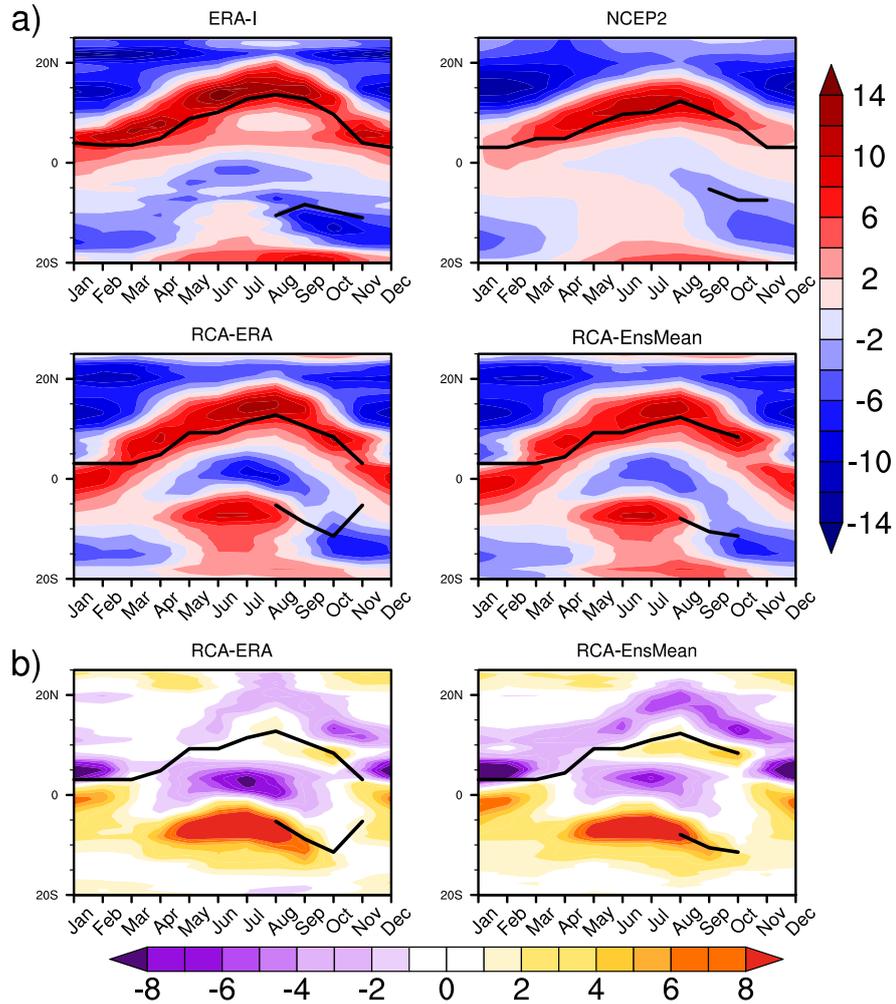


Figure 39 – *a)* Gradient moyen de température de surface (en K) à 925 hPa, moyenné sur les longitudes 12° - 24° E, obtenu à partir des réanalyses ERA-I et NCEP2, et des simulations RCA-ERA et RCA-EnsMean. *b)* Biais de gradient de température de surface par rapport à ERA-I. Les lignes noires marquent la migration annuelle des noyaux du JEA.

3.2.4 Interconnexions entre l'humidité du sol (SM), le rayonnement solaire (SR) et le taux de recyclage (RR) dans le cadre de la variabilité intra- et saisonnière

Bien que les résultats de la section 3.1.4 mettent en évidence la capacité de ce MCR à modéliser de manière acceptable le RR du BC en associant les mesures statistiques, leur plausibilité est toujours mise en doute. La crédibilité du modèle à simuler le RR de la région est également conditionnée par sa performance à modéliser les processus connexes. Pour le vérifier, le comportement du modèle à reproduire les modes de variabilité du RR de la région

et les processus connexes ont été étudiés en utilisant l'analyse EOF (Fig. 40).

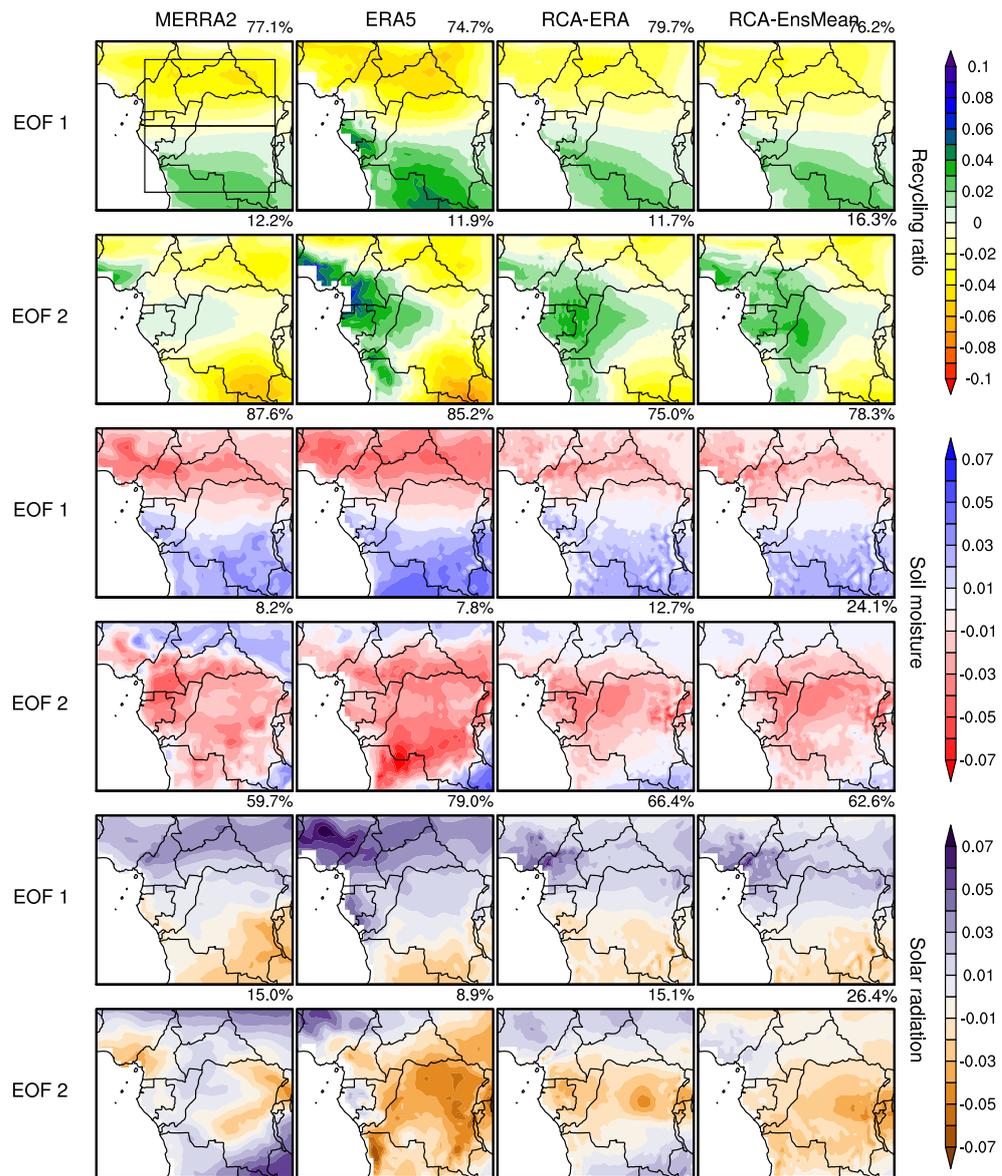


Figure 40 – Modèles spatiaux des deux principaux modes de variabilité du taux de recyclage (rangées 1 et 2), de l'humidité du sol (rangées 3 et 4) et du rayonnement solaire (rangées 5 et 6), à partir des données de réanalyse MERRA2 et ERA5, et des expériences RCA-ERA et RCA-EnsMean. Les valeurs en haut à droite (en %) sont les variances associées.

Bien que seuls les deux premiers modes principaux aient été retenus (EOF1 et EOF2), ils expliquent plus de 50% de la variance indépendamment de l'ensemble de données et de la variable considérés. Pour faciliter la comparaison et la compréhension des processus associés modélisés, les analyses EOF du RR (lignes 1 et 2), de SM (lignes 3 et 4) et de SR (lignes 5 et 6) sont présentées sur le même panel.

Pour toutes les variables et tous les ensembles de données, les premiers modes (EOF1) présentent de fortes valeurs de variance (dans la plage de 64-74% pour RR, 66-84% pour SM

et 43-67% pour SR) et affichent un dipôle Nord-Sud. Alors qu'il y a des anomalies positives (négatives) de RR et SM dans le secteur Nord (Sud), il y a plutôt la tendance inverse selon le SR. Les seconds modes (EOF2) montrent une orientation du dipôle Ouest-Est (seulement RR) avec des valeurs de variance comprises entre 11-19% pour RR, 12-24% pour SM et 18-27% pour SR. Dans ce mode, le RR présente une anomalie positive vers l'Est alors qu'il n'y a pas de structures spatiales distinctes à travers SM et SR.

Pour mettre en évidence l'implication des deux modes principaux dans les différentes caractéristiques saisonnières du RR, la corrélation entre chaque mode et les quatre climatologies saisonnières du RR a été évaluée. Il a été constaté que les saisons plus sèches DJF et JJA sont fortement corrélées avec le premier mode (respectivement 0,76 et 0,77 pour MERRA2; 0,74 et 0,79 pour ERA5; 0,87 et 0,91 pour RCA4-ERA et 0,89 et 0,90 pour RCA4) alors que les saisons plus humides MAM et SON sont assez fortement corrélées avec le second mode (respectivement 0,28 et 0,61 pour MERRA2; 0,70 et 0,69 pour ERA5; 0,74 et 0,81 pour RCA4-ERA et 0,75 et 0,80 pour RCA4). Ces résultats révèlent que, la structure climatologique moyenne des saisons plus sèches DJF et JJA (plus humides MAM et SON) est déterminée par le premier (second) mode de variabilité du RR. En outre, ils confirment l'existence de deux processus de recyclage distincts contrôlant les secteurs Nord et Sud (voir les boîtes noires de la figure 40) comme le montre Pokam et al., (2012), représenté de manière réaliste par le modèle. Le fait que MAM et SON soient associés au mode le moins important de la variabilité du RR du BC, est en corrélation adéquate avec les pics de convergence d'humidité à ces saisons, car l'augmentation de l'humidité advective dans une région diminue la contribution locale aux précipitations totales (Zangvil et al., 2004).

Les relations entre le RR et le SM et entre le RR et le SR dans les parties Nord et Sud du BC sont illustrées respectivement aux figures 41 et 42, afin de mettre en évidence l'influence de chaque paramètre sur la variabilité du RR dans les deux secteurs.

Relation taux de recyclage - humidité du sol (RR-SM)

Dans la partie Nord (ligne 1 de la Fig. 41), à l'exception de MERRA2 en JJA et SON qui montre des corrélations négatives entre le RR et le SM (respectivement 0,41 et 0,07), les deux produits de réanalyse présentent des corrélations positives dans les autres saisons. Ceci contraste avec les corrélations faibles et positives de ERA5 dans ces saisons (0,26 et 0,39 respectivement). ERA5 présente une faible corrélation en DJF (0,36) tandis que MERRA2 présente la plus forte (0,80). Les deux ensembles de données sont cohérents en MAM avec des corrélations plus étroites de 0,70 et 0,66. Les deux réanalyses concordent dans le Sud

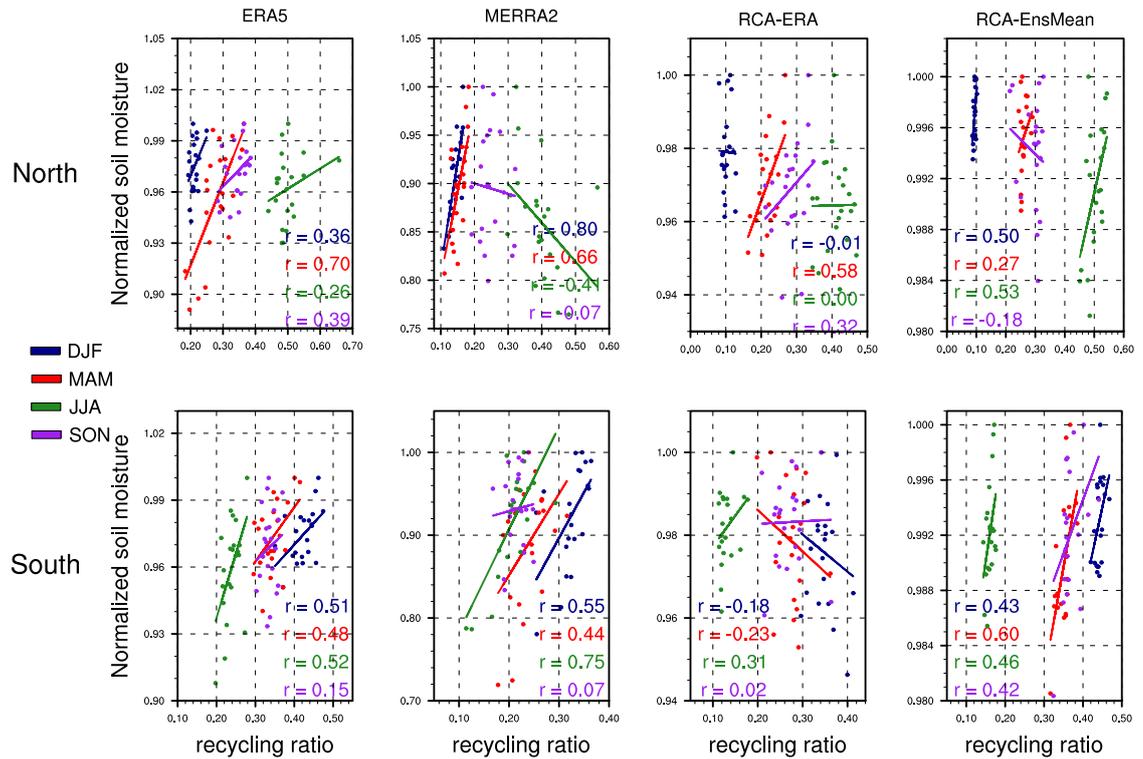


Figure 41 – Relation interannuelle (1980 – 2000) entre le taux de recyclage et l’humidité du sol normalisée en toutes saisons dans le BC, au Nord (rangée 1) et au Sud (rangée 2). Les valeurs de r sont les corrélations saisonnières correspondantes.

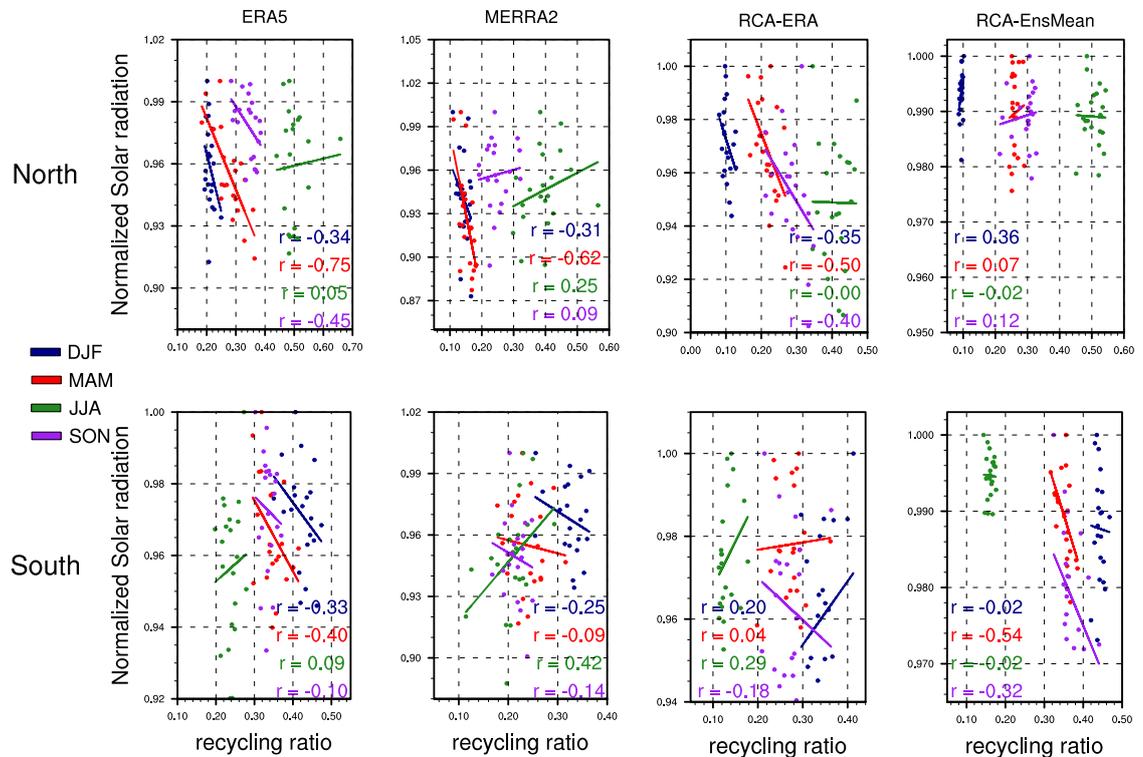


Figure 42 – Relation inter-annuelle (1980 – 2000) entre le taux de recyclage et le rayonnement solaire normalisé en toutes saisons dans le BC, au Nord (rangée 1) et au Sud (rangée 2). Les valeurs de r sont les corrélations saisonnières correspondantes.

(ligne 2 de la figure 41) avec une corrélation plus forte et positive ($\geq 0,44$), sauf en SON où de faibles corrélations sont enregistrées ($\leq 0,15$). Cette analyse révèle des performances acceptables de RCA4 à reproduire l'effet modulateur de SM sur le processus de recyclage des précipitations, bien que des divergences existent encore étant donné la différence des valeurs de corrélation. Néanmoins, les signes de corrélation sont bien saisis pendant la plupart des saisons. Le forçage imparfait RCA-EnsMean surpasse la simulation d'évaluation RCA-ERA, indiquant une source d'erreur systématique.

Relation taux de recyclage - ensoleillement (RR-SR)

Les réanalyses s'accordent sur le signe négatif des corrélations en DJF, MAM et SON, et sur la corrélation positive en JJA dans les deux secteurs (Fig. 42), malgré des disparités en termes de valeurs. Elles sont cohérentes sur la plus forte influence du SR en MAM dans le Nord (ligne 1 de la Fig. 42; 0,75 pour ERA5 et 0,62 pour MERRA2), mais montrent une discordance dans le Sud (ligne 2 de la Fig. 42; 0,40 en MAM pour ERA5 et 0,42 en JJA pour MERRA2). Cependant, ils présentent une dissension concernant la saison ayant la plus faible influence (0,05 en JJA pour ERA5 et 0,09 en SON pour MERRA2). Ici, la simulation d'évaluation RCA-ERA présente les meilleures performances à reproduire les connexions dans la partie nord (indiquant l'effet dominant des CLs). La moyenne d'ensemble des forçages RCA-EnsMean surpasse en terme de performances dans la partie Sud, mettant en évidence la dominance des processus internes dans le MCR.

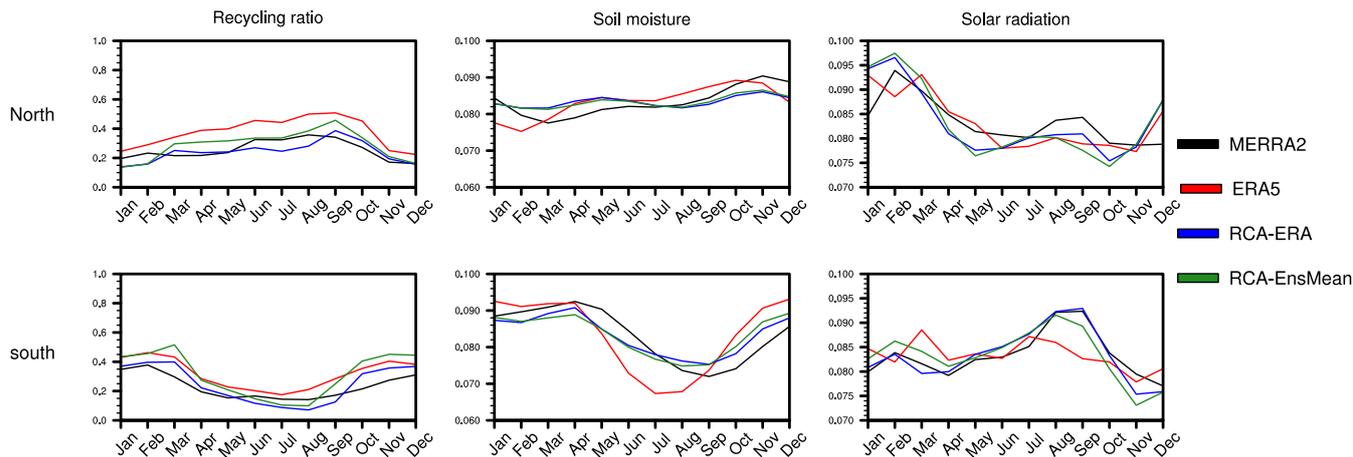


Figure 43 – Saisonnalités et interconnexions dans le Nord (ligne 1) et dans le Sud (ligne 2) du RR (colonne 1), SM (colonne 2) et SR (colonne 3) à partir des données de réanalyse MERRA2 et ERA5, et des expériences RCA-ERA et RCA-EnsMean.

Ces résultats fournissent également des informations sur le niveau de l'effet modulateur de chaque paramètre dans les deux secteurs. Par exemple, comme le montre la figure 43,

l'augmentation de Décembre à Février du RR au Nord (rangée 1) est le résultat d'un SR élevé, car SM est relativement faible à cette période de l'année en raison de la position de la bande de pluie au Sud. Cette augmentation du RR se poursuit de Mars à Septembre due à l'augmentation de SM, conformément aux nouvelles positions de la bande de pluie. Le RR élevé en Septembre-Octobre est associé à un SM élevé à cette période de l'année, car le SR est faible à cause de l'intense activité convective qui produit une couverture nuageuse élevée, ce qui réduit son intensité (Jackson et al., 2009). Dans le Sud du BC, il existe deux phases alternatives de contrôle du RR, correspondant aux phases opposées de SM et SR : de Novembre à Mars, le fort RR est lié au taux élevé de SM, correspondant à la position de la bande de pluie. Cependant, d'Avril à Octobre, le SM s'affaiblit en raison de la diminution des précipitations à mesure que la bande de pluie se déplace vers le Nord. En même temps, le SR augmente modérément, ce qui justifie les valeurs relativement faibles et constantes du RR. Les simulations rendent bien compte de ces processus, confirmant la plausibilité du RR modélisé et donc celle des interactions terre-atmosphère.

3.3 Changements projetés sous les NRs de 1,5°C et 2,0°C

Cette section examine les changements dans la convergence d'humidité afin de comprendre les mécanismes qui vont induire les changements dans les précipitations futures. Les analyses sont concentrées sur les saisons de transition MAM et SON, en utilisant la moyenne d'ensemble de tous les forçages (RCA-EnsMean). MAM et SON sont les saisons les plus intéressantes pour l'étude du climat sur le BC car ce sont les deux principales saisons des pluies de la région (et donc favorables à l'agriculture), et elles englobent la majorité des processus qui contrôlent le climat local. Les changements dans le RR sont également étudiés afin d'obtenir un aperçu des effets potentiels du réchauffement climatique sur la composante recyclée des précipitations, et donc indirectement, sur les modifications des interactions terre-atmosphère. Les panels affichent des changements à des NRs de 1,5°C (colonne 1) et 2,0°C (colonne 2), et la différence entre les deux niveaux (2,0°C - 1,5°C ; colonne 3).

3.3.1 Changements dans les précipitations

La figure 44 montre les changements prévus dans les précipitations moyennes saisonnières MAM (lignes 1) et SON (lignes 2) dans le cadre des scénarios de réchauffement RCP4.5 (Fig.

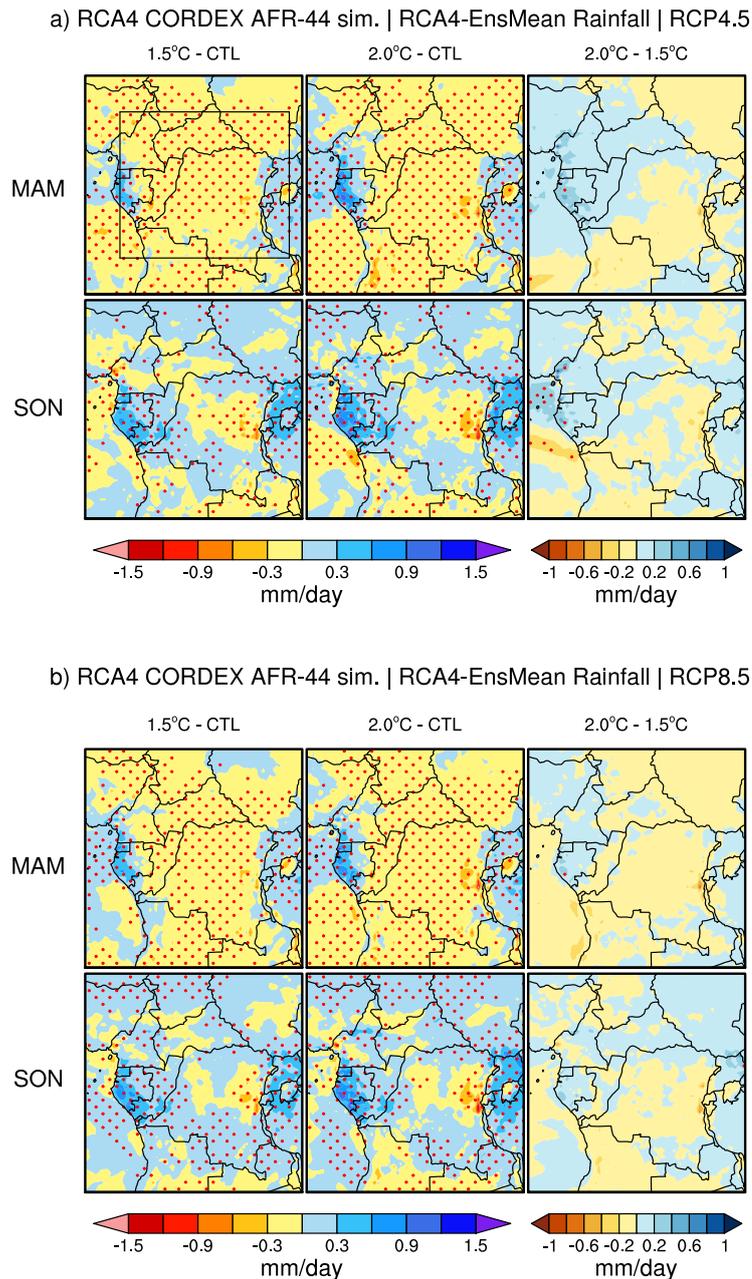


Figure 44 – *Changements projetés des précipitations moyennes saisonnières MAM (lignes 1) et SON (lignes 2) (en mm/jour) sous les scénarios de réchauffement (a) RCP4.5 et (b) RCP8.5. Les colonnes 1 et 2 représentent respectivement les changements à des NRs de 1,5° C et 2° C par rapport à la CTL, tandis que la différence entre les deux NRs (2° C - 1,5° C) est indiquée à la colonne 3. Les pointillés indiquent le niveau de significativité à 95% en utilisant le test de Student. La boîte noire indique la région du BC.*

44a) et RCP8.5 (Fig. 44b). Les changements projetés diffèrent en fonction de la région, des différentes expériences du MCR et des NRs. Le consensus des forçages du MCR est en faveur d'une diminution modérée et significative des précipitations en MAM et pour les deux NRs. Quelques exceptions d'augmentation des précipitations sont prévues sur le Golfe de Guinée et sur les hauts plateaux éthiopiens. Deux simulations (RCA-MIROC5 et RCA-NorESM1-

M, non illustrées) prévoient également une augmentation des précipitations dans la partie Sud du domaine. La situation est différente en SON où les précipitations sont projetées de manière hétérogène, et sont plus importantes qu'en MAM. Ici, quatre expériences (RCA-MIROC5, RCA-HadGEM2, RCA-MPI et RCA-NorESM1, non illustrées) montrent que les régions côtières devraient s'humidifier. Il y a notamment une augmentation de la quantité de précipitations dans le cadre du scénario RCP8.5 par rapport à RCP4.5, ce qui suggérerait l'augmentation des fortes précipitations dans le cadre du scénario de réchauffement RCP8.5. En utilisant la comparaison 2°C moins 1,5°C sous le scénario RCP4.5, on constate que des augmentations (diminutions) plus fortes des précipitations sur les flancs Nord-Ouest (Sud et Est) sont attendues à 2°C en MAM, mais il y a des augmentations ou diminutions plutôt localisées en SON. On constate peu de concordances entre les expériences : trois forçages (CanESM2, CNRM-CM5 et EC-EARTH ; non illustrés) montrent que la diminution des précipitations sur la partie Nord et la région côtière devrait être modérée sous le seuil de 2°C ; cependant, sur le flanc Sud du BC, la diminution devrait se renforcer selon toutes les expériences. Sous le scénario RCP8.5, le NR 2°C favorise une diminution plus importante des précipitations par rapport à 1,5°C. Ces changements pourraient suggérer des modifications dans les origines et le processus de transport du flux d'humidité. Pour plus d'éclairage, nous avons étudié les changements dans la contribution à travers les différentes frontières et dans le modèle spatial du transport total d'humidité.

3.3.2 Changements dans la convergence d'humidité

Les contributions à l'humidité du BC à travers différentes frontières dans les directions zonale (rangées 1) et méridionale (rangées 2) sous les scénarios de réchauffement RCP4.5 et RCP8.5 sont présentées respectivement aux figures 45a et 45b. Ces figures représentent la variabilité annuelle dans la colonne de stratification de la convergence (valeurs positives) ou de la divergence (valeurs négatives) de l'humidité atmosphérique. Les changements dans l'humidité zonale totale montrent un renforcement de la divergence d'humidité dans la couche supérieure (700-300 hPa). Cela implique une augmentation du flux sortant (diminution du flux entrant) à travers la limite Ouest (Est). Cependant, dans la couche inférieure, les simulations du MCR montrent un consensus limité sur l'ampleur d'une légère augmentation de la convergence d'humidité, plus forte en SON qu'en MAM. En ce qui concerne l'humidité méridionale nette, la plupart des forçages du MCR sont cohérents sur une augmentation de la convergence de l'humidité des couches supérieure et inférieure en MAM et en SON, plus forte en MAM dans la couche inférieure mais en SON dans la couche supérieure. Ceci est dû

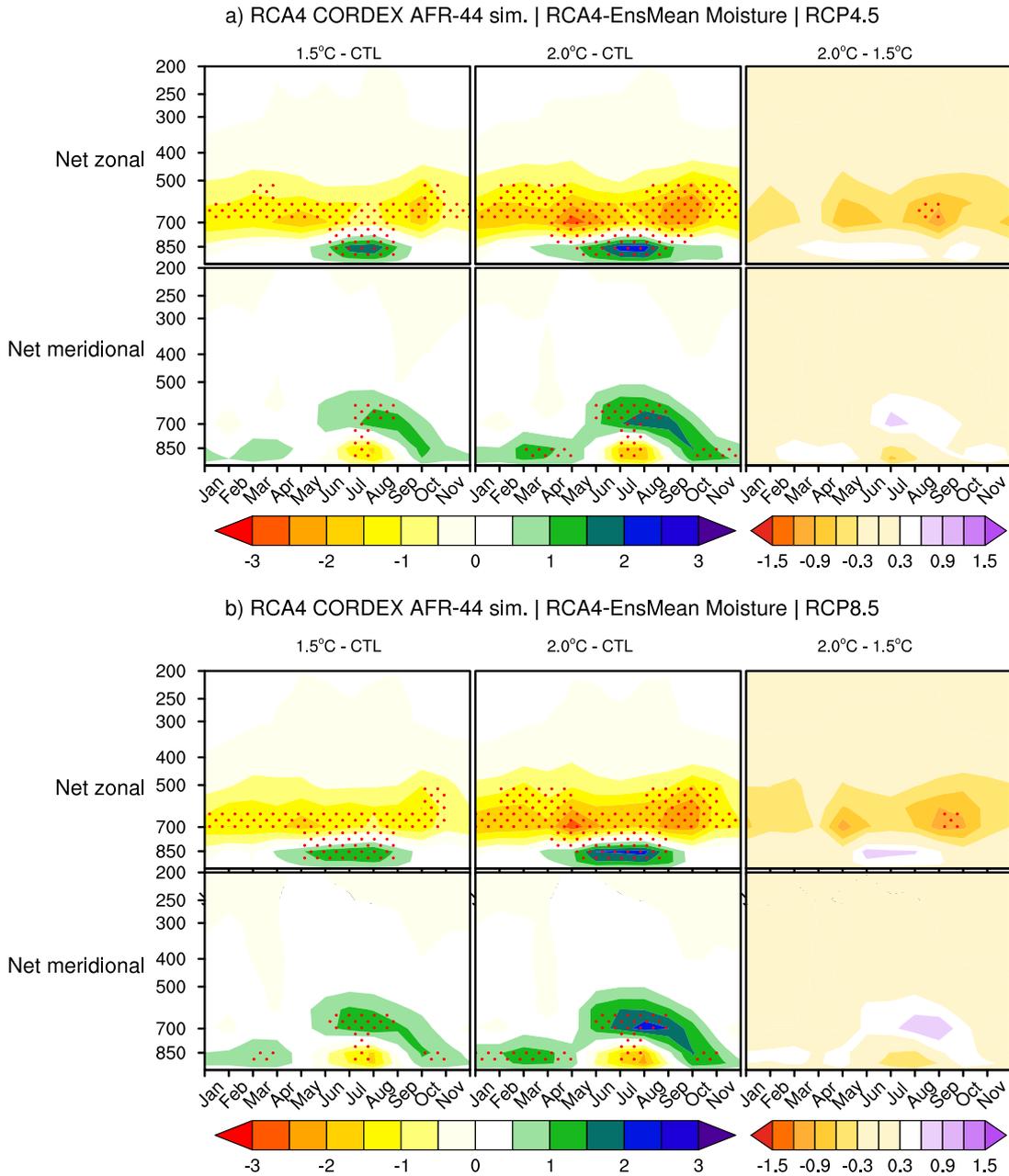


Figure 45 – *Changements dans le profil vertical de la saisonnalité de la convergence d’humidité totale zonale (rangées 1) et méridionale (rangées 2) (en $10^{-8} \text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$), additionnant respectivement les contributions des frontières Ouest-Est (Ouest (10°E) moins Est (35°E)) et Sud-Nord (Sud (10°S) moins Nord (10°N)), divisée par la surface de la région; sous les scénarios (a) RCP4.5 et (b) RCP8.5. Les valeurs négatives indiquent une divergence d’humidité et les valeurs positives une convergence. Les pointillés indiquent un niveau de significativité de 95% au moyen du test de Student.*

à une forte augmentation de l’afflux à la limite Nord, alors qu’aucun changement substantiel n’est constaté à la limite Sud. La différence la plus notable entre les deux NRs est la plus forte divergence d’humidité zonale dans la couche supérieure sous le NR 2°C , ajoutée à un renforcement de la convergence d’humidité dans la direction méridionale (voir colonne 3 des

Fig. 45a et 45b). Ce point est examiné plus en détail dans le paragraphe suivant.

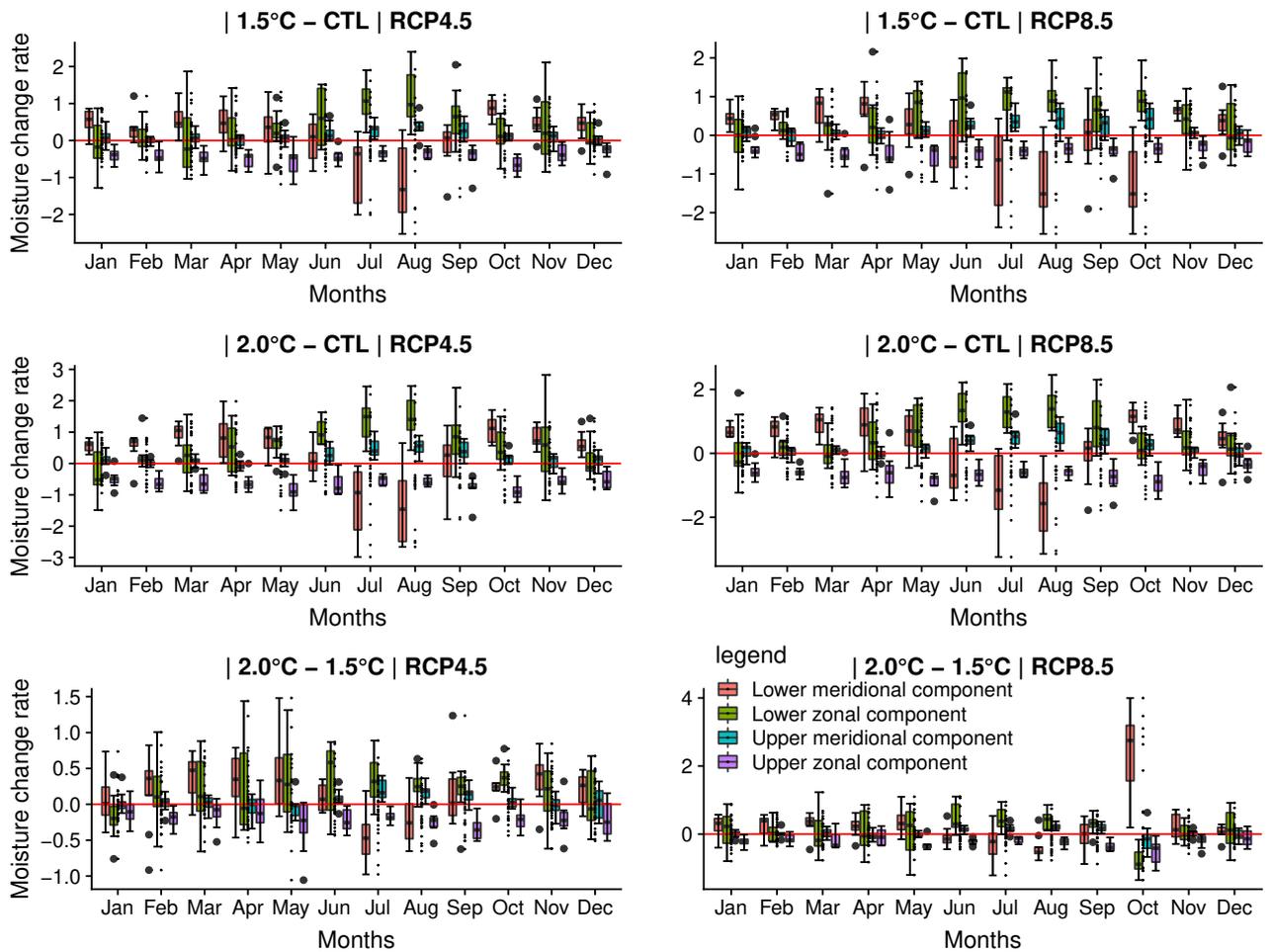


Figure 46 – Plage d’incertitudes dans les changements prévus dans l’humidité zonale et méridionale, dans les couches inférieure (975 – 850 hPa) et supérieure (700 – 300 hPa) à 1,5° C et 2° C, sous les scénarios de réchauffement RCP4.5 (colonne 1) et RCP8.5 (colonne 2). L’analyse comparative 2° C vs 1,5° C est également présentée. Les valeurs négatives indiquent une divergence d’humidité et les valeurs positives une convergence.

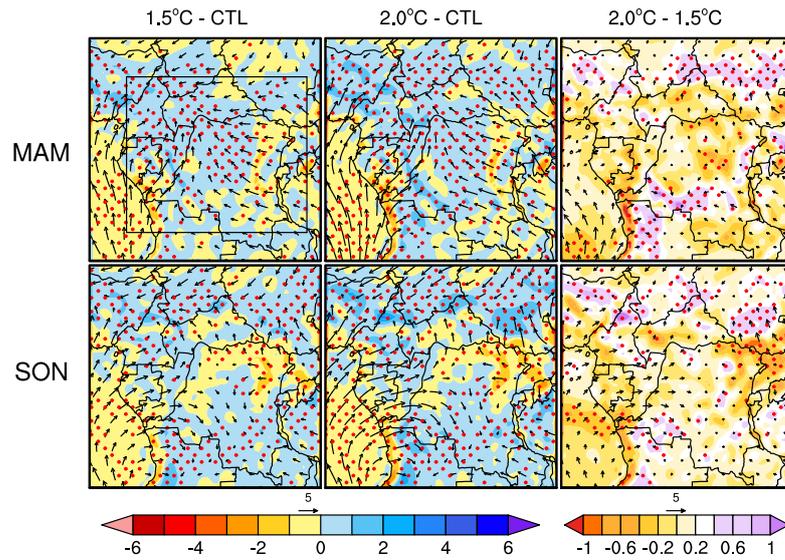
Pour quantifier le taux d’incertitude associé à ces projections, des plages de valeurs de divergence entre les sorties du MCR sont résumées à la Fig. 46. En raison de l’incohérence du modèle de circulation atmosphérique dans la basse (1000 – 850 hPa) et dans la haute (700 – 300 hPa) troposphère, l’analyse a été effectuée dans ces deux couches séparément, en considérant pour chaque cas les deux composantes. Pour la couche inférieure, sa composante zonale montre généralement que toutes les expériences ont tendance à être robustes d’Avril à Septembre, la valeur médiane étant clairement éloignée de la ligne de référence pour les deux scénarios et les deux NRs. Ici, la convergence de l’humidité augmente tout au long de l’année avec un pic observé pendant la saison JJA et plus prononcé à 2°C. D’autre part, sa composante méridionale projette constamment un changement robuste tout au long de l’année

selon les deux RCPs et NRs. Bien que pendant la saison JJA, les composantes zonales et méridionales aient des changements de signe opposé, la divergence du flux méridional est plus importante que la convergence du flux zonal. En ce qui concerne la couche supérieure, sa composante zonale montre que la divergence d'humidité augmentera de façon constante tout au long de l'année pour tous les forçages du MCR. Au contraire, sa composante méridionale montre généralement peu ou pas de changement, sauf de Juin à Octobre où l'on note une légère augmentation de la convergence d'humidité. L'analyse comparative de la variation moyenne entre les NRs 1,5°C et 2°C révèle des réponses différentes dans les deux RCPs : sous RCP4.5, les changements seront plus importants à 2°C par rapport à 1,5°C, la convergence (divergence) d'humidité la plus élevée étant observée dans la couche inférieure (supérieure) ; sous le RCP8.5, il n'y a pas de consensus clair entre les deux NRs tout au long de l'année, sauf en octobre où l'on prévoit une augmentation plus forte de la convergence zonale de l'humidité. Cela peut suggérer une intensification des événements de précipitations extrêmes dans le cadre du scénario RCP8.5.

Pour mieux comprendre les mécanismes de changement associés à la circulation atmosphérique dans les deux couches, nous avons examiné les changements moyens du transport d'humidité respectivement à 925 hPa (Fig. 47) et à 700 hPa (Fig. 48). Il a été constaté que ces deux niveaux de pression individuels contribuent fortement à l'advection d'humidité dans la région (Pokam et al., 2012 ; Creese et Washington, 2016 ; Dyer et al., 2017), ajouté au rôle important que joue la circulation d'Ouest divergente à 850 hPa dans le flux de basse couche de l'océan Atlantique vers le continent (Pokam et al., 2014 ; James et al., 2018). La figure 47a montre que dans la basse couche et sous RCP4.5, il y'aura intensification de l'humidité advective de l'océan Atlantique vers le continent pour les deux saisons, plus forte que la légère augmentation du flux d'Est et plus prononcée à 2°C. Toutefois, dans le cadre du scénario RCP8.5 (Fig. 47b), alors que le flux de basse couche diminue à 1,5°C, on observe plutôt son augmentation à 2°C. Une réponse similaire se produit également dans le flux vers l'Est. Dans la couche supérieure (Fig. 48), les transports divergents vers l'Est en MAM et SON devraient se renforcer selon tous les RCPs. L'analyse comparative 2°C vs 1,5°C révèle un flux divergent plus important sous 2°C.

Il apparaît que les conditions sèches et humides projetées par les expériences RCA4 dans le BC soient cohérentes avec les processus changeants de transport d'humidité pendant les deux saisons des pluies. En plus, ces processus concordent avec les facteurs qui déterminent les conditions humides et sèches, comme le démontrent les études de Washington et al., (2013) : en effet, les conditions plus sèches projetées en MAM sont liées à une forte augmentation de la

a) RCA4 CORDEX AFR-44 sim. | RCA4-EnsMean 925 hPa moisture transport | RCP4.5



b) RCA4 CORDEX AFR-44 sim. | RCA4-EnsMean 925 hPa moisture transport | RCP8.5

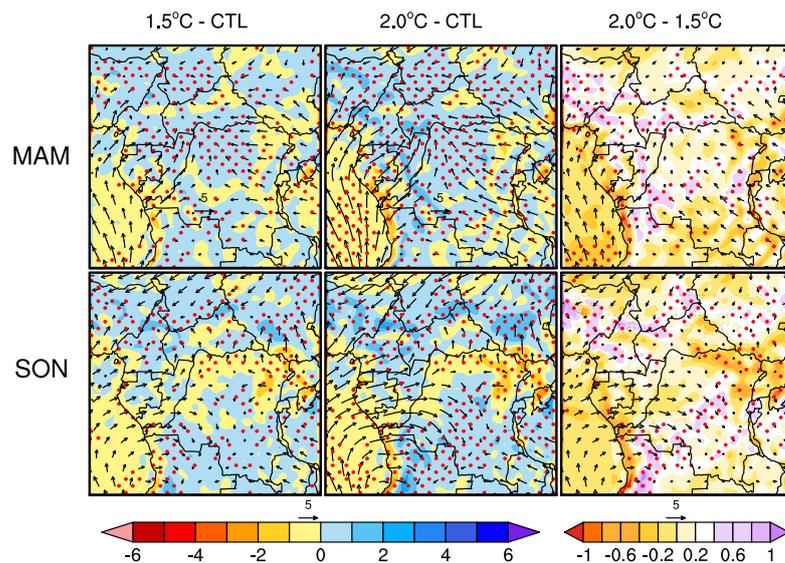
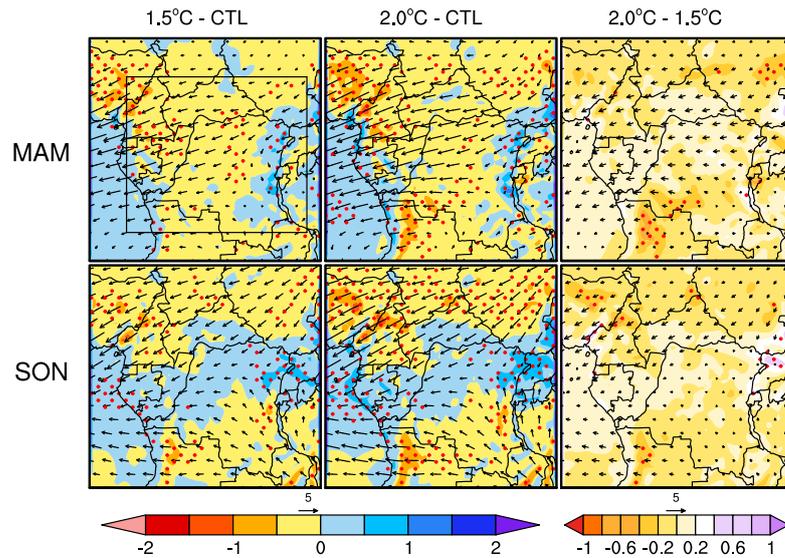


Figure 47 – Moyenne saisonnière MAM (lignes 1) et SON (lignes 2) du transport total d’humidité à 925 hPa (vecteur en $kg.m^{-1}.s^{-1}$) et de la divergence totale du flux d’humidité (contours ombrés en $10^{-8}kg.m^{-2}.s^{-1}$) sous **a)** RCP4.5 et **b)** RCP8.5. Les pointillés indiquent un niveau de significativité à 95% au moyen du test de Student. La boîte noire indique la région du BC.

divergence zonale de l’humidité dans la couche supérieure, qui est plus forte que la convergence supérieure et inférieure dans la composante méridionale. Cependant, les conditions plutôt plus humides projetées en SON, sont connectées à la forte divergence zonale supérieure atténuée par une forte convergence supérieure et inférieure dans la composante zonale/méridionale.

a) RCA4 CORDEX AFR-44 sim. | RCA4-EnsMean 700 hPa moisture transport | RCP4.5



b) RCA4 CORDEX AFR-44 sim. | RCA4-EnsMean 700 hPa moisture transport | RCP8.5

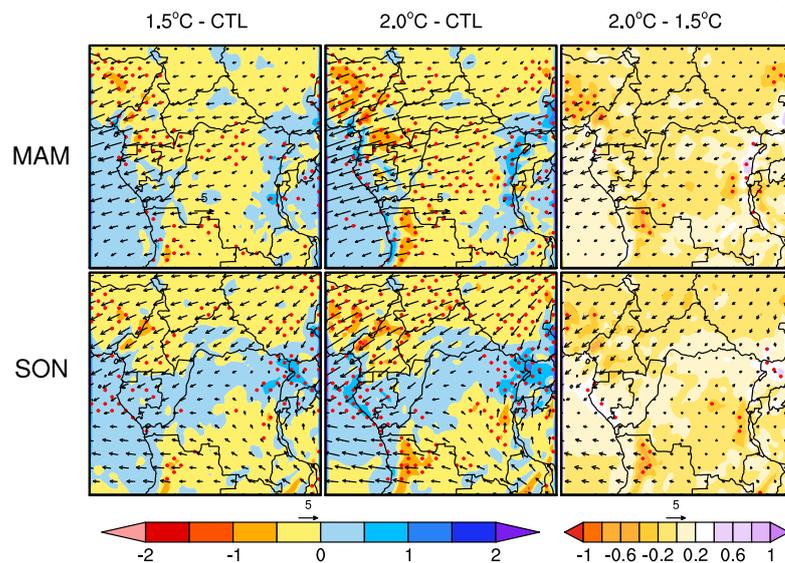


Figure 48 – Même que la figure 47, mais à 700 hPa.

3.3.3 Changements dans le taux de recyclage

Les figures 49 et 50 fournissent le signal de changement climatique du RR à chaque NR et sous les scénarios de réchauffement respectifs RCP 4.5 et 8.5. Les signaux de changement climatique individuels provenant des forçages sont combinés pour obtenir un aperçu de la robustesse et de la significativité du signe du changement. Le signal de changement est robuste si les deux critères suivants sont remplis : (1) au moins 75% (6 sur 8) des forçages sont d'accord sur le signe de changement, et (2) le signal de changement est significatif à 95% sur la base du test de Student.

Pour les NRs de 1,5°C (colonne 1) et de 2°C (colonne 2) et pour les deux scénarios RCPs

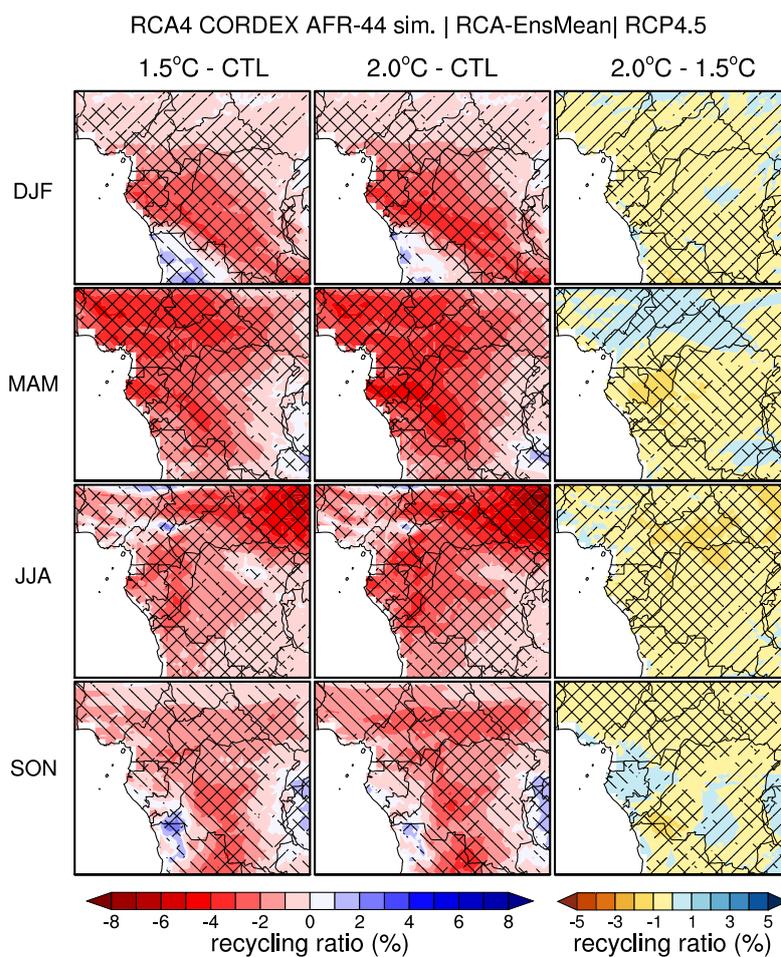


Figure 49 – Changements dans le RR à 1,5°C (colonne 1) et à 2°C (colonne 2) dans sous RCP4.5. La comparaison 2°C vs 1,5°C est également indiquée (colonne 3). Les zones où au moins 75% des simulations (6 sur 8) sont d'accord sur le signe du changement sont marquées par des hachures à pente positive ("/"). Celles où le signal du changement est significatif à 95% sont marquées par des hachures à pente négative ("\"). Il n'y a pas de zones où le rapport signal/bruit (SNR) est égal ou supérieur à un.

4,5 (Fig. 49) et 8,5 (Fig. 50), l'ensemble des forçages du modèle simulent principalement une forte diminution du RR pour toutes les saisons. La baisse du RR est projetée plus intense sous 2°C par rapport à 1,5°C (colonne 3), ce qui met en évidence le risque de réchauffement lié à ce niveau de réchauffement. Quelques exceptions d'augmentation du RR sont constatées dans le Nord de l'Angola en DJF et SON, dans la petite partie orientale de la Tanzanie en MAM et SON, dans une petite partie du plateau de l'Adamaoua (Cameroun) en JJA. Ces baisses générales du RR en toutes saisons correspondent bien aux tendances négatives de son évolution interannuelle (Fig. 51) dans le BC : dans le secteur Nord, les deux scénarios montrent respectivement 2,63%/an et 3,5%/an pour les RCPs 4,5 et 8,5. Ces tendances projetées sont plus fortes que celles du secteur Sud (respectivement 1,63%/an et 2,21%/an), et sont proportionnellement liées au niveau contraignant de forçage radiatif de chaque scénario

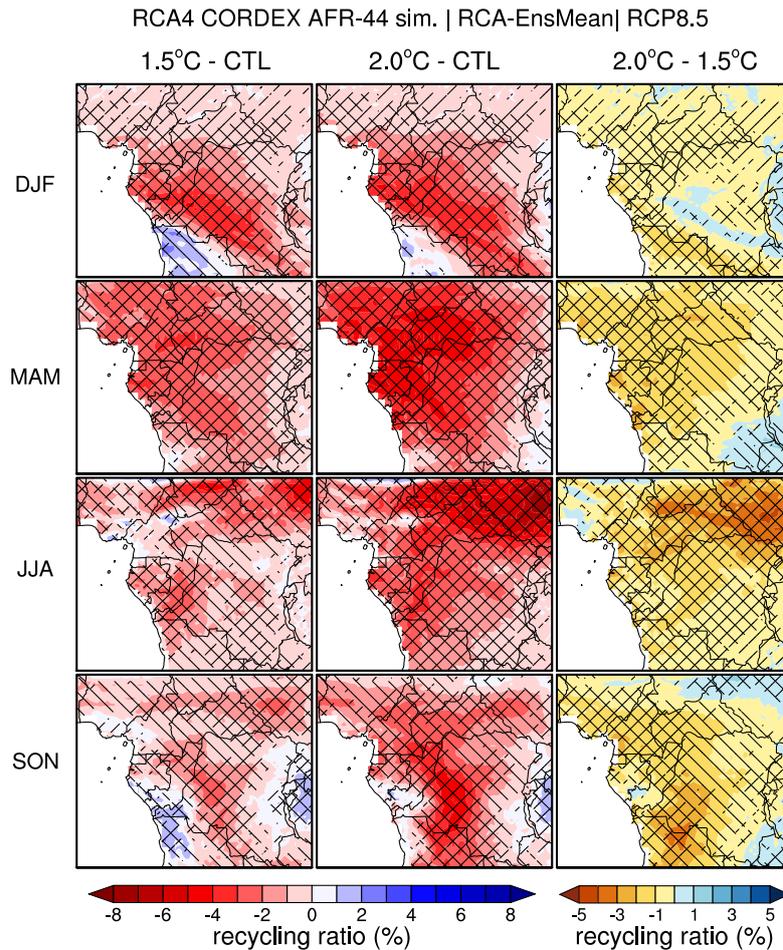


Figure 50 – Identique à la figure 49, mais sous RCP8.5.

de réchauffement. Ces résultats fournissent des informations sur les changements importants des interactions terre-atmosphère dans le BC sous l'effet du réchauffement climatique : en effet, comme le montre ce modèle, l'évaporation totale (ET), l'humidité du sol (SM), la température de surface et la convergence de l'humidité devraient augmenter (non illustrées). Cependant, le rayonnement solaire descendant (SR) devrait plutôt diminuer (non illustré). Fort de ce constat, la diminution du RR sera vraisemblablement associée à l'augmentation de la convergence d'humidité, ce qui entrave la contribution locale aux précipitations totales, comme l'a démontré Trenberth, (1999). Une étude récente de Vogel et al. (2017) a démontré l'effet modulateur de la rétroaction humidité-température du sol dans l'amplification des journées chaudes. Comme le réchauffement climatique devrait être plus important dans le BC (King et Harrington, 2018), cela pourrait être lié à l'augmentation de l'humidité du sol, ce qui confirme la plausibilité des changements modélisés.

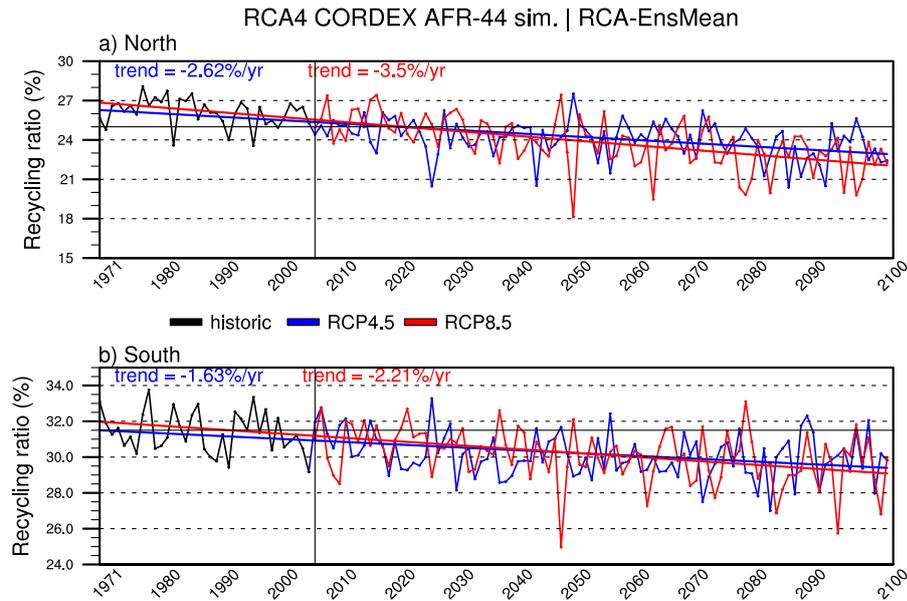


Figure 51 – Évolution interannuelle du taux de recyclage dans les parties (a) Nord et (b) Sud du BC, à partir des scénarios RCPs 4,5 (bleu) et 8,5 (rouge). Les valeurs en haut à gauche sont les tendances annuelles correspondantes selon chaque scénario de réchauffement.

3.4 Discussion

Plusieurs modèles climatiques (modèles CMIP et CORDEX) présentent de forts biais de précipitation sur l'AC (Aloysius et al., 2016; Vondou et Haensler, 2017; Sonkoué et al., 2018; Tamoffo et al., 2019; Fotso-Kamga et al., 2019; Nonki et al., 2019). La plupart des études appliquant une approche d'évaluation basée sur les processus indiquent généralement les sources globales de ces écarts (Washington et al., 2013; James et al., 2015; Creese et Washington, 2016, 2018; Tamoffo et al., 2019). L'existence de multiples sources de précipitations (advection et recyclage) limite la crédibilité de cette approche à déterminer efficacement la cause de ces erreurs. Cette étude montre également une méthode d'analyser les biais de précipitations en AC : en effet, comme la variabilité des précipitations totales est la contribution de celle de l'humidité advectée d'ailleurs et de l'évapotranspiration locale, les biais des précipitations totales modélisées peuvent être divisés en biais de sources éloignées (à large échelle et donc reliés à la circulation atmosphérique) et biais de sources locales (à échelle régionale et donc reliés aux interactions terre-atmosphère). Les biais de source éloignée sont associés aux biais de la dynamique atmosphérique du modèle et ceux de la source locale aux biais des interactions terre-atmosphère du modèle. À cet égard, une faible représentation des caractéristiques de la surface terrestre (couverture terrestre, utilisation des terres) et/ou de l'humidité du sol et/ou du rayonnement solaire dans un modèle climatique pourrait induire

des erreurs dans la boucle de rétroaction sol-atmosphère simulée, et donc des biais dans les précipitations recyclées simulées. Ceci renforce les résultats précédents de Wu et al. (2016) : ils montrent que l'augmentation du couvert végétal et du LAI due à l'augmentation du CO_2 , en particulier dans les régions de savane subtropicale, induit un effet local important sur le climat régional en changeant le flux d'énergie de surface. De même, il module le contraste des températures terre-océan, la circulation de Walker atlantique et la convergence de l'humidité vers la région des forêts tropicales humides d'Afrique Centrale et les précipitations. La façon dont le couplage SM-ET module la précipitation a déjà suscité un certain nombre d'études (Berg et Sheffield, 2018). Les modèles avec une humidité du sol limitée sous le climat présent se réchauffent davantage à l'avenir et projettent une diminution de l'ET (Dosio et Panitz, 2016). Ceci est cohérent avec les processus RR-SM et RR-SR décrits ci-dessus. Récemment, Creese et Washington (2016) ont montré que le modèle d'ensemble de certains CMIP5 n'est pas approprié pour modéliser les précipitations dans le Bassin du Congo en raison des divergences des caractéristiques climatologiques entre les modèles. Nos conclusions montrent que la réduction d'échelle à l'aide d'un MCR commun est une option plausible pour surmonter ce problème, dans le cas où le MCR présente une bonne aptitude à reproduire le climat réel. Hua et al. (2019), en évaluant les produits de réanalyse sur l'Afrique Centrale équatoriale, ont également montré que les différences dans le transport d'humidité dans la basse et la moyenne troposphère sont des causes potentielles de différences dans la quantité de pluie observée. Le JEA-N diminue (augmente) la divergence (convergence) d'humidité zonale (méridionale) dans la couche supérieure lorsqu'il traverse la partie Nord de la région (Pokam et al., 2012). En Amazonie, Yin et al. (2013) ont constaté que les convergences d'humidité et l'évapotranspiration de surface dans les modèles CMIP5, corrélaient positivement avec les précipitations totales. Cela suggère la nécessité d'études supplémentaires sur les autres sources d'humidité du BC et les autres paramètres qui modulent les précipitations. Par exemple, bien qu'ils aient rapporté des résultats différents, certains travaux ont identifié la sources d'évapotranspiration locales comme étant la principale composante des précipitations dans cette région, car elle est en grande partie boisée (Pokam et al., 2012 ; Dyer et al., 2017). De même, l'influence des températures de surface de la mer (TSM) de l'Atlantique et de l'océan Indien sur la variabilité des précipitations du BC n'est plus à douter. Creese et Washington (2018) ont montré que les biais des TSM de l'Atlantique sont l'une des causes les plus importantes des différences entre les modèles humides et secs dans la partie Ouest, mais que ce n'est pas le cas dans la partie Est. Sur le secteur Est, ils ont constaté que la circulation atmosphérique de la région comme le flux d'Ouest à bas niveau, qui constitue la branche inférieure d'une

circulation de retournement Atlantique-Congo, joue un rôle dominant dans la détermination des conditions humides ou sèches de la région.

Des travaux antérieurs ont étudié les effets du réchauffement climatique à l'aide de divers modèles et paramètres climatiques sur l'Afrique centrale. En utilisant dix MCRs, Weber et al. (2018) ont trouvé une augmentation de l'intensité des précipitations quotidiennes projetée par des scénarios de réchauffement climatique plus élevés entre 15°S-15°N de latitudes, en particulier pour les régions côtières subsahariennes. En considérant un sous-ensemble de MCGs CMIP5, Diedhiou et al. (2018) ont montré que l'AC fera face à un petit changement dans les précipitations totales, mais la durée des périodes humides devrait diminuer, ajoutée à une forte augmentation des précipitations extrêmes. Ceci est cohérent avec les résultats de Tamoffo et al., (2019) qui ont signalé une diminution significative de la fréquence des jours de pluie. Alors que Fotso-Nguemo et al. (2016) ont constaté une diminution prévue des précipitations sur la plupart des terres intérieures à l'aide du modèle REMO, Aloysius et al., (2016) ont au contraire signalé une augmentation des précipitations en utilisant une moyenne d'ensemble des modèles CMIP5. Pokam, Longandjo, Moufouma-Okia, Bell, James, Vondou, Haensler, Fotso-Nguemo, Guenang, Tchotchou, Kamsu-Tamo, Takong, Nikulin, Lennard, Dosio, (2018) ont également constaté une diminution prévue des précipitations sur une grande partie de l'intérieur des terres en MAM. D'autres modèles climatiques (à l'instar de CCLM, voir Dosio et Panitz, 2016) ont dépeint un signal cohérent de changement climatique dans la tendance des précipitations à travers différents forçages, mais un signe opposé par rapport aux MCGs de conduite correspondantes. Les résultats présentés dans cette étude concordent avec ceux montrant les conditions plus sèches projetées en MAM par rapport à SON, mais entraînées par des changements en amont de la dynamique de transport d'humidité.

Ainsi, les réponses régionales au réchauffement climatique diffèrent d'un modèle à l'autre et les projections concernant l'Afrique centrale sont entachées de grandes incertitudes. La robustesse et les réponses au réchauffement climatique diffèrent en fonction de la variable considérée et de la combinaison MCR-MCG. Toutefois, malgré les incertitudes concernant les précipitations moyennes, la plupart des études mentionnées ci-dessus ont montré une augmentation prévue des événements extrêmes. En examinant les changements de précipitations, les projections expérimentales sont moins sensibles lorsque l'on passe du NR 1,5°C à 2°C. Cependant, une intensification évidente de la divergence (convergence) de l'humidité dans la composante zonale (méridionale) est observée à 2°C par rapport à 1,5°C. Cela peut avoir de graves répercussions quant à la survenue des événements extrêmes et pourrait avoir des conséquences désastreuses sur la gestion future des ressources en eau, l'agriculture et la sé-

curité alimentaire. Cela met en évidence les avantages de limiter le réchauffement à $1,5^{\circ}\text{C}$ au lieu de 2°C afin de réduire les risques de catastrophes associées au réchauffement climatique.

Nous montrons ici que le renforcement de la divergence d'humidité est fortement contribué dans la direction zonale et dans la couche supérieure et pourrait être lié à un changement dans la circulation du jet mi-troposphérique (Nicholson et Grist, 2003). De plus, le rôle important des circulations de retournement de type Walker et Hadley dans les processus générant des précipitations dans le bassin du Congo (Cook et Vizzy, 2016) et dans les régions du Sahara (Nicholson, 2009 ; Neupane, 2016) a déjà été souligné dans des études précédentes. Notamment sur le continent maritime et le Pacifique équatorial central, Tokinaga et al. (2012) ont montré que la diminution significative des précipitations terrestres et de la nébulosité marine est due à un affaiblissement de la circulation de Walker. Cela attire l'attention sur la façon dont les circulations de type Walker et Hadley dans le BC réagiront au réchauffement climatique à des NRs de $1,5^{\circ}\text{C}$ et 2°C . En outre, des études récentes de Sun Wang, (2018a, 2018b) ont révélé un lien accru entre le système climatique régional et global dans le cadre du réchauffement climatique global. Ces questions devraient également être abordées dans le BC afin d'accroître nos connaissances sur la manière dont les changements dans la circulation atmosphérique affecteront le climat futur. Ces questions seront abordées dans le cadre des travaux futurs.

3.5 Conclusion

Il existe des liens entre les biais des précipitations totales de RCA4 et sa dynamique atmosphérique simulée, d'une part, et entre ceux des précipitations recyclées de RCA4 et les interactions terre-atmosphère, d'autre part. Le flux d'humidité divergent à mi-troposphère, plus important à la frontière Ouest du BC que le flux convergent à l'Est est la principale source des biais secs du modèle. Ces différences sont liées à des erreurs dans la simulation des jets mi-troposphériques. Les noyaux des jets modélisés sont plus à l'Ouest et sont plus faibles que ceux observés. En même temps, les jets sont absents à la frontière orientale. Il en résulte un flux divergent plus fort vers l'Ouest et un flux convergent plus faible vers l'Est, ce qui produit des conditions sèches dans la troposphère moyenne. On constate que les écarts dans la simulation des vitesses des jets contribuent davantage aux biais des précipitations que ceux dans les positions (latitude et niveau de pression). De même, les biais dans le taux de recyclage (RR) modélisés au niveau local ou régional sont le résultat d'une surestimation et/ou d'une sous-estimation de l'humidité du sol et/ou du rayonnement solaire (SM/SR).

L'humidité du sol (SM) contrôle le RR dans le Nord du BC, tandis que le SR le fait dans le Sud.

Les précipitations MAM (SON) devraient diminuer (augmenter) dans la plupart des régions de l'AC, en raison d'une intensification de la divergence du flux d'humidité zonale (convergence méridionale) dans les couches supérieures (supérieures et inférieures) de la troposphère. La forte diminution du RR sera favorisée par une amélioration des sources d'humidité éloignées (les océans Atlantique et Indien), ce qui réduira les contributions locales. Ces changements devraient être plus prononcés dans les niveaux de réchauffement de 2°C et sous le scénario RCP8.5. En outre, la plausibilité des signaux de changement climatique est généralement établie dans ce travail, car les processus à l'origine des changements correspondants sont en accord avec ceux qui sont responsables du climat observé.

Conclusion générale et perspectives

1 Conclusion générale

Cette étude présente une évaluation complète des réponses de RCA4 à huit champs de forçage CMIP5 dans le bassin du Congo. Les sources des biais modélisés des précipitations totales et recyclées ont été étudiées, ainsi que les facteurs de changement des précipitations prévues dans le cadre du réchauffement global à des seuils de 1,5°C et 2°C.

Les analyses dans la période historique (1980 – 2005) montrent qu'il existe des variations entre les forçages dans la climatologie simulée, plus importantes pour les MCGs moteurs que pour les sorties du MCR correspondantes, et plus prononcées pendant les saisons des pluies. Bien que le modèle RCA4 modélise les biais secs sur le BC, il rend bien compte des caractéristiques observées du climat réel, notamment la variabilité saisonnière et intrasaisonnière des régimes de précipitations totales et recyclées, plus cohérente en saison sèche. De plus, en comparant la caractéristique climatologique des expériences individuelles à celles de l'expérience "d'évaluation" et du modèle d'ensemble des sorties du MCR, des caractéristiques similaires apparaissent, confirmant ainsi l'hypothèse de biais systématiques comme sources principales d'erreurs du modèle.

En utilisant la méthode d'évaluation basée sur les processus, avec un accent particulier sur la caractéristique climatologique de la convergence d'humidité, nous avons établi que les biais secs des pluies simulés dans le BC sont associés à une divergence excessive de l'humidité dans la couche supérieure de la troposphère, sous l'effet des jets mi-troposphériques. En effet, les JEAs apparaissent soudainement à la frontière Ouest (flux sortants forts), mais sont fortement sous-estimés à la frontière Est (flux entrants faibles), ce qui déséquilibre l'équation du bilan hydrique. Cela renforce les conclusions précédentes de Nicholson (2009) qui a montré que pendant les années sèches, le JEA-N est situé plus à l'Ouest et est plus faible par rapport à l'année humide.

De même, les processus à l'origine du recyclage dans le BC sont bien captés par le modèle : sur la base de l'ACP ou EOF, on constate que les saisons plus sèches (DJF et JJA) présentent un mode Nord-Sud de variabilité du RR avec des maxima dans le Nord, contrastant avec un mode Ouest-Est lors des saisons plus humides (MAM et SON) avec des maxima dans l'Ouest. L'humidité du sol (SM) contrôle le taux de recyclage dans le secteur Nord alors que l'ensoleillement (SR) le fait dans le secteur sud. Les biais du RR corrèlent avec une

surestimation et/ou une sous-estimation de SM et/ou de SR simulées.

En ce qui concerne le climat futur, les résultats montrent que RCA4 simule une diminution modérée des précipitations MAM à l'intérieur du BC. En SON, les précipitations prévues devraient diminuer ou augmenter localement, et être supérieures à celles en MAM. On constate que ces changements sont associés à des modifications dans la dynamique du transport d'humidité dans la troposphère, aussi bien dans les couches supérieures qu'inférieures. La plupart des expériences s'accordent à dire que la diminution des précipitations en MAM est associée à une augmentation de la divergence d'humidité zonale dans la couche supérieure, plus forte qu'une augmentation de la convergence d'humidité méridionale à cette période de l'année. En SON, une tendance opposée est prévue, ajoutée aux diminutions/augmentations localisées de la divergence/convergence d'humidité. L'humidité future du BC semble être plus affectée dans la composante zonale. En outre, la divergence d'humidité zonale projetée tend à être plus forte sous 2°C que 1,5°C, plus prononcée sous le scénario de réchauffement RCP8.5, ce qui impliquerait un risque plus sévère associé à 2°C.

Tous les forçages prévoient une forte diminution du RR pour toutes les saisons, plus intense dans les deux scénarios à 2°C par rapport à 1,5°C, ce qui indiquerait des changements importants dans les interactions terre-atmosphère dans la région. Les changements dans le RR seraient probablement liés à l'intensification de la convergence d'humidité dans la région, ce qui diminuera la contribution locale de l'évapotranspiration aux précipitations totales.

D'après l'étude climatologique, le modèle présente des pics de précipitations à l'Ouest, mais ce n'est pas nécessairement le cas des observations (Fig. 17) et d'autres modèles, dont certains présentent des pics à l'Est (Creese et Washington, 2018). Il existe des incertitudes quant à la distribution spatiale et à l'ampleur des changements futurs, d'autres modèles montrent probablement des changements plus importants à l'Est. De ce fait, il est important de préciser que nos résultats ne sont qu'indicatifs pour ce modèle particulier, et n'explorent pas toute la gamme des incertitudes des projections futures dans le BC. De plus, Nikulin et al. (2018) ont également attiré l'attention sur la subjectivité de la période de contrôle qui peut entraîner des déductions différentes sur les effets climatiques futurs aux NRs identiques. Des études supplémentaires utilisant d'autres modèles climatiques sont nécessaires pour établir la robustesse de ces investigations. Ces résultats doivent également être interprétés en tenant compte du niveau de concordance entre les simulations du MCR utilisé dans ce travail et les ensembles des données d'observation du climat présent. Néanmoins, bien qu'un seul MCR soit utilisé, il existe certaines divergences entre ses forçages et les différents MCGs pilotes. Ceci est utile pour explorer certaines incertitudes comme celles liées aux conditions limites ou aux

processus internes du MCRs. Par ailleurs, ce travail démontre également (1) l'importance de comprendre comment les modèles se comportent avant d'analyser leurs projections futures ; (2) montre une méthodologie pour le faire, et certains processus à analyser sur le BC et enfin, (3) aide à comprendre les biais dans ce modèle spécifique, ce qui pourrait aider lors de son développement.

2 Perspectives

Les projections basées sur l'état moyen de la climatologie des précipitations ont révélé de faibles changements dans la quantité moyenne des précipitations, et sont moins sensibles lorsqu'elles passent de 1,5°C à 2°C. Cependant, on observe une intensification de la divergence (convergence) d'humidité dans les couches supérieures (inférieures) ainsi qu'une forte diminution du RR, qui sont clairement proportionnelles au niveau de réchauffement et du forçage radiatif. Ces résultats suggéreraient des réponses plus importantes des événements extrêmes dues au réchauffement climatique. En effet, au fur et à mesure que le climat se réchauffe, la vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente et son transport pourrait induire l'apparition de rivières atmosphériques et donc de fortes pluies (Lavers et al., 2013). De même, des changements dans le RR pourraient impliquer des modifications de la fréquence d'occurrence des sécheresses, en particulier dans les régions où il est contrôlé par SM. À cet égard, l'étude des modifications des événements extrêmes pourrait constituer la prochaine étape de nos travaux futurs.

Les changements dans la forêt du BC suscitent la curiosité sur la façon dont ils affectent les précipitations totales, notamment à travers la composante recyclée, ainsi que sur la manière dont ces processus interconnectés répondent à l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère. Comme mentionné plus haut, de nombreuses études ont analysé les changements dans les précipitations dans le BC (James et al., 2013 ; Haensler et al., 2013 ; Creese et Washington, 2018 ; Creese et al., 2019 ; Tamoffo et al., 2019). Cependant presque toutes ces études se sont concentrées d'une façon générale sur la variabilité des précipitations totales et n'ont pas exploré comment la composante issue du recyclage répondra au changement climatique, ce qui constitue une lacune importante dans la compréhension et la quantification des impacts des changements dans la forêt, sur la pluviométrie du BC.

Références bibliographiques

- Aloysius, N.R., J. Sheffield, J.E. Sainers, H. Li, and E.F. Wood**, 2016 : Evaluation of historical and future simulations of precipitation and temperature in central africa from cmip5 climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **121**, 130–152.
- Bentsen, M., I. Bethke, J. Debernard, T. Iversen, A. Kirkevåg, Ø. Seland, H. Drange, C. Roelandt, I. Seierstad, C. Hoose, and J.E. Kristjansson**, 2013 : The norwegian earth system model, noresm1-m—part 1 : description and basic evaluation of the physical climate. *Geosci. Model Dev*, **6**, 687–720.
- Berg, A., and J. Sheffield**, 2018 : Soil moisture?evapotranspiration coupling in cmip5 models : Relationship with simulated climate and projections. *Journal of Climate*, **31**, 4865–4878.
- Biasutti, M., A.H. Sobel, and S.J. Camargo**, 2009 : The role of the sahara low in summertime sahel rainfall variability and change in the cmip3 models. *Journal of Climate*, **22**, 5755–5771.
- Brubaker, K.L., D. Entekhabi, and P.S. Eagleson**, 1993 : Estimation of continental precipitation recycling. *Journal of Climate*, **6**, 1077–1089.
- Burde, and I. Georgy**, 2006 : Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. part i : Conceptual framework and models. *Journal of Climate*, **19**, 1461–1472.
- Burde, G.I., C. Gandush, and Y. Bayarjargal**, 2006 : Bulk recycling models with incomplete vertical mixing. part ii : Precipitation recycling in the amazon basin. *Journal of Climate*, **19**, 1473–1489.
- Burde, G.I., and A. Zangvil**, 2001 : The estimation of regional precipitation recycling. part i : Review of recycling models. *Journal of Climate*, **14**, 2497–2508.
- Burde, G.I., A. Zangvil, and P.J. Lamb**, 1996 : Estimating the role of local evaporation in precipitation for a two-dimensional region. *Journal of Climate*, **9**, 1328–1338.
- Chen, Y., W. Moufouma-Okia, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, and A. Pirani**, 2018 : Recent progress and emerging topics on weather and climate extremes since the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Annual Review of*

- Environment and Resources*, **43**, 35–59.
- Chylek, P., J. Li, M. Dubey, M. Wang, and G. Lesins**, 2011 : Observed and model simulated 20th century arctic temperature variability : Canadian earth system model canesm2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, **11**, 22893–22907.
- Clarke, L., J. Edmonds, H. Jacoby, H. Pitcher, J. Reilly, and R. Richels**, 2007 : Emissions and atmospheric concentrations. sub-report 2.1a of synthesis and assessment product 2.1 by the u.s. climate change science program and the subcommittee on global change research. *Biological Environmental Research, Washington DC, USA*, **7**, 154.
- Collins, W.J., N. Bellouin, M. Doutriaux-Boucher, N. Gedney, P. Halloran, T. Hinton, J. Hughes, C.D. Jones, M. Joshi, S. Liddicoat, G. Martin, F. O'Connor, J. Rae, C. Senior, S. Sitch, I. Totterdell, A. Wiltshire, and S. Woodward**, 2011 : Development and evaluation of an earth-system model had-gem2. *Geoscientific Model Development*, **4**, 1051–1075.
- Cook, K.H.**, 1999 : Generation of the african easterly jet and its role in determining west african precipitation. *Journal of climate*, **12**, 1165–1184.
- Cook, K.H., and E.K. Vizy**, 2016 : The congo basin walker circulation : dynamics and connections to precipitation. *Climate Dynamics*, **47**, 697–717.
- Creese, A.**, 2018 : *Climate change in the Congo basin : evaluating coupled models*. Ph. D. thesis, University of Oxford.
- Creese, A., and R. Washington**, 2016 : Using qflux to constrain modeled congo basin rainfall in the cmip5 ensemble. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **121**, 13415–13442.
- Creese, A., and R. Washington**, 2018 : A process-based assessment of cmip5 rainfall in the congo basin : The september-november rainy season. *Journal of Climate*, **31**, 7417–7439.
- Creese, A., R. Washington, and C. Munday**, 2019 : The plausibility of september ? november congo basin rainfall change in coupled climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **124**, 5822–5846.
- Dargie, G.C., S.L. Lewis, I.T. Lawson, E.T. Mitchard, S.E. Page, Y.E. Bocko, and S.A. Ifo**, 2017 : Age, extent and carbon storage of the central congo basin peatland complex. *Nature*, **542**, 1–86.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani,**

- M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. H L. Isaksen, P. Kberg, M. Khler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.N. Thut, and F. Vitart, 2011 : The era-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597.
- Dezfuli, A.K., and S.E. Nicholson, 2011 : A note on long-term variations of the african easterly jet. *International Journal of Climatology*, **31**, 2049–2054.
- Dezfuli, A.K., and S.E. Nicholson, 2013 : The relationship of rainfall variability in western equatorial africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. part ii : The boreal autumn. *Journal of Climate*, **26**, 66–84.
- Dezfuli, A.K., B.F. Zaitchik, and A. Gnanadesikan, 2015 : Regional atmospheric circulation and rainfall variability in south equatorial africa. *Journal of Climate*, **28**, 809–818.
- Diaconescu, E.P., and R. Laprise, 2013 : Can added value be expected in rcm-simulated large scales? *Climate Dynamics*, **41**, 1769–1800.
- Diallo, I., F. Giorgi, A. Deme, M. Tall, L. Mariotti, and A.T. Gaye, 2016 : Projected changes of summer monsoon extremes and hydroclimatic regimes over west africa for the twenty-first century. *Climate Dynamics*, **47**, 3931–3954.
- Diallo, I., M.B. Sylla, M. Camara, and A.T. Gaye, 2013 : Interannual variability of rainfall over the sahel based on multiple regional climate models simulations. *Theoretical and applied climatology*, **113**, 351–362.
- Diedhiou, A., A. Bichet, R. Wartenburger, S.I. Seneviratne, D.P. Rowell, M.B. Sylla, I. Diallo, S. Todzo, N.E. Touré, M. Camara, B.N. Ngatchah, N.A. Kane, L. Tall, and F. Affholder, 2018 : Changes in climate extremes over west and central africa at 1.5°C and 2°C global warming. *Environmental Research Letters*, **13**, 1–12.
- Dirmeyer, P.A., and K.L. Brubaker, 1999 : Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **104**, 19383–19397.
- Dirmeyer, P.A., C.A. Schlosser, and K.L. Brubaker, 2009 : Precipitation, recycling, and land memory : An integrated analysis. *Journal of Hydrometeorology*, **10**, 278–288.
- Dosio, A., and H.J. Panitz, 2016 : Climate change projections for cordex-africa with cosmo-clm regional climate model and differences with the driving global climate mo-

- dels. *Climate Dynamics*, **46**, 1599–1625.
- Dosio, A., H.J. Panitz, M. Schubert-Frisius, and D. Lüthi**, 2015 : Dynamical downscaling of cmip5 global circulation models over cordex-africa with cosmo-clm : evaluation over the present climate and analysis of the added value. *Climate Dynamics*, **44**, 2637–2661.
- Dufresne, J.L., M.A. Foujols, S. Denvil, A. Caubel, O. Marti, and a. et**, 2013 : Climate change projections using the ipsl-cm5 earth system model : from cmip3 to cmip5. *Climate Dynamics*, **40**, 2123–2165.
- Dyer, E.L., D. Jones, J. Nusbaumer, H. Li, O. Collins, G. Vettoretti, and D. Noone**, 2017 : Congo basin precipitation : Assessing seasonality, regional interactions, and sources of moisture. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 1–17.
- Eltahir, E.A.B., and R.L. Bras**, 1994 : Precipitation recycling in the amazon basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**, 861–880.
- Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W.J. Collins, P. Cox, F. Driouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason, and M. Rummukaines**, 2013 : Evaluation of climate models. in : Climate change 2013 : The physical science basis. contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Volume 5 of *Assessment Reports of IPCC*, pp. 741–866. Cambridge University Press.
- Fotso-Kamga, G., T.C. Fotso-Nguemo, I. Diallo, Z.D. Yepdo, W.M. Pokam, D.A. Vondou, and A. Lenouo**, 2019 : An evaluation of cosmo-clm regional climate model in simulating precipitation over central africa. *International Journal of Climatology*, **n/a**, 1–30.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, C. Tchawoua, and A. Haensler**, 2016 : Assessment of simulated rainfall and temperature from the regional climate model remo and future changes over central africa. *Climate Dynamics*, **48**, 3685–3705.
- Fritsch, J.M., and C.F. Chappell**, 1980 : Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. part i : Convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**, 1722–1733.
- Garcin, Y., P. Deschamps, G. Ménot, G. de Saulieu, E. Schefuß, D. Sebag, L.M. Dupont, R. Oslisly, B. Brademann, K.G. Mbusnum, J.M. Onana, A.A. Ako, L.S. Epp, R. Tjallingii, M.R. Strecker, A. Brauer, and D. Sachse**, 2018 : Early anthropogenic impact on western central african rainforests 2,600 y ago. *Proceedings*

- of the National Academy of Sciences, 3261–3266.
- Gat, J.R., and E. Matsui**, 1991 : Atmospheric water balance in the amazon basin : An isotopic evapotranspiration model. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **96**, 13179–13188.
- Gibba, P., M.B. Sylla, E.C. Okogbue, A.T. Gaye, M. Nikiema, and I. Kebe**, 2018 : State-of-the-art climate modeling of extreme precipitation over africa : analysis of cordex added-value over cmip5. *Theoretical and Applied Climatology*, **137**, 1041–1057.
- Giorgi, F., and W.J. Gutowski**, 2015 : Regional dynamical downscaling and the cordex initiative. *Annual Review of Environment and Resources*, **40**, 467–490.
- Giorgi, F., C. Jones, and G.R. Asrar**, 2009 : Addressing climate information needs at the regional level : the cordex framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, **58**, 175.
- Haensler, A., F. Saeed, and D. Jacob**, 2013 : Assessing the robustness of projected precipitation changes over central africa on the basis of a multitude of global and regional climate projections. *Climatic Change*, **121**, 349–363.
- Harris, I., P. Jones, T. Osborn, and D. Lister**, 2014 : Updated high-resolution grids of monthly climatic observations—the cru ts3. 10 dataset. *International Journal of Climatology*, **34**, 623–642.
- Hazeleger, W., C. Severijns, T. Semmler, S. Stefanescu, S. Yang, X. Wang, K. Wyser, E. Dutra, J.M. Baldasano, R. Bintanja, B. Philippe, C. Rodrigo, A.M.L. Ekman, J.H. Christensen, v.d.H. Bart, J. Pedro, J. Colin, K. Per, K. Torben, M. Ray, M. Pedro, N. Twan van, P. Tim, P. Jos., S. Torben, S. Frank, S. Trude, S. Andreas, T. Honor. Martin, V. Pedro, and W. Ulrika**, 2010 : Ec-earth. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 1357–1364.
- Hersbach, H.**, 2016 : The ERA5 Atmospheric Reanalysis. In : *AGU Fall Meeting Abstracts*, Volume 2016, pp. NG33D–01.
- Hirons, L., and A. Turner**, 2018 : The impact of indian ocean mean-state biases on the representation of the east african short rains. In : *EGU General Assembly Conference Abstracts*, Volume 20, pp. 8018.
- Houghton, J.T., L. Meira Filho, J.P. Bruce, H. Lee, B.A. Callander, and E. Haites**, 1995 : *Climate change 1994 : radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC 1992 IS92 emission scenarios*. Cambridge University Press, 1-45 pp.
- Hua, W., L. Zhou, S.E. Nicholson, H. Chen, and M. Qin**, 2019 : Assessing reanalysis

- data for understanding rainfall climatology and variability over central equatorial africa. *Climate Dynamics*, **53**, 651–669.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, D.T. Bolvin, and G. Gu**, 2009 : Improving the global precipitation record : Gpcp version 2.1. *Geophysical Research Letters*, **36**, 1–36.
- IPCC**, 2007 : The physical science basis. summary for policymakers. contribution of working group i to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. jelektronnyj.
- Jackson, B., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, 2009 : Mesoscale convective systems over western equatorial africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, **137**, 1272–1294.
- James, R., R. Washington, B. Abiodun, G. Kay, J. Mutemi, W. Pokam, N. Hart, G. Artan, and C. Senior**, 2018 : Evaluating climate models with an african lens. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99**, 313–336.
- James, R., R. Washington, and R. Jones**, 2015 : Process-based assessment of an ensemble of climate projections for west africa. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **120**, 1221–1238.
- James, R., R. Washington, and D.P. Rowell**, 2013 : Implications of global warming for the climate of african rainforests. *Phil. Trans. R. Soc. B*, **368**, 20120298.
- James, R., R. Washington, C.F. Schleussner, J. Rogelj, and D. Conway**, 2017 : Characterizing half-a-degree difference : a review of methods for identifying regional climate responses to global warming targets. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, **8**, 1–23.
- Jones, P.W.**, 1999 : First-and second-order conservative remapping schemes for grids in spherical coordinates. *Monthly Weather Review*, **127**, 2204–2210.
- Kain, J.S.**, 2004 : The kain–fritsch convective parameterization : an update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170–181.
- Kain, J.S., and J.M. Fritsch**, 1990 : A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 2784–2802.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, and D. Joseph**, 1996 : The ncep/ncar 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 437–472.

- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.K. Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino, and G.L. Potter, 2002 : NCEP ?DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1631–1644.
- Kim, J., D.E. Waliser, C.A. Mattnann, C.E. Goodale, A.F. Hart, P.A. Zimdars, D.J. Crichton, C. Jones, G. Nikulin, B. Hewitson, C. Jack, C. Lennard, and A. Favre, 2014 : Evaluation of the cordex-africa multi-rem hindcast : systematic model errors. *Climate Dynamics*, **42**, 1189–1202.
- King, A.D., and L.J. Harrington, 2018 : The inequality of climate change from 1.5° c to 2° c of global warming. *Geophysical Research Letters*, 5030–5033.
- Koster, R.D., P.A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C.T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y.C. Sud, C.M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue, and T. Yamada, 2004 : Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, 1138–1140.
- Koster, R.D., and M.J. Suarez, 1992 : A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. *Journal of Climate*, **5**, 1379–1390.
- Koteswaram, P., 1958 : The easterly jet stream in the tropics. *Tellus*, **10**, 43–57.
- Lavers, D.A., R.P. Allan, G. Villarini, B. Lloyd-Hughes, D.J. Brayshaw, and A.J. Wade, 2013 : Future changes in atmospheric rivers and their implications for winter flooding in britain. *Environmental Research Letters*, **8**, 034010.
- Lazenby, M.J., M.C. Todd, and Y. Wang, 2016 : Climate model simulation of the south indian ocean convergence zone : Mean state and variability. *Climate Research*, **68**, 59–71.
- Lohou, F., L. Kergoat, F. Guichard, A. Boone, B. Cappelaere, J.M. Cohard, J. Demarty, S. Galle, M. Grippa, C. Peugeot, D. Ramier, C.M. Taylor, and F. Timouk, 2014 : Surface response to rain events throughout the west african monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, 3883–3898.
- Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.O. Prtner, D. Roberts, J. Skea, P. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. P, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T.e.. Waterfield, 2018 : Global warming of 1.5°c. an ipcc special report on the impacts of global warming of 1.5°c above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of

- climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. *In Press*.
- Meehl, G.A., C. Covey, B. McAvaney, M. Latif, and R.J. Stouffer**, 2005 : Overview of the coupled model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 89–93.
- Munday, C., and R. Washington**, 2017 : Circulation controls on southern african precipitation in coupled models : The role of the angola low. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **122**, 861–877.
- Neupane, N.**, 2016 : The congo basin zonal overturning circulation. *Advances in Atmospheric Sciences*, **33**, 767–782.
- Newell, R.E., J.W. Kidson, D.G. Vincent, and G.J. Boer**, 1972 : The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. vol. i. *Massachusetts Institute of Technology, Boston, 258pp*.
- Niang, I., O. Ruppel, M. Abdrabo, A. Essel, C. Lennard, and J. Padgham**, 2014 : Africa in : Barros vr, field cb, dokken dj, mastrandrea md, mach kj, bilir te, editors. climate change 2014 : impacts, adaptation, and vulnerability. part b : regional aspects. contribution of working group ii to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. cambridge, uk and new york, ny. *Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press.*, 1199–1265.
- Nicholson, S.E.**, 2009 : On the factors modulating the intensity of the tropical rainbelt over west africa. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, **29**, 673–689.
- Nicholson, S.E.**, 2018 : The itcz and the seasonal cycle over equatorial africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99**, 337–348.
- Nicholson, S.E., and J.P. Grist**, 2003 : The seasonal evolution of the atmospheric circulation over west africa and equatorial africa. *Journal of Climate*, **16**, 1013–1030.
- Nicholson, S.E., D. Klotter, A.K. Dezfuli, and L. Zhou**, 2018 : New rainfall datasets for the congo basin and surrounding regions. *Journal of Hydrometeorology*, **19**, 1379–1396.
- Nikulin, G., C. Jones, F. Giorgi, G. Asrar, M. Büchner, R. Cerezo-Mota, O.B. Christensen, M. Déqué, J. Fernandez, A. Hänsler, M. Erik van, S. Patrick, B.S. Mouhamadou, and S. Laxmi**, 2012 : Precipitation climatology in an ensemble of cordex-africa regional climate simulations. *Journal of Climate*, **25**, 6057–6078.
- Nikulin, G., C. Lennard, A. Dosio, E. Kjellström, Y. Chen, A. Hler, M. Kupiainen, R. Laprise, L. Mariotti, C.F. Maule, E. van Meijgaard, H.J. Panitz, J.F.**

- Scinocca, and S. Somot, 2018 : The effects of 1.5 and 2 degrees of global warming on africa in the CORDEX ensemble. *Environmental Research Letters*, **13**, 065003.
- Nishii, K., T. Miyasaka, H. Nakamura, Y. Kosaka, S. Yokoi, Y.N. Takayabu, H. Endo, H. Ichikawa, T. Inoue, K. Oshima, S. Naoki, and T. Yoko, 2012 : Relationship of the reproducibility of multiple variables among global climate models. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, **90**, 87–100.
- Nonki, R.M., A. Lenouo, C.J. Lennard, and C. Tchawoua, 2019 : Assessing climate change impacts on water resources in the benue river basin, northern cameroon. *Environmental Earth Sciences*, **78**, 606.
- Panitz, H.J., A. Dosio, M. Büchner, D. Lüthi, and K. Keuler, 2014 : Cosmo-clm (cclm) climate simulations over cordex-africa domain : analysis of the era-interim driven simulations at 0.44 degree and 0.22 degree resolution. *Climate Dynamics*, **42**, 3015–3038.
- Panthou, G., T. Vischel, and T. Lebel, 2014 : Recent trends in the regime of extreme rainfall in the central sahel. *International Journal of Climatology*, **34**, 3998–4006.
- Pokam, M.W., 2014 : *Atmospheric water cycle in West Equatorial Africa in present and perturbed future climate*. Ph. D. thesis, University of Yaounde I.
- Pokam, W.M., C.L. Bain, R.S. Chadwick, R. Graham, D.J. Sonwa, and F.M. Kamga, 2014 : Identification of processes driving low-level westerlies in west equatorial africa. *Journal of Climate*, **27**, 4245–4262.
- Pokam, W.M., L.A.T. Djiotang, and F.K. Mkankam, 2012 : Atmospheric water vapor transport and recycling in equatorial central africa through ncep/ncar reanalysis data. *Climate dynamics*, **38**, 1715–1729.
- Pokam, W.M., G.N.T. Longandjo, W. Moufouma-Okia, J.P. Bell, R. James, D.A. Vondou, A. Haensler, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, A.L.D. Tchotchou, P.H. Kamsu-Tamo, R.R. Takong, G. Nikulin, C.J. Lennard, and A. Dosio, 2018 : Consequences of 1.5°C and 2°C global warming levels for temperature and precipitation changes over central africa. *Environmental Research Letters*, **13**, 055011.
- Popke, D., B. Stevens, and A. Voigt, 2013 : Climate and climate change in a radiative-convective equilibrium version of echam6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, **5**, 1–14.
- Qin, D., G. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. Midgley, 2013 : Summary for policymakers. in : Climate change 2013 : The physical science basis contribution of working group I to the fifth assessment report of

- the intergovernmental panel on climate change. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (eds TF Stocker), 5–14.
- Ragi, K.B., R. James Stalker, and R. Patel**, 2019 : The congo rainforest : Empirical relations between surface vegetation and the convective precipitation. pp. 1–17.
- Räisänen, P., M. Rummukainen, and J. Räisänen**, 2000 : *Modification of the HIRLAM radiation scheme for use in the Rossby Centre regional atmospheric climate model*, Volume 49. Department of Meteorology, University of Helsinki, 1-71 pp.
- Reichler, T., and J. Kim**, 2008 : How well do coupled models simulate today’s climate? *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**, 303–312.
- Riahi, K., S. Rao, V. Krey, C.C. Cheolhung, V. Chirkov, G. Fischer, G. Kindermann, N. Nakicenovic, and P. Rafaj**, 2011 : Rcp8.5, a scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, **109**, 33–57.
- Rienecker, M.M., M.J. Suarez, R. Gelaro, R. Todling, J. Bacmeister, E. Liu, M.G. Bosilovich, S.D. Schubert, L. Takacs, G.K. Kim, B. Stephen, C. Junye, C. Douglas, C. Austin, d.S. Arlindo, G. Wei, J. Joanna, K. Randal D., L. Robert, M. Andrea, O. Tommy, P. Steven, P. Philip, R. Christopher R., R. Rolf, R. Franklin R., R. Albert G., S. Meta, and W. Jack**, 2011 : Merra : Nasa’s modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate*, **24**, 3624–3648.
- Rowell, D.P., C.A. Senior, M. Vellinga, and R.J. Graham**, 2016 : Can climate projection uncertainty be constrained over africa using metrics of contemporary performance? *Climatic Change*, **134**, 621–633.
- Samuelsson, P., C.G. Jones, U. Willén, A. Ullerstig, S. Gollvik, U. Hansson, C. Jansson, E. Kjellström, G. Nikulin, and K. Wyser**, 2011 : The rossby centre regional climate model rca3 : model description and performance. *Tellus A*, **63**, 4–23.
- Sass, B., L. Rontu, and P. Räisänen**, 1994 : *HIRLAM-2 Radiation Scheme : Documentation and Tests*, Volume 16 of *HIRLAM technical report*. HIRLAM 3 Project, Swed. Meteorolog. and Hydrolog. Inst., 1–42 pp.
- Savijärvi, H.**, 1990 : Fast radiation parameterization schemes for mesoscale and short-range forecast models. *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 437–447.
- Schneider, U., A. Becker, P. Finger, A. Meyer-Christoffer, M. Ziese, and B. Rudolf**, 2014 : Gpcc’s new land surface precipitation climatology based on quality-controlled in situ data and its role in quantifying the global water cycle. *Theoretical*

- and *Applied Climatology*, **115**, 15–40.
- Seneviratne, S.I., P. Viterbo, D. Lthi, and C. Schaer**, 2004 : Inferring changes in terrestrial water storage using era-40 reanalysis data : The mississippi river basin. *Journal of Climate*, **17**, 2039–2057.
- Shem, W.**, 2006 : Biosphere-atmosphere interaction over the congo basin and its influence on the regional hydrological cycle. *PhD thesis, Georgia Institute of Technology, Sc. Earth and Atmospheric Sciences*.
- Shi, F., Z. Hao, and Q. Shao**, 2014 : The analysis of water vapor budget and its future change in the yellow-huai-hai region of china. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **119**, 10702–10719.
- Shukla, J., C. Nobre, and P. Sellers**, 1990 : Amazon deforestation and climate change. *Science*, **247**, 1322–1325.
- Sonkoué, D., D. Monkam, T.C. Fotso-Nguemo, Z.D. Yepdo, and D.A. Vondou**, 2018 : Evaluation and projected changes in daily rainfall characteristics over central africa based on a multi-model ensemble mean of cmip5 simulations. *Theoretical and Applied Climatology*, 1434–4483.
- Strandberg, G., L. Bärring, U. Hansson, C. Jansson, C. Jones, E. Kjellström, M. Kupiainen, G. Nikulin, P. Samuelsson, and A. Ullerstig**, 2015 : Cordex scenarios for europe from the rossby centre regional climate model rca4. *RMK, Rapport Meteorologi och Klimatologi*, 0347–2116.
- Sultan, B., and S. Janicot**, 2000 : Abrupt shift of the itcz over west africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3353–3356.
- Sun, B., and H. Wang**, 2018a : Enhanced connections between summer precipitation over the three-river-source region of china and the global climate system. *Climate Dynamics*, 1432–0894.
- Sun, B., and H. Wang**, 2018b : Interannual variation of the spring and summer precipitation over the three river source region in china and the associated regimes. *Journal of Climate*, **31**, 7441–7457.
- Tamoffo, A.T., W. Moufouma-Okia, A. Dosio, R. James, W.M. Pokam, D.A. Vondou, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, P.H. Kamsu-Tamo, G. Nikulin, G.N. Longandjo, C.J. Lennard, J.P. Bell, R.R. Takong, A. Haensler, L.A.D. Tchotchou, and R. Nouayou**, 2019 : Process-oriented assessment of rca4 regional climate model projections over the congo basin under 1.5°c and 2°c global warming levels : influence of regional moisture fluxes. *Climate Dynamics*, 1911–1935.

- Tamoffo, A.T., D.A. Vondou, W.M. Pokam, A. Haensler, Z.D. Yepdo, T.C. Fotso-Nguemo, L.A.D. Tchotchou, and R. Nouayou**, 2019 : Daily characteristics of central african rainfall in the remo model. *Theoretical and Applied Climatology*, 2351–2368.
- Tanguay, M., A. Robert, and R. Laprise**, 1990 : A semi-implicit send-lagrangian fully compressible regional forecast model. *Monthly Weather Review*, **118**, 1970–1980.
- Taylor, K.E.**, 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **106**, 4677–4692.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, and G.A. Meehl**, 2012 : An overview of cmip5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **93**, 485.
- Teichmann, C., K. Bülow, J. Otto, S. Pfeifer, D. Rechid, K. Sieck, and D. Jacob**, 2018 : Avoiding extremes : Benefits of staying below +1.5°C compared to +2.0°C and +3.0°C global warming. *Atmosphere*, **9**, 2073–4433.
- Tokinaga, H., S.P. Xie, A. Timmermann, S. McGregor, T. Ogata, H. Kubota, and Y.M. Okumura**, 2012 : Regional patterns of tropical indo-pacific climate change : Evidence of the walker circulation weakening. *Journal of Climate*, **25**, 1689–1710.
- Trenberth, K.E.**, 1999 : Atmospheric moisture recycling : Role of advection and local evaporation. *Journal of Climate*, **12**, 1368–1381.
- Tseng, Y.h., Y.h. Lin, M.h. Lo, and S.c. Yang**, 2016 : Diagnosing the possible dynamics controlling sahel precipitation in the short-range ensemble community atmospheric model hindcasts. *Climate dynamics*, **47**, 2747–2764.
- Unden, P., L. Rontu, H. Jinen, P. Lynch, J. Calvo, G. Cats, J. Cuxart, K. Eerola, C. Fortelius, J.A. Garcia-Moya, C. Jones, Geert, G. Lenderlink, A. McDonald, R. Mcgrath, B. Navascues, N.W. Nielsen, V. Degaard, E. Rodriguez, M. Rummukainen, K. Sattler, B.H. Sass, H. Savijarvi, B.W. Schreur, R. Sigg, and H. The**, 2002 : Hirlam-5 scientific documentation. pp. 1–146.
- Van der Ent, R.J., and H.H. Savenije**, 2013 : Oceanic sources of continental precipitation and the correlation with sea surface temperature. *Water Resources Research*, **49**, 3993–4004.
- Van der Ent, R.J., H.H. Savenije, B. Schaeffli, and S.C. Steele-Dunne**, 2010 : Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resources Research*, **46**, 1–46.
- van Vuuren, D.P., J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G.C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J.F. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S.J. Smith, and S.K. Rose**, 2011 : The representative concentra-

- tion pathways : an overview. *Climatic Change*, **109**, 1573–1480.
- Van Vuuren, D.P., K. Riahi, K. Calvin, R. Dellink, J. Emmerling, S. Fujimori, S. Kc, E. Kriegler, and B. O'Neill**, 2017 : The shared socio-economic pathways : Trajectories for human development and global environmental change.
- Vogel, M.M., R. Orth, F. Cheruy, S. Hagemann, R. Lorenz, B.J.J.M. van den Hurk, and S.I. Seneviratne**, 2017 : Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture-temperature feedbacks. *Geophysical Research Letters*, **44**, 1511–1519.
- Voldoire, A., E. Sanchez-Gomez, D. Salas y Mélia, B. Decharme, C. Cassou, S. Sénési, S. Valcke, I. Beau, A. Alias, M. Chevallier, M. Déqué, J. Deshayes, H. Douville, E. Fernandez, G. Madec, E. Maisonnavé, M.P. Moine, S. Planton, D. Saint-Martin, S. Szopa, S. Tyteca, R. Alkama, S. Belamari, A. Braun, L. Coquart, and F. Chauvin**, 2013 : The cnrm-cm5.1 global climate model : description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, **40**, 2091–2121.
- Vondou, D.A., and A. Haensler**, 2017 : Evaluation of simulations with the regional climate model remo over central africa and the effect of increased spatial resolution. *International Journal of Climatology*, **37**, 741–760.
- Vondou, D.A., A. Nzeukou, A. Lenouo, and F. Mkankam Kanga**, 2010 : Seasonal variations in the diurnal patterns of convection in cameroon ?nigeria and their neighboring areas. *Atmospheric Science Letters*, **11**, 290–300.
- Washington, R., M. Harrison, D. Conway, E. Black, A. Challinor, D. Grimes, R. Jones, A. Morse, G. Kay, and M. Todd**, 2006 : African climate change : Taking the shorter route. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **87**, 1355–1366.
- Washington, R., R. James, H. Pearce, W.M. Pokam, and W. Moufouma-Okia**, 2013 : Congo basin rainfall climatology : can we believe the climate models? *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B : Biological Sciences*, **368**, 0962–8436.
- Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, T. Nozawa, H. Kawase, M. Abe, T. Yokohata, T. Ise, H. Sato, E. Kato, K. Takata, S. Emori, and M. Kawamiya**, 2011 : Miroc-esm 2010 : model description and basic results of cmip5-20c3m experiments. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 845–872.
- Weber, T., A. Haensler, D. Rechid, S. Pfeifer, B. Eggert, and D. Jacob**, 2018 : Analyzing regional climate change in africa in a 1.5, 2, and 3 c global warming world. *Earth's Future*, **6**, 643–655.

- Whittleston, D., S.E. Nicholson, A. Schlosser, and D. Entekhabi**, 2017 : Climate models lack jet ?rainfall coupling over west africa. *Journal of Climate*, **30**, 4625–4632.
- Wilby, R.L., S. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton, and L. Mearns**, 2004 : Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. *Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, available from the DDC of IPCC TGCIA*, **27**, 1–27.
- Wu, M., G. Schurgers, M. Rummukainen, B. Smith, P. Samuelsson, C. Jansson, J. Siltberg, and W. May**, 2016 : Vegetation-climate feedbacks modulate rainfall patterns in africa under future climate change. *Earth System Dynamics*, **7**, 627–647.
- Xie, P., and P.A. Arkin**, 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2539–2558.
- Xie, P., J.E. Janowiak, P.A. Arkin, R. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G.J. Huffman, and S. Curtis**, 2003 : Gpcp pentad precipitation analyses : An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, **16**, 2197–2214.
- Xu, L., S. Raman, and R. Madala**, 1992 : A review of non-hydrostatic numerical models for the atmosphere. pp. 1–15.
- Yang, W., R. Seager, M.A. Cane, and B. Lyon**, 2015 : The rainfall annual cycle bias over east africa in cmip5 coupled climate models. *Journal of Climate*, **28**, 9789–9802.
- Yin, L., R. Fu, E. Shevliakova, and R.E. Dickinson**, 2013 : How well can cmip5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical south america? *Climate Dynamics*, **41**, 3127–3143.
- Zangvil, A., D.H. Portis, and P.J. Lamb**, 2004 : Investigation of the large-scale atmospheric moisture field over the midwestern united states in relation to summer precipitation. part ii : Recycling of local evapotranspiration and association with soil moisture and crop yields. *Journal of Climate*, **17**, 3283–3301.
- Zheng, X., and E.A. Eltahir**, 1998 : The role of vegetation in the dynamics of west african monsoons. *Journal of Climate*, **11**, 2078–2096.
- Zhou, L., Y. Tian, M.R. B., C. Philippe, S. Sassan, L.Y. Y., P. Shilong, C. Hainan, V.E. F., S. Conghe, and H. Taehee**, 2014 : Widespread decline of Congo rainforest greenness in the past decade. *Nature*, 86–90.

Liste des publications

A Publications dans les revues scientifiques

1. **Alain T. Tamoffo**, Wilfran Moufouma-Okia, Alessandro Dosio, Rachel James, Wilfried M. Pokam, Derbetini A. Vondou, Thierry C. Fotso-Nguemo, Guy Merlin Gue-nang, Pierre H. Kamsu-Tamo, Grigory Nikulin, Georges-Noel Longandjo, Christopher J. Lennard, JeanPierre Bell, Roland R. Takong, Andreas Haensler, Lucie A. Djiotang Tchotchou, Robert Nouayou. (2019) : **Process-oriented assessment of RCA4 regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5°C and 2°C global warming levels : influence of regional moisture fluxes.** *Climate Dynamics, Springer-Verlag GmbH Germany.* **1-25.** DOI:10.1007/s00382-019-04751-y. (*Impact Factor : 4,45*);
2. **Alain T. Tamoffo**, Derbetini A. Vondou, Wilfried M. Pokam, Andreas Haensler, Zephirin D. Yepdo, Thierry C. Fotso-Nguemo, Lucie A. Djiotang Tchotchou, Robert Nouayou. (2019) : **Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model.** *Theoretical and Applied Climatology, Springer-Verlag GmbH Austria.* **1-18.** DOI:10.1007/s00704-018-2745-5. (*Impact Factor : 3.00*);
3. **Alain T. Tamoffo**, Grigory Nikulin, Derbetini A. Vondou, Alessandro Dosio, Robert Nouayou, Minchao Wu, Pascal M. Igri (2021) : **Process-based assessment of the impact of reduced turbulent mixing on Congo Basin precipitation in the RCA4 Regional Climate Model.** *Climate Dynamics, Springer-Verlag GmbH Germany.* **1-15.** DOI:10.1007/s00382-020-05571-1. (*Impact Factor : 4,45*)
4. **Alain T. Tamoffo**, Alessandro Dosio, Derbetini A. Vondou, Denis Sonkoué (2020) : **Process-Based Analysis of the Added Value of Dynamical Downscaling Over Central Africa.** *Geophysical Research Letters.* **47(17).** DOI:10.1029/2020GL089702. (*Impact Factor : 4.95*);

B Sessions posters

5. **Alain T. Tamoffo**, Derbetini A. Vondou, Wilfried M. Pokam, Zéphirin Yepdo Djomou, Andreas Haensler, Lucie A. Djiotang Tchotchou : **Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model.** *Poster présenté à la Conférence internationale sur le climat régional, ICRC CORDEX 2016, orga-*

nisée par **CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment)**, sur le thème : **Modélisation du climat régional**, du 17 au 20 Mai 2016 à Stockholm, Suède.

6. **Alain T. Tamoffo**, Derbetini A. Vondou, Grigory Nikulin, Wilfried M. Pokam, P. H. Kamsu-Tamo, Roméo S. Tanessong, Robert Nouayou : **Dynamics of moisture flux, Evapotranspiration and precipitation over Central Africa in Reanalyses and RCA4 driven by CMIP5**. *Poster présenté à la 8^{ème} Conférence GEWEX Open Science, organisée par GEWEX (Global Energy and Water Exchanges) project, sur le thème : extrêmes et eau sur les bords, du 6 au 11 Mai 2018 à Canmore, Alberta, Canada.*
7. **Alain T. Tamoffo**, Derbetini A. Vondou, Wilfried M. Pokam, Zéphirin D. Yepdo, Thierry C. Fotso-Nguemo, Robert Nouayou : **Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model**. *Poster présenté à la Conférence AMMA-CATCH, organisée par AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine-Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique), Sur le thème : Enjeux et actualités des observations de la zone critique en Afrique, du 12 au 14 Novembre 2018 au centre régional Agrhymet à Niamey, Niger.*
8. **Alain T. Tamoffo**, Derbetini A. Vondou, Wilfran Moufouma-Okia, Alessandro Dosio, Wilfried M. Pokam, Gregory Nikulin, et al. : **Changes in the moisture dynamic as potential drivers of precipitation changes in the Congo Basin under global warming of 1.5°C and 2°C**. *Poster presented at the Conférence internationale sur le climat régional,, ICRC CORDEX 2019, organisée par CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment), Sur le thème : Modélisation du climat régional, du 14 au 18 Octobre 2019 à Beijing, Chine.*

C Présentation orale

9. **Alain T. Tamoffo**, Wilfran Moufouma-Okia, Alessandro Dosio, Rachel James, Wilfried M. Pokam, Derbetini A. Vondou : **Process-oriented assessment of RCA4 regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5°C and 2°C global warming levels : influence of regional moisture fluxes**. *Présentation orale au 5^e atelier sur les ressources en eau dans les pays en dloppement, Sur le thème : Outils de modélisation et d'analyse de l'hydroclimat, du 26 Mai au 7 Juin 2019 à ICTP, Trieste, Italie.*
10. **Alain T. Tamoffo**, Wilfran Moufouma-Okia, Alessandro Dosio, Rachel James, Wilfried M. Pokam, Derbetini A. Vondou : **Process-oriented assessment of RCA4**

regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5°C and 2°C global warming levels : influence of regional moisture fluxes. *Présentation orale au 9^e Cours de formation ODC (Ocean Dynamics and Climate), Sur le thème : Dynamique du climat et interactions air-mer, du 17 au 28 Juin 2019 à Qingdao, Chine.*

Symposium, ateliers et école d'été

A Symposium et ateliers

1. *Participation au 5^e atelier sur la gestion des ressources en eau dans les pays en développement : application du modèle hydrologique CHyM, organisé par, ICTP, thème : **Outils de modélisation et d'analyse hydroclimatique**), du 27 Mai au 07 Juin 2019 à Adriatico Guest House-Laboratory, Trieste, Italie.*
2. *Participation à la 9^{ème} formation ODC (Ocean Dynamics and Climate), organisé par, UNESCO/, IOC-ODC, thème : **Dynamique du climat et interactions air-mer**), du 17 au 28 Juin 2019 à First Institute of Oceanography (FIO) Laboratory, Qingdao, China.*
3. *Participation au symposium des scientifiques en début de carrière (ECS), organisé par, CORDEX (COordinated Regional Climate Downscaling EXperiment), thème : **Les données CORDEX à l'information et à l'interaction des utilisateurs**, du 14 au 18 Octobre 2019 à Beijing, China.*

B École d'été

4. *Participation à l'école d'été sur la simulation du débit à l'aide du modèle hydrologique CHyM., organisé par, ICTP, thème : **Outils de modélisation et d'analyse hydroclimatique**, du 27 Mai au 07 Juin 2019 à Adriatico Guest House-Laboratory, Trieste, Italie.*
5. *Participation à l'école d'été sur le jeu de l'adaptation climatique., organisé par, CORDEX, thème : **Processus biogéochimiques**, du 14 au 18 Octobre 2019 à Beijing, China.*



Process-oriented assessment of RCA4 regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5 °C and 2 °C global warming levels: influence of regional moisture fluxes

Alain T. Tamoffo^{1,2} · Wilfran Moufouma-Okia³ · Alessandro Dosio⁴ · Rachel James⁵ · Wilfried M. Pokam^{1,2,6} · Derbetini A. Vondou^{1,2} · Thierry C. Fotso-Nguemo^{1,7} · Guy Merlin Guenang^{1,8} · Pierre H. Kamsu-Tamo^{1,9,10} · Grigory Nikulin¹¹ · Georges-Noel Longandjo¹² · Christopher J. Lennard¹³ · Jean-Pierre Bell¹⁴ · Roland R. Takong¹³ · Andreas Haensler¹⁵ · Lucie A. Djiotang Tchotchou¹ · Robert Nouayou¹⁶

Received: 30 August 2018 / Accepted: 28 March 2019
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2019

Abstract

Understanding the processes responsible for precipitation and its future change is important to develop plausible and sustainable climate change adaptation strategies, especially in regions with few available observed data like Congo Basin (CB). This paper investigates the atmospheric circulation processes associated with climate model biases in CB rainfall, and explores drivers of projected rainfall changes. Here we use an ensemble of simulations from the Swedish Regional Climate Model (RCM) RCA4, driven by eight General Circulation Models (GCMs) from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5), for the 1.5 °C and 2 °C global warming levels (GWLs), and under the representative concentration pathways (RCPs) 4.5 and 8.5. RCA4 captures reasonably well the observed patterns of CB rainfall seasonality, but shows dry biases independent of seasons and large scale driving atmospheric conditions. While simulations mimic observed peaks in transition seasons (March–May and September–November), the rain-belt is misplaced southward (northward) in December–February (June–August), reducing the latitudinal extent of rainfall. Moreover, ERA-Interim reanalysis driven RCM simulation and RCM–GCM combinations show similar results, indicating the dominance of systematic biases. Modelled dry biases are associated with dry upper-tropospheric layers, resulting from a western outflow stronger than the eastern inflow and related to the northern component of African Easterly Jet. From the analysis of the climate change signal, we found that regional scale responses to anthropogenic forcings vary across GWLs and seasons. Changes of rainfall and moisture divergence are correlated, with values higher in March–May than in September–November, and larger for global warming of 2.0 °C than at 1.5 °C. There is an increase of zonal moisture divergence fluxes in upper atmospheric layers (> 700 hPa) under RCP8.5 compared to RCP4.5. Moreover, it is found that additional warming of 0.5 °C will change the hydrological cycle and water availability in the CB, with potential to cause challenges to water resource management, agriculture, hydro-power generation, sanitation and ecosystems.

Keywords Congo Basin rainfall biases · RCA4 · CMIP5 · Moisture convergence · Global warming levels · RCPs

1 Introduction

The global response to the threat of climate change has been strengthened in recent years with the adoption of the Paris climate Agreement's ambitious long-term goal to holding the increase of global average temperature to well below 2 °C above pre-industrial levels and pursuing efforts to limit the temperature increase to 1.5 °C above pre-industrial levels. The Agreement invited the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) to produce a Special Report detailing impacts of global warming of 1.5 °C above pre-industrial

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04751-y>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Alain T. Tamoffo
alaintamoffotchio@gmail.com

Extended author information available on the last page of the article

Published online: 06 April 2019

Springer



Daily characteristics of Central African rainfall in the REMO model

Alain T. Tamoffo^{1,2} · Derbetini A. Vondou^{1,2} · Wilfried M. Pokam^{1,2,3} · Andreas Haensler⁴ ·
Zéphirin D. Yepdo^{1,5} · Thierry C. Fotso-Nguemo^{1,5} · Lucie A. Djiotang Tchotchou¹ · Robert Nouyouou⁶

Received: 2 March 2017 / Accepted: 7 December 2018
© Springer-Verlag GmbH Austria, part of Springer Nature 2019

Abstract

In this paper, daily characteristics of the Central Africa rainfall are assessed using the regional model REMO in the framework of contributions to the CORDEX-Africa project. The model is used to dynamically downscale two global climate models (MPI-ESM-LR and EC-EARTH) for the present (1981–2005) and future (2041–2065, 2071–2095) climate under the Representative Concentration Pathway (RCP) 2.6, 4.5, and 8.5 emission scenarios. A substantial spatio-temporal variability of the daily precipitation characteristics is obtained, as well as varying inferences for individual indices. For the present days, both REMO's runs capture reasonably well the mean seasonal rainfall, the frequency of wet days, the threshold of extreme rainfall, and the cumulative frequency of daily rainfall. The model better simulates the frequency of rainy days than their intensity. It is found that origins of model biases differ as a function of regions. Over the continent, boundary conditions tend to influence the spatial distribution of rainfall whereas over oceanic and coastal regions, REMO's physics seems to dominate over the boundary forcing. The projected frequency of wet days shows a decrease along the twenty-first century over most part of the continent. Throughout the century, all scenarios of REMO decrease the rate of rainfall with increasing intensity, and which will be noticeable in the Sahelian region at late twenty-first century. Furthermore, the extreme event thresholds decrease over Sahelian regions and increase along the coastal regions.

1 Introduction

Industrial emission and continual growth of the world's population increase anthropogenic contribution to climate change

and climate variability (IPCC 2007). Developing regions such as Central Africa (CA) are the most vulnerable to these changes due to their dependence on agriculture, forestry and water resources. These vital sectors of their economy are strongly affected by extreme climate events such as floods and droughts, for example, the shrinking of the area of Lake Chad in the order of 90% (Gao et al. 2011), due to extreme drought and increased irrigation withdrawals (Birkett 2000). Recent studies have demonstrated that population expansion and climate change have significantly contributed to the decline of the Central African forest and vegetation greenness (Malhi 2018; Garcin et al. 2018). Furthermore, Hua et al. (2018) have shown a critical long-term drought over the Congo basin by exploring multiple reanalysis datasets and climate modeling experiments. Consequently, a simulated decrease in precipitation will lead to a reduction in runoff in the Congo Basin in line with previous findings of Aloysius and Saiers (2017). On the basis of a multitude of global and regional climate models, a study of Haensler et al. (2013) suggests a consistently increasing temperature over CA across the twenty-first century. Further, the rate of warming has a strong seasonal response as they reported.

✉ Alain T. Tamoffo
alaintamoffotchio@gmail.com

- ¹ Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric Physics (LEMAP), Department of Physics, University of Yaounde 1, P.O. Box 812 Yaoundé, Cameroon
- ² 2LMI DYCOFAC (IRD, University of Yaoundé, IRGM), IRD BP1857, Yaoundé, Cameroon
- ³ Department of Physics, Higher Teacher Training College, University of Yaounde 1, P.O. Box 47 Yaoundé, Cameroon
- ⁴ Climate Service Center Germany (GERICS), Helmholtz-Zentrum Geesthacht, Fischertwiete 1, Hamburg, Germany
- ⁵ Climate Change Research Laboratory, National Institute of Cartography, P.O. Box 157, Yaounde, Cameroon
- ⁶ Laboratory of Geophysics and Geoexploration, Department of Physics, University of Yaounde 1, P.O. Box 812 Yaoundé, Cameroon

Published online: 02 January 2019

Springer



Process-based assessment of the impact of reduced turbulent mixing on Congo Basin precipitation in the RCA4 Regional Climate Model

Alain T. Tamoffo^{1,2} · Grigory Nikulin³ · Derbetini A. Vondou^{1,2} · Alessandro Dosio⁴ · Robert Nouayou⁵ · Minchao Wu⁶ · Pascal M. Igrì^{1,7}

Received: 19 June 2020 / Accepted: 4 December 2020

© The Author(s), under exclusive licence to Springer-Verlag GmbH, DE part of Springer Nature 2021

Abstract

In regions featuring strong convective activity (such as the Congo Basin, CB), turbulent mixing in the planetary boundary layer strongly affects the water budget. In this study, we use a process-based evaluation to assess the performance of the Rossby Centre Regional Climate Model (RCM) RCA4 in simulating the September–November CB rainfall, under conditions of strong and weak turbulent mixing. To this regard, results from two different versions of model are analysed: the version used in the COordinated Regional climate Downscaling EXperiment framework (RCA4-v1), and a modified version (RCA4-v4), in which turbulent mixing is reduced. Experiments are driven with boundary conditions from the ERA-Interim reanalysis. Results show that RCA4-v4 improves the CB rainfall climatology compared to RCA4-v1. This result is further related to the models' different representations of the relevant driving mechanisms and processes. The model version with a reduced turbulent mixing (RCA4-v4) shifts less moisture from the lower troposphere towards the free troposphere. As the shallow convective mixing is reduced (owing to the reduction of the turbulent mixing), lower layers are moistened, and low level cloud fraction increases over Equatorial Africa. This increase is stronger over the West Equatorial African (WEA) coast than over the CB. The result is that surface solar radiation decreases more over the WEA coast than over the CB, which would result in a lower surface temperature over WEA coast than over the CB. An enhanced pressure gradient between the WEA and the CB is created as a result, thus enhancing the Congo low level cell, and low level westerlies (LLWs). LLWs are faster, meaning that more moisture flows through the CB Cell, is uplifted in eastern up-branch, and enters African Easterly Jets (AEJs), which, in turn, are intensified due to the increase in the surface temperature gradient. Intensification of the CB cell and mesoscale convective systems (MCSs) is the cause of the higher rainfall and is what improves the CB rainfall climatology in RCA4-v4. In addition, the increase in rainfall causes an increase in soil moisture in RCA4-v4 in both the north and south of the CB. Higher soil moisture does not affect evaporation in the north as soils are already saturated in RCA4-v1. However, the increase in rainfall increases soil moisture in the south in RCA4-v4, which increases evaporation as soils were initially unsaturated. This higher evaporation is exported out of the basin towards Southern Africa, does not recirculate through the Cell, and does not therefore contribute to further improving the rainfall bias over the Congo. Our results show that reducing turbulent mixing results in a better representation of the dynamics of the climate system over the CB and, in turn, improved precipitation.

Keywords Turbulent mixing · Rainfall biases · Process-based evaluation · Congo basin · RCA4

✉ Alain T. Tamoffo
alaintamoffotchio@gmail.com

¹ Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric Physics (LEMAP), Department of Physics, University of Yaoundé 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

² LMI DYCOFAC (IRD, University of Yaounde 1, IRGM), IRD, BP1857, Yaoundé, Cameroun

³ Rossby Centre, Swedish Meteorological and Hydrological Institute, Norrköping, Sweden

⁴ European Commission, Joint Research Centre (JRC), Ispra, Italy

⁵ Laboratory of Geophysics and Geoexploration, Department of Physics, University of Yaounde 1, P.O. Box 812, Yaoundé, Cameroon

⁶ Department of Earth Sciences, Uppsala University, Uppsala, Sweden

⁷ Climate Application and Prediction Centre for Central Africa (CAPC-AC), Douala, Cameroon

Published online: 05 January 2021

Springer

Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1029/2020GL089702

Key Points:

- Experiments which feature clear improvement in precipitation also show improved moisture fluxes and AEJs
- Downscaled GCMs showing deteriorated precipitation also show deterioration in at least two of the analyzed processes
- There is doubtful added value in some runs, highlighted through the process-based analysis

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

A. T. Tamoffo,
 alaintamoffotchio@gmail.com

Citation:

Tamoffo, A. T., Dosio, A., Vondou, D. A., & Sonkoué, D. (2020). Process-based analysis of the added value of dynamical downscaling over Central Africa. *Geophysical Research Letters*, *47*, e2020GL089702. <https://doi.org/10.1029/2020GL089702>

Received 7 JUL 2020

Accepted 14 AUG 2020

Accepted article online 27 AUG 2020

©2020. American Geophysical Union.
 All Rights Reserved.

Process-Based Analysis of the Added Value of Dynamical Downscaling Over Central Africa

Alain T. Tamoffo^{1,2} , Alessandro Dosio³ , Derbetini A. Vondou^{1,2} , and Denis Sonkoué^{1,2} 

¹Laboratory for Environmental Modelling and Atmospheric Physics (LEMAPP), Department of Physics, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon, ²LMI DYCOFAC (IRD, University of Yaoundé 1, IRGM), IRD, Yaoundé, Cameroon, ³European Commission, Joint Research Centre (JRC), Ispra, Italy

Abstract In this study, nine global climate models (GCMs) and corresponding downscaled runs by means of the regional climate model (RCM) RCA4 are used to investigate added value (AV) in precipitation and its some drivers over Central Africa (CA). By employing a process-based analysis approach, we intercompare abilities of RCM to those of driving GCMs in representing the total atmospheric moisture flux convergence (TMFC), moisture transport, and African Easterly Jets (AEJs). Results indicate that simulations with highest AVs in the precipitation climatology also show improvements in the representation of the TMFC and AEJs. Degraded precipitation due to the downscaling is associated with deterioration of at least two of three analyzed mechanisms, and sometimes there is inconsistent AVs between precipitation and related drivers. This sustains that a realistic representation of the moisture transport and atmospheric circulation is of great importance for the correct simulation of present (and, consequently, future) precipitation over CA.

Plain Language Summary Although the downscaling is proved beneficial for the African Coordinated Regional-climate Downscaling Experiment domain, meaningful climate uncertainties persist; the origins of many biases/deficiencies in RCM results often remain unexplained, in a context where there is a requirement to ensure the fitness for purpose of the models used to generate climate information for decision-makers. The added value is a statistical metric frequently used to judge whether an RCM has improved the results of the driving GCM or no. Most of the previous studies which have investigated added value over Africa have used the performance-based evaluation method and are focused only on the diagnostic variables precipitation and temperature and therefore did not investigate reasons behind the RCM's amelioration or degradation. By the means of a process-based analysis, this work shows that added value from the downscaling must be interpreted with a certain caution over Central Africa, as improvements in the representation of precipitation climatology are not always associated with improvements in related processes.

1. Introduction

Added value (AV) of downscaling is usually defined as the ability of a regional climate model (RCM) to improve the results of its driving global climate model (GCM) (Di Luca et al., 2012; Dosio et al., 2015; Ekström et al., 2015; Fotso-Nguemo et al., 2017; Rummukainen, 2015). Due to a better representation of local processes that are not resolved by coarse resolution GCMs, benefits of dynamical downscaling may consist of a more realistic of atmospheric processes at a regional scale (Mariotti et al., 2014) including the atmospheric moisture transport (Demory et al., 2013), convection (Prein et al., 2013), atmospheric waves (Easterly Jets) (Akisanola et al., 2015), sea and land-atmosphere feedback including the role of soil moisture and evapotranspiration (Coppola et al., 2014), and topographic effects (Chen et al., 2019; Prein et al., 2015). Most of these studies investigated AV over Africa and, specifically, Central Africa (CA). However, to the best of our knowledge, none of these studies has established whether a better representation of the climatology is indeed accompanied by an improved representation of the physical drivers and mechanisms (Dosio et al., 2019; James et al., 2015).

In fact, despite the proven benefits of increased resolution and better physical parameterizations, in some cases, apparent AV can be the result of other factors, including cancellation of errors (Akisanola et al., 2020; Nikulin et al., 2011; Pinto et al., 2015; Sillmann et al., 2013) and compensation effects in simulated processes