

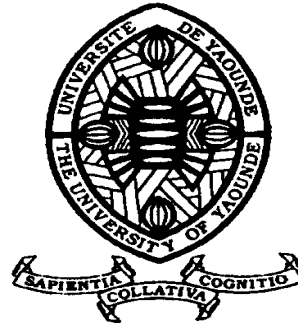
REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I
FACULTÉ DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES, TECHNOLOGIES ET
GÉOSCIENCES

Laboratoire de Physique de
l'Environnement Terrestre



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF PHYSICS

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE, TECHNOLOGY AND
GEOSCIENCE

Laboratory of Earth's Environment
Physics

**Étude des caractéristiques
pluviométriques et projections des
impacts du réchauffement global à partir
des modèles climatiques couplés
«CMIP5» en Afrique Centrale**

Thèse présentée en vue de l'obtention du Diplôme de
Doctorat/PhD de Physique

Par : **SONKOUÉ Denis**
Master en Physique

Sous la direction de
MONKAM David
Professeur
Université de Douala

Année Académique : 2020



Dédicace

À mon grand frère Alain Marcel Manfouo

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur Monkam David, Professeur, d'avoir accepté d'être mon Directeur de thèse. Pour rehausser l'éclat et la qualité scientifique de ce travail, vos orientations et vos conseils sans fin ont été d'un grand atout.

Ensuite, j'adresse mes remerciements à l'ensemble des membres du jury pour l'intérêt porté à ce travail et leurs enrichissantes remarques qui ont permis d'améliorer sa qualité. Il s'agit : du Pr NDJAKA Jean Marie Bienvenu, président et des examinateurs à savoir, le Pr NZEUKOU TAKOUGANG Armand, le Pr MBANE BIOUELE César et le Pr OWONA ANGUE Marie-Louise C. C'était pour moi un honneur et un vrai plaisir de présenter ce travail devant vous.

Je tiens aussi à remercier les enseignants du Département de Physique qui ont contribué à ma formation durant mon cursus universitaire.

J'adresse les remerciements sincères à la famille LAMEPA, qui aujourd'hui, plus-qu'un label, m'a fourni les experts de tout grade : Master, Doctorant, Docteur et Professeur qui ont contribué à l'édification de cet ouvrage ; par leurs conseils et la convivialité.

Mes remerciements vont à l'endroit du pr Vondou Derbetini Appolinaire pour ses enseignements et ses orientations tant dans l'informatique que dans les thématiques de recherche de l'heure ; ainsi que le cadre convivial de recherche qu'il nous offre.

Je profite pour remercier mes promotionnaires Kamdom Carine, Kepdeup Wandji Yves Babale, Kamté Tchetchoua Armel, Mecompouamb Gislain Rodrigue, Tchilibou Michel Lionel, Djiongo Renaud Flavien, Tedjioni Tsague Hervé pour leur encouragement mutuel et sans oublier le Dr Fotso Nguemo Thierry Christian pour son expertise.

Je remercie également toute ma famille pour son soutien inconditionnel. Tu as fait ton devoir. Je te dis merci et à toute personne qui de près ou de loin a œuvré pour l'aboutissement de cette thèse.

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	ii
Principaux sigles et acronymes	vii
Liste des figures	ix
Liste des tableaux	xi
Résumé	xii
Abstract	xiii
Introduction générale	1
Chapitre 1 Revue de la littérature	4
1.1 Rappels sur le climat	4
1.1.1 Historique du climat	4
1.1.2 Système climatique	6
1.2 Modélisation du climat	10
1.2.1 Historique de la modélisation du climat	10
1.2.2 Équations fondamentales des modèles climatiques	11
1.2.2.1 La dynamique des modèles de climat	14
1.2.2.2 La physique des modèles de climat	14
1.2.3 Approximations physiques	14
1.2.3.1 Approximation hydrostatique	15
1.2.3.2 Approximation inélastique	15
1.2.4 Paramétrisation de la convection	17
1.2.4.1 Principe	17
1.2.4.2 Les schémas de convection	18

1.3	Les modèles de circulation générale et leur cadre international	20
1.3.1	Les modèles de circulation générale	20
1.3.2	Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat	21
1.3.3	Phase 5 du projet d'intercomparaison des modèles couplés	22
1.4	Représentation du climat futur	24
1.4.1	Bilan énergétique planétaire, bilan radiatif régional et l'effet de serre	25
1.4.2	Changements observés et leurs causes	26
1.4.3	Les scénarios d'émission de GES : «Representative Concentration Pa- thway» (RCP)	27
Chapitre 2 Zone d'étude, données et méthodologie		31
2.1	Zone d'étude	31
2.2	Données utilisées	34
2.2.1	Données d'observation	34
2.2.1.1	Center for Climate Prediction Merged Analysis of Precipita- tion : CMAP	38
2.2.1.2	Climatic Research Unit : CRU	38
2.2.1.3	Université de Delaware : UDel	38
2.2.1.4	Global Precipitation Climatology Centre : GPCC	40
2.2.1.5	Global Precipitation Climatology Project : GPCP et GPCP 1DD	40
2.2.1.6	Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM 3B42 et TRMM 3B43	40
2.2.1.7	Precipitation Reconstruction over Land : PREC/L, Version 6	41
2.2.1.8	Les données de réanalyse	41
2.2.2	Données des modèles	42
2.3	Méthodes utilisées	44
2.3.1	Analyse quantitative	44
2.3.1.1	Le coefficient de corrélation de Pearson	44
2.3.1.2	L'écart moyen ou Biais	45
2.3.1.3	L'écart quadratique moyen	45
2.3.2	Les diagrammes de Taylor	46
2.3.3	Test de significativité et de robustesse sur le signal du changement	47
2.3.4	Le forçage anthropique projeté pour le 21ème siècle	48

2.3.3.1	Test de significativité de Student	51
2.3.3.2	Test de robustesse	51
2.3.5	Sensibilité d'un modèle	52
2.3.6	Indices des pluies journalières	53
2.3.6.1	Indice PRCPTOT	54
2.3.6.2	Indice RR1	54
2.3.6.3	Indice SDII	54
2.3.6.4	Indice RX5DAY	54
2.3.6.5	Indice CDD	55
2.3.6.6	Indice CWD	55
2.3.6.7	Indice R95	55
2.3.6.8	Indice R95PTOT	55
Chapitre 3 Résultats et discussion		57
3.1	Climatologie des pluies en Afrique Centrale	57
3.1.1	Distribution spatiale des pluies	57
3.1.2	Relation entre systèmes dynamiques et pluies	69
3.1.3	Diagramme de Hovmöller des pluies	74
3.1.4	Variabilités annuelles des pluies	76
3.1.5	Variabilités inter-annuelles des pluies	78
3.2	Évaluation des indices journaliers des pluies	85
3.2.1	Le total pluviométrique (PRCPTOT)	88
3.2.2	Fréquence des jours humides (RR1)	90
3.2.3	Lame d'eau moyenne précipitée par jour humide (SDII)	90
3.2.4	Pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY)	91
3.2.5	Nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD) et humides (CWD)	92
3.2.6	Le 95 ^e percentile des pluies (R95)	93
3.2.7	Total des pluies supérieur au 95 ^e percentile (R95PTOT)	95
3.3	Projection des indices des pluies journalières et impact sur le régime pluvio- métrique	96
3.3.1	Projection selon le scénario RCP 2.6	97
3.3.2	Projection selon le scénario RCP 4.5	103
3.3.3	Projection selon le scénario RCP 8.5	105

Conclusion générale et perspectives	116
Références bibliographiques	119
Annexe	131
Liste des publications	131
Symposium, ateliers et école d'été	132

Principaux sigles et acronymes

AC :	Afrique Centrale
AMMA :	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
AR4 :	4 th Assessment Report
AR5 :	5 th Assessment Report
CDD :	Nombre maximum de jours consécutivement secs
CDO :	Climate Data Operators
CWD :	Nombre maximum de jours consécutivement humides
CMIP :	Coupled Model Intercomparison Project
CORDEX :	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
DJF :	Décembre-Janvier-Février
EMM :	Ensemble Multi-Modèle
ENSO :	El Niño Southern Oscillation
equiv.- CO₂ :	C'est une abréviation pour équivalent CO ₂ . Il s'agit de la concentration de CO ₂ équivalente à la totalité des GES
ERA-IN :	ERA-Interim
ETCCDI :	Équipe des Experts sur la Détection des Indices des Changements Climatiques
GES :	Gaz à Effet de Serre
GIEC :	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GPCP :	Global Precipitation Climatology Project
IPCC :	International Panel on Climate Change
JAXA :	Japan Aerospace eXploration Agency
JEA :	Jet d'Est Africain
JET :	Jet d'Est Tropical
JJA :	Juin-Juillet-Août
JOA :	Jet d'Ouest Africain
LAMEPA :	Laboratoire de Modélisation Environnementale et de Physique de l'Atmosphère
MAM :	Mars-Avril-Mai
MCS :	Meso-scale Convective Systems
MCGA :	Modèles de Circulation Générale Atmosphérique
MCGO :	Modèles de Circulation Générale Océanique
MCGOA :	Modèles de Circulation Générale couplés qui prennent en compte l'Océan et l'Atmosphère
MCGs :	Modèles de Circulation Générale
NAO :	North Atlantic Oscillation

NASA :	National Aeronautics and Space Administration
NCAR :	National Centers for Atmospheric Research
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
NCL :	NCAR Command Language
NOAA :	National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM :	Organisation Météorologique Mondiale
PCC :	Pearson Correlation Coefficient
PNUE :	Programme des Nations Unies pour l'Environnement Climate change risks and Effects
PRCPTOT :	Quantité totale de pluie des jours pluvieux
R95 :	95 th percentile des événements de pluie journalière
R95PTOT :	Quantité totale de pluie au dessus du au 95 th percentile
RR1 :	Nombre total de jours humides
RCMs :	Regional Climate Models
RegCM :	Regional Climate Model
RCPs :	Representative Concentration Pathways
RMSE :	Root Mean Square Error
RX5DAY :	Pluie maximale enregistrée sur 5 jours consécutifs
SDII :	Lame d'eau moyenne précipitée par jour de pluie
STD :	Standard Deviation
SON :	Septembre-Octobre-Novembre
SRES :	Special Report on Emissions Scenario
SST :	Sea Surface Temperature
TRMM :	Tropical Rainfall Measuring Mission
UDel :	University of Delaware
WCRP :	World Climate Research Program
WGCM :	Working Group on Coupled Modelling
ZCIT :	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Liste des figures

Figure 1	Différentes composantes du système climatique	7
Figure 2	Échelles de temps de réaction des phénomènes atmosphériques	9
Figure 3	Évolution de la modélisation climatique au cours du temps	11
Figure 4	Interactions entre les processus résolus et non résolus d'un modèle	12
Figure 5	Représentation synthétique du principe des schémas en flux de masse	19
Figure 6	Différents organismes impliqués dans le cadre du GIEC	21
Figure 7	Schéma du bilan énergétique planétaire	26
Figure 8	Changement dans la moyenne globale de température	28
Figure 9	Émissions mondiales de gaz à effet de serre ($\text{Gt}\text{eqCO}_2/\text{an}$)	29
Figure 10	Carte de la zone d'étude Afrique Centrale et les noms des pays inclus	32
Figure 11	Principe du Krigeage	36
Figure 12	Répartition géographique des 9 343 stations de mesures	37
Figure 13	Géométrie des paramètres statistiques considérés pour diagrammes de Taylor	46
Figure 14	Diagramme de Taylor montrant les champs statistiques considérés	47
Figure 15	Climatologie spatiale de la pluie pour la saison DJF	58
Figure 16	Différence entre GPCP et les autres sources de donnée pour la saison DJF	60
Figure 17	Climatologie spatiale de la pluie pour la saison MAM	61
Figure 18	Différence entre GPCP et les autres sources de donnée pour la saison MAM	63
Figure 19	Climatologie spatiale de la pluie pour la saison JJA	64
Figure 20	Différence entre GPCP et les autres sources de donnée pour la saison JJA	66
Figure 21	Climatologie spatiale de la pluie pour la saison SON	67
Figure 22	Différence entre GPCP et les autres sources de donnée pour la saison SON	68
Figure 23	Climatologie du vent zonal et vertical pour la saison MAM	70
Figure 24	Climatologie du vent zonal et vertical pour la saison SON	73
Figure 25	Diagramme de Hovmöller des pluies mensuelles	75
Figure 26	Variabilité annuelle de la pluviométrie mensuelle	77
Figure 27	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie observée	79
Figure 28	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie simulée	80
Figure 29	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie simulée	81

Figure 30	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie simulée	82
Figure 31	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie simulée	83
Figure 32	Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie observée et simulée . .	84
Figure 33	Diagramme de Taylor présentant les indice PRCPTOT, RR1, SDII et RX5DAY	86
Figure 34	Diagramme de Taylor présentant les indice CDD, CWD, R95 et R95PTOT	87
Figure 35	Distribution spatiale de l'indice PRCPTOT	89
Figure 36	Distribution spatiale de l'indice RR1	91
Figure 37	Distribution spatiale de l'indice SDII	92
Figure 38	Distribution spatiale de l'indice RX5DAY	93
Figure 39	Distribution spatiale de l'indice CDD	94
Figure 40	Distribution spatiale de l'indice CWD	95
Figure 41	Distribution spatiale de l'indice R95	96
Figure 42	Distribution spatiale de l'indice R95PTOT	97
Figure 43	Projection d'après le scénario RCP2.6, moitié du 21 ième siècle	98
Figure 44	Projection d'après le scénario RCP2.6, fin du 21 ième siècle	100
Figure 45	Projection d'après le scénario RCP2.6, moitié du 21 ième siècle	101
Figure 46	Projection d'après le scénario RCP2.6, fin du 21 ième siècle	102
Figure 47	Projection d'après le scénario RCP4.5, moitié du 21 ième siècle	104
Figure 48	Projection d'après le scénario RCP4.5, fin du 21 ième siècle	106
Figure 49	Projection d'après le scénario RCP4.5, moitié du 21 ième siècle	107
Figure 50	Projection d'après le scénario RCP4.5, fin du 21 ième siècle	108
Figure 51	Projection d'après le scénario RCP8.5, moitié du 21 ième siècle	109
Figure 52	Projection d'après le scénario RCP8.5, fin du 21 ième siècle	111
Figure 53	Projection d'après le scénario RCP8.5, debut du 21 ième siècle	112
Figure 54	Projection d'après le scénario RCP8.5, fin du 21 ième siècle	114

Liste des tableaux

Tableau 1	Caractéristiques des scénarios d'émission RCP	30
Tableau 2	Liste des données d'observation utilisées dans cette thèse	34
Tableau 3	Liste des 20 modèles utilisés dans cette thèse	42
Tableau 4	Liste des huit indices utilisés dans l'analyse des événements extrêmes . .	56
Tableau 5	Indices et nombre de modèles participant à la construction de EMM . . .	89

Résumé

Dans ce travail, nous avons utilisé les données de pluies journalières issues de 20 simulations de Modèles de Circulation Générale (MCGs), participant à la phase 5 du Projet d'Inter comparaison de Modèles Couplés (CMIP5) et de huit indices de pluies journalières définis par l'équipe d'experts en détection des indices du changement climatique (ETCCDI), pour étudier les caractéristiques pluviométriques et l'impact des changements dans les conditions météorologiques extrêmes sous les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5. Nous avons effectué une étude comparative entre les 20 modèles CMIP5 et six (06) données d'observation de pluie et deux (02) données de réanalyse de vent pour la période 1980-2005 pour l'étude de la climatologie des pluies et le système dynamique qui régule la pluviométrie. Dans le soucis d'analyser la variabilité inter-annuelle, l'index Niño3.4 a été utilisé pour évaluer l'influence du phénomène ENSO sur les pluies en Afrique Centrale. Les résultats montrent que les modèles CMIP5 parviennent à reproduire les caractéristiques spatio-temporelles observées, mais avec des amplitudes différentes. Certains modèles CMIP5 prennent bien en compte les paramètres dynamiques tels que les jets africains, lors de la simulation des pluies. Il ressort aussi que l'amélioration de la vitesse des jets ouest africain joue un rôle important dans la simulation de fortes pluies. De plus, il existe un bon accord entre le mouvement ascendant fort et l'amplitude des pluies spatiales. En suite, la performance du modèle d'ensemble (EMM) de CMIP5, qui fait en réalité référence à l'ensemble des modèles les plus performants sélectionnés à l'aide de l'analyse du diagramme de Taylor, a été évaluée. Nous avons constaté que le EMM est plus performant que les modèles pris individuellement, en ce qui concerne la simulation de la climatologie des différents indices. Sauf dans le cas de la durée des séquences sèches où la forte variabilité des modèles a entraîné la dégradation de la performance globale de EMM. En fin, les changements futurs des indices de pluie indiquent des baisses robustes de la pluie totale dans le sud de l'Afrique centrale pendant la saison Septembre-Octobre-Novembre. Mais, une augmentation a été enregistrée dans le sud (au nord) pendant la saison Décembre-Janvier-Février (Septembre-Octobre-Novembre) à la fin du XXI^e siècle, plus visible pour le scénario RCP8.5. Pendant que l'augmentation de la pluie totale est associée à celle des pluies extrêmes, la baisse est plutôt reliée à celle de la fréquence des pluies.

Mots clés : Afrique Centrale, Modèles CMIP5, Système des jets africains, pluies extrêmes, Indice de pluie, changement climatique.

Abstract

In this work, we used daily rainfall data from 20 General Circulation Model (GCM) simulations, participating in Phase 5 of the Coupled Coupled Models Intercomparison Project (CMIP5) and eight daily rainfall indices, defined by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI), to study changes in extreme weather condition under RCP2.6, RCP4.5 and RCP8.5 scenarios. We carried out a comparative study between the 20 CMIP5 models and six (06) rain observations data and two (02) reanalyses from 1980 to 2005 for the rainfall climatology and the dynamic system that regulates the rainfall. In order to analyze the inter-annual variability, the Niño3.4 index was used to evaluate the influence of the ENSO phenomenon on rains in Central Africa. The results show that the CMIP5 models succeed in reproducing the spatio-temporal characteristics observed, but with different amplitudes. Some CMIP5 models take into account dynamic parameters such as African jets during rainfall simulation. It can also be seen that improving the speed of the West African jet plays an important role in the simulation of heavy rains. Moreover, there is a good agreement between the strong upward movement and the amplitude of the spatial rains. As a result, the performance of the multi-model ensemble (EMM), which actually refers to the set of best-performing models selected using Taylor's diagram analysis, was evaluated. We found that the MME is more efficient than the models taken individually, as regards the simulation of the climatology of the different rainfall indices. Except in the case of the dry spell where the high variability of the models resulted in the degradation of the overall performance of the MME. At the end, future changes in rainfall indices indicate significant declines in the total rainfall amount in southern central Africa during the season September-October-November. But, an increase has been recorded in the south (north) during the December-January-February (September-October-November) season at the end of the XXI^e century. While the increase in total rainfall is associated with the increase in extreme rainfall, the decline is rather related to the decrease in rainfall frequency.

Key words : Central Africa, CMIP5 climate model, African jets system, extreme rainfall events, rainfall indice, climate changes.

Introduction générale

L'Afrique Centrale, se trouve au centre de l'Afrique et ceci, de part et d'autre de l'équateur géographique. En dehors des autres régions du monde, la maîtrise de l'évolution des précipitations en Afrique Centrale reste incertaine et constitue ainsi un frein majeur dans les prévisions économiques en prenant en compte l'augmentation sans cesse croissante des gaz à effet de serre (GES; Mkankam, 2000). Avant les années 1980, l'Afrique Centrale caractérisée par une abondance en eaux, tant en pluies qu'en réseaux hydrographiques, a été très vite oubliée par les chercheurs et laissée pour compte par les États membres. Ce qui explique un manque criard des travaux scientifiques relatifs à ce sujet. Le gap s'est renforcé par le manque, voir la disparition des stations de mesure au sol dès le début des années 80.

Alsdorf et al. (2016) ont montré récemment que le bassin du Congo est le moins étudié au monde par rapport à celui de l'Amazonie, car il présente 33 contre 299 articles révisés dans des Revues à comité de lecture dans le domaine de l'hydrologie ou des sciences de la terre. Pourtant, il englobe la grande forêt dense du bassin du Congo, deuxième au monde après celle du bassin d'Amazonie. Cette forêt joue un rôle important car contribue à réduire le taux des GES, notamment l'absorption du dioxyde de carbone et la restitution de l'oxygène indispensable pour les industries et la biodiversité. De ce fait, le bassin du Congo joue un grand rôle dans la circulation atmosphérique à l'échelle du globe (Jury et al., 2009).

L'Afrique Centrale est une région densément peuplée avec une population estimée à 119 551 000 habitants et les projections de 252 057 500 habitants à l'horizon 2050 (United-Nations, 2009). Elle est aujourd'hui considérée comme l'une des régions les plus sous-développées du monde. Ceci car, caractérisée par un faible niveau de développement avec un manque des voies de communication de pointe, des structures de santé moins équipées et éloignées des populations locales, une agriculture rudimentaire etc... Il ne fait aucun doute que l'agriculture et l'élevage restent les principales activités économiques à la portée de cette population. Aussi, si elle veut développer son industrie de façon efficace, les problèmes énergétiques vont se poser et, son potentiel hydrologique devra être connu. Afin de mieux anticiper sur ces problèmes de société.

Sa principale source d'énergie qu'est l'hydroélectricité sera mieux planifiée et ceci, proportionnellement à la demande des ménages et des industries. Ainsi, on a besoin des stations de mesure des données climatiques en chaque point stratégique de ses bassins versants. Or la sous-région

est aujourd'hui caractérisée par un manque criard de telles infrastructures. Ce qui montre que, une bonne maîtrise du climat des dernières décennies, du temps présent n'est pas évidente, ainsi que la connaissance incertaine du climat futur. Toutefois, le peu de stations dénombrées dans la région Afrique Centrale et combinées aux observations satellitaires disponibles, nous permettent d'avancer dans l'étude du climat actuel. Aussi, on considère les modèles de circulation générale aujourd'hui comme un outil précieux qui peut nous permettre d'avoir une compréhension du climat actuel et de projeter son évolution dans la perspective des changements climatiques, étant donné qu'une bonne représentation de la distribution des pluies est cruciale pour l'analyse du rendement agricole, de la biomasse et des ressources en eau (Roehrig, 2010 ; Roehrig et al., 2013).

Cependant, bien que l'évaluation des changements dans les événements météorologiques extrêmes s'effectue sur la région de l'Afrique centrale, la plupart des études n'utilisent qu'une seule source de données ou l'ensemble d'un grand nombre de modèles disponibles. De plus, la méthode utilisée pour sélectionner les modèles les plus performants est parfois basée uniquement sur les pluies moyennes et peut donc être soumise aux incertitudes engendrées par différentes interprétations, en fonction du choix de la source de données ou du type d'ensemble utilisé. Il serait donc intéressant de sélectionner d'abord de manière réaliste les modèles qui simulent mieux les différents indices pluviométriques à étudier, puis d'utiliser leur moyenne d'ensemble pour évaluer le signal du changement climatique des phénomènes météorologiques extrêmes dans la région. Ceci à base des paramètres statistiques et des logiciels d'observation météorologiques tels que NCL (pour NCAR Command Language) et CDO (pour Climate Data Operators).

L'objectif de cette thèse est de ressortir les traits caractéristiques des pluies présentes et futures afin, de renforcer les capacités des décideurs dans la gestion de l'agriculture, de la forêt, de l'écosystème, des ressources en eau et des catastrophes naturelles. Dans ce travail, nous nous proposons d'utiliser huit indices de pluie pour évaluer premièrement, la capacité d'une moyenne d'ensemble des simulations les plus performantes des modèles CMIP5 dans la représentation récente (1998-2005) des caractéristiques pluviométriques journalières, ensuite présenter leurs changements sur l'Afrique centrale au cours du vingt et unième siècle sous le réchauffement global.

Les objectifs spécifiques de ce travail sont donc :

- d'étudier la capacité des modèles CMIP5 à représenter la climatologie saisonnière, le cycle annuel et inter-annuel des pluies en Afrique Centrale ;
- d'investiguer la capacité des modèles CMIP5 à reproduire le système dynamique des jets africains afin de déceler la source des écarts observés ;
- d'évaluer la capacité des modèles CMIP5 à simuler les indices des pluies pour le climat présent ;
- de faire la projections des impacts du réchauffement global sur l'évolution des indices et extrêmes de pluies.

Pour atteindre ces différents objectifs, nous articulerons cette thèse sur trois Chapitres. Le Chapitre 1 est consacré à la revue de littérature relative au sujet d'étude. Cela sous-entend l'historique du progrès de la modélisation climatique, les équations fondamentales présentées de façon non exhaustive dans le système climatique, et les notions sur la représentation du climat futur sous le réchauffement global. Le Chapitre 2 propose une description des données d'observation utilisées pour évaluer les simulations des modèles CMIP5, ainsi que des méthodes utilisées. Le Chapitre 3 qui s'articule sur trois parties, présente la climatologie des pluies, l'évaluation des indices des pluies et la projection de leurs impacts sur le régime pluviométrique.

Chapitre 1

Revue de la littérature

Introduction

Le climat est un phénomène complexe qui fait intervenir plusieurs paramètres dont, le physicien sera amené à faire un tri tout en évitant de supprimer les paramètres pertinents pour sa compréhension et, tout en conservant les lois physiques qui le gouvernent. La description du climat peut se faire en se servant des données telles que la température, la pluie, la pression atmosphérique, l'humidité et le vent, ou alors d'un ensemble d'éléments tels que les types de temps ou des phénomènes caractéristiques d'un lieu ou d'une région, voire de l'ensemble de la planète, sur une période donnée. Ainsi, le climat peut se définir comme étant l'ensemble de paramètres sus-cité caractérisant l'état moyen de l'atmosphère et de son évolution dans un lieu donné ceci grâce au temps, à l'espace et à la perception humaine. Pour réussir l'étude du climat passé, présent et son évolution futur, il est important d'élaborer les modèles climatiques qui sont en réalité les logiciels complexes ayant pour but, de reproduire aussi fidèlement que possible, le comportement du climat terrestre. Ceci fera l'objet de notre étude.

1.1 Rappels sur le climat

1.1.1 Historique du climat

L'histoire du climat est aussi vieille que le monde car la poésie de la Grèce Antique ainsi que l'Ancien Testament faisaient mention des conditions météorologiques. Des textes portant spécifiquement sur la météorologie et la climatologie se trouvent dans le traité d'Hippocrate intitulé «Des airs, des eaux et des lieux» (Demont, 2011), qui date d'environ 400 ans avant J.-C., puis dans celui d'Aristote intitulé «Météorologiques» (Staszak, 1992), d'environ 350 ans avant J.-C. Pour les philosophes de la Grèce antique, le mot climat signifiait «inclinaison», évoquant la variation du climat en fonction de la latitude en raison de la différence d'incidence des rayons solaires

sur la surface terrestre. Concernant le climat, on trouve aussi des déductions probantes, basées sur la logique, dans les travaux des philosophes de l'école d'Alexandrie que sont Ératosthène et Aristarque.

Pour avoir les idées nettes des climats de la Terre et les conditions les favorisant, il a fallu attendre le XV^e siècle avec le développement de l'exploration géographique. Les premiers instruments de météorologie mit sur pied vont donner un élan aux travaux qui permettent d'établir des relations mathématiques et physiques entre les différentes caractéristiques de l'atmosphère. Il s'agit en 1593 du thermomètre de Galilée, et du baromètre de Torricelli en 1643 (Fouquart, 2003). C'est ainsi qu'il sera possible de décrire l'état du climat à différentes périodes et en différents lieux grâce aux équations mathématiques.

Hadley (1735) sera le premier, à interpréter le mouvement de la circulation atmosphérique (qui porte aujourd'hui son nom) entre les zones tropicales et subtropicales, avec les phénomènes des alizés, de la convection tropicale et des déserts tropicaux qui y sont associés. Tout ceci obéissant au principe de transfert de chaleur entre les régions polaires et équatoriales. En suite, d'autres auteurs vont travailler sur la classification des climats à base de la végétation ou sur l'observation des conditions climatiques quotidiennes.

Grâce aux observations atmosphériques de plus en plus nombreuses, combinées aux théories mathématiques, des phénomènes atmosphériques de grandes échelles vont être identifiés. C'est le cas de la mousson en Inde, de l'oscillation australe, de l'oscillation de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord misent en évidence par Sir Gilbert Walker au cours des premières décennies du XX^e siècle (Slingo, 2017).

Au cours de la Deuxième Guerre mondiale, la nécessité de planifier, d'élaborer et de mettre à l'épreuve le concept de risque probable, le concept de micro-climatologie appliqué aux données météorologiques vont s'intensifier en 1927 grâce à Rudolf Geiger. Un autre type de classification climatique basée sur le bilan hydrique et l'évapotranspiration est adressé par Thornthwaite en 1948. C'était ainsi le début du développement accéléré des théories climatiques (Thornthwaite, 1948; Moutondo et al., 2018).

Dès lors on assiste à une dynamique dans les organisations en charge des questions de météorologie voir de climatologie. C'est dans cette mouvance qu'en 1950 l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) voit le jour. Il faut comprendre que l'un des buts de l'OMM consiste à encourager la normalisation des observations météorologiques et connexes, notamment celles qui s'appliquent aux études et aux pratiques climatologiques. Les résultats sont probants car une analyse systématique des données collectées a conduit à une bonne compréhension de la nature du climat (Slingo, 2017).

Les dernières décennies du XX^e siècle sont assez émouvantes : on parle déjà du changement climatique. Les climatologues commencent à s'intéresser sur le bien fondé de l'appréhension du climat en tant que composante principale d'un système planétaire dans lequel des processus en

interaction touchent tous les éléments du système terrestre. Le changement climatique se définit comme étant une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité, persistant pendant une période prolongée qui peut être des décennies ou plus (Taalas et Slingo, 2011). Les causes du changement climatique peuvent être relatives aux processus internes naturels au système climatique, aux forçages extérieur ou aux modifications intrinsèques persistante de l'action de l'homme touchant la composition de l'atmosphère ou l'utilisation des sols. Taalas et Slingo (2011) trouvent qu'il est donc impératif de doubler les efforts pour cerner tous les aspects de la climatologie à l'échelle nationale et internationale afin d'approfondir nos connaissances sur les causes et sur les schémas de la variabilité naturelle, de créer les logiciels estimant fidèlement la prévision du climat à des échelles graduelle allant des jours à plusieurs années passant par les saisons, et de rendre vulgaire d'une part la compréhension des liens existant entre le climat et, d'autre part les activités d'ordre socio-économique et les changements écologiques.

1.1.2 Système climatique

D'après le guide des pratiques climatologiques de l'OMM (Taalas et Slingo, 2011), le système climatique (voir figure 1) est un système assez complexe qui contient des liaisons et des rétroactions fortement non linéaire et en effet difficile à identifier et à reproduire entre ses composantes que sont : l'atmosphère, la surface terrestre, les neiges, les glaces, les océans, d'autres masses d'eau et les organismes vivants. L'atmosphère est la couche d'air qui enveloppe le globe terrestre. Cet atmosphère est constitué d'air sec (presque entièrement d'azote et d'oxygène, mais aussi d'argon, d'hélium, de dioxyde de carbone, d'ozone et de méthane en petites quantités, et de plusieurs autres gaz à l'état de traces), de la vapeur d'eau, de l'eau condensée sous forme de gouttelettes dans les nuages et des aérosols. L'Hydrosphère en ce qui le concerne, est la composante qui contient en son sein toutes les eaux de surface et les eaux souterraines à l'état liquide, telles que les océans, les mers, les fleuves, les lacs d'eau douce, les nappes souterraines. On définit la Cryosphère comme étant l'ensemble des constituants du système terrestre composés d'eau dans son état solide (neige ou glaces de mer, de lac et de cours d'eau, couverture neigeuse, pluies solides, glaciers, calottes glaciaires, et sols gelés de façon permanente ou saisonnière). La Lithosphère superficielle est la partie supérieure de la terre solide c'est-à-dire la croûte tant continentale qu'océanique. Pour autant, la Biosphère comprend tous les écosystèmes et organismes vivants dans l'atmosphère, sur la terre ou dans les océans (biosphère terrestre et marine respectivement), y compris la matière organique morte dérivées des déchets, de la matière organique des sols et des détritiques des océans.

Le climat que connaît notre planète résulte de la nature de l'interaction entre le rayonnement solaire et les différentes composantes du système climatique (Fouquart, 2003). Le soleil, tel que vu de la terre se comporte comme un corps noir à 7000°K , et est considéré comme la première source d'énergie du système terrestre. Cette énergie lui provient directement, du rayonnement soleil

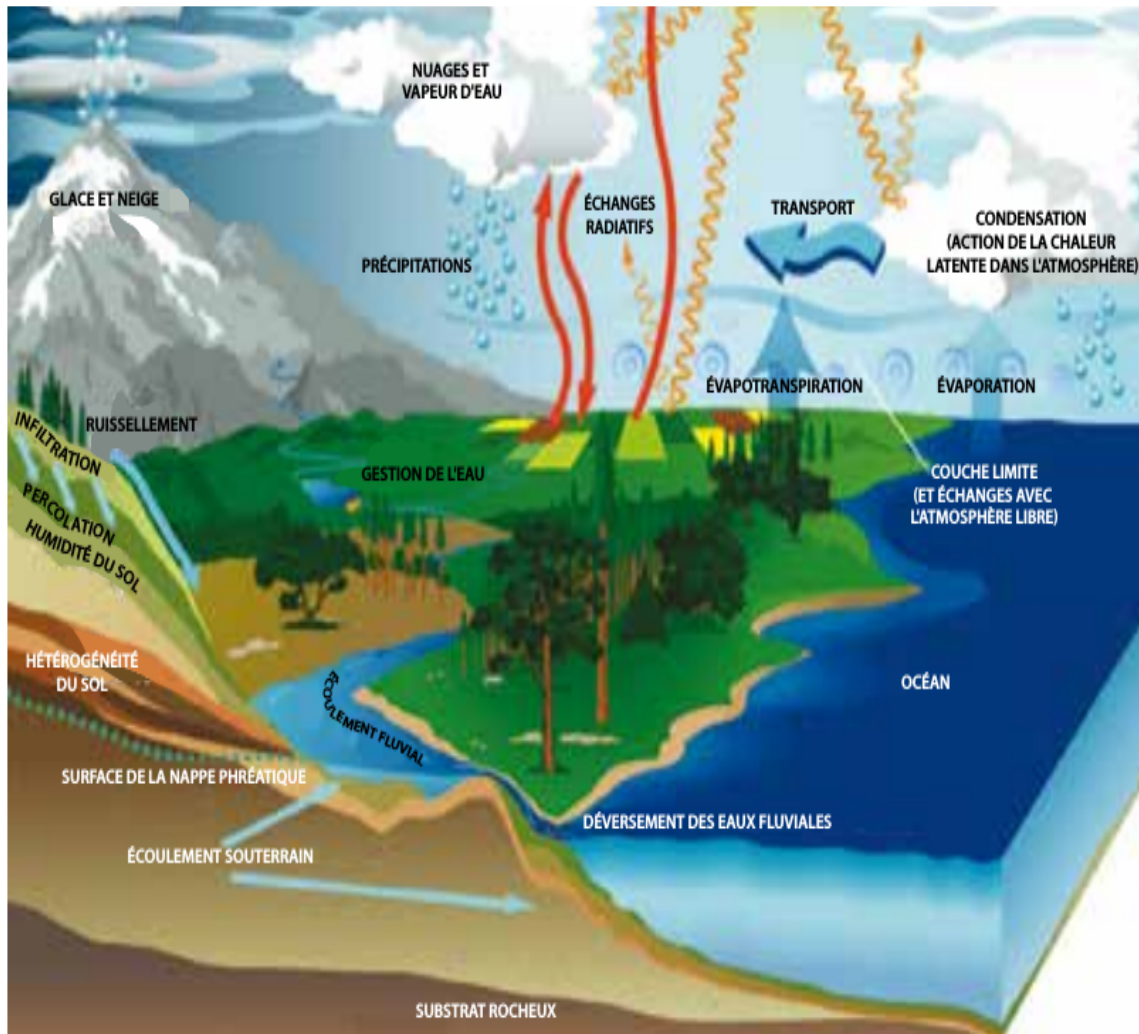


Figure 1 – Représentation schématique des différentes composantes du système climatique, leurs processus et interactions (Taalas et Slingo, 2011).

qui est soit absorbé, soit réfléchi en partie par chaque composant du système. Dans ce système qui dans son ensemble recherche, sans pouvoir atteindre son équilibre et sa stabilité, redistribue l'énergie reçue en permanence sur le plan vertical et horizontal, par des mouvements à grande échelles et des processus thermodynamiques. Aussi, la vapeur d'eau est un élément essentiel dans la redistribution verticale de la chaleur par le biais de la condensation et du transport de la chaleur latente. L'Atmosphère avec sa faible capacité calorifique et densité, perd facilement sa chaleur dans les tropiques à travers le déplacement des masses d'air et contribue ainsi à réchauffer les hautes latitudes. Par contre, l'océan est considéré comme un réservoir calorifique grâce à sa masse volumique et sa capacité calorifique qui sont 800 et 4 fois supérieur à celle de l'air, respectivement. Il assure de ce fait le réchauffement de l'air dans les tropiques par le biais d'un transport méridien par les courants de bord ouest. La glace quant à elle a un albédo très grand et réfléchit de ce fait la quasi-totalité du rayonnement reçu du soleil vers l'espace. Mais, les activités humaines

contenues dans la biosphère influent sur les éléments de l'atmosphère, notamment la modification de la composition du taux du dioxyde de carbone, de la couche d'ozone, des caractéristiques de la surface terrestre comme l'albédo et l'humidité du sol.

(Quenol et al., 2004) notent que les interactions entre les différentes composantes du système se produisent à toutes les échelles spatiales et à tout temps car ce système recherche inévitablement son équilibre (voir figure 2). On évolue ainsi de l'échelle de la turbulence à l'échelle planétaire en passant par l'échelle moyenne et synoptique en quelques secondes à des centaines d'années. La couche limite planétaire se trouve dans la petite échelle où les caractéristiques climatiques portent sur des espaces réduits à la taille d'un bâtiment ou d'une plante. À cette échelle, on parle de la micro-climatologie pour l'étude des phénomènes sur un temps moyen relativement long, dont les variations peuvent être dues à des modifications de l'espace physique. De telles modifications peuvent entraîner un changement de régime de vent, de l'albédo, de la chaleur, du ruissellement des eaux de surface et le taux de pollution. Pour l'étude du climat d'une région, l'échelle moyenne est indiquée car elle s'étend sur un Bassin Versant, une forêt ou une agglomération. À l'échelle moyenne, les variations climatiques ont une place importante dans le processus de mise en valeur des sols, de l'irrigation et la construction des barrages et de l'exploitation de l'énergie naturelle. Mais pour s'intéresser aux processus de grande échelle tels que la gestion à l'échelle nationale de la production agricole, de l'utilisation de l'eau, qui peuvent garantir la santé et le bien-être, la macro-échelle est indiquée.

L'échelle temporelle, peut se mesurer en seconde, ou en minutes ou en heures, ou en décennies, ou alors en siècles, voire plus (Taalas et Slingo, 2011). Il importe de connaître les caractéristiques d'un élément sur une heure, quand il s'agit par exemple d'opérations agricoles, notamment l'épandage de pesticides, ou de la surveillance de l'utilisation faite de l'énergie, pour le chauffage et la climatisation. Les caractéristiques d'un élément sur 24 heures pourront déterminer les activités humaines qu'il est possible de mener en toute sécurité. Sur plusieurs mois ou années, le climat déterminera par exemple le choix des cultures ou la possibilité de s'approvisionner en eau potable et en nourriture. Les études portant sur des périodes relativement longues, de plusieurs décennies à plusieurs siècles, importent, car elles permettent de faire apparaître les variations du climat causées par des phénomènes naturels, notamment les variations de la circulation atmosphérique et océanique, et par les activités humaines.

L'évolution du climat est devenue une préoccupation majeure pour la société actuelle (Taalas et Slingo, 2011). Par l'utilisation des combustibles fossiles, l'être humain a entraîné des changements dans la composition de l'atmosphère du globe terrestre. L'augmentation marquée de la concentration troposphérique du dioxyde de carbone et du méthane au cours de l'ère industrielle, mais aussi celle des émissions d'aérosols et de particules, ont des conséquences considérables pour le climat de la planète. Les chlorofluorocarbones, largement utilisés par le passé comme propulseurs d'aérosols, liquides de nettoyage et frigorigènes, sont principalement à l'origine de l'appauvrisse-

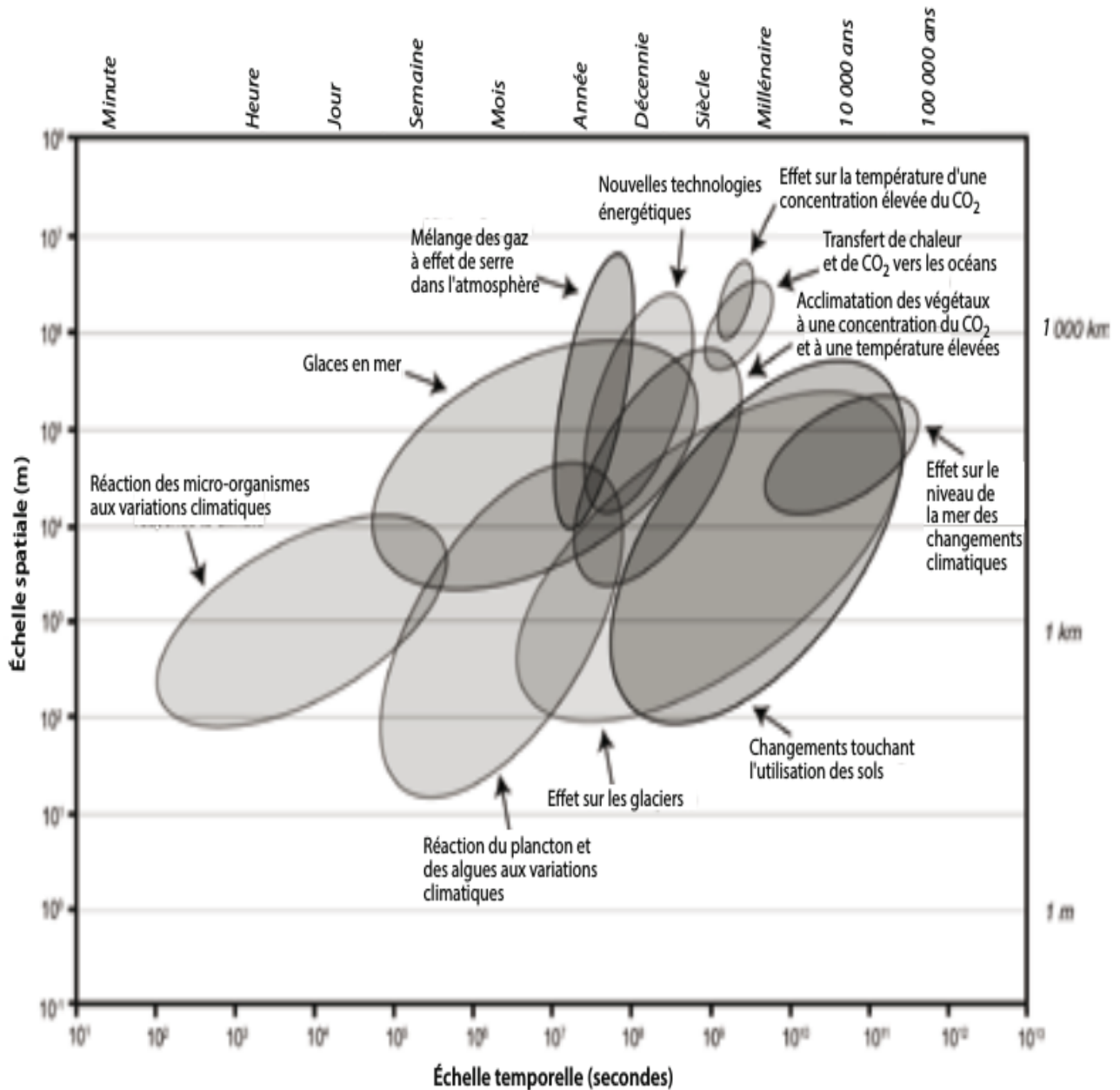


Figure 2 – Représentation schématique des échelles de temps de réaction des phénomènes atmosphériques (Taalas et Slingo, 2011).

ment de l’ozone stratosphérique. Un cinquième de la forêt tropicale de la planète a été rasé entre 1960 et 2000, ce qui a probablement modifié les cycles hydrologiques complexes de méso-échelle et d’échelle mondiale. Les canyons artificiels que forment les immeubles dans les villes ainsi que les surfaces goudronnées des routes augmentent la quantité du rayonnement solaire absorbée et provoquent des îlots de chaleur urbains. En accélérant le ruissellement des eaux de pluie, en abattant les arbres et en éliminant la végétation, on réduit la quantité de vapeur d’eau produite par la transpiration, qui ne peut donc plus atténuer la chaleur. La pollution émanant des véhicules et des bâtiments s’accumule, en particulier en période de calme atmosphérique, ce qui provoque de

nombreux problèmes de santé et endommagement des structures (Taalas et Slingo, 2011).

1.2 Modélisation du climat

1.2.1 Historique de la modélisation du climat

La modélisation climatique a déjà une longue histoire. Commencée avec des modèles conceptuels qui prennent en compte tous les paramètres qui régissent le phénomène étudié. Même comme l'impact de certains paramètres climatiques ne sera pas évident à représenter. Le début du XIX^e siècle marque la mise sur pied des premiers modèles mathématiques, basés sur des bilans d'énergie. Pour cela, Fourier (1822) considère que la terre est comme tout autre planète dans laquelle l'équation du bilan d'énergie contrôle la température et que la majorité du transfert de chaleur se fait d'abord par la radiation soleil, en suite par le rayonnement infra-rouge et, en fin par diffusion à l'intérieur de la terre. Aussi, il déclare que la moindre variation de distance entre le soleil et la terre occasionnerait des changements de température considérables. De tels effets, au cours de certains siècles, doivent produire des variations de la température moyenne à de tels endroits. Il envisage un scénario dans lequel le climat puisse changer l'établissement et le progrès de la société humaine, ainsi que l'action des pouvoirs naturels, peuvent, dans des régions étendues, entraîner des changements remarquables de l'état de la surface, de la répartition des eaux, des grands mouvements d'air et l'absorption d'énergie par le CO_2 et la vapeur d'eau dans l'atmosphère (Fourier, 1822; Fourier, 1837). Dans la même lancée, certains travaux ont fait état de la variation d'énergie solaire incidente reçue par la Terre du fait de la variation de paramètres astronomiques ou de l'albédo de surface (Adhémar, 1860; Milanković, 1920).

Bjerknes (1904) au début du XX^e siècle montre que l'évolution de l'atmosphère peut être décrite par un ensemble d'équations primitives, regroupant les équations de conservation de la quantité de mouvement, de la masse et de l'énergie ainsi que l'équation d'état des gaz parfaits. De telles équations sont très complexes et requièrent des méthodes numériques sophistiquées pour fournir des solutions approchées car des solutions analytiques n'existent pas. Ce qui était fastidieux car en utilisant la méthode de différences finies, Richardson (1922) après avoir développé une méthode de prévision numérique du temps basée sur les équations de Bjerknes, envisage faire appel à au moins 64000 personnes. À cette époque, l'ordinateur n'était pas encore inventé. Il a fallu attendre la fin de la Seconde Guerre mondiale pour l'avènement des premiers ordinateurs tel l'ENIAC (Electronic Numerical Integrator And Computer), conçu par Presper Eckert et John William Mauchly en 1945 et c'est en 1950 que Charney a pu réaliser la première prévision numérique du temps avec un modèle d'atmosphère simplifié.

Dès lors, plusieurs pays vont se lancer dans la prévision numérique opérationnelle du temps et parallèlement, les premières simulations climatiques sont réalisées avec des modèles d'atmosphère

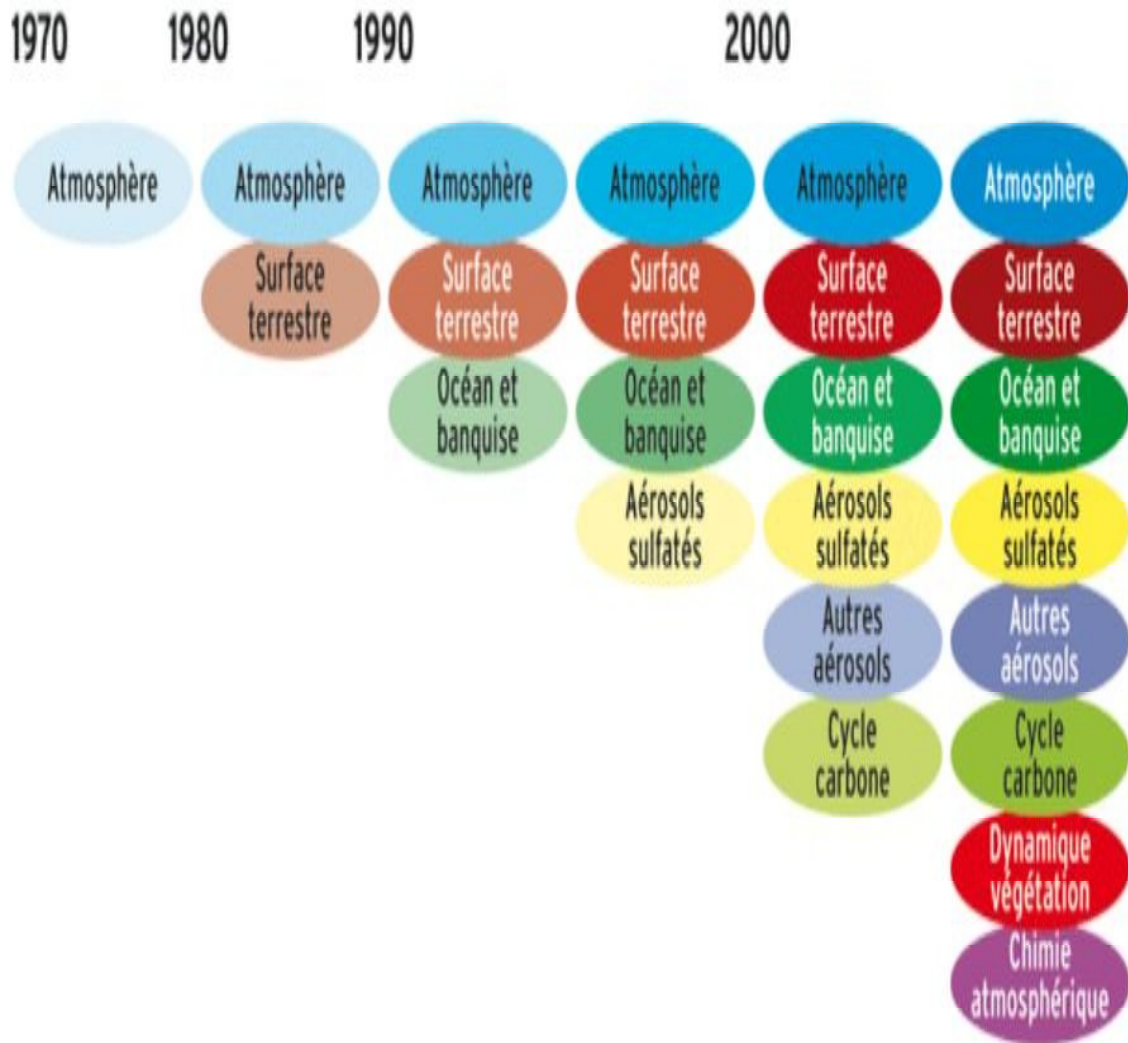


Figure 3 – Évolution de la modélisation climatique au cours du temps (Planton, 2007).

(Arakawa, 1966). La figure 3 montre l'évolution chronologique du développement de la modélisation climatique avec l'introduction progressive de nouveaux phénomènes depuis la mise sur pied des modèles conceptuels au XVII^e siècle jusqu'au développement et la complexification des modèles à la fin du XX^e siècle. Ainsi, grâce aux modèles climatiques de plus en plus performants et à une avancée dans la compréhension du système climatique, on arrive de nos jours à simuler et à étudier ce système. L'analyse des sorties modèles nous permet de comprendre le comportement du système climatique, les différentes composantes et leurs interactions, tout en observant son évolution dans un futur proche ou lointain. Mais une question reste : celle de savoir de quoi est composé un modèle climatique ?

1.2.2 Équations fondamentales des modèles climatiques

Un modèle climatique est une représentation numérique des équations fondamentales qui décrivent le comportement du système climatique et les interactions entre ses différentes compo-

santes. Il est constitué de deux noyaux de calcul : un noyau dynamique et un noyau physique (Voigt et Shaw, 2015; Voldoire et al., 2017).

- **Le noyau dynamique** détermine la circulation de grande échelle, c'est-à-dire les champs de variables pronostiques (pression, température, vitesses, humidité), à partir de la discrétisation et de la résolution des équations primitives sur tout ou sur une partie du globe. Cette grande échelle correspond aux échelles résolues par le modèle.
- **Le noyau physique** quant à lui correspond aux échelles non-résolues par le modèle. Les processus s'y produisant à ces échelles sont nécessaires pour garantir les échanges et la redistribution de l'énergie et de la vapeur d'eau. De nombreux processus sous-maillages contribuent à la représentation de la pluie dans les modèles climatiques, la convection en est le principal. Ainsi, la pluie simulée par un modèle climatique est le résultat de la combinaison de processus de grande et de petite échelles, ces échelles étant par ailleurs interdépendantes.

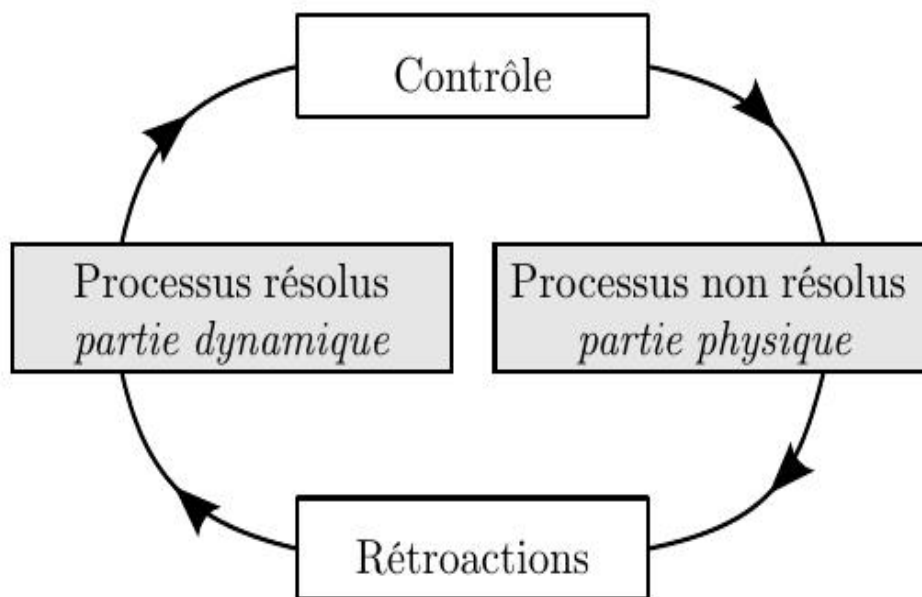


Figure 4 – Schéma des interactions entre les processus résolus et non résolus d'un modèle (Arakawa, 2004).

Les influences mutuelles entre les échelles résolues et non-résolues du modèle sont résumées sur la figure 4. Les paramétrisations physiques empiriques décrivent les processus sous-maillages à partir des relations physiques simplifiées avec les variables pronostiques de grande échelle (contrôle sur la figure 4). Les processus d'échelles non-résolues par le modèle, notamment une partie des processus convectifs, garantissent les échanges et la redistribution de l'énergie et de la vapeur d'eau. La partie physique vise à représenter les effets de ces processus non résolus sur les variables de grande échelle sous la forme de termes sources (rétroactions sur la figure 4). En considérant que les particules

d'air atmosphérique se comportent comme un fluide compressible, les équations fondamentales qui gouvernent leur mouvement sont les équations primitives de Navier-Stokes pour les fluides compressibles. Ces équations sont suffisamment généralisées pour que soient appliquées les lois de la circulation générale de l'atmosphère, celles des échelles synoptiques ainsi qu'une grande gamme des MCS. Pour les fluides compressibles, les équations de Navier-Stokes en coordonnées cartésiennes peuvent être traduites comme suit (Bjerknes, 1904; Arakawa, 2004) :

i) L'équation de conservation de la masse ou de continuité :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V} \quad (1.1)$$

ii) L'équation de conservation de l'énergie ou thermodynamique :

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T \right) = \frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt} + Q \quad (1.2)$$

iii) L'équation de conservation des quantités du mouvement :

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} \vec{V} = -\frac{\vec{\nabla} p}{\rho} - 2\vec{\Omega} \times \vec{V} + \vec{g} + \vec{F} \quad (1.3)$$

iv) L'équation d'état des gaz :

$$p = \rho RT \quad (1.4)$$

Définition des termes contenus dans ces équations.

- $\vec{V} = u \vec{i} + v \vec{j} + w \vec{k}$ représente la vitesse du vent, avec (u, v) sa composante horizontale (zonale et méridionale) et w sa composante verticale ;
- p est la pression ;
- ρ est la densité de la masse d'air ;
- $\vec{\Omega}$ est la vitesse de rotation de la Terre ;
- \vec{g} est la gravité contenant le terme de la force centrifuge déviant alors légèrement la direction du vecteur de gravité par rapport à la verticale ;
- $\vec{F} = F_x \vec{i} + F_y \vec{j} + F_z \vec{k}$ décrit les sources et les puits du moment aux échelles plus petites que la grille (force de friction) ;
- T est la température ;
- R est la constante spécifique des gaz ;
- C_p est la chaleur spécifique à pression constante ;
- Q représente les sources et les puits de chaleur interne des processus de sous-maille.

Les termes $-\frac{\vec{\nabla}p}{\rho}$, $-2\vec{\Omega} \times \vec{V}$, $C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} T \right)$, $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dt}$ et $-\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{V}$ correspondent respectivement à la force du gradient de pression qui est dirigée vers les basses pressions, la force de Coriolis qui agit sur une particule en mouvement, l'énergie interne du système considéré, le travail et le terme de compressibilité.

Et les termes $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \vec{V}$, $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} T$ et $\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \rho$ sont les termes d'advection, introduisant la non-linéarité du système. En effet, la non-linéarité cause la sensibilité des résultats aux conditions initiales et, limite la prédictibilité du climat.

Ces équations aux dérivées partielles n'ayant pas de solution analytique, elles sont résolues numériquement. Il est alors nécessaire de discrétiser le temps et l'espace.

1.2.2.1 La dynamique des modèles de climat

La dynamique des modèles de climat correspond aux processus de la dynamique des fluides et traite les équations primitives régissant l'évolution de l'état du système climatique en général et la pluie en particulier. Il résout explicitement les équations primitives de la thermodynamique des fluides, et de la loi d'état des gaz parfaits en s'appuyant sur l'hypothèse hydrostatique ou non-hydrostatique. Le noyau dynamique est la partie solvable du modèle. L'équation (1.3) est une équation vectorielle qui sera projetée sur les trois axes (zonal, méridien et vertical).

1.2.2.2 La physique des modèles de climat

Elle représente tous les processus qui ne sont pas explicitement représentés par les variables de bases thermodynamiques et dynamiques, ayant une échelle plus fine que la résolution du modèle et, regroupées dans les termes sources (ou puits) des équations de conservation. C'est dans le noyau physique du modèle, où les processus sous-mailles sont paramétrés. Les termes intervenant dans la paramétrisation sont \vec{F} et Q dans les équations (1.3) et (1.2) respectivement.

1.2.3 Approximations physiques

De nos jours, plusieurs modèles (hydrostatique ou non-hydrostatique) utilisent les équations (1.3) à (1.4) pour évaluer les variables des phénomènes météorologiques. Il est usuel de remplacer la température par la température potentielle θ , et la pression par la fonction de Exner Π , qui sont définies comme suit :

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.5)$$

$$\Pi = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{C_p}} \quad (1.6)$$

Le plus grand avantage du fait de remplacer la température et la pression respectivement par la température potentielle et la fonction de Exner est que, la densité est une variable non

observable, et par conséquent n'apparaît pas explicitement dans les équations qui régissent le modèle. Il est important de noter que ce remplacement s'opère seulement pour faciliter le calcul numérique (Tapp et White, 1976). Dans les années 90, Tanguay et al. (1990) ont utilisé une autre variable sans dimension $q = \ln(p/p_0)$ dans leur modèle. L'utilisation de cette nouvelle variable q , permet d'éliminer la densité de telle sorte que le terme du gradient de pression devient $RT\nabla q$. Avec ces modifications, les équations (1.3) à (1.4) du modèle deviennent (Tapp et White, 1976) :

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \vec{V} + f \vec{k} \times \vec{V} + g \vec{k} + \frac{1}{\rho} \nabla p = \vec{F} \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \rho + \rho \nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (1.8)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \theta = \frac{Q\theta}{C_p T} \quad (1.9)$$

où \vec{k} est le vecteur unité dans la direction des z ; $f = 2\Omega \sin \phi$ est le paramètre de Coriolis et représente la norme de la composante verticale de la vorticité planétaire. Dans ces équation, certains effets de la rotation de la Terre ont été négligés. Le plus important étant probablement la force de Coriolis qui, est supposée très grande pour contribuer aux effets non-hydrostatiques au niveau des régions à fort écoulement zonal. Généralement dans les modèles climatiques, deux approximations physiques sont couramment opérées pour éliminer les ondes acoustiques qui existent dans l'atmosphère.

1.2.3.1 Approximation hydrostatique

Beaucoup de modèles utilisent sur la verticale une approximation hydrostatique en considérant que la composante de la force du gradient de pression sur la verticale est équilibrée par la force de gravité. Autrement dit, dans l'approximation hydrostatique, on considère que les accélérations verticales sont très petites devant les termes du moment pour les composantes verticales du vecteur vitesse. Avec cette approximation, l'équation du mouvement pour la composante verticale de la vitesse se réduit à la relation de l'hydrostatique suivante :

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (1.10)$$

1.2.3.2 Approximation inélastique

L'autre approximation est celle nommée approximation inélastique, proposée par Ogura et Philips (1962). Ici, on sépare les variables de l'atmosphère en deux parties : les variables des états stables et celles des états perturbés. Deux considérations basiques ont été faites dans leur étude :

i) Les températures potentielles des états stables sont considérées constantes et la température potentielle initiale est supposée petite. ii) Le pas de temps du mouvement est choisie de telle sorte qu'elle soit l'inverse de la fréquence de Brunt-Väisälä ($\Delta t = 1/N$), ce qui permet de séparer les ondes de gravité des ondes acoustiques dans une atmosphère isotherme au repos.

La première considération implique que les variations de densité dans le plan horizontal, sont suffisamment petites pour être ignorées, à l'exception des densités qui seront multipliées par le terme de buoyancy (g). Sous l'approximation inélastique, l'équation de continuité peut s'écrire (Xu et al., 1991) :

$$\frac{\partial u\rho(z)}{\partial x} + \frac{\partial v\rho(z)}{\partial y} + \frac{\partial w\rho(z)}{\partial z} = 0 \quad (1.11)$$

où la densité ρ de l'atmosphère stable est fonction de z seulement.

Le cas particulier de l'approximation inélastique est l'approximation incompressible de Boussinesq, dans laquelle la variabilité de la densité est supposée petite et peut être ignorée partout dans le domaine, excepté le terme de buoyancy dans l'équation du moment vertical. Sous l'approximation incompressible de Boussinesq, l'équation de continuité peut être écrite sous la forme (Xu et al., 1991) :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1.12)$$

L'approximation incompressible de Boussinesq est régulièrement utilisé dans la modélisation de la convection peu profonde dans l'atmosphère. Puisque l'approximation inélastique permet d'éliminer la nature prognostique de l'équation de continuité, nous pouvons à présent résoudre une équation elliptique provenant de la combinaison de l'équation du moment et de l'équation de continuité. Dans cette méthode, on sépare la température potentielle θ , la fonction de Exner Π ainsi que les vitesses verticale w et horizontale \vec{V} en états stables (θ_0, Π_0, w_0 et \vec{V}_0) et en des états instables (θ_1, Π_1, w_1 et \vec{V}_1) telle que suit :

$$\Pi = \Pi_0 + \varepsilon\Pi_1 \quad (1.13)$$

$$\theta = \theta_0 + \varepsilon\theta_1 \quad (1.14)$$

$$w = w_0 + \varepsilon w_1 \quad (1.15)$$

$$\vec{V} = \vec{V}_0 + \varepsilon\vec{V}_1 \quad (1.16)$$

où ε est un nombre très petit qui représente les faibles variations des variables sans dimension considérées sur toute la région.

Dans l'approximation inélastique proposée par Ogura et Philips (1962), l'équation de continuité (1.12) prend la forme :

$$\rho_0 \vec{\nabla} \vec{V}_0 + \rho_0 \frac{\partial w_0}{\partial z} = 0 \quad (1.17)$$

À laquelle s'ajoutent les les équations suivantes pour compléter le système d'équations inélastique (Ogura et Philips, 1962) :

$$\beta \frac{d\vec{V}_0}{dt} = -\vec{\nabla} \Pi_1 \quad (1.18)$$

$$\beta \frac{dw_0}{dt} = -\frac{\partial \Pi_1}{\partial z} + \beta \theta_1 \quad (1.19)$$

$$\frac{d\theta_1}{dt} = 0 \quad (1.20)$$

avec :

$$\beta = \frac{d}{H}$$

Ici, on a considéré que $\Pi_0 = 1 - \beta z$; $\theta_0 = 1$ et $\Pi = 1$ à $z = 0$. d et H sont respectivement la hauteur et la profondeur isentropique de l'atmosphère (en Km). Il est important de noter que dans l'approximation inélastique, les variables sans dimension \vec{V}_0 , w_0 , Π_1 et θ_1 ne sont pas complètement indépendantes. La pression sans dimension Π_1 doit toujours être de telle sorte que les termes du forçage dans l'équation du moment doivent continuer de satisfaire l'équation de continuité. Ces contraintes impliquent que Π_1 doit être déterminé par la solution d'une équation elliptique telle que proposée par Ogura et Philips (1962) :

$$\vec{\nabla} \cdot \rho_0 \vec{\nabla} \Pi_1 + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_0 \frac{\partial \Pi_1}{\partial z} \right) = \beta \frac{\partial \rho_0 \theta_1}{\partial z} - \beta \vec{\nabla} \cdot \left[\rho_0 \left(\vec{V}_0 \cdot \vec{\nabla} \vec{V}_0 + w_0 \frac{\partial \vec{V}_0}{\partial z} \right) \right] - \beta \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho_0 \left(\vec{V}_0 \cdot \vec{\nabla} w_0 + w_0 \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) \right] \quad (1.21)$$

1.2.4 Paramétrisation de la convection

1.2.4.1 Principe

Dans le cas de l'étude des pluies, le principal processus sous-maille à paramétrer est la convection, il est responsable à la fois de la redistribution d'énergie et d'humidité dans le domaine et d'une partie des cumuls de pluies. La paramétrisation de la convection requiert trois éléments de base : une méthode pour déterminer le déclenchement de la convection, un modèle de nuage et une hypothèse de fermeture (Bechtold, 2017). Dans un premier temps, il s'agit donc de déterminer l'occurrence et la localisation de la convection (déclenchement). Dans un second temps, il est nécessaire de caractériser la distribution verticale de chauffage, d'humidité et de quantité de mouvement due à la convection, généralement grâce à un modèle de nuage. Enfin, une hypothèse de fermeture permet de quantifier les flux de masse convectifs, notamment les pluies convectives totales. Ces deux dernières étapes consistent à quantifier les effets de la convection sur la grande échelle sous la forme de termes de sources apparentes de chaleur, de quantité de mouvement et de puits apparents d'humidité.

1.2.4.2 Les schémas de convection

Un grand nombre d'approches et de formulations de la paramétrisation de la convection existent. Nous présentons les principales approches ci-après, avec une attention particulière portée aux schémas en flux de masse dont font partie les schémas de convection utilisés dans les modèles que nous utiliserons par la suite.

a) Les schémas basés sur les bilans d'humidité

Dans ce type de schéma, tel que celui proposé par Kuo (1965), la pluie convective est liée à la convergence d'humidité à grande échelle.

b) Les schémas d'ajustement

Les schémas d'ajustement consistent à ajuster les profils verticaux de température et d'humidité à un profil de référence. Manabe et al. (1965) ont proposé d'ajuster instantanément les profils de température et d'humidité d'une couche conditionnellement instable et saturée vers des profils adiabatiques humides et saturés. Les travaux de Betts et Miller (1986), ont montré que la condition de saturation n'est pas nécessaire. L'ajustement est réalisé au bout d'un temps de relaxation quand l'atmosphère est instable vers un profil adiabatique humide. Il n'y a pas profil de référence pour l'humidité. Cet ajustement vient de l'observation faite dans les régions tropicales, selon laquelle l'atmosphère s'ajuste naturellement vers un état de quasi-équilibre en présence de convection. Le schéma a vocation à modéliser directement cet ajustement plutôt que d'essayer de l'obtenir comme résultat de modèles plus complexes.

c) Les schémas en flux de masse

L'approche en flux de masse est aujourd'hui largement utilisée par les schémas de convection implémentés dans les modèles climatiques. Le premier schéma de ce type a été proposé par Arakawa et Schubert (1974). La maille est virtuellement divisée en une partie convective et un environnement. Le flux de masse moyen dans la maille \bar{M} est la somme du flux de masse vertical de l'environnement \tilde{M} et du flux de masse convectif net M_C . Le flux de masse convectif net regroupe l'ensemble des flux de masse convectifs M_i , à savoir les flux saturés ascendants et descendants (c'est-à-dire nuageux) et les flux insaturés descendants (descentes précipitantes, trous d'air). Les flux sont exprimés par unité de surface de la maille.

$$\bar{M} = \tilde{M} + M_C = \tilde{M} + \sum_i M_i \quad (1.22)$$

Le flux de masse moyen \bar{M} est une variable de grande échelle fournie par les équations de la dynamique. La figure 5 illustre le principe du schéma en flux de masse.

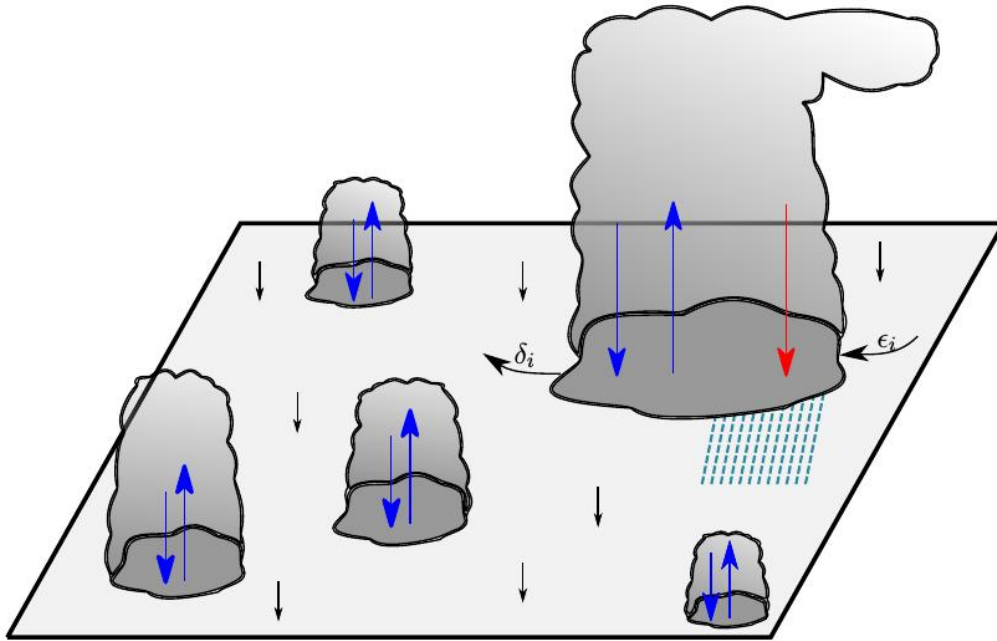


Figure 5 – Représentation synthétique du principe des schémas en flux de masse. Illustration pour une unité de surface à un niveau donné entre la base des nuages et leur sommet. L’entraînement d’air environnemental dans les nuages et le déentraînement d’air nuageux dans l’environnement sont représentés par les flux ϵ_i et δ_i . Les flux nuageux saturés sont indiqués par les flèches bleues et les flux insaturés par les flèches rouges. La subsidence environnementale est représentée par les petites flèches noires (Arakawa et Schubert, 1974).

La maille est composée de diverses zones de convection plus ou moins profonde (nuages) compensées par un environnement subsident. À chaque niveau vertical, les échanges entre les nuages et l’environnement consistent en l’entraînement d’air environnemental (flux ϵ_i) et le déentraînement d’air nuageux (flux δ_i). Les bilans (de masse, d’énergie) appliqués à l’environnement, c’est-à-dire la partie du domaine qui est extérieure aux courants convectifs, permettent de déterminer les flux de masse des courants convectifs et d’exprimer l’évolution de température et d’humidité en fonction de ces flux. La connaissance du flux de masse convectif, des variables thermodynamiques et des quantités de mouvement résultant de la convection permettent alors de quantifier l’influence de la convection sur la grande échelle.

De nombreux schémas de convection utilisent cette approche en flux de masse (Emanuel, 1991 ; Tiedtke, 1993 ; Kain, 2004). Les différences entre les schémas viennent de l’estimation des divers courants verticaux, de leurs flux et des variables thermodynamiques associées. Dans les modèles climatiques actuels, la paramétrisation est nécessaire pour la convection (humide et sèche), la microphysique nuageuse, le transfert radiatif, les mouvements et turbulences dans la couche limite planétaire et les processus de surfaces continentales et ou hydrologiques. Il faut noter que, les choix de paramétrisations et les schémas physiques sont généralement l’une des causes des divergences

des sorties des simulations issues des différents modèles.

1.3 Les modèles de circulation générale et leur cadre international

1.3.1 Les modèles de circulation générale

Un Modèle de Circulation Générale (MCG) est une modélisation mathématique du climat à l'échelle du globe Terrestre. Il s'appuie sur les équations énoncées dans la Section 1.2.2, appliquées à une sphère en rotation. Ceci permet de simuler à la fois la circulation atmosphérique mais aussi la circulation océanique. Les modèles de circulation générale utilisent d'une part les équations discrétisées auxquelles on ajoute des paramétrisations pour prendre en compte des phénomènes sur des échelles fines. Cela peut-être le cas des ondes gravitationnelles, de l'interaction avec la surface, l'albédo. On complète ce système avec des équations décrivant les changements d'état, l'effet de serre, etc. D'un modèle à un autre, la complexité peut varier énormément. Les modèles les plus simples sont axi-symétriques et modélisent le flux d'énergie solaire par un flux thermique proportionnel à l'écart à une température d'équilibre. Une seconde étape consiste à modéliser les GES, les flux d'humidité et les changements de phase (par exemple avec une aqua-planète, c'est-à-dire une planète océan). On peut ajouter un ou plusieurs continents, un cycle diurne/nocturne et saisonnier par la suite.

En emboîtant le pas de ses prédécesseurs, Phillips (1956) développe pour la première fois un modèle climatique qui décrit de manière convaincante la circulation troposphérique. Le premier modèle de circulation générale qui combine à la fois les processus atmosphériques et océaniques est développé dans les années 60 par la NOAA. Par la suite, de nombreux modèles de circulation générale ont été élaborés et n'ont cessé de se complexifier à la faveur de ressources de calcul de plus en plus puissantes. Les modèles de circulation générale désignent un vaste ensemble de modèles comprenant entre autre :

- Les modèles de circulation générale atmosphérique (MCGA) ;
- Les modèles de circulation générale océanique (MCGO) ;
- Les modèles de circulation générale couplé qui prennent en compte l'Océan et l'Atmosphère (MCGOA) ;
- Les MCGs couplés à un plus grand nombre de systèmes climatiques et de processus physique, en l'occurrence les surfaces continentales, la cryosphère, la végétation, la biogéochimie marine, la chimie atmosphérique, etc. On parle de plus en plus de «modèles du système Terre».

1.3.2 Le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

La création du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC ou, IPCC en anglais) et celle du Comité intergouvernemental de négociation de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques constituent aussi des étapes importantes en ce qui concerne l'action entreprise en réaction aux changements du climat qu'on associe aux activités humaines. À la suite des études évaluant la sensibilité climatique et les risques de réchauffement climatique liés aux émissions de CO_2 , en 1988 sous l'égide de deux institutions des Nations Unies (l'OMM et le PNUE), le GIEC a été réuni pour expertiser les résultats scientifiques à destination des décideurs. Le GIEC a pour mandat d'évaluer sans parti pris, de manière méthodique et objective, l'information scientifique, technique et socio-économique disponible en rapport avec les questions du changement du climat. Ces informations sont sélectionnées parmi les études effectuées par des organismes pluridisciplinaires internationaux et publiées dans des revues scientifiques. Le GIEC est aussi chargé d'estimer les risques et les conséquences du changement climatique, d'envisager des stratégies d'adaptation aux impacts et d'atténuation des émissions des GES. La figure 6 montre les différentes organisations internationales impliquées dans le cadre du projet CMIP.

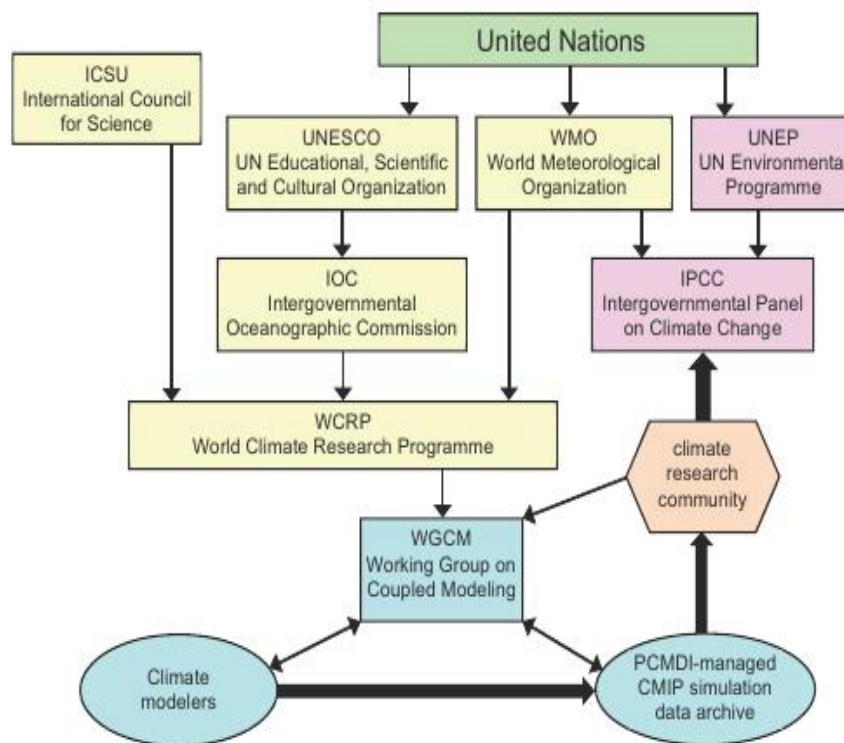


Figure 6 – Relations entre les différents organismes impliqués dans le cadre du GIEC (Taylor et al., 2012).

Pour répondre aux besoins du GIEC en termes de modélisation climatique, les centres de modélisation internationaux se coordonnent pour comparer les différentes projections climatiques.

Le premier projet d'inter-comparaison des MCGs nommé CMIP1 est lancé en 1995. Depuis sa création, le GIEC a fourni cinq rapports, dont l'avant dernier, le quatrième rapport d'évaluation, appelé AR4 a été publié en 2007 (IPCC, 2007). Ce rapport d'évaluation était basé sur les modèles de la troisième phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP3) et les scénarios d'émissions futurs utilisés étaient ceux du rapport spécial sur les scénarios d'émission (SRES). Ceux-ci sont regroupés en quatre grandes familles (A1, A2, B1 et B2), qui étudient différentes voies de développement sociétal en fonction d'un large éventail de facteurs démographiques, économiques et technologiques ainsi que des émissions des GES qui en résultent. Les réflexions aujourd'hui menées sur ce thème permettent de représenter les profils d'évolution des concentrations (RCPs). Ces profils sont utilisés pour établir des projections fondées sur la taille de la population, l'activité économique, le mode de vie, la consommation d'énergie, le mode d'utilisation des terres, la technologie et la politique climatique.

1.3.3 Phase 5 du projet d'intercomparaison des modèles couplés

Le projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP pour Coupled model intercomparison project en anglais) est un projet du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP pour World Climate Research Programme). Ce projet a pour mission de valoriser les recherches de façon coordonnée entre les différents groupes simulant les données climatiques. Cette coordination permet une meilleure estimation et compréhension des différences et des similitudes entre les modèles climatiques. Les résultats des projections de changement climatique CMIP5 constituent la base du cinquième rapport d'évaluation du GIEC en abrégé AR5 (IPCC, 2013), qui a été finalisé en novembre 2014. En Septembre 2008, une séance de travail à laquelle ont participé 20 groupes de par le monde qui s'occupent de la modélisation du climat (WCRP : World Climate Research Programme's), le groupe travaillant sur les modèles couplés (WGCM : Working Group on Coupled Modelling) et bien d'autres sont tombés d'accord de promouvoir une nouvelle approche expérimentale des modèles climatiques coordonnés (Taylor et al., 2012). De cette initiative est née la 5^e phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5). L'approbation du CMIP5 par le WGCM a suivi une phase de planification impliquant une large participation de la part de la communauté qui a abouti à une proposition consensuelle de réaliser une série de simulations climatiques qui se concentrent sur les principales lacunes en matière de compréhension des changements climatiques passés et futurs (Meehl et Hibbard, 2007 ; Hibbard et al., 2007). Principalement, CMIP5 fournira notamment un contexte multimodal pour :

- Évaluer les mécanismes responsables des différences des modèles dans les rétroactions mal comprises associées au cycle du carbone et aux nuages ;
- Examiner la « prévisibilité » climatique et explorer les capacités prédictives des systèmes de prévision sur des échelles de temps décennales et plus
- Déterminer pourquoi les modèles forcés de la même manière produisent une gamme de

réponses.

Plusieurs études à travers le monde utilisant les simulations CMIP5 ont été réalisées (Sheffield et al., 2013 ; Wei et al., 2013 ; Roehrig et al., 2013 ; Sillmann et al., 2013). Sheffield et al. (2013) ont évalué la capacité d'un modèle constitué d'un ensemble de modèle CMIP5, à simuler la climatologie du continent Nord-Américain. Les résultats dans l'ensemble montrent une bonne reproduction des principaux paramètres climatiques. Roehrig et al. (2013) dans leurs travaux en Afrique de l'Ouest observent que la température de la surface de la mer est bien reproduite par les modèles CMIP5 malgré la sous-estimation de la variabilité décadaire de la mousson.

La variabilité de la pluviométrie à des échelles intra-saisonnières, inter-annuelles et inter-décadaires régulièrement observée se traduit par des sécheresses sévères et des inondations (Nicholson, 1989 ; Hulme, 1992) qui peuvent avoir pour corollaire les déplacements des populations, les guerres civiles, l'insécurité alimentaire, la précarité de la santé humaine, la dégradation des zones côtières, l'impact sur l'économie, les habitats et les infrastructures d'après le 5^{ème} rapport (Fifth Assessment Reports : AR5) du Groupe d'experts Intergouvernemental sur le Changement du Climat (GIEC ; IPCC, 2013). Aussi, l'Afrique Centrale présente une topographie complexe et un climat varié. Elle montre plusieurs régimes de pluie en fonction des sous-zones (Aloysius et al., 2016) et, entourée à l'Ouest par l'Océan Atlantique qui est caractérisé par une forte variation annuelle de la température de surface (Nicholson et Dezfuli, 2013), au Nord et au Sud par le désert du Sahara et de Kalahari, respectivement et à l'Est par les hautes terres et l'Océan Indien qui est une source du flux d'humidité dans la région.

On note aussi une convection associée à une forte couverture nuageuse (Dommo et al., 2018) en relation avec la dynamique de Zone de Convergence Inter-Tropical (ZCIT) et les systèmes des jets africain (Sultan et Janicot, 2000 ; Jackson et al., 2009 ; Pearson et al., 1993 ; Schneider et al., 2014) qui sont des défis pour les modèles à bien simuler les pluies à travers la sous-région. Cependant, les chercheurs qui s'occupent des questions de modélisation climatique sont en train de faire beaucoup d'efforts pour améliorer les sorties des modèles climatiques (Haensler et al., 2013). Ceci vu le nombre sans cesse croissant d'expériences coordonnées par le GEIC à travers ses cinq précédents rapports. En effet, en prélude à l'élaboration de son 5^{ème} rapport, le GEIC, groupe installé dans le monde d'entier a mis à jour les modèles couplés du climat. Ces modèles prennent en compte l'Atmosphère, l'Océan, la glace et les processus de surfaces continentales avec la dynamique de la végétation. Aussi, bon nombre de ses modèles ont un processus physique, une paramétrisation nuageuse et un nouveau schéma radiatif du soleil. Ainsi les modèles de circulation générale simulent la pluie, la température, l'humidité spécifique, le vent et bien d'autres paramètres climatiques intervenant dans l'étude du climat des régions spécifiques (Wei et al., 2013). Il a été montré que les modèles participant à la phase 5 du Projet d'Inter-comparaison des Modèles Couplés habituellement notés en anglais : Couple Models Intercomparaison Projet phase 5 ou CMIP5 (<https://cmip.llnl.gov/cmip5/>) ont amélioré leur résolution spatiale, ce qui leur permet de donner

une bonne représentation des structures et de l'amplitude des paramètres climatiques dans un milieu à topographie et processus physiques complexes (Giorgi et al., 2009). Les simulations CMIP5 fournissent ainsi, une collection importante des sorties des données climatiques pour l'évaluation du climat passé et son évolution futur.

En Afrique Centrale, Washington et al. (2013) montrent que les modèles climatiques CMIP5 avec un flux d'humidité divergeant faible (fort) sur le bassin sous-estiment (surestime) la quantité des pluies enregistrées. Toutefois les températures sont mieux simulées que les pluies. Nous devrions noter que ces auteurs se sont particulièrement concentrés sur la résolution spatiale des modèles en termes de basse ou haute résolution, bien que les performances des modèles climatiques CMIP5 ne soient pas toujours liées à leur résolution spatiale. Toutefois, un ensemble des simulations CMIP5 ressort correctement le cycle bimodale des pluies et une bonne distribution spatiale comparativement à des modèles pris individuellement sur le bassin du Congo (Washington et al., 2013). Bien qu'ils aient observé ces différences entre les modèles, il y a peu d'étude qui explique le caractère humide ou sec de ces différents modèles. Nous entendons par modèles humides (secs) ceux qui sous-estiment (surestiment) les précipitations. Il est donc intéressant d'évaluer les mécanismes responsables de l'un ou l'autre caractère des modèles CMIP5. Le jet d'est africain (JEA), le jet d'est tropical (JET), le jet d'ouest africain (JOA) ainsi que la circulation de Walker constituent le système dynamique qui régule l'intensité et l'amplitude des pluies en Afrique centrale (Nicholson et Grist, 2003; Nicholson et Dezfuli, 2013; Dezfuli et Nicholson, 2013; Hua et al., 2016). Aussi l'utilisation ou l'application des modèles CMIP5 en Afrique Centrale doit prendre en compte ce système dynamique. Par ailleurs peu d'études utilisant les modèles CMIP5 sont consacrées aux conditions climatiques extrêmes en Afrique centrale.

Récemment, sur la base d'un ensemble combiné de modèles de climat régionaux (RCMs) et de modèles climatiques globaux (MCGs) issus des modèles CMIP5, Haensler et al. (2013) ont étudié les changements dans le total des pluies annuelles et dans l'intensité des épisodes de fortes pluies. Leurs résultats mettent en évidence l'augmentation de l'intensité des fortes pluies pour tous les deux scénarios d'émission de GES, bas et élevés respectivement. Pour mieux comprendre les caractéristiques des pluies à l'aide d'un ensemble de données in situ, Aguilar et al. (2009) ont analysé la tendance annuelle de certains indices de pluies sur trois régions africaines, dont l'Afrique centrale. Leur analyse a révélé que, lorsque la majeure partie de l'Afrique montre une augmentation des épisodes de fortes pluies au cours de la seconde moitié du XX^e siècle, l'Afrique centrale enregistre une diminution des épisodes de fortes pluies.

1.4 Représentation du climat futur

Une partie de ce mémoire porte sur l'évolution futur du climat de l'Afrique Centrale et ses possibles impacts sur le régime pluviométrique de la région. D'abord, il est important d'insister

sur les origines anthropiques du changement climatique, qui par définition diffère des variations climatiques d'origine naturelle (les phénomènes ENSO, El Niño et NAO). Le changement climatique est une résultante des émissions des GES et donc de la modification du bilan radiatif. Les modifications de la concentration des GES et leurs conséquences sur le climat actuel et futur sont étudiées avec des modèles intégrant les nouvelles concentrations et leurs évolutions. L'un des objectifs du GIEC est de considérer plusieurs scénarios d'évolution en fonction de divers contextes socio-économiques, démographiques technologiques, environnementaux et politiques d'un futur possible.

1.4.1 Bilan énergétique planétaire, bilan radiatif régional et l'effet de serre

Le soleil est le premier acteur du système climatique. En effet la plus grande part de son énergie vient du Soleil. Selon Stephens et al. (2012), la valeur moyenne de l'énergie solaire reçue par la surface de la Terre est de $340.2 \pm 0.1 \text{ W.m}^{-2}$ (voir sur la Fig. 7). Le bilan énergétique planétaire est constitué de l'équilibre radiatif entre flux solaire incident et flux infrarouge émis, complété par les échanges de chaleur depuis la surface vers l'atmosphère grâce à la nature convective. La figure 7 présente le schéma du bilan énergétique planétaire. Il faut noter que le bilan énergétique planétaire est équilibré, ce qui n'est pas le cas du bilan radiatif régional qui fait apparaître des zones excédentaires en énergie et des zones déficitaires en énergie. Les rayons solaires pénètrent dans l'atmosphère terrestre jusqu'à atteindre la surface et entrent en interaction avec différentes composantes du système (surfaces, nuages, gaz etc). Environ 30 % ($100.0 \pm 2 \text{ W.m}^{-2}$) du rayonnement est réfléchi vers l'espace par les nuages, l'atmosphère et la surface terrestre. C'est ce qui représente albédo de l'atmosphère. Les fluides terrestres à savoir l'air et l'eau sont des moteurs qui prennent en charge le transport d'énergie nécessaire à l'équilibrage du bilan énergétique régional. Le rôle des circulations des océans et de l'atmosphère est de transporter de l'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires.

Près de la moitié des radiations solaires entrantes sont absorbées par la surface terrestre ($165 \pm 6 \text{ W.m}^{-2}$) et une plus petite partie par l'atmosphère ($75 \pm 10 \text{ W.m}^{-2}$). Cette énergie est transmise vers l'atmosphère par le réchauffement de l'air en contact avec la surface (conduction et convection thermiques), par évaporation (énergie latente) et par radiation onde longue (infra-rouge) qui est en partie absorbée par certains constituants de l'atmosphère notamment la vapeur d'eau (H_2O), le gaz carbonique (CO_2), le méthane (CH_4), l'oxyde nitrique (NO_2), les GES atmosphériques et les nuages.

La plupart de ces radiations sont absorbées par l'atmosphère, qui les réémet à la fois vers le haut (espace) et le bas (surface de la Terre). La perte des radiations vers l'espace provient du haut des nuages et des régions où l'atmosphère est plus froide que la surface. La réémission des

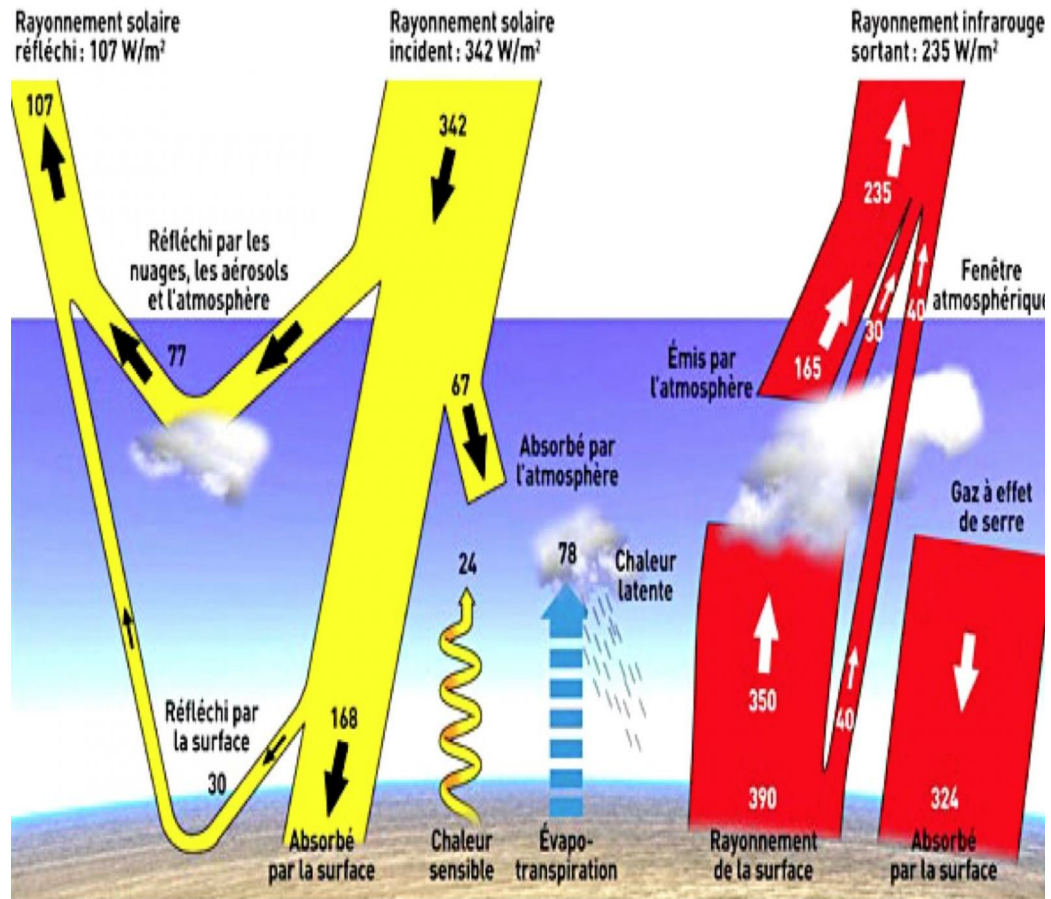


Figure 7 – Schéma du bilan énergétique planétaire. En jaune et à gauche : l'apport solaire. En rouge et à droite : l'apport des surfaces et de l'atmosphère dans l'infra rouge. En jaune et bleu au centre : flux de chaleur sensible et latente. Tous les flux sont en $W.m^{-2}$. Environ la moitié de la radiation solaire est absorbée par la surface terrestre (IPCC, 2007).

radiations vers la surface crée un phénomène appelé l'effet de serre. En effet, sans ce phénomène naturel, la température moyenne sur la Terre serait de $-18\text{ }^{\circ}C$ au lieu de la moyenne actuelle de $15\text{ }^{\circ}C$.

1.4.2 Changements observés et leurs causes

L'influence de l'homme sur le système climatique est clairement établie et, aujourd'hui, les émissions anthropiques de gaz à effet de serre sont les plus élevées jamais observées (GIEC, 2014). De même, les changements climatiques récents ont eu de larges répercussions sur les systèmes humains et naturels. L'effet de serre est un processus naturel de réchauffement de l'atmosphère qui intervient dans le bilan radiatif de la Terre. Il est dû aux GES contenus dans l'atmosphère, à savoir principalement la vapeur d'eau, le CO_2 et le CH_4 . Le bilan radiatif terrestre est perturbé par les gaz rejetés dans l'atmosphère par l'activité humaine. Si l'effet de serre est naturel, il est renforcé par l'activité humaine, les industries et les véhicules de transports qui émettent de grandes

quantités de CO_2 , CH_4 , protoxyde d'azote (N_2O) et chloro- et hydrofluorocarbures. Les cycles du carbone montrent que les quantités de carbone rejetées par la biosphère sont bien supérieures à celles rejetées par l'homme. Néanmoins, le cycle naturel est équilibré alors que les gaz rejetés par l'activité humaine sont en excès et s'accumulent. Par conséquent le bilan radiatif et énergétique devient de plus en plus déséquilibré.

Notre planète se réchauffe depuis le début de l'ère industrielle d'après le nouveau rapport de synthèse du GIEC (IPCC, 2013). La figure 8 montre l'évolution des températures observées depuis la période préindustrielle et celle des simulations CMIP5 qui prennent en compte à la fois les forçages anthropogéniques (HistoricalGHG), naturels (HistoricalNat) et non anthropogéniques (Historical_NonGHG). La courbe en noire montre l'évolution de la températures de surface. Depuis 1910 son évolution est positive pour atteindre $1^\circ K$ de plus en 2000, traduisant ainsi le changement climatique.

Sur la figure 8, quand les effets naturels iniquement (courbe en vert) sont pris en compte dans les simulations du CMIP5, on constate que dès 1910 la dispersion des températures suit la même tendance que celle des observations mais avec un réchauffement moins prononcé. En revanche, les simulations ne prenant pas en compte les forçages anthropogéniques (courbe en orange) ne reproduisent pas ce changement climatique. Les simulations incluant uniquement les forçages anthropogéniques (courbe en rouge) montrent un réchauffement supérieur à celui des observations. Cela signifie d'une part que les GES liés à l'activité humaine sont responsables du réchauffement pendant la seconde moitié du XX^e siècle et d'autre part que les modèles du CMIP5 sont capables de reproduire la tendance des températures de surface contemporaines (Forster et al., 2013).

En fait, la nature anthropogénique du changement climatique, et nous verrons qu'en tenant compte des conditions socio-économiques et des trajectoires que pourrait suivre l'activité humaine dans les années à venir, plusieurs types de scénarios de réchauffement ont été mis en place chacun, avec son niveau de probabilité. Ainsi, on comprend d'ors et déjà la nécessité de recourir aux modèles climatiques pour une amélioration de notre compréhension du système climatique. Ces outils sont indispensables pour l'étude de l'évolution du climat dans le futur selon différents scénarios.

1.4.3 Les scénarios d'émission de GES : «Representative Concentration Pathway» (RCP)

Les scénarios futurs cherchent à répondre aux questions essentielles en fonction des diverses hypothèses d'évolution des sociétés humaines, au cours du XXI^e siècle. Ils abordent à la fois la croissance de l'économie, l'évolution des émissions des GES, l'existence de technologies plus

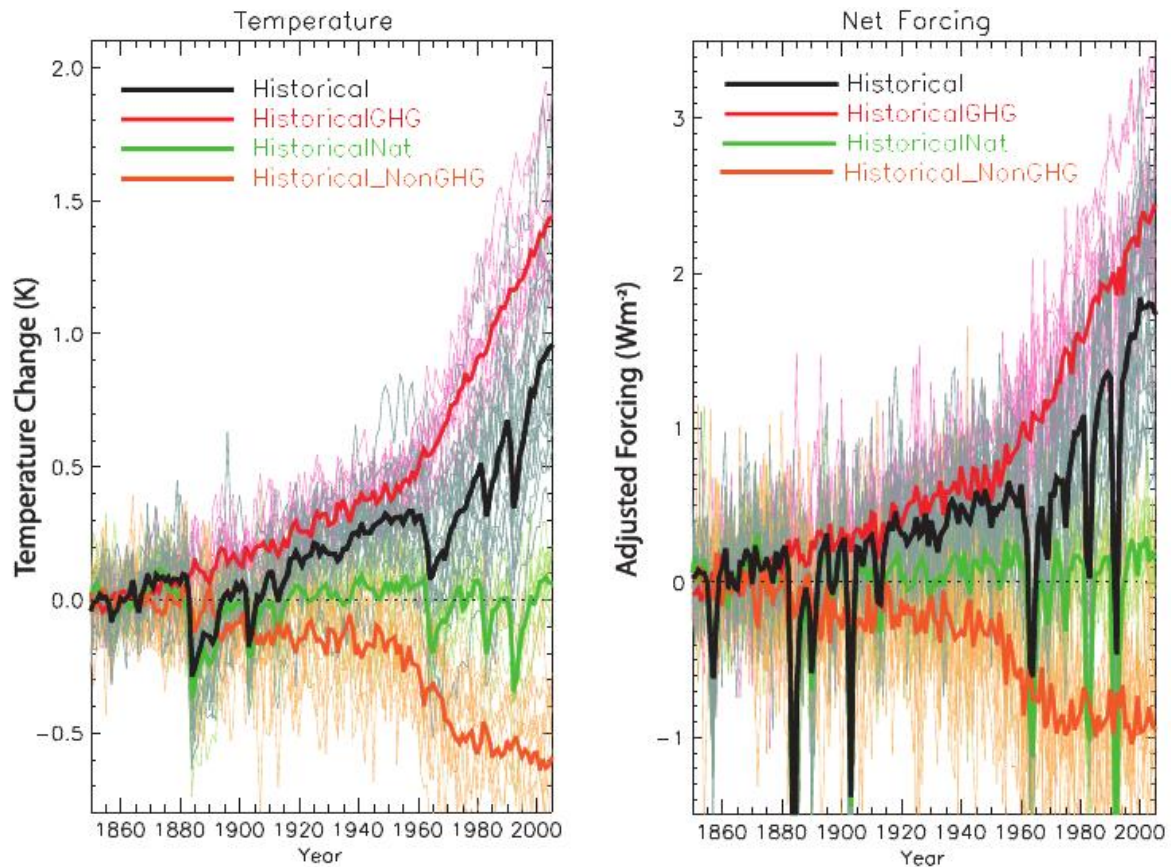


Figure 8 – (À gauche) Comparaison entre les moyennes annuelles globale des changements de la température de surface et le forçage solaire ajusté, depuis la période industrielle, pour les données d'observation et les données du CMIP5 prenant en compte des forçages différents. (À droite) Comparaison entre le forçage ajusté net pour le même jeu de données (Forster et al., 2013).

écologiques, les politiques mises en place, etc. Donc, il est prévu que le climat futur dans son évolution, prendra en compte l'inertie du réchauffement comme conséquence des émissions des GES d'origine anthropiques passées, à venir et, de la variabilité naturelle du climat (GIEC, 2014). En effet, pour élaborer ces scénarios, on formule de nombreuses hypothèses sur l'état futur du monde, surtout les trois principales forces motrices : la population, le niveau de développement économique et les changements structurels ou technologiques. Contrairement aux scénarios SRES, les scénarios RCP (van Vuuren et al., 2011) ne sont pas définis par le GIEC, mais ont été plutôt établis par la communauté scientifique pour répondre aux besoins du GIEC. Ces scénarios contiennent des trajectoires d'émission de concentration et d'utilisation des terres. Il existe quatre types de scénarios RCP, sélectionnés sur la base de plusieurs centaines de scénarios publiés. Ils décrivent un large éventail d'évolution en terme de forçage radiatif. Ainsi, les RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 correspondent à un forçage radiatif global correspondant à : 2,6 ; 4,5 ; 6,0 et 8,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ d'ici la fin du siècle (2100). Les détails sur les caractéristiques de chaque scénario RCP (forçage radiatif, concentration des GES et trajectoires) sont résumés dans le Tableau 1.

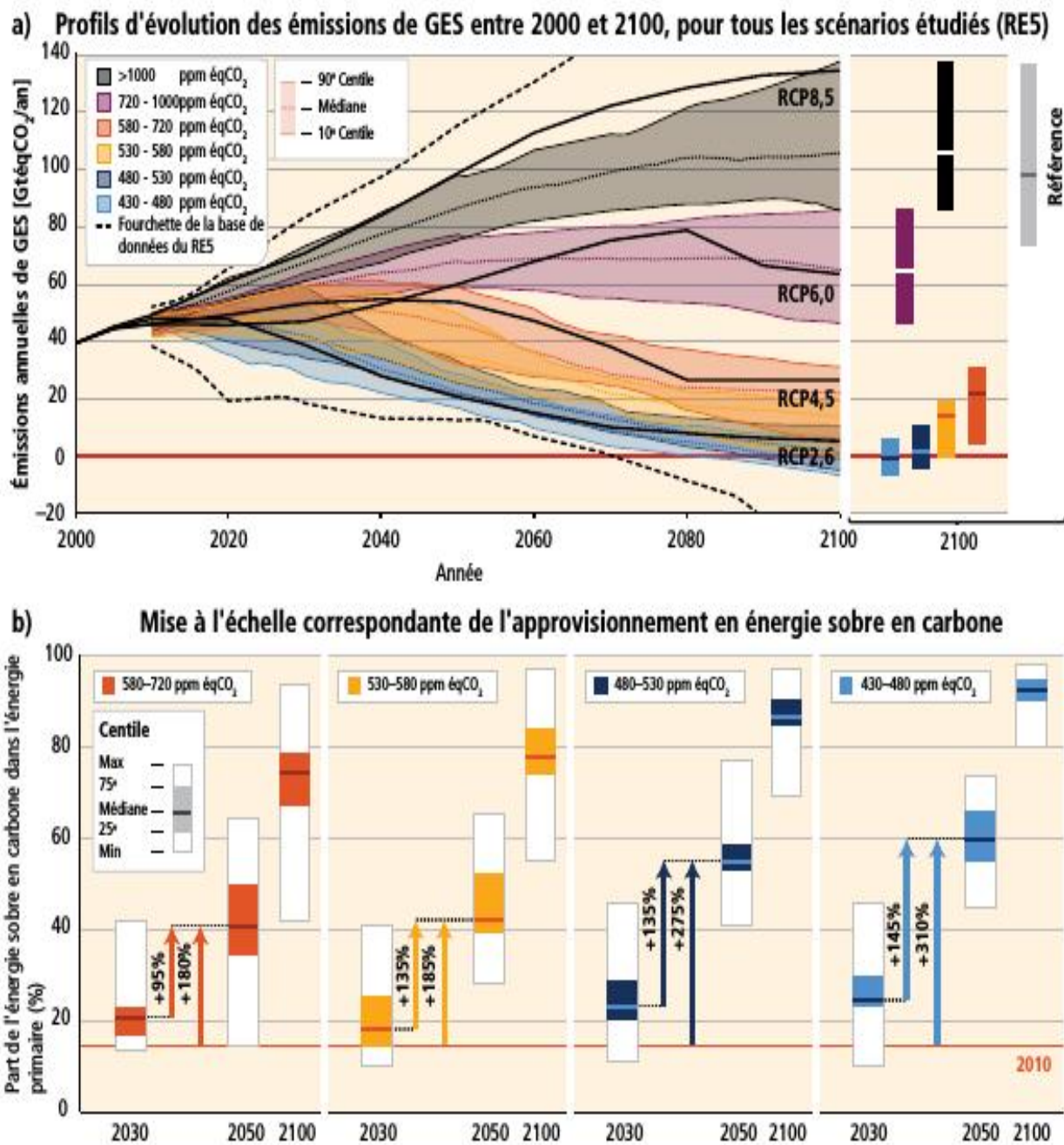


Figure 9 – Émissions mondiales de gaz à effet de serre ($\text{Gt}\text{eqCO}_2/\text{an}$) dans les scénarios de référence et d'atténuation pour différents niveaux de concentration à long terme (a) et exigences d'une mise à l'échelle correspondante de l'approvisionnement en énergie sobre en carbone (b; pourcentage de l'énergie primaire) pour 2030, 2050 et 2100 par rapport aux niveaux de 2010 dans les scénarios d'atténuation (GIEC, 2014).

Le forçage radiatif est le changement du bilan radiatif (rayonnement descendant moins rayonnement montant) au sommet de la troposphère (10 à 16 km d'altitude), dû au changement d'un des facteurs d'évolution du climat comme la concentration des GES. La figure 9 montre une vision détaillée des caractéristiques des scénarios d'émission, des concentrations en équivalent CO_2 qui

Tableau 1 – Caractéristiques des scénarios d’émission des gaz à effet de serre (RCP)

Nom	Changement du bilan radiatif	Concentration des GES	Trajectoire
RCP 8.5	$>8,5 \text{ W.m}^{-2}$ en 2100	>1370 ppm equiv.- CO_2 en 2100	Croissance
RCP 6.0	$\sim 6 \text{ W.m}^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100	~ 850 ppm equiv.- CO_2 au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 4.5	$\sim 4,5 \text{ W.m}^{-2}$ au niveau de stabilisation après 2100	~ 660 ppm equiv.- CO_2 au niveau de stabilisation après 2100	Stabilisation sans dépassement
RCP 2.6	Pic à $\sim 3 \text{ W.m}^{-2}$ avant 2100 puis déclin	Pic à ~ 490 ppm equiv.- CO_2 avant 2100 puis déclin	Pic puis déclin

y correspondent. Peu d’études ont exploré les scénarios pour lesquels il est plus probable d’atteindre un réchauffement inférieur ou égal à $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ d’ici 2100 ; ces scénarios conduisent d’ici 2100 à des concentrations atmosphériques inférieures à $430 \text{ ppm } \text{eqCO}_2$ et d’ici 2050 à des émissions se situant entre 70 et 95 % au-dessous des émissions de 2010. Le RCP2.6, qui intègre les effets de politiques de réduction des émissions susceptibles de limiter le réchauffement planétaire à $2 \text{ }^\circ\text{C}$, est l’unique profil d’évolution, n’ayant pas d’équivalent avec les anciennes propositions du GIEC.

Toutefois d’après le GIEC (2014), vers la fin du XXI^e siècle, le réchauffement moyen à la surface du globe par rapport à la période préindustrielle, sera probablement supérieur à $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$ selon les scénarios RCP4,5, RCP6,0 et RCP8,5 avec un degré de confiance élevé, et probablement supérieur à $2 \text{ }^\circ\text{C}$ selon les scénarios RCP6,0 et RCP8,5 aussi, avec un degré de confiance élevé. Selon le scénario RCP4,5, il est plus probable qu’improbable qu’il soit supérieur à $2 \text{ }^\circ\text{C}$ avec un degré de confiance moyen. Il est improbable qu’il soit supérieur à $2 \text{ }^\circ\text{C}$ selon le scénario RCP2,6 avec degré de confiance moyen.

Dans cette thèse, nous utiliserons les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5 disponible pour évaluer les changements futurs sur les indices de pluie. Le RCP8.5 correspond au profil de forçage radiatif en pleine croissance conduisant à $8,5 \text{ W.m}^{-2}$ en 2100 alors que la concentration de CH_4 se stabilise vers 3500 ppm (soit le double de la concentration dans le RCP4.5).

Conclusion

Ce chapitre nous a permis d’avoir une vue globale sur le système climatique et les interactions entre ses différentes composantes. Aussi, les mobiles du progrès de la modélisation du climat ont été élucidés ainsi que les équations fondamentales du mouvement. Par la suite, nous avons développé la notion des modèles de circulation générale et leur cadre international tout en insistant sur la phase 5 du projet d’inter-comparaison des modèles couplés. Enfin, nous avons parlé de l’effet de serre et son amplification suite à l’action de l’Homme et de la notion de changement climatique tout en définissant les scénarios d’émission des GES, notés RCP.n W.m^{-2} .

Chapitre 2

Zone d'étude, données et méthodologie

Introduction

Ce chapitre présente d'abord l'Afrique Centrale qui est notre zone d'intérêt, ensuite les différentes données utilisées qui sont soit des données d'observation, soit des données de réanalyse, soit des données modèles, et enfin les méthodes et les outils statistiques indiqués pour nos analyses.

2.1 Zone d'étude

Nous représentons à la figure 10, la zone d'étude qui se situe entre -15° et 15° de latitude, et 5° et 35° de longitude et, couvrant l'Afrique Centrale et un secteur de l'Océan Atlantique dans le Golf de Guinée. L'Afrique Centrale est un carrefour du point de vue climatique car elle subit l'influence de l'Océan Atlantique à l'ouest, celui de l'Océan Indien à l'est (par des vents chaud et humide d'une part et frais et humide d'autre part) et une influence continentale au nord liée au désert du Sahara (par des vents frais et sec d'une part et d'intrusion des aérosols d'autre part). De plus, plusieurs bassins versant sont recensés à travers cette zone. C'est le cas du Bassin de la Bénoué, Bassin de la Sanaga, Bassin du Congo qui ravitaille la majorité des réseaux hydrographiques de la région.

Elle fait aussi ressortir les pays tels que : le Cameroun, le Tchad, la République Centrafricaine, le Gabon, le Congo, le Nigéria, le Niger, le Soudan, la République Démocratique du Congo (RDC), le Kenya, la Tanzanie, la Zambie, et l'Angola. L'Afrique Centrale se caractérise par une topographie complexe et variée avec les basses plaines ; d'altitude inférieur 400 m, autour de la côte Atlantique dans le sud-ouest. Aussi, ce type de relief se trouve au centre du Bassin, à l'ouest de la RDC et autour du Lac Tchad, au nord. Ses basses terres sont entourées par des hauts plateaux qui

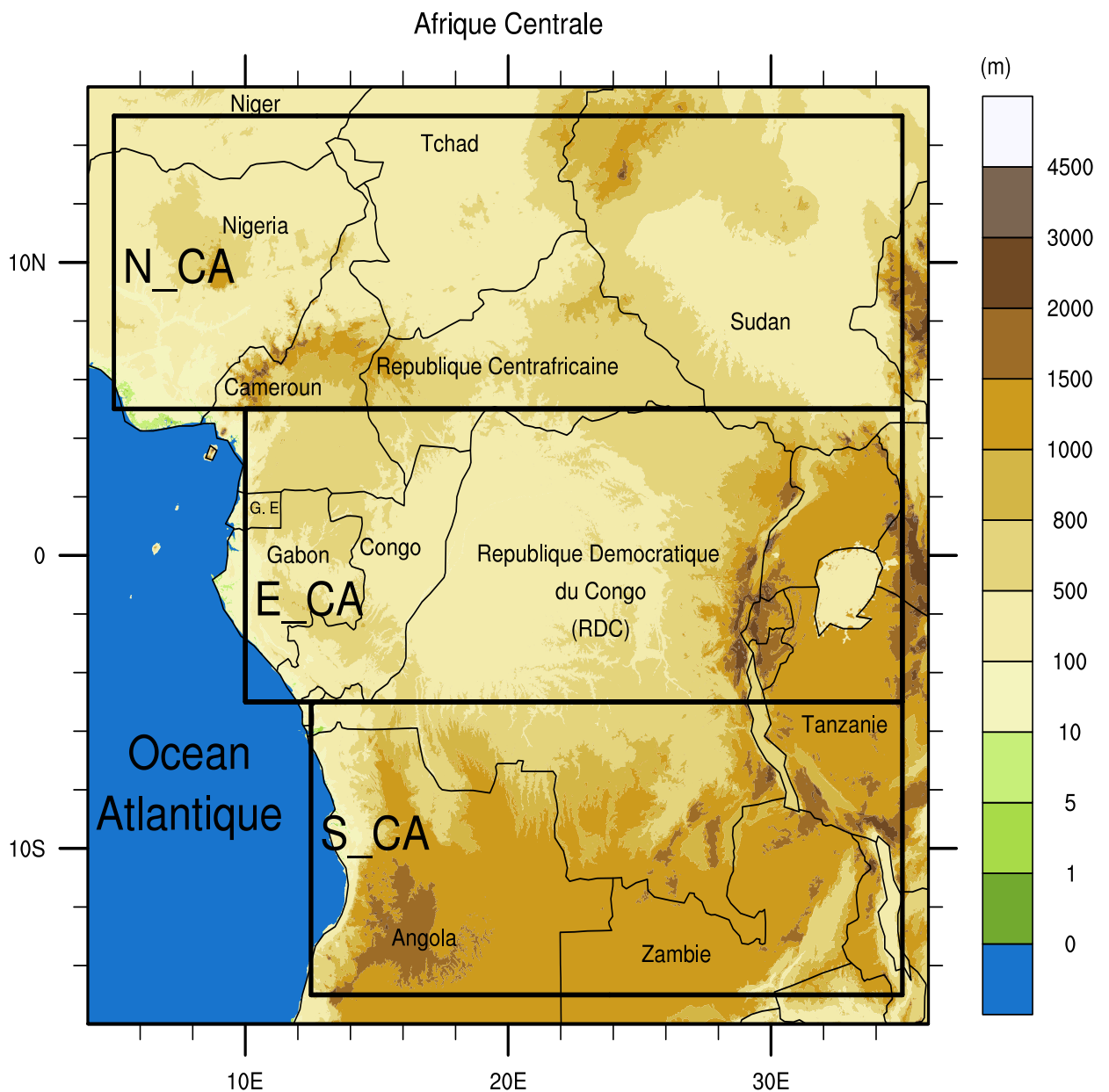


Figure 10 – Carte de la zone d'étude Afrique Centrale qui s'étend de 15°S à 15°N de latitude et de 5°E à 35°E de longitude, avec les noms des pays inclus. La sous-zone, Afrique Centrale nord N_CA (5°N à 15°N, 5°E à 35°E), Afrique Centrale sud S_CA (15°S à 5°S, 12.5°E à 35°E) et Afrique Centrale équatoriale E_CA (5°S à 5°N, 10°E à 35°E) sont utilisées pour représenter le cycle annuel des pluies et d'apprécier la performance des modèles. La topographie en mètre (m) est représentée en couleur.

s'étendent de 600 m à 2500 m d'altitude tels que le Plateau Joss, les hautes terres du Cameroun. La zone de l'est est caractérisée par des hautes terres d'une altitude supérieur à 2500 m avec l'imposante vallée de Rift le long de la frontière est de la RDC ; qui constitue une certaine barrière

entre le Bassin du Congo et l'Océan Indien. Cette barrière serait à l'origine des mouvements verticaux de l'air dont le corollaire est la formation des structures passant des cellules convectives isolées aux systèmes convectifs de méso-échelle.

Cette zone d'étude est dominée par le climat tropical. Le climat tropical étant celui qu'on retrouve entre les tropiques de Cancer à 25° de latitude Nord et Capricorne à 25° de latitude Sud. Tout au long de l'année, la température moyenne mensuelle se trouve au dessus de 18°C. L'Afrique Centrale est caractérisé par un climat tropical humide qui présente deux saisons dont une pluvieuse pratiquement accompagnée par de fortes températures et l'autre sèche avec les valeurs de température les plus faibles. Ceci d'autant plus qu'on s'éloigne de l'équateur. Le climat équatorial quant à lui, est caractérisé par deux saisons pluvieuses et deux saison sèches. Durant ces périodes, la température moyenne est de 27°C. Dans la zone d'étude, les précipitations sont maximales en bordure immédiate du golfe de Guinée, avec une pluviométrie de l'ordre 12000 mm par an autour du piémont du mont Cameroun à Debundscha (Olivry, 1986; Sighomnou et al., 1993). La pluviométrie diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur. Ainsi, dans le fossé du rift albertin, on rencontre des zones arides où la pluviométrie est en dessous de 950mm. Les différentes saisons observées dans notre zone d'étude sont influencées par des masses d'air.

En fait, il a été démontré que la forêt dense d'Afrique tropical est dominée par un cycle bimodal de pluie ayant pour pics, au courant de la saison Mars-Avril-Mai (MAM) et Septembre-Octobre-Novembre (SON). Les travaux de Pokam et al. (2012); Washington et al. (2013), nous permettent de constater qu'en MAM, le maximum de pluie observé est lié à une convergence méridionale du flux d'humidité, autour de 650 hPa, en relation avec la composante nord du jet d'est Africain (JEA-N). De même en SON, le pic de pluie observé est d'une part, une conséquence de l'advection d'humidité de l'océan Atlantique en basse troposphère et d'autre part, la coexistence de la branche nord (JEA-N) et la branche sud du jet d'est Africain (JEA-S). MAM et SON sont les deux principales saisons pluvieuses à travers l'Afrique Centrale dues aux deux passages sud-nord et nord-sud (de part et d'autre de l'équateur) de la zone de maximum de convection. Les saisons extrêmes sont Décembre-Janvier-Février (DJF) et Juin-Juillet-Août (JJA) sont caractérisées par un dipôle sud humide/nord sec en DJF et, sud sec/nord humide en JJA. Le nord humide en JJA est une conséquence de la mousson ouest Africain que atteint son maximum d'activité en cette saison. Notre zone d'étude est subdivisée en trois sous-zones qui prennent en compte le caractère uni-modal des pluies dans les sous-zones S_CA au sud et N_CA au nord et le fort caractère bimodal dans la sous-zone E_CA au centre, tel que représenté à la figure 10.

Les phénomènes météorologiques extrêmes, tels que les inondations, les glissements de terrain, les sécheresses témoignent de la nécessité de mieux préparer les populations de l'Afrique Centrale à s'adapter aux changements climatiques et à renforcer leur résilience face à ces derniers. L'adaptation suppose que nous modifions nos décisions, nos activités et nos façons de penser en fonction de changements climatiques observés ou attendus. L'adaptation aidera à atténuer les dommages ou à

tirer avantage de nouvelles possibilités. Les mesures d'adaptation peuvent consister à anticiper ou à réagir aux impacts des changements climatiques. Parmi ces mesures d'adaptation, citons l'élaboration de normes plus rigoureuses dans le domaine de la construction dans les régions où l'on attend des glissements de terrain plus importants ou encore le ralentissement du développement dans les régions côtières où l'on prévoit une hausse du niveau de la mer. En prenant des décisions éclairées, nous serons en mesure d'éviter certains coûts associés aux changements climatiques.

2.2 Données utilisées

Parmi les données utilisées, on retrouve celles d'observation, de réanalyse, et les données modèles.

2.2.1 Données d'observation

Les données d'observation sont l'acquisition active d'informations d'une source primaire. En science, l'observation peut également impliquer l'enregistrement de données via l'utilisation d'instruments scientifiques au cours de l'activité de recherche. La liste de ces données d'observation utilisées dans cette thèse est consignée dans le tableau 2.

Tableau 2 – Liste des données d'observation utilisées dans cette thèse

Noms des observations	Définition et Instituts	Long × Lat
CMAF	Center for Climate Prediction Merged Analysis of Precipitation, Version 0809 (Xie et Arkin, 1997)	2.50° × 2.50°
CRU	Climate Research Unit, Version TS3.22 (Harris et al., 2014)	2.50° × 2.50°
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre, Version 5.1d Version 0809 (Xie et Arkin, 1997) (ftp://ftp.dwd.de/pub/data/gpcc/download.html)	1.00° × 1.00°
GPCP	Global Precipitation Climatology Project, GPCP version 2.2 et GPCP 1DD (Huffman et al., 2009)	2.50° × 2.50°
PREC/L	Precipitation Reconstruction over Land, Version 6 (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.prc1.html)	0.50° × 0.50°
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM 3B42 et TRMM 3B43U (Huffman et al., 2010)	0.25° × 0.25°
UDEL	University of Delaware Precipitation, version 3.01 (Legates et Willmott, 1990b)	0.50° × 0.50°
NCEP/NCAR	National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (Kanamitsu et al., 2002)	2.50° × 2.50°
ERA-Interim	National Centers for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research (Kanamitsu et al., 2002)	2.50° × 2.50°

Il est bon de savoir que les bases de quadrillage mondial fournissent des données météorologiques parfois très difficile à obtenir. Ces informations sont issues de diverses stations météorologiques réparties dans le monde. La méthode d'interpolation souvent utilisée est du krigeage ordinaire.

Daniel G. Krige professeur à l'Université de Witwatersrand en Afrique du Sud et ingénieur des mines a élaboré la technique du krigeage afin d'évaluer les disponibilités des ressources minérales. La méthode est développée pour la première fois en 1951 (Krige, 1951). Elle est formalisée en 1962 par Georges Matheron dans l'ouvrage : *Traité de géostatistique appliquée*. Dans ce document, G. Matheron donne le nom de l'ingénieur sud africain à la technique d'interpolation. Après son utilisation pour l'évaluation des ressources minières (Krige, 1951), le krigeage a été très rapidement utilisé en météorologie pour l'interpolation de données climatiques (Beck et al., 2005).

Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale, utilisant l'autocorrélation spatiale des données comme support de calcul. Ce principe simple permet d'obtenir pour une surface donnée une estimation de la valeur de la série étudiée en chaque point de la superficie de référence. La méthode de krigeage est basée sur une estimation linéaire de l'espérance et de la variance à partir de données spatialisées (Hennequi, 2010). De façon plus précise, il est question de l'exploitation du variogramme de la série. Cette méthode d'interpolation permet une estimation linéaire non biaisée et à variance minimale des données estimées. Pour les données météorologiques, le krigeage consiste à effectuer une interpolation entre différentes stations en pondérant les stations selon la distance du point à chaque station périphérique utilisée et selon la distance de chaque stations entre elles. Ainsi, pour une même interpolation, deux stations proches l'une de l'autre ont un poids respectif moins important que deux stations éloignées. La méthode de krigeage permet de régler le problème de l'hétérogénéité dans la répartition géographique des stations. C'est une méthode d'interpolation spatiale simple puisqu'elle repose sur l'inverse des distances entre les points (Simonet, 2012).

Ainsi, comme le montre la figure 11, pour une aire donnée A, contenant 6 stations auxquelles sont associées des données météorologiques X, le krigeage doit permettre de déterminer pour chaque centre i (ou centroïde) du quadrillage de l'aire la valeur de la donnée pluviométrique, considérant une corrélation entre les valeurs de la donnée dans les stations voisines et la distance du point d'estimation à ces stations. Le nombre de stations choisi pour l'interpolation peut varier. Le principe du krigeage est très proche des algorithmes d'estimation spatiale traditionnelle. Les résultats obtenus avec cette méthode sont similaires à ceux obtenus avec un l'algorithme de Shepard (1968) ou des méthodes de triangulation par pondération inverse de la distance. La particularité du krigeage est d'utiliser la fonction de distribution spatiale révélée par la série et non une fonction de distribution exogène. L'avantage de la méthode est de fournir la variance des erreurs pour l'ensemble des points étudiés. Pour cette base, les auteurs notent que la méthode de Shepard et le krigeage ordinaire donnent des résultats similaires. L'algorithme de Shepard est préféré au krigeage dans les bases de données décrites par la suite.

On distingue plusieurs types de krigeage : le krigeage simple, ordinaire ou avec dérive/tendance. Notons que le poids de krigeage assigné à un même point voisin renseigné peut être différent selon le point estimé. De plus, le poids de krigeage est défini comme le poids permettant la minimisation de la variance des estimateurs. Toutefois, la méthode du krigeage repose sur de nombreuses hypothèses

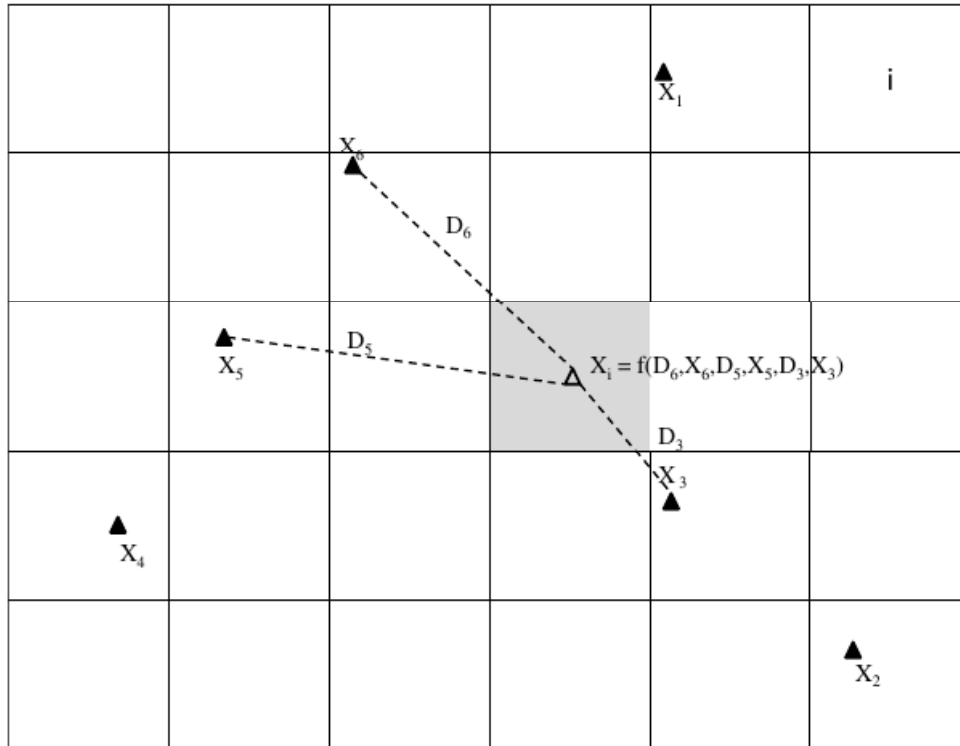


Figure 11 – Principe du Krigeage (Simonet, 2012).

qui limitent l'utilisation des résultats d'une telle interpolation. Tout d'abord, la technique repose sur une hypothèse de distribution linéaire des données. Cette hypothèse est importante puisqu'elle pose le problème du nivellement des données. Les chocs ponctuels et très locaux sont de fait lissés par le krigeage. La méthode d'interpolation utilisée ne permet pas de prendre en considération les microclimats, ni même les phénomènes de versants. Elle ne tient pas compte non plus de la distance du point à la mer. Le travail nécessite de plus un nettoyage préliminaire des données qui permet de régler les problèmes de points aberrants dus aux erreurs de mesure et d'homogénéiser la base. Cette étape lisse également les épisodes extrêmes localisés. De plus, par construction cette méthode crée une corrélation entre les points. Celle-ci ne doit théoriquement reproduire que la corrélation liée à la géographie et au climat. La covariance entre les points, illustre en effet le variogramme de la zone. La base peut être exploitée pour l'étude des phénomènes de long terme tels que le changement climatique (Grieser et Beck, 2006). L'estimation par krigeage est toujours associée à des erreurs. Les auteurs associent aux points estimés, des erreurs de mesure qui peuvent être prises en compte lors d'une exploitation statistique de la base.

Les données du Centre de climatologie des pluies dans le monde (GPCC) par exemple sont issues d'un krigeage ordinaire. L'interpolation utilisée prend en compte 9343 stations (voir Fig. 12). Les auteurs retiennent trois sources principales de données : l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO) soient 13 500 stations, l'unité de recherche sur le climat (CRU correspond aux données du Climatic Research Unit) soient 9 500 stations, le réseau de

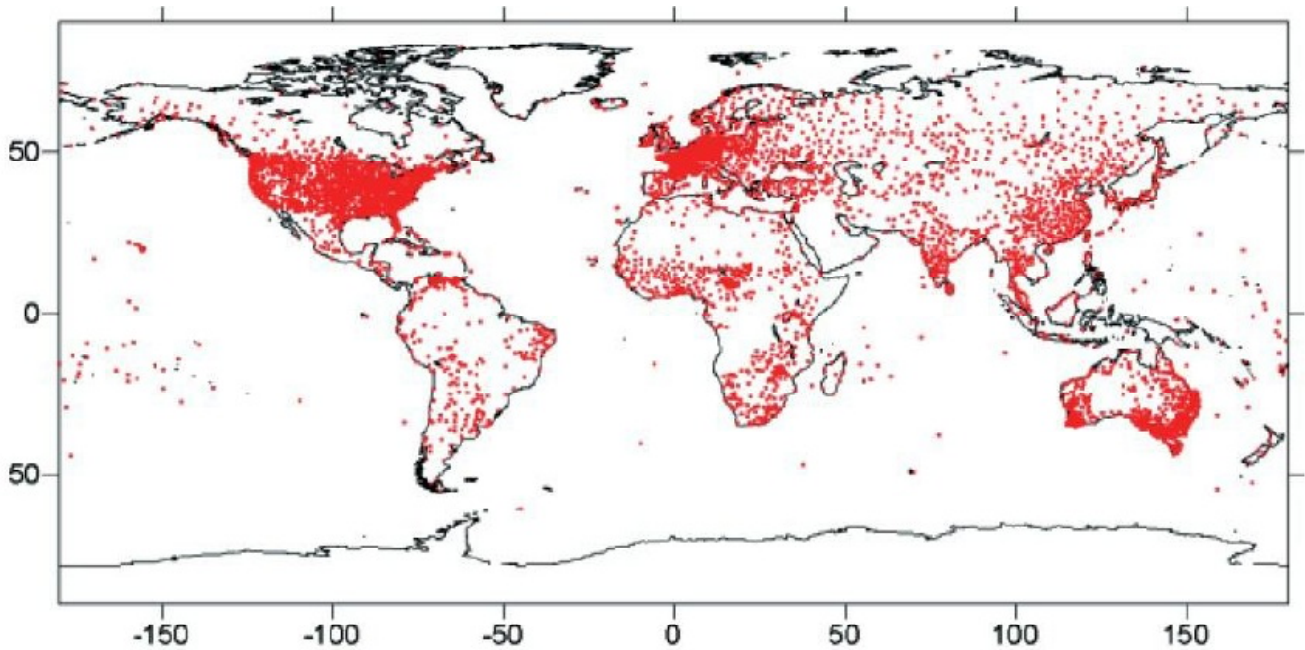


Figure 12 – Répartition géographique des 9 343 stations de mesures disponibles dans le monde (Beck et al., 2005).

climatologie historique mondial (GHCN : Global Historical Climatology Network), soient 22 600 stations. Les stations sont identifiées selon leur position géographique, leur altitude, leur nom et leur code de l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM ou code WMO). Elles sont ensuite harmonisées. Par exemple certaines stations sont identiques dans les différentes bases mais ne présentent pas les mêmes valeurs. Dans ce cas, les auteurs doivent faire un choix pour la valeur la plus crédible entre les données en concurrence. De plus, les méthodes d'agrégation sont différentes selon l'origine des mesures, ce qui nécessite une harmonisation des données. Les stations ne présentant pas assez de valeurs sur la période 1951-2000 ont été supprimées. Finalement, 90% des stations retenues proposent des données depuis 1951 sans valeur manquante. Afin d'éviter les problèmes d'hétérogénéité, les auteurs ont préféré solliciter le moins de sources de possibles. C'est pourquoi les données nationales sont peu utilisées (sauf pour contrôle) car leur système de mesure n'est pas harmonisé au niveau mondial. Ces étapes de validations sont communes à l'ensemble des bases présentées dans cette partie (voir tableau 2).

Comme nous venons de voir certaines institutions proposent aujourd'hui des données d'observation à l'échelle du continent. Ces données sont produites via une assimilation de différentes sources de données in situ suivie d'une interpolation sur une grille régulière. Le nombre de stations utilisées et les techniques d'interpolation pour produire ces données maillées varient d'une institution à l'autre. De plus, des données satellitaires peuvent également être assimilées en plus des stations au sol tels que TRMM et GPCP par exemple, même comme les différences ne manquent pas. Les différences entre les données qui ne comportent que des stations au sol sont plus faibles

(globalement ces données utilisent les mêmes stations) et résulteraient des techniques d'interpolation différentes et du nombre de stations dans les régions mal représentées.

2.2.1.1 Center for Climate Prediction Merged Analysis of Precipitation : CMAP

The Center for Climate Prediction Merged Analysis of Precipitation (CMAP), Version 0809 (Xie et Arkin, 1997), contient les pluies sur tout le globe. C'est une association de plusieurs sources de données avec des caractéristiques différents, incluant les stations d'observations, des restitution provenant de plusieurs satellites et des réanalyses. Cette donnée mensuelle a une résolution spatiale de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

2.2.1.2 Climatic Research Unit : CRU

L'une des bases de données climatiques la plus utilisée est celle de CRU. Produits à l'Université de «East Anglia» au Royaume Unis. L'unité fournit depuis de nombreuses années des grilles de données dont les couvertures spatiales et temporelles ont évolué. Dans les années 1990, une numérotation des versions a été mise en place. Les données CRU les plus récentes disponibles actuellement sont celles de la troisième version de la base : CRU TS3.22. La base CRU TS3.22 doit regrouper à terme les séries de plusieurs variables climatiques depuis 1901 jusqu'à 2013 : précipitation terrestre, température, couverture nuageuse, température journalière et moyenne mensuelle, température minimale et maximale, pression atmosphérique, fréquence des jours de pluie (Harris et al., 2014), même comme tous ces paramètres ne sont pas disponible. L'ensemble des données sont quadrillées sur une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, basée sur l'analyse des relevés de plus de 4000 stations météorologiques.

2.2.1.3 Université de Delaware : UDel

La base de l'Université de Delaware offre une grille de données climatiques mondiale, UDel version 3.02 (Willmott et Matsuura, 2001), est une série de données mensuelles de température et de pluies, maillées sur une résolution de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ et couvrant la période allant de 1901 à 2010. Les auteurs principaux sont les professeurs Willmott et Matsuura. La base est produite au sein du Centre de recherche sur le climat du département de géographie de l'Université de Delaware aux Etats Unis. Comme les CRU, pour leur production, les enregistrements des stations ont servi de base et ont par la suite créé de nouvelles climatologies mensuelles maillées de température et des pluies, disponibles pour l'ensemble de la surface terrestre du globe. Les auteurs utilisent une combinaison de différentes méthodes d'interpolation spatiale éprouvées dans de précédents articles. Ils utilisent une combinaison du Modèle Numérique de Terrain (DEM), d'interpolation assistée présentée par Willmott et Matsuura (1995), de l'interpolation traditionnelle présentée dans l'article de Willmott et al. (1985) et de l'interpolation de climatologie assistée par ordinateur

(IAO) décrite par Willmott et Atsuura (1995).

Dans leurs travaux, Willmott et Atsuura (1995) montrent que la prise en compte de l'élévation (l'altitude du point) peut augmenter la précision de l'interpolation. Cet argument justifie, selon les auteurs, l'utilisation de l'interpolation DEM qui utilise un quadrillage de l'altitude terrestre. De façon simplifiée, chaque station est abaissée au niveau de la mer, selon une règle liant la température à l'altitude. Les auteurs estiment une relation entre l'altitude et la température d'environ $+6.5^{\circ}\text{C}$ par 103 mètres de baisse de l'altitude (Willmott et Atsuura, 1995). Ensuite une interpolation simple des données est effectuée à partir d'un algorithme de Shepard. Finalement chaque point de grille est relevé à son altitude et la température est augmentée selon la même règle que pour l'abaissement (Willmott et Atsuura, 1995). L'interpolation est réalisée avec une version sphérique de l'algorithme de Shepard, qui emploie une méthode améliorée de pondération par l'inverse de la distance en prenant en compte la sphéricité du globe terrestre (Shepard, 1968; Willmott et al., 1985). L'algorithme de Shepard (1968) est une méthode simple d'interpolation linéaire, utilisant l'inverse de la distance d'un point pour estimer sa valeur.

Dans l'article de 1985, les auteurs montrent que la prise en compte de la sphéricité du globe pour une interpolation mondiale améliore les résultats d'estimation de l'algorithme. Cette distance sphérique améliore doublement la précision puisqu'elle entre dans l'algorithme d'une part pour interpoler les valeurs de la grille et d'autre part pour déterminer la station la plus proche du point à estimer. Au total, le nombre de stations qui influent sur l'estimation d'un point augmente (20 stations en moyenne, 7 dans les versions précédentes).

Les auteurs utilisent également l'interpolation de la climatologie aidée : CAI (Climatology aided interpolation). La méthode est présentée dans l'article de Willmott et Atsuura (1995) et s'inspire des travaux de (Legates et Willmott, 1990b, 1990a). Les auteurs procèdent à une validation croisée de leurs résultats. Les erreurs d'interpolation sont calculées comme la différence entre la valeur vraie d'une station et l'estimation de la valeur de cette station si cette dernière est enlevée de l'échantillon (Willmott et Atsuura, 1995). Les erreurs sont ensuite quadrillées suivant le même processus d'interpolation. Chaque point d'estimation est donc associé à une erreur estimée.

La base de référence de la base Udel est celle du GHCN2. Les séries ont été complétées pour plusieurs stations à partir de données issues d'autres sources et les valeurs mensuelles ont parfois été calculées à partir de données journalières ou horaires. Lorsqu'une station présente deux valeurs concurrentes selon la source les auteurs définissent la valeur source comme la médiane des deux valeurs concurrentes. Si les coordonnées des stations ne sont pas exactement identiques, les auteurs considèrent qu'il s'agit de deux stations très proches mais différentes. Ce choix entraîne un nombre de stations disponibles au cours de cette période qui varie de 1600 stations à environ 12200 selon les années. Le nombre de stations disponibles augmente avec les années et sont réparties sur l'ensemble de la surface terrestre.

2.2.1.4 Global Precipitation Climatology Centre : GPCC

Les pluies du Centre de climatologie des pluies dans le monde (GPCC) sont des stations dérivées sur la terre ferme et les qualités de la source de pluie sont soigneusement contrôlées. La série chronologique est passée de 67 200 (~ 98 par mois pour l'Afrique centrale) à base de pluviomètres (Schneider et al., 2014). Les données d'analyse de jauge interpolées fournies par le GPCC ne sont pas corrigées du biais pour les limites de mesure méthodique de jauge. Cependant, le GPCC fournit évaluations de cette erreur ainsi que le nombre de stations utilisées sur la grille. Ici, nous avons utilisé la version 6 de GPCC (V6). Cet ensemble de données est produit sur une base mensuelle entre 1901 et 2010 à une résolution spatiale de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Le nombre de stations de jauge assimilées en CRU est plus petit que dans GPCC.

2.2.1.5 Global Precipitation Climatology Project : GPCP et GPCP 1DD

GPCP Version 2.1 (Huffman et al., 1997), fusionne les données des stations pluviométriques, des satellites et des observations de sondage pour estimer les pluies mensuelles, sur une grille globale de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ à partir de 1979 à nos jours. La combinaison minutieuse des estimations des pluies par satellite fournit une analyse plus complète des pluies disponibles à ce jour sur les océans de la planète et ajoute nécessairement plus de détails spatiaux aux analyses des pluies sur les continents. En plus de la combinaison de ces ensembles de données, les estimations des incertitudes dans l'analyse des pluies sont fournies en tant que partie des produits de GPCP.

Pour répondre aux besoins des utilisateurs qui sollicitent des estimations des pluies aux échelles spatiales et temporelles plus fines, les données journalières du GPCP (Rudolf et al., 2010), d'un degré sont fournies. Le produit GPCP 1DD fournit des estimations des pluies sur une grille de $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ sur l'ensemble du globe à un pas de temps de 1 jour (tous les jours) pour la période allant de 1997 jusqu'à présent.

2.2.1.6 Tropical Rainfall Measuring Mission : TRMM 3B42 et TRMM 3B43

TRMM version 7 (Huffman et al., 2010), qui combine les données micro-ondes à partir de plusieurs satellites, est une mission spatiale conjointe entre la NASA et la JAXA, conçu pour surveiller et étudier les pluies tropicales et subtropicales, et l'énergie libérée associée.

Pour la recherche sur le climat, les produits TRMM 3B42 (moyennes journalières et 3-horaires) et TRMM 3B43 (moyennes des pluies mensuelles), sont les produits les plus pertinents. 3B42 et 3B43 sont disponibles en une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, couvrant 50°N à 50°S pour la période allant de janvier 1998 jusqu'à présent.

2.2.1.7 Precipitation Reconstruction over Land : PREC/L, Version 6

Les pluies reconstruites (PREC) sont obtenues par une interpolation des observations de jauge au sol correspondant à la partie terrestre des analyses (PREC/L) sur une grille de $2,5^\circ$ de latitude / longitude allant de 1948 à nos jours (Kanamitsu et al., 2002).

2.2.1.8 Les données de réanalyse

Les réanalyses représentent également une source importante de données climatiques pour l'Afrique. Nous avons donc décidé de les inclure dans notre intercomparaison. Les réanalyses permettent, comme leur nom l'indique, de produire une analyse du climat à un instant t . Il faudrait comprendre que la qualité des réanalyses, en une région, dépend donc de la disponibilité des observations lors de l'assimilation. Les réanalyses du NCEP/NCAR (NCEP dans la suite; Kanamitsu et al., 2002), sont les résultats de simulation des champs des variables atmosphériques (les vents pour notre étude), d'un modèle numérique de prévision du temps à partir de données assimilées d'origine satellitaire et in situ (station, radiosondage, etc.). NCEP est la dernière version de réanalyses produite par NCAR. NCEP qui couvre la période partant de janvier 1948 à nos jours, à une résolution spatiale de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ et sont disponibles sur 17 niveaux de pression et un pas de temps de 6h.

Les données ERA-Interim sont une réanalyse atmosphérique globale couvrant la période 1979 jusqu'au 31 août 2019. En fait, le premier produit de réanalyse, ERA-15, a généré des réanalyses sur environ 15 ans, de décembre 1978 à février 1994. Le second produit, ERA-40 (originellement voulu comme une réanalyse de 40 ans) commence en 1957 (l'année géophysique internationale) et couvre 45 ans, jusqu'en 2002. En tant que précurseur à un produit de réanalyse étendu destiné à remplacer ERA-40, le CEPMMT a sorti ERA-Interim qui couvre la période de 1979 à aujourd'hui et est continuellement mis à jour. Ces observations sont disponibles sur l'ensemble du globe et fournies par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen-terme (CEPMM) et disponible toutes les 6h simultanément sur tous les points du continent. Les données de réanalyse météorologiques sont issues d'un modèle numérique qui utilise des observations (des mesures in situ et des observations satellites). Ces observations permettent de corriger le modèle afin de le rendre plus performant. Parmi les informations fournies par ERA-Interim, on trouve entre autres des données de précipitation, des valeurs de pression ou des informations sur les couvertures nuageuses. Les données se téléchargent au format Netcdf, et demandent un travail de traitement avant de pouvoir être utilisées. Ce format de données est toutefois très propice à la création de cartes, qui s'obtiennent facilement avec le logiciel NCL. Le cumul de précipitations donné par ERA-Interim est plus élevé, la moyenne annuelle de précipitations est elle aussi plus élevée en Afrique Centrale (Vondou et Haensler, 2017).

Pour discuter de la variabilités annuelles des pluies, l'indice Nino3.4 de la NOAA (National

Ocean and Atmospheric Administration), qui correspond à l'anomalie de la température moyenne de la surface de la mer dans la région délimitée par 5°N à 5°S, de 170°W à 120°W. Cette région présente une grande variabilité sur l'échelle de temps du phénomène El Niño, et elle est proche de la région où les variations locales de la température de surface de la mer sont importantes pour déplacer les pluies, typiquement vers les régions situées dans l'extrême ouest du Pacifique.

2.2.2 Données des modèles

Pour nous projeter vers l'avenir et comprendre l'état du climat de notre planète et le changement climatique, les modèles numériques sont au centre de la question. C'est en s'appuyant sur leurs simulations qu'à la fin des années 1980, des climatologues ont alerté le public et les politiques sur le risque de réchauffement global. Depuis lors, les différents modèles numériques de climat constituent la pièce maîtresse de l'expertise climatique et fournissent périodiquement, pour les volumineux rapports du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), des projections de climats futurs sur la base de différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre.

Les modèles utilisés sont présentés dans le tableau 3. Dans ce tableau, nous présentons 20

Tableau 3 – Liste des 20 modèles utilisés dans cette thèse

Noms des modèles	Noms des Instituts	Lat × Lon
¹ ACCESS1-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation and Bureau of Meteorology, Australia	1.875° × 1.25°
² BCC-CSM1-1-M	Beijing Climate Center(BCC),China Meteorological Administration,China	2.8° × 2.8°
³ BNU-ESM	College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	2.8° × 2.8°
⁴ CanESM2	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Victoria, BC, Canada	2.8° × 2.8°
⁵ CMCC-CESM	CMCC - Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici, Bologna, Italy	3.75° × 3.75°
⁶ CNRM-CM5	Centre National de Recherches Meteorologiques, Meteo-France, Toulouse,France	1.4° × 1.4°
⁷ CSIRO-Mk3-6-0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization	1.875° × 1.875°
⁸ EC-EARTH	European Earth System Model	1.125° × 1.125°
⁹ GFDL-CM3	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2.5° × 2.0°
¹⁰ GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2.5° × 2.0°
¹¹ GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	2.5° × 2.0°
¹² HadGEM2-ES	Met Office Hadley Centre, Fitzroy Road, Exeter, Devon, EX1 3PB, UK	1.875° × 1.25°
¹³ IPSL-CM5A-LR	Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France	3.75° × 1.8°
¹⁴ IPSL-CM5A-MR	Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France	2.5° × 1.25°
¹⁵ MIROC-ESM	Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kanagawa, Japan	2.8° × 2.8°
¹⁶ MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Chiba, Japan	1.4° × 1.4°
¹⁷ MPI-ESM-LR	Max Planck Institute for Meteorology	1.875° × 1.875°
¹⁸ MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology	1.875° × 1.875°
¹⁹ MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute, Tsukuba, Japan	1.125° × 1.125°
²⁰ NorESM1-M	Norwegian Climate Centre	2.5° × 1.8°

modèles issues de la 5^{eme} phase du projet d'inter-comparaison des modèles couplés (CMIP5) qui est un projet du programme mondial de recherche sur le climat (WCRP). Ce projet vise à réaliser des simulations climatiques de façons coordonnées entre les différents groupes de recherche, permettant une meilleure estimation et compréhension du climat et des différences entre les modèles climatiques. Il permet, en outre, d'estimer l'incertitude due à l'imperfection des modèles dans

l'estimation du changement climatique lié à l'homme. La cinquième phase de ce projet a associé près de 20 centres climatiques du monde entier, et près de 50 modèles climatiques. Ce remarquable exemple de coordination scientifique et technique entre des dizaines de centres de modélisation du climat, implique au-delà de mille chercheurs. Les résultats des recherches basées sur ces simulations sont pris en compte dans l'évaluation de l'état des connaissances sur le climat par le GIEC. Il est à noter que le projet CMIP a démarré en 1997 avec la comparaison des performances de cinq modèles climatiques couplant la circulation atmosphérique avec une dynamique océanique, une surface continentale simple et une glace océanique thermodynamique. Aujourd'hui, ce projet s'occupe d'organiser le développement des modèles climatiques, de manière cohérente au niveau des données de sortie, de l'historique des expériences menées et des lacunes scientifiques. Ces modèles climatiques sont développés dans de nombreux pays. Aujourd'hui, ces résultats font office de référence presque au même titre que les réanalyses météorologiques. Cependant, un modèle isolé donne très souvent des résultats dont la variabilité est aléatoire et donc indésirable pour mettre en valeur des tendances. Le plus souvent, on utilise les variations moyennées sur l'ensemble des modèles. C'est pourquoi il est important que de nombreux modèles soient développés de manière indépendante par les différents centres. Pour tester ces modèles, on les utilise pour modéliser des scénarios connus grâce à la connaissance de l'histoire du climat ou bien en observant la manière dont ils rendent compte de certains phénomènes connus tels que El Niño. Les modèles de circulation générale que nous utilisons ici offrent la possibilité de simuler le climat de la planète entière.

Il est à noter que, lors du lancement d'une simulation, un état initial du système climatique doit être indiqué pour chaque composante du modèle. La simulation historique retrace l'état du système du début de l'ère industrielle (i.e. 1850) à nos jours (i.e. 2005). Les conditions initiales doivent correspondre à un état du système typique des conditions pré-industrielles. Dans le cadre de CMIP5, des simulations de contrôle pré-industriel (PiControl) ont été menées sur plusieurs centaines d'années pour chaque GCM. Elles décrivent l'état du système ayant une composition atmosphérique et une quantité constante d'énergie solaire reçue par le système. Elles permettent d'étudier la variabilité interne du système climatique. L'état de ce dernier au début de chaque simulation historique correspond à son état à un moment arbitraire de la simulation de contrôle. Certains instituts ont choisi d'effectuer plusieurs réalisations de cette simulation avec, à chaque fois, des conditions initiales correspondant à un moment différent de la simulation de contrôle. En considérant plusieurs réalisations, la variabilité interne du système peut être mieux caractérisée pour toutes les simulations. Une fois la simulation lancée, l'itération se fait par pas de temps spécifiques à chaque modèle. À chaque pas de temps et dans chaque maille, la valeur de chaque variable est calculée à partir de principes de base de la physique, du forçage radiatif et de l'état du système dans les mailles voisines. L'état initial du système pour le lancement des projections futures correspond à son état final dans la simulation historique. Dans la plupart des cas, autant de

réalisations sont conduites pour les projections que pour la simulation historique. Les GCMs sont construits sur la base de principes physiques, comme la conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Ces principes gouvernent le système climatique et décrivent les processus complexes nécessaires à simuler le climat et le changement climatique. Bien qu'il soit possible d'écrire les équations de la mécanique des fluides déterminant le comportement de l'atmosphère et des océans, leur résolution nécessite d'avoir recours à des algorithmes les discrétisant. De plus, plusieurs processus physiques, biologiques et chimiques à petite échelle ne peuvent pas être décrits par ces principes. Les causes en sont la limitation des capacités de calcul et un manque d'équations décrivant certains mécanismes, comme ceux de la microphysique des nuages par exemple. Il est alors nécessaire de les estimer par des paramétrisations intrinsèques à chaque GCM. Celles-ci sont établies par des relations empiriques et estimées sur la base de comportements déjà observés.

2.3 Méthodes utilisées

Nous utiliserons dans ce travail les logiciels CDO (pour Climat Data Operators) pour le traitement des données et NCL (pour NCAR Command Language) pour faire ressortir les figures. Comme les données ont des résolutions spatiales différentes, nous allons procéder à une interpolation qui permet de les ramener à une même grille afin de faciliter l'inter-comparaison entre les données des modèles et celles des observations.

2.3.1 Analyse quantitative

2.3.1.1 Le coefficient de corrélation de Pearson

Le coefficient de corrélation de Pearson (PCC) est le rapport de la covariance entre deux variables (x et y par exemple) sur le produit de leur écart type. Ce coefficient a pour objet de mesurer l'intensité de la liaison linéaire entre deux variables (Wilks, 2011). Le coefficient de corrélation entre les variables x et y est donné par la formule :

$$PCC_{xy} = \frac{Cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.1)$$

avec,

$$Cov(x, y) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \quad (2.2)$$

et,

$$\sigma_x = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (2.3)$$

$$\sigma_y = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2} \quad (2.4)$$

N est le nombre de points de grilles. x_i est la valeur de la variable considérée à la $i^{\text{ième}}$ grille du modèle et y_i est la valeur de la variable à la $i^{\text{ième}}$ grille de l'observation. \bar{x} et \bar{y} sont les valeurs moyennes de la variable x et y respectivement, σ_x et σ_y sont leurs écart-types et $Cov(x, y)$ représente leur covariance. Plus la valeur de PCC entre simulations et observations est proche des extrêmes (-1 ou 1), plus la corrélation est bonne.

2.3.1.2 L'écart moyen ou Biais

L'écart moyen ou Biais est la moyenne entre les données des deux séries prises deux à deux. Soit x_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) la série des simulations et y_i ($i = 1, 2, 3, \dots, N$) la série des observations avec N le nombre de données, posons $(x_i - y_i)$ l'écart entre les deux données au rang i . Le Biais sera alors :

$$Biais = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i) \quad (2.5)$$

Le Biais est d'autant plus proche de zéro que les deux séries de données sont similaires

2.3.1.3 L'écart quadratique moyen

L'écart quadratique moyen (RMSE) représente la distance entre les moyennes des deux séries. Identiquement au Biais, le RMSE est d'autant plus proche de zéro que deux séries sont similaires.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - y_i)^2 \right]^{1/2} \quad (2.6)$$

Le Biais et RMSE sont deux scores qui permettent de voir si les modèles surestiment ou sous-estiment la variable considérée (pluie ou températures de surface dans notre cas). À partir d'une analyse de la pertinence des deux indicateurs d'écart, Biais et RMSE, Chai et Draxler (2014) ont montré que pour une analyse de données climatiques, le RMSE est plus robuste que le Biais, en particulier pour une distribution Gaussienne des écarts. De plus, le RMSE est fonction de trois caractéristiques d'un ensemble d'écart (le Biais, la distribution des $(x_i - y_i)^2$ et $\left[\frac{1}{N}\right]^{1/2}$), plutôt que le Biais seul. Il est donc plus sensible aux grands écarts que le Biais, ainsi qu'aux valeurs aberrantes.

Les données de GPCP, CRU et UDel sont le plus souvent utilisées comme références pour quantifier le Biais, le RMSE et PCC entre les sorties des MCGs et les autres observations, respectivement pour la pluviométrie et la température de surface. Ces différents calculs statistiques sont effectués dans les zones définies sur la figure 10.

2.3.2 Les diagrammes de Taylor

Les diagrammes de Taylor (Taylor, 2001) proposent une façon assez simple de récapituler les ressemblances d'un champ de variables (ou un ensemble de plusieurs variables) par rapport à une observation. Comme nous l'avons déjà vu plus haut, les similarités entre deux champs de variable est mesurée en terme de leur PCC et leur RMSE. L'amplitude de leurs variations est représentée par leur écart type (STD). Les diagrammes de Taylor sont très utiles pour l'évaluation de plusieurs aspects des modèles complexes ou pour jauger les performances relatives de plusieurs modèles différents. De façon générale, le diagramme de Taylor caractérise les relations statistiques entre deux champs : le champ testé et le champ de référence (généralement représente la «réalité», puisque basé sur les observations).

Le fait que chaque points d'un champ situé dans le plan du diagramme, peut-être représenté simultanément par trois statistiques différentes (i.e., RMSE, PCC et STD), est basé sur la loi des cosinus appliquée à un triangle quelconque, qui est donnée par la relation suivante :

$$c^2 = a^2 + b^2 - 2ab \cos \phi \quad (2.7)$$

où a, b et c sont les distances des côtés du triangle et ϕ est l'angle opposé au côté c .

Toutes ces paramètres statistiques (RMSE, PCC et STD) sont utiles pour comparer les champs de plusieurs variables, et il est possible de toutes les représenter dans un seul diagramme facilement interprétable. L'astuce pour construire un tel diagramme est de trouver la relation qui existe entre elles. La figure 13 présente une schématisation de la relation géométrique qui existe entre PCC, $RMSE'$, σ_x et σ_y . Par analogie à l'équation (2.7), on obtient la relation suivante pour les quatre paramètres statistiques considérés :

$$RMSE'^2 = \sigma_x^2 + \sigma_y^2 - 2\sigma_x\sigma_y PCC_{xy} \quad (2.8)$$

Dans cette expression, les grandeurs PCC_{xy} , σ_x et σ_y sont telles que données par les équations

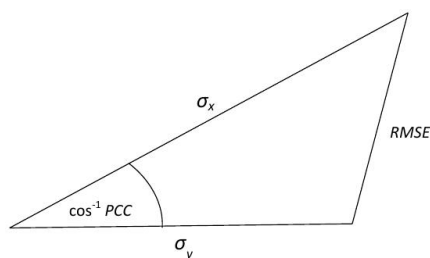


Figure 13 – Relation géométrique entre le coefficient de corrélation PCC, l'erreur quadratique moyenne centrée $RMSE'$, et les écarts types σ_x et σ_y des champs testés et de référence respectivement (Taylor, 2001).

(2.1), (2.3) et (2.4) respectivement. $RMSE'$ est l'erreur quadratique moyenne centrée et prend la

forme suivante (Taylor, 2001) :

$$RMSE' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(x_i - \bar{x}_i) - (y_i - \bar{y}_i)]^2 \right\}^{1/2} \quad (2.9)$$

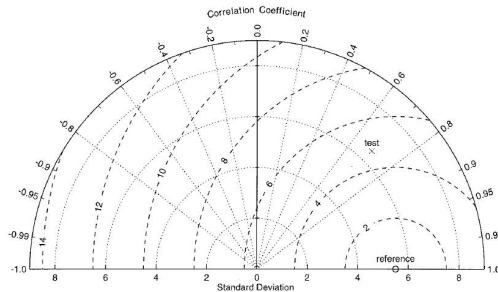


Figure 14 – Exemple de diagramme de Taylor montrant les champs des statistiques considérées (Taylor, 2001).

Sur la figure 14, la distance radiale de l'origine à l'extrémité est proportionnelle à l'écart type (σ) des champs des variables étudiées et la position de l'angle azimutale est donnée par le PCC entre les deux champs considérés. Les lignes radiales traduisent les cosinus de l'angle formé avec l'axe des abscisses. Les lignes en interrompues mesurent la distance du point de référence, et indiquent les valeurs de $RMSE'$. Les similitudes entre les simulations et les observations sont donc quantifiées en termes de corrélation et d'amplitude de la variabilité. Les modèles les plus performants sont sélectionnés selon les deux critères suivants :

- Le PCC (ie., le cosinus de l'angle azimutal dans un système de coordonnées polaire sur la figure) devrait être supérieur à 0.6 ;
- Le STD (ie., le rapport de l'écart type des champs simulés et observés) devrait être dans la gamme de $1,00 \pm 0.25$.

Notez que un $STD > 1$ indique que les valeurs simulées sont plus variables que celles de l'observation prise comme référence.

2.3.3 Test de significativité et de robustesse sur le signal du changement

Il existe plusieurs sources d'incertitude dans le processus de modélisation climatique, que ce soit en lien avec les imperfections des MCGs, les scénarios démission d'aérosols et de GES ou la variabilité naturelle du climat. Les MCG sont comme nous l'avons mentionné précédemment, basés sur des équations et des paramètres mathématiques uniques, qui sont choisis par les développeurs pour représenter la physique du système terrestre. Chacun de ces modèles comporte certaines incertitudes, dépendantes des choix effectués et de la limite imposée par la puissance de l'ordinateur. Ainsi, les scénarios d'émission peuvent présenter des sources d'incertitude. Le climat

à l'échelle globale et locale, peut varier de façon importante d'une période à une autre, même en l'absence d'une influence anthropique. Cette variabilité dite naturelle du climat sera présente aussi dans le futur et sera superposée aux changements climatiques, ajoutant à l'incertitude des projections climatiques.

Cette source d'incertitude est liée au caractère chaotique du système climatique et est, par conséquent, irréductible. L'incertitude sur les changements climatiques représente une information cruciale liée aux scénarios climatiques. Les contributions des différentes sources d'incertitude peuvent être quantifiées en utilisant un ensemble de simulations climatiques. Par exemple, l'incertitude sur l'évolution future des émissions d'aérosols et de GES est quantifiée en utilisant plusieurs simulations ayant été forcées par des scénarios RCP différents. L'incertitude due à cette variabilité peut être déterminée en produisant une série de simulations climatiques à partir du même modèle et scénario RCP, mais en modifiant légèrement les conditions initiales. Les simulations ainsi produites représenteront une série de climats possibles futurs, leurs différences étant dues exclusivement à la variabilité naturelle du climat.

Le changement climatique est usuellement défini à partir de 1950 ou 1970 (Dell et al., 2009). Le phénomène peut être identifié à travers la présence d'une tendance dans la moyenne de long terme des variables climatiques mais également une tendance dans la variabilité de ces séries. On peut aussi tester la présence d'une tendance dans les cycles saisonniers de la série.

Dans ce travail, le signal du changement climatique peut être défini comme la différence entre les valeurs moyennes climatologiques du futur et de la période de référence. Ainsi, pour une pluie P donnée, le changement climatique (CC) peut être calculé comme suit (Mkankam, 2000) :

$$CC(P) = \frac{P_{future} - \overline{P_{présent}}}{\overline{P_{présent}}} \times 100 \quad (2.10)$$

où $\overline{P_{présent}}$ est la moyenne des pluies dans le présent. La normalisation par la moyenne des pluies du présent est introduite pour prendre en compte leur forte variabilité à travers la région.

2.3.4 Le forçage anthropique projeté pour le 21ème siècle

Dans le but de décrire de la manière la plus complète et la plus objective possible le climat des décennies à venir, des scénarios d'émissions sont utilisés pour simuler son évolution à l'aide de modèles. Cette évolution dépendra de changements socio-économiques comme la démographie, les progrès technologiques, la consommation d'énergie, l'utilisation des sols, menant tous à une modification des émissions de GES et de composants polluants. Ces scénarios sont utilisés comme variables d'entrée pour les simulations des modèles de climat, afin d'évaluer les impacts potentiels et les options d'atténuation du changement. Il est nécessaire que ces scénarios soient communs à l'ensemble de la communauté scientifique pour que la comparaison des différentes études menées soit facilitée. Dans le cadre des projets CMIP, plusieurs jeux de scénarios ont été mis au point

dans ce but. Dans le processus de préparation de l'AR5, une nouvelle génération de scénarios a été mis au point pour les trois besoins suivants (Simonet, 2012) :

(i) des informations plus détaillées pour faire tourner la génération récente de modèles de climat,

(ii) des scénarios qui explorent explicitement l'impact des différentes politiques d'atténuation en complément des scénarios avec politiques climatiques implicites existant jusqu'alors 8, et

(iii) l'étude plus approfondie du rôle de l'adaptation dans un contexte de changement climatique. La construction de ces scénarios a nécessité des échanges inter-disciplinaires et est le produit d'une collaboration jusqu'alors inédite entre des équipes de modélisation d'évaluation intégrée (i.e. modélisation économique, IAM), de modélisation du système climatique et des groupes d'experts des inventaires d'émissions anthropiques. Ce processus de construction a consisté en un passage en revue de tous les scénarios possibles cités dans la littérature scientifique, dans le but de sélectionner des combinaisons bien distinctes de scénarios économiques, politiques, climatiques et démographiques. Après discussions entre différents experts, quatre scénarios (parmi 324 au départ) ont été retenus dans l'optique de former un échantillon représentatif de l'ensemble de la littérature. Ces scénarios, appelés RCPs (Representative Concentration Pathways), représentent des évolutions bien distinctes de concentration des GES durant le 21ème siècle et ont été élaborés dans le cadre de CMIP5. Les émissions d'origine anthropique et l'utilisation des sols y sont spécifiées par maille de 0.5° de côté. Les quatre pathways se distinguent par la valeur du forçage radiatif que leur configuration impose au système climatique à l'horizon 2100 par rapport aux valeurs pré-industrielles :

— Le scénario RCP8.5 est le résultat d'une combinaison d'hypothèses, dont une relativement forte croissance de la population, une relativement faible croissance des revenus, un taux de changement technologique modeste et des améliorations menant à une production plus intense d'énergie. Il est représentatif d'une forte demande d'énergie dans le long terme et d'émissions de GES sans aucune politique d'atténuation au changement climatique (Simonet, 2012). En comparaison avec les autres RCPs, il correspond au scénario ayant les plus fortes émissions. Il se situe dans la fourchette haute des scénarios "business-as-usual", i.e. avec une évolution de notre comportement semblable à ce qu'elle est aujourd'hui.

— Le scénario RCP6.0 consiste principalement en une intervention menant à des politiques d'atténuation. Sans ces dernières, le forçage radiatif d'origine anthropique dépasserait les 6 W/m^2 d'ici à 2100. Le niveau d'atténuation des émissions de GES est tout de même relativement faible pour la période 2010-2060, mais devient important après 2060 afin de maintenir le forçage en-dessous de 6 W/m^2 . Le taux de changement technologique est plus élevé que celui du RCP8.5. Les émissions sont diminuées de la manière la moins coûteuse possible sur toute la période dans le cadre d'un marché global délivrant des permis d'émission par secteur et par pays (Simonet, 2012).

— Le scénario RCP4.5 stabilise le forçage radiatif d'origine anthropique à 4.5 W/m^2 sans

jamais dépasser ce seuil durant tout le 21ème siècle. Il suit une trajectoire visant à minimiser les coûts pour atteindre le forçage ciblé. Les mesures prises consistent principalement à appliquer de nouvelles technologies de production d'énergie à faibles émissions, à développer la capture et le stockage géologique du carbone. En plus de cela, le total des émissions tient également compte des changements de l'utilisation des sols. Les forêts seront par exemple plus étendues qu'aujourd'hui selon ce scénario. Bien qu'il existe plusieurs trajectoires pour atteindre un forçage de 4.5 W/m^2 , l'étude de ce scénario est une option commune pour analyser la réponse du système à une stabilisation relativement précoce des émissions de composants d'origine anthropique (Simonet, 2012).

— Le scénario RCP2.6 représente le scénario moyen de la littérature consistant en une forte atténuation du changement visant à limiter le réchauffement global en-dessous de 2°C . Il se situe tout au bas de l'échelle des RCPs et est souvent utilisé dans le cadre des négociations climatiques comme une trajectoire à suivre, du moins jusqu'à la conférence de Paris en 2015 (COP21 9). Les critères pour suivre ce scénario sont si exigeants qu'il impose des émissions négatives plus importantes que les émissions anthropiques dès le milieu du 21ème siècle. Des émissions négatives consistent principalement en du stockage de carbone et de la reforestation intensive. Ce scénario est souvent considéré comme atteignable uniquement dans le cas d'une participation de tous les pays. Les émissions cumulées entre 2010 et 2100 doivent être réduites de 70% par rapport au scénario de référence proche du RCP8.5. L'utilisation massive d'énergies renouvelables et une forte reforestation sont des mesures indispensables (Simonet, 2012). Tous les scénarios RCP sont cohérents avec les projections de population des Nations Unies. Chaque groupe de modélisation a volontairement suivi des hypothèses intermédiaires concernant la population, à l'exception du groupe chargé de l'élaboration du RCP8.5. Ce dernier prend en compte un taux de croissance de la population très haut et des revenus moins élevés dans les pays en développement. Il est cependant possible de parvenir à de telles émissions avec d'autres hypothèses. En termes d'utilisation d'énergie, les trois scénarios présentant des mesures d'atténuation suivent des scénarios intermédiaires, alors que le RCP8.5 résulte en une consommation d'énergie intensive, principalement liée à l'évolution de la population. Grâce à des technologies de capture et de stockage des GES, tous les scénarios montrent une consommation d'énergies fossiles plus élevées à la fin du 21ème siècle par rapport à l'an 2000. La consommation d'énergie autre que fossile augmente également dans tous les scénarios. L'intense stockage de GES est le facteur majeur menant à des émissions négatives dans le RCP2.6 et permet même une légère consommation d'énergie fossile à la fin du siècle. L'utilisation des sols est un élément important, et surtout nouveau, dans cette génération de scénarios. L'exploitation agricole augmente selon le RCP8.5, en lien avec la forte augmentation de la population. Les cultures sont également plus présentes dans le RCP2.6. Le RCP6.0 illustre une augmentation de cultures, mais une diminution des pâturages. Le RCP4.5 représente un changement drastique de l'utilisation des sols, en partant du fait que le stockage de

carbone par la végétation naturelle fera partie intégrante des politiques climatiques.

2.3.3.1 Test de significativité de Student

Afin d'interpréter la structure composite d'un type d'événement pour un champ donné, il est essentiel de s'assurer que cette structure n'est pas seulement un résultat de l'échantillonnage et de quelques individus utilisés. Il est donc indispensable d'évaluer la significativité du composite.

La première étape consiste à poser l'hypothèse que l'on souhaite tester (et rejeter). Celle-ci est généralement dite hypothèse nulle (H_0), et s'écrit :

$$H_0 : \quad \overline{X}_D = \mu \quad (2.11)$$

Dans cette égalité, \overline{X}_D est l'espérance de la population D et μ est généralement pris égal à l'espérance \overline{X} de la population initiale. Si on suppose que H_0 est vraie, et que la population D suit une loi normale, alors la variable :

$$\hat{t}(x, \tau) = \frac{\widehat{X}_D(x, \tau) - \mu}{\widehat{\sigma}_D(x, \tau) / \sqrt{n_D}} \quad (2.12)$$

suit une loi de Student à $n_D - 1$ degrés de liberté. \widehat{X}_D est l'estimation de la moyenne sur l'échantillon, et $\widehat{\sigma}_D^2$ celle non biaisée de sa variance. Selon le niveau de confiance α (0,05 ; 0.01 par exemple) que l'on fixe, on détermine la valeur critique t_α pour laquelle :

$$H_0 \text{ est vraie implique } P(|t| \geq t_\alpha \leq \alpha)$$

Donc si $|t(x, \tau)| \geq t_\alpha$, on peut rejeter H_0 au point (x, τ) , avec une confiance de $(1 - \alpha) \times 100\%$. La valeur t_α peut à priori dépendre du point (x, τ) , notamment en présence de valeurs manquantes dans le jeu de données.

2.3.3.2 Test de robustesse

Au cours des périodes futures, la significativité et la robustesse du signal de changement climatique est définie en fonction des méthodologies utilisées dans les études précédentes, afin de mesurer les similitudes entre modèle et de ce fait, la réduction des incertitudes dans les changements projetés (Collins et al., 2013 ; Nikulin et al., 2018). Le signal du changement climatique est donc robuste si les deux critères suivants sont remplis :

- Plus de 80% des simulations des MCGs s'accordent sur le signe du changement ;
- Le rapport signal-sur-bruit est > 1).

En fait, en chaque point de grille, on évalue le changement projeté par chaque modèle par rapport à sa période historique. Lorsque le signal projeté en ce point de grille est constant ou bien présente une augmentation, la valeur de ce point est remplacée par le chiffre 1 ; dans le cas contraire, il est remplacée par le chiffre -1. Par la suite, nous comparons le signe projeté par chaque

modèle à celui du modèle d'ensemble. Lorsque que les signes en ce point de grille sont identiques, nous mettons le chiffre 1 ; dans le cas contraire c'est le chiffre 0. Après, nous faisons le cumule des scores pour ainsi définir le pourcentage des modèles ayant le même signe de changement que l'ensemble multi-modèle.

En ce qui concerne le rapport signal-sur-bruit (SNR), nous évaluons la moyenne et l'écart-type temporelle du signal de changement de façon distincte et par la suite, nous faisons le rapport entre la moyenne et l'écart-type. Soient XP et XF les simulations de la période présente et future, respectivement. On peut ainsi définir le SNR comme suit :

$$Moyenne = moyenne(XF - XP) \quad (2.13)$$

$$Ecarttype = Ecarttype(XF - XP) \quad (2.14)$$

La combinaison des équations 2.13 et 2.14 ; considérées comme moyenne et écart-type du signal de changement, respectivement nous donne :

$$SNR = \frac{Moyenne}{Ecarttype} \quad (2.15)$$

Les points considérés sont ceux pour lesquels le SNR de l'équation 2.15 est supérieur à 1 (ie. $SNR > 1$; caractérisant ainsi les points pour lesquels la variation du dit signal est relativement faible).

2.3.5 Sensibilité d'un modèle

Il existe de nombreuses alternatives de représentations, de solutions et d'approximations pour modéliser le système climatique qui sont toutes aussi plausibles les unes que les autres. Cette gamme de paramétrisations résulte en un panel de réponses différentes du système à un forçage radiatif. D'autre part, certains défauts persistent dans la plupart des modèles. Il n'existe pas de consensus dans la manière d'évaluer la qualité d'un modèle, bien qu'il soit possible de la quantifier sur une variable climatique particulière à la fois par comparaison avec des observations (Collins et al., 2013).

Avec ses propres paramétrisations, un modèle réagit de manière plus ou moins sensible à un forçage radiatif. Une manière de classer les modèles en fonction de l'intensité de leur réponse est de comparer la différence de température globale causée par un même forçage. On définit la sensibilité climatique à l'équilibre (ECS, Equilibrium Climate Sensitivity en anglais) de chaque modèle comme la différence de température globale à la surface engendrée par un doublement brusque de la concentration atmosphérique de CO₂ par rapport au niveau pré-industriel (i.e. 280 ppm). Il s'agit de la sensibilité à l'équilibre, car l'amplitude du réchauffement est évaluée une fois que toutes les composantes du système climatique sont à l'équilibre et que la température globale

s'est stabilisée. L'ECS des modèles participant à l'expérience CMIP5 se situe dans l'intervalle $[2.1,4.6]^{\circ}\text{C}$ (Collins et al., 2013).

Une autre façon de d'estimer la sensibilité d'un modèle est de déterminer sa réponse climatique transitoire (TCR, Transient Climate Response en anglais). La TCR correspond au changement de la température globale à la surface issu d'une expérience dans laquelle la concentration atmosphérique de CO₂ augmente de 1% par an. Elle est calculée comme la différence entre le début de l'expérience et la période de 20 ans centrée sur l'année durant laquelle la concentration de CO₂ a doublé. La TCR est inférieure à l'ECS car la réponse des océans n'a pas encore été effective lors du calcul de la TCR. Leur estimation a été calculée par (Forster et al., 2013) pour CMIP5 et les valeurs de la TCR sont comprises dans l'intervalle $[1.1,2.6]^{\circ}\text{C}$. Ces deux variables sont corrélées de manière significative, bien que leur relation ne soit pas forcément linéaire pour des valeurs plus petites et plus grandes que la gamme de valeurs citée plus haut.

2.3.6 Indices des pluies journalières

Les indices des extrêmes utilisés comme indicateurs des changements climatiques ont un conteste d'application plus large. Il est vrai que certains de ces indices relèveraient de la définition traditionnelle mais, la majorité nécessite un niveau supérieur de connaissances mathématiques. Il est donc important de faire cette distinction lors de l'analyse des indices. Depuis seulement un très petit nombre peut être supposé suivre une distribution des valeurs extrêmes.

L'utilisation de ces indices est aléatoire et est fonction des études menées et des buts à atteindre. Chaque groupes de recherche peut définir différents indices à son besoins particuliers. Un total de 27 indices a été considéré comme des indices de base. Ils sont basés sur les valeurs quotidiennes soit de températures soit de pluie. Certains sont basés sur des seuils fixes qui sont pertinents pour des applications particulières. De ce fait, des seuils sont les mêmes pour des régions relativement homogènes pour certains paramètres. D'autres indices sont basés sur des seuils qui varient d'un endroit à l'autre. Dans ces cas, les seuils sont généralement définis comme un percentile de la série de données pertinentes.

Nous utilisons huit indices de pluies définis par l'Équipe des Experts sur la détection des Changements Climatiques et Indices (ETCCDI; http://etccdi.pacificclimate.org/list_27_indices.shtml). Ces indices sont définis et consignés dans le tableau 4 avec plus de détails. Ils ont été largement utilisés dans la détection, l'attribution et l'évolution future des conditions météorologiques extrêmes en Afrique (Sylla et al., 2015; Diallo et al., 2016; Abiodun et al., 2017; Nikulin et al., 2018; Pokam et al., 2018; Akinsanola et Zhou, 2018). Ces indices ont été largement utilisés dans la détection, l'attribution et l'évolution future des conditions météorologiques extrêmes en Afrique (Sylla et al., 2015; Diallo et al., 2016; Abiodun et al., 2017; Nikulin et al., 2018; Pokam et al., 2018; Akinsanola et Zhou, 2018).

Les formulations mathématiques de ces indices de pluie de ETCCDI du tableau 4 sont bien connues (Karl et al., 1999 ; Peterson et Coauthors, 2001). Dans la suite, considérons $RR_{i,j}$ comme la quantité de pluie enregistrée le jour pluvieux i dans la période j .

2.3.6.1 Indice PRCPTOT

Si N représente le nombre total de jour effectivement pluvieux dans la période j alors, la quantité totale de pluie tombée pendant la période j en millimètre définie par PRCPTOT est :

$$PRCPTOT_j = \sum_{i=1}^N (RR_{i,j}) \quad (2.16)$$

Nous pouvons penser de PRCPTOT comme une valeur qui indique l'intensité annuelle ou saisonnière décrivant la quantité de pluie reçue par la région durant la période choisie. La considérant comme une valeur annuelle, nous ne pouvons pas différencier si les pluies est tombée de manière uniforme tout au long de l'année ou s'il s'agit de quelques grands événements pluvieux. Mais ce qu'il peut nous dire, c'est à quel point l'année a été «humide» ou «sèche» en se basant sur les pluies annuelles moyennes sur cette période!

2.3.6.2 Indice RR1

La fréquence des pluies RR1 est définie pendant la période j comme le nombre de jour ayant enregistré une pluie supérieur à 1 mm (ie. $RR_{i,j} \geq 1$ mm). Connaissant le nombre de jour pluvieux au cours d'une saison peut permettre de faire un choix stratégique dans le type de semi à mettre en terre, les précautions à prendre lorsqu'on voudrait bien s'y rendre à un moment donné et, aussi, le type de travaux à entreprendre dans la dite région.

2.3.6.3 Indice SDII

Considérons $RR_{p,j}$ la quantité de pluie enregistrée le jour pluvieux avec $RR \geq 1$ mm dans la période j . Si p représente le nombre de jour pluvieux pendant la période j , alors l'intensité de pluie SDII est définie par :

$$SDII_j = \frac{\sum_{p=1}^p (RR_{p,j})}{p} \quad (2.17)$$

Une augmentation de SDII implique une augmentation des épisodes d'inondation dans la région car des fortes pluies sont sujettes au fort ruissellement des eaux qui limite de ce fait les infiltrations. Après de telles pluies, le sol est relativement sec en subsurface.

2.3.6.4 Indice RX5DAY

Soit $RR_{l,j}$ la quantité de pluie enregistrée sur un période l de 5 jours consécutifs dans la période j . La quantité maximale de toutes les périodes l pendant la période j (RX5DAY) est définie comme

suit :

$$RX5DAY_j = \max(RR_{ij}) \quad (2.18)$$

Cet indice a la particularité de nous informer sur l'état d'une région en ce qui concerne les inondations, la saturation du sol en humidité et le risque des glissements de terrains. Ceci lorsque le RX5DAY voit sa valeur s'accroître avec le temps.

2.3.6.5 Indice CDD

Le nombre maximal de jours sec consécutif (CDD) est la séquence (j) pendant laquelle la quantité de pluie enregistrée par jour (i) est inférieure à 1 mm (ie. $RR_{ij} < 1$ mm). Une augmentation du CDD impactera négativement par exemple les secteurs de l'agriculture par ce que c'est fortement corrélé avec une réduction criarde de l'humidité du sol. Aussi, l'augmentation des épisodes du feu de brousse qui consumeront certainement les hectares de nos terres. De tels feux sont habituellement catastrophiques, causant l'interruption significative des activités socio-économiques et menaçant les approvisionnements liés à l'écosystème à l'instar de l'énergie hydroélectrique et des ressources en eau.

2.3.6.6 Indice CWD

De même, le nombre maximal de jours humides consécutif (CWD) est la séquence (j) pendant laquelle la quantité de pluie enregistrée par jour (i) est supérieure ou égale à 1 mm (ie. $RR_{ij} \geq 1$ mm).

2.3.6.7 Indice R95

Le 95^e percentile des jours pluvieux est la valeur au dessous de laquelle 95 % des événements de pluie sont obtenus. Partant de là, on peut savoir la quantité de pluie recueillie au dessus du seuil de 95 % des pluies supérieures ou égales à 1 mm pendant la période considérée (ie. $RR \geq 95^e$ percentile). Ainsi, si RR_{pj} est le jour pour lequel $RR \geq 1$ mm dans la période j et RR_{pj95} le 95^e percentile de la quantité des pluies enregistrées dans la période j.

2.3.6.8 Indice R95PTOT

Connaissant le 95^e percentile, et si p représente le nombre de jour pluvieux dans la période j, alors on définit R95PTOT par :

$$R95PTOT_j = \sum_{p=1}^p (RR_{pj}), \quad \text{avec } RR_{pj} \geq RR_{pj95} \quad (2.19)$$

Tenant compte de la distribution saisonnière et de l'évolution des différents indices utilisés sur l'ensemble du domaine Afrique centrale (voir figure 10), toutes les analyses seront effectuées

pour toutes les saisons, à savoir DJF, MAM, JJA, et SON. Pour l'évaluation des simulations des MCGs à reproduire les indices de pluies journalières sur l'Afrique centrale au cours de la période actuelle, nous avons utilisé une période commune entre les modèles et les observations (1998-2005), tandis que pour les changements projetés, deux périodes futures de 30 ans sont considérées : 2026-2055 et 2066-2095 pour le milieu et la fin du XXI^e siècle, respectivement, avec 1976-2005 utilisée comme période de référence. Au cours de la période historique, l'accord entre les indices de pluies journalières simulés et observés est évalué au moyen du diagramme de Taylor (Taylor, 2001).

Tableau 4 – Liste des huit indices utilisés dans l'analyse des événements extrêmes

Acronyme	Nom de l'indice	Définition	Unité
PRCPTOT	Pluie annuelle	Quantité totale de pluie des jours pluvieux (≥ 1 mm)	mm
RR1	Jour de pluie	Nombre total de jours humides (≥ 1 mm)	jours
SDII	Intensité de pluie	Lame d'eau moyenne précipitée par jour de pluie	mm/jour
RX5DAY	Pluie maximale pentadaire	Pluie maximale enregistrée sur 5 jours consécutifs	mm
CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximum de jours consécutivement secs (< 1 mm)	jour
CWD	Jours humides consécutifs	Nombre maximum de jours consécutivement humide (≥ 1 mm)	jour
R95	95 ^e percentile	95 ^e percentile des événements de pluie journalière	mm/jour
R95PTOT	Total des fortes pluies	Quantité totale de pluie au dessus du au 95 ^e percentile	mm

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons fait une description détaillée de notre domaine d'étude. En suite, nous présentons les données de validation dites d'observation et ou de réanalyse, ainsi que ceux des modèles globaux du projet CMIP5. En fin, les méthodes d'analyse utilisées pour obtenir les résultats ont été présentées ainsi que les différents indices de pluies.

Chapitre 3

Résultats et discussion

Introduction

Dans ce chapitre nous allons présenter les résultats obtenus de l'exploitation des données et les soutenir par une discussion. Il est de nature que les modèles qui ont une forte capacité à reproduire la climatologie actuelle vont prévoir avec beaucoup de fiabilité les changements futurs. Pour ce faire, nous présentons la climatologie des pluies observées et simulées afin d'évaluer la capacité des modèles CMIP5 à reproduire leurs structures spatiales et temporelles en relation avec les systèmes dynamiques de la région. Par la suite, nous évaluons la capacité du modèle d'ensemble à simuler les indices de pluie. Enfin, nous effectuons les projections de ces indices de pluie au cours de deux périodes futures (moitié et la fin du 21 ième siècle) selon les scénarios d'émission des GES RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5 afin de dégager de potentiels impacts des changements sur les activités socio-économiques de population locale.

3.1 Climatologie des pluies en Afrique Centrale

La climatologie étant l'état moyen de l'atmosphère pendant une période d'environ 30 ans, nous allons ainsi étudier celle des pluies en Afrique Centrale. Les études récentes ont montré que les données GPCP sont plus fiables en ce qui concerne les données pluviométriques que d'autres observations, pour la représentation des caractéristiques de pluie (Sylla et al., 2013 ; Odoulami et Akinsanola, 2017). Ainsi, nous choisissons GPCP comme la donnée de référence.

3.1.1 Distribution spatiale des pluies

Les figures 15, 17, 19 et 21 montrent la distribution spatiale de la climatologie des pluies simulée pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON respectivement. Aussi, pour mettre en évidence les écarts qui existent entre les différentes sources de données, nous avons fait la différence entre

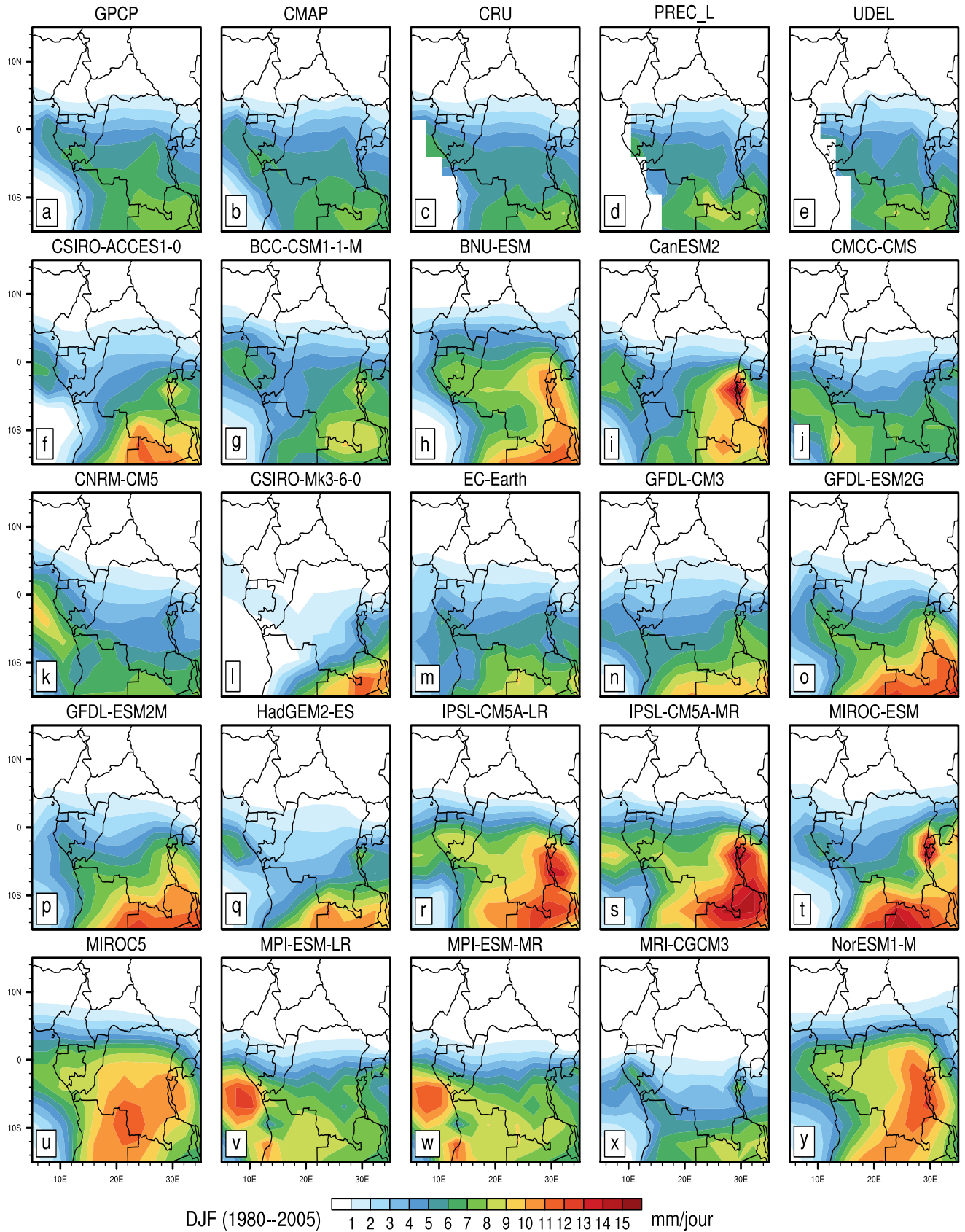


Figure 15 – Climatologie spatiale de la saison DJF des pluies observées (figure 15a-e) et simulées (figure 15f-y, pour les 20 modèles) en mm/jour. La moyenne est faite sur la période 1980-2005

ces différentes données et la donnée GPCP (voir Figs 16, 18, 20 et 22 pour les différentes saisons DJF, MAM, JJA et SON, respectivement). Ces observations nous montrent pour chaque saison, une bande de maximum de pluviosité. Cette bande se trouvant au sud pendant la saison DJF (voir Fig. 15) autour de 15°S . Cette zone de maximum atteint la latitude 15°N , la plus au nord au cours de la saison JJA (voir Fig. 19) et, reste autour de l'équateur pendant les saisons MAM et SON. Le déplacement de la zone de maximum de convection contrôle ainsi la succession des saisons, soit sèche, soit humide selon le lieu et la date. Il est possible que même une variation aussi faible soit elle, de la position de cette bande de forte intensité de pluie pourrait avoir des conséquences notoires sur le changement dans la quantité des pluies locales et de ce fait impacter de façon sérieuse les ressources en eau, le rendement agricole (Fotso-Nguemo et al., 2016). Cet impact sera beaucoup plus prononcé dans les milieux arides et semi-arides du sahel.

Les saisons MAM (voir Fig. 17) et SON (voir Fig. 21) présentent deux maxima avec à l'ouest près du Mont Cameroun (à Debunscha) le pic le plus intense et à l'est celui le moins intense. Il est à noter que si pendant les saisons DJF (voir Fig. 15) et JJA (voir Fig. 19) on a un seul maximum au sud et au nord respectivement,

Ces données d'observation qui qu'ayant des distributions spatiales similaires, présentent quelques différences au niveau des pics de maxima : c'est particulièrement le cas de la donnée CMAP qui présente à l'ouest du Cameroun près du Mont Cameroun (à Debunscha) pendant la saison JJA (voir Fig. 19b), le long de la côte, un maximum de l'ordre de 12 mm/jour contre 10 mm/jour pour GPCP. La distribution spatiale saisonnière de la différence entre GPCP et les 5 autres observation en couleur ; et ce pour la saison DJF (voir Fig. 16-e), pour la saison MAM (voir Fig. 18-e), pour la saison JJA (voir Fig. 20-e) et pour la saison SON (voir Fig. 22-e). Les pointillés montrent où cette différence est significative à hauteur de 95% d'après le t-test de Student. Globalement, GPCP tend à sous-estimer les pluies au niveau de la partie continentale et surestime dans le Golfe de Guinée à la côte Ouest sur l'Océan Atlantique. Ceci est bien observé à travers la donnée CMAP (voir Figs 16b, 18b, 20b et 22b). Les différences maximales observées sont de l'ordre de ± 2.5 mm/jour particulièrement dans les régions montagneuses comme au niveau de la vallée du Rift. Ces biais sont certainement dues au fait que ces données sont développées de façon indépendante et prenant en compte les mesures in-situ et des satellites à différentes résolutions spatiales, et des stations météorologiques assez éloignées les unes des autres. Toutefois les différences de l'ordre de ± 1 mm/jour couvrent la majeure partie de la zone d'étude. Ce qui traduit une certaine concordance entre les différentes sources de donnée d'observation.

En nous focalisant sur la saison DJF, on constate que la ceinture des pluies se trouve dans la partie Sud de la zone d'étude ; tant dans les observations que les modèles. Au fait, dans cette zone, la quasi-totalité des modèles présentent une zone de maximum à l'angle sud-est du bassin avec une intensité d'environ 15 mm/jour qui diminue progressivement lorsqu'on migre vers le Nord pour atteindre 1 mm/jour autour de la latitude 5°N (voir Fig. 16). Toutefois, il faut dire que les

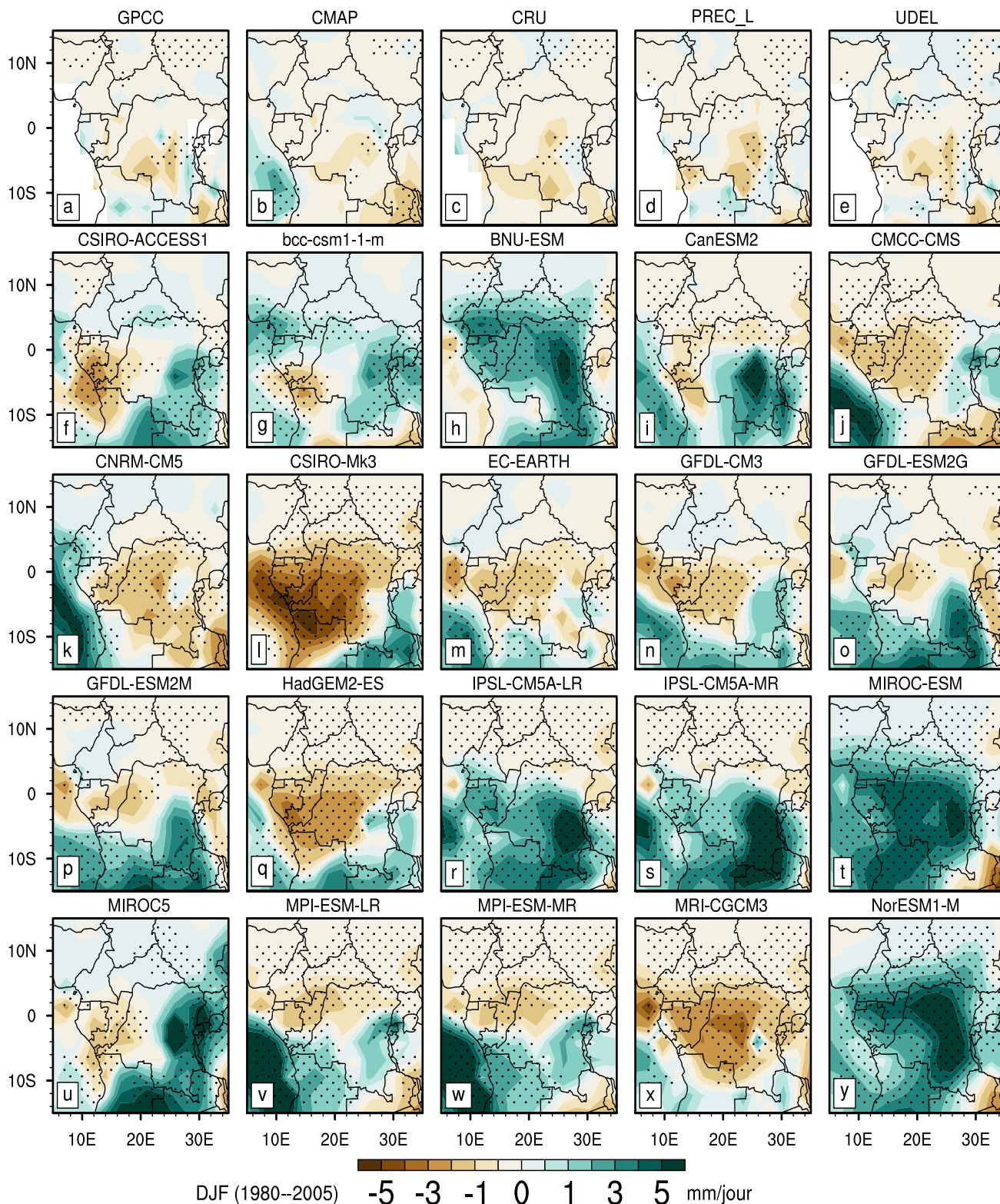


Figure 16 – Distribution spatiale de la différence entre GPCP et les autres sources de donnée de pluie (en mm/jour) pour la saison DJF en couleur. Les pointillés montrent où cette différence est significative à 95% d’après le t test de Student. Le biais positif (couleur verte) indique le lieu où le modèle simule plus de pluie que GPCP tandis que la couleur marron indique l’opposé

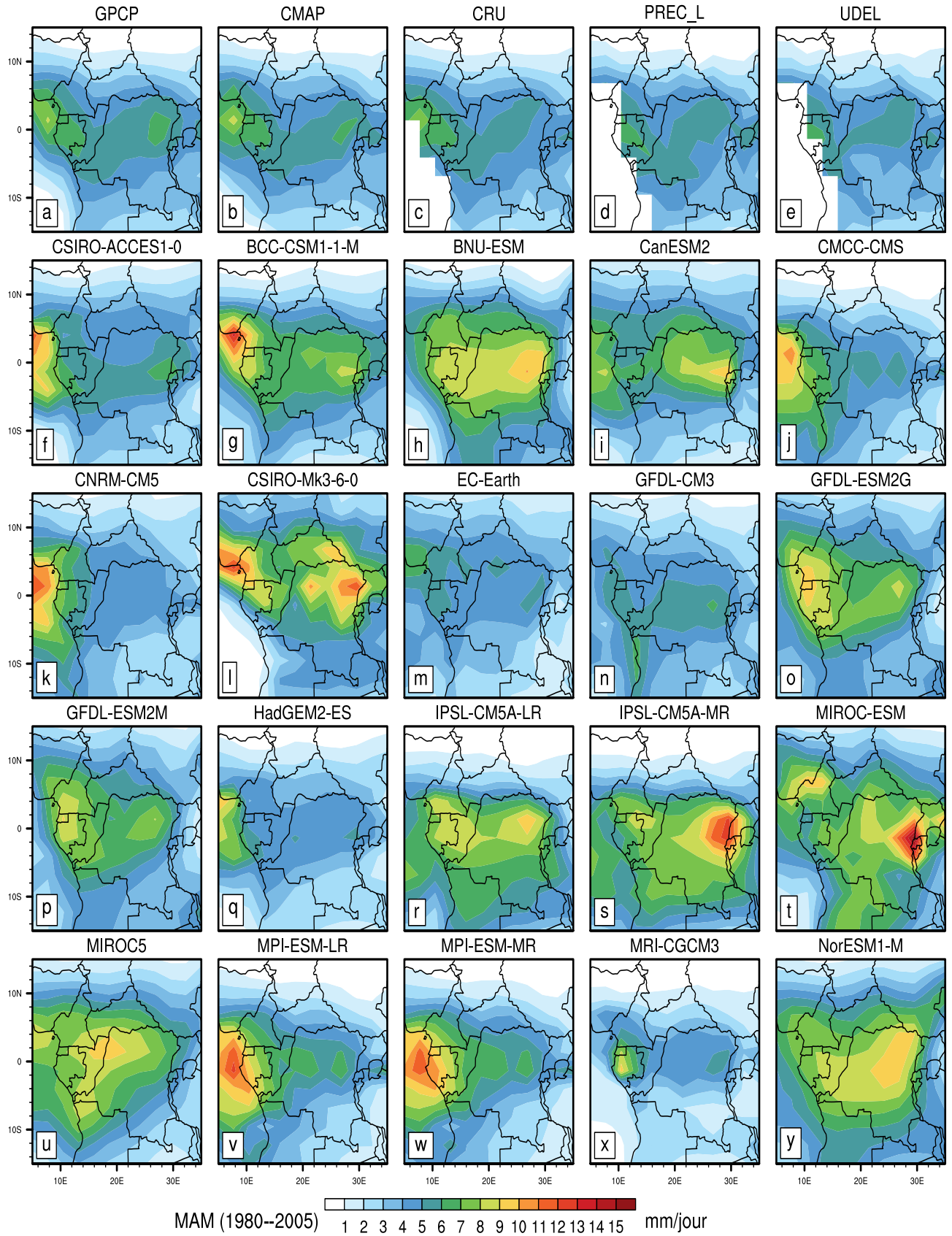


Figure 17 – Climatologie spatiale de la saison MAM des pluies observées (figure 17a–e) et simulées (figure 17f–y, pour les 20 modèles) en mm/jour. La moyenne est faite sur la période 1980–2005

modèles (voir Fig. 16f-y) parviennent à simuler le maximum de pluie dans la partie sud de la zone tel que reflété par les observations (voir Fig. 16-e). Mais cela avec une exagération notoire en terme d'intensité. Car pendant que le maximum des observations est autour de 9 mm/jour, les modèles tels que CSIRO-ACCESS1-0 (voir Fig. 16f), BNU-ESM (voir Fig. 16h), GFDL-ESM2G (voir Fig. 16o), GFDL-ESM2M (voir Fig. 16p), IPSL-CM5A-MR (voir Fig. 16s) et MIROC-ESM (voir Fig. 16t) présentent des pics de 15 mm/jour. Il est à noter que les modèles BCC-CSM1-1-M (voir Fig. 16g), EC-Earth (voir Fig. 16m) et MRI-CGCM3 (voir Fig. 16x) sont beaucoup plus proches des observations en terme de simulation d'intensité de pluie. Cette bonne performance des modèles est lié au schéma convectif qui a été mis à jour dans le but de produire l'activité convective plus élevée au sol et ainsi, améliore la simulation des pluies dans les tropiques (Bechtold et al., 2008).

Mais, le modèle CSIRO-MK3-6-0 (voir Fig. 16l) est celui qui limite le plus l'extension des pluies vers le nord et dont sa région pluvieuse reste coincée au dessus de la Zambie, dans le sud-est. Il est intéressant de noter que au cours de la saison DJF, la partie nord de notre zone d'étude est sèche et le sud humide en relation avec la présence des systèmes convectifs à méso-échelle qui s'accompagnent d'un affaiblissement du système des jets Africains (Sylla et al., 2009; Jackson et al., 2009). Tous les modèles parviennent à simuler la sécheresse au nord et la pluie au sud de façon simultanée telle que représentée par les observations.

Il est à noter que le biais entre GPCP et d'autres observations n'est pas très significatif à travers la zone Afrique Centrale. Cela s'observe par le manque d'un grand nombre de pointillés sur les structures de ces données d'observation (voir Figs. 16-e) et marque ainsi un accord somme tout acceptable de l'ordre de 95% entre elles. Aussi, la différence maximale entre observations et GPCP est de l'ordre de ± 1 mm/jour et s'observe en des points isolés dans le Golf de Guinée pour CMAP (voir Fig. 16b) et à l'est de la Zambie (voir Figs. 16,b,e).

Par contre, certains modèles présentent les pointillés sur la quasi totalité de l'espace, traduisant ainsi une nette différence entre modèles et GPCP. C'est le cas des modèles tels que IPSL-CM5A-LR (voir Fig. 16r), MIROC-ESM (voir Fig. 16t), MPI-ESM-MR (voir Fig. 16w), NorESM1-M (voir Fig. 16y). Le biais ainsi présenté entre modèles et GPCP est assez élevé et les valeurs maximales sont de l'ordre ± 5 mm/jour. En observant la figure 16, nous pouvons principalement dire que les modèles se divisent en deux groupes : les modèles essentiellement secs (CSIRO-MK3, HadGEM2-ES, MRI-CGCM3 voir Figs. 16l,q et 16x, respectivement) et ceux humides (BNU-ESM, MIROC-ESM, NorESM1-M voir Figs. 16h,t et 16y, respectivement). Toutefois, bon nombre de ses modèles (BCC-CSM1-1-M, CMCC-CMS, EC-EARTH, GFDL-CM3, MPI-ESM-MR voir Figs. 16g,j,m,n, et 16w, respectivement) présentent un biais maximal de l'ordre de ± 2 mm/jour au niveau de la surface continentale, ce qui les rend meilleur comparé à GPCP.

La position géographique de la zone de maximum de pluie inverse de pôle pendant la saison JJA (voir Figs. 19) et pratiquement, elle commence son extension à partir de 5°S avec une pluviosité supérieur à 1 mm/jour. Bon nombre de modèles simulent bien l'intensité maximale à l'Ouest

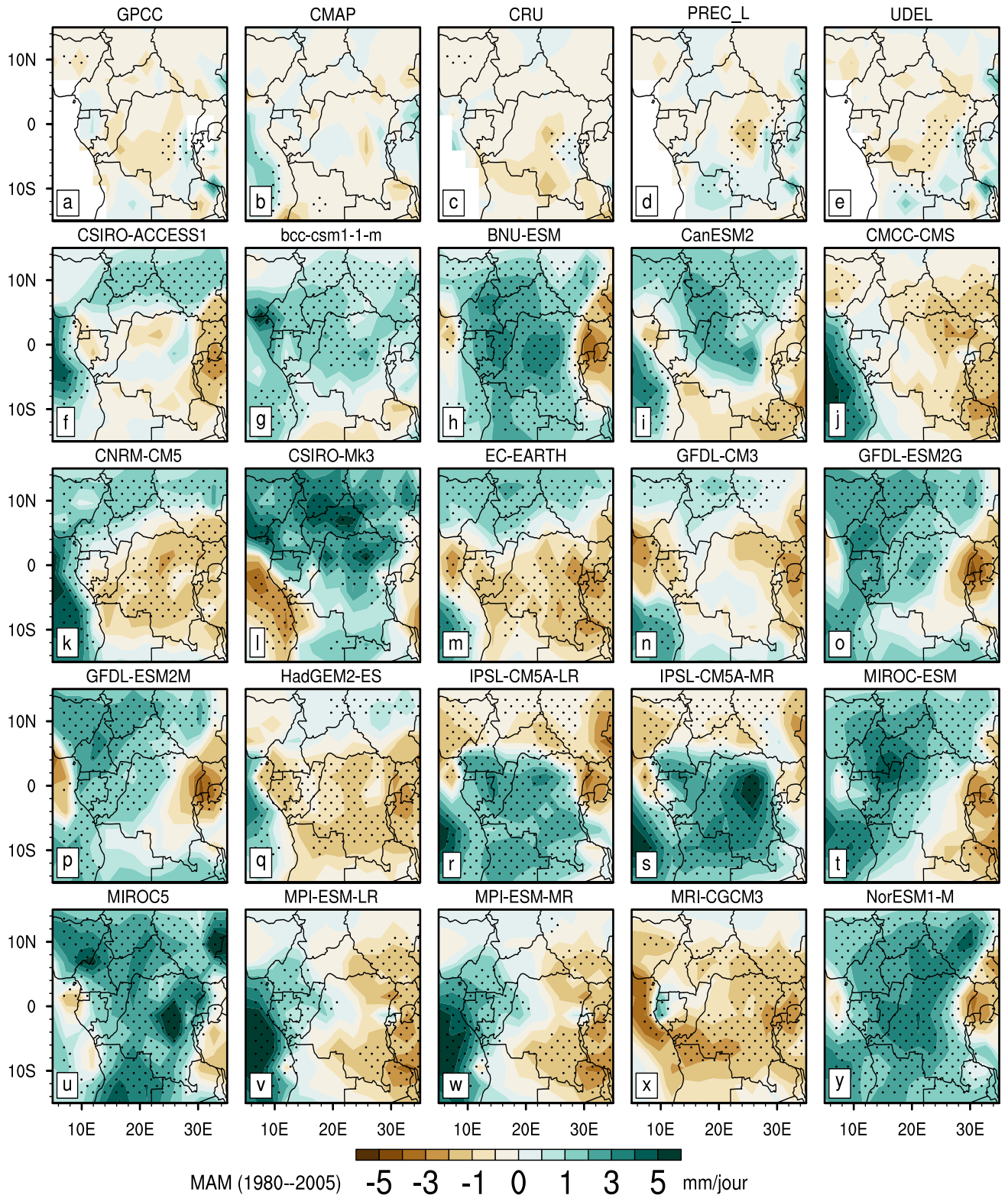


Figure 18 – Distribution spatiale de la différence entre GPCP et les autres sources de donnée de pluie (en mm/jour) pour la saison MAM en couleur. Les pointillés montrent où cette différence est significative à 95% d’après le t test de Student. Le biais positif (couleur verte) indique le lieu où le modèle simule plus de pluie que GPCP tandis que la couleur marron indique l’opposé

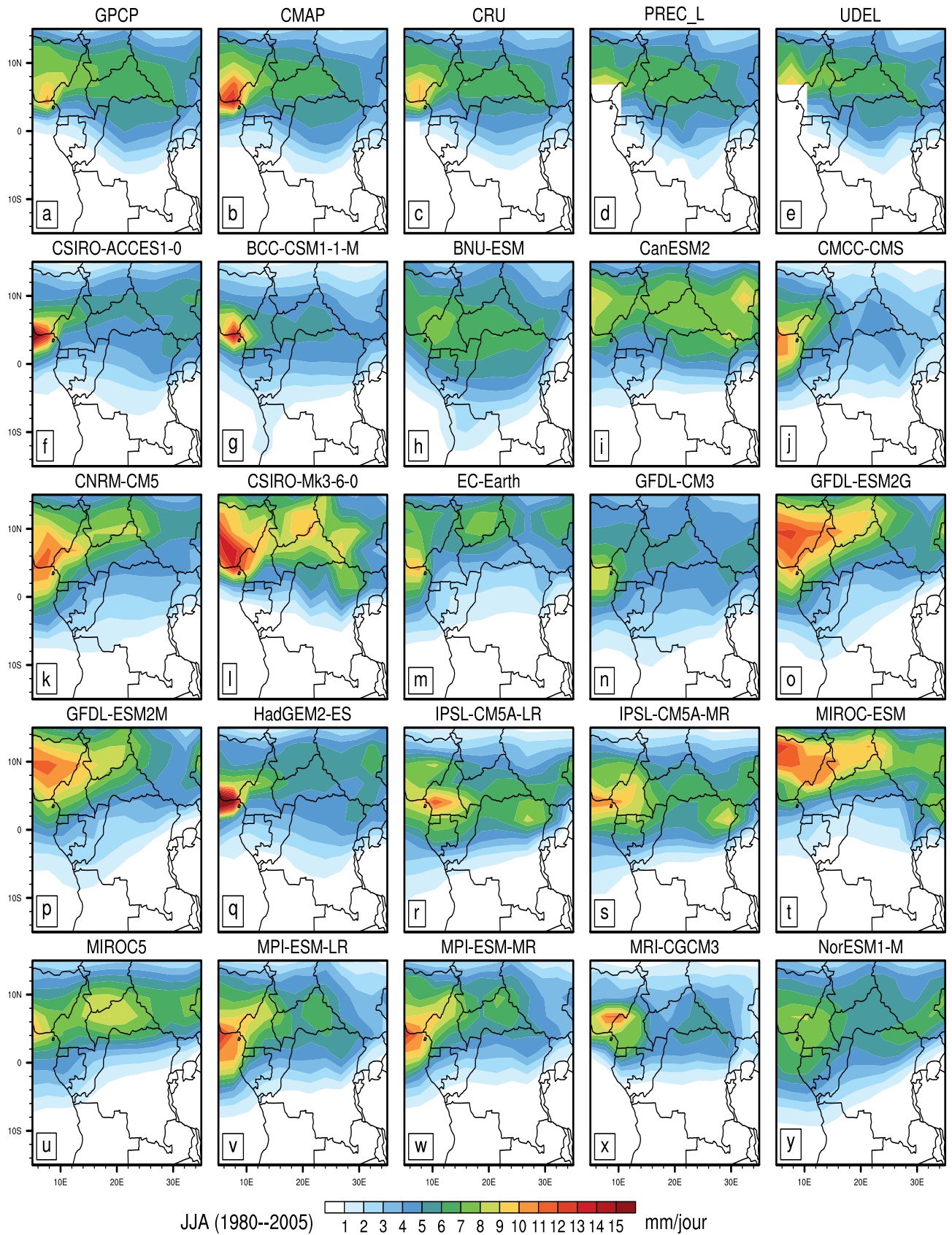


Figure 19 – Climatologie spatiale de la saison JJA des pluies observées (figure 19a–e) et simulées (figure 19f–y, pour les 20 modèles) en mm/jour. La moyenne est faite sur la période 1980–2005

du Cameroun près du Mont Cameroun (à Debunscha), au dessus du Plateau Jos et autour de la latitude 10°N ; ceci en accord avec les observations. Leur zone de maximum est relativement moins étendue comparée à celle observée au cours de la saison DJF et aussi avec une intensité de l'ordre de 11 mm/jour , soit 4 mm/jour en manque. De façon générale, comme dans les observations, les modèles présentent un grand pic à l'ouest près du Mont Cameroun (à Debunscha) qui diminue progressivement quand on évolue vers l'est. Comme pendant la saison DJF, les SCM sont encore à l'origine des pluies pendant cette saison JJA (Nicholson et al., 2000) et sans toutefois oublier que c'est la saison pendant laquelle la mousson africaine est à sa phase la plus active. Une bonne quantité des pluies provient de l'océan Atlantique où un système de haute pression est installé grâce à la présence de la langue d'eau froide. Toutefois, les modèles BNU-ESM et NorESM1-M (voir Figs. 19h et 19y) ont bien sous-estimés le maximum des pluies à l'ouest près du Mont Cameroun (à Debunscha).

Le biais entre GPCP et les autres observations reste faible (de l'ordre de $\pm 1\text{ mm/jour}$) avec une différence non significative dans la majeure partie du domaine; ce qui n'est pas toujours le cas pour les modèles (voir Fig. 20). Non seulement le comportement de certains modèles change, mais le biais est aussi élevé. C'est le cas du modèle IPSL-CM5A-MR (voir Fig. 20s) qui était assez humide pendant la saison DJF (voir Fig. 16s) qui devient subitement sec pendant la saison JJA. Ce qui nous laisse dire que le mécanisme de mise en place de la mousson africain serait mal représenté dans de tels modèles. Ceci d'avantage pour les modèles (BNU-ESM, IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-LR, NorESM1-M; voir Fig. 16h,r,v et 16y, respectivement) qui montrent un biais positif dans le Golf de Guinée; ramenant ainsi les pluies au niveau de la côte ouest près du Mont Cameroun (à Debunscha) de notre zone d'étude. Un biais de $\pm 5\text{ mm/jour}$ environ est observé en certaines zones du domaine, soit sur le continent, soit au niveau de l'océan dans le Golf de Guinée (voir Fig. 20).

Pour les saisons MAM (voir Fig. 17) et SON (voir Fig. 21), on observe la même distribution spatiale des pluies et pratiquement sur toute la zone d'étude, il pleut. Pendant la saison MAM, la zone de maximum de pluie est plus large et plus intense autour de l'équateur et diminue au fur et à mesure qu'on se dirige vers les pôles. Comme les observations, près de la moitié des modèles parviennent à reproduire le pic de maximum de pluie à l'ouest au niveau de la côte Camerounaise près du Mont Cameroun (à Debunscha) et le minimum à l'est, mais à l'ouest de la Vallée du Rift. Mais d'autres modèles simulent mal la position de ce pic car, il se trouve plutôt au centre est du bassin. On observe aussi que le modèle CSIRO-MK3-6-0 a la particularité de simuler deux pics d'égale intensité à l'ouest et à l'est.

Pendant la saison SON, quoique la structure spatiale des pluies reste la même qu'en saison MAM, l'intensité est beaucoup plus grande avec une différence d'au moins 2 mm/jour au niveau des observations et de 4 mm/jour pour les modèles. Dans la majorité des modèles, c'est à l'est du bassin qu'on observe le grand pic de pluie. Aussi les modèles IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5A-MR

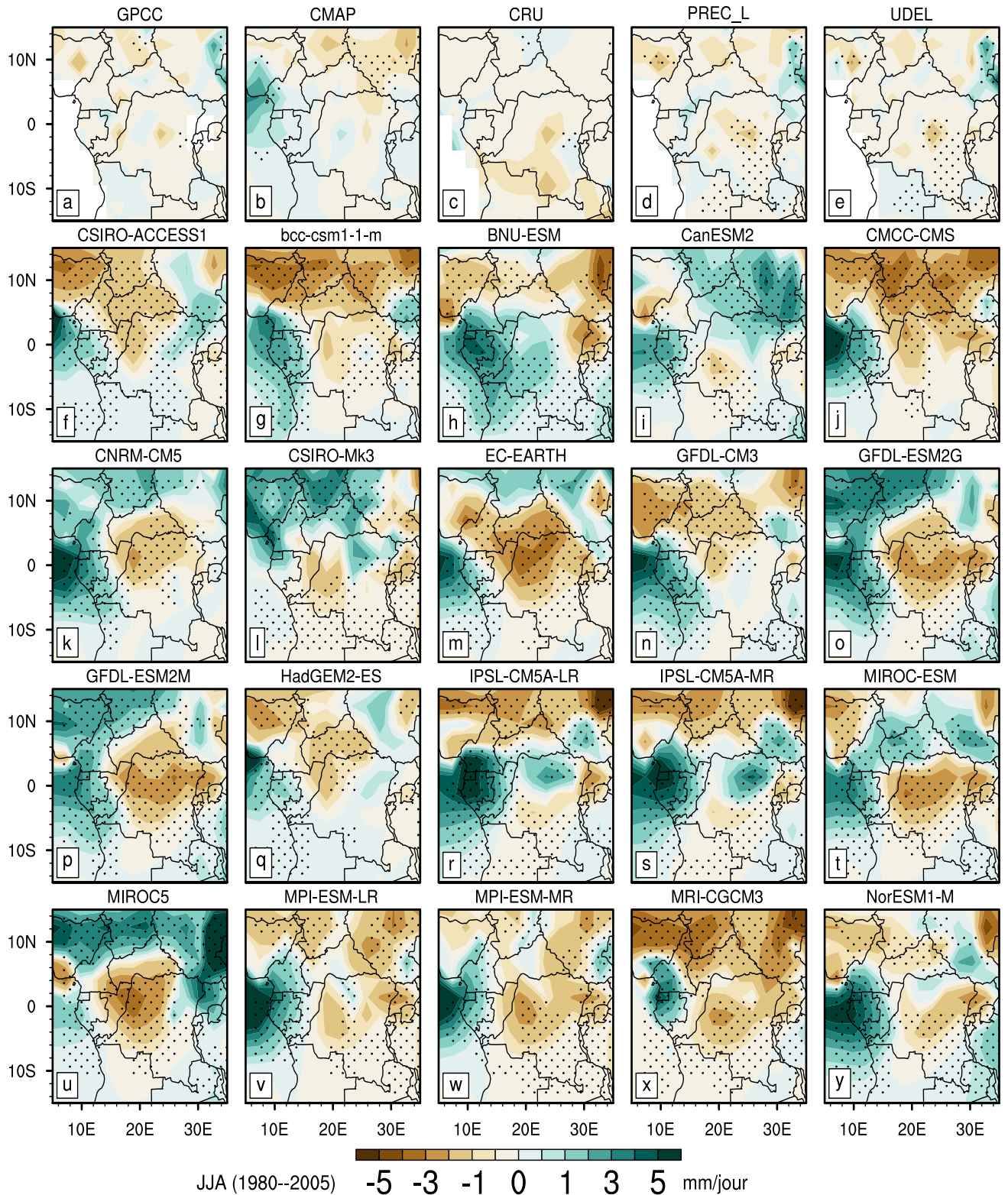


Figure 20 – Distribution spatiale de la différence entre GPCP et les autres sources de donnée de pluie (en mm/jour) pour la saison JJA en couleur. Les pointillés montrent où cette différence est significative à 95% d’après le t-test de Student. Le biais positif (couleur verte) indique le lieu où le modèle simule plus de pluie que GPCP tandis que la couleur marron indique l’opposé

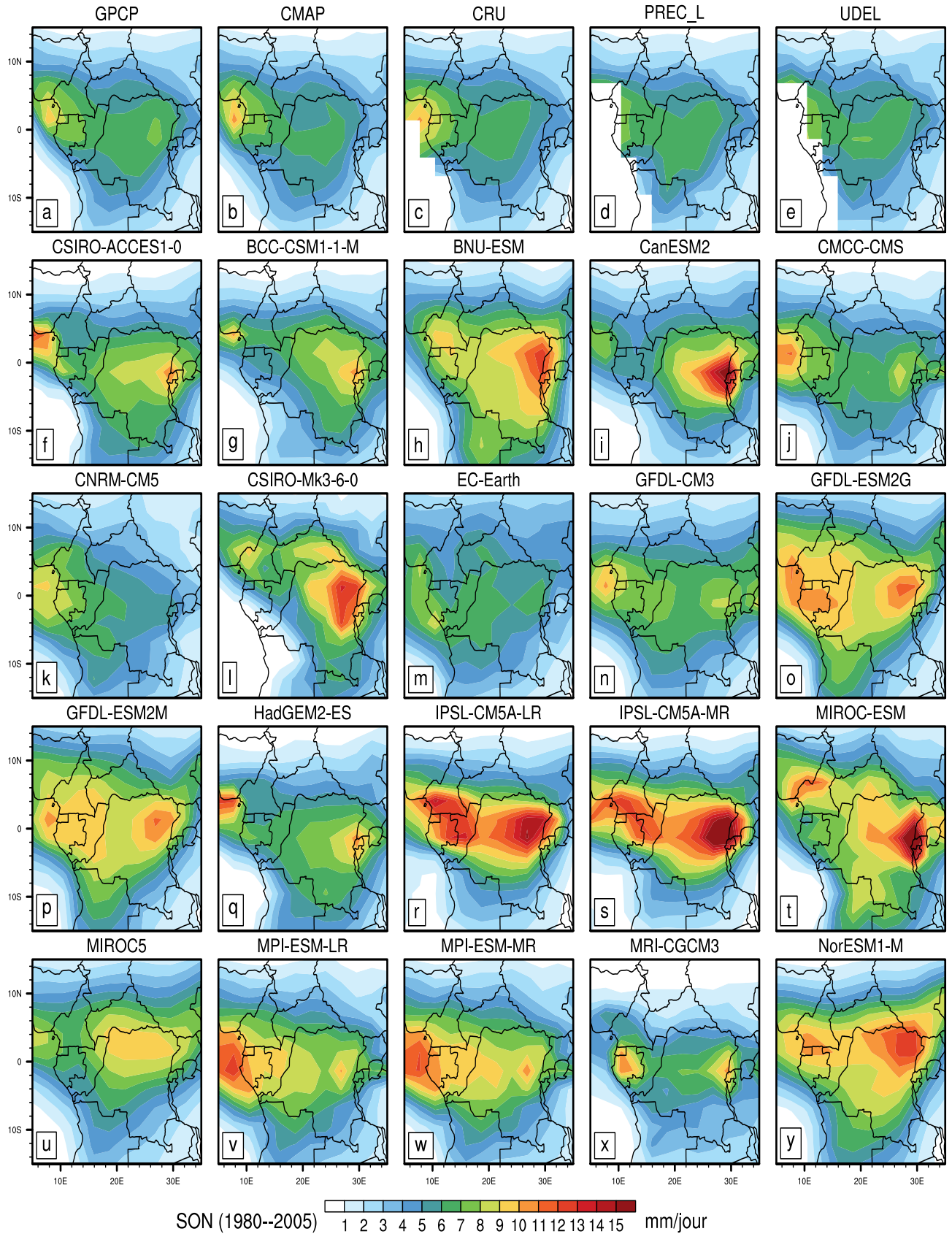


Figure 21 – Climatologie spatiale de la saison SON des pluies observées (figure 21a–e) et simulées (figure 21f–y, pour les 20 modèles) en mm/jour. La moyenne est faite sur la période 1980–2005

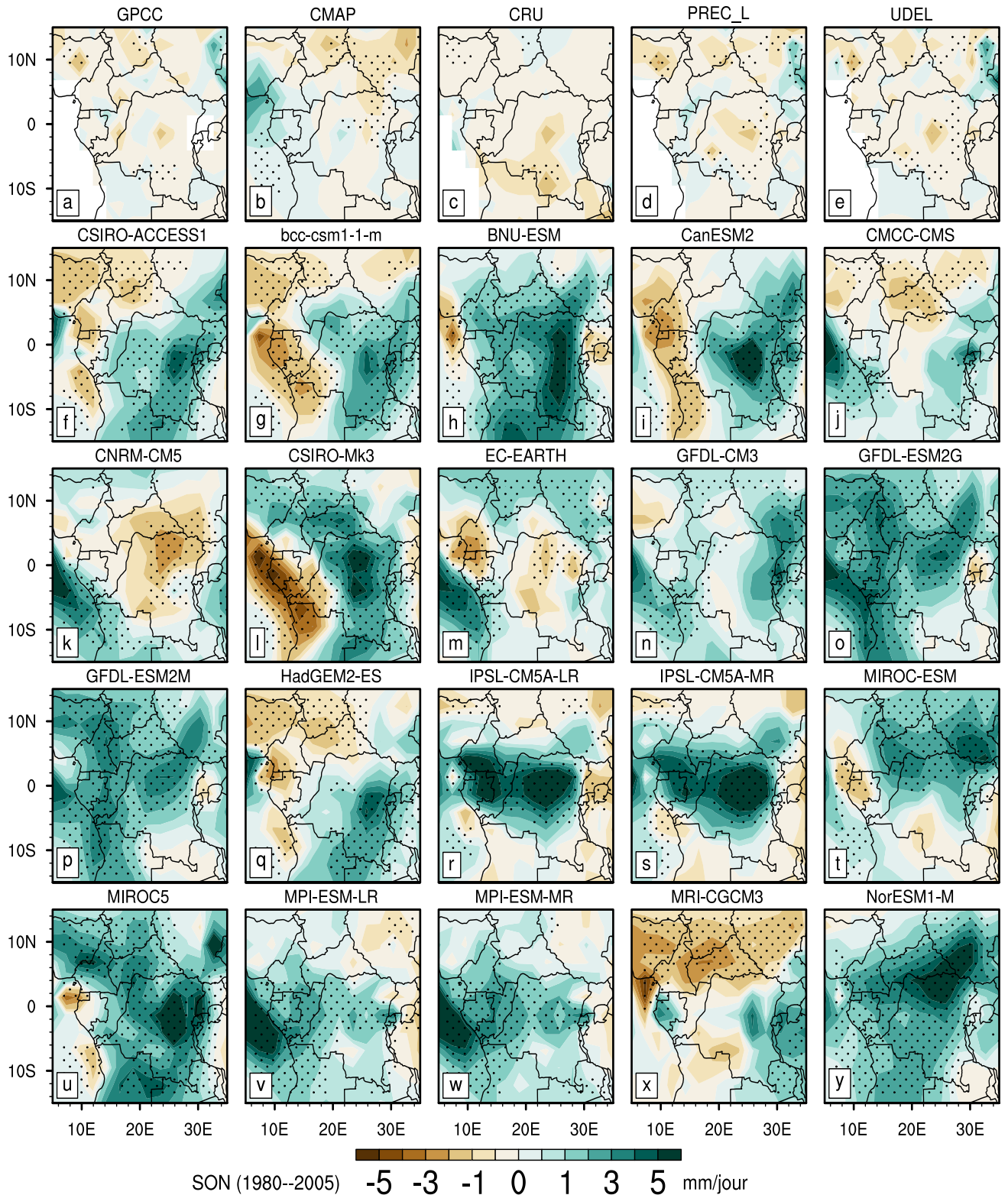


Figure 22 – Distribution spatiale de la différence entre GPCP et les autres sources de données de pluie (en mm/jour) pour la saison SON en couleur. Les pointillés montrent où cette différence est significative à 95% d’après le t test de Student. Le biais positif (couleur verte) indique le lieu où le modèle simule plus de pluie que GPCP tandis que la couleur marron indique l’opposé

(voir Figs. 21r,s) sont les plus humides de cette saison.

De façon générale, les 20 modèles ainsi étudiés peuvent être catégorisés en deux (02) groupes : les modèles secs de faible valeur d'intensité de pluie moyenne et les modèles humides de forte valeur d'intensité de pluie moyenne. En ce qui concerne chaque catégorie, l'état d'un modèle dépend de la saison (c'est-à-dire qu'un modèle peut être soit sec pendant la saison DJF et humide pendant la saison MAM ou JJA et ou SON). Parmi les modèles humides, on observe certains qui sont plus humides à l'Est et d'autre plutôt à l'Ouest. Ceci est bien ressorti au niveau des figures 22w et 22y pour MPI-ESM-MR et NorESM1-M, respectivement. Aussi, il est à noter que le modèle EC-EARTH présente un biais relativement faible de l'ordre de ± 1 mm/jour sur la partie continentale de la zone d'étude par rapport à GPCP. Dans la suite, nous allons étudier le système des courants Jets d'Afrique Centrale en relation avec la climatologie des pluies présentée ci-dessus.

3.1.2 Relation entre systèmes dynamiques et pluies

Les pluies en Afrique centrale sont contrôlées par les systèmes dynamiques atmosphériques tels que les jets (Nicholson et Grist, 2003). Pour les deux secteurs à savoir à l'Est pour certains modèles et à l'Ouest pour d'autres, où le maximum de pluie est observé dans la climatologie, nous présentons les causes des maxima observés pour les saisons ayant enregistré sur toute l'étendue de la zone d'étude, le maximum de pluie à savoir : les saisons MAM et SON. Les figures 23 et 24 présentent le profil vertical de la climatologie du vent zonal (en m/s) et du vent vertical (w , Pa/s) pour les saisons MAM et SON. Le vent zonal est moyenné sur le transect ($5-15^\circ\text{E}$, ci-après dénommé «zone ouest», *1ère colonne*) et ($20-28^\circ\text{E}$, ci-après dénommé «zone est», *2^e colonne*). Les zones d'intensité négative indiquent le déplacement vers l'Ouest tandis que les intensités positives correspondent au déplacement d'air vers l'Est (voir la barre de couleurs à droite). La *3^e colonne* est dédiée au vent vertical (w , Pa/s). La moyenne du vent vertical se fait méridionalement entre $6^\circ\text{S}-6^\circ\text{N}$, où le mouvement ascendant est caractérisé par les intensités négatives et descendant par les valeurs positives (voir la barre de couleurs à droite). Ces secteurs sont définis de sorte à couvrir la surface présentant la structure maximale des pluies afin de pouvoir analyser la capacité du modèle à reproduire les principales caractéristiques de la climatologie de grande échelle (Nicholson et Grist, 2003 ; Hua et al., 2016).

Pendant la saison MAM (première colonne de la figure 23), il y a deux jets d'est sur la zone ouest : le JET et le JEA apparaissent dans tous les jeux de donnée à l'exception du modèle MPI-ESM-MR pour le JET. Le noyau de la JET se situe entre 175 et 150 hPa dans le jeu de donnée NCEP avec une vitesse de 7 m/s et il s'étend de 225 hPa à 100 hPa dans le jeu de donnée ERA-IN avec une vitesse de 6 m/s. En comparant au modèle sec, EC-EARTH en occurrence, le noyau du JET se trouve aux alentours de 100 hPa avec une vitesse de 9 m/s alors que ce noyau est compris entre 225 et 200 hPa dans NorESM1-ME avec 7 m/s de vitesse. Ainsi, d'après Nicholson et Grist

Saison MAM

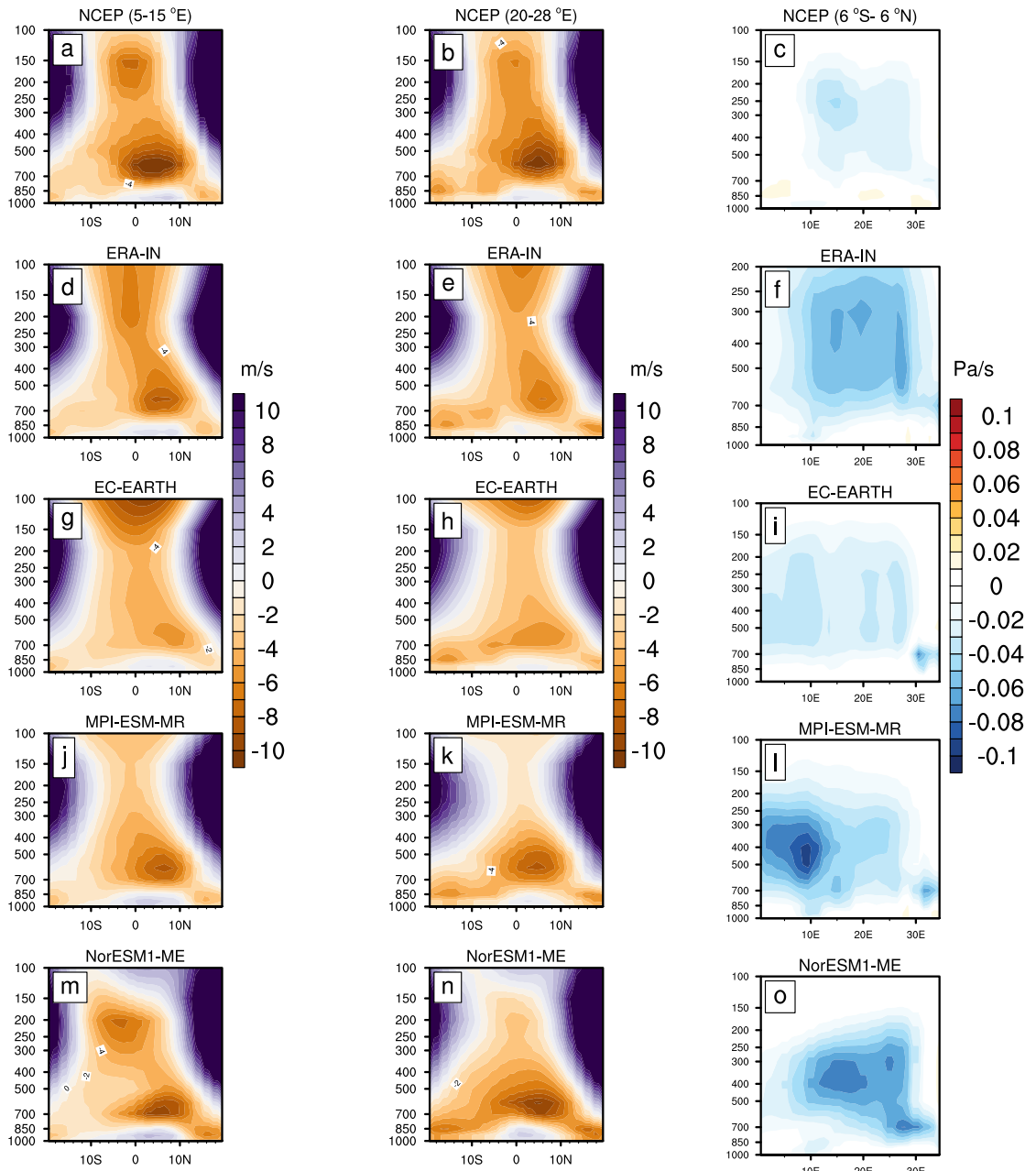


Figure 23 – Climatologie du vent zonal (en m/s) et du vent vertical (w , Pa/s) pour la saison MAM. Le vent zonal est moyenné sur le transect ($5-15^{\circ}\text{E}$, *colonne 1*) et ($20-28^{\circ}\text{E}$, *colonne 2*). Les zones d'intensité négatives indiquent le déplacement vers l'Ouest tandis que les intensités positives correspondent au déplacement d'air vers l'Est (voir la barre de couleurs à droite). La *colonne 3* est dédiée au vent vertical (w , Pa/s). La moyenne du vent vertical se fait méridionalement entre $6^{\circ}\text{S}-6^{\circ}\text{N}$, où le mouvement ascendant est caractérisé par les intensités négatives et descendant par les valeurs positives (voir la barre de couleurs à droite). Sont présentés à la *ligne 1*, *Fig. 23a-c*, la réanalyse NCEP ; *ligne 2*, *Fig. 23d-f*, la réanalyse ERA-Interim ; *ligne 3*, *Fig. 23g-i*, *ligne 4*, *Fig. 23j-l*, et *ligne 5*, *Fig. 23m-o*, les modèles EC-EARTH, MPI-ESM-MR et NorESM1-ME, respectivement

(2003), le modèle NorESM1-ME simule bien l'intensité du JET avec une vitesse de 7 m/s. Tout d'abord, il existe un léger décalage entre les données de réanalyse dans la représentation du JET en termes de position (mais leur position moyenne est autour de 160 hPa) et l'écart en intensité est de 1 m/s. La vitesse du cœur du JET pour NCEP est conforme à celle de NorESM1-ME et la position moyenne est certes différente mais, correspond à celle de ERA-IN. Lorsque le JET existe, la principale différence est observée entre EC-EARTH et les observations avec un écart de vitesse d'environ 3 m/s et une position autour de 100 hPa. En outre, même si le JET se trouve restreint dans l'hémisphère nord pendant la saison JJA (Nicholson et Grist, 2003), son noyau se trouvant dans l'hémisphère sud en saison MAM à environ 2°S sauf en EC-EARTH où il est partagé entre les deux hémisphères. Ces différences peuvent avoir d'énormes impacts sur les conditions météorologiques, car le JET augmente la divergence dans les couches supérieures de la troposphère pouvant être responsables de la forte activité convective (Nicholson et Grist, 2003). Le JEA, dans la zone ouest est fortement développé et son noyau au alentour de 600 hPa dans tous les jeux de donnée. Mais la vitesse du JEA varie de 5 m/s (dans EC-EARTH) à 10 m/s (dans NCEP et NorESM1-ME). Les vitesses du JEA pour MPI-ESM-MR et ERA-IN sont proches de 8 m/s. Alors que le cœur de l'JOA est proche de 900 hPa avec une vitesse de 2 m/s en NCEP et MPI-ESM-MR, 1 m/s en ERA-IN et EC-EARTH et 3 m/s pour NorESM1-ME.

Toujours en saison MAM mais dans la zone est (figure 23, deuxième colonne), les mêmes structures dynamiques sont observées. L'intensité du cœur du JET diminue dans chaque jeu de donnée d'une valeur de 1 m/s environ pour le NCEP, de 2 m/s pour EC-EARTH et MPI-ESM-MR, mais NorESM1-ME présente une diminution de 4 m/s. Pendant qu'on note une diminution de 1 m/s au niveau de JOA, la vitesse du coeur du JEA reste la même comme dans la zone ouest dans chaque jeu de donnée et sa position est proche de 5°N. Il a été indiqué que l'année humide (sèche) est caractérisée par l'intensification (affaiblissement) des vents d'Est aux niveaux supérieurs et les vents d'Ouest de basse troposphère, tandis qu'au niveau moyen, autour de 700 hPa, on note un affaiblissent (intensification) (Nicholson et Grist, 2003; Nicholson et Dezfuli, 2013). Même comme nous trouvons des résultats opposés en considérant plutôt les modèles sec (EC-EARTH) et humides (MPI-ESM-MR et NorESM1-ME) en saison MAM en termes du JET et du JEA. De plus, le cisaillement vertical entre ces deux jets, même élevé, reste positif dans les modèles humides (+7 m/s) et négatif dans les modèles secs (-2 m/s) dans la zone est et de +5 m/s contre -4 m/s dans la zone ouest. Il est important de noter qu'il y a une légère intensification du JOA dans les modèles les plus humides. En revanche, les champs de w de la figure 23 (troisième colonne) montrent une ascension plus faible dans le champ de EC-EARTH (modèle sec) et une ascension plus forte dans le champ de MPI-ESM-MR et NorESM1-ME (modèles humides) comme prévu.

Il a été observé que l'intensification des vents d'ouest favoriserait l'ascension en renforçant la composante du vent perpendiculaire à la côte, l'impact orographique des hauts plateaux, la

convergence en surface sur la région côtière et pourrait également contribuer à l'ascension aux altitudes moyennes et supérieures (Nicholson et Dezfuli, 2013). La donnée NCEP présente des valeurs négatives de w , qui traduisent un mouvement ascendant au niveau moyen et supérieur du bassin du Congo entre 10-30°E avec une ascension maximale autour de 250 hPa (figure 23, première ligne, troisième colonne) en relation avec la structure maximale des pluies observées autour de 10°E dans les données d'observation (figures 17-e et 21-e). Mais ERA-IN montre un mouvement d'ascension amélioré par rapport au NCEP avec une structure d'ascension particulière située à l'est de la vallée du Rift allant de 600 hPa à 300 hPa, ce qui correspond au maximum relatif de la structure des pluies dans la zone est. EC-EARTH présente trois structures ascendantes distinctes le long de la zone d'étude et la plus grande dans la zone ouest. Par conséquent, ce mouvement d'ascension est relativement faible par rapport aux autres données. Cette faible ascension semble être l'une des principales raisons de la sécheresse de EC-EARTH. Ceci est dû au fait que, dans MPI-ESM-MR, la structure d'ascension des niveaux intermédiaire et supérieur s'observe dans la zone ouest et s'affaiblit vers la zone est. Cette structure est compatible avec l'extension vers l'est de la ceinture de pluie observée dans MPI-ESM-MR (figure 17x) avec le maximum dans le golfe de Guinée. Alors que la structure d'ascension maximale des niveaux moyen et supérieur se déplace vers l'est dans NorESM1-ME, sa structure de ceinture de pluie maximale se déplace également vers l'est et coïncide avec les deux structures montantes distinctes de la zone est (l'une d'environ 700 hPa et l'autre d'environ 300 hPa sur la figure 17y).

En saison SON, la principale différence par rapport à la saison MAM est l'apparition des deux JEA hémisphériques au niveau moyen de la troposphère. Le premier dont le noyau est proche de 650 hPa à 10°N est connue sous le nom de branche nord du JEA (appelée ici JEA-N) et la seconde dont le cœur est proche de 600 hPa à 10°S est la branche sud du JEA (appelée ici JEA-S) illustrée à la figure 24 semble moduler la bande de pluie, limitant son extension vers l'est pendant la saison Octobre-Novembre-Décembre et améliorant la convection profonde (Nicholson et Dezfuli, 2013). De plus, la vitesse du cœur de l'JOA a augmenté et ceci dans tous les jeux de donnée, tandis que celle de l'JEA-N a diminué, sauf dans EC-EARTH. Depuis, on sait que l'intensification des JEA a pour conséquence une augmentation des pluies. NCEP et ERA-IN présentent un fort mouvement de subsidence au-dessus de l'Océan, dans le golfe de Guinée (voir Fig. 24 ligne 1 et 2, respectivement).

Ces caractéristiques dynamiques de bas niveau contribuent au flux zonal d'humidité à travers l'Afrique Centrale équatoriale où le maximum de l'ascension est observé (Pokam et al., 2012). La conséquence est l'augmentation de l'intensité des pluies dans la région d'étude au cours de cette saison de l'année. Les zones de hautes terres sont nettement plus arrosées telles que observées dans les modèles humides, en particulier au centre de la zone d'étude pour le cas du NorESM1-ME et dans la zone ouest également pour le modèle MPI-ESM-MR (figure 24). Bien qu'une accélération du JET au niveau supérieur et un affaiblissement du JEA au niveau moyen soient clairement

Saison SON

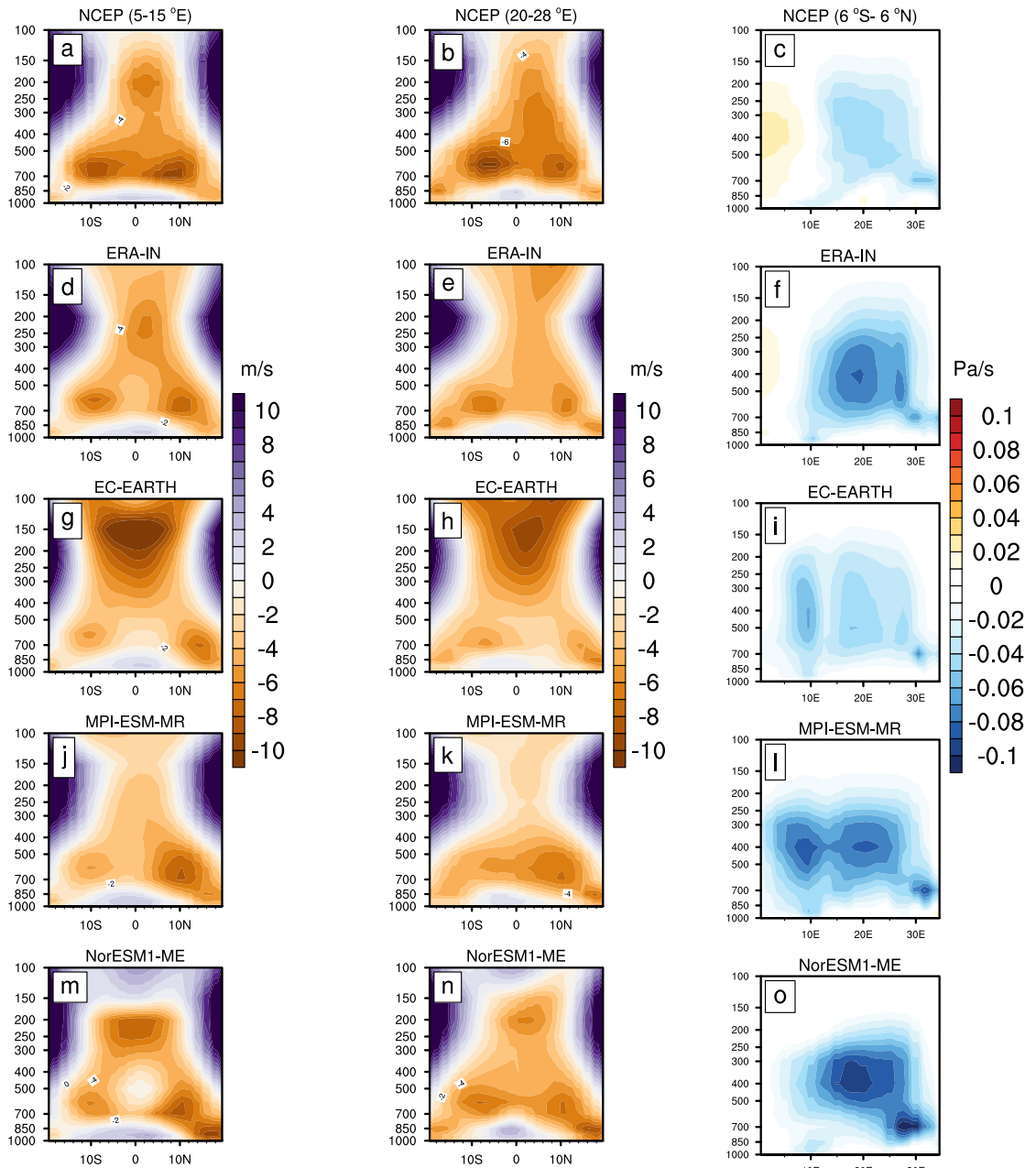


Figure 24 – Idem qu'à la figure 23, mais pour la saison SON

évidents dans EC-EARTH, le mouvement ascendant reste faible et le JOA aussi, comparé aux modèles humides. Au-dessus des hauts plateaux de la vallée du Rift, il existe une ascension moyenne qui est bien développée dans NorESM1-ME. Cette caractéristique peut expliquer les pluies maximales situées à l'ouest de ces hautes terres. Depuis, le produit pluviométrique ERAI-IN apparaît comme une donnée d'observation la plus humide du bassin du Congo (Vondou et Haensler, 2017). C'est peut-être la raison pour laquelle le mouvement d'ascension y est beaucoup plus fort que dans NCEP. Par conséquent, il est compréhensible que MPI-ESM-MR et NorESM1-ME simulent plus de pluie par rapport à EC-EARTH.

En conclusion, les saisons de maximum des pluies équatoriales MAM et SON sont associées respectivement au passage vers le nord et vers le sud de la zone de maximum de convection caractérisée par un mouvement ascendant considérable en relation avec la ceinture de pluie tropicales (figures 17 et 21). Il a été suggéré que les différences entre les modèles pouvaient être expliquées par deux facteurs : 1) l'amplitude du gradient méridional de la température de surface terre-océan ; 2) le renforcement du vent en basse et aux altitudes moyennes troposphérique (Monerie et al., 2016). Le deuxième point analysé ici est consistant à nos résultats et il a été montré que l'impact du vent zonal en altitude ne peut être négligé. De plus, les incertitudes dans les observations peuvent s'expliquer par le fait qu'elles sont développées indépendamment, principalement sur la base de mesures satellitaires et in-situ à différentes résolutions spatiales (Yang et al., 2015) et de stations météorologique très rares (Nikulin et al., 2012). La principale différence entre les zones est et ouest réside dans l'intensification JEA, JOA et JET. Au fait, tous présentent une réduction d'intensité d'ouest en est (en fonction de l'intensité de la ceinture de pluie dans les observations) à l'exception du JEA-S, qui augmente ; mais le modèle MPI-ESM-MR ne simule pas bien la dernière structure par rapport aux autres. Bien que le modèle NorESM1-ME montre ces différences, l'intensité du JOA reste élevée à l'est et peut expliquer la forte ascension observée autour de 30°E à mi-hauteur, avec comme conséquence potentielle la structure des pluies maximales.

3.1.3 Diagramme de Hovmöller des pluies

La figure 25 est celle qui correspond au Hovmöller de la climatologie mensuelle des pluies sur la période 1980–2005, moyennée entre les longitudes 5°E–35°E. L'importance du diagramme de Hovmöller réside principalement sur le fait qu'il permet de localiser le déplacement spatio-temporel des structures. C'est le cas ici du déplacement de la position du maximum de pluie selon le temps (en abscisse) et la latitude (en ordonnée). Il nous renseigne aussi ici sur le cycle saisonnier des pluies avec l'alternance des saisons sèches et humides (voir Fig. 25). Sur cette figure, chaque observation : GPCP, GPCC, CRU, CMAP, PREC/L, UDel (voir Figs 25-f) montre bien le mouvement sud-nord-sud de la zone de maximum de pluie intense. La zone des pluies où l'intensité est supérieure à 2 mm/jour est localisée entre les latitudes 0°S et 20°S pendant les mois de Janvier à Mai, entre 0°N et 20°N de Juillet à Août pour revenir entre les latitudes 0°S et 20°S de Septembre à Décembre. Observant cette migration, Nicholson et Grist (2003) ont relié ce cycle saisonnier de la pluie en Afrique Centrale à deux phases pluvieuses distinctes et asymétriques. En somme, toutes les observations montrent que de Décembre à Février, il pleut essentiellement au sud et de Juin à Juillet essentiellement au nord. Mais pendant les saisons MAM et SON, il pleut tant dans la partie sud que dans la partie nord de la région Afrique Centrale. Aussi, on observe une bonne similarité de ces deux phases de propagation dans toutes les données d'observation quoique en Janvier autour de 12°S, CRU, PREC/L et UDel sont plus intenses comparés à GPCP

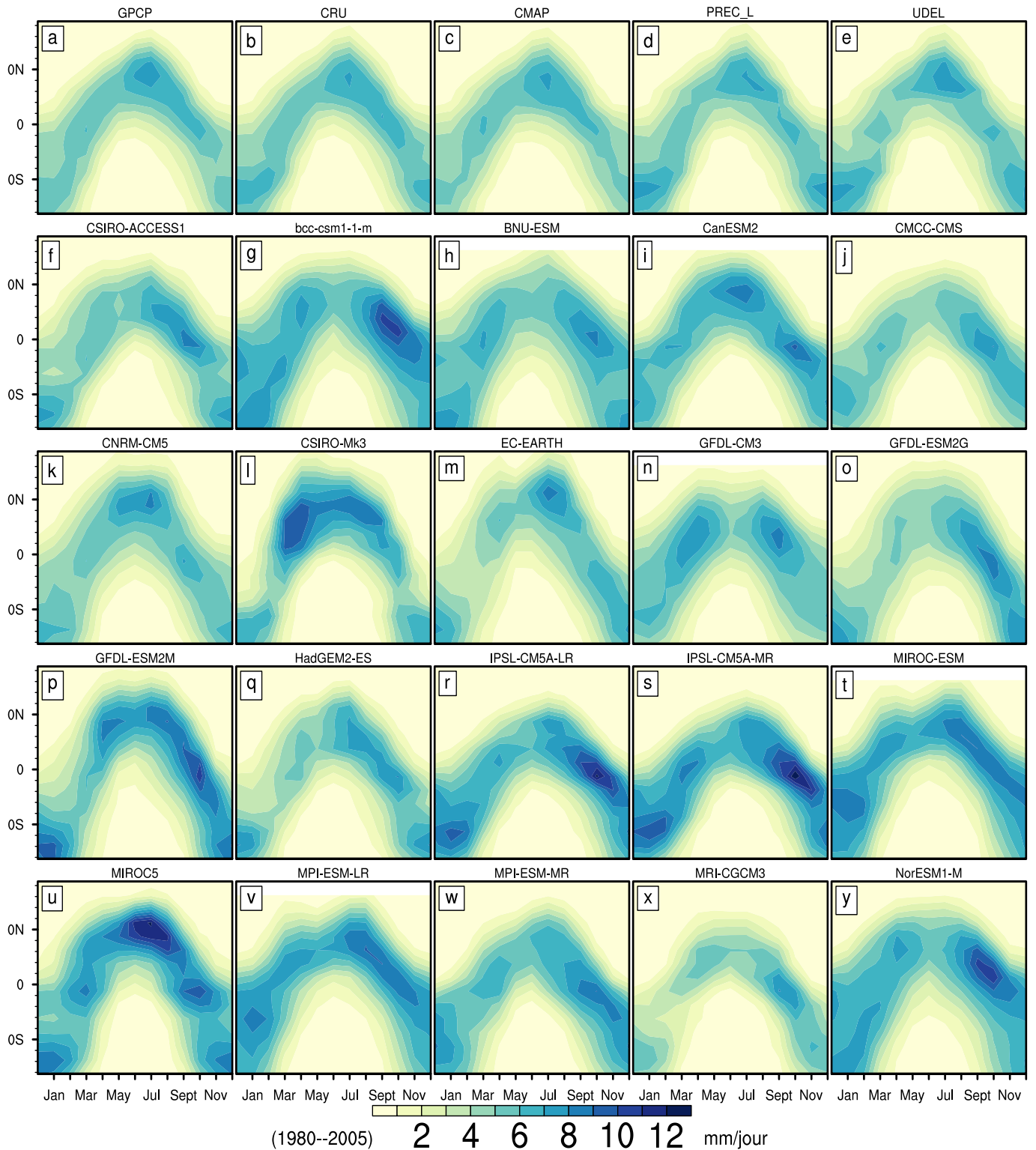


Figure 25 – Diagramme de Hovmöller (Temps-Latitude) des pluies mensuelles (mm/jour) moyennées entre les longitudes 5°E-35°E pour la période 1980-2005 et obtenu à partir des données d’observation : (a) GPCP, (b) GPCC, (c) CRU (d) CMAP, (e) PREC/L, (f) UDeI, et des simulations des 20 modèles utilisés pour cette analyse

et CMAP.

Toutefois, l'intensité, la durée et l'étendue du pic du mois d'Août varient d'une observation à l'autre. Comparée à la première phase, la seconde phase est plus intense et s'étend progressivement jusqu'en Novembre grâce à la présence des deux composantes nord/sud, du JEA de part et d'autre de l'équateur (Nicholson et Grist, 2003).

Il est alors important d'analyser la capacité des modèles à nous renseigner sur cette dynamique de l'évolution annuelle du maximum des pluies. Les figures 25f-y montrent l'évolution temps-latitude des pluies mensuelles simulées par chaque modèle sur la période 1980–2005, moyennée entre les longitudes 5°E–35°E. Sur cette figure, chaque modèle montre que de Janvier à Juillet, la bande de maximum de pluie migre de la latitude 15°S vers le Nord et atteint pratiquement la latitude 10°N en Juillet dans la majorité des modèles. Puis, entame la phase du retrait vers le Sud pour atteindre 15°S en Décembre. De ce fait, la majorité des modèles reproduisent bien les deux phases; sud-nord et nord-sud des pluies de notre domaine quoique la position de l'intensité maximale varie selon le modèle considéré. Nous constatons que le lieu et le temps où on observe les intensités maximales des pluies de l'ordre de 11 mm/jour est pendant ou au début de la phase du retrait de ce maximum. Mais CSIRO-MK3 (Fig 25l) présente son pic d'intensité maximale plutôt en Avril.

3.1.4 Variabilités annuelles des pluies

L'évolution annuelle des pluies observées de Janvier à Décembre moyennée sur toute la région d'intérêt et ainsi que sur les trois sous-régions est représentée à la figure 26. Les observations sont de plusieurs sources à savoir : GPCP, GPCC, CRU, CMAP, PREC/L, et UDel. Les cycles annuels de ces observations sont assez proches les uns des autres, ce qui marque une certaine concordance entre elles à reproduire cette variation dans chaque sous-région (septentrionale (N_CA), méridionale (S_CA), équatoriale (E_CA)). Mais en considérant toute la zone Afrique Centrale, on observe bon nombre de points de divergence en terme d'intensité. Ces différences ont été observées par plusieurs auteurs et ont été attribuées aux biais des mesures satellitaires et des stations météorologiques très dispersées (Nikulin et al., 2012; Panitz et al., 2014). Les zones Nord et Sud présentent un seul pic correspondant à une seule saison humide. Dans la sous-région N_CA, le cycle est uni-modal avec un pic de l'ordre de 6 mm/jour en août, bien représenté par toutes les observations. De même, dans la sous-région S_CA, on a aussi un cycle uni-modal avec les intensités de pluie de l'ordre de 6 mm/jour aux mois de Décembre, Janvier, Février et Mars. Au centre, dans la zone E_CA le cycle de pluie est bimodal avec un premier pic d'une intensité de 5.5 mm/jour en Avril et le second pic de l'ordre de 6.5 mm/jour en Octobre. Ces deux pics correspondent aux deux saisons de pluie connues dans cette zone. La première saison s'observe lorsque la zone de maximum de convection migre vers le Nord (c'est la petite saison de pluie qui correspond à MAM) et lors de

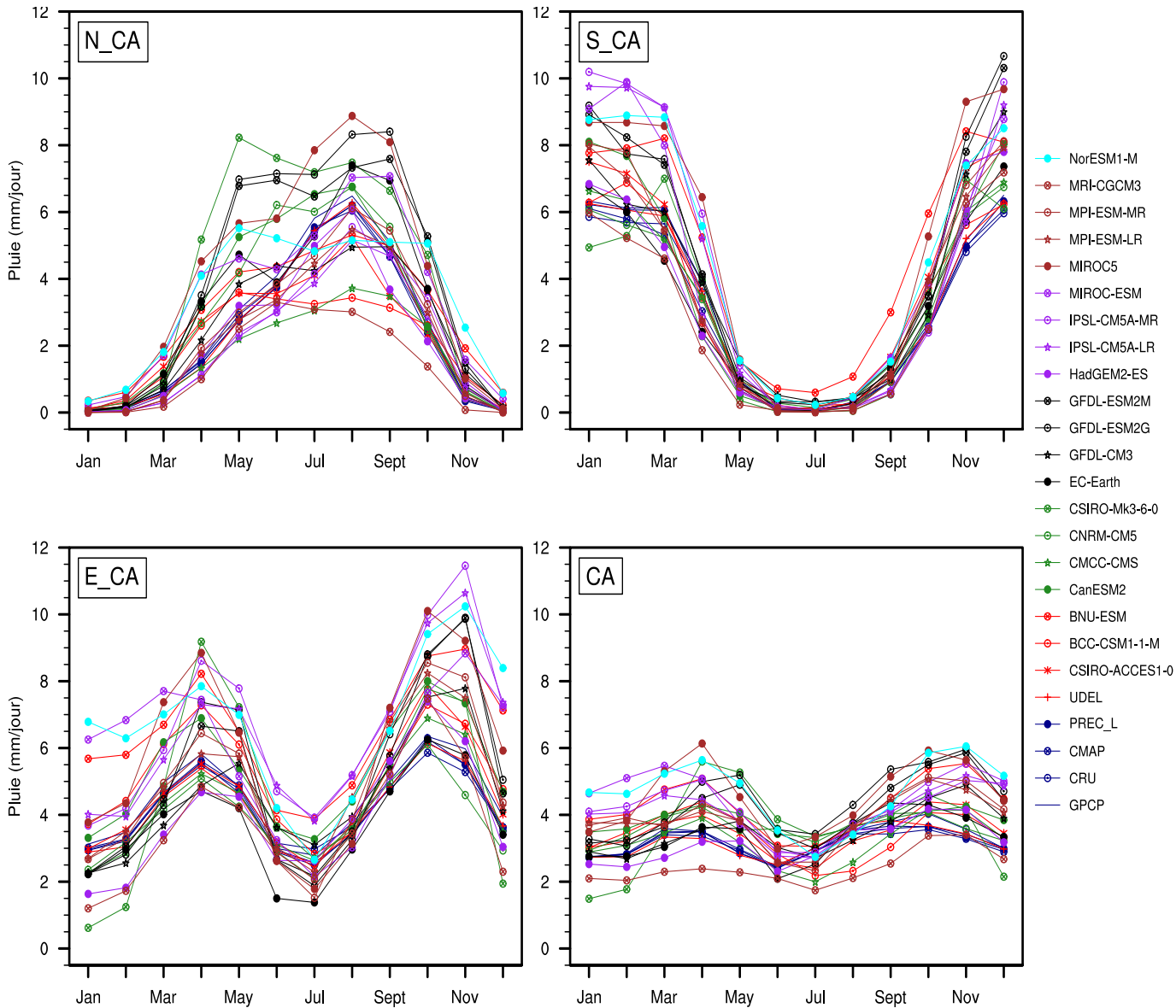


Figure 26 – Variabilité annuelle de la pluviométrie mensuelle (mm/jour) sur l’Afrique Centrale et ses trois zones, pour toutes les observations : GPCP (*bleue*), GPCC (*rouge*), CRU (*noir*) CMAP (*vert*), PREC/L (*brun*), UDel (*violet*) et pour tous les 20 modèles. Tous les cycles climatologiques annuels sont moyennés sur la sous-région septentrionale (N_CA), la sous-région méridionale (S_CA), la sous-région équatoriale (E_CA) et sur domaine entier de l’Afrique Centrale (CA) pour la période historique (1980-2005)

son retrait vers le Sud (c’est la grande saison de pluie correspondant à la saison SON). SON est la saison au cours de laquelle l’Afrique équatoriale reçoit la plus grande quantité de pluie liée à la présence des deux composantes du JEA nord et Sud alors que pendant la saison MAM, il y a seulement la branche Nord du jet. Aussi, considérant toute la zone Afrique Centrale, on observe également deux pics d’intensité faible comparée à celle de la zone E_CA.

Le cycle annuel de la pluviométrie mensuelle simulée (en mm/jour) sur l’Afrique Centrale

et ses trois sous-zones, pour tous les 20 modèles est présenté sur la figure 26. Tous les cycles climatologiques annuels sont moyennés dans la partie Nord d’Afrique Centrale (N_CA), dans la partie Sud d’Afrique Centrale (S_CA), dans la partie équatoriale d’Afrique Centrale (E_CA) et dans toute la zone d’Afrique Centrale (CA) pour la période historique (1980-2005). On observe au niveau des différents sous-zone, et ceci pendant les saisons pluvieuses un écart de l’ordre de 6 mm/jour entre le modèles le plus sec et celui le plus humide. Considérant toute la zone CA, cet écart est considérablement réduit et est de l’ordre de 4 mm/jour.

En considérant la sous-zone N_CA, la période Avril–Novembre est celle pendant laquelle l’écart entre les modèles est plus grande. Certains modèles simulent deux pics en Mai et en Août (CNRM-CM5, CSIRO-MK3, EC-Earth, GFDL-ESM2M, GFDL-ESM2G, NorESM1-M) et d’autres un seul pic en Août (MRI-CGCM3, CMCC-CMS, MPI-ESM-MR, MPI-ESM-LR, CanESM2, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5A-LR). De Novembre à Février, bons nombres de ces modèles simulent une pluviométrie inférieure à 1 mm/jour correspondant à la saison la plus sèche de cette sous-région ; tandis que dans la sous-région S_CA, c’est la période Mai à Septembre qui est sèche. Donc, au Sud, il pleut pratiquement de Octobre à Avril avec les pics en Décembre et Janvier.

Pour la sous-zone E_CA, le cycle est bi-modal avec un premier pic en Avril et le second soit en Octobre, soit en Novembre selon le modèle. Ces pics sont dus au double passage de zone de maximum de convection. L’évolution similaire s’observe quand on considère toute la zone AC. Sauf que dans la zone E_CA l’intensité maximale au cours de la saison MAM est de l’ordre de 9.5 mm/jour et de 11.5 mm/jour pour la saison SON contre 6 mm/jour pour la zone CA.

3.1.5 Variabilités inter-annuelles des pluies

En vue d’apprécier l’évolution de la pluviométrie au cours des différentes années, l’anomalie pluviométrique par rapport à la moyenne a été calculée. Cette anomalie a l’avantage de mettre en évidence les périodes excédentaires et déficitaires du potentiel hydraulique. Pour les besoins de lisibilité étant donné le grand nombre de donnée à analyser simultanément, nous présentons d’abord les figures mettant en exergue un petit nombre entre elles (voir Figs 27, 28, 29, 30 et 31). Les années excédentaires (déficitaires) correspondent à celles pour lesquelles la valeur de l’anomalie des pluies est au dessus (au dessous) de la ligne de référence zéro.

La variabilité inter-annuelle de l’anomalie par rapport à la moyenne annuelle de la pluie et ceci, pour chaque sous-région et la région entière Afrique Centrale, des observations et des modèles est présentée à la figure 32. Les observations sont celles de GPCP, CRU, CMAP, PREC/L et UDel ; de l’indice Niño3.4 et les 20 modèles. La pluie est susceptible de varier largement d’année en année. D’une sous-région à l’autre, les années humides et celles sèches diffèrent en intensité.

Les année humides sont celles pour lesquelles l’anomalie de pluie est supérieure à zéro (0

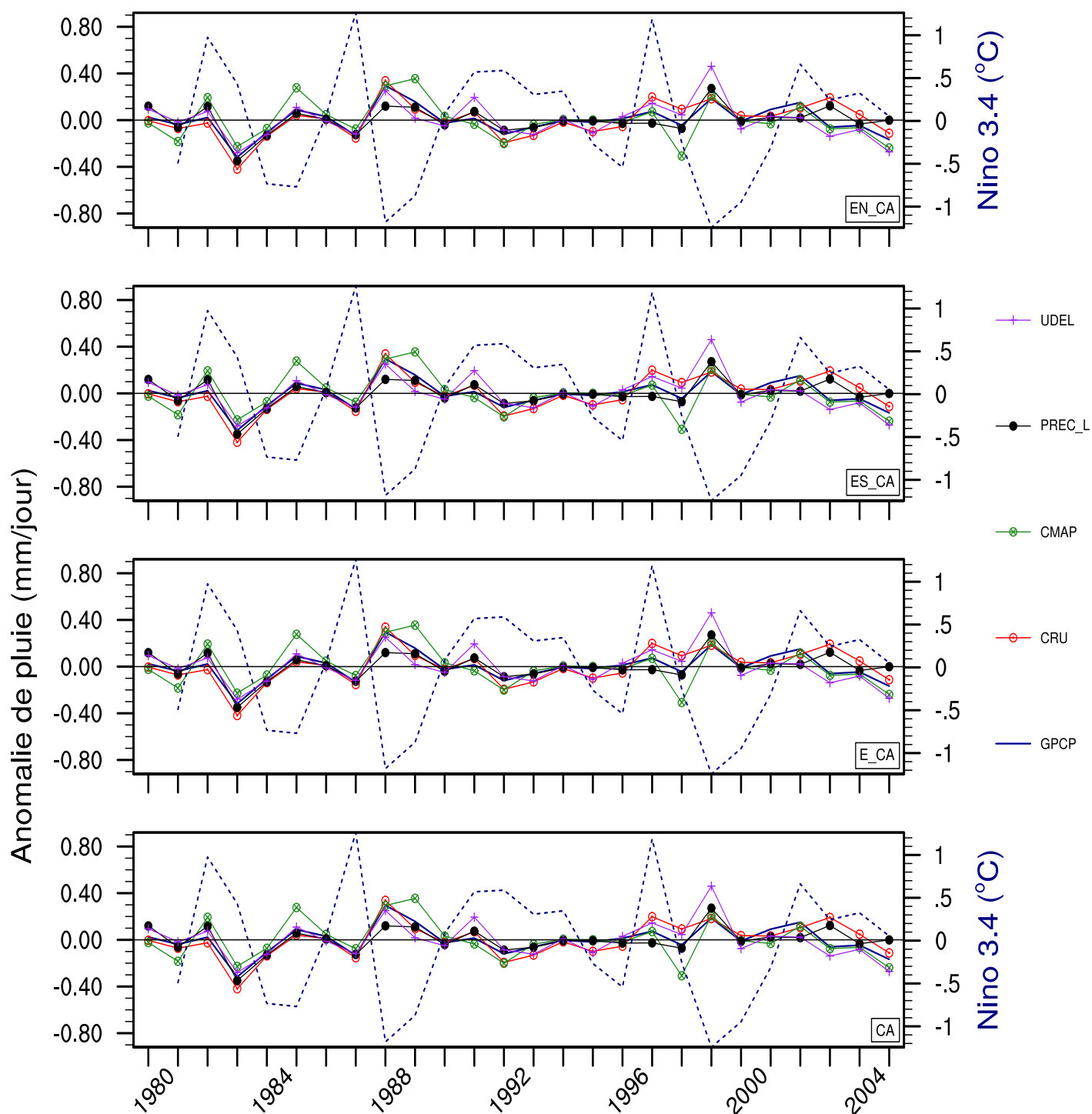


Figure 27 – Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie annuelle en mm/jour sur l’Afrique Centrale et ses trois zones, pour les observations : GPCP (bleu), CRU (rouge), CMAP (vert), PREC/L (noir), UDel (violet). Cette anomalie se calcule par rapport à la moyenne annuelle. La courbe en interrompue représente l’évolution inter-annuelle de l’indice Niño.

mm/jour) et inférieure pour celles des années sèches. Dans la région N_CA, on énumère 15 années humides contre 10 années sèches. Ici, 1983 et 1984 sont les deux années les plus sèches

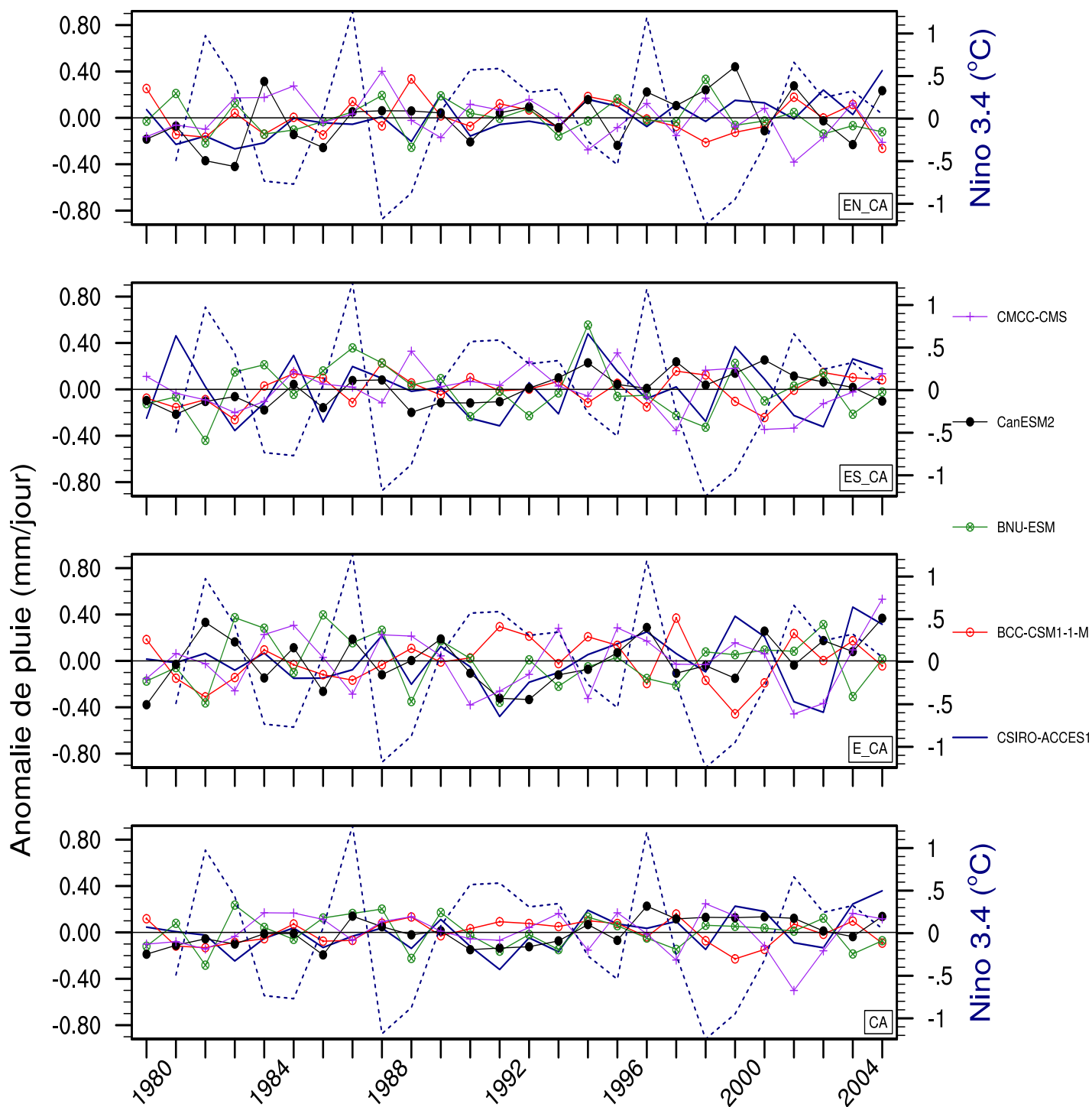


Figure 28 – Idem qu’à la figure 27, mais pour les modèles CSIRO-ACCES1-0, BCC-CSM1-1-M, BNU-ESM, CanESM2 et CMCC-CMS.

avec une baisse de 0.4 mm/jour soit 146 mm/an contre les années les plus humides à savoir 1988, 1999 avec une intensité de 0.25 mm/jour soit une augmentation de 91.25 mm/an. Au début des année 80, on compte 7 années consécutives de déficit de pluie de 1981–1987 suivies de 11 années consécutives d’abondante pluie de 1991–2001. Il est important de noter que les observations sont

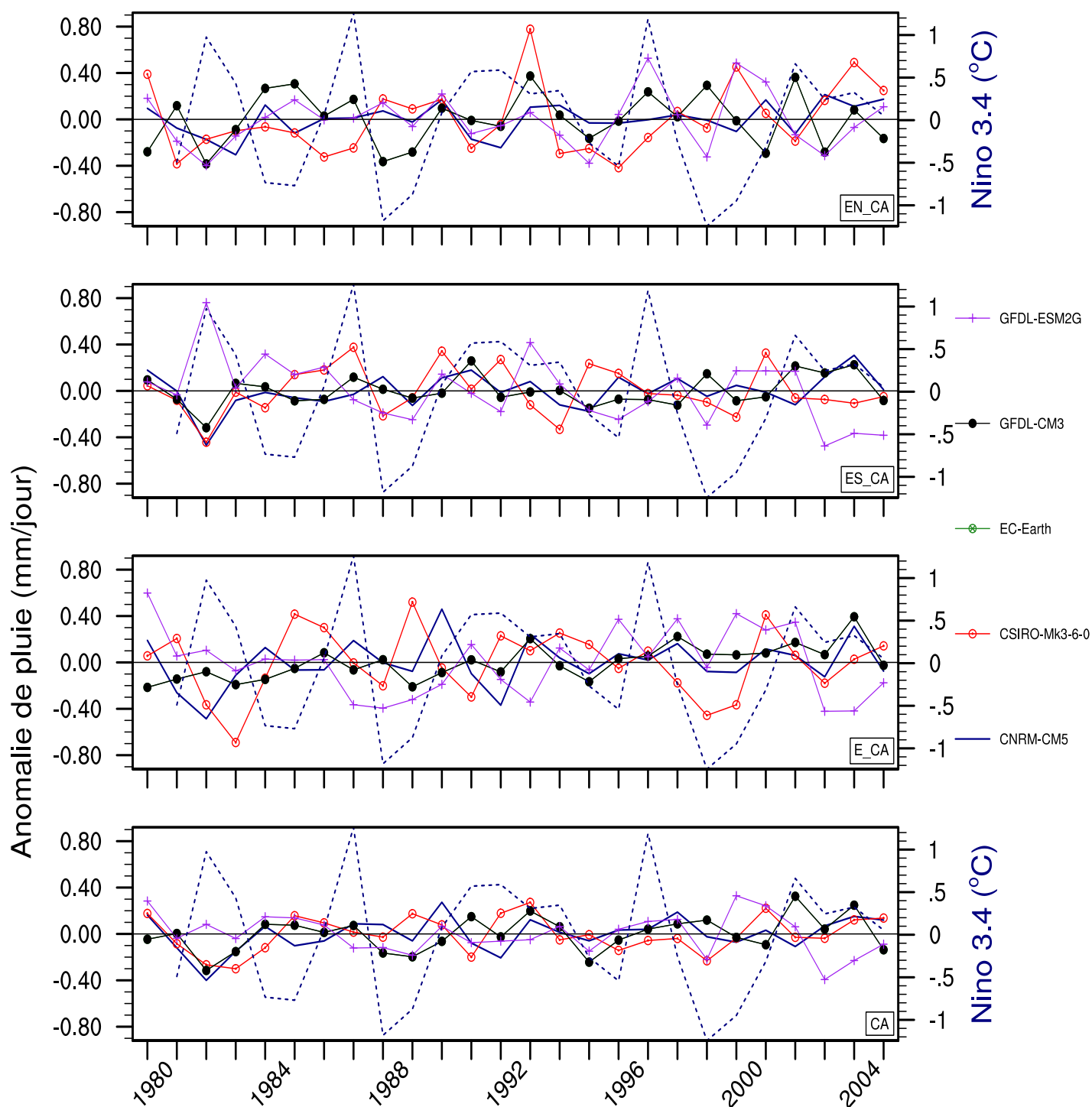


Figure 29 – Idem qu'à la figure 27, mais pour les modèles CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, EC-Earth, GFDL-CM3 et GFDL-ESM2G.

assez bien en phase d'année en année à l'exception de PREC/L pour les années 1996 et 1997. Ces variations sont reliées aux changements enregistrés dans la circulation atmosphérique ceci à l'échelle régionale comme planétaire et aux phénomènes à impact planétaire comme La Niña ou El Niño. Nous savons que La Niña a pour conséquence l'augmentation des pluies dans plusieurs

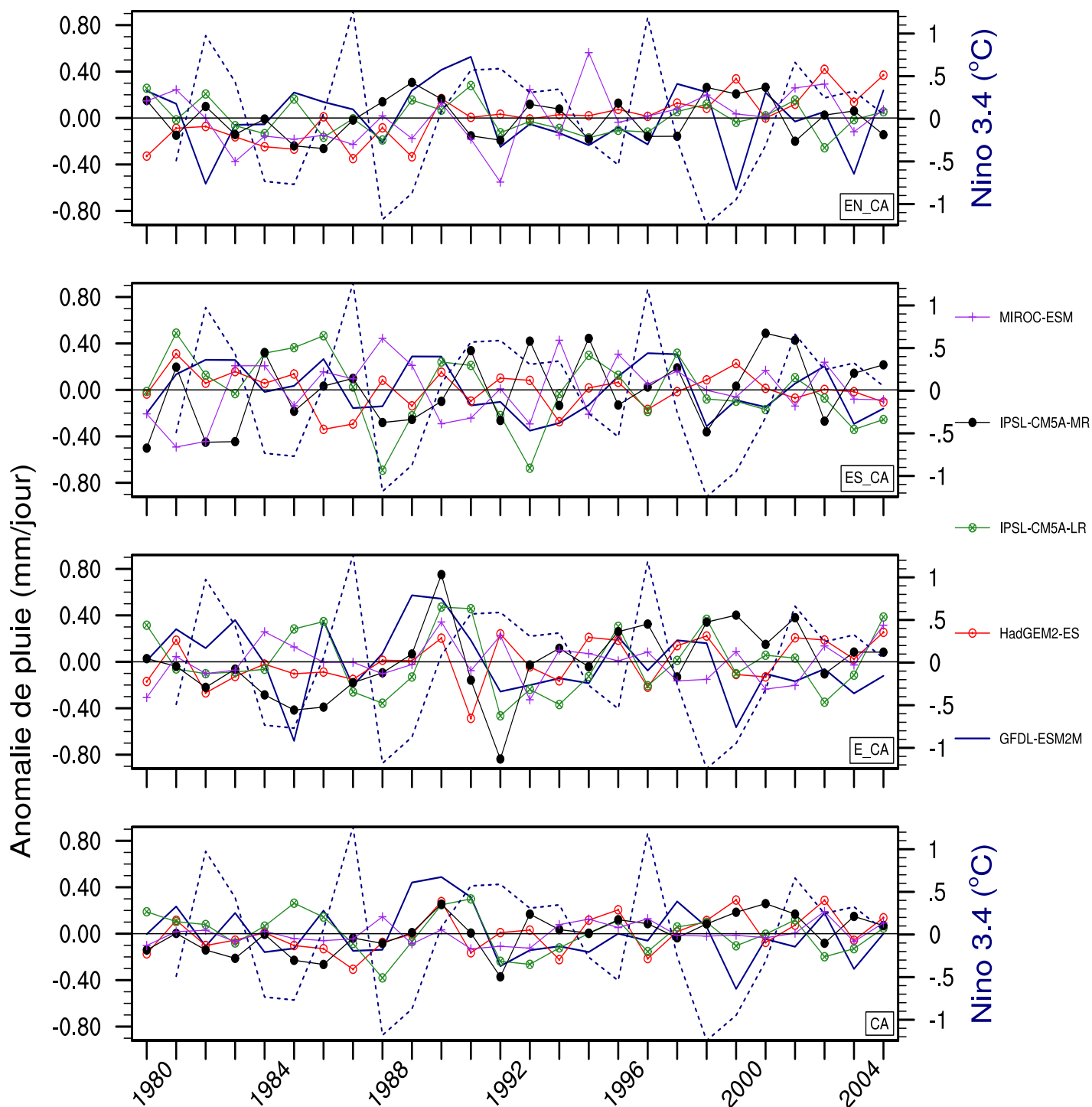


Figure 30 – Idem qu'à la figure 27, mais pour les modèles GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR et MIROC-ESM.

régions du monde tandis-que son homologue El Niño est responsable des sécheresses.

Nous constatons que les années de fortes variations de pluie sont associées à celles de fortes variations de l'indice Niño3.4. Mais, la période 1989–1996 montre une faible variation des pluies avec une tendance à la hausse et un réchauffement modéré de la température de surface de la

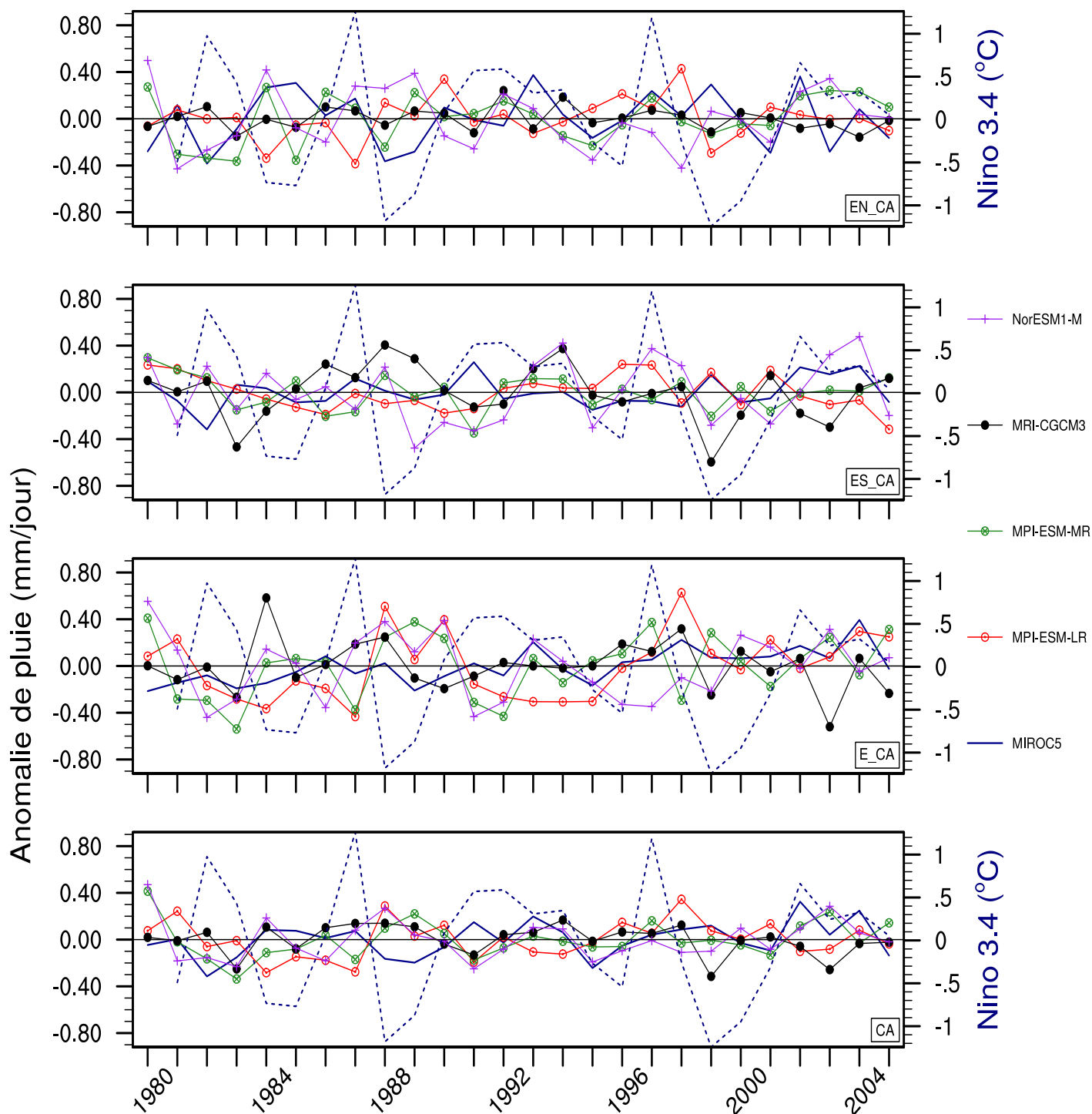


Figure 31 – Idem qu'à la figure 27, mais pour les modèles MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3 et NorESM1-M.

mer. Les années Ninã (1988 et 1999) coïncident avec un maximum de pluie dans la partie Nord du domaine d'étude. Les années Niño quant à elles ne coïncident pas toujours avec le minimum relatif des pluies : c'est le cas de l'année 1997. Mais, on note un baisse considérable des pluies en 1983 et 1984 faisant suite aux deux épisodes successives de Niño 1982 et 1983.

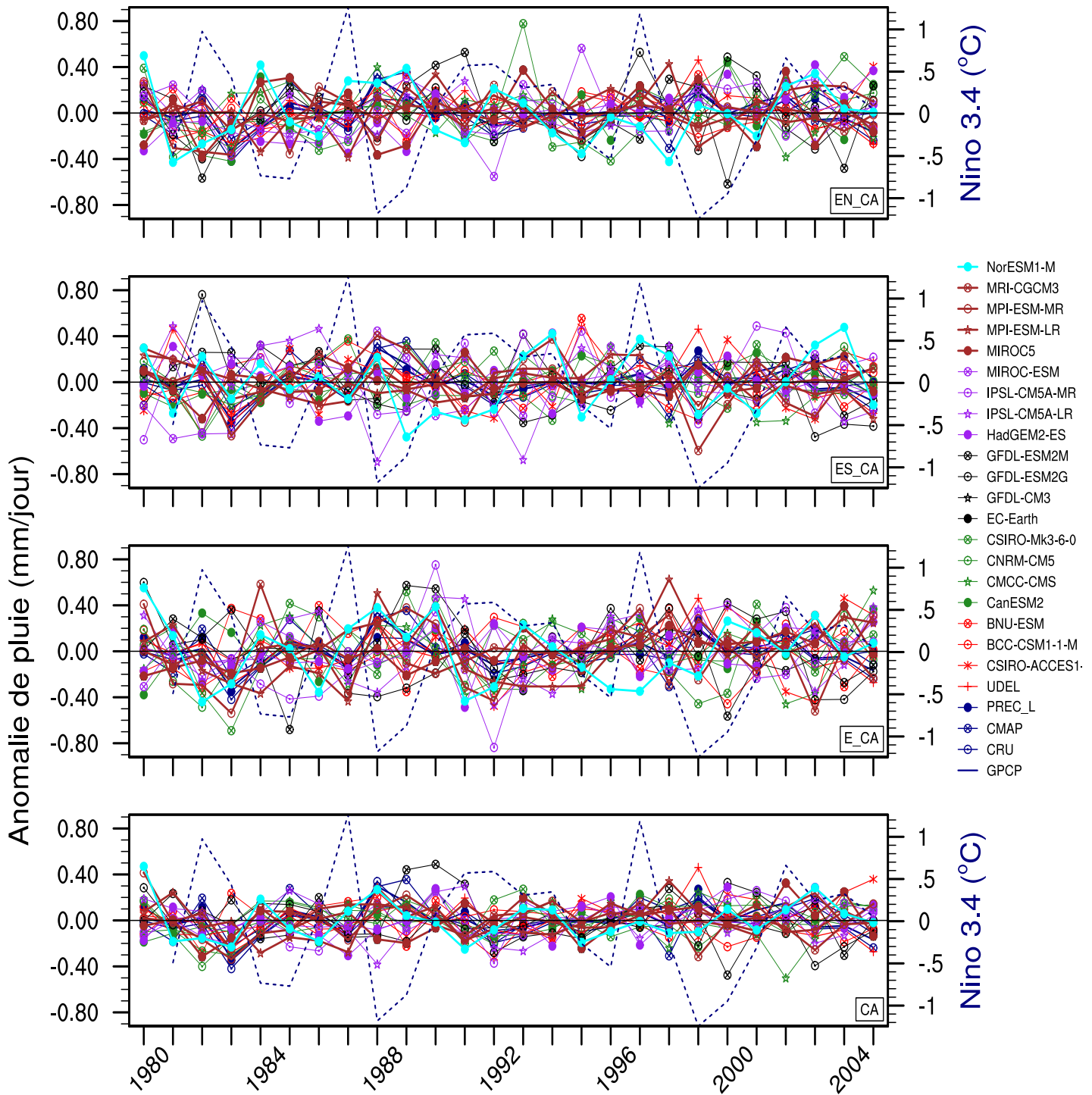


Figure 32 – Anomalie du cycle inter-annuel de la pluviométrie annuelle en mm/jour sur l’Afrique Centrale et ses trois zones, pour les observations de couleur bleu : GPCP, CRU, CMAP, PREC/L, Udel et pour tous les 20 modèles. Cette anomalie se calcule par rapport à la moyenne annuelle. La courbe en interrompue représente l’évolution inter-annuelle de l’indice Niño

Dans la partie ES_CA (voir Fig 32, 2^e ligne), l’écart quadratique entre les observations est assez grand comparé à la partie EN_CA (voir Fig 32, 1^{ère} ligne) et ceci d’avantage au cours de la

dernière décennie. L'année Niño 1983 montre plutôt une augmentation de la pluie de l'ordre de 0.3 mm/jour pour CMAP, de 0.1 mm/jour pour GPCP par contre en 1987, on note une baisse mais qui reste autour de la moyenne. En 1988 une augmentation de 0.25 mm/jour est observée mais en 1999, l'effet Niño ne se fait vraiment pas sentir. Ce qui nous laisse dire que les années Niño ou Niña n'affectent pas beaucoup la pluviosité au Sud de l'Afrique Centrale. Toutefois, durant les années 1989 à 1996 le réchauffement lié à l'indice Niño3.4 a entraîné une baisse de pluviosité de l'ordre de 0.7 mm/jour en 1996 par rapport à 1989 soit une baisse de l'ordre de 1788 mm en 7 ans dans cette sous-zone. La sous-zone E_CA présente pratiquement les mêmes variations que celles de ES_CA avec les mêmes décalages de CMAP par rapport aux autres sources de donnée. Mais, la baisse des années 2000 y est plus marquée. Considérant toute l'Afrique Centrale, l'impact du Niño 1983 avec la baisse des pluies et l'augmentation de l'impact Niña en 1988 et 1999.

Les modèles présentent une forte variabilité d'une année à l'autre. Considérant toute la zone Afrique Centrale, quoique l'amplitude de variation soit faible de l'ordre de ± 0.4 mm/jour par rapport aux sous-régions, elle reste tout de même très considérable car elle représente une fluctuation de ± 140 mm /an. Aussi les années Niño/Niña sont très mal pris en considération par les modèles. Toutefois pendant les années 1983-1983, la majorité des modèles montrent le même sens de variation que les observations. Nous pouvons dire d'une part que les phénomènes Niño/Niña ne sont pas très bien pris en compte dans les modèles CMIP5 et d'autre part, l'impact du phénomène Niño/Niña ne couvre pas une zone aussi large que les sous-régions que nous avons eu à choisir. Donc il sera nécessaire dans le futur de choisir les sous-régions à climat homogène pour investiguer l'impact du phénomène Niño/Niña en Afrique Centrale.

3.2 Évaluation des indices journaliers des pluies

Il a été reconnu que, dans une approche de modèles d'ensemble, les modèles à faible performance sélectionnés peuvent dégrader le signal global de la moyenne d'ensemble. Pour faire la différence entre modèles les plus performants et ceux les moins performants des MCGs, le diagramme de Taylor est utilisé sur la base des indices climatologiques moyens des pluies journalières dans la région étudiée. Nous évaluons ici le degré de ressemblance entre les indices de pluie simulés et observés au cours de la période historique. Les figures 33 et 34 présentent les diagrammes de Taylor des différents indices pluviométriques utilisés pour les saisons DJF, MAM, JJA et SON. Ces indices sont moyennés sur tout le domaine d'étude (en excluant l'Océan Atlantique). Nous y présentons les performances des données TRMM, de chacun des 20 modèles de circulation générale (MCGs) et pour l'Ensemble Multi-Modèle (EMM).

Les performances des MCGs à reproduire les indices journaliers de pluie montrent une large dispersion et varient selon l'indice et la saison.

Par exemple, dans le cas du total pluviométrique (PRCPTOT ; figure 33, première rangée),

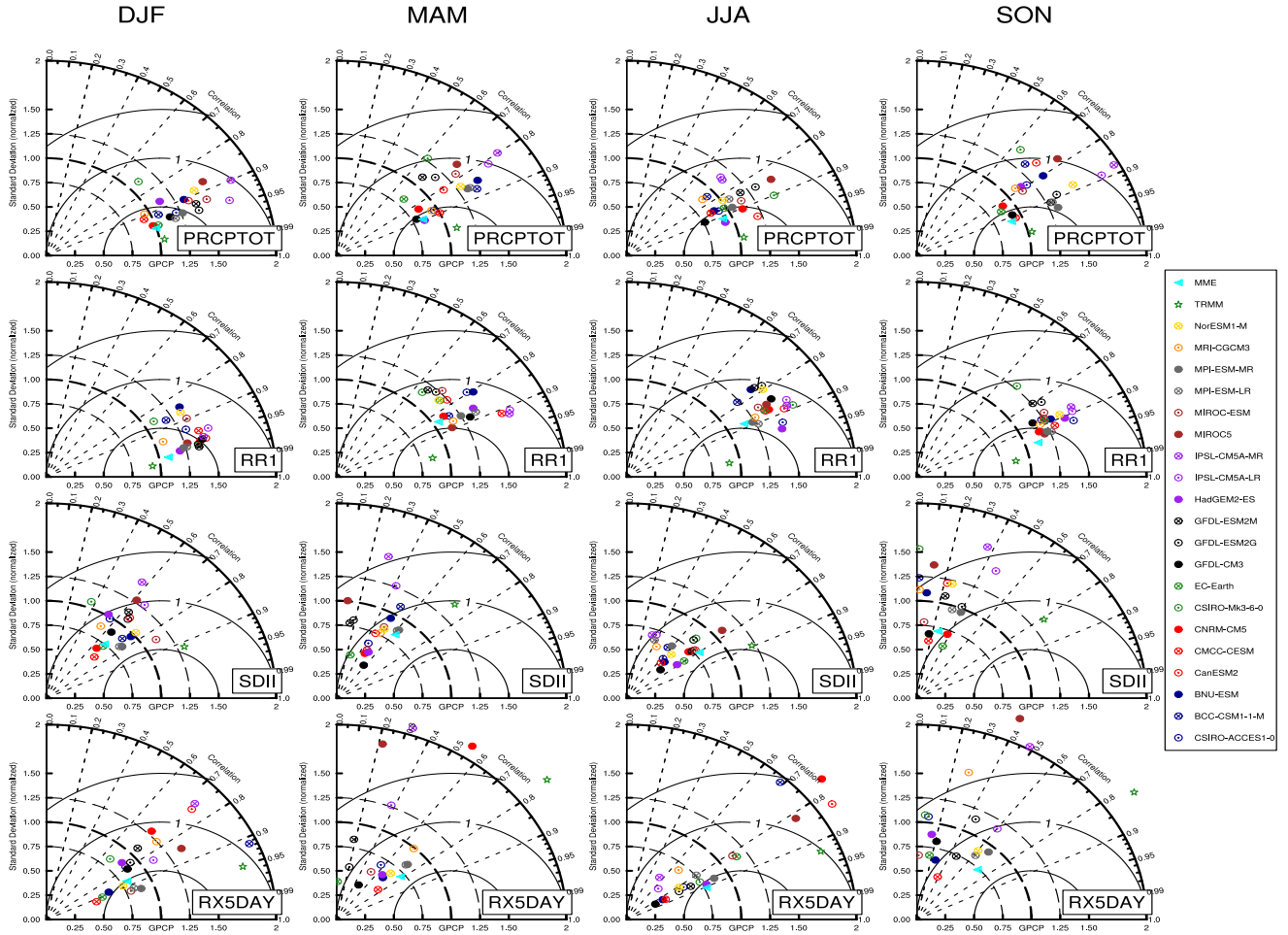


Figure 33 – Diagramme de Taylor présentant chacun des 20 modèles CMIP5, le EMM et la donnée d’observation TRMM. Ces données sont moyennées sur tout le domaine d’étude (sur la terre ferme seulement); pour le total pluviométrique (PRCPTOT, 1^{ère} ligne), la fréquence des jours pluvieux (RR1, 2^e ligne), l’intensité des jours pluvieux (SDII, 3^e ligne) et la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs RX5DAY, 4^e ligne). Avec GPCP comme donnée de référence

toutes les simulations des MCGs ont un PCC supérieur à 0,6 en toutes saisons, mais nous n’avons retenu que ceux qui ont en plus un STD plus proche de 1 (c’est-à-dire plus proche de GPCP, notre référence). Sur la base des critères ci-dessus, 9 modèles très performants sont sélectionnés en DJF à savoir : CSIRO-ACCESS1-0, BCC-CSM1-1-M, CMCC-CESM, CNRM-CM5, CSIRO-MK3, EC-EARTH, GFDL-CM3, HadGEM2-ES et MRI-CGCM3. En MAM, 11 modèles très performants sont sélectionnés et il s’agit de : CSIRO-ACCESS1-0, BCC-CSM1-1-M, CMCC-CESM, CNRM-CM5, GFDL-CM3, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, MIROC5, MRI-CGCM3, NorESM1-M. En JJA, 17 modèles très performants sont sélectionnés et il s’agit de : CSIRO-ACCESS1-0, BCC-CSM1-1-M, BNU-ESM, CanESM2, CMCC-CESM, CNRM-CM5, EC-EARTH, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-

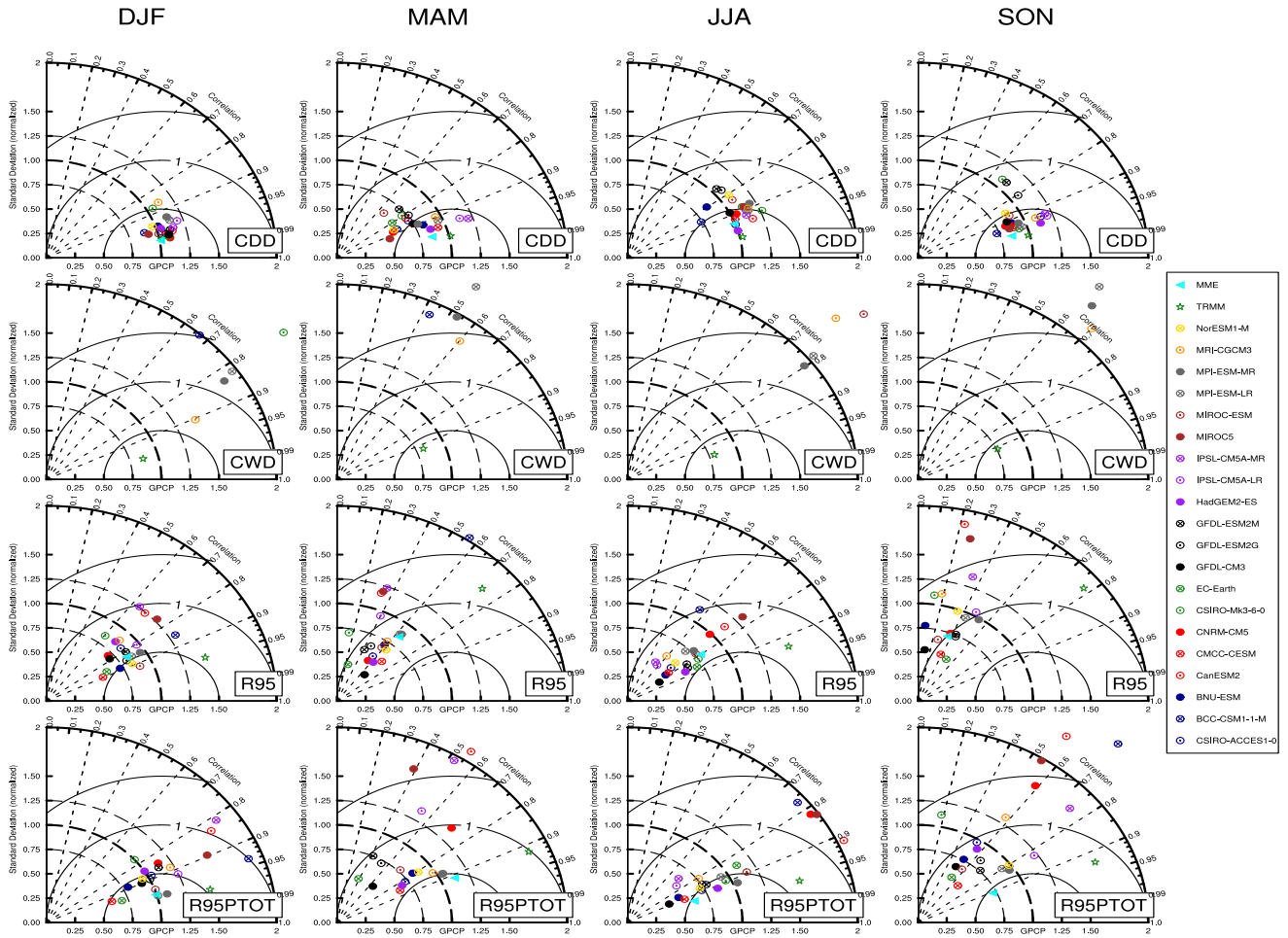


Figure 34 – Diagramme de Taylor présentant chacun des 20 modèles CMIP5, le EMM et la donnée d’observation TRMM. Ces données sont moyennées sur tout le domaine d’étude (sur la terre ferme seulement) ; pour le nombre de jour consécutivement secs (CDD, 1^{ère} ligne), nombre de jour consécutivement humide (CWD, 2^e ligne), le 95^e percentile des pluies intenses (R95, 3^e ligne) et le total des pluies supérieur au 95^e percentile (R95PTOT, 4^e ligne). Avec GPCP comme donnée de référence

MR, MIROC5, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR, MRI-CGCM3 et NorESM1-M. Pour terminer, la saison SON a enregistré 9 bons modèles à savoir : CSIRO-ACCESS1-0, BCC-CSM1-1-M, CMCC-CESM, CNRM-CM5, EC-EARTH, GFDL-CM3, HadGEM2-ES, MIROC5 et MRI-CGCM3.

Nous constatons que le EMM a de très bonnes caractéristiques dans la reproduction du PRCP-TOT en Afrique Centrale. Ceci se fait remarquer par sa bonne corrélation PCC de l’ordre de 0.89 pendant la saison MAM, 0.9 pendant la saison DJF, 0.94 pendant la saison JJA et 0.92 pendant la saison SON. Son STD normalisé est proche de 1. De façon générale, le EMM est meilleur que la quasi-totalité des modèles les plus performants. On note d’ailleurs le RMSE de EMM bien inférieur à 0.5 tandis que la quasi-totalité des modèles le présente au dessus de 0.5. Ce RMSE atteint pratiquement 1.1 pour CSIRO-MK3-6-0 pendant la saison MAM.

Cette bonne performance serait liée à une bonne représentation des processus et d'une résolution horizontale améliorée par rapport à chaque modèle pris individuellement, ce qui a pour effet de réduire ou annuler les erreurs de chaque modèle (Phillips et Gleckler, 2006 ; Knutti et al., 2010 ; Aloysius et al., 2016). D'autre part, pour le nombre maximal de jours consécutivement humides (CWD ; figure 34, deuxième rangée), certains modèles ont un PCC supérieur à 0,6 mais tous ont un très grand STD, de sorte que leurs points de repère soient parfois hors du quadrant. Ce grand STD marque le biais humide des modèles qui semble être une erreur intrinsèque à la majorité des simulations de GCM. Ce résultat est conforme à celui obtenu par d'autres auteurs avec les simulations des MCGs (Bellucci et al., 2010 ; Li et Xie, 2014 ; Aloysius et al., 2016 ; Akinsanola et Zhou, 2018). Ils ont conclu que la présence d'un important biais humide présenté par certaines simulations de MCGs pendant la saison des pluies n'affecte pas nécessairement leur habileté à simuler les pluies annuelles dans le passé (Li et Xie, 2014 ; Aloysius et al., 2016). Malgré le fait que certains modèles ont un PCC relativement élevé, nous n'avons retenu aucun modèle en raison de leur STD trop élevé, qui par ailleurs dégrade les compétences globales de EMM (Krishnamurti et al., 2000). Dans le cas, où aucun modèle ne respecte les critères de performance d'après le diagramme de Taylor, et à défaut de ne pas avoir de donnée pour continuer notre analyse, nous avons construit le EMM en utilisant tous les 20 MCGs.

C'est également le cas pour la saison SON de l'intensité des pluies par jour humide (SDII ; figure 33, troisième rangée) et 95^e percentile des pluies intenses (R95 ; figure 34, troisième rangée), où c'est plutôt l'effet opposé qui est observé : le PCC est très petit et le STD se situe dans la plage $1,0 \pm 0,5$. La même approche a été utilisée pour tous les indices et les modèles les plus performants ont été utilisés pour construire le EMM pour chaque indice et pour chaque saison. L'analyse de ces figures nous permet de construire le tableau 5, où on ressort le nombre de modèles les plus performants dans la simulation des indices. Au vu des performances statistiques de EMM, nous sommes à même de croire que nos hypothèses sont bonnes et nous pourrions l'utiliser pour mieux représenter la climatologie des indices de pluie dans la sous-région Afrique Centrale. Il est à noter que, seuls les meilleurs modèles sélectionnés par cette analyse ont été utilisés pour calculer le EMM pour chaque indice (repéré par un triangle de couleur «cyan» sur les figures 33 et 34). Dans ces cas, le EMM reproduit mieux de façon systématiquement les modèles individuels.

3.2.1 Le total pluviométrique (PRCPTOT)

La figure 35 montre la distribution spatiale et saisonnière de PRCPTOT, pour les observations (GPCP et TRMM) et le EMM. Pendant la saison DJF, GPCP montre la ceinture de pluie dans la partie sud du domaine entre 15°S et 5°N, qui diminue progressivement à partir du sud-est de l'Afrique Centrale (où le pic d'environ 1000 mm est observé autour de l'est de la Zambie) jusqu'à l'Océan Atlantique (figure 35).

Tableau 5 – Liste des huit indices utilisés dans l’analyse des événements extrêmes. Pour chaque indice de pluie ayant été bien simulé par les modèles, nous l’avons sélectionné (identifié par ce symbole, \checkmark) et indiqué le nombre de modèles qui participent à la construction de EMM d’après le diagramme de Taylor pour chaque saison. Le symbole (\times) indique la saison au cours de laquelle aucun modèle n’était performant dans la simulation de l’indice considéré

Acronyme	Nom de l’indice	Unité	DJF	MAM	JJA	SON
PRCPTOT	Pluie annuelle	mm	\checkmark (11)	\checkmark (10)	\checkmark (15)	\checkmark (08)
RR1	Jour de pluie	jours	\checkmark (07)	\checkmark (12)	\checkmark (04)	\checkmark (11)
SDII	Intensité de pluie	mm/jour	\checkmark (13)	\checkmark (02)	\checkmark (07)	\times (20)
RX5DAY	Pluie maximale pentadaire	mm	\checkmark (13)	\checkmark (03)	\checkmark (06)	\checkmark (04)
CDD	Jours secs consécutifs	jour	\checkmark (20)	\checkmark (20)	\checkmark (20)	\checkmark (20)
CWD	Jours humides consécutifs	jour	\times (20)	\times (20)	\times (20)	\times (20)
R95	95 ^e percentile	mm/jour	\checkmark (14)	\checkmark (03)	\checkmark (05)	\times (20)
R95PTOT	Total des fortes pluies	mm	\checkmark (14)	\checkmark (06)	\checkmark (11)	\checkmark (06)

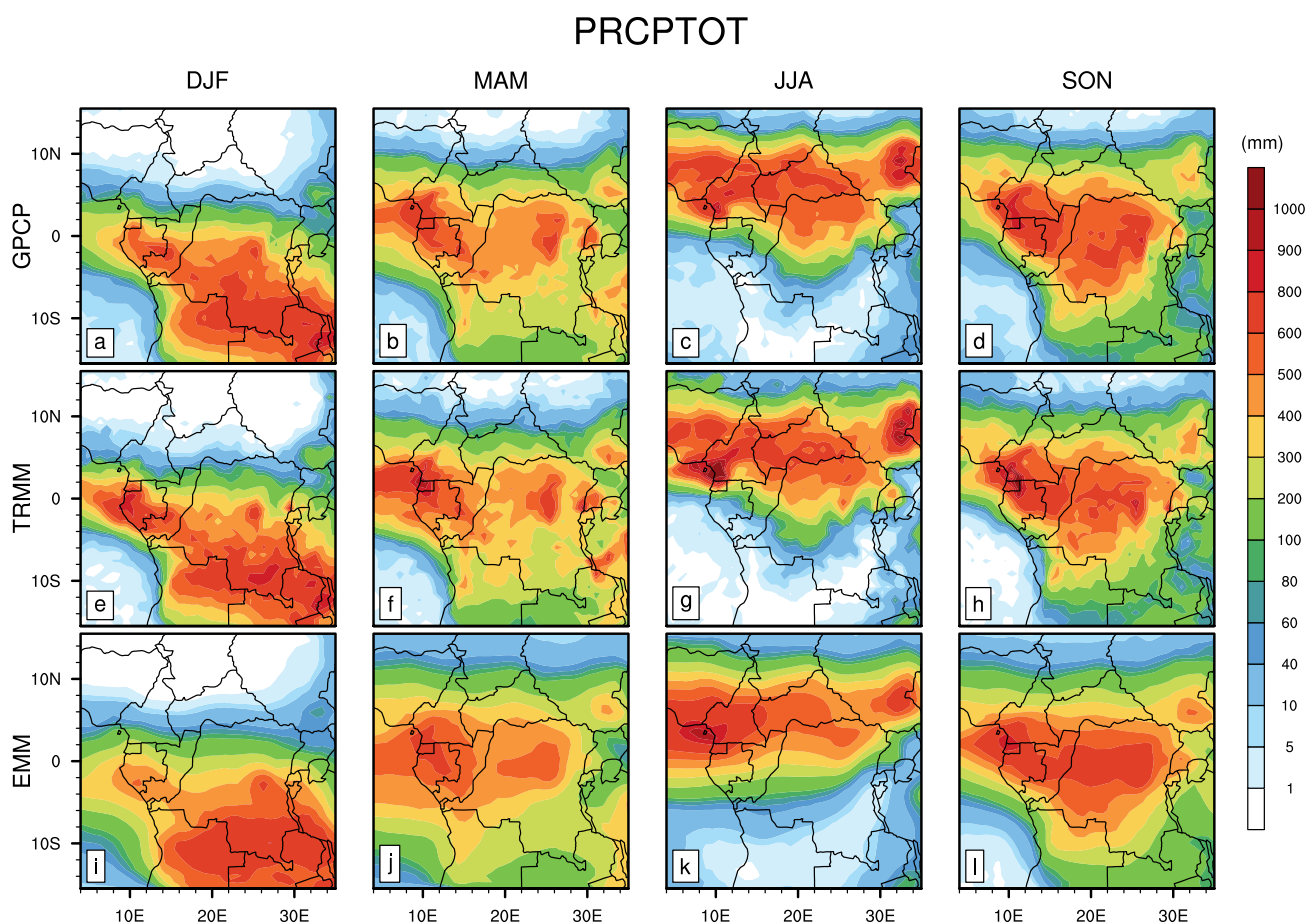


Figure 35 – Distribution spatiale de la quantité de pluie saisonnière totale (PRCPTOT, en mm), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

Malgré le fait que le EMM présente une performance relativement bonne dans la simulation de la quantité totale de pluie journalière, nous notons encore une légère sous-estimation de cet indice de mars à novembre (33; première rangée).

Durant la saison JJA, la ceinture de pluie est située entre 5°S et 15°N , avec un maximum observé à l'ouest du Cameroun et avec une plus grande étendue au nord de la République Centrafricaine (figure 35c). Pendant les saisons MAM et SON, la plupart du domaine affiche les valeurs de PRCPTOT supérieures à 100 mm, avec un maximum d'environ 1000 mm le long du Golfe guinéen (figure 35b, d). Il est important de noter qu'en terme de quantité de pluie, la saison SON reçoit plus de pluie que la saison MAM d'après les structures spatiales de PRCPTOT à travers la zone d'étude. La distribution spatiale de PRCPTOT présentée par TRMM montre les mêmes structures et les mêmes pics que GPCP, et ceci tout au long de l'année (figure 35e–h). Le PCC entre TRMM et GPCP est toujours supérieur à 0,9 (marqué par une étoile verte sur la figure 33; première rangée), indiquant un bon degré de ressemblance entre les deux observations dans la représentation de la quantité totale de pluie par jour humide. Par rapport aux observations, le EMM réussit à simuler les principales caractéristiques spatiales de PRCPTOT, avec PCC toujours supérieur à 0,9 en toutes saisons, STD proche de 1 et RMSE toujours inférieur à 0,5 (figure 33; première rangée).

3.2.2 Fréquence des jours humides (RR1)

La figure 36 montre la distribution spatiale de la fréquence des jours humides (RR1) pour les observations GPCP et TRMM ainsi que le EMM.

D'une saison à l'autre, les structures spatiales de RR1 sont similaires entre GPCP et TRMM (figure 36–h). En termes de la distribution spatiale, ces structures sont semblables à celles de PRCPTOT illustrées à la figure 35, GPCP étant toujours supérieur comparé à TRMM. Ceci peut être observé sur la figure 33 (deuxième rangée), marqué par une étoile verte, TRMM est toujours en dessous de la référence indiquée par GPCP.

3.2.3 Lame d'eau moyenne précipitée par jour humide (SDII)

La figure 37 montre l'intensité des pluies (SDII) pour les observations GPCP et TRMM ainsi que le EMM. En ce qui concerne l'indice SDII, les configurations spatiales de TRMM sont généralement supérieures à 2 mm/jour dans la région, avec des pics allant jusqu'à 18 mm/jour qui coïncident tout au long de l'année avec les positions des maxima de PRCPTOT relevées à la figure 35e–h. Il est important de noter qu'il existe un certain désaccord entre GPCP et TRMM, en particulier sur des événements moins intenses. TRMM semble être plus intense comparé à GPCP, et ce comportement est en fait associé à sa résolution spatiale plus élevée et par ricochet à sa grande variabilité (Fotso-Nguemo et al., 2017; Akinsanola et Zhou, 2018).

Le EMM reproduit pratiquement toutes les structures de RR1 et SDII d'une saison à l'autre, mais simule plutôt un nombre élevé d'occurrence des événements pluvieux le long de la ceinture de pluie, ceci comparé aux observations, avec un PCC toujours plus proche de 0,9 en toutes les saisons

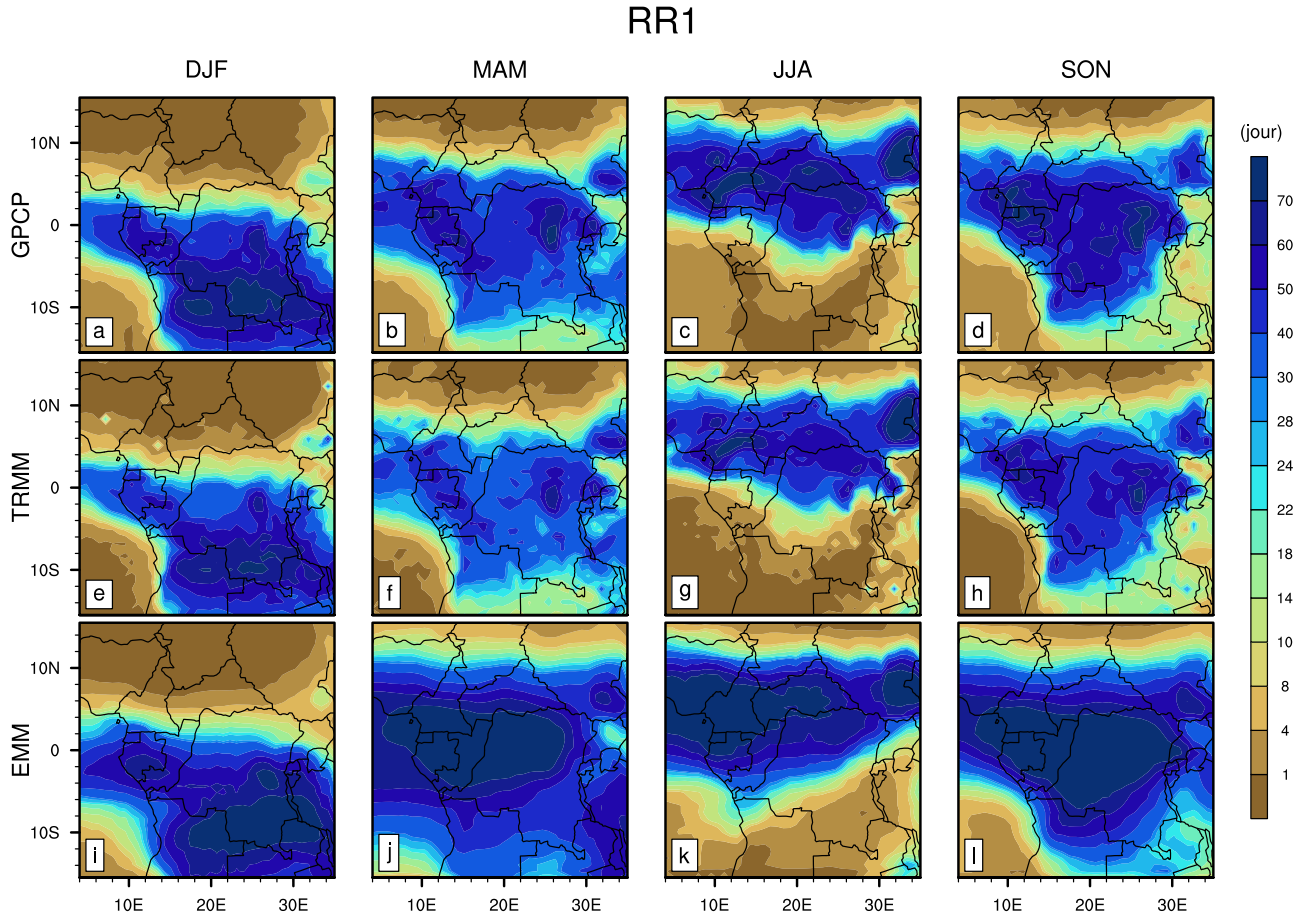


Figure 36 – Distribution spatiale de la fréquence des jours humides (RR1, en jour), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

et un RMSE toujours inférieur à 1 (33 ; deuxième rangée). En fait, le EMM produit de nombreux événements pluvieux (figure 33 ; deuxième rangée) et moins intenses (figure 33 ; troisième rangée) que les observations sur l'ensemble de l'Afrique centrale. Ainsi, la neutralisation des contributions de ces deux indices dans la quantité totale des pluies journalières pourrait expliquer sa performance relativement bonne illustrée à la figure 33 (première rangée).

3.2.4 Pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY)

La figure 38 montre la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY), à la fois des observations GPCP et TRMM, ainsi que de EMM.

Les structures spatiales de RX5DAY présentées par GPCP et TRMM suivent celles de SDII illustrées à la figure 37. En termes de magnitude, la configuration spatiale de TRMM est supérieure à celle de GPCP dans tout le domaine, avec un maximum de 100 mm dans le Golfe de Guinée. Comme dans le cas des intensités de jours pluvieux, la différence entre les observations dans la

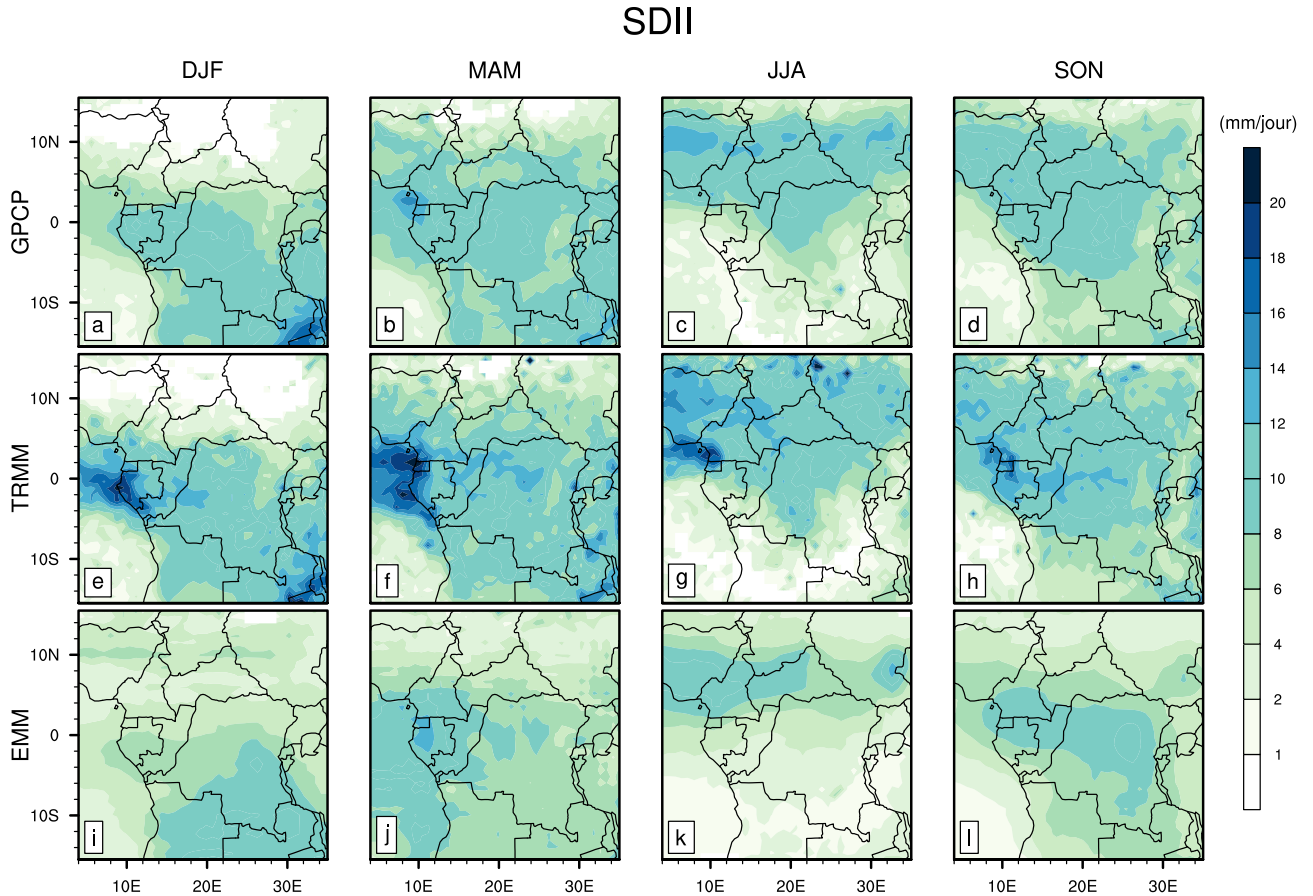


Figure 37 – Distribution spatiale de la lame d’eau moyenne précipitée par jour humide (SDII, en mm/jour), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

représentation de la quantité maximale de pluie consécutive sur 5 jours est liée à la plus grande variabilité de TRMM. Bien qu’il y ait des sous-estimations comparées au GPCP (STD toujours inférieur à 1 sur la figure 33; quatrième rangée), le EMM reproduit les structures saisonniers de RX5DAY relativement bien (figure 38i–l), avec un PCC toujours supérieur à 0,7 pendant toutes les saisons (figure 33, quatrième rangée).

3.2.5 Nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD) et humides (CWD)

Les figures 39 et 40 montrent le nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD) et le nombre maximal de jours consécutivement humides (CWD), respectivement, de EMM et observations GPCP et TRMM.

Les phases opposées en magnitude sont bien observées entre la structure spatiale du CDD et du CWD : les zones avec un minimum de CDD correspondent aux zones des maxima du CWD. Comme prévu, les structures des valeurs du CDD les plus basses se situent dans des zones où

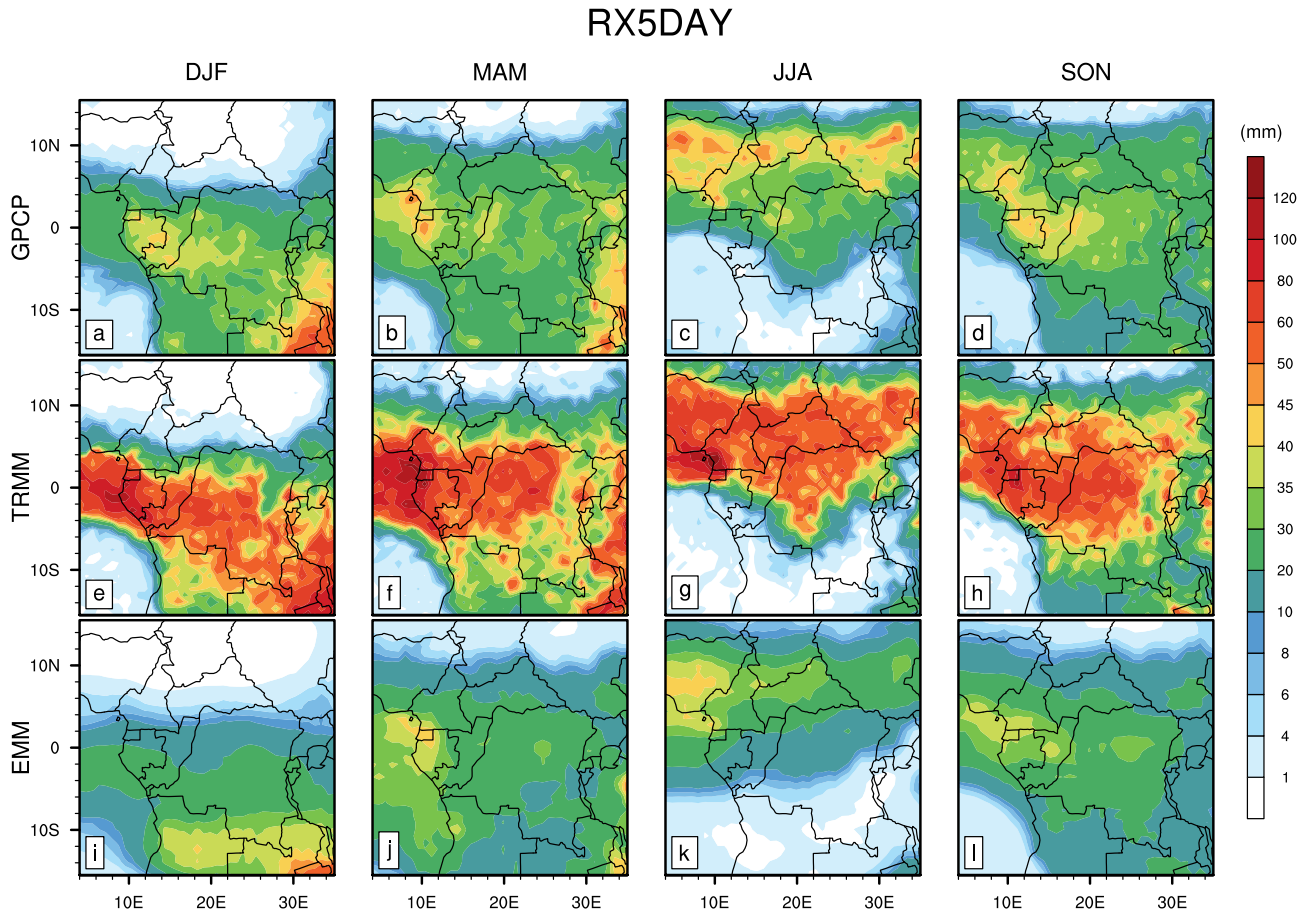


Figure 38 – Distribution spatiale de la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY, en mm), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

PRCPTOT est plus élevé (voir Figs. 35a–h et 35a–h). Le EMM reproduit de manière réaliste le CDD, avec un PCC dépassant toujours 0,9 pendant toutes les saisons, un STD proche de 1 et un RMSE toujours inférieur à 0,5 (figure 34b ; première rangée). Mais, le EMM surestime systématiquement le CWD observé avec de très grande valeur de STD, de sorte que presque tous les points du modèle sont hors du diagramme (figure 34b ; deuxième rangée). En fait les valeurs de STD pour le CWD sont de l'ordre de 6 avec un PCC inférieur à 0,6 pendant les saisons MAM et SON, mais pendant les saisons DJF et JJA ces valeurs du PCC sont supérieures à 0,6.

3.2.6 Le 95^e percentile des pluies (R95)

Les figure 41 montre la distribution spatiale du l'indice R95 avec des observations GPCP (1ère ligne) et TRMM (2^e ligne) ainsi que de EMM (3^e ligne) correspondant aux saisons DJF (1ère colonne), MAM (2^e colonne), JJA (3^e colonne) et SON (4^e colonne). Pendant la saison DJF, TRMM montre une intensité beaucoup plus forte comparée à GPCP. Toutefois, leurs structures spatiales sont identiques avec les faibles valeurs au nord et au sud-ouest sur l'océan Atlantique

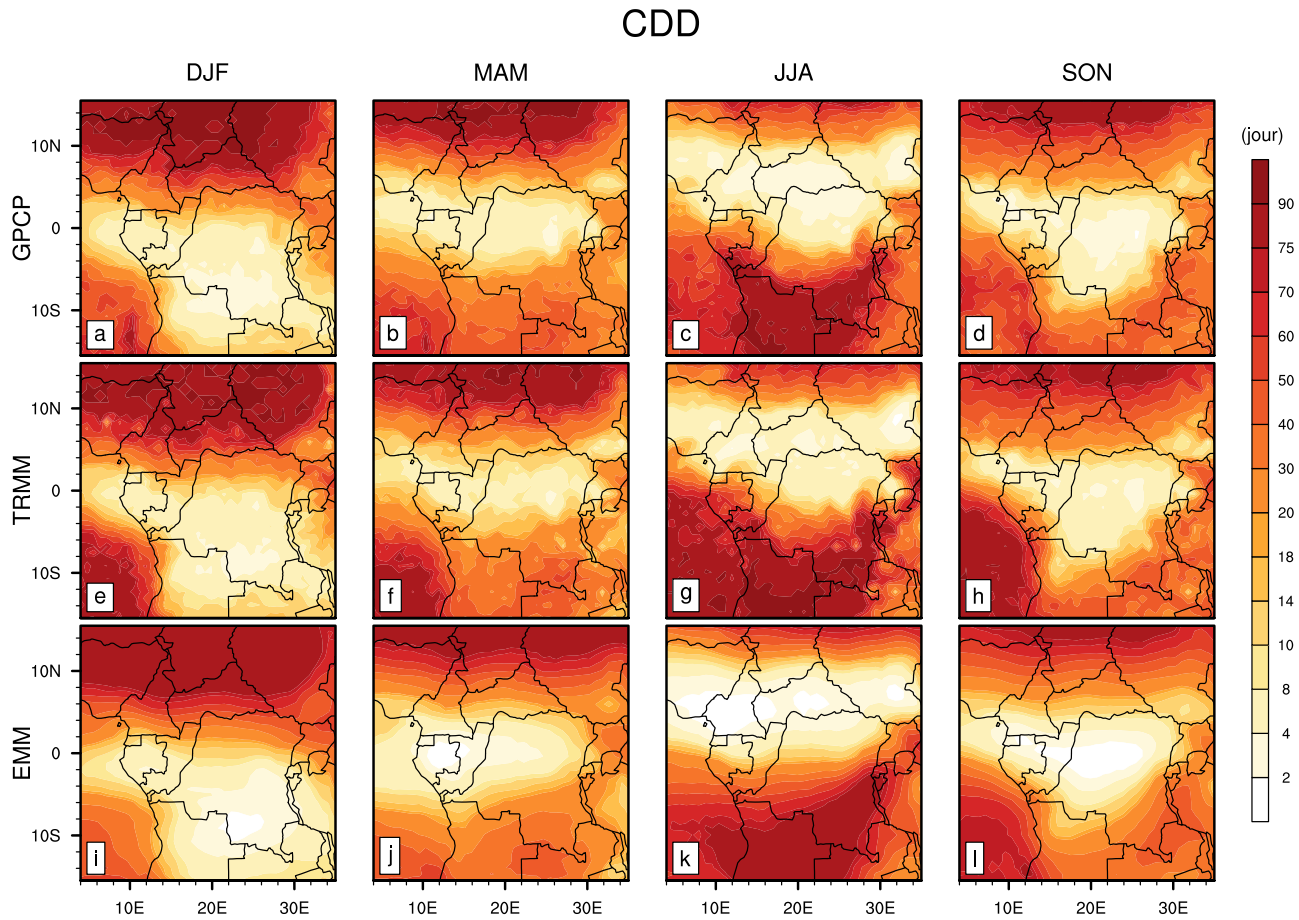


Figure 39 – Distribution spatiale du nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD, en jour), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

et des intensités supérieures à 20 mm/jour au Gabon pour GPCP et supérieures à 60 mm/jour le long des côtes Gabonaises et s'étendant sur l'océan. Ces configurations spatiales de R95 suivent celles de SDII avec des valeurs de TRMM constamment supérieures à celles de GPCP. Abiodun et al. (2015) ont aussi trouvé que TRMM produit plus de fortes pluies que GPCP. Ces mêmes observations sont relevées pendant les autres saisons.

Au cours des saisons MAM et SON, les pluies sont assez intenses, pratiquement sur toute la terre ferme, ceci avec les pics de 55 mm/jour pour TRMM le long des côtes Camerounaises et avec les valeurs les plus faibles au large de l'Angola pendant la saison SON. Pendant la saison JJA, il y a inversion des pôles par rapport à la saison DJF ; maintenant les pluies au nord sont plus intenses. Au cours des quatre saisons de l'année, le EMM reproduit assez fidèlement les structures spatiales de l'indice R95. Mais les intensités sont beaucoup plus faibles comparées à GPCP. Ceci avec un gap de l'ordre de 10 mm/jour par rapport à GPCP et 30 mm/jour par rapport à TRMM.

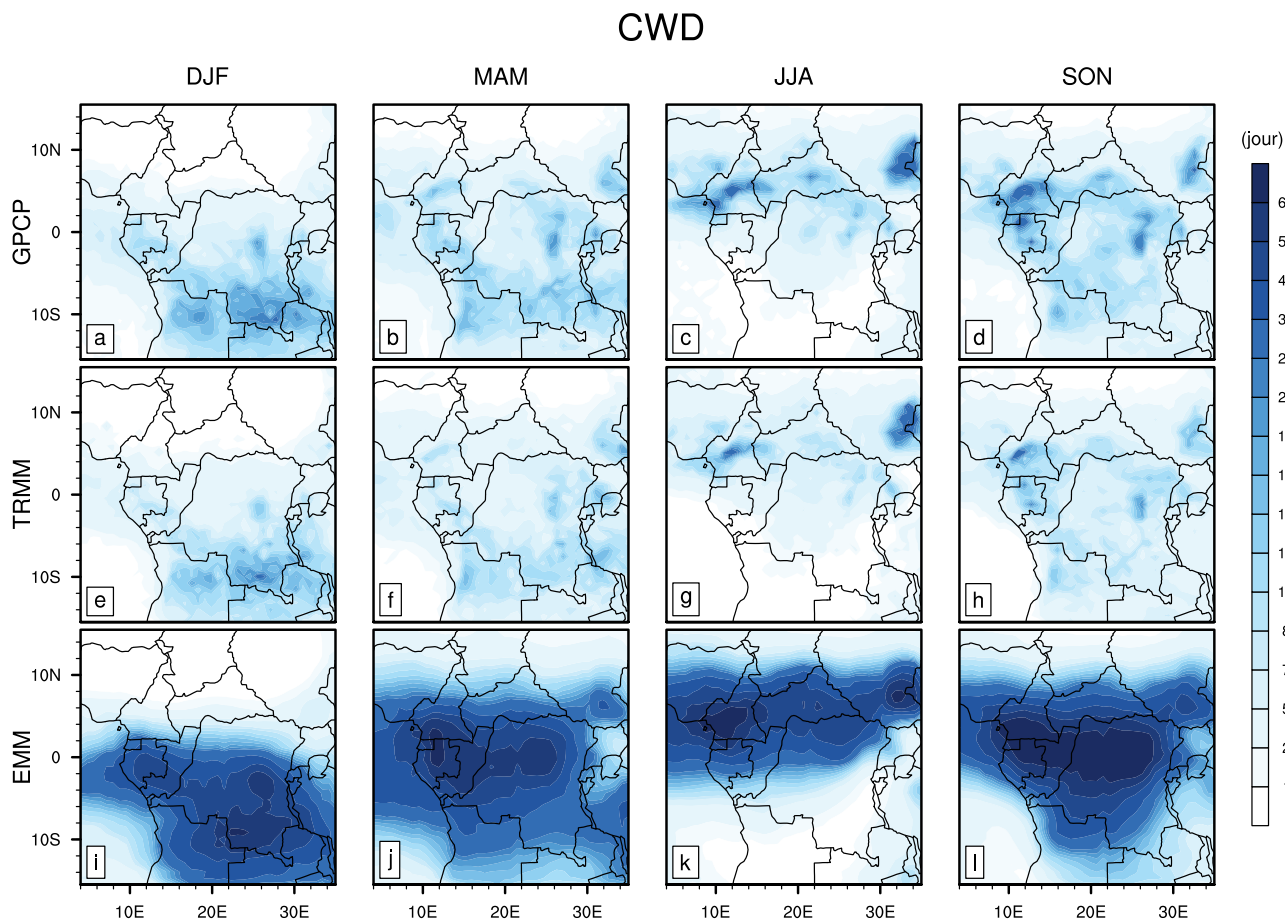


Figure 40 – Distribution spatiale du nombre maximal de jours consécutivement humides (CWD, en jour), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

3.2.7 Total des pluies supérieur au 95^e percentile (R95PTOT)

La figure 42 montre la distribution spatiale du total des pluies supérieur au 95^e percentile (R95PTOT) des observations GPCP (1^{ère} ligne) et TRMM (2^e ligne) ainsi que du EMM (3^e ligne) correspondant aux saisons DJF (1^{ère} colonne), MAM (2^e colonne), JJA (3^e colonne) et SON (4^e colonne). En ce qui concerne R95PTOT, sa structure spatiale est très proche de celle de PRCPTOT avec des pluies maximales de l'ordre 200 mm pour TRMM, 140 pour GPCP au cours de toutes les saisons étudiées ; ce qui ne représente que 10 % du PRCPTOT. La quantité de pluie ainsi recueillie implique que, pendant toutes les saisons, la pluie totale enregistrée n'est pas induite par de fortes pluies sur l'Afrique centrale. Un résultat similaire a également été rapporté par Sylla et al. (2015) en Afrique de l'Ouest. Aussi, on peut dire que les fortes pluies enregistrées à travers l'Afrique Centrale peuvent être associées au grand nombre d'événements pluvieux (Jackson et al., 2009 ; Vondou et Haensler, 2017). De même, on remarque que le EMM reproduit les structures spatiales observées de R95PTOT de façon fidèle, mais avec une amplitude de même ordre que GPCP.

En résumé, le EMM capture assez bien la structure des indices de pluie observées sur la

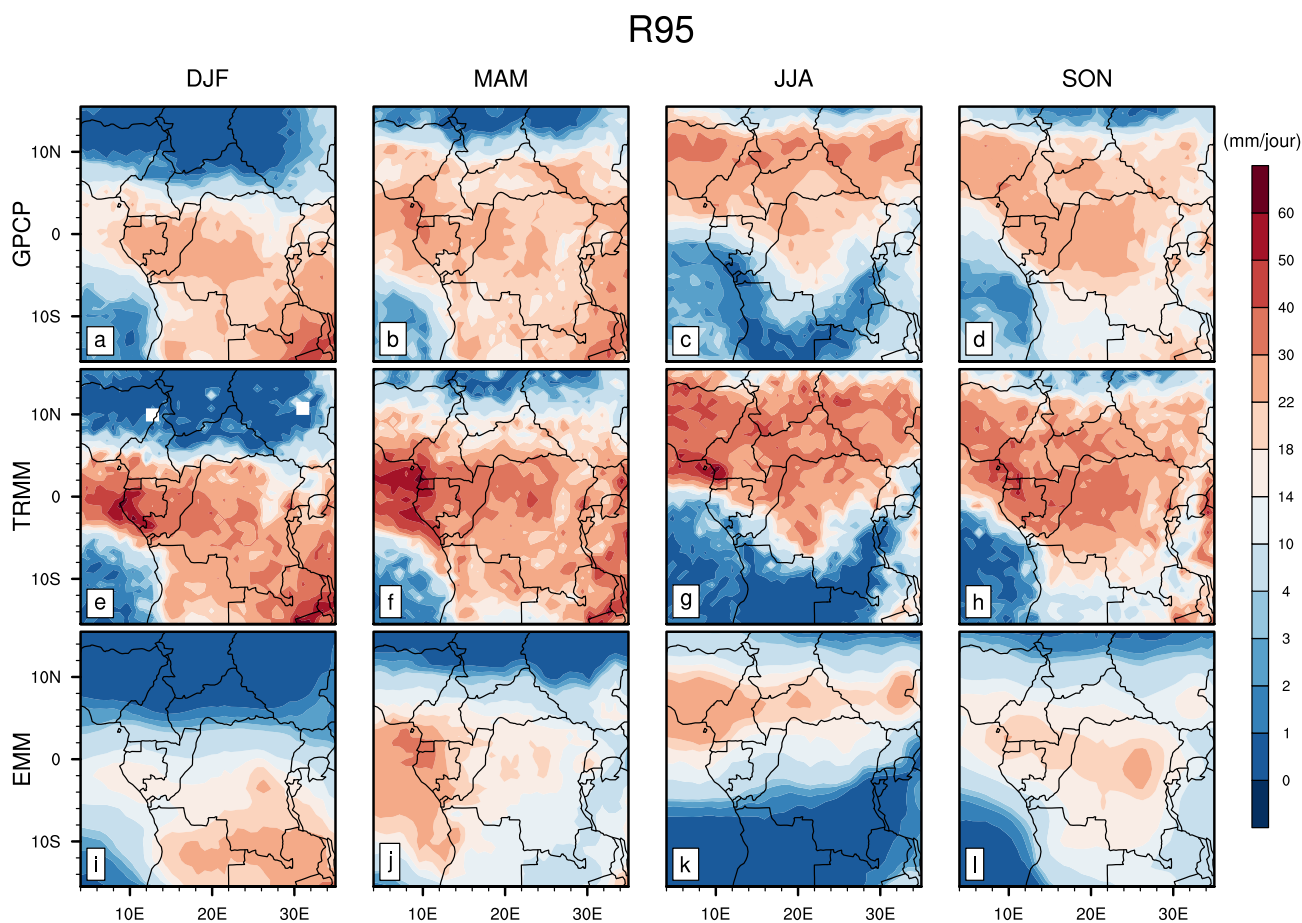


Figure 41 – Distribution spatiale du 95^e percentile des pluies intenses (R95, en mm/jour), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

zone Afrique Centrale et se trouve pratiquement dans la gamme de variabilité des modèles pris individuellement. Cette variabilité observée entre les modèles suggère qu’il y aurait des incertitudes entre les simulations CMIP5 utilisés. Toutefois, le EMM obtenu à partir des modèles les plus performants selon le diagramme de Taylor, peut être utilisé dans l’évaluation des changements climatiques au niveau de la région Afrique Centrale.

3.3 Projection des indices des pluies journalières et impact sur le régime pluviométrique

Nous tournons maintenant notre attention sur la projection des indices des pluies journalières selon les scénarios d’émission des GES RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5 au cours des deux périodes futures de 30 ans au milieu (2026–2055) et à la fin (2066–2095) du 21^{ème} siècle.

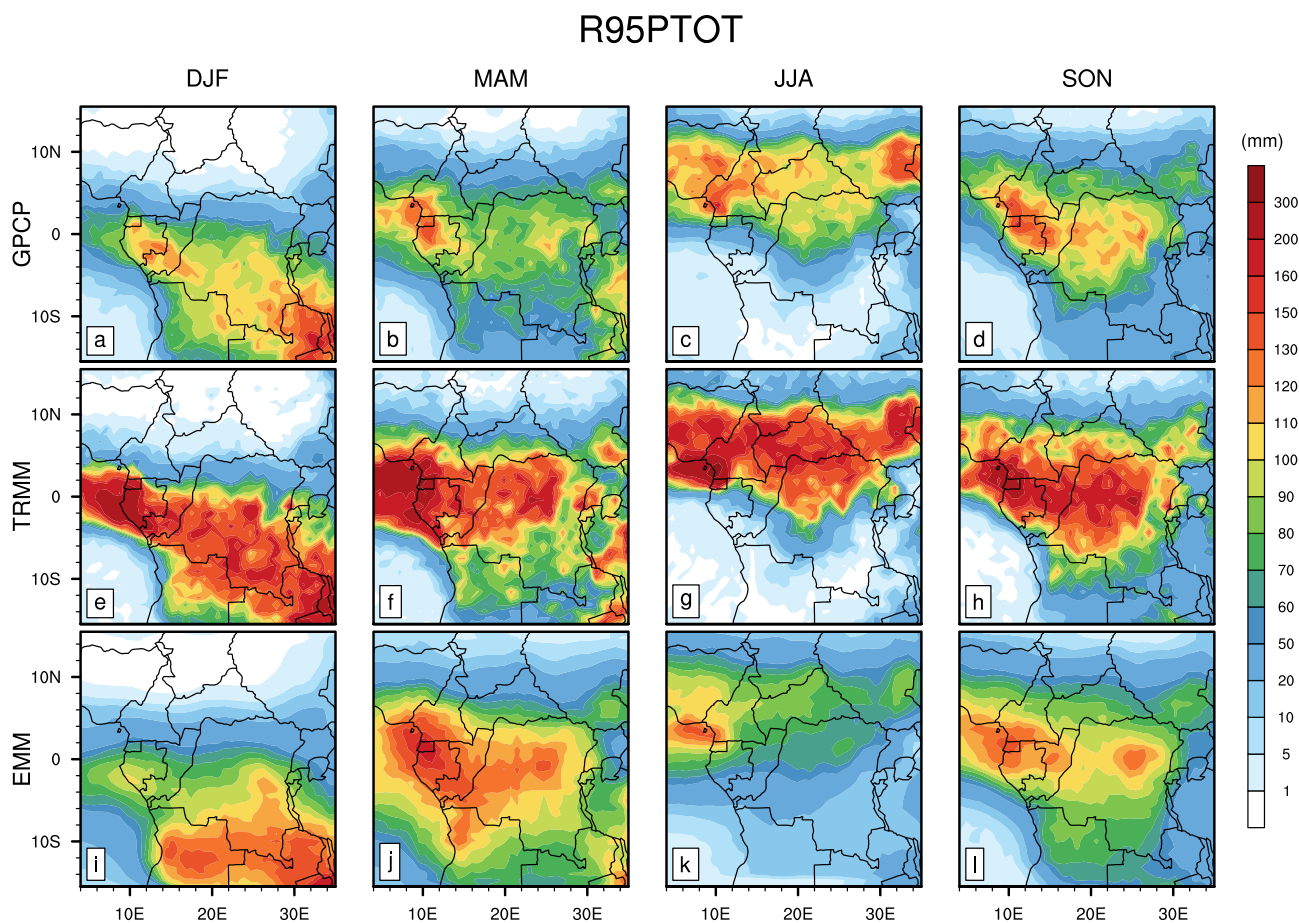


Figure 42 – Distribution spatiale du total des pluies supérieures au 95^e percentile (R95PTOT, en mm), moyennée pour la période historique (1998-2005). a–d GPCP. e–h TRMM. et i–l EMM

3.3.1 Projection selon le scénario RCP 2.6

Les figures 43, 45, 44 et 46 présentent les changements pour le scénario RCP 2.6. Les figures 43 et 44 montrent la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour PRCPTOT (ligne 1), RR1 (ligne 2), SDII (ligne 3) et RX5DAY (ligne 4) pour la moitié et la fin du 21^{ème} siècle.

En considérant le PRCPTOT, on constate une augmentation dans la quasi totalité de la terre ferme avec des pics de l'ordre de 80 % au niveau de la zone des grands lacs sauf à l'est de l'Angola et dans l'océan Atlantique entre 5°S et 15°S où on note une baisse au cours des saisons DJF et MAM. Pendant la saison JJA, l'augmentation du PRCPTOT s'observe au nord de la zone d'étude entre 5°N et 15°N. Mais la partie équatoriale montre une baisse. Aussi, pendant la saison SON la zone qui présentant une augmentation du PRCPTOT a une structure d'une orientation nord-ouest/sud-est, une baisse sur l'océan Atlantique, le long de la côte des pays riverains et à l'extrême nord-est de la région. Il est bien de noter que toutes les zones présentant une baisse pour le changement ont un signal qui n'est pas robuste. Par contre, toutes les zones où on note

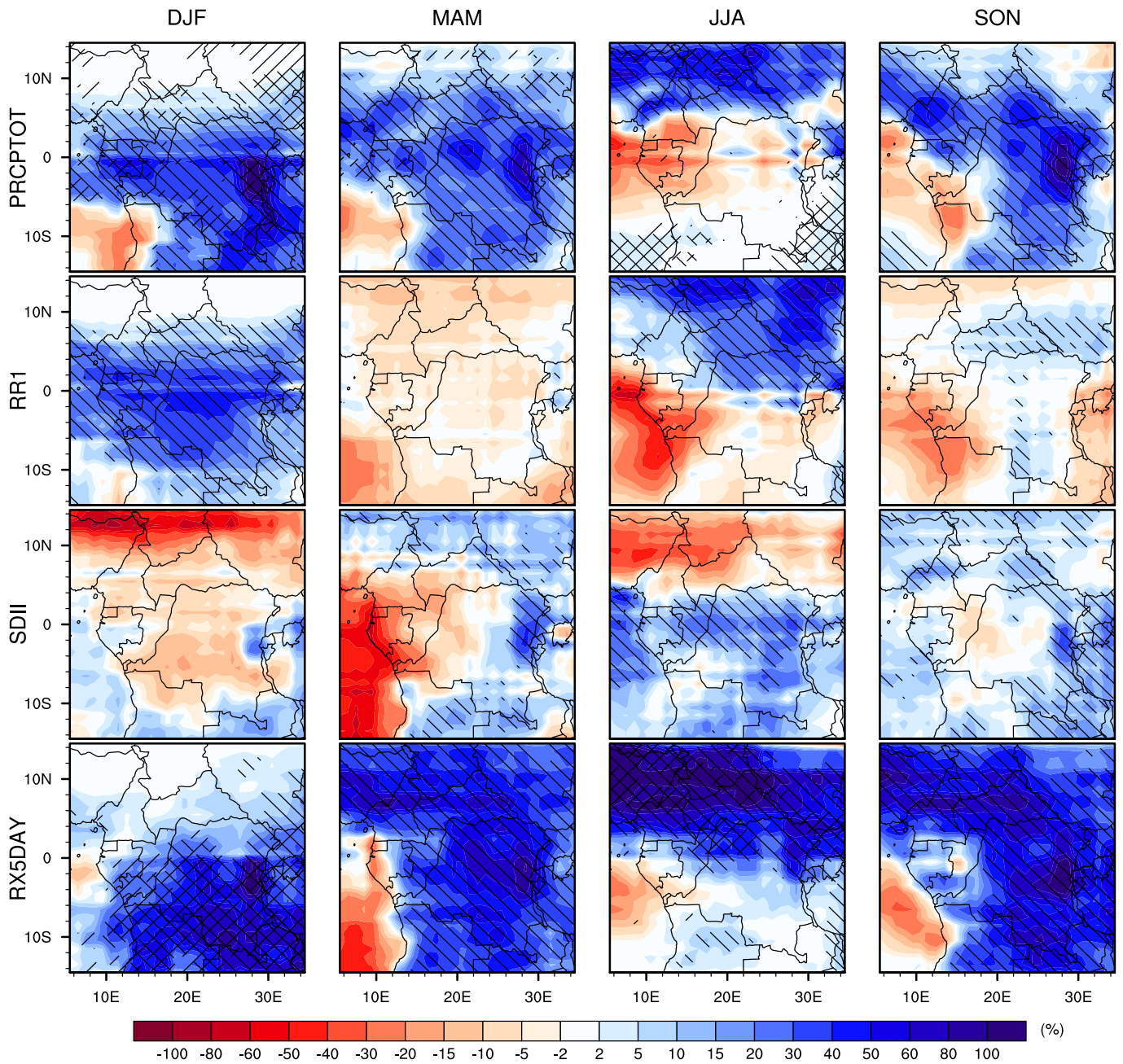


Figure 43 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP2.6, entre la période future et historique, pour la moitié du 21^{ème} siècle (2026-2055 moins 1976-2005), pour la quantité totale de pluie des jour pluvieux (PRCPTOT, première rangée), la fréquence de jour pluvieux (RR1, deuxième rangée), la lame d’eau moyenne précipitée par jour humide (SDII, troisième rangée) et la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s’accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive (’/’). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative (’\’)

une augmentation, présentent un changement est pratiquement robuste en tous les points grilles. Mais la robustesse du signal ne s'observe qu'en certains points isolés comme pendant la saison DJF au nord-est, au sud de la RDC, à l'ouest de la Vallée du Rift.

Pour RR1, quoique le signal du changement ne soit pas robuste au cours de la saison MAM, on note une augmentation robuste avec un pic de l'ordre de 50 % pendant la saison DJF au sud de 10°N, entre 0°N et 15°N pendant la saison JJA et en quelques points isolés pendant la saison SON. Comme précédemment, pour PRCPTOT, le signal de la baisse n'est pas robuste. Aussi la structure du signal du changement de RR1 ne semble pas être en parfait accord avec celle de PRCPTOT ; ce qui traduit que l'augmentation observée dans PRCPTOT n'est pas étroitement liée à la fréquence des pluies.

Le signal du changement du SDII varie aussi d'une saison à l'autre. Pendant la saison DJF la tendance est à la baisse au centre du bassin de l'ordre de 20 % et on observe près de la bordure sud et dans l'océan une hausse considérable de 15 à 20 %. La saison MAM présente une baisse de l'ordre de 80 % au niveau des côtes Gabonaises et s'étend jusqu'au sud du Cameroun et une intrusion vers le centre du bassin. Par ailleurs, on note une légère augmentation au sud, au nord, et à l'est de la vallée du Rift avec les traits de robustesse du signal du changement. Pendant la saison JJA, la partie nord présente une baisse sur la bande de latitude 5°-15°N et une augmentation au sud de la zone avec un signal robuste au niveau de l'équateur. Par contre, quoique légère, on note une hausse robuste parsemée de part et d'autre de la zone avec une insistance au sud-est du domaine.

Le signal du changement observé pour RX5DAY montre une augmentation robuste dans la partie sud et nord pour les saisons DJF et JJA, respectivement. Par contre en MAM et SON, ce signal sur la terre ferme projette aussi une augmentation, cette fois-ci seulement robuste sur le continent et une baisse sur l'océan Atlantique et le long des villes côtières. Dans la majeure partie du domaine, les structures spatiales du signal de changement de RX5DAY sont assez bien corrélées avec celui de PRCPTOT.

Les figures 45 et 46 montrent la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour CDD (ligne 1), CWD (ligne 2), R95 (ligne 3) et R95PTOT (ligne 4) pour la moitié et la fin du 21 ième siècle.

Le CDD présente une augmentation avec un signal robuste pratiquement dans toute la bande 15°S-10°N pendant la saison DJF avec un maximum de 40 % au niveau de la République Centrafricaine et au large de l'Angola. On a un signal pareil pour la saison JJA ; mais qui traduit une légère baisse du CDD entre 10°N et 15°N. Au cours de la saison MAM, la partie nord entre 5°N et 15°N montre une forte baisse de l'ordre de 60 % autour de la latitude du Lac Tchad. La saison SON quant à elle présente une augmentation robuste de l'ordre 5 % dans la majeure partie de la zone centre-ouest, couvrant le Cameroun, le Gabon, le Congo et une bonne partie de la

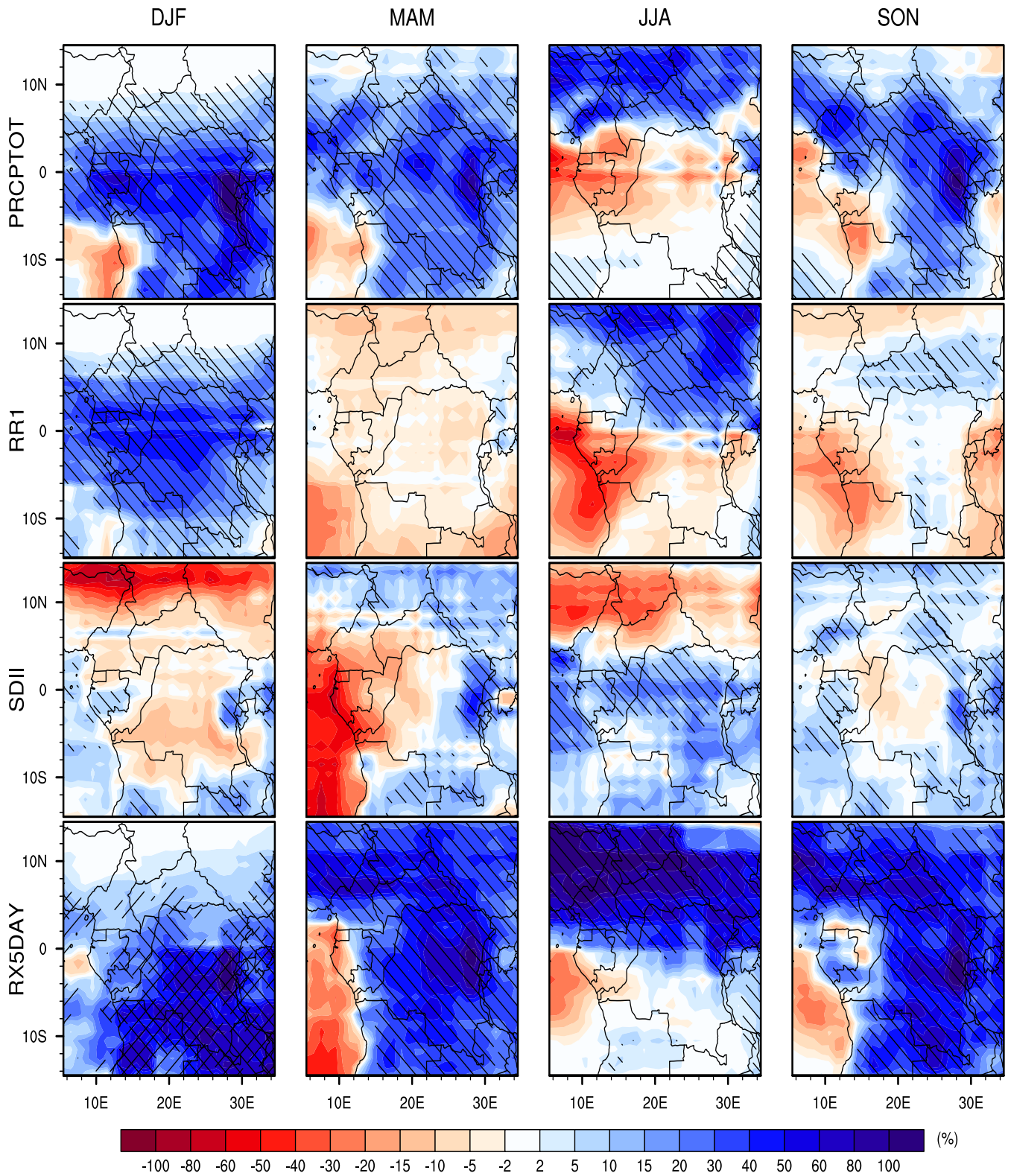


Figure 44 – Mêmes indices qu'à la figure 43, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

République Centrafricaine.

En ce qui concerne le CWD, nous avons une tendance à la baisse robuste tout au long de

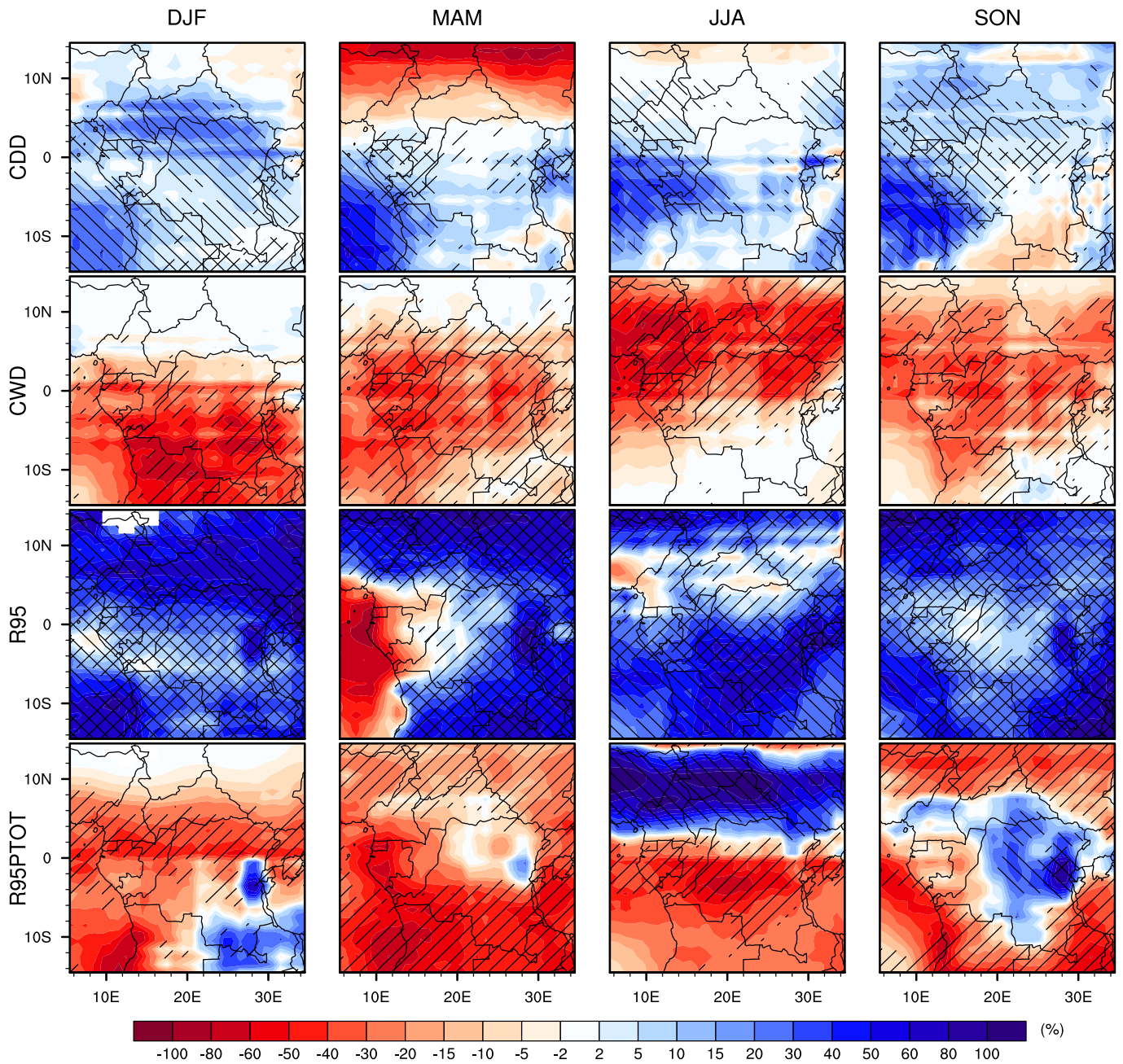


Figure 45 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP2.6, entre la période future et historique, pour la moitié du 21^{ème} siècle (2026-2055 moins 1976-2005) ; pour le nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD, première ligne), nombre maximal de jours consécutivement humides (CWD, deuxième ligne), 95^{ème} percentile (R95, troisième ligne) et le total des pluies supérieur au 95^{ème} percentile (R95PTOT, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s'accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive ('/'). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative ('\')

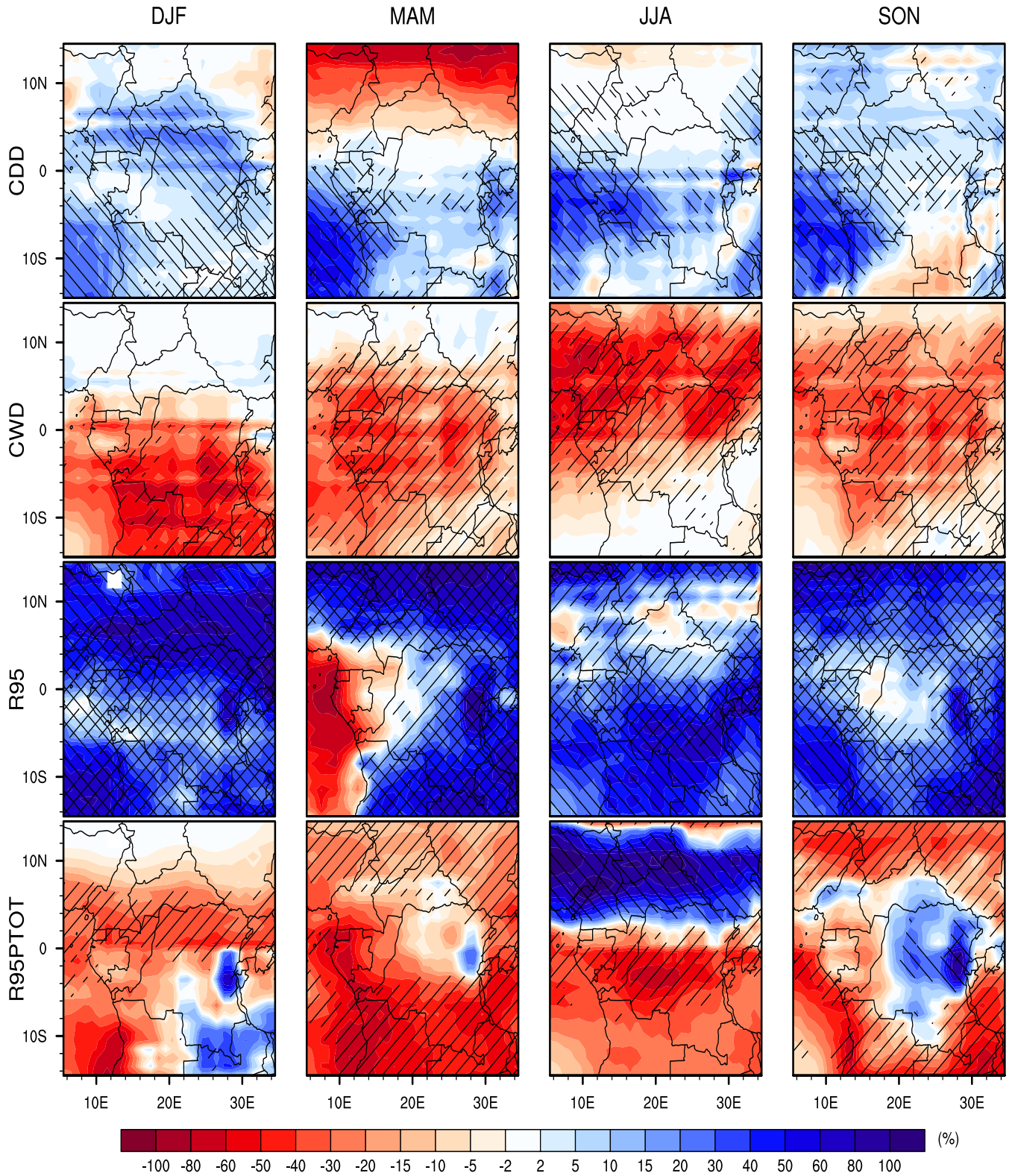


Figure 46 – Mêmes indices qu'à la figure 45, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

l'année sur la quasi totalité du bassin. L'indice R95PTOT nous montre un changement semblable à celui du CWD ; à la seule différence que pendant la saison JJA, on a une forte augmentation

de l'ordre de 80 % du signal de changement qui est d'ailleurs robuste sur la partie nord entre 2°N et 15°N. Aussi, au centre du bassin du Congo, pendant la saison SON on note aussi une augmentation.

Par contre l'indice R95, pour toutes les saisons, on observe une tendance à la hausse dont le signal est robuste. Bien que dans la majeure partie du domaine présente un changement positif qui traduit une augmentation de l'ordre de 50 %, pendant la saison MAM, il y a une forte baisse de l'ordre de 60 % au niveau des côtes Angolaises et sur l'océan Atlantique.

D'après le scénario RCP2.6, pendant les deux périodes de projection, la tendance du changement reste identique à la seule différence que le nombre de modèles qui présentent le même signe du changement diffère d'un point de grille à l'autre, ainsi que la variation naturelle du climat.

3.3.2 Projection selon le scénario RCP 4.5

Les figures 47, 49, 48 et 50 présentent les changements pour le scénario RCP 4.5. Les figures 47 et 48 montrent la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour PRCPTOT (ligne 1), RR1 (ligne 2), SDII (ligne 3) et RX5DAY (ligne 4) pour la moitié et la fin du 21^{ème} siècle. Ici, on observe bien une augmentation du PRCPTOT pendant la saison DJF essentiellement dans la partie sud ; sur la bande 15S-1N. Les pics de changement de l'ordre de 80 % sont repérés au niveau des grands lacs et sur l'océan Atlantique avec un signal robuste. Dans le nord, les projections sont à la baisse tant qu'au cours de la saison DJF que pendant la saison MAM ; mais c'est beaucoup plus intense pendant la saison DJF. La saison MAM présente un changement robuste du signal principalement dans la partie ouest du bassin. Pendant la saison JJA, on constate que le processus de la mousson va s'intensifier et provoquer plus de pluie au nord de l'Afrique Centrale et pendant ce temps le centre et le sud est caractérisé par une baisse notable de la pluie totale. Une hausse s'observe pratiquement sur tout le domaine au cours de la saison SON. Toutefois, en Zambie et en Tanzanie les projections sont à la baisse.

En ce qui concerne la RR1, on observe un dipôle pendant la saison DJF avec une augmentation robuste au sud, une baisse au nord qui est pas robuste. Mais au cours de la saison JJA, plus de 80% des modèles suivent le signal du changement dans la partie nord de la région, et avec un signal du changement qui varie peu par endroit au sud avec un fort pic à l'ouest du bassin. Les saisons MAM et SON présentent une baisse robuste pratiquement sur la quasi totalité du domaine. Toutefois, au cours de la saison SON, on note une légère hausse avec les maxima de 15 % au niveau de la République Centrafricaine et un peu plus dans le Golf de Guinée.

Le signal du changement positif, qui traduit l'augmentation du SDII, est robuste pratiquement sur tout le domaine pendant la saison SON à l'exception du nord de la RDC, le long de la bande équatoriale au cours de la saison JJA. La partie nord couvrant la bande 5°-15°N pour la saison

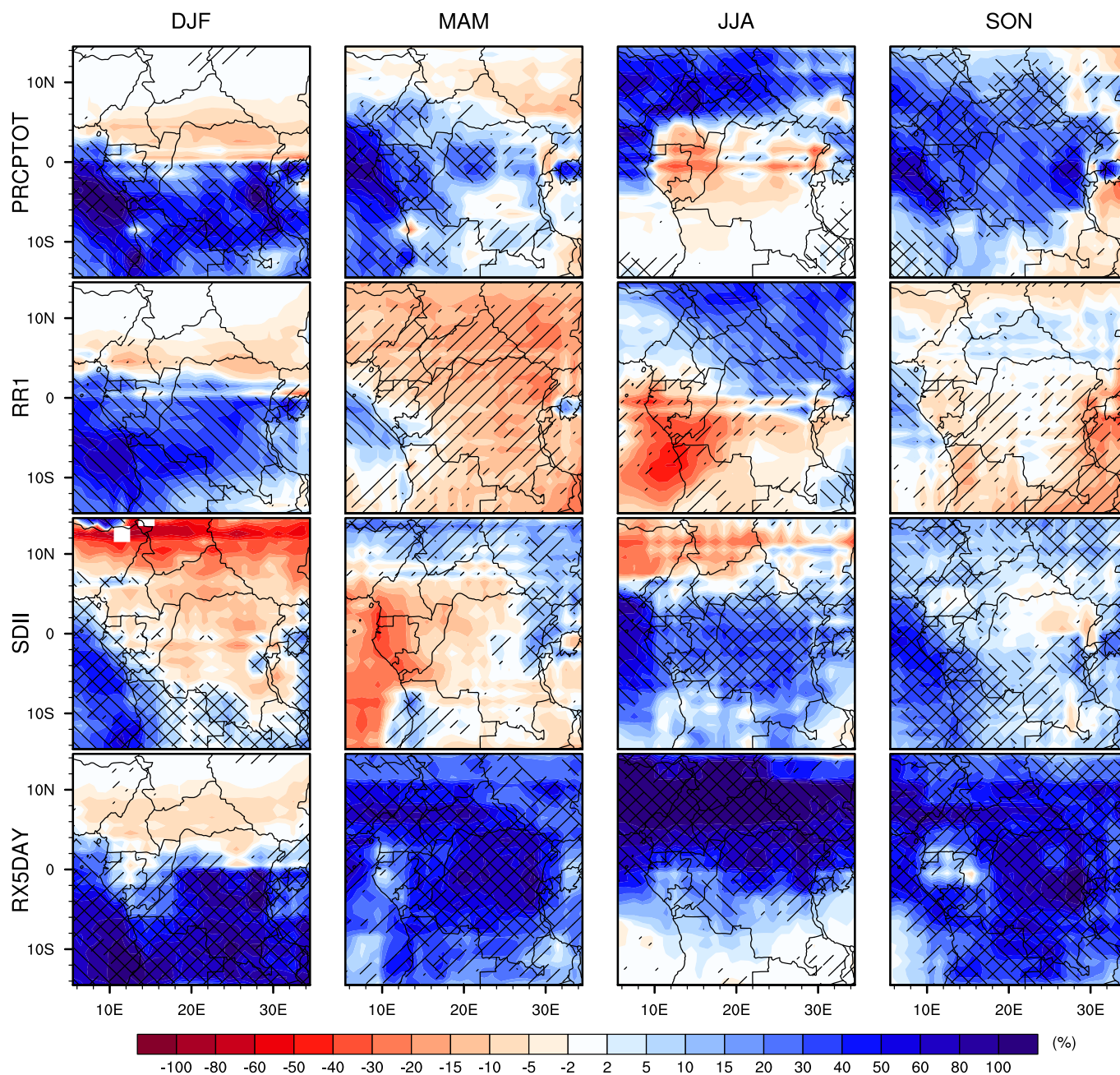


Figure 47 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP4.5, entre la période future et historique, pour la moitié du 21 ième siècle (2026-2055 moins 1976-2005); pour la quantité totale de pluie des jours pluvieux (PRCPTOT, première rangée), la fréquence des jours pluvieux (RR1, deuxième rangée), la lame d’eau moyenne précipitée par jour humide (SDII, troisième rangée) et la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s’accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive (’/’). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative (’\’)

JJA, la plus grande partie de la terre ferme pour la saison DJF et pour la saison MAM présente une baisse des intensités de pluie pendant cette période. Toutefois les zones nord-est pendant la saison MAM et sud-ouest pendant la saison DJF montrent un signal positif avec plus de robustesse au cours de la saison DJF.

Les zones des maxima de convection telles que décrites à la figure 35, présentent un signal positif traduisant une hausse de RX5DAY avec des pics de 80 % des changements robustes. Ces pics sont beaucoup plus observables au nord du domaine en JJA autour de la latitude 10°N. Aussi, pendant les saisons MAM et SON, tout le domaine présente cette augmentation de RX5DAY pendant qu'au cours de la saison DJF c'est au sud et au nord pendant la saison JJA avec un signal non robuste de changement.

La figure 49 montre la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour CDD (ligne 1), CWD (ligne 2), R95 (ligne 3) et R95PTOT (ligne 4). Le EMM prévoit pour le CDD, une légère hausse sur l'ensemble du domaine pendant les saisons JJA et SON mais pendant les saisons DJF et MAM, la hausse est particulièrement observée dans la partie sud, entre 0° et 12°N. En fait, pendant la saison DJF, on note une hausse robuste de l'ordre de 50 % et une baisse du même ordre à l'extrême nord du domaine au cours de la saison MAM. Les points où le signal du changement est robuste s'observent au centre du bassin pendant les saisons MAM et SON.

Par contre, le signal du changement pour le CWD est plutôt projeté pour baisser avec les minima de 80 %, au cours de la moitié du 21 ième siècle sur toute l'Afrique Centrale. Il est bon de noter que ce signal de changement est bien robuste.

D'après le EMM, l'indice R95 projette une augmentation notoire sur toute l'étendu de la région sauf pour la saison MAM où le Gabon, le Congo et le sud du Cameroun prévoient une diminution quoique non robuste.

Pour ce qui est de R95PTOT, nous notons une augmentation non robuste des fortes pluies en certains points isolés dans le sud du bassin pendant la saison DJF, et au centre du bassin pendant la saison SON. Pendant la saison JJA, un dipôle s'est bien créé entre le nord où le signal du changement prévoit la hausse robuste de l'ordre de 80 % dans la partie nord du domaine et une baisse robuste au sud. La saison MAM prévoit une baisse sur toute la zone d'étude. Toutefois, au nord de la RDC, il est à noter que cette baisse est légère et non robuste.

3.3.3 Projection selon le scénario RCP 8.5

Les figures 51, 53, 52 et 54 présentent les changements pour le scénario RCP 8.5. Les figures 51 et 52 montrent la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour PRCPTOT (ligne 1), RR1 (ligne 2), SDII (ligne 3) et RX5DAY (ligne 4) pour la moitié et la fin du 21 ième

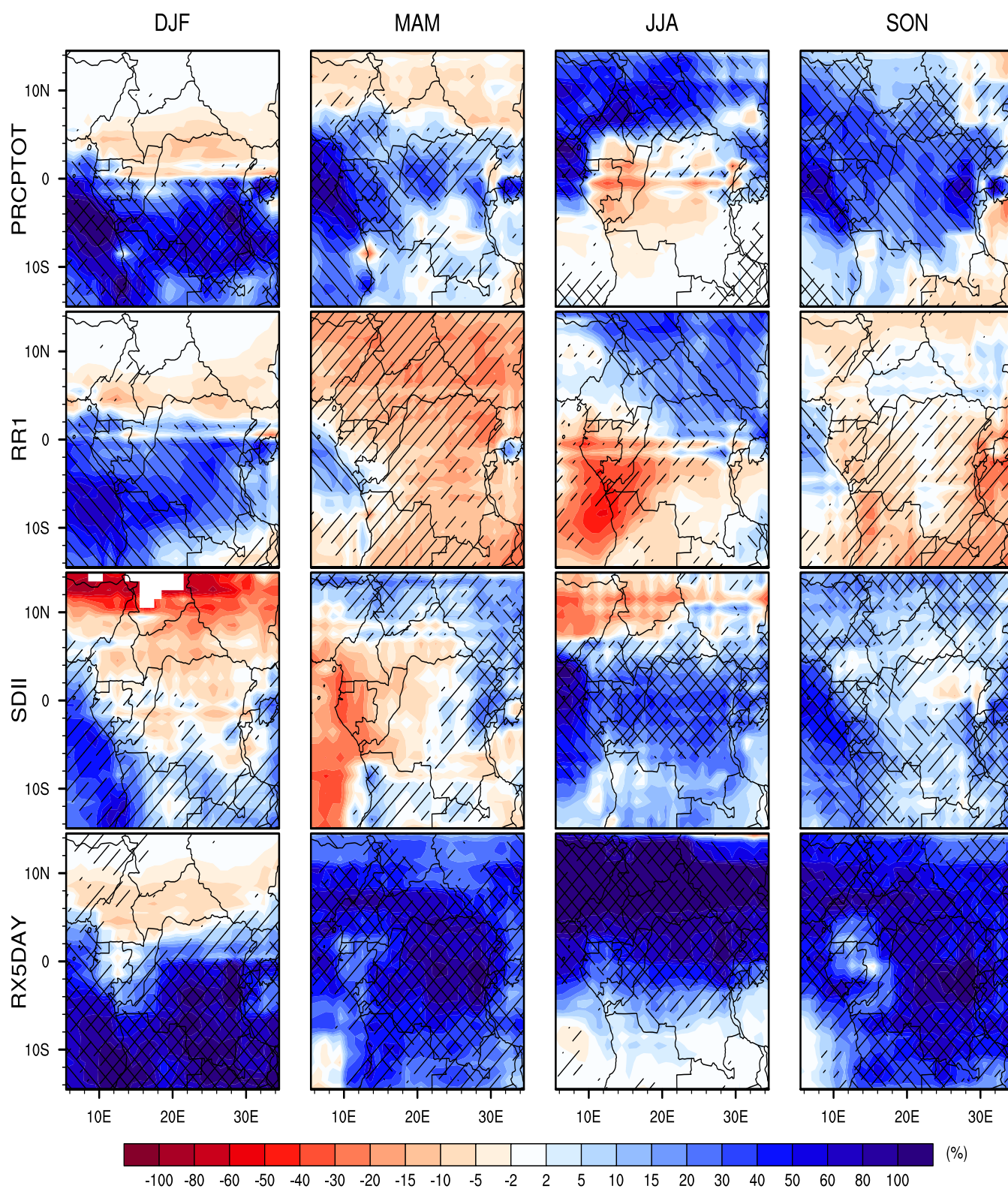


Figure 48 – Mêmes indices qu'à la figure 47, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

siècle.

Au milieu du siècle, le EMM (voir Fig. 51) prévoit une diminution de PRCPTOT sur le sud

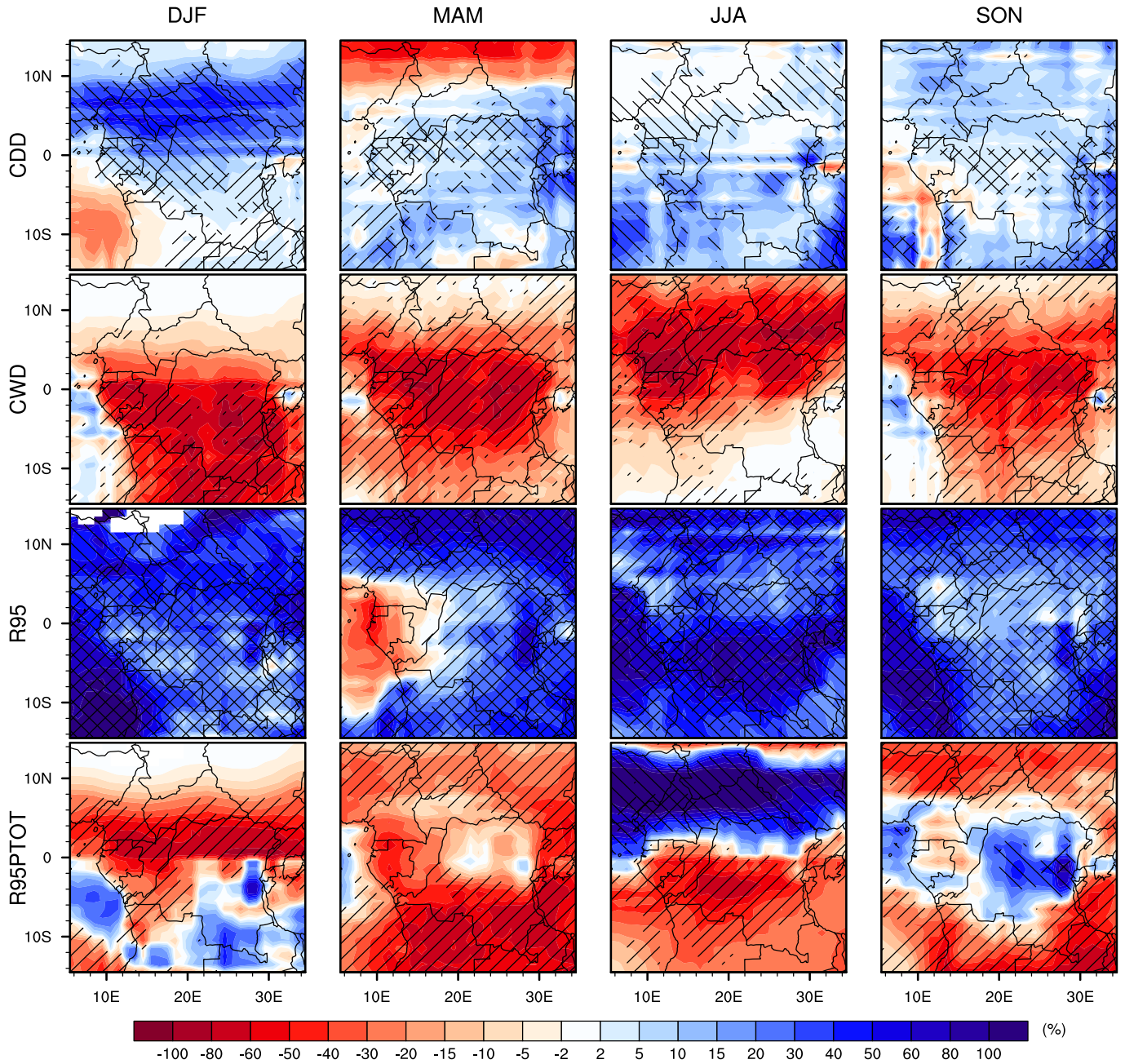


Figure 49 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP4.5, entre la période future et historique, pour la moitié du 21^{ème} siècle (2026-2055 moins 1976-2005) ; pour le nombre maximal de jours consécutivement secs (CDD, première ligne), nombre maximal de jours consécutivement humides (CWD, deuxième ligne), 95^{ème} percentile (R95, troisième ligne) et le total des pluies supérieur au 95^{ème} percentile (R95PTOT, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s'accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive ('/'). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative ('\')

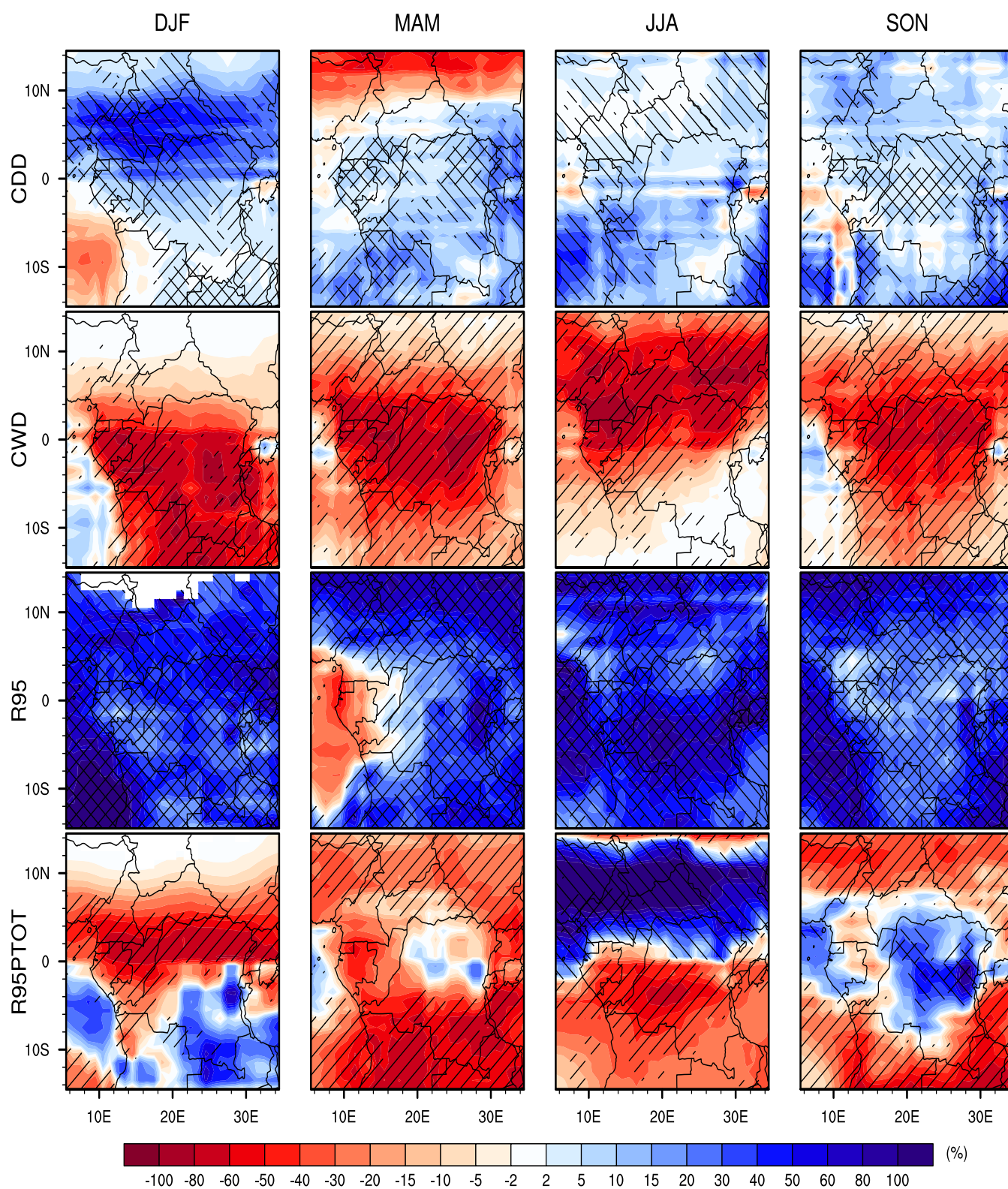


Figure 50 – Mêmes indices qu'à la figure 49, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

de l'Afrique Centrale pendant la saison SON avec les valeurs maximales de changement trouvées autour de l'Angola. Récemment, Tamoffo et al. (2019) montrent que cette diminution des pluies

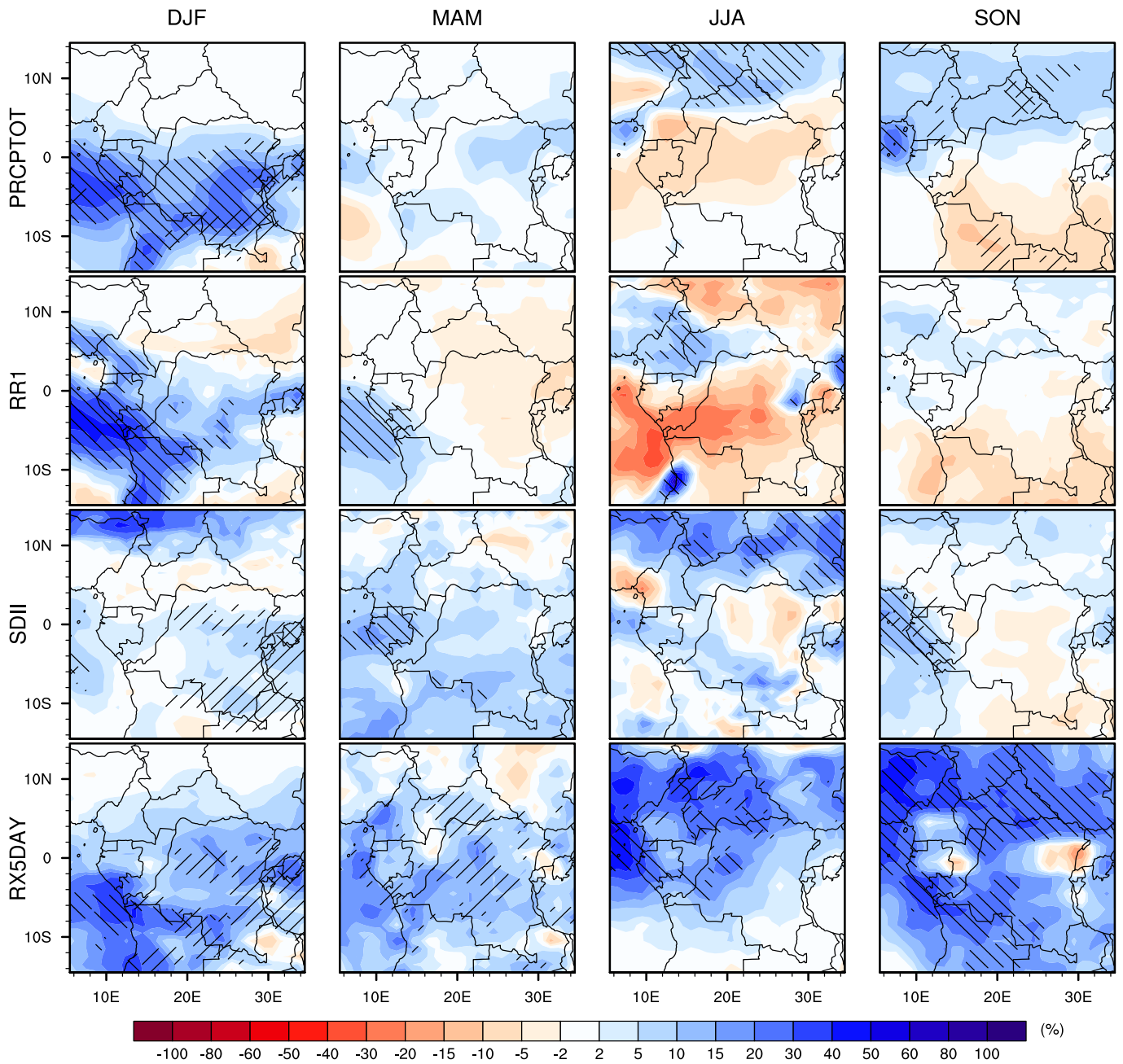


Figure 51 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP8.5, entre la période future et historique, pour la moitié du 21^{ème} siècle (2026-2055 moins 1976-2005) ; pour la quantité totale de pluie des jour pluvieux (PRCPTOT, première rangée), la fréquence de jour pluvieux (RR1, deuxième rangée), la lame d’eau moyenne précipitée par jour humide (SDII, troisième rangée) et la pluviométrie maximale enregistrée en 5 jours consécutifs (RX5DAY, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s’accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive (’/’). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative (’\’)

et de la divergence d'humidité étaient très corrélées à travers la région. Ils stipulent que cette baisse est probablement causées par une augmentation substantielle de la divergence du flux zonal d'humidité au niveau des couches supérieures de la troposphère. D'autre part, PRCPTOT tend à une augmentation dans la partie sud pendant la saison DJF, mais plutôt une augmentation dans la partie Nord pendant la saison SON, avec des structures de changement robustes à la fin 21^{ème} siècle (figure 52 ; première rangée).

Cependant, il y a un faible changement de l'ordre de 10% entre les mois de mars et août. Cela indique que le signal n'est pas robuste ; ou que le signal présente une large dispersion entre les simulations de MCGs au cours de ces périodes futures du siècle. La différences entre le milieu et la fin du 21^{ème} siècle montrent clairement que PRCPTOT est plus élevé à la fin du 21^{ème} siècle et le changement est plus robuste par rapport au milieu du 21^{ème} siècle. En ce qui concerne RR1, le EMM prévoit une augmentation (diminution) qui n'est robuste que sur certaines parties du domaine d'étude au milieu du 21^{ème} siècle (à la fin du 21^{ème} siècle). Notez que le signe des changements prévus reste presque les mêmes pour les deux périodes, mais l'ampleur et l'étendue de l'augmentation sont plus grandes pour le milieu du 21^{ème} siècle le long des pays de la côte Atlantique (figure 51 ; deuxième rangée).

Le EMM pour SDII et RX5DAY projettent généralement une augmentation consistante sur l'ensemble de l'Afrique centrale pour les deux périodes, avec une zones dont l'ampleur et l'intensité des signaux de changement sont plus importants à la fin du 21^{ème} siècle (figure 52 ; troisième et quatrième rangée). Les fortes valeurs de SDII signifient que les jours pluvieux deviennent plus humides avec des pluies plus intenses, même si leur fréquence diminue. Des résultats similaires montrant une augmentation de l'intensité des pluies par les modèles régionaux (RCM) ont également été rapportés de part et d'autre en Afrique (Déqué et al., 2017 ; Nikulin et al., 2018). Il est possible que la diminution trouvée dans PRCPTOT soit associée avec la diminution de RR1, alors que son augmentation est liée à l'augmentation du SDII. Cela implique que pendant différentes saisons, l'Afrique centrale connaîtra une forte augmentation des catastrophes naturelles telles que les inondations dues principalement à des événements pluvieux intenses et longs, qui sont plus prononcés à la fin du 21^{ème} siècle.

Les figures 53 et 54 montrent la distribution spatiale des projections saisonnières (colonne 1 pour DJF, colonne 2 pour MAM, colonne 3 pour JJA et colonne 4 pour SON) de EMM (en %), pour CDD (ligne 1), CWD (ligne 2), R95 (ligne 3) et R95PTOT (ligne 4) pour la moitié et la fin du 21^{ème} siècle.

Les structures des changements projetées de EMM montrent une augmentation de 30 à 40% pour CDD au Sud de l'Afrique Centrale en SON, et qui s'étend vers l'Océan Atlantique de mars à novembre pendant la fin du 21^{ème} siècle (figure 54 ; première rangée). L'analyse révèle que les zones où le CDD augmente coïncident avec ceux où PRCPTOT diminue. L'augmentation de CDD accompagnée de la diminution de PRCPTOT pourrait avoir de lourdes conséquences sur les

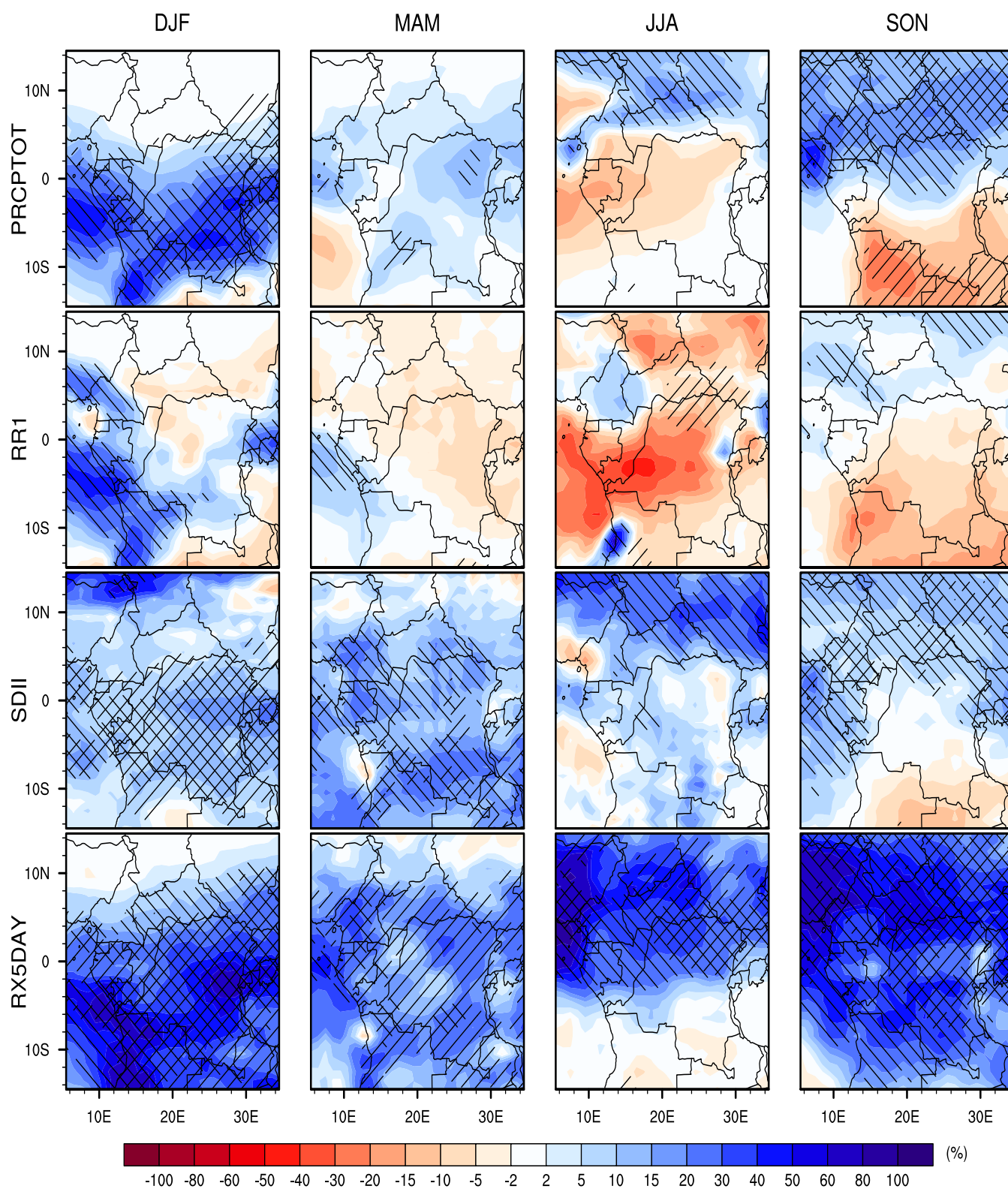


Figure 52 – Mêmes indices qu’à la figure 51, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

aisons de pluie dans cette région, ce qui peut aussi avoir un impact sur l’agriculture, la production d’énergie hydroélectrique et la gestion des ressources en eau. L’augmentation/diminution devient

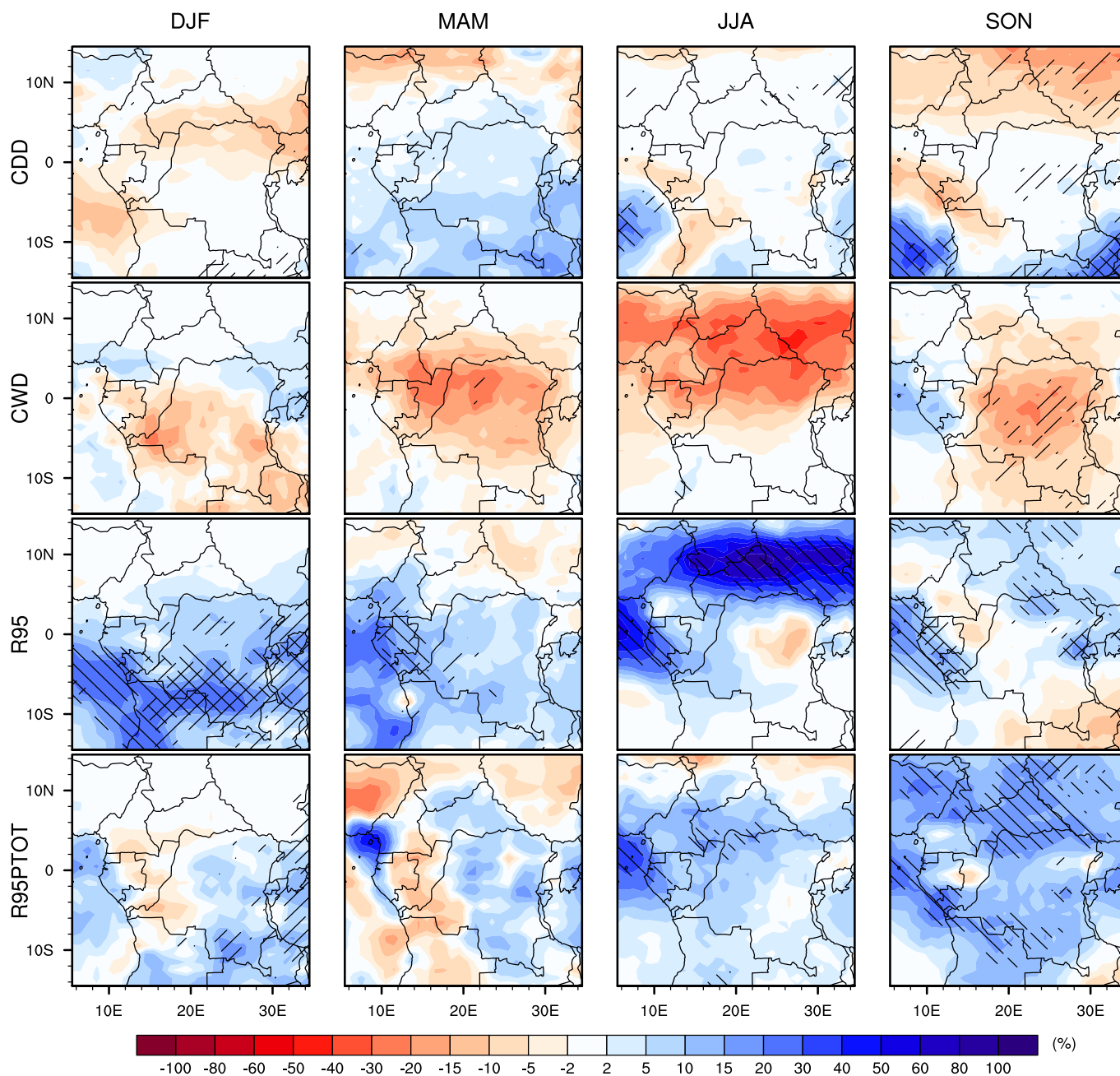


Figure 53 – Distribution spatiale de la projection du changement saisonnier de EMM (en %) pour le scénario RCP8.5, entre la période future et historique, pour la moitié du 21^{ème} siècle (2026-2055 moins 1976-2005) ; pour le nombre maximal de jour consécutivement secs (CDD, première ligne), nombre maximal de jour consécutivement humide (CWD, deuxième ligne), 95^{ème} percentile (R95, troisième ligne) et le total des pluies supérieur au 95^{ème} percentile (R95PTOT, quatrième ligne). Les zones où, au moins 80% des simulations s'accordent sur le signe du changement sont mises en évidence par des hachures à pente positive (/'/). Les zones où le SNR ≥ 1 sont mises en évidence par des hachures à inclinaison négative ('\')

plus faible au milieu du 21^{ème} siècle, mais il y a presque aucune région en accord avec le signal du changement, et dans la plupart des cas, nous avons le SNR qui est <1 (figure 53 ; première rangée). Les changements projetés dans le CWD montrent une diminution sur la majorité du domaine de l'Afrique centrale à la fin du 21^{ème} siècle (figure 54 ; deuxième rangée). Au contraire, une augmentation consistant de 2 à 5% est enregistrée pendant la saison DJF dans le sud du Soudan, le nord de la République démocratique du Congo et au Kenya. En ce qui concerne le milieu du 21^{ème} siècle, le signe des changements projetés reste le même dans la majeure partie du domaine, bien qu'il n'y ait pratiquement pas d'accord pour la diminution (figure 53 ; deuxième rangée). Les changements projetés par les indices R95 et R95PTOT indiquent généralement une augmentation consistante sur la majeure partie du domaine pour le milieu et la fin du 21^{ème} siècle. Les changements projetés de R95 et de R95PTOT sont plus robustes à la fin du 21^{ème} siècle que ceux du milieu du 21^{ème} siècle. L'augmentation à la fois du R95 et du R95PTOT signifie que les événements de pluie extrêmes pourraient être plus intenses à l'avenir, et peuvent être associés à l'augmentation de la convergence de l'humidité, intensifiée par la présence de la forêt du bassin du Congo ; par le biais de son évapotranspiration (Dyer et al., 2017 ; Fotso-Nguemo et al., 2018 ; Sonkoué et al., 2018) et, est susceptible de multiplier les risques d'inondation. Récemment, Akinsanola et Zhou (2018) ont analysé la pluie pendant la période de la mousson utilisant un ensemble de modèles MCGs, et ils ont constaté que l'augmentation des pluies était liée à une augmentation de l'évaporation de surface et de la convergence accrue du flux d'humidité atmosphérique. Cependant, une diminution robuste des pluies liée aux indices PRCPTOT et RR1 est projetée sur la majorité des pays d'Afrique Centrale à savoir : l'Angola, Zambie et au Sud de la République démocratique du Congo pendant la saison SON. La diminution observée dans les indices des extrêmes tels que R95 et R95PTOT, couplés à une diminution à la fois de PRCPTOT et de RR1, implique qu'à l'avenir, ces pays seront soumis à des risques élevés de sécheresse. Une telle situation peut menacer la disponibilité des ressources en eau et donc affecter la sécurité alimentaire, et peut contribuer à augmenter les émeutes sociales (Almer et al., 2017).

Le scénario RCP4.5, montre un signal du changement qui garde la même tendance à la fin comme au cours de la moitié du 21^{ème} siècle ce qui reste en accord le scénario RCP2.6. Toutefois, en ce qui concerne le SDII, la variation naturelle du climat est inférieure à l'amplitude du changement pendant la saison DJF quoique 80 % des simulations s'accordent sur le signe du changement. Au fait, après analyse des scénarios RCP2.6 et RCP4.5, on se rend compte que les deux scénarios projettent une augmentation de la pluie totale enregistrée (PRCPTOT) dans la région. Cette augmentation est principalement due :

- pendant la saison DJF à l'augmentation de RR1, de RX5DAY et du R95 ;
- pendant la saison MAM à l'augmentation de RX5DAY et du R95 ;
- pendant la saison JJA à l'augmentation de RR1, du R95 et du R95PTOT ;
- pendant la saison SON à l'augmentation de la quantité de RX5DAY, du R95 et du

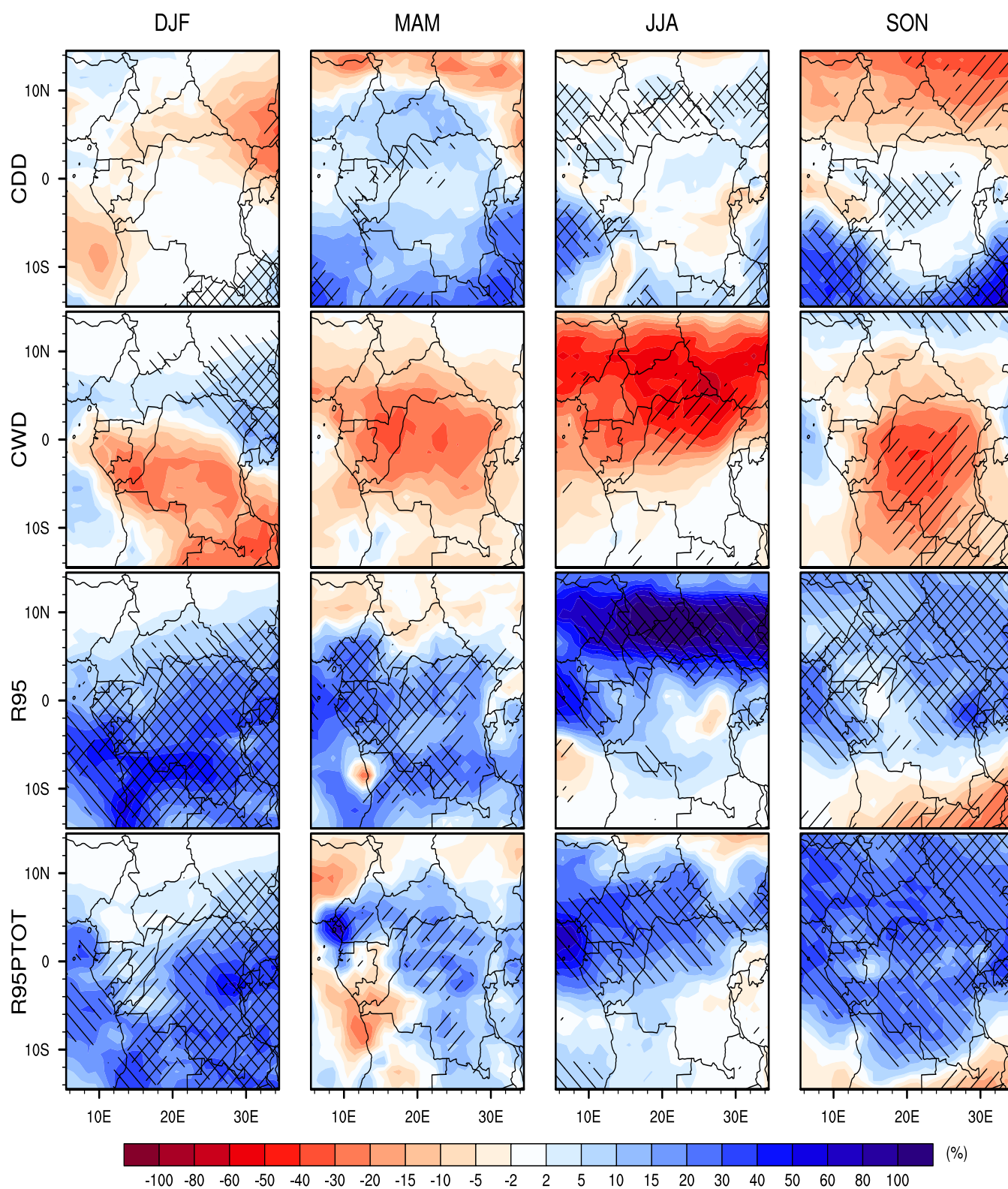


Figure 54 – Mêmes indices qu'à la figure 53, mais pour la fin du 21 ième siècle (2066-2095 moins 1976-2005)

R95PTOT dans sa partie centrale.

À la différence des scénarios RCP2.6 et RCP4.5, le signal du changement du scénario RCP8.5

entre la moitié et la fin du 21^{ème} siècle diffèrent considérablement en terme d'amplitude du changement. Au fait, à la fin du 21^{ème} siècle, l'amplitude du changement est pratiquement le triple de celui de la moitié du 21^{ème} siècle. Ce changement ainsi présenté est non seulement robuste mais, 80 % des modèles gardent la même tendance. L'augmentation en terme d'intensité des événements pluviométriques extrêmes observée au cours de cette étude est conforme aux principaux résultats tirés de la littérature et de l'histoire de la modélisation climatique. Par exemple, la diminution des fortes pluies constatée par Aguilar et al. (2009) sur l'Afrique centrale occidentale n'a pas été confirmée par notre analyse pour le scénario RCP8.5. Ceci peut s'expliquer par le fait que le signal du changement climatique des fortes pluies trouvées dans cette étude au milieu du 21^{ème} siècle, et qui est plus proche de la période utilisée par Aguilar pour mener ses analyses n'était pas robuste et donc peu concluante. Par contre, les scénarios RCP2.6 et RCP4.5 montrent une forte baisse des pluies extrêmes pour la saison MAM particulièrement pour l'indice R95PTOT. Nos résultats mettent ainsi en évidence la nécessité d'inclure les incertitudes lorsqu'il s'agit de l'évaluation du signal du changement climatique dans notre région à partir d'un ensemble de plusieurs modèles (Knutti et al., 2010 ; Aloysius et Saiers, 2017 ; Sonkoué et al., 2018).

Conclusion

Dans le cadre de ce chapitre, nous avons étudié la capacité de 20 modèles CMIP5 à reproduire la climatologie des pluies en Afrique Centrale. Il ressort que les 20 modèles ainsi étudiés peuvent être catégorisés en deux (02) groupes : les modèles secs de faibles valeurs de pluie moyenne et les modèles humides de fortes valeurs de pluie moyenne. Nous avons constaté que les modèles secs avaient un JET très fort et un JEA faible comparé aux modèles humides. Toutefois, de part et d'autre, en fonction de la saison, on a pu recenser des modèles dont leurs climatologie rapprochent au mieux de celle définie par l'observation GPCP, considérée ici comme référence. De façon générale, tous ces modèles parviennent à reproduire le cycle bimodale des pluies que connaît l'Afrique Centrale avec des pics pendant les saisons MAM et SON ; mais avec des amplitudes différentes. En considérant la moyenne d'ensemble des modèles les plus performants, nous réalisons qu'il reproduit au mieux les caractéristiques pluviométriques. Ceci, aussi bien en terme de climatologie moyenne qu'en terme d'indices de pluie. En somme, la projection des indices de pluie montre que la plupart des pays d'Afrique centrale vont connaître une augmentation générale des événements de pluie extrêmes qui seront plus prononcés à la fin du 21^{ème} siècle pour le scénario RCP8.5.

Conclusion générale et perspectives

Dans ce travail, nous avons utilisé les données de pluies journalières issues de 20 simulations de modèles de circulation générale (MCGs), participant à la phase 5 du Projet d'Inter comparaison de Modèles Couplés (CMIP5) et de huit indices de pluies journalières définis par l'équipe d'experts en détection des indices du changement climatique (ETCCDI), pour étudier les caractéristiques pluviométriques et l'impact des changements dans les conditions météorologiques extrêmes sous les scénarios RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5. Nous avons effectué une étude comparative entre les 20 MCGs et six (06) données d'observations mensuelles de pluie et deux (02) données de réanalyse de vent pour la période historique allant de 1980 à 2005 pour l'étude de la climatologie saisonnière, le cycle annuel de pluie et le système dynamique qui régule la pluviométrie. Dans le soucis d'analyser la variabilité inter-annuelle, l'index Niño3.4 a été utilisé pour évaluer l'influence du phénomène ENSO sur les pluies en Afrique Centrale.

Les résultats ont montré que les modèles CMIP5 parviennent à reproduire les caractéristiques spatiales et le cycle annuel des observations en fonction du choix de la sous-région climatique et de la saison, mais avec des amplitudes différentes. En fait, il ressort que pendant que certains modèles sont secs car ils sous-estiment l'intensité des pluies, d'autres par contre sont humides car ils surestiment cette intensité. Toutefois, la corrélation entre chaque modèle CMIP5 et l'observation GPCP était au moins supérieure à 0,6 pour ce qui est de la pluie totale, de la fréquence des pluies et des séquences sèches. Ce qui traduit la bonne performance des modèles CMIP5. Il est à noter que Zhang et al. (2013) ont mené une étude sur la climatologie des pluies en Asie de l'Est et le coefficient de corrélation des MCGs était compris entre 0,3 et 0,7 sauf pour MRI-CGCM3 qui était jusqu'à 0,8. Cela implique que les modèles CMIP5 reproduisent mieux les paramètres climatiques sur l'Afrique Centrale en comparaison à l'Asie de l'Est et d'autres régions du monde.

Aussi, les résultats suggèrent que certains modèles CMIP5 ne prennent pas bien en compte les paramètres dynamiques tels que le JEA et JET, lors de la simulation des précipitations sur l'Afrique centrale. Ainsi, certains paramètres convectifs de petite échelle peuvent être responsables des précipitations sur certaines positions géographiques particulières. Cependant, on constate que l'amélioration de la vitesse des JOA joue un rôle important dans la simulation de fortes pluies dans la région d'étude. De plus, il existe un bon accord entre le mouvement ascendant fort et l'amplitude des pluies spatiales. Les performances du modèle NorESM1-ME s'accordent bien avec

les caractéristiques saisonnières de la données NCEP dans la représentation des structures de vent zonal, de la composant du JOA proche de la surface, du JEA autour de 600 hPa et du JET autour de 200 hPa. Alors que le modèle MPI-ESM-MR est plus proche des données ERA-IN dans la représentation du JEA et du JOA ; mais le JET reste faible. Le modèle EC-EARTH présente les caractéristiques dynamiques opposées aux observations et aux modèles les plus humides.

C'est fort de cela que la performance du modèle d'ensemble (EMM), qui fait en réalité référence à l'ensemble des modèles les plus performants sélectionnés à l'aide de l'analyse du diagramme de Taylor, a été évaluée au cours de la période historique. Les résultats ont montré que les deux ensembles de données d'observation, GPCP et TRMM, présentent quelques différences en terme d'intensité, mais avec un accord raisonnable pour la majorité des indices de pluie. Cela met donc en évidence l'existence d'incertitudes entre les observations (Nikulin et al., 2012 ; Sylla et al., 2013 ; Akinsanola et al., 2018). Nous avons constaté que le EMM est plus performant que les modèles pris individuellement, en ce qui concerne la simulation de la climatologie des différents indices de pluies en Afrique centrale. Sauf dans le cas du CWD où la grande variabilité des modèles a entraîné la dégradation de la performance globale de EMM.

Les changements futurs des indices de pluies journalières basés sur les projections de EMM indiquent des baisses statistiquement robuste d'environ 5-15% du PRCPTOT dans le sud de l'Afrique centrale pendant la saison SON. Mais, une augmentation d'environ 10-20% à été enregistrée dans le sud (au nord) de l'Afrique centrale pendant la saison DJF (SON), avec plus de robustesse dans le signal du changement à la fin du XXI^e siècle. Une diminution robuste d'environ 5-15% du CWD associée à une augmentation de 30 à 40% du CDD a été observée en Angola, en Zambie et dans le sud de la République démocratique du Congo au cours de la saison SON. Ces pays seront particulièrement touchés par les effets négatifs du changement climatique, non seulement par l'intensification des conditions de sécheresse représentée par l'augmentation (la réduction) du CDD (CWD) pendant la saison SON, mais aussi une intensification des conditions humides qui apparaîtront pendant la saison DJF comme prévu par l'augmentation du RX5DAY, R95 et R95PTOT. En fait, RX5DAY, R95 et R95PTOT devraient augmenter régulièrement dans la plupart des points du domaine étudié particulièrement pendant les saisons DJF et SON.

Récemment, d'autres auteurs ont rapporté qu'en dépit de la diminution modérée prévue des pluies moyennes en Afrique de l'Ouest, les pluies extrêmes vont considérablement augmenter (Kitoh et al., 2013 ; Akinsanola et Zhou, 2018). Par exemple, nous pouvons noter que l'augmentation de RX5DAY, R95 et R95PTOT est susceptible de multiplier la probabilité des risques d'inondations au Gabon, au Congo, en Angola, en Zambie et en République démocratique du Congo pendant la saison DJF, ainsi que sur le Cameroun, la République centrafricaine et le nord de la République démocratique du Congo pendant la saison SON. L'accord cohérent et élevé entre les modèles sur le signe du changement confirme la fiabilité des changements projetés, bien qu'une incertitude notable existe toujours entre les modèles. De plus, l'ampleur des augmentations ou des

diminutions projetées est supérieure à la fin du XXI^e siècle par rapport au milieu du XXI^e siècle, ce qui peut s'expliquer par les différences de sensibilité du taux de concentration des gaz à effet de serre et par les mécanismes de rétroaction associés.

La probabilité la plus élevée des catastrophes naturelles projetées peut menacer les ressources en eau et donc affecter la disponibilité des aliments, ce qui peut augmenter directement la pénurie en eau et indirectement les émeutes sociales en Afrique centrale (Almer et al., 2017). C'est pourquoi il est crucial que le gouvernement des pays de l'Afrique Centrale, en particulier ceux cités dans cette étude, envisage sérieusement de mettre sur pied des stratégies d'adaptation et des mesures d'atténuation afin d'éviter l'impact potentiel du changement climatique sur les pluies futures et les extrêmes associés. Cette étude a porté principalement sur l'évaluation et les changements projetés des caractéristiques pluviométriques en Afrique centrale et ne touche pas davantage à des questions d'aspects complexes du climat de la région, tels que le début, la fin et la durée de la saison des pluies, qui sont effectivement importants. Aussi avec l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, il fera plus chaud en surface et plus froid en altitude et, le gradient ainsi créé favorisera les fortes convections. Ces caractéristiques pluviométriques et thermiques feront l'objet de nos recherches futures.

Références bibliographiques

- Abiodun, B., O.S. Abba, C. Lennard, and C. Jack, 2015 : climate models to simulate extreme rainfall events in the western cape, South Africa. *Int J Clin*, **36(2)**, doi.org/10.1002/joc.4376, 689–705.
- Abiodun, B.J., J. Adegoke, A.A. Abatan, C.A. Ibe, T.S. Egbebiyi, F. Engelbrecht, and I. Pinto, 2017 : Potential impacts of climate change on extreme precipitation over four African coastal cities. *Climatic Change*, **143**, 399–413. doi : 10.1007/s10584-017-2001-5.
- Adhémar, J., 1860 : Révolutions de la mer déluges périodiques. *Chez F. Didot, père et fils*, **6**, 609–621.
- Aguilar, E., A.A. Barry, M. Brunet, L. Ekan, A. Fernandes, M. Massoukina, and X. Zhang, 2009 : Changes in temperature and precipitation extremes in western central Africa, Guinea Conakry, and Zimbabwe, 1955-2006. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **114**, D02115. doi : 10.1029/2008JD011010.
- Akinsanola, A., V. Ajayi, A. Adejare, O. Adeyeri, I. Gbode, K. Ogunjobi, G. Nikulin, and A. Abolude, 2018 : Evaluation of rainfall simulations over West Africa in dynamically downscaled CMIP5 global circulation models. *Theor Appl Climatol*, **132**, 437–450, doi 10.1007/s00704-017-2087-8.
- Akinsanola, A., and W. Zhou, 2018 : Ensemble-based CMIP5 simulations of West African summer monsoon rainfall : current climate and future changes. *Theor Appl Climatol*, 1–11, https://doi.org/10.1007/s00704-018-2516-3.
- Almer, C., J. Laurent-Lucchetti, and M. Oechslin, 2017 : Water scarcity and rioting : disaggregated evidence from Sub-Saharan Africa. *J Environ Econ Manag*, **86**, 193–209. https://doi.org/10.1016/j.jeem.2017.06.002.
- Aloysius, N., and J. Saiers, 2017 : Simulated hydrologic response to projected changes in precipitation and temperature in the Congo River basin. *Hydrol Earth Syst Sci*, **21**, 4115–4130.
- Aloysius, N.R., J. Sheffield, J.E. Saiers, H. Li, and E.F. Wood, 2016 : Evalua-

- tion of historical and future simulations of precipitation and temperature in central Africa from CMIP5 climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **121**, 130–152, doi :10.1002/2015JD023656.
- Alsdorf, D.B.E., A. Laraque, H. Lee, R. Tshimanga, F. O’Loughlin, G. Mahé, B. Dinga, G. Moukandi, and R.G.M. Spencer**, 2016 : Opportunités pour la Recherche Hydrologique dans le Bassin du Congo. *Rev. Geophys.*, **54**, doi :10.1002/2016RG000517.
- Arakawa, A.**, 1966 : Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion : Two-dimensional incompressible flow. Part I. *Journal of Computational Physics*, **1**, 119–143.
- Arakawa, A.**, 2004 : The Cumulus Parameterization Problem : Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, **17**, 2493–2525.
- Arakawa, A., and W. Schubert**, 1974 : Interaction of a Cumulus Cloud Ensemble with the Large-Scale Environment, Part I. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **31**, 674–701.
- Bechtold, P.**, 2017 : Atmospheric moist convection. *Education material*, <https://www.ecmwf.int/node/16953>.
- Bechtold, P., M. Kohler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leutbecher, M. Rodwell, F. Vitart, and G. Balsamo**, 2008 : simulating atmospheric variability with the ecmwf model : From synoptic to decadal time-scales. *Q J Roy Meteorol Soc*, **134(634)**, 1337–1352.
- Beck, C., J. Grieser, and B. Rudolf**, 2005 : A New Monthly Precipitation Climatology for the Global Land Areas for the Period 1951 to 2000. *Climate Status Report 2004*, German Weather Service, Offenbach, Germany, 181–190.
- Bellucci, A., S. Gualdi, and A. Navarra**, 2010 : The double-ITCZ syndrome in coupled general circulation models : the role of large-scale vertical circulation regimes. *J Clim*, **23**, 1127–1145.
- Betts, A., and M. Miller**, 1986 : A new convective adjustment scheme. Part II : Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**, 693–709.
- Bjerknes, V.**, 1904 : Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. *Meteorologische Zeitschrift*, **21**, 1–7.
- Chai, T., and R. Draxler**, 2014 : Root mean square error (RMSE) or mean absolute error (MAE)?-Arguments against avoiding RMSE in the literature. *Geoscientific*

- Model Development*, **7**, 1247–1250. doi :10.5194/gmd-7-1247-2014.
- Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J. Dufresne, T. Fichet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. Weaver, and W. M.**, 2013 : Long-term climate change : projections, commitments and irreversibility. In : Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M., Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds) Climate change 2013 : the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Cambridge University Press, Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA*, <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>.
- Dell, M., J. B.F, and B. O Lken**, 2009 : Temperature and Income : Reconciling New Cross-Sectional and Panel Estimates. *American Economic Association Papers and Proceedings*, **99(2)**, 198–204.
- Demont, P.**, 2011 : Enjeux du traité hippocratique Des airs, des eaux et des lieux en 1800 : autour de l'édition de Coray. *Anabases*, **13**, 157–171, <https://doi.org/10.4000/anabases.1867>.
- 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.
- 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. doi : 10.1007/s00382-016-3052-4.
- Dommo, A., N. Philippon, D.V. Vondou, G. Sèze, and R. Eastman**, 2018 : The June–September Low Cloud Cover in Western Central Africa : Mean Spatial Distribution and Diurnal Evolution, and Associated Atmospheric Dynamics. *Journal of Climate*, **31**, 9585–9603, [/doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0082.s1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0082.s1).
- Dyer, E.L.E., D.B.A. 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*, **122**, 6882–6898. doi : 10.1002/2016JD026240.
- Déqué, M., S. Calmanti, O. Christensen, A. Aquila, C. Maule, H. A., N. G., and T. C.**, 2017 : A multi-model climate response over tropical Africa at +2°C. *Clim Serv*, **7**, 87–95, <https://doi.org/10.1016/j.cliser.2016.06.002>.

- Emanuel, K.**, 1991 : A Scheme for Representing Cumulus Convection in Large-Scale Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **48**, 2313–2329.
- Forster, P., T. Andrews, P. Good, J. Gregory, L. Jackson, and M. Zelinka**, 2013 : Evaluating adjusted forcing and model spread for historical and future scenarios in the CMIP5 generation of climate models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **118**, 1139–1150. doi : 10.1002/jgrd.50174.
- Fotso-Nguemo, T.C., R. Chamani, Z.D. Yepdo, D. Sonkoué, C.N. Matsaguim, D.A. Vondou, and R.S. Tanessong**, 2018 : Projected trends of extreme rainfall events from CMIP5 models over Central Africa. *Atmos. Sci. Lett.*, **19**, 1–8. doi : 10.1002/asl.803.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, W.M. Pokam, Z.D. Yepdo, I. Diallo, A. Haensler, L.A.D. Tchotchou, P.H. Kamsu-Tamo, A.T. Gaye, and C. Tchawoua**, 2017 : On the added value of the regional climate model REMO in the assessment of climate change signal over Central Africa. *Climate Dynamics*, **49**, 3813–3838. doi : 10.1007/s00382-017-3547-7.
- 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. *Under Review*.
- Fouquart, Y.**, 2003 : Le climat de la terre. *Presses universitaires du Septentrion*, **16**, 168 p., doi : 10.4000/books.septentrion.52789.
- Fourier, J.**, 1822 : Théorie analytique de la chaleur. *Chez F. Didot, père et fils*, **6**, 609–621.
- Fourier, J.**, 1837 : General remarks on the Temperature of the Terrestrial Globe and the Planetary Spaces. *American Journal of Science*, **32**, N°1.
- GIEC**, 2014 : Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer]. *GIEC, Genève, Suisse*, 161 p.
- Giorgi, F., C. Jones, and G.R. Asrar**, 2009 : Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *WMO Bulletin*, **58**, **3**, 175–183.
- Grieser, J., and C. Beck**, 2006 : Variability and Triggering Factors of Observed Global Mean Land-Surface Precipitation since 1951. *DWD, Klimastatusbericht KSB 2005*, 131–138.
- Hadley, G.**, 1735 : Concerning the cause of the general trade winds. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **39 (437)**, 58–62, doi :10.1098/rstl.1735.0014.

- Haensler, A., F. Saeed, and D. Jacob**, 2013 : Assessment of projected climate change signals over central Africa based on a multitude of global and regional climate projections. In : Climate Change Scenarios for the Congo Basin. [Haensler A., Jacob D., Kabat P., Ludwig F. (eds.)]. *Climate Service Centre Report No. 11, Hamburg, Germany, ISSN : 2192-4058*, 13–59.
- Harris, I., P. Jones, T. Osborn, and D. Lister**, 2014 : Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol*, **34**, 623–642. doi : 10.1002/joc.3711.
- Hennequi, M.**, 2010 : Spatialisation des données de modélisation par Krigeage. *HAL Id : dumas-00520260*, <https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-00520260>.
- Hibbard, K.A., G.A. Meehl, P. Cox, and P. Friedlingstein**, 2007 : A strategy for climate change stabilization experiments. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, **88**, doi :10.1029/2007EO200002.
- Hua, W., L. Zhou, H. Chen, S.E. Nicholson, A. Raghavendra, and Y. Jiang**, 2016 : Possible causes of the central equatorial African long-term drought. *Environmental Research Letters*, **11**, 124002. doi : 10.1088/.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, and E. Nelkin**, 2010 : The TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA). In : Hossain F, Gebremichael M (eds) Satellite applications for surface hydrology. *Springer*, pp 3–22.
- Huffman, G.J., R. Adler, A. Arkin, A. Chang, R. Ferraro, A. Gruber, J. Janowiak, A. McNab, B. Rudolf, and U. Schneider**, 1997 : The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation data set. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **78**, 5–20.
- Huffman, G.J., R.F. Adler, T.B. David, and G. Guojun**, 2009 : Improving the global precipitation record : GPCP Version 2.1. *Geophys Res Lett*, **36**, L17808, doi :10.1029/2009GL040000.
- Hulme, M.**, 1992 : Rainfall changes in Africa : 1931-1960 to 196-1990. *Int J Climatol*, **12**, 685–699.
- IPCC**, 2007 : Climate Change 2007 : The Physical Science Basis : Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, pp996.
- IPCC**, 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. *Cambridge University Press, Cambridge. United*

Kingdom and New York, NY, USA.

- Jackson, B., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, 2009 : Mesoscale convective systems over western equatorial Africa and their relationship to large-scale circulation. *Mon. Weather Rev.*, **137**, 1272–1294.
- Jury, M., E. Matari, and M. Matitu**, 2009 : Equatorial African climate teleconnections. *Theor. Appl. Climatol.*, **95**, 407 – 416, doi :10.1007/s00704-008-0018-4.
- Kain, J.**, 2004 : The Kain-Fritsch Convective Parameterization : An Update. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 170–181.
- 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). *Bull Am Meteorol Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Karl, T., N. Nicholls, and A. Ghazi**, 1999 : CLIVAR/GCOS/WMO workshop on indices and indicators for climate extremes : Workshop summary. *Climatic Change*, **42**, 3–7.
- Kitoh, A., H. Endo, K. Kumar, I. Cavalcanti, P. Goswami, and T. Zhou**, 2013 : Monsoons in a changing world : a regional perspective in a global context. *J Geophys Res Atmos*, **118**, 3053–3065.
- Knutti, R., R. Furrer, C. Tebaldi, J. Cermak, and G. Meehl**, 2010 : Challenges in combining projections from multiple climate models. *J Clim*, **23**, 2739–2758.
- Krige, D.**, 1951 : A Statistical Approach to Some Basic Mine Valuation Problems on the Witwatersrand. *Journal of the Chemical, Metallurgical and Mining Society of South Africa*, **52(6)**, 119–139.
- Krishnamurti, T.N., C.M. Kishtawal, Z. Zhang, T. Larow, D. Bachiochi, and E. Willford**, 2000 : Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate. *J. Climate.*, **13**, 4196–4216.
- Kuo, H.**, 1965 : On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Release by Cumulus Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **22**, 40–63.
- Legates, D., and C. Willmott**, 1990a : Mean Seasonal and Spatial Variability in Gauge-Corrected, Global Precipitation. *International Journal of Climatology*, **10(2)**, 111–127.
- Legates, D., and C. Willmott**, 1990b : Mean Seasonal and Spatial Variability in Global Surface Air Temperature. *Theoretical and Applied Climatology*, **41(1-2)**, 11–21.
- Li, G., and S. Xie**, 2014 : Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble : the excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems. *J Clim*, **27**, 1765–1780.

- Manabe, S., J. Smagorinsky, and S. R.F.**, 1965 : Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. *Monthly Weather Review*, **93**, 769–798.
- Meehl, G.A., and K.A. Hibbard**, 2007 : A strategy for climate change stabilization experiments with AOGCMS and ESMS. *WCRP Informal Rep. 3/2007, ICPO Publ. 112, IGBP Rep. 57*, 35 pp.
- Milanković, M.**, 1920 : Théorie Mathématique des Phénomènes Thermiques produits par la Radiation Solaire. *Paris : Gauthier-Villars, Editions 1*.
- Mkankam, K.F.**, 2000 : Validation of general circulation climate models and projections of temperature and rainfall changes in Cameroon and some of its neighbouring areas. *Theor. Appl. Climato.*, **67**, 1–2, 97–107.
- Monerie, P.A., G.E. Sanchez, and J. Boé**, 2016 : On the range of future Sahel precipitation projections and the selection of a sub-sample of CMIP5 models for impact studies. *Clim. Dyn.*, doi 10.1007/s00382-016-3236-y.
- Moutondo, G.T., D.K. KAMUTANDA, and A.M. NUMBI**, 2018 : Water balance assessment in woodland anthropogenic environments (Lubumbashi Region, Upper Katanga Province, D.R. Congo). Methodology for the estimation of potential evapotranspiration. *Geo-Eco-Trop*, **42**, 1 : 159–172.
- Nicholson, S.E.**, 1989 : Long-term changes in African rainfall. *Weather*, **44**, 47–56.
- Nicholson, S.E., and A.K. Dezfuli**, 2013 : The relationship of rainfall variability in western equatorial Africa to the tropical oceans and atmospheric circulation. Part I : The boreal spring. *J. Clim.*, **26(1)**, 45–65.
- Nicholson, S.E., and J.P. Grist**, 2003 : The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa . *J Climate*, **16**, 1013–1030.
- Nicholson, S.E., B. Some, and B. Kone**, 2000 : An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Nino and the 1998 La Nina years. *J Climate*, **13**, 2628–2640.
- Nikulin, G., C. Jones, P. Samuelsson, F. Giorgi, G. Asrar, M. Uchner, R. Cerezomota, O. Christensen, M. DéquéM, J. Fernandez, A. Haensler, E. van Meijgaard, M. Sylla, and L. Sushama**, 2012 : Precipitation climatology in an ensemble of CORDEX-Africa regional climate simulations . *J. Climate.*, **25(18)**, 6057–6078. doi : 10.1175/JCLI-D-11-00,375.1.
- Nikulin, G., C. Lennard, A. Dosio, E. Kjellstrom, Y. Chen, A. Haensler, M. Kupiainen, R. Laprise, L. Mariotti, C. Maule, E. van Meijgaard, H. Panitz, J. Scinocca, and S. Somot**, 2018 : The effects of 1.5 and 2 degrees of

- global warming on Africa in the CORDEX ensemble. *Environ Res Lett*, **13**, 1–19, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/>.
- Odoulami, R., and A. Akinsanola**, 2017 : Recent assessment of West African summer monsoon daily rainfall trends. *Weather*, **99**, 1–4.
- Ogura, Y., and N. Philips**, 1962 : A scale analysis of deep and shallow convective in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173–179.
- Olivry, J.C.**, 1986 : Fleuves et rivières du Cameroun. *Paris (FRA) ; Yaoundé : MESRES-ORSTOM. (Monographies Hydrologiques ; 9)*, **9**, 745p, ISBN 0335–6906.
- Panitz, H., A. Dosio, M. Buchner, D. Luthi, and K. Keuler**, 2014 : COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain : analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44° and 0.22° resolution. *Clim Dyn*, **42**, 3015–3038, doi :10.1007/s00382-013-1834-5.
- Pearson, K.J., G.M.S. Lister, C. Birch, R. Allan, R. Hogan, and S. Woolnough**, 1993 : Modelling the diurnal cycle of tropical convection across the ‘grey zone’. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **140(679)**, 491–499.
- Peterson, T., and Coauthors**, 2001 : Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. *WMO, Rep. WCDMP-47, WMO-TD 1071, Geneve, Switzerland*, 143pp.
- Phillips, N.**, 1956 : The general circulation of the atmosphere : a numerical experiment. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **82**, 123–154.
- Phillips, T., and P. Gleckler**, 2006 : Evaluation of continental precipitation in 20th century climate simulations : the utility of multimodel statistics. *Water Resour Res*, **42**, W03,202. <https://doi.org/10.1029/>.
- Planton, S.**, 2007 : Comment estimer le changement climatique? *ENVIRONNEMENT et PLANÈTE*; <https://interstices.info/comment-estimer-le-changement-climatique/>.
- Pokam, M.W., G.N. Longandjo, W. Moufouma-Okia, J.P. Bell, R. James, D.A. Vondou, A. Haensler, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, L.D.A. 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. *Environ. Res. Lett.*, 1–12. doi : 10.1088/1748-9326/aab048.
- Pokam, M.W., L.A. Tchotchou Djiotang, and F. Mkankam Kamga**, 2012 : Atmospheric water vapor transport and recycling in Equatorial Central Africa through NCEP/NCAR reanalysis data. *Clim Dyn*, **38**, 1715–1729.

- Quenol, H., A. Monteiro, G. Beltrando, and A. Maciel**, 2004 : Mesures climatiques aux échelles fines (météorologiques et agronomiques) et variabilité spatiale du gel printanier dans le vignoble de Vinho Verde (Portugal). *Norois*, <http://journals.openedition.org/norois/826>, **193**, 117–132, doi : <https://doi.org/10.4000/norois.826>.
- Richardson, L.F.**, 1922 : Weather Prediction by Numerical Process. *Cambridge University Press*, 236 pages.
- Roehrig, R.**, 2010 : Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : Caractérisation et modélisation (Intraseasonal variability of the West African monsoon : Characterization and modeling). *Ph.D. dissertation Paris-Est University*, 395 pp.
- Roehrig, R., D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J.L. Redelsperger**, 2013 : The Present and Future of the West African Monsoon : A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect. *Am. Meteorol. Soc.*, **26**, 6471–6505, doi : 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Rudolf, B., A. Becker, U. Schneider, A. Meyer-Christoffer, and M. Ziese**, 2010 : The new “GPCC Full Data Reanalysis Version 5” providing high-quality gridded monthly precipitation data for the global land-surface is public available since December 2010. *GPCC Status Report.*, **December 2010**, 7 pp.
- Schneider, T., T. Bischoff, and G.H. Haug**, 2014 : Migrations and dynamics of the Intertropical Convergence Zone. *Nature*, **513(7516)**, 45–53.
- Sheffield, J., A.P. Barrett, B. Colle, D. Nelun Fernando, R. Fu, K.L. Geil, Q. Hu, J. Kinter, S. Kumar, B. Langenbrunner, K. Lombardo, L.N. Long, E. Maloney, A. Mariotti, J.E.M. Eyerson, K.C. Mo, J. David Neelin, S. Nigam, Z. Pan, T. Ren, A. Ruiz-B Arradas, Y.L. Serra, A. Seth, J.E.M. Thibeault, J.C. Stroeve, Z. Yang, and L. Yin**, 2013 : North American Climate in CMIP5 Experiments. Part I : Evaluation of Historical Simulations of Continental and Regional Climatology. *J. Climate*, **26**, 9209–9245, doi : 10.1175/JCLI-D-12-00592.1.
- Shepard, D.**, 1968 : A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data, 23rd ACM National Conference, Brandon Syst. Press, Princeton, USA, 517–524.
- Sighomnou, D., S. Nkamdjou, and G. Tanyileke**, 1993 : Les fortes pluies de la région du mont Cameroun : le cas d’Idemau. *La Météorologie*, **8e série-n° 2**, 41–47.
- Sillmann, J., V. Kharin, X. Zhang, F. Zwiers, and D. Bronaugh**, 2013 : Climate extreme indices in the CMIP5 multimodel ensemble : part1. Model evaluation in the present climate. *J Geophys Res-Atmos.*, **118**, 1716–1733, doi :10.1002/jgrd.50203.

- Simonet, C.**, 2012 : CHANGEMENT CLIMATIQUE, CHOCS PLUVIOMETRIQUES ET SECURITE ALIMENTAIRE : ESSAIS SUR L'USAGE DE L'INFORMATION CLIMATIQUE EN ECONOMIE DU DEVELOPPEMENT. *Economies et finances. Université d'Auvergne - Clermont-Ferrand I.*
- Slingo, J.**, 2017 : L'évolution de la recherche sur le climat : Rétrospective personnelle de Julia Slingo. © 2019 Organisation météorologique mondiale (OMM), **61(1)**.
- 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*, **137**, 2167–2186, doi :10.1007/s00704-018-2729-5.
- Staszak, J.F.**, 1992 : À la recherche du climat dans les météorologiques et dans l'œuvre d'Aristote. *Géographie et cultures*, **1**, 105–118, <https://doi.org/10.4000/gc.2553>.
- Stephens, G., J. Li, M. Wild, C. Clayson, N. Loeb, S. Kato, T. L'Ecuyer, P. Stackhouse jr, M. Lebsock, and T. Andrews**, 2012 : An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geosciences*, **5**, 691–696.
- Sultan, B., and S. Janicot**, 2000 : Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3353–3356.
- Sylla, M., I. Diallo, and J. Pal**, 2013 : West African monsoon in state-of-the-art regional climate models. *Tarhule A (ed) Climate variability—regional and thematic patterns.*
- Sylla, M., F. Giorgi, J. Pal, P. Gibba, I. Kebe, and M. Nikiema**, 2015 : Projected changes in the annual cycle of high-intensity precipitation events over West Africa for the late twenty-first century. *J Clim*, **28**, 6475–6488. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00854.1>.
- Sylla, M.B., A.T. Gaye, J.S. Pal, G.S. Jenkins, and X.Q. Bi**, 2009 : High-resolution simulations of West African climate using regional climate model (RegCM3) with different lateral boundary conditions. *Theor Appl Climatol*, **98**, 293–314, doi 10.1007/s00704-009-0110-4.
- Taalas, P., and J. Slingo**, 2011 : Guide des pratiques climatologiques. *Édition 2011, www.wmo.int, OMM-N° 100, JN1311224.*
- 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. Ninkulin et al.**, 2019 : Process-oriented assessment of RCA4 regional climate model projections over the Congo Basin under 1.5°C and 2°C global warming levels : in-

- fluence of regional moisture fluxes. *Climate Dynamics*, 1–25.
- Tanguay, M., A. Robert, and R. Laprise**, 1990 : A semi-implicit Lagrangian fully compressible regional forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1970–1980.
- Tapp, M., and P. White**, 1976 : A non-hydrostatic mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 277–296.
- Taylor, K.E.**, 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106**, 7183–7192.
- Taylor, K.E., R.J. Stouffer, and G.A. Meehl**, 2012 : An overview of cmip5 and the experiment design. *Bull Am Meteorol Soc*, **93**, 485 – 498, doi :10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Thorntwaite**, 1948 : An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, **38**, p. 55–94.
- Tiedtke, M.**, 1993 : Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040–3061.
- United-Nations**, 2009 : United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division, World Population Prospects : The 2008 Revision. *New York, NY, 2009 (advanced Excel tables)*. WWW url : <http://esa.un.org/unpp>.
- van Vuuren, D.P. and, E.J., M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J. Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. Smith, and S. Rose**, 2011 : The representative concentration pathways : an overview. *Climatic Change*, **109**, 5–31.
- Voigt, A., and T.A. Shaw**, 2015 : Circulation response to warming shaped by radiative changes of clouds and water vapour. *Nature Geoscience*, **8**, no. 2, 102–106.
- Voldoire, A., B. Decharme, J. Pianezze, C. Lebeaupin Brossier, F. Sevault, L. Seyfried, V. Garnier, S. Bielli, S. Valcke, A. Alias, M. Accensi, F. Ardhuin, M. Bouin, V. Ducrocq, S. Faroux, H. Giordani, F. Léger, P. Marsaleix, R. Rainaud, J. Redelsperger, E. Richard, and S. Riette**, 2017 : SURFEX v8.0 interface with OASIS3-MCT to couple atmosphere with hydrology, ocean, waves and sea-ice models, from coastal to global scales. *Geoscientific Model Development*, **10**, no. 11, 4207–4227.
- 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. *Int. J. Climatol.*, doi : 10.1002/joc.5035.
- Washington, R., R. James, H. Pearce, W.M. Pokam, and W. Moufouma-Okia**,

- 2013 : Congo Basin rainfall climatology : can we believe the climate models? *Phil Trans R Soc B*, **368**, 20120296.
- Wei, K., T. Xu, Z. Du, H. Gong, and B. Xie**, 2013 : How well do the current state-of-the-art CMIP5 models characterise the climatology of the East Asian winter monsoon? *Clim. Dyn.*, **43**, 1241–1255, doi 10.1007/s00382-013-1929-z.
- Wilks, D.**, 2011 : Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. *Second Edition*, Academic Press, 50–55.
- Willmott, C., and K.M. Atsuura**, 1995 : Smart Interpolation of Annually Averaged Air Temperature in the United States. *Journal of Applied Meteorology*, **34(12)**, 2577–2586.
- Willmott, C., C. Rowe, and W. Philpot**, 1985 : Small-scale Climate Maps : A sensitivity analysis of some common assumptions associated with grid-point interpolation and contouring. *American Cartographer*, **12(1)**, 5–16.
- Willmott, C.J., and K. Matsuura**, 2001 : Terrestrial air temperature and precipitation : Monthly and annual time series (1950-1996). *WWW url : http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/README_ghcn_ts2.html*.
- Xie, P., and P.A. Arkin**, 1997 : Global precipitation : A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xu, L., S. Raman, and R. Madala**, 1991 : A review of non-hydrostatic numerical models for the atmosphere. *Mathematics Subject Classification : 86A10, 76Q05*.
- Yang, W., M.A. Cana, R. Seager, and B. Lyon**, 2015 : The Rainfall Annual Cycle Bias over East Africa in CMIP5 Coupled Climate Models. *Am. Meteorol. Soc.*, **28**, 9789–9802, doi : 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Zhang, J., L. Li, T.J. Zhou, and X.G. Xin**, 2013 : Evaluation of Spring Persistent Rainfall over East Asia in CMIP3/CMIP5 AGCM Simulations. *Adv. Atmos. Sci.*, **30(6)**, 1587–1600, doi : 10.1007/s00376-013-2139-7.

Liste des publications

A Publication dans le journal scientifique

1. **Denis Sonkoué**, Monkam David, Fotso-Nguemo Thierry C., Yepdo Zéphirin D., Vondou Derbetini A. (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*. **137**:1-26. DOI :10.1007/s00704-018-2729-5. (*Impact Factor* : 2.720);

B Session de poster

1. **Denis Sonkoué**, David Monkam, Thierry C. Fotso-Nguemo, Zéphirin Yepdo Djomou, Derbetini A. Vondou : **Evaluation and projected changes in daily rainfall characteristics over Central Africa based on a multi-model ensemble mean of CMIP5 simulations** *Poster présenté à l'atelier intitulé CMIP6 Model Analysis Workshop, organisé par BSC (Barcelona Supercomputer Center), tenu du 25 au 28 Mars 2019 à Barcelone, Espagne.*

C Présentations orales

1. **Denis Sonkoué**, David Monkam, Zéphirin Yepdo Djomou, Derbetini A. Vondou : **How well the CMIP5 simulations can reproduce rainfall patterns over Central Africa ?** *Présentation orale faite à Cotonou sous le thème : Climat de l'Atlantique Tropical et variabilité littorale, tenue du 03 au 07 Octobre 2016 dans la Salle de l'ISBA, Cotonou-Benin.*
2. **Denis Sonkoué**, David Monkam, Thierry C. Fotso-Nguemo, Zéphirin Yepdo Djomou, Derbetini A. Vondou : **Evaluation and projected changes in daily rainfall characteristics over Central Africa based on a multi-model ensemble mean of CMIP5 simulations** *Poster présenté à la conférence scientifique ouverte, organisée par ACRC (African Climate Risks Conference), sur le thème : African Climate Risks Conference, tenue du 07 au 09 Octobre 2019 à Addis Abeba, Ethiopie.*

Symposium, ateliers et école d'été

1. Du 19 au 20 Janvier 2017, participation à l'atelier de formation sur le thème : **Système d'Information Géographique (SIG) : Application sur le domaine côtier et marin**, à Dakar - Sénégal
2. Du 04 au 08 Décembre 2014, Participation à l'atelier de formation sur le thème : **Marine Protected Areas - Management Challenges**, à Dakar - Sénégal
3. Du 18 au 24 Octobre 2014, participation à l'école d'été sur le thème : **Téledétection et ses applications dans l'Océanographie**, à Cotonou - Benin
4. Du 26 au 27 Mars 2013, participation au Colloque sur les Changements Climatiques organisé par l'Académie des Sciences du Cameroun sur le thème : **Impacts des Changements Climatiques au Cameroun et Mesures d'Adaptation**, à l'Hôtel Hilton de Yaoundé, Yaoundé - Cameroun.



Evaluation and projected changes in daily rainfall characteristics over Central Africa based on a multi-model ensemble mean of CMIP5 simulations

Denis Sonkoué¹ · David Monkam² · Thierry C. Fotso-Nguemo^{1,3} · Zéphirin D. Yepdo^{1,3} · Derbetini A. Vondou¹

Received: 5 July 2018 / Accepted: 25 November 2018
© Springer-Verlag GmbH Austria, ein Teil von Springer Nature 2018

Abstract

This study uses daily rainfall data from 20 global climate models (GCMs) simulations, participating in the phase 5 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5) and eight daily rainfall indices defined by the Expert Team on Climate Change Detection and Indices (ETCCDI), to investigate the changes in extreme weather conditions over Central Africa under the representative concentration pathway 8.5. The performance of the multi-model ensemble (MME) mean which in fact refers to the best performing models selected through the Taylor diagram analysis was evaluated by comparing with two gridded daily observation datasets during the historical period (1998–2005). Results show that although some uncertainties may exist between the gridded observation datasets, MME consistently outperform individual models and reasonably reproduced the observed pattern of daily rainfall indices over the region, except in the case of consecutive wet day (CWD) where the high variability of individual members has resulted in the degradation of the overall skill of the MME. The assessment of the climate change signal in the eight daily rainfall indices was done for the mid and late twenty-first century (2026–2056 and 2066–2095 respectively), relative to the baseline historical time period (1976–2005). We found a significant increase in the total wet day rainfall amount (PRCPTOT) over southern (northern) Central Africa from December to February (from September to November). This is mainly due to the increase of high intense rainfall events rather than their frequency. The results also reveal that the increase in PRCPTOT was coupled with increase in the maximum consecutive 5-day rainfall amount (RX5DAY), the 95th percentile (R95), and the total wet day rainfall amount above the 95th percentile (R95PTOT), with more robust patterns of change at the late twenty-first century. The increase in extreme rainfall events (RX5DAY, R95, and R95PTOT) is likely to increase flood risks over Cameroon, Central African Republic, Gabon, Congo, Angola, Zambia, and Democratic Republic of Congo. On the other hand, changes in CWD and PRCPTOT are projected to significantly decrease over Angola, Zambia, and Democratic Republic of Congo from September to November. This is due to a substantial increase of zonal moisture divergence fluxes in upper atmospheric layers. The analysis has also shown that areas where CWD and PRCPTOT decreases coincides with those where consecutive dry days (CDD) increase. The decrease in CWD and PRCPTOT coupled with the increase in CDD could worsen drought risk and significantly disrupt priority socio-economic sectors for development such as rain-fed agriculture, hydroelectric power generation, and water resource availability. The results thus underline the importance for decision-makers to seriously consider adaptation and mitigation measures, in order to limit the risks of natural disasters such as severe droughts and floods that Central African countries may suffer in the future.

1 Introduction

Changes in future extreme rainfall events at the mid- and the end of the twenty-first century are projected to have negative

effects on the vulnerable biodiversity of the African continent. According to the Fifth Assessment Reports (AR5) of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), the evidence of climate change is nowadays a challenge, because of natural disasters such as severe droughts and flooding linked to extreme weather events that may cause stress in water resource availability (IPCC 2013). The rapid increase of greenhouse gas (GHG) concentrations in the atmosphere, mainly due to human activities, is considered by the scientific community as the main driver causing these changes.

✉ Denis Sonkoué
sonkouedenis@yahoo.fr

Extended author information available on the last page of the article.