



HAL
open science

Analyse de la variabilité décennale et du changement climatique en Afrique de l'ouest à l'aide des produits CMIP5-Application à l'estimation des rendements agricoles à la fin du siècle.

Adjoua Moïse Famien

► To cite this version:

Adjoua Moïse Famien. Analyse de la variabilité décennale et du changement climatique en Afrique de l'ouest à l'aide des produits CMIP5-Application à l'estimation des rendements agricoles à la fin du siècle.. Physique Atmosphérique et Océanique [physics.ao-ph]. Université Félix Houphouët Boigny Abidjan (Côte d'Ivoire), 2020. Français. NNT: . tel-03372178

HAL Id: tel-03372178

<https://hal.sorbonne-universite.fr/tel-03372178v1>

Submitted on 9 Oct 2021

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

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



Université Félix Houphouët Boigny



Unité de Formation et de Recherche - Science
des Structures de la Matière et de Technologie

Année universitaire
2019-2020

N°d'ordre : 2337/2020

THESE

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT BOIGNY

Mention :

Physique

Spécialité :

Physique de l'Atmosphère

Présentée par :

FAMIEN Adjoua Moïse Landry

Sur le thème :

**ANALYSE DE LA VARIABILITÉ DÉCENNALE ET DU CHANGEMENT
CLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST À L'AIDE DES PRODUITS
CMIP5 - APPLICATION À L'ESTIMATION DES RENDEMENTS
AGRICOLÉS À LA FIN DU SIÈCLE**

Soutenue le mercredi 23 septembre 2020

Devant le jury composé de :

Président	: M. KOBÉA Toka Arsène	Directeur de recherche	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Rapporteurs	: M. BOUO Bella Djézia François-Xavier	Maître de Conférences	UNA (Abidjan/Côte d'Ivoire)
	: M. MORON Vincent	Maître de Conférences	AMU (Marseille/France)
Examineur	: M. ZAHIRI Eric-Pascal Gboagblé	Maître de Conférences	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Directeur	: M. OCHOU Abé Delfin	Professeur Titulaire	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Co-directeur	: M. JANICOT Serge	Directeur de recherche	LOCEAN/IRD (Paris/France)

Unité de recherche :

Laboratoire de **P**hysique de l'**A**tmosphère et de **M**écanique des **F**luides



Université Félix Houphouët Boigny



Unité de Formation et de Recherche - Science
des Structures de la Matière et de Technologie

Année universitaire
2019-2020

N°d'ordre : 2337/2020

THESE

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ FÉLIX HOUPHOUËT BOIGNY

Mention :

Physique

Spécialité :

Physique de l'Atmosphère

Présentée par :

FAMIEN Adjoua Moïse Landry

Sur le thème :

**ANALYSE DE LA VARIABILITÉ DÉCENNALE ET DU CHANGEMENT
CLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST À L'AIDE DES PRODUITS
CMIP5 - APPLICATION À L'ESTIMATION DES RENDEMENTS
AGRICOLÉS À LA FIN DU SIÈCLE**

Soutenue le mercredi 23 septembre 2020

Devant le jury composé de :

Président	: M. KOBÉA Toka Arsène	Directeur de recherche	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Rapporteurs	: M. BOUO Bella Djézia François-Xavier	Maître de Conférences	UNA (Abidjan/Côte d'Ivoire)
	: M. MORON Vincent	Maître de Conférences	AMU (Marseille/France)
Examineur	: M. ZAHIRI Eric-Pascal Gboagblé	Maître de Conférences	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Directeur	: M. OCHOU Abé Delfin	Professeur Titulaire	UFHB (Abidjan/Côte d'Ivoire)
Co-directeur	: M. JANICOT Serge	Directeur de recherche	LOCEAN/IRD (Paris/France)

Unité de recherche :

LABoratoire de **P**hysique de l'**A**tmosphère et de **M**écanique des **F**luides

Table des matières

Table des matières	i
Remerciements	ix
Résumé	xi
Abstract	xiii
Liste des abréviations	xv
Table des figures	xvii
Liste des tableaux	xxx
Introduction générale	1
Première partie : Synthèse bibliographique et méthodologie	5
1 Variabilité et changement climatique en Afrique de l’ouest – Enjeux et état de l’art	7
1.1 Circulation atmosphérique générale	8
1.1.1 Le système climatique	8
1.1.2 La circulation de Hadley	9
1.1.3 La circulation de Walker	10
1.2 Le changement climatique	10
1.2.1 Les variations paléo-climatiques	10
1.2.2 Variations climatiques récentes	11
1.2.3 Influence des tendances de facteurs de variabilité climatique sur la température moyenne globale	14
1.2.4 La modélisation du climat	16
1.2.5 Le 5 ^{ème} rapport du GIEC et le projet CMIP5	18
1.2.6 Évolution du climat présent dans les modèles CMIP5	19
1.2.7 Évolution du climat futur dans modèles CMIP5	20
1.3 La Mousson d’Afrique de l’Ouest (MAO) : climat moyen, variabilités et impacts .	21
1.3.1 Région d’étude	21
1.3.2 Variabilité pluviométrique décennale à multi-décennale	28
1.3.3 Projections du climat sur l’Afrique de l’Ouest	38
1.3.4 Impacts sur l’agriculture en Afrique de l’Ouest	41
2 Données et méthodes d’analyse	45
2.1 Données utilisées	46
2.1.1 Les observations et réanalyses	46
2.1.2 Les modèles du projet CMIP5	48
2.1.3 Modélisation agronomique : le modèle SARRA-O	49

2.2	Méthodes d'analyse statistique	51
2.2.1	Prétraitement des données d'entrée	51
2.2.2	L'analyse spectrale	53
2.2.3	Approches linéaires	55
2.2.4	Approches non-linéaires	58
2.2.5	Approches multi-modèles	59
2.2.6	Présentation de la méthode statistique de correction de biais	62

Deuxième partie : Forçages océanique et atmosphérique pour l'étude de la mousson **67**

3 Étude des relations MAO - état de surface dans les observations aux échelles décennale et long-terme et validation des simulations CMIP5 **69**

3.1	Les précipitations ouest-africaines	70
3.2	Modes de variabilité océaniques et précipitations en Afrique de l'ouest	71
3.2.1	Décomposition en valeurs singulières	72
3.2.2	Analyse en composantes principales	77
3.2.3	Synthèse	83
3.3	Rôle de la DTS et la DTA ¹ en été sur les précipitations ouest africaines	83
3.4	Validation des modèles couplés	87
3.4.1	La circulation atmosphérique	87
3.4.2	Les champs de pluies	89
3.4.3	Les champs de température	92
3.4.4	Les modes de variabilité océanique	94
3.4.5	La dépression thermique saharienne (DTS) et d'Arabie (DTA)	104
3.4.6	Fraction de variance dans les bandes décennale et long-terme	107
3.4.7	Conclusion partielle	108
3.5	Synthèse du chapitre	110

4 Rôle du forçage océanique dans la variabilité décennale de la MAO dans les simulations CMIP5 **111**

4.1	Relations entre les modes océaniques et les précipitations sahéliennes dans les simulations de contrôle en été à l'échelle décennale	112
4.1.1	La dérive des modèles couplés	112
4.1.2	La décomposition en valeurs singulières	115
4.1.3	Synthèse	121
4.1.4	Modes océaniques et réponses atmosphériques	121
4.1.5	Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations	131
4.1.6	Synthèse sur les simulations de contrôle	137
4.2	Relations entre les modes océaniques et les précipitations sahéliennes dans les simulations historiques en été à l'échelle décennale	138
4.2.1	La décomposition en valeur singulière	138
4.2.2	Modes océaniques et réponses atmosphériques	140
4.2.3	Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations	148
4.2.4	Synthèse sur les simulations historiques	151
4.3	Téléconnexions SST-MAO simulées dans les simulations au printemps et en automne à l'échelle décennale	152
4.3.1	Influence de l'AMO sur la MAO	152

1. Voir la définition dans le texte

4.3.2	Influence de l'IPO sur la MAO	154
4.3.3	Influence de l>IDV sur la MAO	158
4.3.4	Synthèse sur les simulations de printemps et d'automne	160
4.4	Synthèse du chapitre	161
5	Rôle du forçage atmosphérique continental dans la variabilité décennale de la mousson ouest-africaine dans les simulations CMIP5 en été	165
5.1	Influence du forçage atmosphérique continental sur la variabilité de la mousson ouest-africaine	167
5.1.1	Influence de la DTS et de la DTA sur la MAO dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale	167
5.1.2	Influence de la DTS sur la variabilité de la MAO dans les simulations historiques à l'échelle décennale	170
5.1.3	Influence de la DTA sur la variabilité décennale de la MAO dans les simulations historiques à l'échelle décennale	173
5.1.4	Conclusion partielle	174
5.2	Structures de régressions partielles sur l'indice de la DTS et de la DTA	175
5.2.1	Régression partielle sur l'indice décennal de la DTS	175
5.2.2	Régressions partielles sur l'indice décennale de l'indice DTA	176
5.2.3	Conclusion partielle	178
5.3	Régressions partielles sur les indices de précipitations sahéliens	178
5.4	Synthèse du chapitre	182
	Troisième partie : Projection climatique et impact sur le rendement agricole	185
6	Évolution long-terme de la MAO dans les projections climatiques	187
6.1	Introduction	188
6.2	Téléconnexion entre la MAO, les SST et la dynamique atmosphérique sur la période historique	189
6.2.1	Décomposition en valeurs singulières	192
6.2.2	Classification des structures hétérogènes SVD de précipitations	192
6.3	Téléconnexion entre la MAO, les SST et la dynamique atmosphérique sur les projections climatiques	195
6.3.1	Décomposition en valeurs singulières	196
6.3.2	Classification des structures hétérogènes de précipitations issues du principal mode de covariabilité	201
6.3.3	Synthèse	207
6.4	Tendance dans les événements extrêmes de précipitations et relation avec certains facteurs de forçage à l'échelle régionale en été	209
6.4.1	Évolution des extrêmes pluviométriques sur le Sahel dans les modèles CMIP5	209
6.4.2	Relation entre les extrêmes de précipitations et les facteurs de forçage	211
6.4.3	Synthèse	214
6.5	Synthèse du chapitre	217
7	La correction de biais statistique et son impact sur les rendements agricoles en Afrique l'ouest	219
7.1	ARTICLE : A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method – a contribution to agricultural impact studies	220
7.1.1	Résumé de l'article	220
7.1.2	L'article en intégralité	221
7.2	Travail complémentaire	248
7.2.1	Dépendance entre la température et les précipitations sahéliennes	248

7.2.2	Les projections climatiques	248
7.2.3	La production de la 2 ^{ème} base de données corrigées en utilisant les données de référence EWEMBI	252
7.2.4	Exemples d'applications	252
7.3	Synthèse du chapitre	254
	Conclusion générale et perspectives	257
	Références bibliographiques	263
	Annexes	277

A ma mère...

“Les qualités pour réussir dans la science ? La santé d’abord, c’est important parce que physiquement il faut tenir le coup. Il faut de l’enthousiasme et il faut réussir à la communiquer. Il faut avoir le courage d’aller au bout des choses. Notre métier, ce n’est pas seulement de découvrir, il faut aussi avoir le courage d’écrire, de publier. Beaucoup de gens savent commencer mais ne savent pas finir. Il faut être persévérant.”

Pascale Cossart
Chercheuse et Lauréate du prix Hélène Rubinstein pour la science.

REMERCIEMENTS

Ce manuscrit marque l'achèvement d'une longue période pendant laquelle j'ai pu apprécier l'aide, les encouragements et le soutien d'un grand nombre de personnes, que ce soit en les côtoyant quotidiennement ou en les croisant au détour d'un couloir. A vous tous, je voudrais vous exprimer toute ma gratitude.

Ce travail de thèse a bénéficié dans un premier temps du soutien de l'Ambassade de France en Côte d'Ivoire à travers sa bourse de coopération (SCAC) qui m'a permis de démarrer mes travaux de thèse, puis du projet AMMA-2050 qui a permis de financer tout mon séjour en France et mes participations aux différents séminaires et conférences.

Je voudrais tout d'abord remercier mes encadrants, Docteur Serge JANICOT et Professeur Abé Délfín OCHOU, qui m'ont guidés tout au long de cette thèse. Merci à tous les deux pour votre disponibilité pendant ces longues années où j'ai pu vous faire part de mes résultats, poser mes nombreuses questions, et où vous avez su me communiquer de nouvelles directions. Je remercie particulièrement le Professeur Abé Délfín OCHOU de m'avoir accepté dans son équipe et de m'avoir soutenu tout au long de la thèse. Je voudrais surtout dire un grand merci à Docteur Serge JANICOT pour sa patience, sa disponibilité et ton enthousiasme qui ont guidé mes premiers pas dans le monde de la recherche et aussi pour son soutien aussi bien financier que moral pendant toutes ces périodes difficiles que j'ai traversées. C'est en partie grâce à vous que j'ai eu toute la force nécessaire pour terminer cette thèse. Je voudrais encore vous exprimer, toute ma reconnaissance et j'espère vivement que nous continuerons de travailler ensemble dans les années à venir.

Je voudrais également dire merci au Professeur Paul ASSAMOÏ, ex-Directeur du Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et Mécanique des Fluides (LAPA-MF), de m'avoir accepté dans ce laboratoire et d'avoir grandement participé à ma formation durant mon cursus universitaire.

Je voudrais aussi remercier M. Arsène KOBÉA, Directeur du LAPA-MF pour sa grande disponibilité, ses encouragements et conseils.

Je remercie également le jury de cette thèse d'avoir accepté cette lourde tâche celle d'examiner les 300 pages de ce mémoire malgré les contraintes de temps. Je voudrais particulièrement exprimer ma reconnaissance aux Professeurs Vincent MORON et BOUO Bella Djézia François-Xavier pour leurs remarques, questions constructives et votre intérêt pour ces travaux.

Cette thèse doit aussi beaucoup au climat dans lequel j'ai eu la chance d'évoluer pendant cette période de thèse. Je voudrais exprimer toute ma gratitude à Anne-Marie LEZINE puis à Jean-Benoît CHARRASSIN de m'avoir accueilli au sein du Laboratoire d'Océanographie et du Climat Expérimentations et Approches Numériques (LOCEAN). Merci à toute l'équipe de l'administration pour sa bonne humeur. Merci tout particulièrement à Eric Furlon, Céline Le Helley et Dany Thomas pour leur disponibilité et de m'avoir accompagné dans la gestion de mes

démarches administratives.

Je voudrais aussi remercier Mathieu Vrac avec qui j'ai travaillé sur la correction de biais. Un grand merci à Benjamin Sultan pour les périodes de travail sur les simulations d'impact. Je n'oublie pas aussi Dimitri Defrance et Thomas Noël avec qui j'ai passé du temps sur ces questions. Merci à vous !

Je voudrais remercier tout l'ensemble du LAPA-MF pour son accueil. A tous les enseignants-chercheurs, chercheurs et personnels administratifs qui ont contribué à mon initiation à la recherche scientifique, je vous dis merci. Je voudrais remercier Professeur Angora AMAN, Professeur Yves KOUADIO, Professeur Doumbia VAFI, Professeur Olivier OBROU. Je voudrais particulièrement dire merci à mon équipe de recherche dirigée par Professeur Abé Delfin OCHOU : Professeur Eric-Pascal ZAHIRI, Dr Ibrahim BAMBA, Dr Modeste KACOU, Dr Augustin KADJO, Dr Bakary BAMBA et tous les doctorants. J'exprime ma reconnaissance à Professeur Eric-Pascal ZAHIRI et à Docteur Eric-Michel ASSAMOI pour leurs conseils avisés et les différents efforts consacrés pour ma promotion de thèse et moi particulièrement. Vous avez été mes sources de motivations, soyez remerciés pour cela. Merci également aux Docteurs Fidèle YOROBA, Benjamin KOUASSI, Elysée TOUALY, Kouakou KOUADIO, Sandrine DJAKOURE, Adama BAMBA, Evelyne TOURE, Alima DAJUMA, Samuel LADJI, Dieudonné DIBY, Julien BAHINO et Sékou KEITA.

J'ai une pensée particulière pour mes frères Maurin Pierre ZOUZOUA, YOUAN Bi Tra Jean Claude et Joel Fabrice N'GUESSAN. Chers frères merci d'avoir été présents à mes côtés. Nous savons tous les expériences inoubliables que nous avons traversées. Aux Doctorants du LAPA-MF, j'exprime ma gratitude pour votre solidarité pendant tout ce parcours. Un grand merci aux doctorants Madina DOUMBIA, Kouadio N'GUESSAN, Appoline YAPI, Esther OCHO, Money OSSOHOU, Kassamba DIABY, Mohamed DIABY, Kouacou BOSSON.

Je voudrais remercier aussi tous les doctorants et post-doctorants avec qui j'ai partagé le bureau : Pierre-Honoré, Lala Kounta, Marion Lebrun, Marie-Jeanne Sambou. Une reconnaissance particulière à Youssouph Sané et à M'Baye Cheick pour mes débuts à Paris et au LOCEAN. Merci à vous !

Je voudrais à cette étape faire part de ma reconnaissance à ma famille parisienne. Celle qui m'a accueillie et accompagnée lors de mes premiers pas sur Paris tout particulièrement, Amy KARABOUE, Elodie ASSOUAN, Nadia BEUGRE, Martin BOSSOH, DIABY, Leslie, Monsieur Coulibaly, Sonia KONE et les Jumelles Yasmine et Misaki, mon oncle KOUAME Marcelin, sa femme et les jumeaux (Evan et Christelle). Votre bonne humeur et votre soutien m'ont accompagné tout au long de mon séjour.

Et pour terminer, l'essentiel..., Je voudrais dire merci à ma famille biologique pour son soutien. Je ne pourrai pas tous vous citer. Mais je tiens particulièrement à remercier mes deux pères Gnanvom FAMIEN et Ayemou FAMIEN, mes deux mères Asseman Bla Louise ATHE et Léontine FAMIEN, mes oncles et tantes. Merci d'avoir cru en moi, en mes capacités et merci pour vos prières. Maman Louise je sais à quel point tu étais impatiente de vivre ce moment là mais le destin en a décidé autrement. Merci de m'avoir porté en prière. Mes remerciements vont aussi à l'endroit de mes frères et sœurs, Hortense, Odile, Emma, Florence, François, Tina, Maxime, Eloukou, Nina, Elvire, Eloïse, David, Rebecca, Nelly, Prisca, Abraham, Serge, Sara, Marie-Rose, Marc, Adeline, Ruth et Régina.

RÉSUMÉ

La mousson ouest-africaine est caractérisée par une forte variabilité décennale et multi-décennale dont les impacts peuvent être catastrophiques sur les populations locales. Les facteurs avancés pour expliquer cette variabilité mettent à contribution le rôle des températures de surface de mer et la dynamique atmosphérique liée en particulier à la dépression thermique saharienne. Par ailleurs, l'émergence de l'empreinte du changement climatique sur la mousson ouest-africaine, liée à l'augmentation des émissions de gaz à effet de serre, met en jeu des effets régionaux (forçage radiatif sur la circulation atmosphérique saharienne) et des effets globaux (forçage radiatif sur les températures de surface de mer). Cette thèse aborde ces questions en confrontant les ensembles de simulations de contrôle et historiques de modèles de climat réalisées dans le cadre du projet CMIP5 et les données d'observations sur le 20^{ème} siècle.

A travers des analyses statistiques multivariées, il a été établi que les modes décennaux de variabilité océaniques (AMO, IPO et IDV) et la variabilité décennale de la dynamique atmosphérique saharienne influencent de façon significative la variabilité décennale des précipitations de mousson. Ces résultats suggèrent aussi l'existence d'un forçage externe d'origine anthropique qui vient se superposer à la variabilité décennale naturelle induisant une intensification du signal dans les simulations historiques par rapport aux simulations de contrôle. De plus, nous avons montré que la variabilité décennale des pluies au Sahel, une fois l'influence des modes océaniques éliminés, apparaît pilotée principalement, sur le Sahel central par l'activité de la dépression thermique d'Arabie, et pour le Sahel ouest par la structure de gradient méridien de température sur l'Atlantique intertropical.

Par ailleurs, l'évolution long-terme de la mousson ouest-africaine sur la période 1901-2099 se traduit dans les simulations climatiques par des structures de précipitations sur l'Afrique de l'ouest assez différentes d'un modèle à un autre, que l'on a regroupées en cinq catégories, pouvant être très différentes de la moyenne multi-modèle. Nous avons aussi montré dans ces projections climatiques une contribution de plus en plus accrue des pluies journalières extrêmes dans le cumul total des pluies, liée à une tendance à la hausse sur le 21^{ème} siècle de l'intensité des facteurs de forçage comme le cisaillement vertical du vent ou la quantité d'eau précipitable. Enfin, des corrections de biais ont été appliquées aux données journalières des modèles de climat et la sensibilité à différents jeux de données de référence a été démontrée. Puis les projections sur le 21^{ème} siècle de l'évolution des rendements agricoles ont été réalisées, montrant une baisse des rendements en Afrique de l'ouest à la fin du siècle.

Mots-clés : Mousson d'Afrique de l'Ouest, Variabilité décennale, Projections climatiques, Modes de variabilité océaniques, Dépression thermique saharienne, Corrections de biais, Modèle de climat, CMIP5.

ABSTRACT

The West African monsoon is characterized by high decadal and multi-decadal variability whose impacts can be catastrophic on local populations. The factors advanced to explain this variability put in competition the role of sea surface temperatures and atmospheric dynamics related in particular to Saharan Heat Low. In addition, the emergence of the climate change footprint on the West African Monsoon, linked to the increase in greenhouse gas emissions, involves regional effects (radiative forcing on the Saharan atmospheric circulation) and global effects (radiative forcing on sea temperatures). This thesis addresses these questions by comparing the sets of control and historical simulations of climate models carried out in the CMIP5 project with observational data from the 20th century.

Through multivariate statistical analyses, it has been established that decadal modes of ocean variability (AMO, IPO and IDV) and decadal variability of Saharan atmospheric dynamics significantly influence the decadal variability of monsoon rainfall. These results also suggest the existence of an external anthropogenic forcing that is superimposed on the natural decadal variability inducing signal intensification in historical simulations compared to control simulations. In addition, we have shown that the decadal variability of rainfall in the Sahel, once the influence of oceanic modes has been eliminated, appears to be driven mainly by the activity of the Arabian Heat Low in the central Sahel and by the meridional temperature gradient structure in the western Sahel over the intertropical Atlantic.

Moreover, the long-term evolution of the West African Monsoon over the period 1901-2099 is reflected in climate simulations by precipitation patterns over West Africa that are quite different from one model to another, which have been grouped into five categories, which may be very different from the multi-model average. We have also shown in these climate projections an increasing contribution of extreme daily rainfall to total rainfall accumulation, linked to an upward trend over the 21st century in the intensity of forcing factors such as vertical wind shear or the amount of precipitable water. Finally, bias corrections were applied to the daily climate model data and sensitivity to different reference data sets was demonstrated. Then the projections of the evolution of agricultural yields over the 21st century were made, showing a decline in yields in West Africa at the end of the century.

Keywords : West African Monsoon, Decadal variability, Climate projections, Ocean variability modes, Saharan thermal depression, Bias corrections, Climate model, CMIP5.

Liste des abréviations

1DD	One Degre Daily resolution
ACP	Analyse en Composantes Principales
AMMA	Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
AMV	Atlantic Multidecadal Variability
AR	Assessment Report
CDF	Cumulative Distribution Function
CDO	Climate Data Operator
CHA	Classification Hiérarchique Ascendante
CIRAD	Centre de coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement
CLIVAR	CLImate VARIability and predictability
CMIP5	Coupled Model Intercomparaison Project phase 5
CRU	Climate Research Unit
DFID	Departement For International Developpement
DTS	Dépression Thermique Saharienne
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENIAC	Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer
ENSO	El Nino Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
FAR	First Assessment Report
FCFA	Future Climate For Africa
FFT	Fast Fourier Transform
FIT	Font Inter-Tropical
GCM	Global Circulation Model
GDHY	Global Dataset of Historical Yields
GEOS	Goddard Earth Observing System
GIEC	Groupe d'Expert Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
IDV	Indian Decadal Variability
IFS	Integrated Forecasting System
IOB	Indian Ocean Basin mode
IPO	Inter-decadal Pacific Oscillation
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISIMIP	Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project
JEA	Jet d'Est Africain
JET ou TEJ	Jet d'Est Tropical
JOST	Jet d'Ouest Sub-Tropical

LLAT	Low-Level Atmospheric Thickness
MAO	Mousson d’Afrique de l’Ouest
MCA	Maximum Covariance Analysis
MOS	Model Output Statistic
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCL	NCAR Command Language
NERC	Natural Environment Research Council
PCMDI	Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison
PDO	Pacific Decadal Oscillation
RCP	Representative Concentration Pathways)
RSOI	Reduced Space Optimal Interpolation
SAR	Second Assessment Report
SARRA-O	Système d’Analyse Régionale des Risques Agroclimatologiques Version O
SCF	Squared Covariance Fraction
SHL	Saharian Heat Low
SPM	Supplementary for PolicyMakers
SRES	Special Reports on Emission Scenarios
SSR	Singularity Stochastic Removal
SST	Sea Surface Temperature
SVD	Singular Value Decomposition
TAR	Third Assessment Report
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
UNFCCC	United Nations Framework Convention on Climate Change
WAHL	West Afria Heat Low
WCRP	World Climate Research Programm
ZCIT	Zone de Convergence Inter-Tropical

Table des figures

1	Indice de précipitation issu de la moyenne géographique sur différents domaines pour les observations CRU pour trois saisons (AMJ, JAS et OND) sur le SAHEL (10° N-20° N ;19.5° W-10° E). La courbe bleue représente la donnée d'origine, la courbe rouge le signal décennal, la courbe verte la tendance non linéaire et la courbe noire représente la tendance linéaire.	1
1.1	Composantes du système climatique, processus et interactions (Cf. Figure 1.1 Stocker <i>et al.</i> , 2013).	8
1.2	Moyenne zonale de la fonction de courant méridienne pour les quatre saisons (DFJ, MAM, JJA et SON). Les couleurs jaune à orange correspondent à des circulations dans le sens antihoraire, tandis que les couleurs verte à violet correspondent à des circulations dans le sens horaire.	9
1.3	Schéma illustrant la circulation de Walker le long de l'équateur. Les branches d'ascendance provoquent des précipitations dans les zones indiquées (WET). Les branches de subsidence entraînent des conditions sèches dans les zones indiquées (DRY) Oliver (2005).	10
1.4	Évolution des paramètres orbitaux et des marqueurs pendant les 800 000 dernières années : (a) pour l'excentricité, (b) pour l'obliquité, (c) pour la précession, (d) pour la concentration de gaz carbonique (CO ₂) dans l'atmosphère, (e) pour les SST tropicales, (f) pour la température de l'Antarctique, (g) pour l'isotope 18 d'oxygène, (h) pour le niveau de la mer. (Voir la Figure 5.3 Stocker <i>et al.</i> , 2013, pour plus de détails).	11
1.5	Évolution de la température moyenne de surface de l'Hémisphère Nord depuis les 2000 dernières années. Les bandes de couleurs violette représentent la période du Moyen Age (MCA) et la période du 20 ^{ème} siècle (20C) et la bande bleue représente la période du Petit Age Glaciaire (LIA). Les courbes rouge/bleue représentent les modèles forcés par une forte/faible variabilité solaire. Les courbes épaisses représentent les moyennes multi-modèles. La bande grise représente la dispersion des différentes reconstructions. Les anomalies de températures ont été calculées par rapport à la moyenne climatologique 1500-1850. (Voir Figure 5.8a Stocker <i>et al.</i> , 2013).	12
1.6	(a) Anomalies observées de températures moyennes en surface, combinant les terres émergées et les océans, de 1850 à 2012 issues de trois jeux de données (Had-CRUT4, GISS et NCDC MLOST). Les anomalies ont été calculées par rapport à la moyenne climatologique 1901-2012. (b) Carte d'évolution de la température en surface observée entre 1901 et 2012, dérivée des tendances de températures déterminées par régression linéaire de la base de données GISS (Voir Figure SPM.1 Stocker <i>et al.</i> , 2013).	13
1.7	Carte d'évolution des précipitations entre 1901 et 2010 et entre 1951 et 2010 issue des tendances de précipitations déterminées par régression linéaire de la base de données du GPCC (Voir Figure SPM.2 Stocker <i>et al.</i> , 2013).	13

1.8	(a) Evolution de la moyenne globale du contenu thermique de l’océan superficiel (0-700 m) aligné par rapport à 2006-2010, et par rapport à la moyenne de tous les ensembles de données pour 1970. (b) Niveau moyen des mers par rapport à la moyenne 1900-1905 de l’ensemble de données le plus long, avec tous les ensembles de données alignés par rapport à 1993 (la première année de données d’altimétrie par satellites). Toutes les séries chronologiques (courbes de couleur représentant différents ensembles de données) indiquent des valeurs annuelles et, lorsqu’elles sont estimées, les incertitudes sont représentées par des zones de différentes couleurs (Voir Figure SPM.3 Stocker <i>et al.</i> , 2013).	14
1.9	Intervalles probables et leurs valeurs médianes des tendances attribuables au réchauffement sur la période 1951-2010 dues aux gaz à effet de serre (GHG), forçages anthropiques combinés (ANT), autres forçages anthropiques (OA), forçages naturels (NAT) et à la variabilité interne (Internal Variability) Voir Figure 10.5 Stocker <i>et al.</i> (2013).	15
1.10	Schéma conceptuel de fonctionnement d’un modèle numérique (Voir Figure 2 Edwards, 2011).	16
1.11	Evolution des modèles climatiques au cours du temps. Les couleurs montrent les composantes prises en charge dans le couplage et la taille des cylindres représente l’augmentation de la complexité et la gamme des processus avec le temps (a). Illustration de la topographie européenne actuelle avec une résolution de 87.5×87.5 km(b); (c) identique à (b) mais pour une résolution de 30×30 km. Notez que pendant la même période, la résolution horizontale et verticale a considérablement augmenté, par exemple pour les modèles spectraux de T21L9 (résolution horizontale d’environ 500 km et 9 niveaux verticaux) dans les années 1970 à T95L95 (résolution horizontale d’environ 100 km et 95 niveaux verticaux). (Cf. Figure 1.13 et Figure 1.14 Stocker <i>et al.</i> , 2013).	17
1.12	Schéma synthétique des expériences réalisées dans l’exercice du CMIP5 pour l’expérience sur le long-terme (à droite) et pour les expériences à court-terme (à gauche) (Taylor <i>et al.</i> , 2012).	19
1.13	Anomalies et moyenne annuelle de la température de surface globale issues des observations et des modèles de climat. Toutes les anomalies ont été calculées par rapport à la période de référence 1961-1990. Les lignes verticales grises représentent les dates des éruptions volcaniques majeures. La courbe rouge (épaisse) représente la moyenne multi-modèle, les courbes noires (épaisses) représentent les trois jeux de données d’observations (HadCRUT4, GISTEMP et MLOST). Les courbes représentent les simulations individuelles de chaque modèle de climat. (Voir Figure 9.8a de Stocker <i>et al.</i> , 2013, pour plus de détails).	20
1.14	Moyenne multi-modèle de la température moyenne globale de 1950 à 2010 issues des simulations historiques (courbe noire), RCP2.6 (courbe bleue) et RCP8.5 (courbe rouge). Les anomalies ont été obtenues par rapport à la moyenne climatologique 1986-2005. Le nombre de modèles utilisés pour le calcul de la moyenne multi-modèle est indiqué sur la figure en couleur rouge. (Voir Figure SPM.7 de Stocker <i>et al.</i> , 2013, pour plus de détails).	21
1.15	Structure spatiale des projections futures (2081-2100) issues des RCP2.6 et RCP8.5 : (a) de température de surface et (b) de précipitation. Le changement a été calculé relativement à la moyenne climatologique 1986-2005. (Voir Figure SPM.8 de Stocker <i>et al.</i> , 2013, pour plus de détails).	22
1.16	Situation géographique de l’Afrique de l’Ouest.	23
1.17	Carte topographique de l’Afrique de l’Ouest.	23

1.18	Cumul pluviométrique annuel (en mm) en moyenne calculée sur la période 1901-2012 à partir des données mensuelles de précipitations du CRU (Climate Research Unit).	24
1.19	Cumul moyen de précipitations (1901-2012) en Afrique de l'Ouest pour quatre saisons (JFM, AMJ, JAS et OND) obtenu à partir des données mensuelles CRU.	25
1.20	Schéma conceptuel représentant les éléments clés de la mousson africaine. Les courbes du bas représentent les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique (Cf. Figure 2.6 Peyrille, 2006).	26
1.21	Circulation de basses couches de la mousson en Afrique de l'Ouest en janvier (a) et juillet (b). Les flèches représentent la direction du vent horizontal à 925hPa. Les isolignes bleues représentent le vent méridional. L'isoligne zéro (gras) a été choisie pour délimiter la position moyenne du FIT. La pluviométrie est ajoutée en couleur bleue.	27
1.22	(a) Indice de l'AMO défini comme la moyenne géographique des SST sur l'océan Atlantique Nord (0-60° N ; 7.5° E-75° W). (b) Structure spatiale de l'AMO obtenue par régression linéaire des SST de l'océan Atlantique Nord sur l'indice de l'AMO. Voir Figure 1 Ba <i>et al.</i> (2014).	29
1.23	(a) Indice de l'IPO défini comme la première composante principale issue de l'EOF des anomalies filtrées de SST sur l'océan Pacifique (entre 45° S et 60° N). (b) Structure spatiale de l'IPO obtenue par régression linéaire des SST globales sur l'indice de l'IPO. Voir Figure 1 Villamayor et Mohino (2015).	31
1.24	(a) Première composante principale issue de l'EOF des anomalies filtrées de SST sur l'océan Indien (entre 30° S et 30° N ; 40° -120° E) après retranchement de la tendance linéaire. (b) Série temporelle associée à l>IDV (en rouge), à l'IPO (en noir) et courbe des corrélations glissantes sur 21 ans entre l'indice de l>IDV et l'IPO (en bleu). Voir Figure 1 Dong et McPhaden (2017).	32
1.25	Fréquence moyenne mensuelle du LLAT (en couleur) et du vent à 925hPa. Les contours bleus indiquent la zone de convergence horizontale de valeur $8.10^{-6}s^{-1}$ à 925hPa et les lignes noires présente la position du plus faible géopotentiel à 925hPa entre l'équateur et 28° N (indicatif du FIT). Voir Figure 4 Lavaysse <i>et al.</i> (2009).	33
1.26	(a) Tendance linéaire des pluies observées sur le Sahel en été. (b) Evolution du nombre de station sur le Sahel en fonction du temps. (c) Série temporelle des anomalies de précipitations sahéliennes (10° -20° N, 20° W-10° E) non filtrées (pointillés) issues de trois jeux de données d'observations et leurs tendances linéaires associées. Les anomalies sont calculées en référence à la période 1979-1998. (Voir Biasutti, 2013).	36
1.27	Tendance linéaire des pluies estivales dans les simulations historique (a) et RCP8.5 (b) en mm/jour. Les boîtes rectangles indiquent le Sahel. (c) Séries temporelles des pluies sur le Sahel en été pour les observations (courbe rouge) et les modèles (courbes bleues). Les courbes grisées représentent les modèles individuels. La courbe épaisse bleue représente le multi-modèle et les deux autres courbes bleues, la dispersion correspondant à un écart-type. (Voir Biasutti, 2013).	39
1.28	Les grandes familles de méthodologies de descente d'échelle statistique.	42
1.29	Structure du projet AMMA-2050.	43
2.1	Anomalie de température sur le Sahara en été (JAS) pour : les données brutes (courbe noire), le signal décennale (courbe verte), la tendance long-terme (courbe rouge) et la tendance linéaire (courbe bleue).	55

2.2	A gauche : Relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , l'erreur quadratique centrée E' et les écart-types σ_f et σ_r . A droite : Diagramme de Taylor (Cf. Figure 2, Taylor, 2001).	61
2.3	Description sommaire de l'approche positive (SSR). $P_0(M)$ et $P_0(ref)$ représentent respectivement les probabilités d'obtention de précipitation nulle dans le modèle et dans les données de référence; th est le seuil sélectionné (th est inférieur au minimum observé et modélisé des valeurs strictement positives). La ligne grise correspond à la fonction de distribution cumulative des simulations du modèle et la ligne noire à celle des données de référence. Cette figure est tirée de Vrac <i>et al.</i> (2016) Figure 1.	64
3.1	Indices de précipitation issu de la moyenne géographique sur différents domaines pour les observations CRU sur trois saisons (AMJ, JAS et OND). Les différents domaines sont définis par les coordonnées suivantes : WEST-AFRICA (1.4° N-23.5° N;19.5° W-22.5° E), SAHEL (10° N-20° N;19.5° W-10° E), GUICOST (3° N-10° N;19.5° W-10° E). La courbe bleue représente les données d'origine, la courbe rouge le signal décennal, la courbe verte la tendance long-terme non linéaire et la courbe noire représente la tendance linéaire.	71
3.2	Idem que la Figure 3.1 mais pour le SAHEL-EST (10° N-20° N;19.5° W-10° W) et le SAHEL-OUEST (10° N-20° N;0° -10° E).	71
3.3	Composantes principales (à gauche) issues du premier mode de variabilité de la SVD sur la période 1901-2005 pour trois saisons, cartes homogènes des SST globales (au milieu) et hétérogène des précipitations du CRU (à droite). La courbe bleue indique la CP des SST et la courbe rouge, la CP des précipitations. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies long-terme de SST globales et de précipitations sur l'Afrique de l'ouest (19.5° W-22.5° E; 1.4° -23.5° N). Les pointillés indiquent les zones où la structure de SVD est significative à 95% (test de Monte Carlo).	73
3.4	Idem que le Figure 3.3 mais en utilisant les anomalies décennales de SST globales et de précipitations ouest-africaines.	73
3.5	Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l'Atlantique nord (75° W-10° E; 0° -60° N).	74
3.6	Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l'Atlantique tropical (74° W-10° E; 30° S-30° N).	75
3.7	Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST du Pacifique tropical (120° E-74° W; 30° S-30° N).	75
3.8	Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l'océan Indien (46° E-120° E; 30° S-20° N).	76
3.9	Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l'océan Atlantique nord pour le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND) des années 1901-2005.	77
3.10	Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l'océan Pacifique pour le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND) des années 1901-2005.	78
3.11	Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l'océan Indien pour le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND) des années 1901-2005.	79

3.12	Régression sur l'indice de l'AMO observé des champs d'anomalies décennales (a-c) de température de surface océanique ($^{\circ}\text{C}$ par écart-type); (d-f) de potentiel de vitesse ($10^6\text{m}^2/\text{s}$ par écart-type) et du vent divergent (vecteurs en m/s par écart-type) à 200hPa; (g-i) de même à 850hPa; (j-l) du champ de vent superposés à l'humidité spécifique à 925hPa (10^{-4}kgkg^{-1} par écart-type); les contours représentent les champs de régression de la pression du niveau de la mer (Pascal par écart-type); et (m-o) de précipitations (mm/jour par écart-type). Les données HadISST ont été utilisées pour les SST et ERA20C pour le vent et le potentiel de vitesse. Les pointillés indiquent les zones où les structures de régression de SST et de précipitation sont significatives à 95% (test de Monte Carlo).	80
3.13	Idem que Figure 3.12 mais pour l'indice de l'IPO.	81
3.14	Idem que Figure 3.12 mais pour l'indice de l>IDV.	82
3.15	(a) Indices décennal (courbe rouge) et long-terme (courbe verte) de la dépression thermique saharienne (DTS) en été pour les données ERA20CM obtenus par moyenne géographique de la température à 850hPa sur la boîte $7^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$; $20^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$. Carte de régression de la température de surface (b et e), des champs de précipitation en mm/jour par écart-type (c et f) et d'humidité spécifique à 925hPa en 10^{-4}kgkg^{-1} par écart-type (d et g) sur l'indice de la DTS. Les vecteurs indiquent la climatologie du vent horizontal à 925hPa (b et e) et les structures de régressions des champs de vent sur l'indice de la DTS (d et g). Les contours verts et rouges indiquent respectivement la climatologie des températures de surface à 2 mètres et les structures de régression de la pression du niveau de la mer sur l'indice de la DTS.	84
3.16	Idem que la Figure 3.15 mais pour l'indice de la DTA.	86
3.17	Coupe latitude-pression de la vitesse verticale (Pa/s) en couleurs et du vent zonal (m/s) en contours, en moyenne climatologique et zonale sur quatre saisons, pour les données ERA-Interim (1 ^{ère} ligne) et pour la moyenne multi-modèle (2 ^{ème} ligne) sur un ensemble de 29 modèles de climat CMIP5. La moyenne a été calculée sur la période 1979-2005 et sur la bande de longitude $15^{\circ}\text{W}-15^{\circ}\text{E}$	87
3.18	(a) Champs de vents moyens à 925hPa sur la période 1979-2005 dans les données ERA-Interim et pour la moyenne multi-modèle sur quatre saisons. (b) Champs de vents moyens à 600hPa. (c) Champs de vents moyens à 200hPa.	88
3.19	Climatologie (en mm/jour) des champs de précipitations sur la période 1979-2005 pour les données CRU et la moyenne multi-modèle (MM) issue de 29 modèles de climat CMIP5 pendant les trois saisons, AMJ, JAS et OND. La dernière ligne présente la différence entre le multi-modèle et les données CRU.	90
3.20	Climatologie (en mm/jour) des champs de précipitations en JAS sur la période 1979-2005 pour les données CRU et les 29 modèles de climat CMIP5.	91
3.21	Diagramme de Taylor appliqué aux moyennes saisonnières (AMJ, JAS, OND) des champs de pluie sur la boîte $18^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$; $0^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$ obtenue à partir de 29 modèles de climat et de la moyenne multi-modèle sur la période 1979-2005. Les données sont comparées à la base de données CRU.	92
3.22	Climatologie des champs de température de surface à 2 mètres (en couleurs), de vent à 925hPa (vecteurs) et de la pression du niveau de la mer (contours) en JAS sur la période 1901-2005 pour les données ERA20CM et les 29 modèles de climat CMIP5.	93
3.23	Diagramme de Taylor appliqué aux champs de température sur la boîte $18^{\circ}\text{W}-50^{\circ}\text{E}/0^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$ obtenue à partir de 29 modèles de climat et de la moyenne multi-modèle sur la période 1979-2005. Les données sont comparées à la base de données ERA20CM.	94

3.24	Indice du réchauffement global obtenu à partir de la 1 ^{ère} EOF des anomalies long-terme de températures de surface globale des océans (180° W-180° E ; 44° S-60° N) pour les données HadISST, les 29 modèles et la moyenne multi-modèle en JAS sur la période 1901-2005. Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice du réchauffement global. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies long-terme non standardisées de SST sur l'indice du réchauffement global. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl <i>et al.</i> , 2007)	95
3.25	Spectre de variance de l'indice de l'AMO pour les observations (diagramme en bande) et pour les modèles CMIP5 (marqueurs) en JAS pour les simulations de contrôle (à gauche) et les simulations historiques (à droite).	97
3.26	Structures spatiales de SST en JAS 1901-2005 associées à l'indice de l'AMO pour les données HadISST et les simulations historiques de 29 modèles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l'indice de l'AMO. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies décennales non standardisées de SST sur l'indice de l'AMO. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl <i>et al.</i> , 2007).	99
3.27	Idem que la Figure 3.25 mais pour l'IPO.	100
3.28	Idem que la Figure 3.26 mais pour l'IPO.	100
3.29	Idem que la Figure 3.25 mais pour l>IDV.	102
3.30	Idem que la Figure 3.26 mais pour l>IDV.	102
3.31	Indice de la dépression thermique saharienne (DTS) et d'Arabie (DTA) en JAS 1901-2005 pour les données ERA40 et 29 modèles de climat utilisés dans l'exercice CMIP5. Les séries temporelles ont été obtenues par moyenne géographique de la température à 850hPa sur la boîte : 7° W-5° E ; 20° N-30° N pour DTS et 25° E-35° E ; 18° N-30° N pour DTA, et filtré à l'aide d'un filtre passe-bas de période de coupure 10 ans.	104
3.32	Spectre de variance de l'indice décennal de la DTS pour les observations (diagramme en bande) et pour les modèles CMIP5 (marqueurs) en JAS pour les simulations de contrôle (à gauche) et les simulations historiques (à droite).	105
3.33	Idem que la Figure 3.32 mais pour la DTA.	105
3.34	Structures spatiales de régression de la température à 2 mètres en JAS 1901-2005 des simulations historiques associées à l'indice de la DTS filtré sur 40 ans (signal long-terme). Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies long-terme non standardisées de la température à 2m sur l'indice de la DTS (couleurs). Les contours rouges indiquent les structures de régression sur l'indice de la DTA.	106
3.35	Idem que la Figure 3.34 mais pour le signal filtré sur 10 ans où la tendance linéaire a été retranchée avant le filtrage.	107
3.36	Classement des modèles à partir de leur performance sur six paramètres climatiques : les moyennes climatologiques sur l'Afrique de l'Ouest (18° W-20° E ; 0° - 25° N) des précipitations (RR), de la pression du niveau de la mer (SLP), les champs de régression issus des modes AMO (80° W-0° ; 0° -60° N), IPO (120° E-80° W ; 30° S-30° N), IDV (40° E-120° E ; 30° S-20° N) et de la DTS (7° W-5° E ; 20° N-30° N)..	109

4.1	Dérive en précipitation estimée par tendance linéaire sur toute la longueur de la série temporelle des simulations préindustrielles de contrôle.	113
4.2	Idem que la Figure 4.1 mais pour les températures de surfaces océaniques. . . .	114
4.3	Comparaison de la dérive en précipitation et celle des SST dans les modèles CMIP5. La comparaison est faite pour les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N) et 4 bassins océaniques : Global pour les champs de SST globales, Atlantique (74° W-10° E; 0° -60° N), Pacifique (120° E-74° W; 30° S-30° N), Indien (46° E-120° E; 30° S-20° N)	115
4.4	Comparaison entre la tendance dans les simulations historiques et la dérive des modèles en termes de précipitation et de SST. La comparaison est faite pour les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N) et 4 bassins océaniques : Global pour les champs de SST globales, Atlantique (74° W-10° E; 0° -60° N), Pacifique (120° E-74° W; 30° S-30° N), Indien (46° E-120° E; 30° S-20° N)	116
4.5	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en JAS pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues des 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies décennales de SST globale (180° W-180° E; 45° S-60° N) et de précipitations ouest-africaines (19.5° W-22.5° E; 1.4° N-23.5° N). Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).	120
4.6	Régression sur l'indice AMO des anomalies décennales de précipitations JAS (mm/jour par écart-type) pour les observations, les 29 modèles et la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl <i>et al.</i> , 2007).	122
4.7	Régression sur l'indice de l'AMO des anomalies filtrées de potentiel de vitesse en été (JAS) ($10^{-6}m^2/s$ par Standard Déviation) et les champs de vent divergent (vecteurs) à 200hPa (Figure 4.7) issue des simulations de contrôle préindustrielles de 29 GCMs.	124
4.8	Régression sur l'indice de l'AMO des anomalies filtrées d'humidité spécifique et les champs de vent à 850hPa issue des simulations de contrôle préindustrielles de 29 GCMs. Les contours rouges, celle de la pression du niveau de la mer.	125
4.9	Idem que la Figure 4.6 mais pour l'IPO.	126
4.10	Idem que la Figure 4.7 mais pour l'IPO.	128
4.11	Idem que la Figure 4.8 mais pour l'IPO.	129
4.12	Régression sur l'indice de l>IDV simulé des anomalies filtrées de précipitations en été (JAS) (mm/day par Standard Déviation).	130
4.13	Idem que la Figure 4.7 mais pour l>IDV.	132
4.14	Idem que la Figure 4.8 mais pour l>IDV.	133
4.15	Composite d'anomalies de précipitation en JAS de la différence entre AMO>0;IPO<0;IDV<0 (phase positive) et AMO<0;IPO>0;IDV>0 (phase négative) pour les données d'observations, les simulations de contrôle des 29 modèles et la moyenne multi-modèle.	134
4.16	Idem que la Figure 4.15 mais pour les composite d'anomalies de précipitation de la différence entre AMO>0;IPO>0;IDV>0 (phase positive) et AMO<0;IPO<0;IDV<0 (phase négative).	134

4.17	Fréquences d'occurrence en JAS des combinaisons AMO>0;IPO<0;IDV<0 (en rouge) et AMO<0;IPO>0;IDV>0 (en bleu) dans les observations et les simulations de contrôle. Ces occurrences sont représentées sous forme de fréquences relatives (la somme des barres rouge fait 100%, comme la somme des barres bleues). Le pourcentage indiqué sur chaque diagramme est la part cumulée des durées rouges et bleues sur la longueur totale de la série temporelle correspondante.	135
4.18	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations historiques issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies décennales de SST globale et les précipitations ouest-africaines (19.5° W-22.5° E; 1.4° N-23.5° N). Pour observations et les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).	139
4.19	Moyenne multi-modèle de la régression sur l'indice de l'AMO des anomalies décennales dans les observations (colonne de gauche), la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle (colonne du milieu) et des simulations historiques (colonne de droite) en JAS : (a-c) de SST en ° C par écart-type, (d-f) de potentiel de vitesse en 10 ⁻⁶ m ² /s par écart-type et de champs de vent (vecteurs) à 200hPa en m/s par écart-type, (g-i) de précipitations en mm/jour par écart-type et (j-l) d'humidité spécifique en 10 ⁻⁴ kg/kg par écart-type et de champs de vent (vecteurs) à 850hPa en m/s par écart-type. Les pointillés indiquent les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl <i>et al.</i> , 2007).	142
4.20	Diagrammes croisant (a) la moyenne des coefficients de régression des anomalies de précipitations sur le Sahel (18° W-10° E;10° N-20° N) en ordonnées et la moyenne des coefficients de régression des anomalies de SST de l'AMO (80° W-0° ;0° -60° N) en abscisse, pour chaque modèle (simulations de contrôle en points rouge et simulations historiques en point bleu) et pour les observations (point noir). Les lignes indiquent l'ajustement par une régression linéaire et le carré du coefficient de corrélation correspondant est indiqué. Les numéros indiquent les différents modèles (2 à 30), le numéro 1 pour l'observation. Les unités sont en mm/jour par écart-type et degré par écart-type. (b) Idem mais pour l'humidité spécifique sur le Sahel (10 ⁻⁴ kg/kg par écart-type). (c) Idem mais pour la différence de potentiel de vitesse à 200 hPa entre la zone 0° -25° N/20° W-20° E et la zone 30° S-30° N/180° E-120° E(10 ⁻⁶ m ² /s par écart-type). (d) Idem mais pour la composante zonale du vent à 850 hPa sur la zone 8° N-15° N/30° W-0° W(m/s par écart-type).	143
4.21	Idem que la Figure 4.19 mais pour l'IPO.	144
4.22	Idem que la Figure 4.20 mais pour l'IPO.	145
4.23	Idem que la Figure 4.19 mais pour l>IDV.	147
4.24	Idem que la Figure 4.20 mais pour l'IPO.	148
4.25	Composites d'anomalies de précipitation en JAS issus des observations et des moyennes multi-modèle des 29 GCMs des simulations de contrôle et historiques. 1 ^{ère} ligne : différence entre les phases AMO>0;IPO<0;IDV<0 et AMO<0;IPO>0;IDV>0; 2 ^{ème} ligne : différence entre les phases AMO>0;IPO>0;IDV>0 et AMO<0;IPO<0;IDV<0.	149
4.26	Occurrence en JAS des phases combinées AMO>0;IPO<0;IDV<0 (en rouge) et AMO<0;IPO>0;IDV>0 (en bleu) dans les observations et les simulations historiques. Ces occurrences sont représentées sous forme de fréquences relatives (la somme des barres rouge fait 100%, comme la somme des barres bleues). Le pourcentage indiqué sur chaque diagramme est la part cumulée des durées rouges et bleues sur la longueur totale de la série temporelle correspondante.	150

4.27	Régression des anomalies décennales de SST dans les observations (1 ^{ère} ligne), les moyennes multi-modèle des simulations de contrôle (2 ^{ème} ligne) et historiques (3 ^{ème} ligne) sur l'indice de l'AMO simulé sur le printemps et l'automne en °C par écart-type). Pour les observations, les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl <i>et al.</i> , 2007).	153
4.28	Idem que la Figure 4.27 mais pour les précipitations.	153
4.29	Régression des anomalies décennales de potentiel de vitesse ($10^{-6}m^2/s$ par écart-type) et de champs de vent divergent (vecteurs) à 200hPa (a), d'humidité spécifique (couleur), de champ de pression au niveau de la mer (isolignes rouge) et de champs de vent à 850hPa (b) dans les observations (1 ^{ère} ligne), les moyennes multi-modèle des simulations de contrôle (2 ^{ème} ligne) et historiques (3 ^{ème} ligne) sur l'indice de l'AMO simulé sur le printemps et l'automne.	155
4.30	Idem que la Figure 4.27 mais pour l'IPO.	156
4.31	Idem que la Figure 4.30 mais pour les précipitations.	156
4.32	Idem que la Figure 4.29 mais pour l'IPO.	157
4.33	Idem que la Figure 4.27 mais pour l>IDV.	158
4.34	Idem que la Figure 4.30 mais pour les précipitations.	159
4.35	Idem que la Figure 4.29 mais pour l>IDV.	160
5.1	Cartes de régression des anomalies décennales de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges) sur l'indice de la DTS pour les données d'observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été dans les simulations de contrôle.	167
5.2	Idem que Figure 5.1 mais pour la pression au niveau de la mer (contours rouge), et le géopotential (couleurs) et les champs de vent (vecteurs) à 925hPa.	168
5.3	Idem que Figure 5.1 mais pour l'humidité spécifique à 925hPa (couleurs), la pression du niveau de la mer (contours) et les champs de vent à 925hPa.	170
5.4	Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotential et de champs de vent à 925hPa et de pression au niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique et de champs de vent à 925hPa, pour les observations et les moyennes multi-modèles issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique). L'échelle de couleurs des précipitations est différente pour les observations.	171
5.5	Nuages de point des coefficients de régression sur l'indice de la DTS des anomalies de précipitation, d'humidité spécifique et de température de surface à 2 mètres moyennées sur le Sahel Nord (SAHEL_N :18° W-10° E;16° N-25° N), le Sahel Sud (SAHEL_S :18° W-10° E;10° N-15° N) et sur le domaine (DTS :7° W-5° E;20° N-30° N) pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l'ajustement linéaire de ces points.	172
5.6	Idem que la Figure 5.4 mais pour l'indice de la DTA.	173
5.7	Nuages de point des coefficients de régression des anomalies de précipitation, d'humidité spécifique et de température de surface à 2 mètres moyennées sur le Sahel (SAHEL :18° W-10° E;10° N-20° N) et sur le domaine (DTA :25° E-35° E;20° N-30° N) pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l'ajustement linéaire de ces points.	174

5.8	Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotential et de champs de vent à 925hPa et de pression du niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique et de champs de vent à 925hPa, après retranchement de l'AMO, pour les observations et les moyennes multi-modèles issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique).	175
5.9	Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotential à 925hPa, de champs de vent à 925hPa et de pression du niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique à 925hPa, de champs de vent à 925hPa due à l'AMO pour les observations et les moyennes multi-modèle issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique).	177
5.10	Idem que la Figure 5.8 mais pour l'indice de la DTA.	177
5.11	Cartes de régression des anomalies décennales de de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations et le multi-modèle issus de 29 modèles CMIP5 en été.	178
5.12	Cartes de régression des anomalies décennales de de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été après retranchement de l'AMO.	179
5.13	Cartes de régression des anomalies décennales de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 2 zones (SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations et la moyenne multi-modèle en été, sans retranchement des modes océaniques « noRes » (a et d), après retranchement de l'AMO « resAMO » (b et e), et après retranchement des trois modes océaniques « resAll » (c et f).	180
5.14	Idem que la Figure 5.13 mais pour les précipitations.	181
5.15	Nuages de point des coefficients de régression sur les indices de précipitations de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST), des anomalies de précipitation et de SST. Pour les précipitations, les champs de régressions ont été moyennés sur le Sahel, le Sahel-Est, le Sahel-Ouest. Pour les SST, les points ont été obtenus à partir de la différence entre la moyenne champs de régression de SST sur le domaine 80° W-10° E;10° N-30° N et celle du domaine 80° W-10° E;30° S-10° S pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l'ajustement linéaire de ces points.	181
5.16	Idem que la Figure 5.15 mais après retranchement de l'AMO.	182
6.1	Première Composante principale (CP) issue de la SVD long terme des précipitations (courbe rouge) et des SST (courbe bleue) en été 1901-2005. La SVD a été calculée avec les champs de précipitations sur le SAHEL (18° W-10° E; 10° -20° N) et les anomalies de SST globales dans les simulations historiques.	190
6.2	Structures homogènes de SST globales et hétérogènes de précipitations sur le Sahel issues de la SVD. Le rectangle bleu indique la boîte sahélienne. Les pointillés indiquent les zones où les structures de corrélations sont significatives à 95% à l'aide d'un test de significativité de Monte Carlo.	191
6.3	Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) réalisée à partir des structures hétérogènes de précipitations sahéliennes issues de la SVD.	193

6.4	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP des SST des anomalies long-terme de précipitations en été (JAS) (mm/jours par écart-type). Les observations ont été ajoutées.	193
6.5	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de température de surface océanique en été (JAS) (°C par écart-type). Les observations ont été ajoutées.	194
6.6	Idem que la Figure 6.4 mais pour le potentiel de vitesse à 200hPa (10-6m2/s par écart-type) et les champs de vents divergents à 200hPa.	195
6.7	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa (unité hPa / écart-type). Les observations ont été ajoutées.	195
6.8	Première Composante principale (CP) issue de la SVD long terme des précipitations (courbe rouge) et des SST (courbe bleue) en été 1901-2099. La SVD a été calculée avec les champs de précipitations sur le SAHEL (18° W-10° E; 10° N-20° N) et les anomalies de SST globales.	197
6.9	Structures homogènes de SST globales et hétérogènes de précipitations sur le Sahel issues de la SVD. Le rectangle bleu indique la boîte sahéenne. Les pointillés indiquent les zones où les structures de corrélations sont significatives à 95% à l'aide d'un test de significativité de Monte Carlo.	198
6.10	Première Composante principale (CP) issue de la SVD long terme des précipitations (courbe rouge) et de la température de l'air à 850hPa (courbe bleue) en été 1901-2099. La SVD a été calculée avec les champs de précipitations sur le SAHEL (18° W-10° E; 10° N-20° N) et les anomalies de températures de l'air à 850hPa prises sur le domaine de la DTS (7° W-50° E; 20° N-30° N).	199
6.11	Structures homogènes de température de l'air à 850hPa et hétérogènes de précipitations issues de la SVD. Le rectangle bleu indique la boîte sahéenne. Les pointillés indiquent les zones où les structures de corrélations sont significatives à 95% à l'aide d'un test de significativité de Monte Carlo.	200
6.12	Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) réalisée à partir des structures hétérogènes de précipitations sahéennes issues de la SVD.	202
6.13	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP des SST des anomalies long-terme de précipitations en été (JAS) (mm/jours par écart-type).	202
6.14	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de température de surface océanique en été (JAS) (°C par écart-type).	203
6.15	Idem que la Figure 6.14 mais pour le potentiel de vitesse à 200hPa (10 ⁻⁶ m2/s par écart-type) et les champs de vents divergents à 200hPa.	204
6.16	Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP DTS des anomalies long-terme de température de l'air à 2 mètres en été (JAS) (°C par écart-type).	205
6.17	Idem que la Figure 6.16 mais pour la pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa (unité hPa / écart-type).	205
6.18	Analyse en EOF des anomalies long-terme de précipitations sur le Sahel et composantes principales associées.	206
6.19	Trajectoire des GCMs dans le plan des observations.	207
6.20	Évolution de la contribution des pluies extrêmes au cumul total des pluies sur le Sahel pendant le 20 ^{ème} et le 21 ^{ème} siècle en été (simulations HIST+RCP8.5).	210
6.21	Nuage des points de l'évolution de la contribution des extrêmes pluviométriques et la température de l'air à 850 hPa en été sur le 20ème siècle (marqueurs bleus) et sur le 21 ^{ème} siècle (marqueurs rouges) en été.	212
6.22	Idem que la Figure 6.21 mais pour le gradient méridien de température.	213

6.23	Idem que la Figure 6.21 mais pour le cisaillement vertical du vent zonal entre 600hPa et 925hPa..	215
6.24	Idem que la Figure 6.21 mais pour l'eau précipitable.	216
7.1	Nuages des points des corrélations temporelles entre les indices régionaux de températures et de précipitations sur l'Afrique de l'ouest croisant les données des modèles bruts (abscisse) et des modèles corrigés (ordonnée) pour chacune des 3 saisons pour 29 GCMs. Les résultats issus des 3 jeux observations (WFD, WFDEI et EWEMBI) ont été ajoutés aux graphes.	248
7.2	Changement de température et de précipitations simulés sur l'Afrique de l'ouest (colonne de gauche) et rapport entre le changement après la correction avec CDF-t et les données brutes. Les cercles correspondent aux changements à moyen terme (2030-2049) et les carrés correspondent au changement à long terme (2080-2099).	249
7.3	Changements du 95 ^{ème} percentile des précipitations quotidiennes projetées, selon le scénario RCP8.5, pour les modèles bruts sur l'Afrique de l'ouest pour la période 2077-2099 par rapport à 1979-2001 sur 3 saisons. Le multi-modèle est obtenu en moyennant les 5 modèles de climat.	250
7.4	Idem que la Figure 7.3 mais pour les modèles corrigés avec CDF-t.	251
7.5	Boîte à moustache de la variation absolue de la date de déclenchement de la mousson (indice de Marteau <i>et al.</i> (2010)) pour la période 2040-2059 (par rapport à la période 1950-200) pour la saison de Mai à Septembre.	253
7.6	Interface du portail d'expérimentation agro http://retd1.teledetection.fr/climap/proj/ . Le cas présenté ici est le cas de la région de Matam au Nord-Est du Sénégal délimitée par le contour épais noir. A gauche : la distribution spatiale sous le scénario RCP8.5 (2051-2080) du Sorgho (cycle long) ; A droite : Evolution temporelle des rendements de Sorgho (cycle long) sur la période récente et dans les projections climatiques pour les modèles individuels et le multi-modèle. Les courbes de rendements ont été obtenues par moyenne géographique sur la région de Matam.	253
A.1	Diagramme de Taylor des structures spatiales associée aux indices du GW, de l'AMO, de l'IPO et de l'IDV.	277
A.2	Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice de l'AMO dans les simulations de contrôle préindustrielle. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l'indice de l'AMO.	278
A.3	Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice de l'IPO dans les simulations de contrôle préindustrielles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l'indice de l'IPO.	278
A.4	Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice de l'IDV dans les simulations de contrôle préindustrielles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l'indice de l'IDV.	279
A.5	Diagramme de Taylor des structures spatiales associée aux indices du GW, de l'AMO, de l'IPO et de l'IDV.	280
A.6	Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice décennal de la DTS dans les simulations de contrôle. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies décennales de la température à 2m sur l'indice de la DTS.	281
A.7	Fraction de variance (en %) dans les bandes décennale et long-terme pour les observations et les modèles issus des simulations de contrôle. La fraction de variance est obtenue par le quotient entre la variance du signal décennale ou long-terme et celle du signal brute	282

A.8	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST de l'atlantique nord (74° W-10° E; 0° -60° N) et les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N).	283
A.9	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST de l'atlantique tropical (74° W-10° E; 30° S-30° N) et les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N).	284
A.10	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST du pacifique tropical (120° E-74° W; 30° S-30° N) et les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N).	285
A.11	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST de l'océan indien (46° E-120° E; 30° S-20° N) et les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10° -20° N).	286
A.12	Idem que la Annexe A.8 mais pour les simulations historiques.	287
A.13	Idem que la Annexe A.9 mais pour les simulations historiques.	288
A.14	Idem que la Annexe A.10 mais pour les simulations historiques.	289
A.15	Idem que la Annexe A.8 mais pour les simulations historiques.	290
A.16	Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1 ^{er} mode en été pour les observations et les simulations historiques issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies long-terme de SST globale et les précipitations ouest-africaines (19.5° W-22.5° E; 1.4° N-23.5° N). Pour observations et les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).	291
A.17	Régression sur l'indice de l'AMO simulé des anomalies filtrées de précipitations en été (JAS) (mm/day par Standard Déviation) dans les simulations historiques.	292
A.18	Idem que la Annexe A.17 mais pour l'IPO.	293
A.19	Idem que la Annexe A.17 mais pour l>IDV.	294
A.20	Table de corrélation croisée entre l'AMO, l'IPO, l>IDV, la DTS et la DTA pour les observations et 29 modèles CMIP5	295
A.21	Idem que la Annexe A.20 mais pour les simulations historiques.	296
A.22	Cartes de régression des anomalies décennales de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges) sur l'indice de la DTA pour les données d'observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été dans les simulations de contrôle.	297
A.23	Idem que la Annexe A.22 mais pour les simulations historiques.	298
A.24	Évolution de la température de l'air à 850hPa (en °C) sur le Sahel pendant le 20 ^{ème} et le 21 ^{ème} siècle en été.	299
A.25	Idem que Annexe A.24 mais pour le gradient méridien de température.	300
A.26	Idem que Annexe A.24 mais pour le cisaillement vertical de vent entre 600hPa et 925hPa.	301
A.27	Idem que Annexe A.24 mais pour l'eau précipitable.	302

Liste des tableaux

2.1	Liste des modèles CMIP5 utilisés pour les différentes simulations sur la période historique et les RCP pour les données mensuelles. Les informations relatives aux données journalières sont dans les parenthèses. Les nombres visibles dans les colonnes indiquent le nombre de membres utilisés pour chaque modèle. La dernière ligne indique uniquement le nombre de modèles utilisés par simulation. Les cinq modèles utilisés dans le projet ISIMIP sont en italique.	50
2.2	Vu d'ensemble des quatre scenarios RCP.	51
2.3	Liste des variables corrigées par la méthode CDFt.	64
3.1	Corrélations sur l'été 1901-2005 entre les indices AMO, IPO, IDV, DTS et la DTA à l'échelle décennale.	87
3.2	Pourcentage de variance exprimée de la 1 ^{ère} composante principale décennale issue de l'EOF sur les différents bassins océaniques en JAS pour les simulations de contrôle préindustrielles et pour les simulations historiques	98
3.3	Fraction de variance (en %) dans les bandes décennale et long-terme pour les observations et les modèles issus des simulations historiques. La fraction de variance est obtenue par le quotient entre la variance du signal décennale ou long-terme et celle du signal brute	108
4.1	SVD bassin par bassin dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale : 1 ^{er} mode qui explique le maximum de covariance. Les valeurs de SCF et de corrélation entre les composantes principales sont présentées respectivement à gauche et à droite.	118
4.2	SVD bassin par bassin dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale : Fraction de variance exprimée par chaque composante principale issue du 1 ^{er} mode SVD.	119
4.3	SVD bassin par bassin dans les simulations historiques à l'échelle décennale : 1 ^{er} mode qui explique le maximum de covariance. Les valeurs de SCF et de corrélation entre les composantes principales sont présentées respectivement à gauche et à droite.	141
6.1	Tableau de contingence des occurrences de chacun des 34 modèles CMIP5 dans les 5 groupes issus de la CHA sur la période HIST (colonnes) et la période HIST+RCP8.5 (lignes). Les sigles (x/y) indiquent le signe des anomalies moyennes par groupe des coefficients de régression pluviométriques sur (Sahel ouest / Sahel est). Les sigles <x/y> indiquent une structure à coefficients faibles. Une couleur est affectée à chaque groupe de HIST+RCP8.5, et les effectifs des transitions dominantes vers ces groupes ont la même couleur.	208
7.1	Liste des utilisateurs de la base de données corrigées AMMA-2050.	255

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'Afrique de l'ouest est comprise entre le Sahara et la côte guinéenne bordant le bassin Atlantique. Comme cela sera détaillé plus loin de dans ce chapitre, c'est une zone à fort gradient pluviométrique méridien, passant de cumuls annuels très importants dans sa partie sud (pouvant dépasser 3000 mm par an sur les reliefs du Fouta-Djalou et du Cameroun, mais de l'ordre de 1200 mm par an en plaine) à des cumuls annuels très faibles (inférieurs à 100 mm par an) en bordure du Sahara. Au sein de cet espace, le Sahel, une bande zonale comprise approximativement entre les isohyètes 200 mm et 600 mm, est particulièrement sensible aux aléas climatiques qui peuvent moduler très fortement son régime pluviométrique qui est concentré sur l'été boréal quand le système de mousson africaine atteint son extension maximale vers le nord. De fait, le Sahel est reconnu comme une des régions avec la plus forte variabilité des pluies aux échelles décennale et multi-décennale. Cette forte variabilité est concrétisée en particulier par la succession des décennies 1950 et 1960 excédentaires, puis des décennies 1970 et 1980 déficitaires, ainsi qu'un retour vers des cumuls proches de la moyenne séculaire caractérisée par une variabilité interannuelle dominante (Figure 1) à partir de la décennie 1990. Elle se caractérise aussi par une «intensification du cycle hydrologique», c'est-à-dire une part plus importante de la contribution des événements de pluies fortes associée à une persistance de séquences de jours secs (Panthou *et al.*, 2014; Taylor *et al.*, 2017).

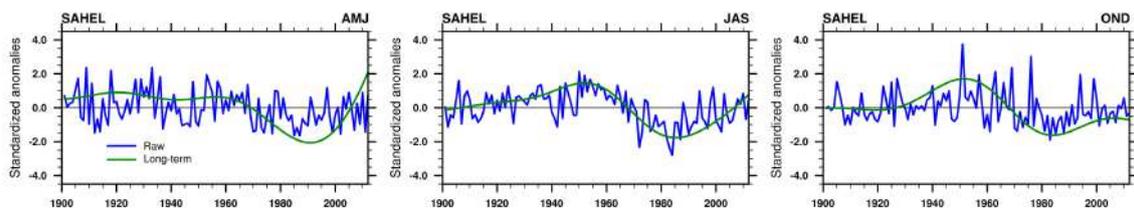


FIGURE 1 – Indice de précipitation issu de la moyenne géographique sur différents domaines pour les observations CRU pour trois saisons (AMJ, JAS et OND) sur le SAHEL (10°N - 20°N ; 19.5°W - 10°E). La courbe bleue représente la donnée d'origine, la courbe rouge le signal décennal, la courbe verte la tendance non linéaire et la courbe noire représente la tendance linéaire.

Dans des conditions d'occurrences de fort stress hydrique, et compte-tenu d'une part de la forte exposition à ces stress des populations grandement dépendantes de la production de cultures pluviales, et d'autre part de leurs faibles capacités d'adaptation et donc de leur forte vulnérabilité, les impacts et les risques associés en termes économiques, alimentaires, et de santé, sont donc très élevés. Il est de plus très probable que ces risques s'exacerbent dans l'avenir dans le contexte actuel de dérèglement climatique sous l'emprise de l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre due aux activités anthropiques : une augmentation des températures, déjà détectée, est attendue avec certitude, alors que de fortes incertitudes règnent sur l'évolution du cycle hydrologique même si la possibilité de la poursuite de l'intensification hydrologique est évoquée.

Par ailleurs, les facteurs importants mis en évidence dans la littérature pour expliquer la variabilité de la mousson ouest-africaine aux échelles décennale et multi-décennale mettent à contribution le rôle des températures de surface océaniques et celui de la dynamique atmosphérique continentale en lien avec l'activité dépressionnaire saharienne. L'impact de l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre (CO_2) dans l'atmosphère sur la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) s'inscrit dans ce contexte, en différenciant des impacts directs sur les températures sahariennes et l'activité dépressionnaire associée, et des impacts indirects via les températures de surface océaniques et les mécanismes de téléconnexions atmosphériques à grande échelle associés.

Les projections de changement climatique sont construites à l'aide de la modélisation climatique et du développement de modèles climatiques de grande échelle ou d'échelle régionale contraints par des scénarios économiques d'émission de gaz à effet de serre. Les incertitudes qui émergent, pour un même scénario économique, dans l'ensemble des simulations produites provient principalement des erreurs non résolues de représentation des processus physiques dans ces modèles («biais»). Ces biais sont très préjudiciables quand on veut quantifier les impacts, par exemple agronomiques, du changement climatique, et ils doivent alors être corrigés en amont. Ces modèles servent aussi à mieux comprendre de manière intrinsèque les mécanismes de la variabilité naturelle du climat et par exemple le rôle des états océaniques sur la variabilité des pluies sahéliennes, mais là aussi les biais des modèles de climat induisent des incertitudes sur les mécanismes en jeu.

Cette thèse a, de manière générale, pour objectif de, (i) mieux comprendre la variabilité des pluies ouest-africaines aux échelles décennale à multi-décennale, (ii) évaluer la capacité des modèles de climat de reproduire cette variabilité et les mécanismes associés, (iii) contribuer à l'analyse des mécanismes associés aux projections climatiques ouest-africaines sur le 21^{ème} siècle dans l'ensemble multi-modèles des simulations CMIP5, (iv) effectuer la correction des biais des modèles et leur application pour l'estimation de l'évolution des rendements agricoles.

Plus spécifiquement, plusieurs points majeurs relatifs à cet objectif sont abordés à travers des interrogations permettant de mieux comprendre la variabilité de la mousson et sa représentation par les modèles. En particulier, il serait légitime de se demander :

- Quels sont les liens entre les modes océaniques, atmosphériques continentaux et les précipitations ouest-africaines à l'échelle décennale et multi-décennale ?
- Comment sont-ils représentés dans les modèles de climat ?
- Comment la variabilité décennale à multi-décennale de la mousson ouest-africaine est-elle modulée entre variabilité naturelle et forcée ?
- Quelle est la part de la dynamique de grande échelle par rapport à la dynamique d'échelle régionale dans la variabilité décennale à multi-décennale de la mousson ouest-africaine ?
- Par quels mécanismes l'évolution long-terme de la mousson ouest-africaine dans les projections climatiques est-elle conditionnée ?
- Comment évoluent les extrêmes pluviométriques dans les projections climatiques et quels facteurs de forçage régional opèrent ?
- Quel est l'impact de la correction de biais sur l'évolution des rendements agricoles ?

Il s'agira ici pour nous d'apporter notre contribution à l'amélioration de la compréhension de l'évolution de la MAO, dans le contexte d'une part de sa variabilité d'échelle décennale et multi-décennale, et d'autre part du changement climatique, et ce à travers un large ensemble de simulations climatiques issues de l'exercice CMIP5. Nous évaluerons aussi dans le dernier chapitre l'impact sur les rendements agricoles dans les différents scénarios de changement climatique. Pour répondre aux objectifs de la thèse, ainsi qu'aux questionnements scientifiques associés, ce mémoire s'articule autour de sept chapitres :

- Le **Chapitre 1** propose une description du cadre géographique étudié dans ce travail et des connaissances relatives à la mousson ouest-africaine.
- Le **Chapitre 2** présente de façon succincte les données utilisées dans le cadre de cette étude et la méthodologie statistique appliquée pour extraire les modes de variabilité décennale identifiés dans ce travail et leurs couplages avec la MAO. La méthode de correction de biais utilisée pour corriger les données des modèles CMIP5 y est également détaillée.
- Le **Chapitre 3** fournit un diagnostic des différents modes de variabilité et des téléconnexions associées à l'aide de données d'observations, puis une évaluation des modèles CMIP5 dans ce contexte.
- Le **Chapitre 4** aborde le rôle des SST sur la variabilité de la MAO à l'échelle décennale. Plus précisément, l'influence des modes décennaux océaniques sur les pluies ouest-africaines est examinée sur l'été à travers des analyses de décomposition en valeurs singulières (ou SVD en anglais, Singular Value Decomposition) puis en composantes principales et enfin par des analyses de régression. Ces analyses confrontent les simulations de contrôle préindustrielles aux simulations historiques. Les simulations de contrôle préindustrielles sont effectuées sur des périodes très longues où les forçages externes tels que la concentration des gaz à effet de serre (GES), des aérosols, de l'ozone et de la radiation solaire ont été fixées (constant) à leur niveau de la période préindustrielle (1850). Les simulations historiques, quant à elles, intègrent l'évolution dans le temps des données de forçage externe issues des observations. Une analyse exploratoire sur le printemps et l'automne y a également été initiée.
- Le **Chapitre 5** examine par la même approche le rôle de la dynamique atmosphérique continentale, en lien avec l'activité dépressionnaire saharienne dans la variabilité décennale de la MAO pendant l'été.
- Le **Chapitre 6** porte sur l'analyse de l'évolution long-terme de la mousson ouest-africaine sur la période historique et dans les projections climatiques, et sur un essai de discrimination des trajectoires des modèles de climat dans ce contexte en fonction des échelles globale et régionale. Il s'appuie sur la méthodologie développée dans les Chapitre 4 et 5. Nous explorons aussi l'évolution long-terme des extrêmes pluviométriques et leurs liens avec des facteurs de forçage d'échelle régionale.
- Le **Chapitre 7** est consacré à la correction du biais des modèles CMIP5 à l'aide de méthodes statistiques, afin d'évaluer leurs impacts sur l'évolution des rendements agricoles sur l'Afrique de l'Ouest dans le contexte du changement climatique.

Première partie

Synthèse bibliographique et
méthodologie

VARIABILITÉ ET CHANGEMENT CLIMATIQUE EN AFRIQUE DE L'OUEST – ENJEUX ET ÉTAT DE L'ART

SOMMAIRE

1.1	Circulation atmosphérique générale	8
1.1.1	Le système climatique	8
1.1.2	La circulation de Hadley	9
1.1.3	La circulation de Walker	10
1.2	Le changement climatique	10
1.2.1	Les variations paléo-climatiques	10
1.2.2	Variations climatiques récentes	11
1.2.3	Influence des tendances de facteurs de variabilité climatique sur la température moyenne globale	14
1.2.4	La modélisation du climat	16
1.2.5	Le 5 ^{ème} rapport du GIEC et le projet CMIP5	18
1.2.6	Évolution du climat présent dans les modèles CMIP5	19
1.2.7	Évolution du climat futur dans modèles CMIP5	20
1.3	La Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) : climat moyen, variabilités et impacts	21
1.3.1	Région d'étude	21
1.3.2	Variabilité pluviométrique décennale à multi-décennale	28
1.3.3	Projections du climat sur l'Afrique de l'Ouest	38
1.3.4	Impacts sur l'agriculture en Afrique de l'Ouest	41

1.1 CIRCULATION ATMOSPHÉRIQUE GÉNÉRALE

1.1.1 Le système climatique

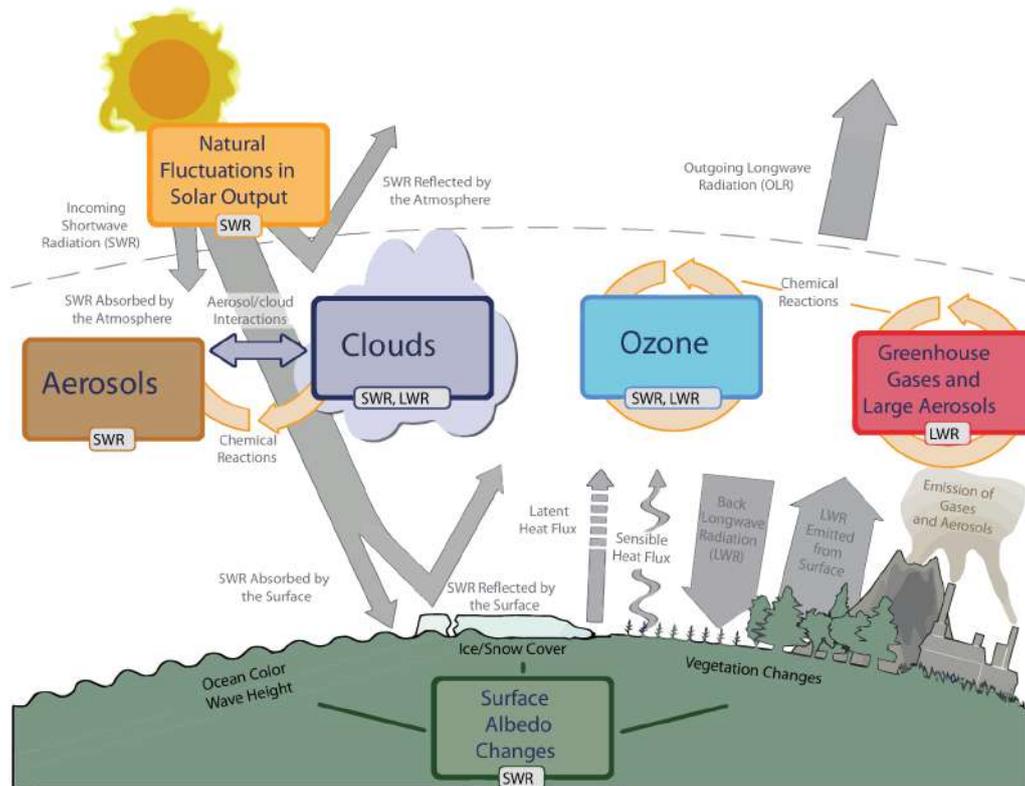


FIGURE 1.1 – Composantes du système climatique, processus et interactions (Cf. Figure 1.1 Stocker *et al.*, 2013).

Comme présenté sur la Figure 1.1, le système climatique se compose de l'atmosphère, les océans, la cryosphère, la surface terrestre et la biosphère de la Terre qui interagissent entre eux à travers des échanges d'énergie. Les variations du climat découlent d'une dynamique interne, des interactions entre les différentes composantes et des forçages (les éruptions volcaniques, les variations solaires, ...). La principale source d'énergie du système climatique provient du soleil, sous forme principalement de rayonnement visible et infrarouge. Cependant cette énergie n'est pas répartie équitablement en tout point de la Terre et varie avec les saisons. En effet, du fait de la sphéricité de la Terre d'une part, et d'autre part, de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son plan de rotation autour du soleil, l'énergie qu'elle reçoit du soleil est plus importante dans les régions tropicales et subtropicales que dans les régions polaires créant ainsi un déséquilibre radiatif entre les pôles et les régions équatoriales. Ceci induit des circulations atmosphériques et océaniques de grande-échelle et des contributions directes ou indirectes de toutes les composantes du système climatique pour assurer un équilibre énergétique. Schématiquement ces circulations transportent l'énergie reçue du «chaud» vers le «froid», soit des latitudes intertropicales vers les latitudes moyennes et élevées. Cette énergie est ensuite restituée vers l'espace sous forme «dégradée» de rayonnement infrarouge.

La Terre reçoit du soleil en moyenne globale annuelle $341\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$. Environ 25% de ce flux radiatif soit $83\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ est renvoyé directement dans l'espace par les nuages et les aérosols, et 23% environ ($81\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) est absorbé par l'atmosphère. Les 52% ($177\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) restants parviennent à la surface terrestre dont 46% ($158\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) sont absorbés par les océans et les continents, et 6%, soit $19\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, sont réémis vers l'espace. En somme, le système Terre-Océan-Atmosphère

(TOA) absorbe au total $239\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ en moyenne globale annuelle. Pour maintenir son équilibre, le système TOA doit réémettre la même quantité d'énergie vers l'espace. Dans cet état d'équilibre, la température du système TOA vue de l'espace est de -18°C , ce qui correspond à une réémission vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge. Cependant, un certain nombre de gaz contenus dans l'atmosphère absorbent une part du rayonnement infrarouge réémis par le système TOA créant un piégeage de l'énergie infrarouge connu sous le nom de «l'effet de serre». L'énergie ainsi absorbée par ces gaz (50% due à la vapeur d'eau, puis 25% au CO_2 , puis CH_4 , O_3 , N_2O , CFC principalement) est réémise en partie vers la surface et vers l'espace. Un nouvel équilibre radiatif est atteint, où la température du système TOA est maintenant de 15°C . Au final, avec un bilan radiatif à l'équilibre au sommet de l'atmosphère, on observe un excédent de $106\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ à la surface et un déficit équivalent dans l'atmosphère. Le rééquilibrage interne de la surface vers l'atmosphère est assuré par les flux d'énergie sensible et de chaleur latente.

1.1.2 La circulation de Hadley

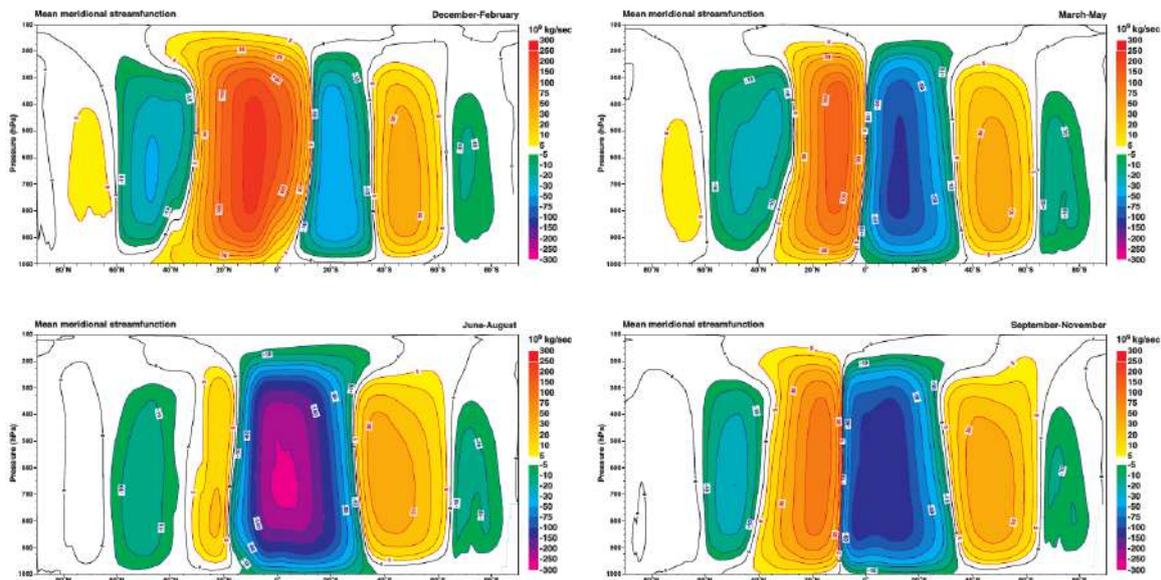


FIGURE 1.2 – Moyenne zonale de la fonction de courant méridienne pour les quatre saisons (DFJ, MAM, JJA et SON). Les couleurs jaune à orange correspondent à des circulations dans le sens antihoraire, tandis que les couleurs verte à violet correspondent à des circulations dans le sens horaire.

La Terre de par sa sphéricité reçoit donc beaucoup plus d'énergie solaire au niveau des tropiques qu'au niveau des pôles créant ainsi un déséquilibre radiatif entre les pôles et les régions tropicales. Ce déséquilibre radiatif est à l'origine d'une partie de la circulation atmosphérique et océanique, qui tend à redistribuer l'excédent d'énergie de la bande intertropicale vers les zones déficitaires situées au niveau des pôles et des latitudes moyennes (Figure 1.2). Concernant la circulation atmosphérique, les cellules de Hadley participent à cette redistribution entre l'équateur et les zones intertropicales. Elles se caractérisent par une branche ascendante de cette cellule qui se situe au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et une branche de subsidence localisée au niveau des régions désertiques. Cette configuration conduit en basses couches, les masses d'air (Alizés) à converger de la zone de subsidence vers la ZCIT, zone de basses pressions, en se chargeant en humidité et en chaleur, augmentant ainsi leur énergie statique humide. Une zone de convection profonde se forme alors au niveau de la ZCIT (lieu où les masses d'air ont la plus forte énergie statique humide) et produit de fortes précipitations. L'air ascendant gagne ainsi de l'énergie sensible et potentielle produit par libération de chaleur latente de condensa-

tion. Au niveau de la tropopause, les masses d'air asséchées divergent en direction de la branche de subsidence de la cellule de Hadley. Elles transportent ainsi l'énergie (sensible et potentielle) issue de la condensation vers de plus hautes latitudes. Les masses d'air redescendent au niveau de la surface en s'asséchant et se réchauffant. La circulation de Hadley est ainsi essentielle au transfert de l'excédent d'énergie de l'équateur vers les zones extra-tropicales.

1.1.3 La circulation de Walker

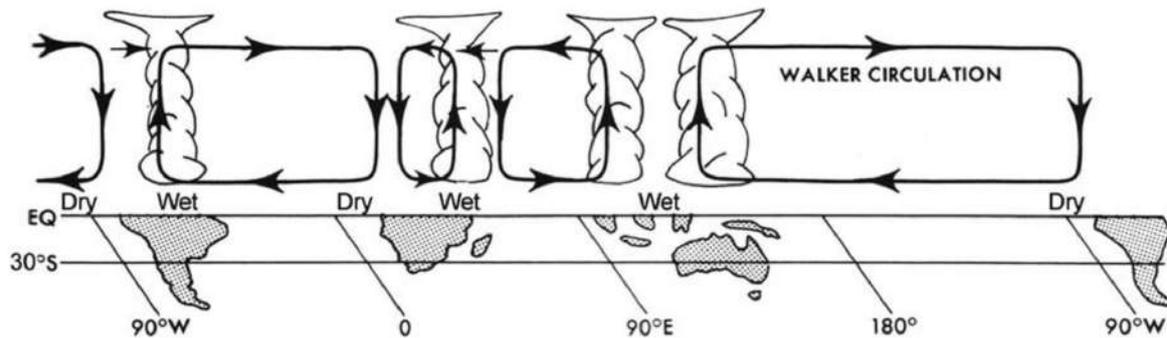


FIGURE 1.3 – Schéma illustrant la circulation de Walker le long de l'équateur. Les branches d'ascendance provoquent des précipitations dans les zones indiquées (WET). Les branches de subsidence entraînent des conditions sèches dans les zones indiquées (DRY) Oliver (2005).

Dans les régions intertropicales, la circulation atmosphérique peut se projeter selon deux plans. En plus de la circulation méridienne des cellules de Hadley décrite dans la section précédente, la circulation zonale est organisée en cellules de type Walker. La circulation de Walker tire son origine du gradient de température à la surface du bassin océanique Pacifique. Lorsque la langue d'eau froide au large des côtes américaines s'établit, l'air au contact de cette langue d'eau froide devient froid et circule vers l'ouest le long de l'équateur (circulation des alizés). Lorsqu'il progresse vers la partie ouest de l'océan Pacifique, jusqu'à proximité de l'Indonésie, il entre en contact avec de l'eau plus chaude et devient lui-même plus chaud et il s'alimente en humidité. Il en résulte le développement de fortes convections dans cette zone, induisant une circulation zonale thermique, intégrée dans le flux équatorial moyen au-dessus du Pacifique. Par des analyses similaires au-dessus des autres bassins océaniques, un ensemble de cellules de Walker mettent en évidence trois zones de maximum de convection où les pluies sont intenses et correspondent aux centres de forte convergence dans les basses couches. La Figure 1.3 présente le schéma conceptuel de la circulation de Walker mettant en relation les différents pôles de convection localisés au-dessus de l'Amazonie, de l'Afrique et du «continent maritime» sur l'Indonésie. Les zones de subsidence sont situées sur les flancs Est des océans Atlantique et Pacifique, et sur le bord Ouest de l'océan Indien. Cette organisation zonale (Walker) et méridienne (Hadley) de la circulation atmosphérique est à l'origine des liens entre les tropiques et les sub-tropiques et dans la structuration des différents régimes de mousson (Indien, Américain et Africain) entre océan et continent.

1.2 LE CHANGEMENT CLIMATIQUE

1.2.1 Les variations paléo-climatiques

Selon le Petit Larousse, le climat est un ensemble de phénomènes météorologiques qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en un lieu donné. Il résulte de l'interaction entre plusieurs processus terrestres, atmosphériques, océaniques et solaires. Avant d'aborder le

concept de changement climatique, il est nécessaire à ce stade que nous fassions un bref historique des climats passés de la Terre et de leurs évolutions jusqu'à la période actuelle. En effet, de nombreuses études réalisées par les géologues et les paléoclimatologues ont permis de mettre en évidence deux modes d'oscillation du climat de la Terre : les périodes froides (périodes glaciaires) et les périodes chaudes (périodes interglaciaires). Pour expliquer l'origine de ces grandes variations, le météorologue serbe Milutin Milankovitch a avancé la théorie selon laquelle ces variations du climat de la Terre sont liées à la modification de trois paramètres orbitaux de la Terre : l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'orbite terrestre et la précession de l'axe de rotation de la Terre. De nombreuses études de modélisation et de reconstruction des climats passés de la Terre (Carlson *et al.*, 2012; Jouzel *et al.*, 2007) ont confirmé cette théorie en mettant en évidence le rôle important joué par ces paramètres dans la variabilité long-terme du climat (Figure 1.4). Toutefois, les rétroactions de certains gaz à effet de serre jouent un rôle amplificateur important. Il est à remarquer sur la Figure 1.4 la forte corrélation entre la concentration de CO_2 dans l'atmosphère et les SST tropicales et la température de l'Antarctique. Aussi, les concentrations en CO_2 et en méthane (CH_4) enregistrées plus récemment avec des niveaux assez élevés jamais atteints depuis 800 000 ans exacerbent l'augmentation rapide de la température (voir plus loin).

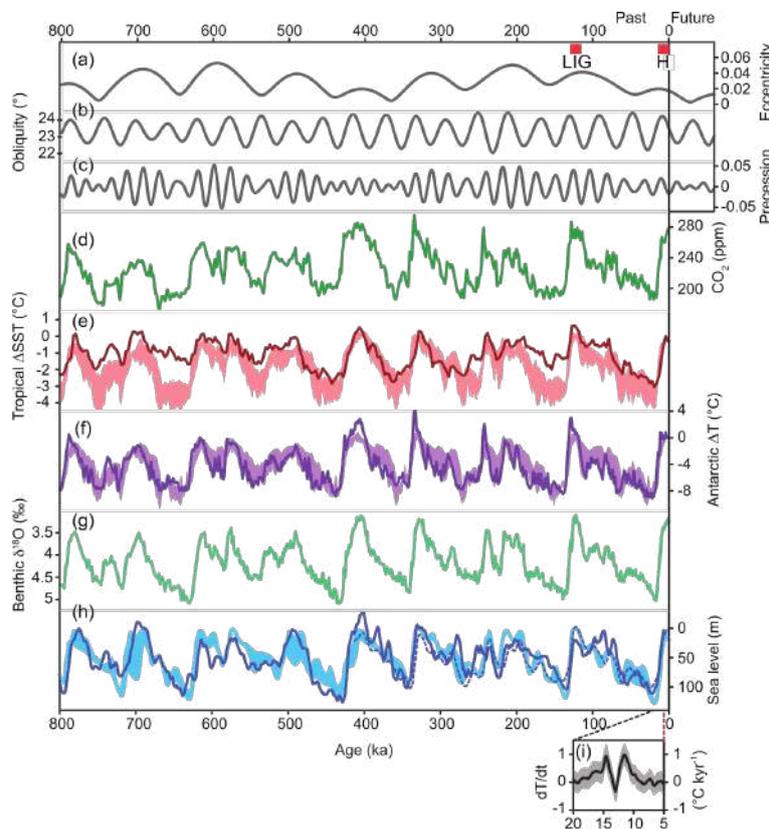


FIGURE 1.4 – Évolution des paramètres orbitaux et des marqueurs pendant les 800 000 dernières années : (a) pour l'excentricité, (b) pour l'obliquité, (c) pour la précession, (d) pour la concentration de gaz carbonique (CO_2) dans l'atmosphère, (e) pour les SST tropicales, (f) pour la température de l'Antarctique, (g) pour l'isotope 18 d'oxygène, (h) pour le niveau de la mer. (Voir la Figure 5.3 Stocker *et al.*, 2013, pour plus de détails).

1.2.2 Variations climatiques récentes

La Figure 1.5 présente un aperçu de l'évolution plus récente de la température moyenne de l'Hémisphère Nord depuis les 2000 dernières années. Cette figure fait la comparaison entre

l'évolution des températures simulées et celle des températures reconstruites. A l'analyse des différentes courbes, on note en moyenne des périodes chaudes entre 950 et 1250 (période chaude du Moyen Age) et des périodes froides entre 1450 et 1850 (petit Age Glaciaire). La période actuelle (20C) est marquée par une augmentation rapide de la température. Ces études s'appuient sur des marqueurs tels que les coraux, les carottes glaciaires, les sédiments marins, etc... dont l'analyse physique, chimique et biologique permet de quantifier et reconstruire l'évolution du climat passé.

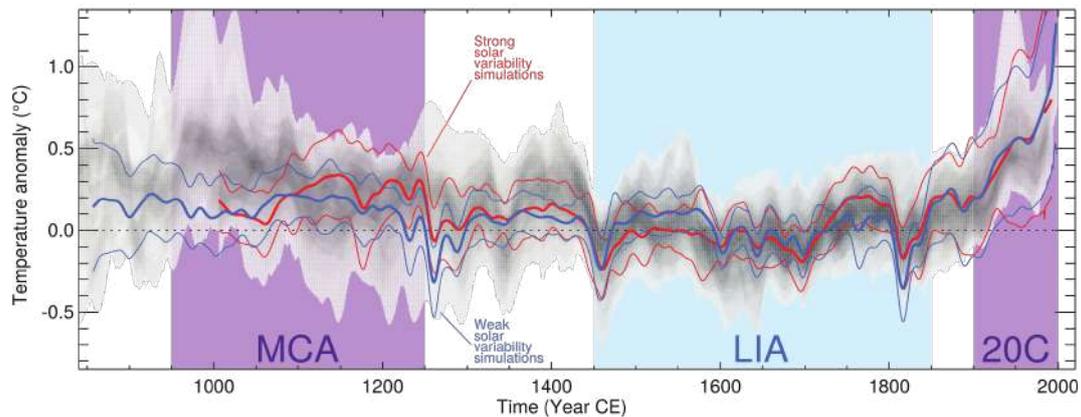


FIGURE 1.5 – Évolution de la température moyenne de surface de l'Hémisphère Nord depuis les 2000 dernières années. Les bandes de couleurs violettes représentent la période du Moyen Age (MCA) et la période du 20^{ème} siècle (20C) et la bande bleue représente la période du Petit Age Glaciaire (LIA). Les courbes rouge/bleue représentent les modèles forcés par une forte/faible variabilité solaire. Les courbes épaisses représentent les moyennes multi-modèles. La bande grise représente la dispersion des différentes reconstructions. Les anomalies de températures ont été calculées par rapport à la moyenne climatologique 1500-1850. (Voir Figure 5.8a Stocker *et al.*, 2013).

Il ressort des mesures réalisées dans l'atmosphère que l'augmentation de la teneur en gaz à effet de serre dans l'atmosphère a atteint une évolution inédite au cours des deux derniers siècles, avec une nette accélération durant les dernières décennies, et attribuée aux activités anthropiques. Par exemple la concentration atmosphérique en CO₂ est passée d'environ 280 ppm en 1850 à plus de 400 ppm à partir de 2015. En corollaire, des changements dans l'évolution du climat et de l'environnement ont été nettement observés au cours du 20^{ème} siècle. Ces modifications se manifestent sous des formes diverses. L'une de ces formes est l'augmentation rapide de la température moyenne à la surface de la Terre. Cette augmentation reste le principal indicateur du changement climatique d'origine anthropique avec des conséquences importantes sur d'autres indicateurs comme le réchauffement des océans, la fonte des glaciers, l'élévation du niveau de la mer, la modification de certains extrêmes climatiques et la modification du cycle de l'eau. Nous présentons ici quelques exemples issus du rapport du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) produit en 2013 (Stocker *et al.*, 2013).

Selon le rapport du GIEC, l'évolution des températures globales à la surface de la Terre est marquée par une augmentation moyenne d'environ 0.85°C au cours de la période 1880 à 2012 (Figure 1.6a), qui se superpose à une forte variabilité interannuelle et décennale. Cette augmentation diffère selon les régions, étant plus forte au-dessus des continents que des océans (les océans stockant plus de chaleur alors que les continents restituent l'excès de chaleur vers l'atmosphère). Par exemple, sur la région sahélienne, cette augmentation est de l'ordre de 1.5°C en moyenne (Figure 1.6b). Chacune des trois dernières décennies a été successivement plus chaude à la surface de la Terre que toutes les décennies précédentes depuis 1850. On peut dire que dans l'Hémisphère Nord, la période des années 1983 à 2012 a probablement été la période de 30 ans la plus chaude depuis 1400 ans. Des modifications ont été observées dans les extrêmes climatiques depuis 1950. Toujours selon le rapport du GIEC, il est très probable qu'on observe

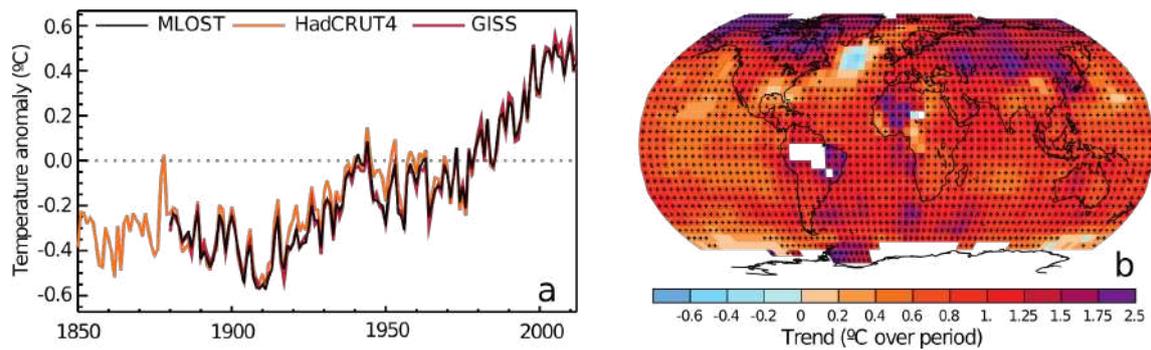


FIGURE 1.6 – (a) Anomalies observées de températures moyennes en surface, combinant les terres émergées et les océans, de 1850 à 2012 issues de trois jeux de données (HadCRUT4, GISS et NCDC MLOST). Les anomalies ont été calculées par rapport à la moyenne climatologique 1901-2012. (b) Carte d'évolution de la température en surface observée entre 1901 et 2012, dérivée des tendances de températures déterminées par régression linéaire de la base de données GISS (Voir Figure SPM.1 Stocker *et al.*, 2013).

une diminution significative du nombre de jours et nuits froids et une augmentation significative du nombre de jours et nuits chauds à l'échelle du globe.

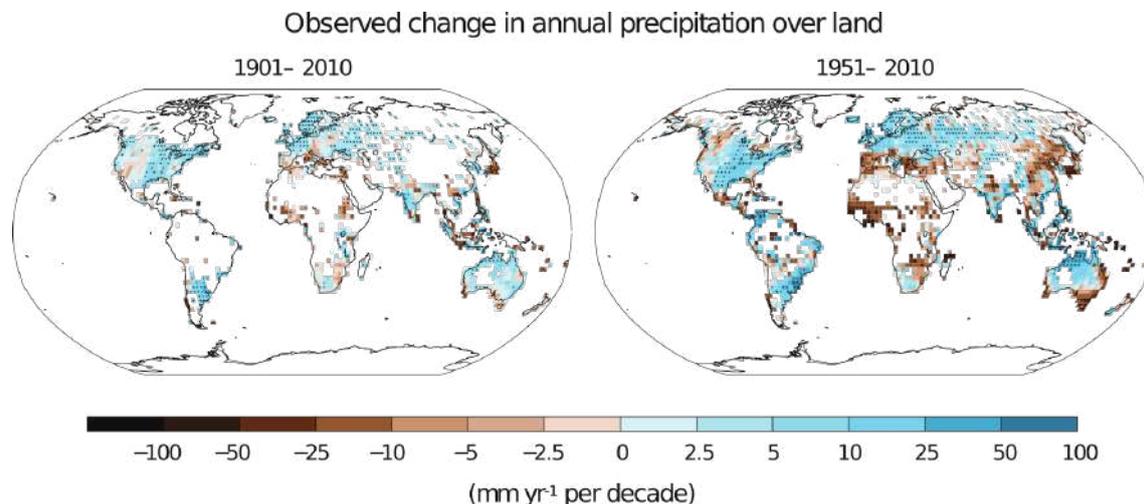


FIGURE 1.7 – Carte d'évolution des précipitations entre 1901 et 2010 et entre 1951 et 2010 issue des tendances de précipitations déterminées par régression linéaire de la base de données du GPCC (Voir Figure SPM.2 Stocker *et al.*, 2013).

En ce qui concerne les précipitations globales, des changements ont été observés au cours des dernières décennies (Figure 1.7). Dans les moyennes latitudes de l'Hémisphère Nord, on observe une hausse des précipitations depuis 1901 avec un niveau de confiance moyen (avant 1951) et élevé (après 1951). Pour les autres latitudes en revanche, le niveau de confiance des tendances obtenues est assez faible. C'est pourquoi, il est très difficile de dégager des tendances globales en termes de précipitation.

Le réchauffement de l'océan (Figure 1.8a) constitue la part importante de la hausse de la quantité d'énergie emmagasinée au sein du système climatique et représente 90% de l'énergie accumulée entre 1971 et 2010 (avec un degré de confiance élevé). Il est quasiment certain que l'océan superficiel (jusqu'à 700 m de profondeur) s'est réchauffé entre 1971 et 2010, et que ce dernier s'est probablement réchauffé entre les années 1870 et 1971. À l'échelle mondiale, le réchauffement de l'océan est plus prononcé près de la surface et les 75 premiers mètres de profondeur se sont réchauffés de $0,11^{\circ}\text{C}$ par décennie sur la période 1971-2010. En ce qui concerne le niveau de la mer (Figure 1.8b), la hausse est estimée à 1.7 mm par an entre 1901 et 2010. Cette hausse s'est accélérée entre 1993 et 2010 et s'estime à 3.2 mm par an à partir des données

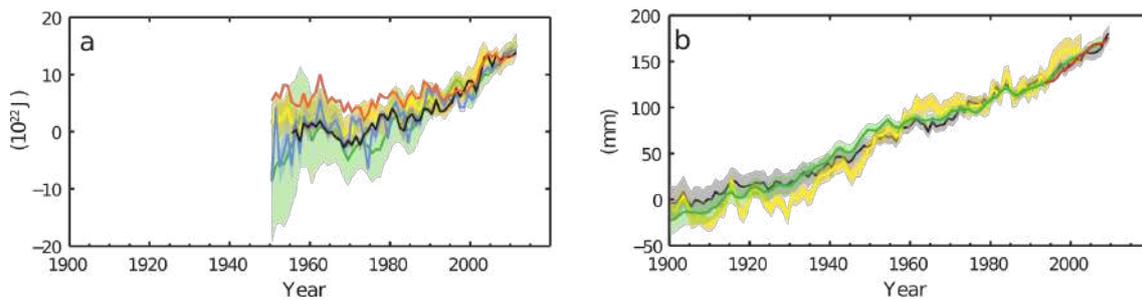


FIGURE 1.8 – (a) Evolution de la moyenne globale du contenu thermique de l’océan superficiel (0-700 m) aligné par rapport à 2006-2010, et par rapport à la moyenne de tous les ensembles de données pour 1970. (b) Niveau moyen des mers par rapport à la moyenne 1900-1905 de l’ensemble de données le plus long, avec tous les ensembles de données alignés par rapport à 1993 (la première année de données d’altimétrie par satellites). Toutes les séries chronologiques (courbes de couleur représentant différents ensembles de données) indiquent des valeurs annuelles et, lorsqu’elles sont estimées, les incertitudes sont représentées par des zones de différentes couleurs (Voir Figure SPM.3 Stocker *et al.*, 2013).

satellites et des mesures *in situ*. L’augmentation du niveau de la mer peut s’expliquer par la somme des contributions de plusieurs facteurs tels que la dilatation thermique de l’océan due au réchauffement global et la fonte des glaciers.

Ces formes de manifestation des changements observés sont incontestables et présagent des défis qui attendent l’humanité tout entière si ce phénomène continue à s’aggraver. C’est pourquoi, ces changements suscitent l’intérêt de toute la communauté scientifique et des décideurs afin de mieux comprendre les évolutions récentes du climat mondial.

1.2.3 Influence des tendances de facteurs de variabilité climatique sur la température moyenne globale

Les différentes fluctuations du système climatique sont la conséquence d’une modification de bilan d’énergie global de la Terre. Ces modifications du bilan d’énergie terrestre sont entretenues par plusieurs facteurs qui lui sont soit internes, soit externes appelés «forçage». Les facteurs qui lui sont externes sont désignés par le terme forçage externe ou radiatif. Ce forçage est défini comme la différence entre l’énergie radiative reçue du soleil et le rayonnement net sortant de la Terre (Stocker *et al.*, 2013). Le terme de forçage naturel désigne principalement les perturbations d’origine solaire (forçage solaire) et d’origine volcanique (forçage volcanique). Il résulte de la variation dans le temps de l’activité solaire (dans ce cas on parle de forçage solaire) ainsi que des variations astronomiques de l’orbite terrestre, et de l’émission de poussière et de gaz dans l’atmosphère durant les éruptions volcaniques (forçage volcanique). Ces variations affectent le forçage radiatif solaire et induisent donc des modifications du système climatique. Cependant, le rôle des gaz à effet de serre dans l’atmosphère n’est pas à négliger. Les gaz à effet de serre se composent essentiellement de vapeur d’eau (H_2O), gaz carbonique (CO_2), méthane (CH_4), d’ozone (O_3) et de protoxyde d’azote (N_2O) et jouent un rôle amplificateur dans le réchauffement global de la Terre. D’autre part, le rôle des aérosols n’est pas à négliger. En effet, les aérosols sont des ensembles de particules de petites tailles, liquides ou solides en suspension dans l’air. Ils peuvent être soit d’origine naturelle, comme les particules volcaniques susmentionnées, la poussière de sable, le sel marin..., soit d’origine anthropique tels que les émissions industrielles ou la fumée. Leurs effets sur le bilan radiatif sont complexes et contrastés. Certains aérosols augmentent la réflectivité atmosphérique et donc refroidissent la surface de la Terre tandis que d’autres absorbent le rayonnement de grande longueur d’onde, réchauffant ainsi l’atmosphère. Ils peuvent modifier aussi indirectement l’albédo des nuages (leur pouvoir réfléchissant) car ils servent parfois de noyaux de condensation ou de noyaux de glace dans la troposphère. Ils

sont par conséquent, une source de forçage radiatif naturel ou anthropique, selon leur origine. Globalement, les aérosols, contrairement aux gaz à effet de serre, ont un effet de refroidissement du système Terre-Océan-Atmosphère.

La Figure 1.9 présente la part des tendances de températures observées attribuables aux différents types de forçages sur la période 1951-2010. Elle synthétise l'ensemble des résultats issus de travaux de recherche sur la détection et l'attribution des changements de température observés à l'échelle du globe. Afin de mieux analyser cette figure, il est nécessaire à ce stade de fournir certains éclairages sur les abréviations qui y sont adoptées. L'acronyme «GHG» est utilisé dans ce paragraphe pour catégoriser les gaz à effet de serre les plus importants dans l'atmosphère tels que le CO_2 , le CH_4 et le N_2O . L'acronyme «OA» fait référence aux aérosols, à l'ozone et à l'utilisation des terres. «ANT» indique les forçages anthropiques combinés et «NAT» fait référence à la variabilité naturelle c'est-à-dire à l'insolation et aux aérosols volcaniques.

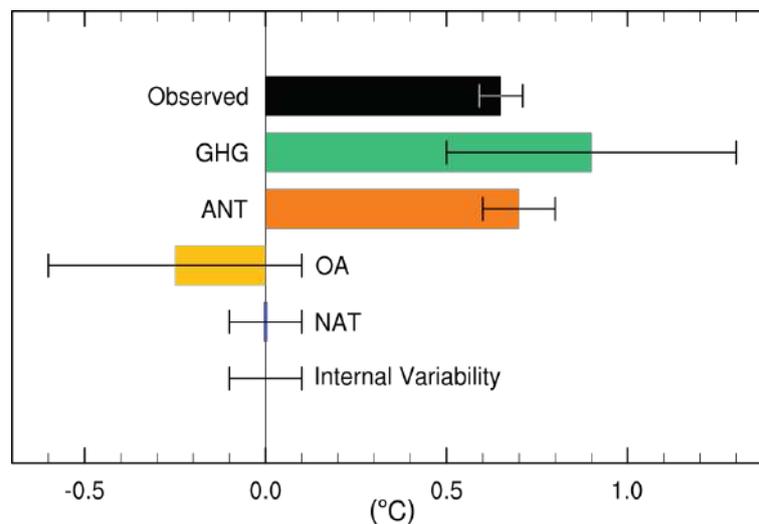


FIGURE 1.9 – Intervalles probables et leurs valeurs médianes des tendances attribuables au réchauffement sur la période 1951-2010 dues aux gaz à effet de serre (GHG), forçages anthropiques combinés (ANT), autres forçages anthropiques (OA), forçages naturels (NAT) et à la variabilité interne (Internal Variability) Voir Figure 10.5 Stocker *et al.* (2013).

Les résultats montrent que l'augmentation des gaz à effet de serre (GHG) contribue probablement entre $+0.5^\circ\text{C}$ à $+1.3^\circ\text{C}$ de la tendance en température observée. Celle des autres forçages anthropiques s'évalue entre -0.6°C et $+0.1^\circ\text{C}$. Enfin, le forçage naturel et la variabilité interne ont une part de contribution estimée entre -0.1°C et $+0.1^\circ\text{C}$. De tous ces types de forçages, l'évolution des gaz à effet de serre apparaît clairement comme le facteur prépondérant de l'augmentation de la température globale, et son origine anthropique actuellement indéniable.

Ainsi, selon la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (en anglais UNFCCC¹), le changement climatique est un changement attribué directement ou indirectement à l'activité humaine qui modifie la composition de l'atmosphère globale et qui s'ajoute à la variabilité naturelle du climat observée sur des périodes de temps comparables. Outre cette définition de l'UNFCCC, le glossaire du GIEC (Stocker *et al.*, 2013) définit le changement climatique comme un changement du climat qui peut être identifié au moyen d'outils statistiques par des changements dans la moyenne et/ou la variabilité de ses propriétés et qui persiste pendant plusieurs décennies. En d'autres termes, le changement climatique est associé à la modification de la fréquence, l'intensité, la moyenne, la variance et de l'étendue spatiale des événements météorologiques.

1. United Nations Framework Convention on Climate Change

L'influence de l'activité humaine sur le système climatique apparaît clairement par l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Pour mieux comprendre l'évolution du climat passé, présent et futur, et quantifier les impacts de l'activité anthropique, la communauté scientifique a développé, à côté des séries longues d'indicateurs climatiques, des outils spécifiques de modélisation du climat.

1.2.4 La modélisation du climat

Les différentes investigations menées par les scientifiques pour comprendre le climat passé, présent et futur ont abouti depuis les années 1950 à l'élaboration d'outils informatiques de prévisions (ou modèles) climatiques. Les premières expériences numériques avec des modèles atmosphériques simplifiés datent de cette époque. Elles ont été testées sur le premier ordinateur existant, l'ENIAC (Electronic Numerical Integrator Analyser and Computer).

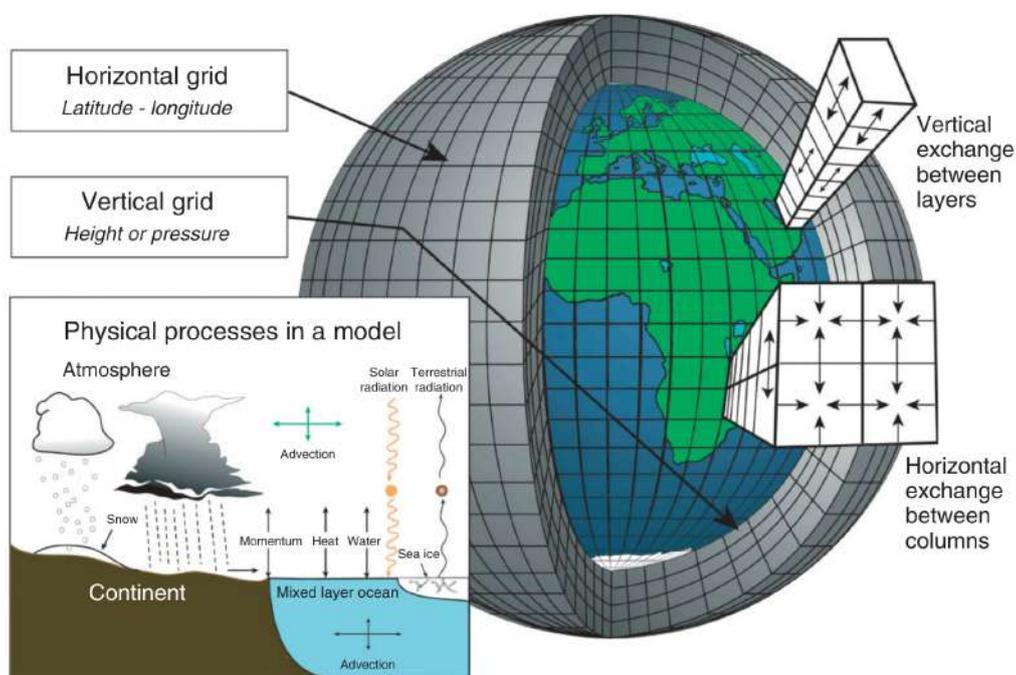


FIGURE 1.10 – Schéma conceptuel de fonctionnement d'un modèle numérique (Voir Figure 2 Edwards, 2011).

Un modèle de climat est une représentation plus ou moins idéalisée du système climatique basée sur les équations mathématiques appelées équations primitives de la mécanique des fluides et de la thermodynamique et sur la paramétrisation des phénomènes de sous mailles. Les équations primitives s'appuient sur les lois suivantes : la première loi de la thermodynamique (loi de conservation de l'énergie), la deuxième loi de Newton (loi de conservation du moment cinétique), la loi de conservation de la masse, la loi des gaz parfaits et sur l'hypothèse d'équilibre hydrostatique. La paramétrisation ou encore la physique du modèle correspond à la représentation des processus qui ne sont pas explicitement traités par le modèle. Elle est différente d'un modèle à un autre et se fait de façon simplifiée à l'aide d'équations empiriques. Ainsi, pour représenter les processus atmosphériques, on a recours à la discrétisation de l'espace sur les plans horizontal, vertical et temporel (Figure 1.10). Le modèle résout donc les équations dans un espace tridimensionnel (altitude, latitude, longitude) formant des mailles (ou points de grille). Cependant, la résolution des modèles est limitée par les capacités et les performances des moyens de calculs existants.

1.2.4.1 Les modèles globaux

Les modèles globaux sont des modèles qui simulent l'évolution du climat à l'échelle du globe et sur le long terme. Ils permettent d'obtenir par exemple la réponse de l'atmosphère à différents forçages. Ils ont une résolution assez faible (>100 km). Cet ensemble de modèles comprend : les modèles de circulation générale atmosphérique, les modèles de circulation générale océanique et les modèles de circulation générale couplés océan-atmosphère. Ces modèles ont évolué depuis les années 1970 avec une amélioration considérable de leurs résolutions et une meilleure prise en compte de nouvelles composantes du système climatique (la convection, les nuages et les précipitations, les aérosols, la chimie atmosphérique, etc...).

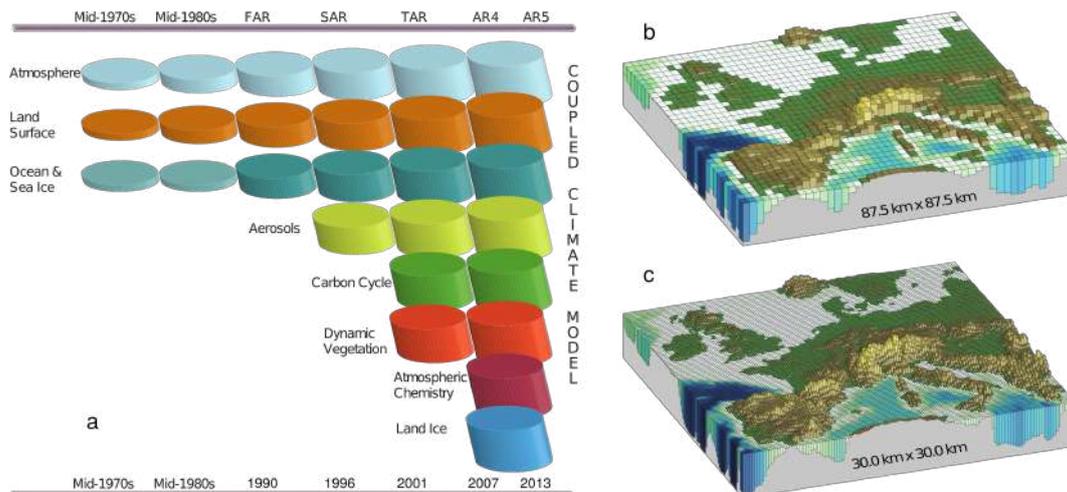


FIGURE 1.11 – Evolution des modèles climatiques au cours du temps. Les couleurs montrent les composantes prises en charge dans le couplage et la taille des cylindres représente l'augmentation de la complexité et la gamme des processus avec le temps (a). Illustration de la topographie européenne actuelle avec une résolution de $87,5 \times 87,5$ km (b); (c) identique à (b) mais pour une résolution de 30×30 km. Notez que pendant la même période, la résolution horizontale et verticale a considérablement augmenté, par exemple pour les modèles spectraux de T21L9 (résolution horizontale d'environ 500 km et 9 niveaux verticaux) dans les années 1970 à T95L95 (résolution horizontale d'environ 100 km et 95 niveaux verticaux). (Cf. Figure 1.13 et Figure 1.14 Stocker *et al.*, 2013).

La Figure 1.11a présente l'évolution des modèles depuis les années 1970 jusqu'à aujourd'hui. Cette évolution peut être subdivisée en sept générations :

- Années 1970 : Premiers modèles de circulation générale de l'atmosphère. Prise en compte d'éventuelles variations de l'irradiance solaire et de l'évolution de la concentration atmosphérique de CO_2 . Modélisation sommaire des précipitations ;
- Années 1980 : Prise en compte des propriétés des surfaces émergées ; couverture de glace prescrite. Modélisation sommaire de la nébulosité ;
- Premier rapport (AR1=FAR) du GIEC (1990) : Prise en compte des échanges de chaleur et d'eau entre l'océan et l'atmosphère, mais sans structure verticale de l'océan ni courants océaniques ;
- Deuxième rapport (AR2=SAR) du GIEC (1995) : Prise en compte de l'activité volcanique ainsi que des sulfates issus des émissions anthropiques de SO_2 . Représentation encore sommaire des processus thermiques et dynamiques de l'océan en 3 dimensions ;
- Troisième rapport (AR3=TAR) du GIEC (2001) : Prise en compte du cycle du carbone, des flux d'eau des rivières, des propriétés des aérosols anthropiques ; représentation plus avancée de la circulation tridimensionnelle des océans ;

- Quatrième rapport (AR4) du GIEC (2007) : Prise en compte de la chimie atmosphérique. Prise en compte des interactions entre la végétation, le climat, et les propriétés des surfaces émergées ;
- Cinquième rapport (AR5) du GIEC (2013) : Amélioration de la paramétrisation des processus physiques, de la résolution des modèles et ajout de nouvelles composantes.

Cependant, leur faible résolution ne permet pas de simuler tous les aspects du climat et du changement climatique à l'échelle régionale (la topographie, le contraste thermique océan-continent, et...). Elle n'est pas forcément suffisante pour réaliser des études d'impacts à l'échelle régionale alors que ce type d'analyse est d'une importance capitale pour les populations et les décideurs de ces régions. D'où la nécessité de développer des modèles à aire limitée appelés modèles de circulation régionaux.

1.2.4.2 Les modèles régionaux

La recherche d'une meilleure compréhension du climat et du changement climatique à l'échelle régionale a permis le développement de modèles de climat régionaux. Comme les modèles de circulation générale, les modèles régionaux se basent aussi sur les équations primitives. Mais, à la différence des modèles de circulation générale, ils opèrent sur un domaine géographique restreint et ils utilisent à leurs frontières, les sorties des modèles de circulation générale ou des données de réanalyses. Cette limitation de la région sur laquelle se fait les simulations permet d'augmenter de façon significative leur résolution spatiale sans engendrer une hausse des temps de calcul et de stockage. Ainsi, elle permet de mieux prendre en compte les états de surface et les processus de sous-maille que les modèles de circulation générale n'arrivent pas à résoudre, d'analyser des mécanismes atmosphériques régionaux qui ne sont pas clairement représentés dans les modèles globaux, et de mieux modéliser les interactions entre les processus régionaux et la circulation de plus grande échelle. Par ailleurs, les modèles de circulation régionaux sont aussi largement utilisés pour la désagrégation (descente d'échelles spatiales) afin d'accéder à des échelles de modélisation des impacts.

1.2.5 Le 5^{ème} rapport du GIEC et le projet CMIP5

Le CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) est un protocole expérimental standard mise en place dans le cadre du programme CLimate VARIability and predictability (CLIVAR) par le World Climate Research Program (WCRP) en 1995 avec pour objectif principal, la coordination des inter-comparaisons des modèles couplés océan-atmosphère. Il fournit un cadre qui facilite le diagnostic, la validation et l'inter-comparaison des sorties des modèles couplés par l'ensemble de la communauté scientifique. Ce projet a connu plusieurs phases successives qui aboutissent chaque fois à une modification de son protocole. Les deux premières phases ont recueilli respectivement les résultats des simulations de «contrôle» dans lesquelles le forçage climatique est maintenu constant et de scénario idéalisé du réchauffement climatique (augmentation graduelle du CO₂ de 1% par an). La phase 3 du projet (CMIP3) a coïncidé avec le 4^{ème} rapport du avec des scénarios plus «réalistes» pour le forçage climatique passé et présent.

Réunis en septembre 2008 au sein du groupe de travail du WCRP sur la modélisation couplée, une vingtaine de groupes de modélisateurs décide de mettre en œuvre un ensemble de nouvelles simulations climatiques baptisé CMIP5 (en anglais Coupled Model Intercomparison Phase 5). Ces nouvelles simulations constituent la cinquième phase des projets de recherche réalisés par le

GIEC et l'ensemble de la communauté scientifique qui ont abouti au cinquième rapport, l'AR5. Le CMIP5 est un projet novateur car il intègre de nouveaux éléments impactant le climat mondial, entre autres, la prise en compte des scénarios climatiques dit RCP (Representative Concentration Pathways) qui incluent des politiques de réduction des émissions des gaz à effet de serre et la réalisation d'un ensemble de prévisions rétrospectives du climat des cinq décennies passées.

Au cours de cet exercice, deux principales expériences ont été effectuées : les expériences sur le «long-terme» et les expériences à court terme (Cf. Meehl *et al.*, 2009; Taylor *et al.*, 2012). La Figure 1.12 présente le schéma conceptuel des différentes expériences réalisées dans le cadre du projet CMIP5. Les expériences à long-terme s'appuient sur les expériences du CMIP3 mais intègrent de nouvelles simulations permettant une compréhension plus complète du changement climatique et de sa variabilité. En revanche, les expériences à court terme permettront d'avoir non seulement la réponse des modèles aux forçages climatiques mais aussi de faire des prévisions du climat à des échelles de temps plus courtes (10 ans, 20 ans et 30 ans) dans ce contexte du changement climatique (Taylor *et al.*, 2012).

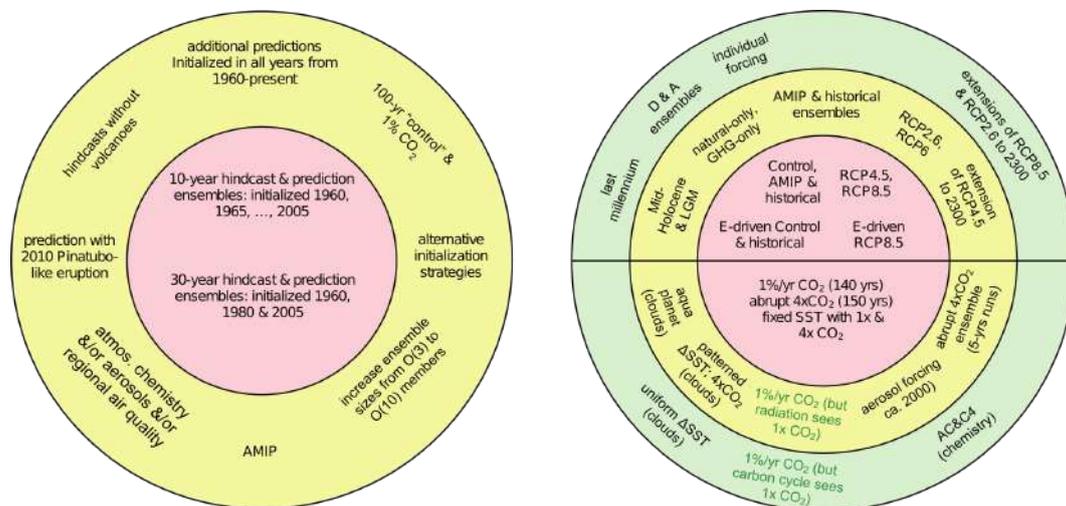


FIGURE 1.12 – Schéma synthétique des expériences réalisées dans l'exercice du CMIP5 pour l'expérience sur le long-terme (à droite) et pour les expériences à court-terme (à gauche) (Taylor *et al.*, 2012).

1.2.6 Évolution du climat présent dans les modèles CMIP5

Les modèles de climat offrent la possibilité de comprendre l'évolution du climat passé, présent et futur. Les travaux réalisés dans le cadre du projet CMIP5 ont livré leurs résultats et montrent une nette amélioration des modèles par rapport à ceux utilisés dans l'exercice précédent (CMIP3). Pour les experts du GIEC, la capacité des modèles à simuler la température de surface globale a été améliorée. Selon le rapport du GIEC, les modèles de climat reproduisent, avec un degré de confiance très élevé, les caractéristiques générales de l'augmentation de la température moyenne de surface à l'échelle mondiale sur la période historique, notamment le réchauffement rapide observé dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle et les différentes périodes de refroidissement qui ont suivi les grandes éruptions volcaniques (Figure 1.13). Certaines incertitudes demeurent toujours malgré les différentes améliorations apportées. En effet, pour les experts du GIEC, même si la représentation des structures moyennes de précipitation à grande échelle a été améliorée dans les modèles du CMIP5, les incertitudes aux échelles régionales demeurent. Cependant, il est démontré maintenant avec certitude que cette évolution générale du climat ne peut pas s'expliquer sans la prise en compte de l'évolution d'origine anthropique des

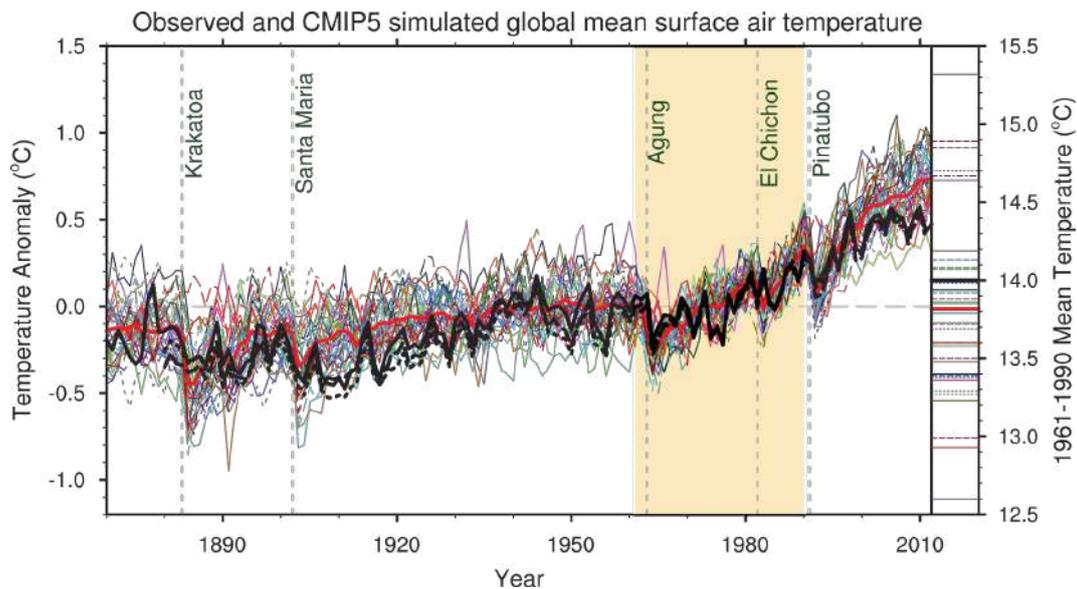


FIGURE 1.13 – Anomalies et moyenne annuelle de la température de surface globale issues des observations et des modèles de climat. Toutes les anomalies ont été calculées par rapport à la période de référence 1961-1990. Les lignes verticales grises représentent les dates des éruptions volcaniques majeures. La courbe rouge (épaisse) représente la moyenne multi-modèle, les courbes noires (épaisses) représentent les trois jeux de données d'observations (HadCRUT4, GISTEMP et MLOST). Les courbes représentent les simulations individuelles de chaque modèle de climat. (Voir Figure 9.8a de Stocker *et al.*, 2013, pour plus de détails).

gaz à effet de serre et des aérosols. Pour synthétiser sur la question de l'attribution anthropique de l'évolution récente du climat, l'association entre les analyses statistiques de séries temporelles d'indicateurs climatiques de plus en plus nombreux et les progrès dans la modélisation climatique a permis de passer d'un diagnostic de non attribution anthropique possible face à la variabilité naturelle du climat dans le premier rapport du GIEC en 1990 à une attribution probable dans le troisième rapport en 2001, et à très vraisemblable puis quasi-certaine dans les quatrième (2007) et cinquième (2013) rapports.

1.2.7 Évolution du climat futur dans modèles CMIP5

L'utilisation des modèles de climat dans l'analyse de l'évolution future du climat terrestre pour le dernier exercice CMIP5 a permis de récolter un nombre important d'informations. L'expertise de ces informations à partir de différentes techniques a abouti à des résultats dont la synthèse est faite dans le cinquième rapport du GIEC. Selon ce rapport, la poursuite des émissions de gaz à effet de serre entraînera un réchauffement supplémentaire et des modifications de toutes les composantes du système climatique. Ainsi, pour les experts du GIEC, la limitation des effets du changement climatique exigera des réductions substantielles et durables des émissions de gaz à effet de serre.

D'une manière générale, le rapport sur les projections en température montre que la température moyenne globale continuera à augmenter pendant le 21^{ème} siècle si rien n'est fait pour stabiliser les émissions de gaz à effet de serre. Pour ces experts, les changements de température de surface à l'échelle mondiale à la fin du 21^{ème} siècle devraient dépasser 1,5°C par rapport à 1850-1900 pour tous les scénarios RCP, à l'exception du RCP2.6. Il est aussi probable que cette hausse des températures dépasse 2°C pour RCP6.0 et RCP8.5, et très probablement qu'elle ne dépasse pas les 2°C pour RCP4.5 (Figure 1.14). Ce réchauffement se poursuivra au-delà de 2100 dans tous les scénarios RCP, à l'exception de RCP2.6. Le réchauffement continuera de

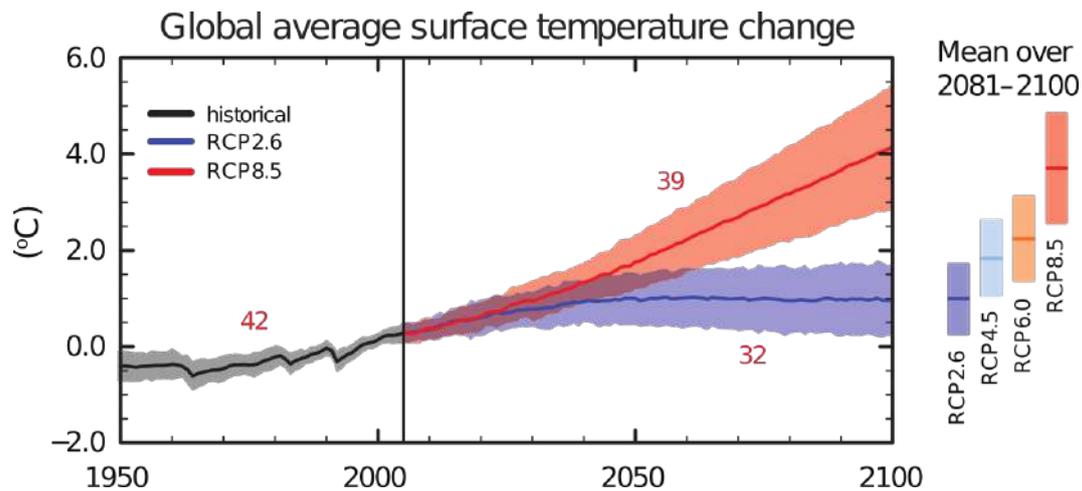


FIGURE 1.14 – Moyenne multi-modèle de la température moyenne globale de 1950 à 2010 issues des simulations historiques (courbe noire), RCP2.6 (courbe bleue) et RCP8.5 (courbe rouge). Les anomalies ont été obtenues par rapport à la moyenne climatologique 1986-2005. Le nombre de modèles utilisés pour le calcul de la moyenne multi-modèle est indiqué sur la figure en couleur rouge. (Voir Figure SPM.7 de Stocker *et al.*, 2013, pour plus de détails).

présenter une variabilité interannuelle à décennale avec des disparités importantes au niveau régional (Figure 1.15a). Ces disparités régionales sont également importantes lorsqu'on se réfère aux projections des champs de précipitations (Figure 1.15b). Le contraste dans les projections futures de précipitations entre les régions sèches et humides et entre les saisons sèches et humides augmentera, bien qu'il puisse y avoir des exceptions régionales. En Afrique de l'Ouest par exemple, la moyenne multi-modèle présente une baisse des précipitations sur le Sahel Ouest et une hausse des précipitations sur le Sahel Central et Est (voir plus loin).

1.3 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST (MAO) : CLIMAT MOYEN, VARIABILITÉS ET IMPACTS

1.3.1 Région d'étude

Dans nos investigations, si nous présenterons des résultats sur le globe en raison des phénomènes que nous voulons mettre en évidence, le principal domaine de nos recherches est la région Ouest Africaine (zone bleue sur la Figure 1.16). Ce domaine englobe un très vaste espace (entre 3° N-25° N ; 20° W-20° E), limité au Sud et à l'Ouest par l'Océan Atlantique, au Nord par le désert du Sahara et à l'Est par le Tchad et le Cameroun. En partant des travaux de Lebel et Ali (2009), nous avons délimité ce domaine en plusieurs sous domaines : le Sahel (entre 10° N-20° N ; 20° W-20° E), le Sahel-Est (entre 10° N-20° N ; 0° -20° E), le Sahel-Ouest (entre 10° N-20° N ; 20° W-10° W) et la zone guinéenne (entre 3° N-10° N ; 20° W-20° E). L'Afrique de l'Ouest couvre une surface de plus de 6 millions de km² avec une population principalement agricole. L'agencement des saisons est régi par le système de la mousson ouest-africaine que nous présentons plus loin dans ce chapitre.

1.3.1.1 Topographie

Les caractéristiques géographiques de la région ouest-africaine (orographie, nature des sols, végétation et environnement océanique) sont des éléments importants pour la compréhension de la mousson ouest-africaine. La Figure 1.17 présente la topographie de l'Afrique de l'Ouest. Elle est caractérisée par un relief relativement plat avec une altitude moyenne inférieure à 500 mètres.

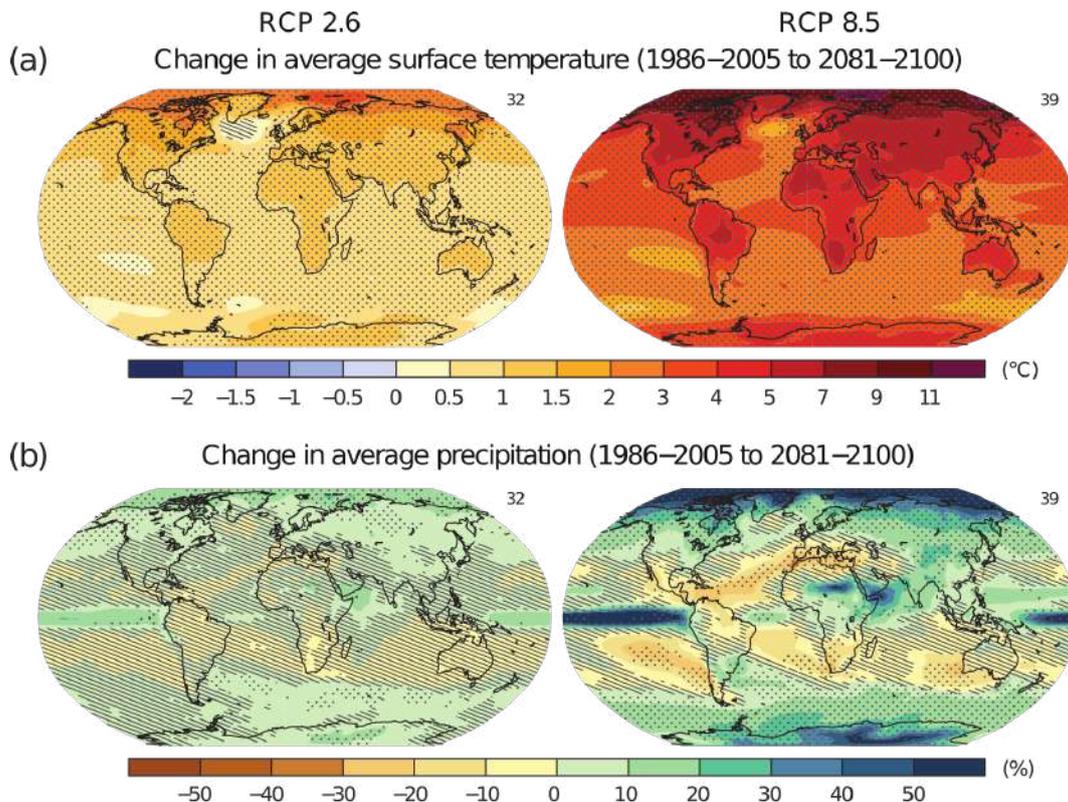


FIGURE 1.15 – Structure spatiale des projections futures (2081-2100) issues des RCP2.6 et RCP8.5 : (a) de température de surface et (b) de précipitation. Le changement a été calculé relativement à la moyenne climatologique 1986-2005. (Voir Figure SPM.8 de Stocker *et al.*, 2013, pour plus de détails).

Les plaines occupent principalement la bordure littorale, et sont drainées par des cours d'eau d'ordre secondaire, exception faite des fleuves Sénégal, Volta et Niger. À l'intérieur des terres, les bas plateaux dominent. L'Afrique de l'Ouest possède également six massifs montagneux dont les altitudes varient entre 1500 et 4000 mètres : le Fouta Djallon (1515 mètres) à l'Ouest, le Plateau de Jos (1830 mètres) au Centre Est, le massif de l'Adamaoua (5000 mètres) au Sud-Est et le massif de l'Air (2020 mètres), le massif du Hoggar (2920 mètres) et le massif du Tibesti (3450 mètres) au Nord. Ces deux derniers massifs se trouvent à la bordure Nord de la région ouest-africaine. Le développement spatial de ces massifs montagneux reste assez faible. La couverture végétale en Afrique de l'Ouest est organisée en bandes zonales plus ou moins homogènes. De ces bandes zonales, on peut distinguer trois structures majeures d'occupation du sol en Afrique de l'Ouest : les forêts qui sont localisées le long de la côte guinéenne ($<8^{\circ}\text{N}$), les savanes localisées au-delà de 8°N et les zones agricoles situées entre 13°N et 18°N . Cette organisation zonale du couvert végétal est principalement contrôlée par la répartition des cumuls pluviométriques sur la région ouest-africaine.

1.3.1.2 La Mousson d'Afrique de l'Ouest

1.3.1.2.1 Définition

Le mot «mousson» vient de l'arabe «mausim», qui signifie «saison». Dans son rapport spécial sur la gestion des risques d'événements extrêmes et de catastrophes (Field *et al.*, 2012), le GIEC définit la mousson comme «une inversion saisonnière tropicale et subtropicale des vents de surface et les précipitations associées, provoquée par un échauffement différentiel entre une

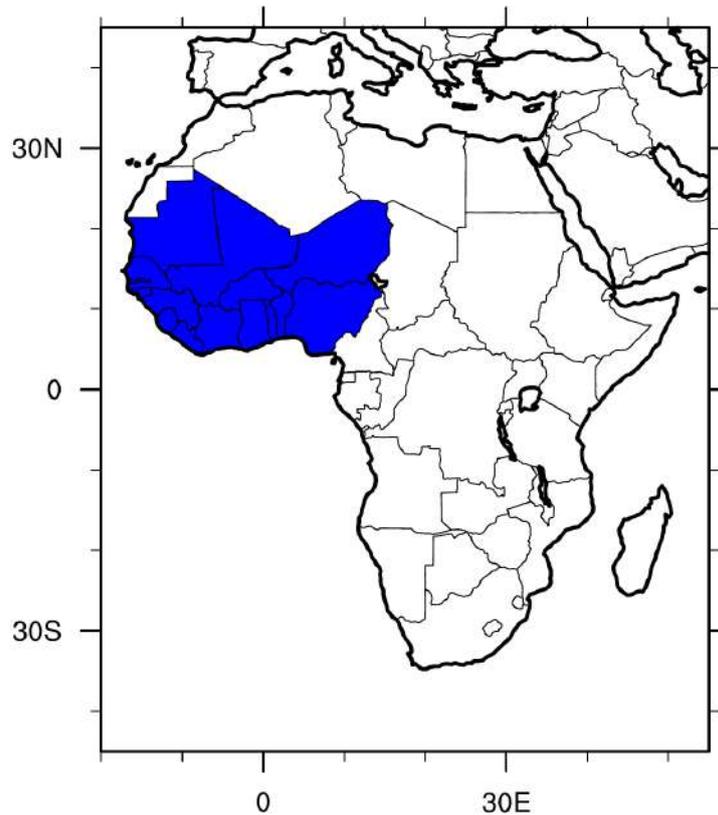


FIGURE 1.16 – Situation géographique de l’Afrique de l’Ouest.

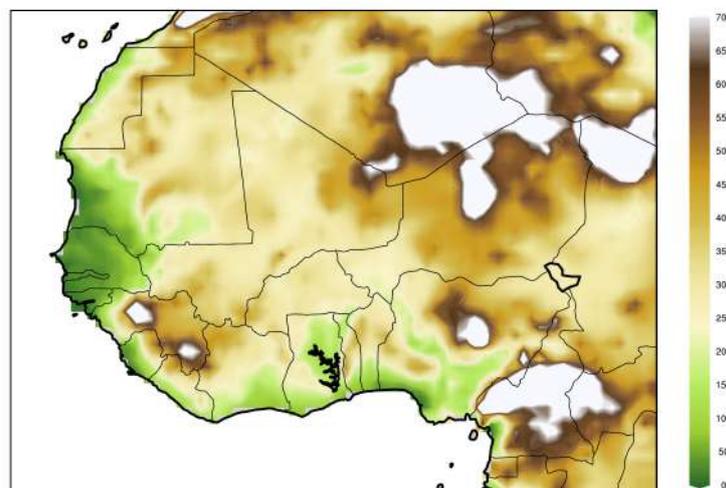


FIGURE 1.17 – Carte topographique de l’Afrique de l’Ouest.

masse continentale à l’échelle continentale et l’océan adjacent». En effet, au printemps boréal, les températures continentales des zones de mousson (Asie, Afrique sub-saharienne) augmentent progressivement et deviennent plus élevées que celles sur les bassins océaniques environnants. La différence de température ainsi formée crée une brise thermique à grande échelle : l’air chaud de la terre tend à s’élever, créant une zone de basses pressions sur le continent et un vent en provenance de l’océan dans les basses couches. Ce flux de mousson est transéquatorial et dévie vers l’Est avec l’action de la force de Coriolis à son passage au niveau de l’Équateur. Il converge vers une dépression thermique qui se forme au-dessus du continent. Son intensité dépend des gradients de pression, de température et d’humidité entre les deux hémisphères. La mousson

est donc une réponse dynamique de l'atmosphère au différentiel énergétique entre l'océan et le continent et donc aux gradients horizontaux d'énergie dans les basses couches à l'échelle régionale. C'est aussi un flux chargé d'humidité, nécessaire à la formation des précipitations sur le continent. Qui dit mousson dit saison des pluies, mais aussi inondations ou sécheresses, car les pluies sont l'élément climatique qui présente la plus grande variabilité spatio-temporelle du climat dans les tropiques. Les circulations de mousson impactent plus de la moitié de la population mondiale. En été, deux principales moussons sont connues : la mousson d'Asie et la mousson d'Afrique de l'Ouest. C'est cette dernière qui fait l'objet de notre étude.

1.3.1.2.2 Les précipitations de mousson : moyenne et saisonnalité

☛ Cumul annuel moyen

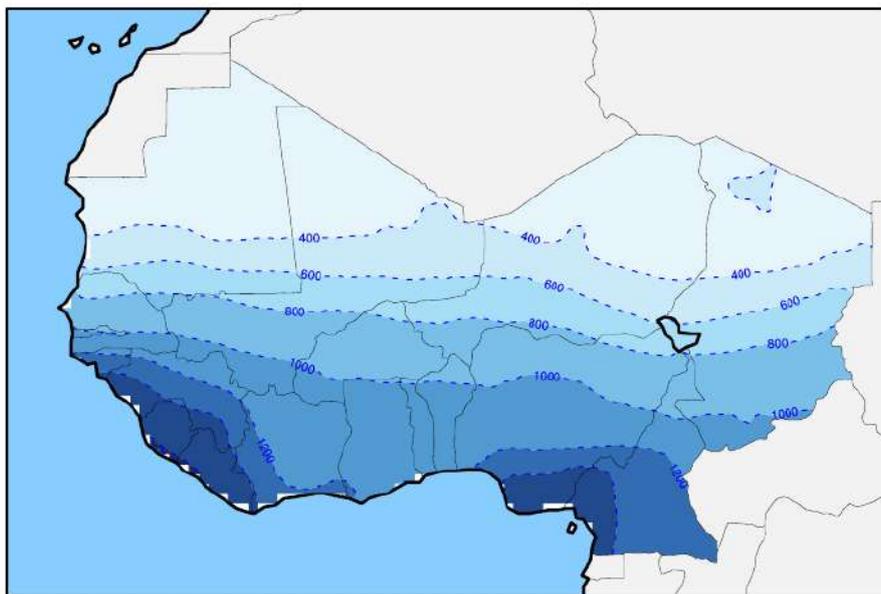


FIGURE 1.18 – Cumul pluviométrique annuel (en mm) en moyenne calculée sur la période 1901-2012 à partir des données mensuelles de précipitations du CRU (Climate Research Unit).

La Figure 1.18 présente la distribution spatiale du cumul annuel moyen des précipitations ouest-africaines calculée sur la période 1901-2012 obtenue à partir des données mensuelles du Climate Research Unit (CRU). Elle montre un gradient Nord-Sud de précipitation sur l'Afrique de l'Ouest. Les cumuls pluviométriques annuels observés augmentent progressivement de la région sahélienne (400 mm/an) vers la zone guinéenne (2600 mm/an). Cependant une azonalité est observée sur la région en dessous de 12° N et met en évidence deux maxima pluviométriques, l'un centré sur la Guinée à l'ouest et l'autre sur le Cameroun à l'est. Ces zones de fort cumul pluviométriques sont liées au forçage orographique des massifs montagneux : le mont Nimba et le Fouta-Djalon sur la Guinée et la chaîne de l'Adamaoua (mont Cameroun) sur le Cameroun. Elles enregistrent des cumuls pluviométriques annuels proches de 3 000 mm/an. Par contre, entre ces massifs montagneux, la répartition spatiale des cumuls pluviométriques est quasi-uniforme avec des valeurs avoisinant 1200 mm/an.

☛ Cycle saisonnier

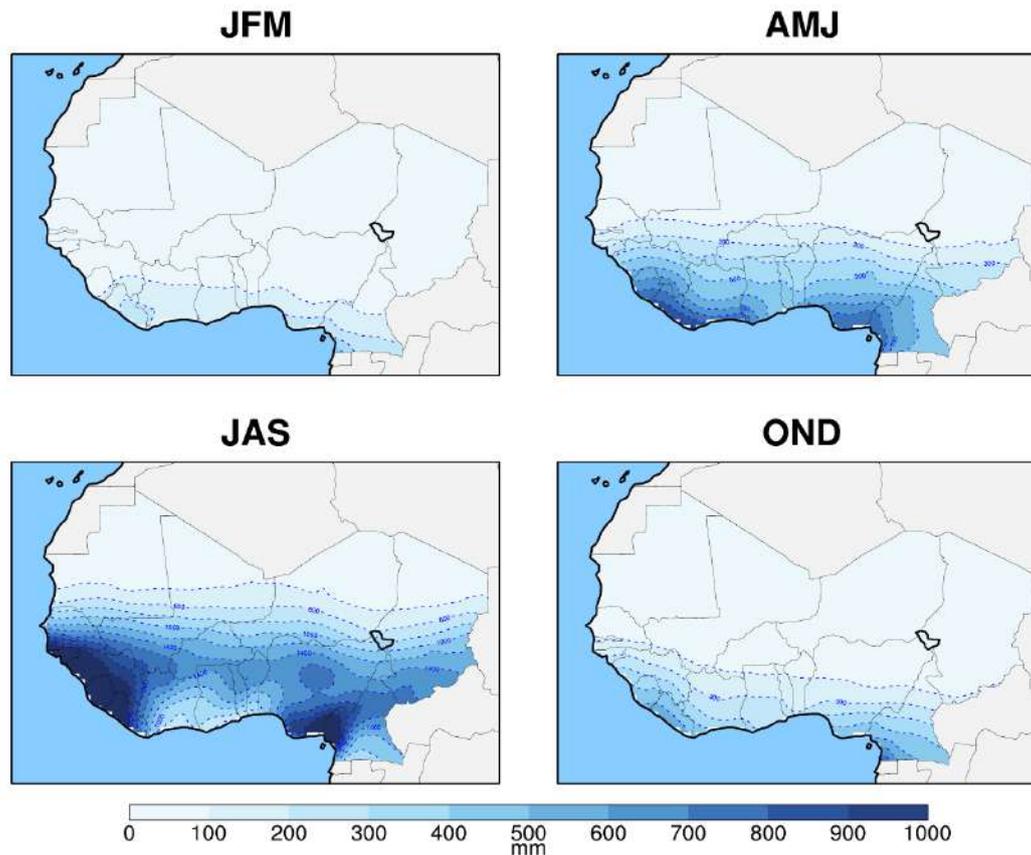


FIGURE 1.19 – Cumul moyen de précipitations (1901-2012) en Afrique de l'Ouest pour quatre saisons (JFM, AMJ, JAS et OND) obtenu à partir des données mensuelles CRU.

Le régime pluviométrique de la région ouest-africaine est fortement lié au mouvement saisonnier de la ZCIT. Les travaux réalisés sur cette région en vue de comprendre ce déplacement, ont montré qu'il se fait de façon discontinue, en particulier entre le printemps et l'été lors de la mise en place de la mousson estivale (Sultan et Janicot, 2000, 2003). La Figure 1.19 illustre l'évolution annuelle moyenne des précipitations, calculée sur la période 1901-2012 pour quatre saisons : l'hiver (JFM), le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND).

- En JFM, la saison est marquée par des cumuls de pluies nuls sur la zone sahélienne et très faibles (< 50mm) sur la région guinéenne. Pendant cette période, la ZCIT occupe sa position la plus au Sud (sur l'équateur) ;
- Au printemps (AMJ), la saison est caractérisée par une remontée progressive de la ZCIT vers le nord jusqu'à 5° N. Ce déplacement de la ZCIT s'accompagne d'une hausse des quantités de pluie sur la côte guinéenne (en dessous de 10° N) alors que les cumuls de pluies restent quasiment nuls sur le Sahel. Cette période correspond à la première saison des pluies dans les régions guinéennes ;
- Pendant l'été (JAS), la ZCIT migre rapidement sur le continent pour atteindre sa position la plus septentrionale entre 10°-11° N. La pluviométrie augmente fortement sur la région sahélienne située au Nord de cette position. Les pics de pluies sont atteints dans le mois d'août qui constitue le cœur de la saison des pluies dans ces régions. Pendant ce temps, les régions côtières se retrouvent en petite saison sèche à l'exception des massifs montagneux qui enregistrent de forts cumuls pluviométriques ;

- En automne (OND), la ZCIT se retire progressivement vers le Sud. Ce retrait s'accompagne d'une diminution des pluies sur la bande sahélienne et une augmentation aux latitudes inférieures à 8° N. Les cumuls de pluies restent cependant, plus faibles que ceux observés sur le printemps.

1.3.1.2.3 *Dynamique atmosphérique régionale*

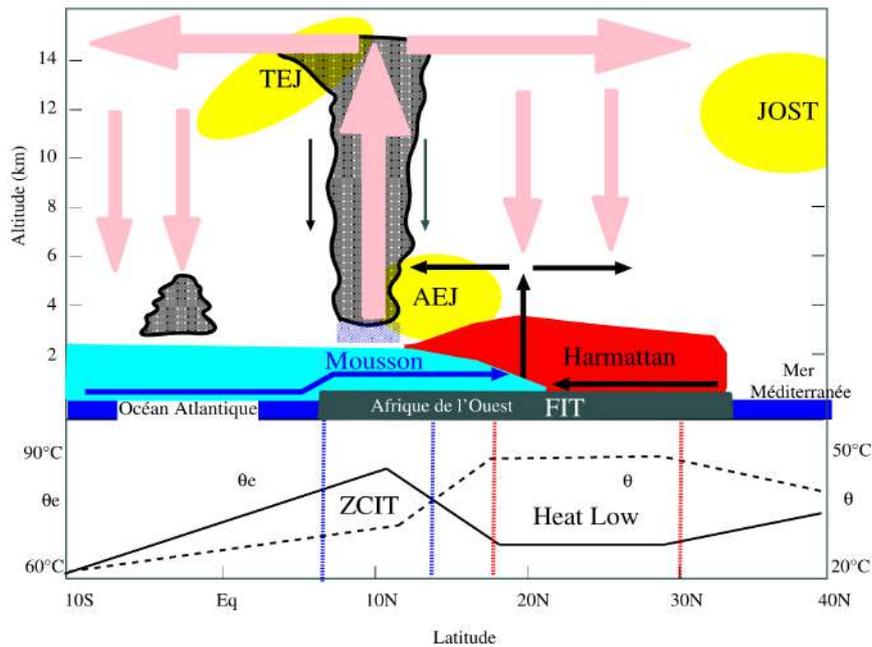


FIGURE 1.20 – Schéma conceptuel représentant les éléments clés de la mousson africaine. Les courbes du bas représentent les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique (Cf. Figure 2.6 Peyrille, 2006).

La dynamique atmosphérique régionale de la mousson se structure en basses couches avec des flux opposés de mousson et d'harmattan et en moyenne et haute troposphère autour d'éléments clés du flux zonal tels que le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (TEJ), et le Jet d'Ouest Subtropical (JOST). La Figure 1.20 présente le schéma conceptuel de la dynamique atmosphérique de la mousson. Les deux principales structures convectives sont la ZCIT et la Dépression Thermique Saharienne (DTS) marquée sur la figure par l'expression anglaise «Heat Low».

☞ Circulation en basses couches

Le mécanisme de l'agencement des saisons au cours de l'année sur l'Afrique de l'ouest est commandé dans les basses couches de l'atmosphère par une circulation des masses d'air autour des centres d'action suivants :

- Les hautes pressions permanentes de l'atlantique nord ou anticyclone des Açores axées sensiblement sur le parallèle 30° N;
- Les hautes pressions australes du Golfe de Guinée ou anticyclone de Sainte Hélène axées également sur le parallèle 30° S;

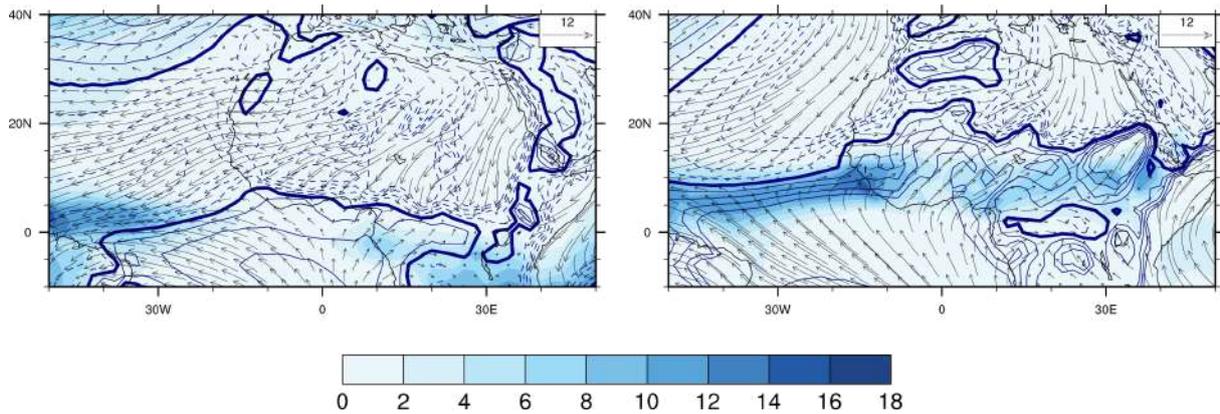


FIGURE 1.21 – Circulation de basses couches de la mousson en Afrique de l’Ouest en janvier (a) et juillet (b). Les flèches représentent la direction du vent horizontal à 925hPa. Les isolignes bleues représentent le vent méridional. L’isoligne zéro (gras) a été choisie pour délimiter la position moyenne du FIT. La pluviométrie est ajoutée en couleur bleue.

- Une zone de basses pressions relatives séparant les deux anticyclones ci-dessus cités, dont la partie continentale est constituée par la DTS.

L’Afrique de l’ouest dans son ensemble subit l’influence de deux flux principaux d’air de direction et de caractéristiques opposées (Figure 1.21) : l’air continental très sec provenant des régions sahariennes et associé à la DTS (Harmattan) qui souffle du secteur Nord-Est et l’air océanique de régions équatoriales chargées d’humidité, du secteur Sud-Ouest (mousson). En effet, le flux de mousson dirigé de l’océan Atlantique vers le continent apporte l’humidité de basse couche nécessaire à la formation de la convection nuageuse. Il s’établit grâce au gradient thermique méridien existant entre l’océan et le continent surchauffé durant les mois de printemps. Ce gradient thermique renforce les alizés de l’hémisphère sud qui peuvent traverser l’équateur et ainsi être déviés vers l’est grâce à la force de Coriolis (inversion des alizés). Lors de son arrivée sur le continent, le flux de mousson rencontre le flux d’Harmattan. La confluence de ces deux flux forme une zone de convergence en basse couche appelée Front Inter Tropical (FIT). En moyenne troposphère, cette zone de convergence est le lieu de la ZCIT (Figure 1.20). La dynamique de la mise en place de la mousson Ouest Africaine (MOA) est perçue comme associée au mouvement d’oscillation de la ZCIT du sud au nord, entre 5°N et 15°N en août provoquant l’installation progressive et régulière des précipitations sur le continent. Sultan et Janicot (2003) ont montré que la mise en place de la mousson se fait en deux phases. La première, qualifiée de «pré-onset», correspond à l’arrivée à 15°N du Front Inter Tropical (FIT) provoquant la formation de quelques systèmes convectifs isolés, pendant que la ZCIT demeure centrée à 5°N . La date moyenne associée à cette phase est le 14 mai avec un écart type de 9,5 jours Sultan et Janicot (2003). Cette phase est suivie du saut de mousson qualifiée d’onset, associé au saut brusque latitudinal de la ZCIT de sa position à 5°N à une position quasi-stationnaire en juillet-août à 10°N . La date moyenne associée au saut de mousson est le 24 juin avec un écart type de 8 jours.

Les précipitations de la mousson en été sont principalement produites par des événements fortement précipitants sur le Sahel, les lignes de grains de méso-échelle, pilotées par la convection profonde de la ZCIT. Le bilan pluviométrique saisonnier est donc fortement dépendant du nombre et de l’intensité de ces événements. Ils sont au cœur de l’analyse de la variabilité climatique au Sahel. Par exemple les travaux de Panthou *et al.* (2014) et Taylor *et al.* (2017) ont montré l’intensification récente du cycle hydrologique par une très forte augmentation de la part de ces événements dans le cumul pluviométrique saisonnier au Sahel.

☞ Mouvement zonal en moyenne et haute altitude

- Le Jet d'Est Africain (JEA) : C'est une circulation d'origine thermique caractéristique de la moyenne troposphère (entre 600 et 700 hPa) entre la Mer Rouge (50° E) et l'Atlantique Ouest (40° W), soit sur près de 10 000 km avec une intensité moyenne de l'ordre de 10-12 m/s pendant l'été. Le JEA est généré par un fort gradient de température et d'humidité dans les basses couches atmosphériques. Il s'intensifie et se déplace vers le Nord de fin avril à fin octobre en même temps que la mousson. Sa présence joue un rôle important dans l'organisation de la convection, la formation des lignes de grain et la genèse des ondes d'Est (Burpee, 1972; Thorncroft et Hoskins, 1994a,b). Les variations des conditions de surface influencent la position et l'intensité de ce jet. Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré que le JEA est maintenu grâce à deux circulations méridionales forcées dont l'une est associée aux flux de surface et à la convection sèche dans la zone de la dépression thermique saharienne (DTS), et l'autre, associée à la convection profonde dans la ZCIT. Pour Cook (1999), le gradient de température observé est en partie contrôlé par la distribution d'humidité au sol. Wu *et al.* (2009) ont mis en évidence le rôle de plusieurs propriétés de la surface du sol (albédo, végétation et évaporation) et de l'orographie.
- Le Jet d'Est Tropical : Le Jet d'Est Tropical (ou TEJ en anglais est un jet de haute troposphère dont le cœur est situé entre 100hPa et 200hPa (Cf. Flohn, 1964; Hulme et Tosdevin, 1989; Krishnamurti, 1971). C'est un vent fort dû à des hauts géopotentiels sur le plateau Tibétain, générés par forçage thermique. Il s'étend du Sud de l'Asie à la côte Ouest de l'Afrique avec une vitesse n'excédant pas 25 m/s. En été, le flux associé à cet jet est localisé entre 5° N et 20° N avec des vitesses maximales atteintes entre 10° N et 15° N (Hulme et Tosdevin, 1989). Il est caractérisé par un maximum de divergence en haute troposphère lié à la circulation de Hadley et à la circulation de Walker. Son influence sur la mousson ouest africaine a été peu mis en évidence. Hulme et Tosdevin (1989) ont montré que les précipitations sahéniennes sont contrôlées par les changements observés dans la dynamique et le flux du TEJ. Il ressort également de cette étude que le TEJ est moins intense avec une extension réduite en latitude et en longitude pendant les années sèches. Pour Nicholson et Dezfuli (2013), l'intensité du TEJ est fortement liée à la variabilité des précipitations, l'apparition de conditions humide coïncident avec le renforcement du TEJ et vice-versa.
- Le Jet d'Ouest SubTropical (JOST) : Vent de haute troposphère (200 hPa) qui se situe entre 30° N et 45° N en été boréal (Figure 1.20). Son intensité est liée à la dynamique des cellules de Hadley. Il se situe en moyenne climatologique au-dessus du Maghreb pendant la période de mousson d'été avec des incursions vers le Sahel aux périodes de transition (juin et septembre).

1.3.2 Variabilité pluviométrique décennale à multi-décennale

Dans cette section, nous abordons l'état des connaissances sur les mécanismes de la variabilité pluviométrique décennale sur la région ouest-africaine. Comme on l'a noté en introduction, le Sahel est reconnu comme une des régions avec la plus forte variabilité des pluies aux échelles décennale et multi-décennale, concrétisé en particulier par la succession des décennies 1950 et 1960 excédentaires, puis des décennies 1970 et 1980 déficitaires, enfin à partir de la décennie 1990 d'un retour vers des cumuls proches de la moyenne séculaire caractérisé par une variabilité interannuelle dominante (voir Figure 1). De fait sur cette région ouest-africaine, un nombre très important de travaux de recherche ont été réalisés, mettant en évidence que la MAO est essentiellement modulée à ces échelles de temps par les états de surface océaniques et continentaux.

La plupart de ces travaux analysent le rôle des températures de surface océaniques (SST en anglais) sur les pluies en Afrique de l’Ouest. D’autres en revanche, mais très peu nombreux en comparaison, évoquent le rôle de la dépression thermique saharienne (DTS). C’est pourquoi nous présentons d’abord l’état de l’art des travaux relatifs aux variations décennales spécifiques des SST et de la DTS, avant d’aborder dans un deuxième temps leur impact sur la variabilité pluviométrique décennale en Afrique de l’Ouest, puis d’étendre ce bilan bibliographique à l’analyse des scénarios de changement climatique.

1.3.2.1 Variabilité des températures de surface (SST) océaniques

1.3.2.1.1 Variabilité décennale de l’océan Atlantique

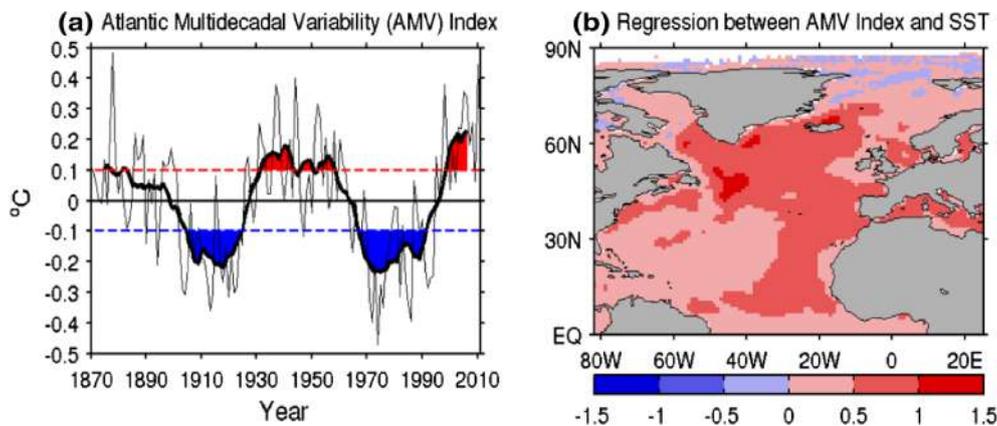


FIGURE 1.22 – (a) Indice de l’AMO défini comme la moyenne géographique des SST sur l’océan Atlantique Nord (0-60° N; 7.5° E-75° W). (b) Structure spatiale de l’AMO obtenue par régression linéaire des SST de l’océan Atlantique Nord sur l’indice de l’AMO. Voir Figure 1 Ba *et al.* (2014).

L’AMO (en anglais Atlantic Multidecadal Oscillation) est le principal mode de variabilité basse fréquence sur le bassin Atlantique. De nombreux travaux se sont focalisés sur ce mode de variabilité et son rôle dans la variabilité du climat tropical (Cf. Ba *et al.*, 2014; Delworth et Mann, 2000; Deser et Phillips, 2017; Enfield *et al.*, 2001; Knight *et al.*, 2006; Mohino *et al.*, 2011; Ting *et al.*, 2009; Trenberth et Shea, 2006; Van Oldenborgh *et al.*, 2009; Zhang et Delworth, 2006). Pour ces travaux, plusieurs définitions de ce mode de variabilité Atlantique ont été adoptées. En effet, pour certains d’entre eux, l’AMO est défini comme étant la moyenne géographique des anomalies de température de surface de l’océan Atlantique Nord indépendamment du signal du réchauffement global (Cf. Enfield *et al.*, 2001; Hodson *et al.*, 2010; Sutton et Hodson, 2005; Ting *et al.*, 2009; Trenberth et Shea, 2006; Zhang et Delworth, 2006) et pour d’autres, l’AMO est défini comme le 1^{er} mode de variabilité d’une analyse en composantes principales sur l’océan Atlantique Nord (Cf. Baines et Folland, 2007; Mohino *et al.*, 2011; Polyakov *et al.*, 2010). Son indice présente des périodicités comprises entre 65-80 ans (Enfield *et al.*, 2001). Les phases chaudes de la variabilité multi-décennale Atlantique apparaissent pendant les périodes 1860-1880, 1940-1960 et depuis 2000, et les phases froides pendant les périodes 1905-1925, et 1970-1990 (Enfield *et al.*, 2001; Mohino *et al.*, 2011; Sutton et Hodson, 2005)(Figure 1.22a). Durant sa phase positive, l’AMO est caractérisée par des anomalies chaudes de SST sur l’océan Atlantique Nord et des anomalies négatives de SST sur le bassin Atlantique Sud (Martin *et al.*, 2014), ce qui constitue un gradient inter-hémisphérique de température.

L’AMO est considérée comme un mode de variabilité interne à ces échelles multi-décennales, associé à la dynamique interne de la circulation océanique de l’AMOC (Atlantic Meridional

Overturning Circulation en anglais), un renforcement de cette circulation induisant une phase positive de l'AMO (Knight *et al.*, 2006). Cependant deux types majeurs d'autres processus ont été impliqués dans la variabilité de l'AMO, d'une part des interactions avec la circulation atmosphérique comme la variabilité multi-décennale de la NAO (North Atlantic Oscillation), le principal mode de variabilité atmosphérique au-dessus de l'Atlantique (voir par exemple Keenlyside *et al.* (2016)), et d'autre part une source de forçage externe, d'origine anthropique, liée aux émissions d'aérosols sulfatés de pollution industrielle, en particulier d'Europe et des Etats-Unis, et dont la variabilité sur la seconde partie du 20^{ème} siècle a pu impacter les SST Atlantique et donc l'AMO (voir par exemple Booth *et al.* (2012)), en particulier sur les transitions entre phase chaude des années 1950 à phase froide de la décennie 1980 puis à phase chaude plus récente pendant laquelle la concentration en aérosols a augmentée puis diminué. Mais ce résultat est encore largement débattu Zhang *et al.* (2013)).

Nombre d'études scientifiques ont mis en évidence les relations entre l'AMO et la variation du climat dans certaines régions sur le globe. Certaines d'entre elles pointent le rôle de l'AMO dans la fonte de l'Arctique (Miles *et al.*, 2014), dans la modulation des activités des cyclones sur l'océan Atlantique (Cf. Kossin *et al.*, 2007; Trenberth et Shea, 2006; Zhang et Delworth, 2006) tandis que d'autres montrent que l'AMO peut être fortement lié au climat ouest-africain, américain et européen (Cf. Enfield *et al.*, 2001; Knight *et al.*, 2006; Mohino *et al.*, 2011; Sutton et Hodson, 2005; Zhang et Delworth, 2006). Pour Diatta et Fink (2014) entre autres, l'AMO est positivement corrélée aux précipitations sahéliennes. Knight *et al.* (2006) et Ting *et al.* (2011) confirment également l'influence de l'AMO sur les précipitations de l'Atlantique tropical. Ils suggèrent un mécanisme physique en lien avec le déplacement méridional de la ZCIT. Enfield *et al.* (2001) montrent le rôle joué par l'AMO dans la sécheresse en Amérique du Nord. Sutton et Hodson (2005) et Sutton et Dong (2012) mettent évidence le lien entre les phases chaudes de l'AMO et les anomalies chaudes de température en Europe Centrale, la baisse des précipitations sur le bassin méditerranéen et les conditions humides en Europe du Nord en été.

1.3.2.1.2 Variabilité décennale de l'océan Pacifique

La PDO (en anglais Pacific Decadal Oscillation) est l'oscillation océanique dominante sur l'océan Pacifique Nord dont la variante sur l'océan Pacifique tropical est l'IPO (en anglais Interdecadal Pacific Oscillation) (Newman *et al.*, 2016). Elle est définie comme la première composante principale issue de l'analyse en composantes principales sur les anomalies de SST de l'océan Pacifique Nord (20° N-70° N ;110° E-100° W) après retranchement de la tendance linéaire (Cf. Deser et Phillips, 2017; Mantua *et al.*, 1997; Newman *et al.*, 2016). Si pour le PDO l'ensemble des études convergent sur sa définition, pour l'IPO par contre, plusieurs définitions sont avancées. Cependant, il ressort clairement de ces définitions que leurs structures spatiales et indices respectifs présentent des fortes similarités (Deser *et al.*, 2004). Ainsi, Dai (2013) et Dong et Dai (2015) définissent l'IPO comme le 2^{ème} mode de variabilité des SST globales (60° S-60° N) filtrées par moyenne glissante de 3 ans. Pour d'autres études, l'IPO représente la première composante principale issue de l'EOF des SST annuelles filtrées sur l'océan Pacifique tropical après la suppression de la tendance linéaire (45° S-60° N ;140° E-80° W) (Joshi et Kucharski, 2017; Mohino *et al.*, 2011; Villamayor et Mohino, 2015). La Figure 1.23 présente l'indice de l'IPO tiré de Villamayor et Mohino (2015) et la structure spatiale associée issue de la régression linéaire des anomalies de SST sur l'indice de l'IPO. Son indice présente une alternance de phases chaudes (anomalies positives) et de phases froides (anomalies négatives) avec des périodicités de 15-25 ans et 40-60 ans (Dong et Dai, 2015). En effet, l'indice de l'IPO est caractérisé par des phases chaudes entre 1924-1945, 1977-1998 et des phases froides entre 1946-1976 et de 1999 à la période actuelle (Dai, 2013; Dong et Dai, 2015). Sa structure spatiale est caractérisée durant sa phase

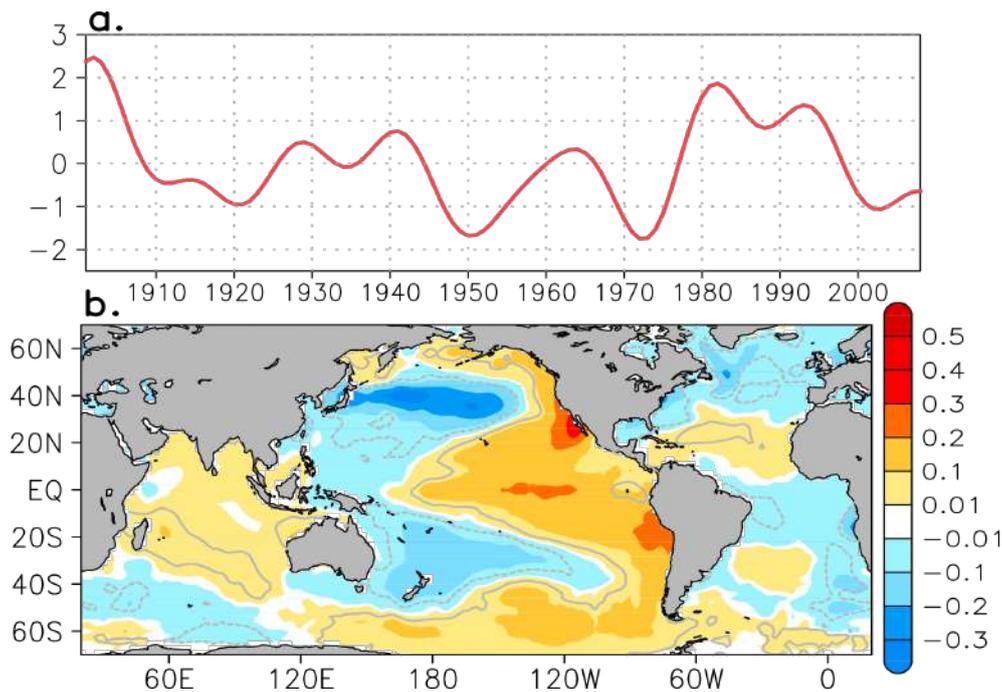


FIGURE 1.23 – (a) Indice de l’IPO défini comme la première composante principale issue de l’EOF des anomalies filtrées de SST sur l’océan Pacifique (entre 45°S et 60°N). (b) Structure spatiale de l’IPO obtenue par régression linéaire des SST globales sur l’indice de l’IPO. Voir Figure 1 Villamayor et Mohino (2015).

chaude par des anomalies positives de SST du Centre à l’Est du Pacifique tropical et des anomalies négatives de SST sur la zone allant de l’Ouest au Centre du Pacifique dans les moyennes latitudes.

Les différentes études sur l’océan Pacifique ont mis en évidence plusieurs implications de l’IPO sur le climat de nombreuses régions du globe. En effet, l’IPO a été mis en relation avec les variations décennales des précipitations au Sud-Ouest de l’Amérique du Nord (Deser *et al.*, 2004; Meehl et Hu, 2006). De nombreuses études montrent que l’IPO joue un rôle très important dans la variations de la température de surface et des précipitations aux États-Unis (Dai, 2013; Dong et Dai, 2015; Meehl et Hu, 2006), en Australie (Dong et Dai, 2015), sur la mousson Indienne (Joshi et Kucharski, 2017; Joshi et Rai, 2015) et sur la mousson Ouest-africaine (Mohino *et al.*, 2011; Villamayor et Mohino, 2015). Dong *et al.* (2016) argumentent dans leurs travaux que l’IPO module la variabilité décennale de l’océan Indien. A l’échelle globale, Dai *et al.* (2015) montre également que l’IPO module la variabilité décennale et mutli-décennale de la température.

1.3.2.1.3 Variabilité décennale de l’océan Indien

L’IOB (en anglais decadal Indian Ocean Basin mode) ou l’IDV (en anglais Indian Decadal Variability) est le mode de variabilité décennale dominant de l’océan Indien. Sa caractérisation se base sur l’analyse en composantes principales des SST sur le bassin océanique Indien. En effet, la variabilité décennale de l’océan Indien est définie comme la première composante principale de l’EOF sur les anomalies filtrées de SST sur l’océan Indien (Dong et McPhaden, 2017; Han *et al.*, 2014b; Mohino *et al.*, 2011). La Figure 1.23 présente la structure spatiale de l’IDV et la série temporelle associée. L’indice de l’IDV présente des phases chaudes pendant les périodes 1900-1905, 1935-1945 et de 1980 à la période actuelle et des phases froides de 1915-1925, 1945-1980. Sa structure spatiale est caractérisée par des anomalies positives de SST sur l’ensemble

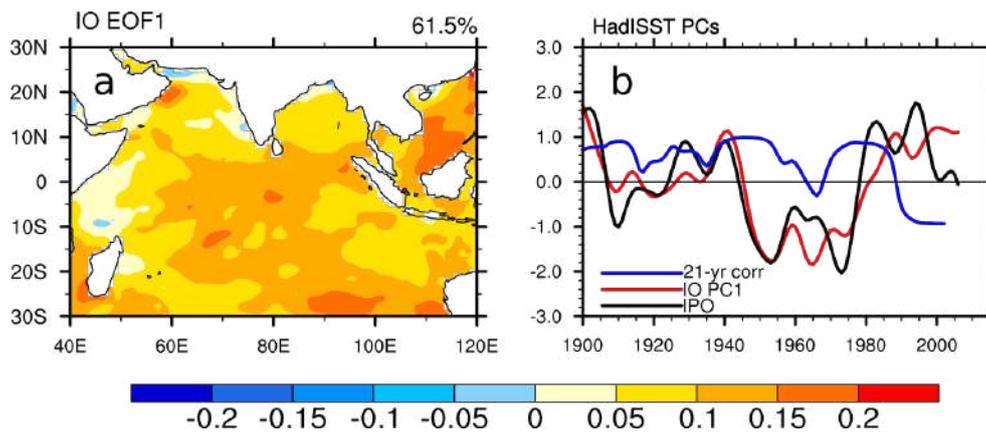


FIGURE 1.24 – (a) Première composante principale issue de l'EOF des anomalies filtrées de SST sur l'océan Indien (entre 30° S et 30° N ; 40° -120° E) après retranchement de la tendance linéaire. (b) Série temporelle associée à l'IDV (en rouge), à l'IPO (en noir) et courbe des corrélations glissantes sur 21 ans entre l'indice de l'IDV et l'IPO (en bleu). Voir Figure 1 Dong et McPhaden (2017).

du bassin Indien avec des valeurs maximales au Sud du bassin lors de sa phase chaude.

Ce mode de variabilité contrairement au mode de variabilité Atlantique et Pacifique a fait l'objet de très peu d'études induisant ainsi une sous documentation de son influence sur le climat. Pourtant, bon nombre de facteurs indiquent que les variations décennales de l'océan Indien ont une influence considérable sur le climat tant au niveau régional que mondial (Han *et al.*, 2014b). En effet, Bader (2003) et Bader et Latif (2005) montrent que le réchauffement de l'océan indien a joué un rôle important dans la baisse des précipitations au Sahel Ouest durant la période des années 1950 à 1990 et a contribué à une intensification de la NAO (North Atlantic Oscillation). Lu (2009) explique dans ses travaux à l'aide d'un modèle de climat que le réchauffement de l'océan Indien renforce la convection locale, la chaleur latente associée et stabilise la troposphère tropicale à travers la propagation d'ondes tropicales. Deser *et al.* (2004) mettent également en évidence le rôle que peut jouer l'océan Indien dans les variations de l'océan Pacifique Nord aux échelles décennales, ce qui sera confirmé par Mochizuki *et al.* (2016). Inversement Dong *et al.* (2016) montrent un impact significatif du bassin Pacifique Est tropical sur l'IOB. D'autres études mettent évidence les relations entre l'IOB et l'IPO. Han *et al.* (2014b), Krishnamurthy et Krishnamurthy (2016) et Dong et McPhaden (2017) montrent que l'IOB est fortement et positivement lié à l'IPO, mais qu'à partir du milieu des années 1980 cette synchronicité s'affaiblit fortement à cause du forçage radiatif lié à l'augmentation des gaz à effet de serre (Dong et McPhaden, 2017).

1.3.2.2 Variabilité de la dépression thermique saharienne (DTS)

Sur la région ouest-africaine, il se forme une zone de maximum de température et de minimum de pression appelée dépression thermique saharienne (DTS) en réponse au fort chauffage radiatif reçu à la surface. Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré que la DTS joue un rôle important dans la circulation atmosphérique de basses couches. En effet, la DTS génère une circulation cyclonique aux basses couches qui renforce la mousson au Sud et l'Harmattan au Nord. Au sommet de cette zone d'air chaud de convection sèche (vers 600hPa), la circulation est divergente et anticyclonique et rejoint la base de la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley nord (voir Figure 1.20). Dans cette thèse, nous nous sommes intéressés à la variabilité décennale et multi-décennale de la dépression thermique saharienne. Mais, nous présentons ici d'abord une brève description des différentes études réalisées récemment pour comprendre sa variabilité.

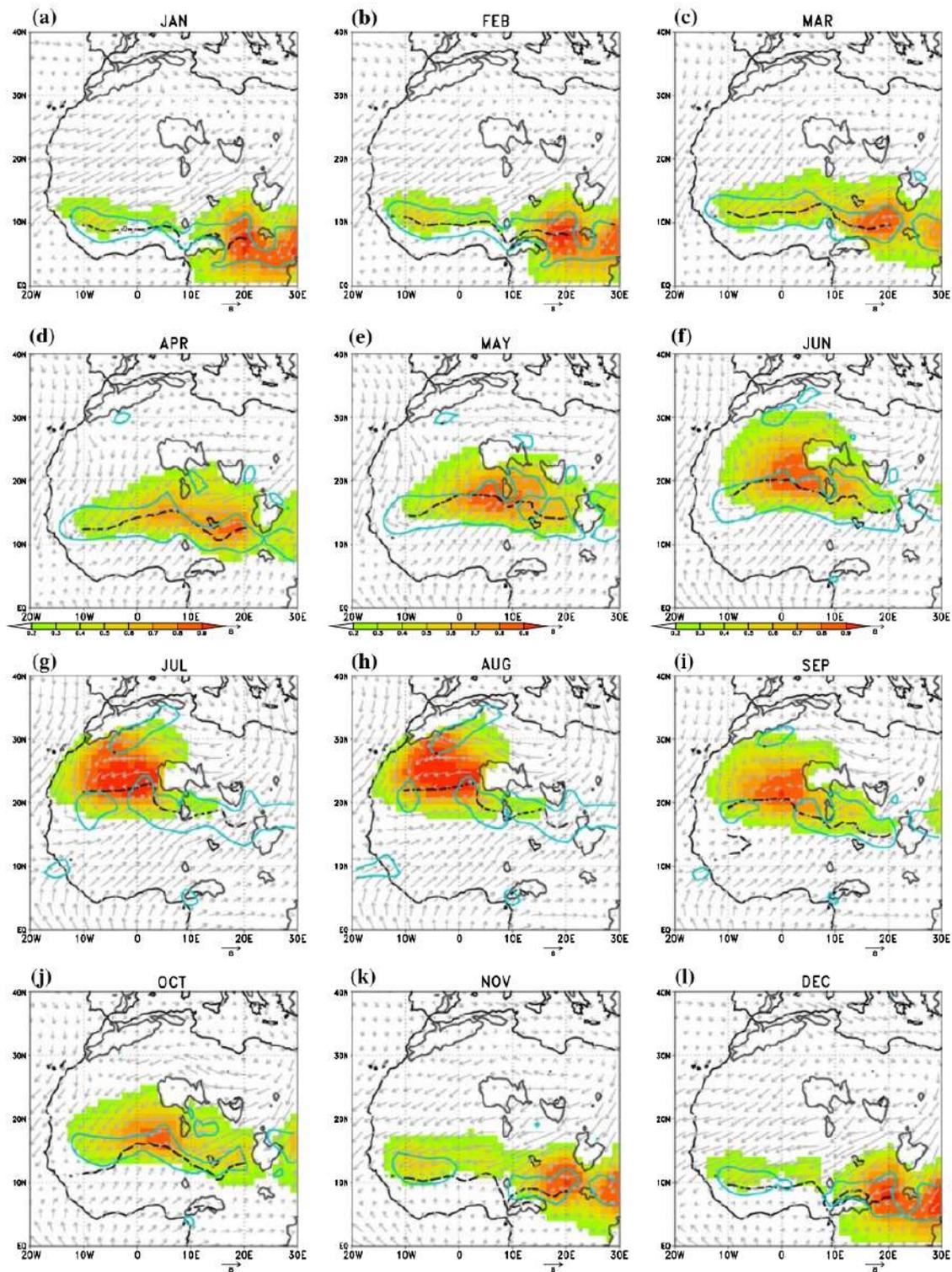


FIGURE 1.25 – Fréquence moyenne mensuelle du LLAT (en couleur) et du vent à 925hPa. Les contours bleus indiquent la zone de convergence horizontale de valeur $8 \cdot 10^{-6} \text{s}^{-1}$ à 925hPa et les lignes noires présente la position du plus faible géopotiel à 925hPa entre l'équateur et 28°N (indicatif du FIT). Voir Figure 4 Lavaysse *et al.* (2009).

Lavaysse *et al.* (2009), dans le but de comprendre le déplacement saisonnier de la DTS, a proposé une méthode de détection. Cette méthode se base sur l'épaisseur géopotentielle (en anglais

LLAT²) entre 925hPa et 700hPa et stipule que l'épaisseur géopotentielle est proportionnelle à la température moyenne entre ces deux couches. Ainsi, pour un jour donné, la zone de la DTS représente la région où la LLAT est supérieure à un seuil donné. La Figure 1.25 tiré de Lavaysse *et al.* (2009) présente le cycle saisonnier de la DTS déterminé à partir de cette méthode. Les structures de la DTS en janvier et février sont quasi similaires et localisées sur l'Est de la République Centre-Africaine avec des extensions sur les montagnes soudanaises. En mars, la DTS migre faiblement vers le Nord. En Avril et Mai, elle migre vers le Nord-Ouest et se localise au Sud de l'Aïr. A partir du mois de juin, son extension zonale diminue pour prendre une forme circulaire et se positionne au Sud-Ouest du Hoggar. La DTS migre alors progressivement vers le Nord-Ouest entre juin et juillet et reste stationnaire jusqu'en septembre. Après le mois de septembre, elle retourne à sa position initiale de juin suivant le cycle solaire.

Lavaysse *et al.* (2010) se sont ensuite focalisés dans leurs travaux sur les variations intra-saisonnières de la DTS. Dans ce travail, les auteurs ont analysé la dynamique atmosphérique régionale et l'activité convective associée aux phases intenses et faible de la DTS durant l'été. Il ressort de ces analyses que ses phases intenses s'accompagnent d'anomalies positives de température dans les basses couches, d'une intensification du flux de mousson, de l'advection d'humidité sur le Sahel central, de l'intensification du Jet d'Est Africain et de l'intensification des mouvements verticaux au Sud du FIT, signe d'une forte activité convective sur le Sahel central et Est. Pendant ce temps, une baisse de l'activité convective est observée sur le Sénégal. Le contraire est observé lors des phases faibles de la DTS.

Lavaysse *et al.* (2015) ont poursuivi ces travaux cette fois en analysant l'intensité de la DTS durant les trente dernières années dans les données de réanalyses et de modèles atmosphériques. En utilisant plusieurs filtres temporels (moins de 25 jours, de 25 à 100 jours et plus de 300 jours), ils montrent que l'augmentation récente de la température est plus importante dans la région de la DTS que dans les régions environnantes et que cette hausse est associée à une augmentation lente et globale de la température. De plus, une modification dans le cycle saisonnier de la DTS et dans la circulation atmosphérique associée est observée. Plus clairement, l'augmentation de la température dans la zone de dépression va accroître son influence sur le système de mousson à travers le renforcement du gradient de température entre le golfe de Guinée et le Sahara. Cette étude confirme également que les variations de la DTS, se produisant à différentes échelles de temps, ont une influence importante sur le climat en Afrique de l'Ouest et ce par une augmentation du gradient thermique de température entre le Sahara et le golfe de Guinée. Enfin, en comparant les différents modèles de climat, Lavaysse *et al.* (2015) montrent la capacité des modèles à capturer les itérations entre la DTS et la mousson ouest-africaine, et suggère une sélection des modèles adaptée à l'échelle de temps des processus à étudier.

Par ailleurs, Evan et Flamant (2014) se sont focalisés sur le rôle de la DTS dans la reprise des précipitations sahéliennes après la sécheresse des années 1980. À l'aide d'observations et de réanalyses, ils affirment que la hausse de la température dans la région de la DTS coïncide avec la reprise des précipitations. Une analyse du bilan d'eau et de chaleur suggère l'existence d'une boucle de rétroaction positive entre température et vapeur d'eau sur le Sahara : l'augmentation observée de la température de la DTS sur les 30 dernières années a induit une intensification de la convergence de vapeur d'eau dans les basses couches de la DTS, ce qui provoque une intensification du chauffage nocturne en surface par effet de serre de cette vapeur d'eau, et induit alors en retour une augmentation de la température de la DTS. Il est montré que la structure de la reprise des pluies sahéliennes suite à la sécheresse des années 1980 témoigne du rôle fondamental, mais non exclusif, de la DTS. Cook et Vizy (2015) proposent eux aussi l'implication du chauffage plus important au-dessus du Sahara dans les 30 dernières années sur la reprise des pluies au Sahel.

2. Low-Level Atmospheric Thickness

Enfin, si l'influence de la DTS sur les changements annuels et intra-saisonniers de l'intensité de la mousson ouest-africaine a été bien documentée, son influence à des échelles de temps décennales et multi-décennales l'est moins bien. Biasutti *et al.* (2009), dans ses travaux sur l'ensemble des modèles de climat CMIP3, montrent que l'intensification de la DTS est corrélée aux pluies de la zone sahéliennes des échelles de temps interannuelles et multi-décennales. Ils confirment les résultats de Evan et Flamant (2014) sur le rôle de causalité de la DTS sur les pluies sahéliennes. Martin et Thorncroft (2014) et Martin *et al.* (2014) font un premier rapprochement entre l'intensification de la DTS et les variations de l'AMO. Ils affirment dans leurs travaux que la DTS s'intensifie pendant les saisons pour lesquelles le Sahel est plus humide que la moyenne et pendant la phase positive de l'AMO, mais sans pour autant avancer un mécanisme clair pouvant expliquer le lien entre le réchauffement des SST de l'Atlantique Nord et l'intensification de la DTS. Liu *et al.* (2014) proposent eux un mécanisme associant une phase froide des températures de l'Atlantique nord extratropical et une diminution des pluies sahéliennes via des advections d'air froid d'Europe et d'Afrique de Nord amplifiées par une diminution de l'humidité spécifique induisant une réduction de l'effet de serre lié à la vapeur d'eau, un affaiblissement de la DTS, et conduisant à un affaiblissement de la mousson ouest-africaine. Plus récemment, Dixon *et al.* (2017) ont abordé la représentation de la DTS dans 22 modèles de climat CMIP5. Leurs travaux montrent l'existence de biais important aussi bien en termes d'intensité que de positionnement moyen de la zone de dépression. Les modèles CMIP5 qui localisent la DTS un peu plus au Nord produisent d'importantes précipitations sur le Sahel tandis que ceux qui la positionnent plus à l'Est produisent une forte activité des ondes d'Est africaines. Les auteurs affirment que la variabilité des SST ne peut être la principale cause de ces biais et suggèrent que ces biais de représentation de la DTS des modèles sont liés à des mécanismes locaux qui contrôlent l'évolution de la DTS.

Ainsi, si les études sont nombreuses concernant les modes océaniques de variabilité décennale pouvant avoir un impact sur les pluies ouest-africaines, les processus atmosphériques liés à la DTS peuvent aussi s'exprimer aux échelles décennale et multi-décennale et avoir un impact potentiel sur la variabilité décennale de ces pluies, et constituer ainsi un facteur dynamique supplémentaire à considérer. Dans les sections suivantes, nous présentons plus en détails les analyses de la variabilité décennale à multi-décennale, puis sur le 21^{ème} siècle, des pluies sahéliennes.

1.3.2.3 Variabilité décennale et multi-décennale des précipitations ouest-africaines

L'Afrique de l'Ouest est une région dominée par une forte variabilité pluviométrique, à l'échelle interannuelle et fortement à l'échelle décennale et multi-décennale. La série temporelle des précipitations sahéliennes d'été (Figure 1.26) illustre cette variabilité. Les anomalies pluviométriques sont calculées en référence à la période 1979-1998, une séquence relativement sèche dans le 20^{ème} siècle. Cette série montre une alternance de périodes de faibles cumuls (1900-1920, 1940-1950, 1970-1990) et de forts cumuls (1920-1930, 1950-1970). A partir de 1968, la région sahélienne a connu une longue période de sécheresse avec des impacts considérables sur les populations, qui est suivie depuis par une reprise progressive des précipitations autour de la moyenne séculaire. Face à aux impacts sociétaux importants, la communauté scientifique s'est fortement investie pour comprendre l'origine de ces fluctuations pluviométriques. De nombreuses causes ont été avancées pour expliquer ces modifications et s'appuient souvent sur un renforcement/affaiblissement du gradient thermique de température entre le continent et les bassins océaniques environnants, le mécanisme de base de la dynamique d'un système de mousson.

Au départ, la transition entre la période excédentaire des années 1950-1960 et la longue sécheresse des années 1970-1980 a été attribuée à la modification de la végétation sahélienne due à l'utilisation des sols par les activités anthropiques (Charney, 1975; Yu *et al.*, 2015). Pour (Char-

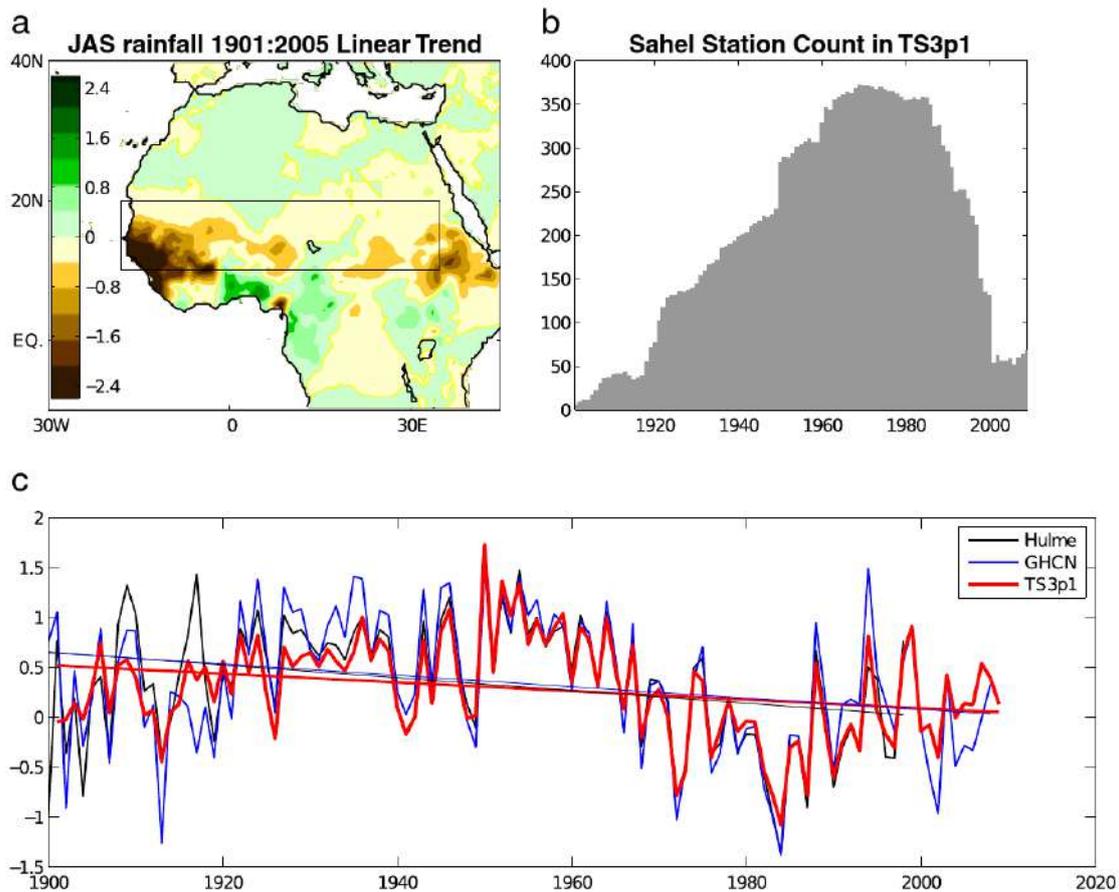


FIGURE 1.26 – (a) Tendence linéaire des pluies observées sur le Sahel en été. (b) Evolution du nombre de station sur le Sahel en fonction du temps. (c) Série temporelle des anomalies de précipitations sahéniennes (10° - 20° N, 20° W- 10° E) non filtrées (pointillés) issues de trois jeux de données d'observations et leurs tendances linéaires associées. Les anomalies sont calculées en référence à la période 1979-1998. (Voir Biasutti, 2013).

ney, 1975), l'utilisation du sol par l'homme favorise une augmentation de l'albédo et affecte la circulation de mousson. L'auteur explique que la réduction de la végétation au Sahel et l'augmentation conséquente de l'albédo provoquent de potentielles rétroactions albédo-précipitations. Plus clairement, la diminution de la végétation provoque de la subsidence et donc diminue les précipitations qui à son tour accentue la dégradation de la végétation. Plusieurs études basées sur des modèles de climat ont corroborées cette théorie (Berg *et al.*, 2017; Giannini *et al.*, 2003). Cependant, de nombreux scientifiques ont émis des réserves sur le fait que l'utilisation des terres puisse à elle seule expliquer la déshumidification de l'atmosphère dans la seconde moitié du 20^{ème} siècle, bien qu'elle soit renforcée par ce mécanisme de rétroactions (Giannini *et al.*, 2003; Taylor *et al.*, 2002). Le rôle des SST et de leur variabilité interannuelle à décennale sur les pluies sahéniennes a alors été mis en avant dans de nombreux travaux, et un consensus a émergé assez rapidement dans la communauté scientifique pour établir la variabilité des SST, en particulier à l'échelle décennale, comme le premier facteur de forçage des pluies sahéniennes, les processus de surface continentaux intervenant comme un effet amplificateur (Giannini *et al.*, 2003; Zeng *et al.*, 1999). Sur la période plus récente, l'empreinte de plus en plus marquée de l'augmentation des gaz à effet de serre sur le climat global, et la reprise des pluies sahéniennes à partir des années 1990, a incité les recherches à explorer cette piste. Des études pointent ainsi l'augmentation des gaz à effet de serre (Caminade *et al.*, 2006; Giannini, 2010) mais aussi l'influence des aérosols sulfatés (Ackerley *et al.*, 2011; Biasutti et Giannini, 2006; Booth *et al.*, 2012; Chalmers *et al.*, 2012; Undorf *et al.*, 2018) sur l'évolution long-terme des pluies sahéniennes. Ces forçages anthro-

priques peuvent s'exercer de manière directe sur le bilan radiatif et la dynamique atmosphérique locale, ou bien de manière indirecte par leur impact sur les SST. On se trouve ainsi en face de plusieurs facteurs climatiques, modes de variabilité océaniques, dynamique atmosphérique, variabilité naturelle et facteurs de forçage d'origine anthropique, en compétition sur le contrôle de la variabilité décennale à long-terme des pluies en Afrique de l'ouest. Dans ce contexte la séquence de reprise des pluies depuis les années 1990 peut être vue comme une période charnière dont les causes ne sont pas encore clairement identifiées.

A l'échelle décennale, les différentes études scientifiques suggèrent que la variabilité multi-décennale de la MOA est contrôlée en grande partie par les anomalies de SST sur les différents bassins océaniques (Bader, 2003; Giannini *et al.*, 2003; Joly *et al.*, 2007). L'AMO, l'IPO et l'IDV jouent un rôle important dans la variabilité de la mousson. Il a été démontré dans bon nombre d'études scientifiques que l'AMO a une corrélation positive avec les précipitations ouest-africaines (Hagos et Cook, 2008; Hodson *et al.*, 2010; Martin *et al.*, 2014; Mohino *et al.*, 2011; Ting *et al.*, 2009; Zhang et Delworth, 2006). En effet, durant les phases chaudes de l'AMO, les précipitations sahéniennes se renforcent pendant la période estivale alors qu'une baisse des précipitations est observée lors des phases négatives. Sur la côte guinéenne, par contre, une réduction des précipitations est observée durant les phases chaudes de l'AMO. Ces réponses en précipitation s'expliquent par le fait que durant les phases positive de l'AMO, le dipôle inter-hémisphérique de SST sur l'océan Atlantique induit le déplacement vers le Nord de la ZCIT. Sur le bassin Pacifique, l'IPO contribue à une baisse des précipitations sahéniennes. Mohino *et al.* (2011) en examinant les relations entre les précipitations de mousson et la variabilité basse fréquence des SST montrent que cette baisse de précipitations est due au réchauffement des SST tropicales (signal de l'IPO) qui renforcent la convergence sur le Pacifique Ouest et la subsidence sur le Sahel. Sur le bassin indien, les phases chaudes de l'IDV sont associées à une baisse des précipitations sur le Sahel (Bader, 2003; Giannini *et al.*, 2003; Hagos et Cook, 2008; Lu, 2009). Cependant, pour Mohino *et al.* (2011), le signal sur l'océan Indien correspond à une superposition des signaux Atlantique et Pacifique. Dong et McPhaden (2017) associent aussi l'IDV à l'IPO par des évolutions positivement corrélées jusqu'au début des années 1990. Park *et al.* (2016) examinent également le rôle des SST sur les précipitations au Sahel à partir de données d'observations et de deux modèles. Leurs analyses montrent que les SST de la Méditerranée constituent un des principaux acteurs de la reprise des précipitations sahéniennes. Ce résultat vient confirmer d'autres études (Fontaine *et al.*, 2010; Gaetani *et al.*, 2010; Rowell, 2003) montrant également l'influence positive de la Méditerranée sur les pluies sahéniennes, qui pourrait aussi devenir plus important dans le futur.

Plus globalement Joly *et al.* (2007) montrent par une analyse en SVD sur les observations du 20^{ème} siècle une association à l'échelle décennale entre une structure globale d'anomalies de SST qui reconstitue le gradient de SST inter-hémisphérique (vu aussi comme une composition des modes de variabilité décennale AMO, IPO et IDV), et une anomalie uniforme de pluies sur le Sahel, retrouvant le résultat initial de Folland *et al.* (1986). Mohino *et al.* (2011) ont aussi apporté une vision globale des liens entre SST et précipitations sahéniennes à l'échelle décennale. Ils ont évalué l'impact statistique et par modélisation climatique de l'évolution des SST globales sur les pluies ouest-africaines en décomposant le signal océanique par sa composante long-terme («GW» pour le mode «global warming», une phase positive de ce mode (anomalies positives de SST) conduisant à un déficit pluviométrique généralisé sur le Sahel par un forçage dynamique de subsidence), AMO, IPO et IDV (dans leur étude, l'IDV apparaît comme une superposition des modes AMO et IPO). Ils ont montré que ce sont surtout la bande tropicale de chacun de ces modes qui montrent un impact sur les pluies sahéniennes, et d'autre part établi une hiérarchie de l'impact de chacun de ces modes par analyse composite et régression multiple. Ainsi ils ont construit la relation générale $\text{Pluie} = -0.18 \times \text{GW} + 0.4 \times \text{AMO} - 0.3 \times \text{IPO}$, et quantifié la contribution dominante de l'AMO (50% sur la sécheresse des années 1980 et 80% sur la reprise des années

1990), au second ordre de l'IPO (40% et 40%), et marginalement mais important dans le contexte du réchauffement global, du GW (10% et -20%).

Si dans une grande majorité des études sur la variabilité décennale des pluies au Sahel, le rôle seul des SST est considéré, l'analyse de l'effet radiatif direct des gaz à effet de serre est de plus en plus mise en avant, en particulier dans la compréhension de la reprise des pluies dans les années 1990. Mohino *et al.* (2011) indique d'ailleurs que dans une simulation complémentaire où la concentration réelle de gaz à effet de serre est pris en compte dans la composante GW, la contribution aux pluies au Sahel augmente d'un tiers par rapport à la composante GW seule, par le fait de l'augmentation de température sur le Sahara, intensifiant la DTS et l'advection d'humidité sur le Sahel. Des études précédentes comme Haarsma *et al.* (2005) indiquent que le réchauffement dû à l'effet de serre induit une augmentation des précipitations sahéniennes. Pour ces auteurs, l'augmentation des températures de surface continentale contribue au renforcement du gradient thermique océan-atmosphère et provoque la convergence des flux d'humidité vers le Sahel (Evan et Flamant, 2014; Lavaysse *et al.*, 2010). Dans le même ordre d'idée, Dong et Sutton (2015) ont réalisé des simulations de sensibilité avec la composante atmosphérique du modèle HadGEM3-A (Hadley Centre Global Environment Model Version 3-A). Leurs résultats suggèrent que l'influence directe de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère est la cause principale de la reprise des précipitations sahéniennes avec un rôle supplémentaire joué par la modification des émissions anthropiques des précurseurs d'aérosols. Ils montrent également que les récents changements des SST mêmes s'ils sont importants, n'ont pas un impact significatif sur la reprise des précipitations et qu'ils seront probablement atténués ou amplifiés dans un futur proche. He et Soden (2015) examinent l'influence de l'effet direct du CO₂ par rapport à son effet indirect (c'est à dire aux SST) à travers un ensemble de simulations AMIP. Ils montrent que, en termes d'affaiblissement de la circulation moyenne tropicale, la hausse des SST domine l'effet direct du CO₂ à travers le contrôle du cycle hydrologique moyen et de la stratification troposphérique. Pour eux, l'augmentation du CO₂ affaiblit la convection sur les océans tandis que la hausse des SST contrôle l'affaiblissement des centres d'action. Toutefois, un bon nombre de modèles montrent des dispersions dans la représentation des zones convectives (Chadwick, 2016; Giannini, 2010). Pour ces auteurs, la réponse à la hausse des SST constitue la principale source d'incertitude avec une contribution secondaire de la réponse à l'effet direct du CO₂. C'est pourquoi Janicot *et al.* (2015) émettent des réserves quant à la confiance à accorder à la conclusion de Dong et Sutton (2015). Pour eux, l'utilisation d'un seul modèle, en l'occurrence le HadGEM3-A, ne permet pas d'évaluer la robustesse des résultats obtenus. Pour leurs études, ils se basent sur l'analyse de plusieurs simulations issues de 11 modèles du CMIP5 incluant le modèle HadGEM2-A. Leurs résultats confirment que les SST globales et les gaz à effet de serre impactent les précipitations sahéniennes. Mais ils démontrent que le modèle HadGEM2-A est moins sensible aux SST globales et à la température de surface par rapport aux autres modèles. En comparant la réponse des modèles à l'augmentation des SST et des gaz à effet de serre, ils montrent que le modèle HadGEM2-A est plus sensible à la hausse de la concentration de CO₂ qu'aux SST par rapport aux autres modèles.

1.3.3 Projections du climat sur l'Afrique de l'Ouest

Dans la section précédente, analysant l'évolution des pluies sahéniennes sur le 20^{ème} siècle (Figure 1.26), nous avons considéré d'une part les sources de leur variabilité décennale, et d'autre part leur évolution long-terme (la composante «GW»). Cette évolution est reprise sur la Figure 1.27 (courbe rouge) et se superpose à l'évolution des pluies sahéniennes des simulations CMIP5 combinant la période historique et les projections RCP8.5 (courbes bleu et grises; Bia-sutti (2013)). Cette figure présente la moyenne multi-modèle (courbe bleue gras), l'ensemble des

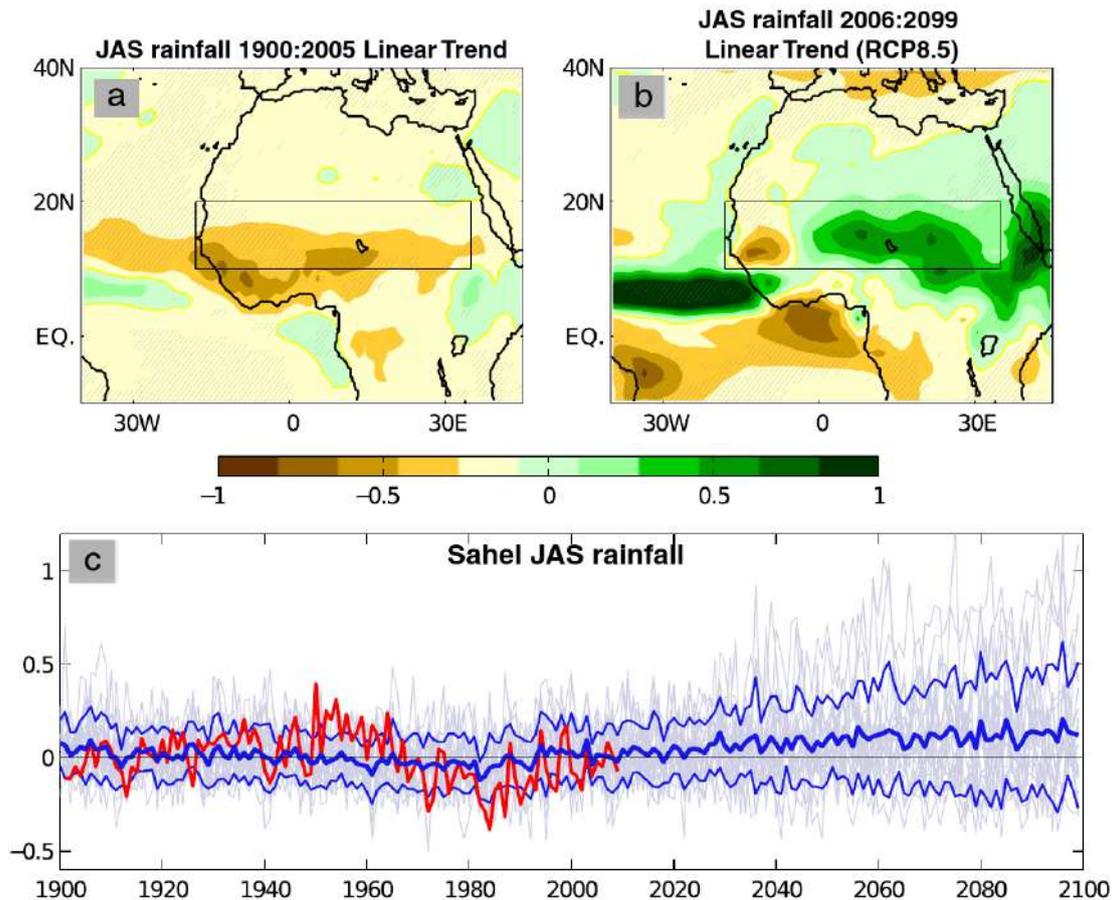


FIGURE 1.27 – Tendence linéaire des pluies estivales dans les simulations historique (a) et RCP8.5 (b) en mm/jour. Les boîtes rectangles indiquent le Sahel. (c) Séries temporelles des pluies sur le Sahel en été pour les observations (courbe rouge) et les modèles (courbes bleues). Les courbes grisées représentent les modèles individuels. La courbe épaisse bleue représente le multi-modèle et les deux autres courbes bleues, la dispersion correspondant à un écart-type. (Voir Biasutti, 2013).

simulations individuelles (courbes en gris clair) et la dispersion de plus ou moins un écart-type (courbes bleues en traits fins). La moyenne multi-modèle filtre fortement les fluctuations inter-annuelles et décennales, représente l'évolution long-terme et donc une variance beaucoup plus faible que la courbe (rouge) des observations. Elle montre une évolution générale à la baisse sur le Sahel jusqu'en 1980, puis une évolution à la hausse, mais caractérisée par un dipôle de précipitations sur le Sahel; ainsi cette moyenne multi-modèle indique dans le scénario RCP8.5 une tendance à l'augmentation des pluies sur le Sahel central et est, et à la baisse sur la zone du Sénégal. Ce résultat était déjà présent dans les simulations CMIP3 (voir par exemple Fontaine *et al.* (2011), Monerie *et al.* (2012)). La tendance générale à la baisse sur la période historique est en accord avec les observations (voir la tendance linéaire de la Figure 1.26), même si ce signal est faible vis-à-vis de la variabilité décennale et si l'impact de la composante associée GW de forçage sur les pluies sahéliennes est faible aussi (Mohino *et al.*, 2011).

La phase de reprise des pluies à partir du milieu des années 1980 peut à nouveau être mise en exergue. En effet, Lebel et Ali (2009) montrent à partir de données d'observations que cette reprise est particulièrement nette sur le Sahel central (entre 1985 et 2007) alors que les pluies évoluent peu sur la zone du Sénégal, induisant, une fois éliminée l'évolution générale sur le Sahel, l'émergence d'un dipôle Ouest/Est de précipitation, qui rappelle celui des projections RCP8.5 (Figure 1.27b). On peut donc s'interroger sur l'hypothèse que cette évolution différenciée depuis le milieu des années 1980 soit une première empreinte du changement climatique et du régime

des pluies sahéliennes à venir.

Dans ce contexte, il est important de pouvoir comprendre les mécanismes de mise en place de ce dipôle pluviométrique sahélien. On peut mettre en avant une opposition entre l'effet indirect de l'augmentation des gaz à effet de serre induisant un réchauffement des SST à l'échelle globale («GW») qui a pour effet une subsidence généralisée sur le Sahel (Mohino *et al.*, 2011), et l'effet direct de réchauffement des températures sur le Sahara induisant un renforcement de la DTS favorisant l'advection d'humidité sur le Sahel central et l'augmentation des pluies, et une baisse des pluies sur la zone du Sénégal (Giannini, 2010; Lavaysse *et al.*, 2010). Ces résultats ont été confirmés par Gaetani *et al.* (2017). Ils comparent des simulations atmosphériques forcées soit par une augmentation générale des SST de 4° K («4K»), soit par un quadruplement de la concentration en CO₂ («4CO₂»). Les simulations 4K produisent une baisse générale des pluies sahéliennes, en particulier en début de saison des pluies, associée à une perturbation de la dynamique atmosphérique tropicale (en cohérence avec les résultats de Mohino *et al.* (2011)), alors que les simulations 4CO₂ produisent une augmentation des pluies sur le Sahel central, en particulier en fin de saison des pluies, en lien avec le renforcement de la dynamique atmosphérique régionale impulsée par le réchauffement sur le Sahara et le renforcement de l'évaporation sur le Sahel. Il est intéressant de noter que la superposition de ces deux champs de pluies (4K + 4CO₂) produit un champ résultant sur l'Afrique de l'ouest très similaire à celui des simulations RCP8.5 (Fig.3 de Gaetani *et al.* (2017) et Figure 1.27b), avec une même saisonnalité (baisse des pluies à l'ouest en Juin-Juillet et hausse sur le Sahel central en Septembre-Octobre (Biasutti, 2013)). Ainsi se voit confirmé à nouveau, cette fois-ci dans le contexte du changement climatique, le rôle de la DTS, au-delà de l'impact de l'évolution des SST. Biasutti *et al.* (2009) ont montré eux aussi l'importance de la DTS dans une étude sur les simulations CMIP3, par de très bonnes corrélations entre intensité de la DTS et pluies sahéliennes des échelles interannuelles à décennale et long-terme. Cela pose de fait la quantification des effets direct et indirect de l'augmentation des gaz à effet de serre sur la MOA.

Enfin, d'autres études récentes proposent une approche mettant en avant des forçages océaniques différentiels permettant de construire des relations robustes SST-Pluies sahéliennes sur le 20^{ème} et le 21^{ème} siècle (de ce point de vue, Biasutti *et al.* (2008) avaient montré que leur relation SST-Pluies construite sur le 20^{ème} siècle n'était pas robuste et ne fonctionnait pas sur le 21^{ème} siècle) : Park *et al.* (2015) identifient le différentiel de SST de l'hémisphère nord entre les extra-tropiques et les tropiques (le réchauffement dans les extra-tropiques induisant une augmentation des pluies au Sahel et dominant le forçage à la baisse des SST tropicales), Park *et al.* (2016) le différentiel de SST entre la Méditerranée et les tropiques, favorisant l'advection de l'humidité vers le Sahel, ou le différentiel entre la Méditerranée et l'océan Indien (Fontaine *et al.*, 2011), Giannini et Kaplan (2018) le différentiel entre les SST de l'Atlantique subtropical nord et les océans tropicaux dans leur globalité; plus largement encore, le développement d'un gradient sud-nord inter-hémisphérique de température favorable à un déplacement vers le nord des pluies tropicales (Chiang et Friedman, 2012; Friedman *et al.*, 2013), piloté par la baisse des aérosols sulfatés (impact réchauffant dans l'hémisphère nord) et la hausse des gaz à effet de serre (impact radiatif direct plus fort et réchauffant dans l'hémisphère nord où les continents occupent une surface plus grande). Le débat n'est donc pas clôt!

Ces résultats sont issus de moyennes multi-modèle et l'on a vu la forte dispersion des simulations individuelles (Figure 1.27c). Monerie *et al.* (2017) ont étudié cette dispersion dans les projections futures des précipitations ouest-africaine sous le scénario RCP8.5 et proposent une classification en quatre types de champ d'anomalies pluviométriques à l'horizon 2100. Un de ces types (le plus fréquent) est similaire au schéma moyen du dipôle sahélien, mais les autres en diffèrent parfois fortement (excédents généralisés ou bien déficit généralisé). Ils associent ces types à des niveaux différents d'intensité de la DTS et des niveaux de différentiel de SST entre

l’océan Atlantique et les SST tropicales différents dans les latitudes moyennes. Il y a donc nécessité de ne pas s’en tenir qu’aux moyennes multi-modèle mais de descendre au niveau des simulations individuelles pour appréhender correctement les mécanismes en jeu dans l’évolution des précipitations ouest-africaines.

Par ailleurs, dans ce contexte de changement climatique, un nombre émergent de travaux scientifiques mettent en évidence une intensification du cycle hydrologique avec une augmentation de la fréquence des événements extrêmes dans plusieurs régions du monde et particulièrement l’Afrique de l’Ouest. Taylor *et al.* (2017) abordent cette question à l’aide de données satellitaires et mettent en évidence une augmentation de la fréquence des systèmes convectifs de méso-échelle (en anglais MCS) les plus intenses sur le Sahel central (un triplement depuis le début des années 1980). Ce résultat vient confirmer l’étude de Panthou *et al.* (2014) basée sur les relevés pluviométriques sahéliens qui montre une augmentation de la proportion des pluies extrêmes sur le cumul annuel, passant de 17% sur la période 1970-1990 à 21% sur la période 2001-2010. Taylor *et al.* (2017) suggèrent que l’intensification des MCS sur la région sahélienne est attribuable à l’augmentation du gradient méridien de température sur le Sahel pendant ces dernières décennies, piloté par le rapide réchauffement du Sahara comparativement à la côte guinéenne, ce qui induit une amplification du cisaillement vertical de vent, facteur favorable à l’intensification de la convection profonde dans les MCS. Comme ce gradient méridien de température sur le Sahel est amené à continuer d’augmenter tout au long du 21^{ème} siècle (dans les simulations CMIP5), les auteurs suggèrent une poursuite de l’augmentation des pluies extrêmes sur le Sahel au 21^{ème} siècle. Cette augmentation sur le 21^{ème} siècle est présente dans les modélisations climatiques globales (Donat *et al.*, 2016; Fasullo, 2012), et régionales en particulier sur le Sahel central (Diallo *et al.*, 2016; Giannini *et al.*, 2013; Salack *et al.*, 2016; Sylla *et al.*, 2015; Vizy et Cook, 2012; Vizy *et al.*, 2013), mais l’inaptitude des modèles de climat, même à une résolution de 50km comme les simulations CORDEX, à simuler de manière réaliste le cycle de vie des MCS, maintient une incertitude sur ces projections.

1.3.4 Impacts sur l’agriculture en Afrique de l’Ouest

La recherche d’une bonne compréhension du climat dans le contexte du changement climatique et de ses impacts sur la société est un challenge pour les scientifiques. Afin de fournir des informations utiles aux décideurs, des efforts ont été entrepris pour développer des modèles avec des performances de plus en plus accrues. Le dernier exercice du CMIP5 a fourni un large éventail de simulations contraintes par différents scénarios d’émissions de gaz à effet de serre et a servi de cadre d’inter-comparaison de ces simulations. Pour cet exercice, de nombreuses améliorations ont été apportées aux modèles de climat, cependant, les modèles de climat possèdent toujours des sorties de simulations dont les caractéristiques diffèrent des observations («biais»). En effet, les sorties des modèles de climat ont une résolution assez large et donc non adaptée aux études d’impacts environnementaux et socio-économiques (agriculture, ressources en eau, santé, hydrologie, etc...) qui nécessitent des simulations climatiques à des résolutions beaucoup plus fines. En particulier, ces simulations présentent sur l’Afrique de l’ouest un biais important et robuste (déjà présent dans les ensembles CMIP3) consistant à un maintien trop au sud de la ZCIT en été à cause de SST trop chaudes dans l’océan Atlantique équatorial (Cook, 2008; Roehrig *et al.*, 2013). Cette limitation de la ZCIT au Sud entraîne un déficit des précipitations au Sahel et des rendements agricoles sur cette région, comparé aux observations, qui n’est donc pas réaliste. C’est pourquoi, il est indispensable de recourir à des techniques qui permettent de réduire les biais entre les modèles et les observations. Deux approches sont généralement utilisées : la descente d’échelle dynamique et la descente d’échelle statistique. Ces deux approches peuvent parfois être combinées.

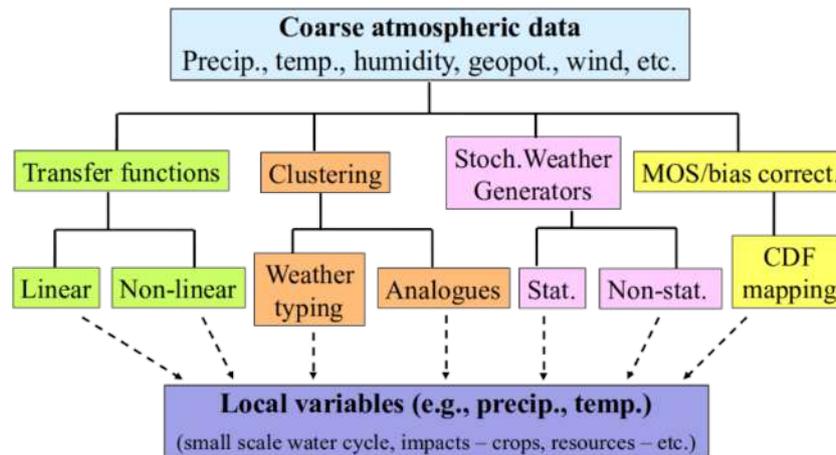


FIGURE 1.28 – Les grandes familles de méthodologies de descente d'échelle statistique.

La descente d'échelle consiste à générer des simulations climatiques à des échelles plus fines à partir des informations à grande échelle. La descente d'échelle dynamique est une technique qui consiste à résoudre clairement la physique et la dynamique du climat régional. Elle se base sur des modèles régionaux forcés aux limites par des modèles de climat globaux. La descente d'échelle statistique consiste à établir une relation statistique reliant une ou plusieurs variables à grande échelle dite variable «prédictive» ou «prédicteur» à une ou plusieurs variables locales appelées «prédite» ou «prédicte». Parmi les techniques de descente d'échelle statistique, on distingue quatre grandes familles de méthodes (Bi *et al.*, 2017) : la méthode par fonction de transfert, par générateur de temps, par types de temps et la méthode MOS³ (Figure 1.28).

Une partie de cette thèse a été consacrée à l'estimation de l'influence du changement climatique sur l'évolution des rendements agricoles en Afrique de l'Ouest. Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet Européen AMMA-2050 que nous allons décrire dans la section suivante. Comme nous avons comparé les résultats issus de ces travaux à ceux du projet ISIMIP, nous allons également présenter ce projet.

1.3.4.1 Le projet AMMA-2050

L'Afrique de l'ouest est une région avec forte variabilité climatique pouvant entraîner des conséquences socio-économiques négatives importantes. A cette forte variabilité climatique, s'ajoute une croissance démographique rapide entraînant la vulnérabilité de cette région face aux extrêmes climatiques. Dans ce contexte, le programme FCFA⁴ financé par le Département anglais pour le développement international (DFID en anglais) et le Centre de recherche sur l'environnement naturel (NERC en anglais) cherche à accroître les capacités d'adaptation des populations au changement climatique. Les objectifs du programme FCFA sont les suivants :

- Améliorer la compréhension scientifique de la variabilité et du changement climatique dans l'ensemble de l'Afrique et l'impact du changement climatique sur les décisions de développement spécifiques ;
- Faire des démonstrations de méthodes souples pour l'intégration d'informations et d'outils améliorés en matière de climat dans la prise de décisions ;

3. Model Output Statistics

4. Future Climate For Africa (<http://www.futureclimateafrica.org/>)

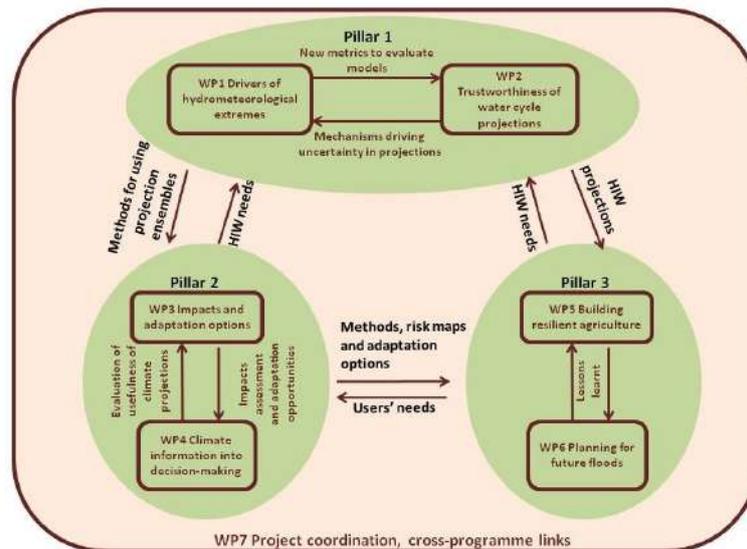


FIGURE 1.29 – Structure du projet AMMA-2050.

- Améliorer la prise de décisions, les politiques, la planification et l’investissement à moyen et long termes (5 à 40 ans) par les parties prenantes africaines et les bailleurs de fonds.

Ce programme regroupe quatre grands projets de recherches régionaux dont le projet AMMA-2050 qui s’est focalisé sur l’Afrique de l’ouest. Le projet AMMA-2050 s’appuie sur un réseau important de chercheurs regroupé au sein de 3 axes principaux décrits sur la Figure 1.29. Il vise à fournir un jugement d’expert pouvant être pris en compte par les décideurs. Ce jugement se fait par la traduction des projections climatiques régionales en projections régionales en termes de ressources en eau et de rendements agricoles. Sachant les biais existant dans les modèles de climat et compte tenu des objectifs de ce projet et du fait qu’il soit focalisé sur l’hydrologie et l’agriculture, un travail préliminaire de correction de biais statistiques des sorties des modèles de climat du CMIP5 a été effectué avant de réaliser les simulations d’impact. Les données issues de la correction de biais et leur utilisation pour des simulations agronomiques ont fait l’objet d’une publication (Famien *et al.*, 2018) et sont disponibles sur le lien suivant : <http://amma2050.ipsl.upmc.fr/>.

1.3.4.2 Le projet ISIMIP

Le projet ISIMIP⁵ a offert un cadre pour comparer les projections d’impact climatique dans six différents secteurs (les besoins en eau, les crues, l’érosion côtière, l’agriculture, les écosystèmes et les exigences énergétiques) et à différentes échelles. Ce projet a été conçu pour permettre une synthèse quantitative des impacts du changement climatique à différents niveaux de réchauffement climatique. Plusieurs modèles d’impacts ont participé à cet exercice. Chaque modèle d’impact est forcé par des données climatiques provenant de 5 modèles de climat du CMIP5 : GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM-CHEM et NorESM1-M. Pour ce faire, les données quotidiennes de ces modèles ont été interpolées à la grille $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et corrigées sur la période 1950-2099. Plus de détails peuvent être obtenus dans Warszawski *et al.* (2014). Pour cette étude, ces sorties corrigées seront comparées à celles issues du projet AMMA-2050.

5. Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (www.isi-mip.org)

2

DONNÉES ET MÉTHODES D'ANALYSE

SOMMAIRE

2.1	Données utilisées	46
2.1.1	Les observations et réanalyses	46
2.1.2	Les modèles du projet CMIP5	48
2.1.3	Modélisation agronomique : le modèle SARRA-O	49
2.2	Méthodes d'analyse statistique	51
2.2.1	Prétraitement des données d'entrée	51
2.2.2	L'analyse spectrale	53
2.2.3	Approches linéaires	55
2.2.4	Approches non-linéaires	58
2.2.5	Approches multi-modèles	59
2.2.6	Présentation de la méthode statistique de correction de biais	62

2.1 DONNÉES UTILISÉES

2.1.1 Les observations et réanalyses

2.1.1.1 Les données mensuelles

2.1.1.1.1 *Les données de précipitations*

Pour analyser la variabilité décennale des précipitations en Afrique de l'ouest, nous utilisons la version 3.21 des données de précipitations du CRU (Climate Research Unit) couvrant tous les continents à l'exception de l'Antarctique. Il s'agit d'un jeu de données mensuelles de bonne qualité avec une résolution spatiale fine ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) et une longueur allant de 1901 à 2013 (Harris *et al.*, 2014). Cette version est une mise à jour de la version 3.10 des données CRU. Cette base de données présente un grand intérêt dans un certain nombre d'applications notamment dans l'évaluation des modèles de climat et la comparaison avec des produits satellitaires.

2.1.1.1.2 *Les données de température de surface de mer*

Nous avons utilisé les données mensuelles de température de surface HadISST1 issues du jeu de données du Met Office. Elles couvrent la période allant de 1871 à 2013 (Rayner, 2003) et ont une résolution fine de $1^\circ \times 1^\circ$. Il s'agit d'un jeu de données reconstruites par la méthode de maillage RSOI (Reduced Space Optimal Interpolation). Nous avons utilisé ce jeu de température de surface océanique pour calculer les principaux modes de variabilité océanique à l'échelle décennale, correspondant à la tendance globale au réchauffement, l'AMO, l'IPO et l'IDV. Ces différents modes de variabilité sont détaillés dans le chapitre suivant.

2.1.1.1.3 *Les réanalyses atmosphériques*

Pour avoir les informations nécessaires sur la circulation atmosphérique (en termes de structure et de mécanismes), les données de réanalyses sont indispensables. Ces réanalyses atmosphériques sont des sorties de simulations d'un modèle numérique de prévision du temps à courte échéance à partir des données assimilées d'origine satellitaire et d'observations in situ. Elles ont une cohérence physique grâce à l'utilisation d'un modèle dynamique et un plus grand réalisme par rapport à une simulation pure grâce à l'utilisation des données assimilées qui limitent les biais du modèle utilisé. Elles sont de bonne qualité aux latitudes tempérées où le réseau d'observations est plus densifié. Par contre, sur la zone tropicale et au-dessus des océans, le manque d'observations in situ réduit la qualité de ces produits. Pour ces travaux, nous utilisons les données ERA-interim et ERA-20CM du centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT, ECMWF en anglais). ERA-Interim part des acquis des réanalyses ERA-40 mais avec un plus grand nombre d'observations assimilées et un système d'assimilation 4D-var avec une physique améliorée par rapport à ERA-40 qui utilisait un système d'assimilation 3D-var. La méthode 3D-var ou méthode à trois dimensions est une méthode qui consiste à minimiser la distance entre l'analyse et l'observation à l'état initial. Elle se fait à un pas de temps fixe. La méthode 4D-var est une amélioration de la 3D-var qui intègre la dimension temporelle. Ainsi, au lieu de chercher l'état optimal à un instant donné, la 4D-var vise à obtenir la trajectoire optimale sur une fenêtre de temps donnée (Uppala *et al.*, 2005). Ces données sont de meilleure qualité (Uppala *et al.*, 2005). Elles sont disponibles sur une grille régulière de résolution $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et

sur 31 niveaux. La période de couverture va de 1979 à 2015.

ERA-20CM est un jeu de données construit dans le cadre du projet européen ERA-CLIM¹. Il couvre la période allant de 1899 à 2010. Cette base de données possède une résolution spectrale horizontale T159 correspondant approximativement à 125km avec 91 niveaux de pressions allant de la surface à 1hPa (Hersbach *et al.*, 2015). Comme pour la plupart des jeux de données du centre européen, ERA-20CM est basé sur le modèle atmosphérique IFS² (en anglais Integrated Forecasting System) de l'ECMWF (cycle Cy38r1) qui a été configuré pour recevoir des données HadISST en entrée et des forçages selon les recommandations du CMIP5. La base ERA-20CM est issue d'expériences de type AMIP et a été constituée selon les dix réalisations de SST et de couverture de glace de mer HadISST2.1 (Titchner et Rayner, 2014) prescrites par le Met Office Hadley Center dont la variabilité est plus proche de celle des sources d'observations sur lesquelles elle se base. Chacun de ses membres utilise le même forçage radiatif CMIP5, qui inclut les concentrations de forçage solaire, de gaz à effet de serre, d'ozone et d'aérosols. Le forçage à la surface de l'océan et le forçage radiatif intègrent une évolution réaliste des tendances au 20^{ème} siècle, avec notamment la survenue d'événements majeurs tels que El Niño et les éruptions volcaniques. Mais, les simulations ne permettent pas de reproduire l'évolution réelle des systèmes synoptiques, parce qu'ils n'assimilent aucune observation atmosphérique. ERA-20CM est destiné à fournir une estimation statistique de l'évolution du climat et une bonne description de la variabilité à basse fréquence de l'atmosphère au cours du 20^{ème} siècle. Dans notre analyse, nous avons considéré leur moyenne d'ensemble.

2.1.1.2 Les données journalières

2.1.1.2.1 Les données satellitaires GEWEX SRB

La base de données GEWEX SRB est disponible à une grille régulière de $1^\circ \times 1^\circ$ de juillet 1983 à décembre 2007 (Stackhouse Jr *et al.*, 2011). Elle résulte de la combinaison de plusieurs autres produits : les données de couverture nuageuse l'International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), les réanalyses météorologiques obtenues à partir des données 4D d'assimilation Goddard Earth Observing System (GEOS-4) du Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) et des champs d'ozone issus du Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Les flux de radiation sont calculés à partir de deux algorithmes. Un premier algorithme dit « primaire » qui est une adaptation de celui développé par Pinker et Laszlo (1992) pour la radiation solaire et celui de Fu *et al.* (1997) pour la radiation de grande longueur d'onde. Le deuxième algorithme est un algorithme de contrôle qualité. Pour ce travail, nous avons utilisé la version 3.0 des données SRB journalières.

2.1.1.2.2 Les données WFD ET WFDEI

Le jeu de données WFD (ou en anglais, Watch Forcing Data) est une combinaison des réanalyses ERA-40, du CRU et du GPCC couvrant la période 1958-2001. Pour construire ces données, les réanalyses ERA-40 ont été interpolées à la grille des données CRU ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) avec un masque sur les océans incluant une correction de l'élévation pour certaines variables telles que la température à 2 mètres, la pression de surface, l'humidité spécifique (Weedon *et al.*, 2010).

1. <https://www.ecmwf.int/en/research/projects/era-clim>

2. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/documentation-and-support/changes-ecmwf-model/ifs-documentation>

Au total, 67 420 points de grille de données journalières ont été pris en compte. Ce produit a été actualisé et couvre la période allant de 1901 à 2001. Comme ERA-40 ne couvre pas la première moitié du siècle, la production cette version a intégré la méthode dite de « type de temps » qui permet de générer les données manquantes tout en conservant la cohérence spatiale, la variabilité temporelle et la covariance entre les variables (Weedon *et al.*, 2010).

La production du jeu de données WFDEI est basée sur la méthode appliquée à WFD à la différence qu'elle s'appuie sur les réanalyses ERA-Interim. La base de données WFDEI couvre la période 1979-2013. Ces données se démarquent de l'ancienne version à cause des données de base sur lesquelles elle s'appuie. Ces différences s'observent, d'une part, grâce aux versions récentes des réanalyses (GPCC v5 et v6), à très haute résolution qu'utilise WFDEI par rapport à celles utilisées par WFD (GPCCv4) et, d'autre part, grâce aux différentes méthodes d'assimilation qu'elles emploient (Weedon *et al.*, 2014). En effet, les réanalyses ERA40 et ERA-Interim utilisent respectivement les méthodes d'assimilation variationnelle 3D-var et 4D-var (Uppala *et al.*, 2005).

2.1.1.2.3 Les données EWEMBI

Une nouvelle base de données nommée EWEMBI (en anglais Earth2Observe, WFDEI and ERA-Interim data Merged and Bias-corrected for ISIMIP) a été produite lors de la phase 2b du projet ISIMIP (Lange, 017a). EWEMBI est une base de données disponible de 1979 à 2013 à une grille régulière de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. Elle résulte de la combinaison entre plusieurs autres bases de données : ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011), WFDEI (Weedon *et al.*, 2014), Earth2Observe (E2OBS ; Dutra, 2015) et des données NASA\GEWEX pour la radiation solaire (SRB ; Stackhouse Jr *et al.*, 2011). Plusieurs différences entre cette base de données et WFD ont été mises en évidence à savoir : EWEMBI couvre le globe entier (océan+continent), EWEMBI issue de Era-Interim et la radiation qui a été corrigée à partir des données SRB. Cette base de données nous permettra de faire une inter-comparaison avec la base WFD et WFDEI sur l'Afrique de l'ouest. Pour cette raison, l'analyse se fera sur les trois saisons (AMJ, JAS et OND) où la région ouest africaine reçoit le maximum de précipitations. Les précipitations issues des trois jeux de données (WFD, WFDEI et EWEMBI) seront évaluées avec la base de GPCP à partir de données satellitaires (micro-onde et infrarouge) et de pluviomètre au sol. Pour cette comparaison, nous avons utilisé la version 1.2 du produit 1DD (One-Degree-Daily résolution) sur la période 1997-2015 (Huffman *et al.*, 2001).

2.1.2 Les modèles du projet CMIP5

Les modèles utilisés dans cet exercice ont été améliorés par rapport à ceux impliqués dans le précédent exercice (CMIP3). Ils ont été couplés à des composantes biogéochimiques qui permettent d'améliorer le flux de carbone entre les océans, l'atmosphère et les réservoirs de carbone afin d'améliorer le cycle du carbone. Certains modèles prennent en compte de nouveaux éléments tels que la végétation dynamique, les aérosols, la chimie atmosphérique. Le Tableau 2.1 présente la liste des modèles utilisés dans ce travail et leurs différentes résolutions. Toutes les simulations issues de ces modèles ont été réalisées dans le même cadre expérimental pour favoriser leur inter-comparaison. Pour ce mémoire, nous avons utilisé les données mensuelles et journalières pour l'analyse de la variabilité de la mousson ouest-africaine sur un ensemble de 42 modèles de climat utilisés dans le cadre du projet CMIP5. Le choix de ces modèles s'est fait sur la base de données disponibles sur le centre de stockage de l'IPSL et sur le portail du PCMDI, ce qui a entraîné une différence en nombre de modèles utilisés d'un type de simulation à un autre. Le Tableau 2.1 illustre le nombre de modèles utilisés par simulation. Les détails sur ces modèles et

les expérimentations du projet CMIP5 sont contenues dans Taylor *et al.* (2012). Trois types de simulations ont été utilisées :

- Les simulations préindustrielles de contrôle (piControl) : Il s'agit de simulations effectuées sur des périodes très longues où la concentration des gaz à effet de serre (GES), des aérosols, de l'ozone et de la radiation solaire ont été fixées (constant) à leur niveau de la période préindustrielle (1850). Ces données permettront d'estimer la dérive du modèle et donc d'analyser la variabilité naturelle des modèles de climat sans l'influence du forçage anthropique et de faire une comparaison avec le climat actuel et futur ;
- Les simulations historiques (historical) : La simulation historique correspond à l'image de la simulation « 20c3m » du CMIP3. Elle va de 1850 à 2005 et intègre l'évolution dans le temps des données de forçage externe. Ces données de forçage sont tirées des observations et comprennent les concentrations des GES, l'activité volcanique, l'ozone et les aérosols sulfatés. Ces simulations nous permettront d'évaluer la performance des modèles dans la reproduction du climat présent par une comparaison avec les observations. Elles offrent une possibilité importante pour la détermination de la réponse des modèles à différents types de forçages.
- Les projections climatiques (RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5) : Depuis plusieurs décennies, on a constaté un changement considérable dans l'évolution du système climatique tout comme dans l'évolution de certains indicateurs socio-économiques. D'où l'élaboration de nouveaux scénarios climatiques par la communauté scientifique. L'élaboration de ces nouveaux scénarios part d'une approche différente contrairement à l'approche adoptée pour les scénarios SRES (en anglais, Special Report on Emissions Scenarios). Ces derniers s'appuyaient sur une approche séquentielle alors que les nouveaux scénarios appliquent une approche parallèle. A l'issue des différents processus d'élaboration, quatre scénarios de référence ont été définis sur des centaines de scénarios disponibles dans la littérature : il s'agit des scénarios RCP (en anglais Representative Concentration Pathway) (Van Vuuren *et al.*, 2011). Les scénarios RCP sont des scénarios de référence de l'évolution du forçage radiatif (Tableau 2.2) sur la période 2006-2300. Le RCP 8.5, le plus pessimiste, n'est dépassé que par environ 10% des hypothèses envisagées, tandis que le plus favorable, le scénario RCP 2.6, ne dépasse que près de 10% d'entre elles.

2.1.3 Modélisation agronomique : le modèle SARRA-O

SARRA-O (Système d'Analyse Régionale des Risques Agronomiques) version O est un modèle adapté pour l'analyse de l'impact du climat sur l'évolution du rendement potentiel des cultures en milieu tropical (Baron *et al.*, 2005; Dingkuhn *et al.*, 2003; Kouressy *et al.*, 2008; Sultan *et al.*, 2005). C'est un modèle déterministe et modulaire développé au CIRAD (Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement).

Il simule le rendement potentiel des céréales (maïs, mil, sorgho, etc...) sous contraintes hydriques en intégrant les processus de bilan hydrique des sols, d'évaporation et de transpiration potentielle et réelle, de phénologie, d'assimilation potentielle et sous contraintes hydriques, de respiration de maintenance et enfin de répartition des biomasses (feuilles, tiges, racines, grains). Il permet ainsi, de simuler la dynamique de la biomasse et le rendement sous la seule contrainte climatique (Kouressy *et al.*, 2008).

Le modèle SARRA-O a été utilisé et validé dans plusieurs études (Oettli *et al.*, 2011; Sultan *et al.*, 2014, 2013). Les données issues des simulations agricoles seront comparées aux données

TABLEAU 2.1 – Liste des modèles CMIP5 utilisés pour les différentes simulations sur la période historique et les RCP pour les données mensuelles. Les informations relatives aux données journalières sont dans les parenthèses. Les nombres visibles dans les colonnes indiquent le nombre de membres utilisés pour chaque modèle. La dernière ligne indique uniquement le nombre de modèles utilisés par simulation. Les cinq modèles utilisés dans le projet ISMIP sont en italique.

Centre ou groupe de modélisation	CMIP5 Modèles	Simulations				
		piControl	Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia	ACCESS1-0	1	1(1)	(0)	(1)	(1)
	ACCESS1-3	1	(1)	(0)	(1)	(1)
	bcc-csm1-1	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	bcc-csm1-1-m	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	BNU-ESM	1	(1)	(1)	(1)	(1)
College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	CanESM2	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CGCM4	1	1(0)	(0)	(0)	(0)
	CMCC-CESM	1	(1)	(0)	(0)	(1)
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	CMCC-CM	1	(1)	(0)	(1)	(1)
	CMCC-CMS	1	(1)	(0)	(1)	(1)
Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique	CNRM-CM5	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	CNRM-CM5-2	1	(1)	(0)	1(0)	1(0)
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queens land Climate Change Centre of Excellence	CSIRO-Mk3-6-0	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	FGOALS-g2	1	1	(0)	1(0)	1(0)
LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences and CESS, Tsinghua University	FGOALS-s2	1	1	(0)	1(0)	1(0)
	FIOR-ESM	1	1	(0)	1(0)	1(0)
NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory	GFDL-CM3	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	GFDL-ESM2G	1	(1)	(1)	(1)	(1)
NASA Goddard Institute for Space Studies	GFDL-ESM2M	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	GISS-E2-H-CC	1	(1)	(0)	1(0)	1(0)
Met Office Hadley Centre (additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)	GISS-E2-R-CC	1	(1)	(0)	1(0)	1(0)
	HadGEM2-AO	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Institute for Numerical Mathematics	HadGEM2-CC	1	(1)	(0)	(1)	(1)
	HadGEM2-ES	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Institut Pierre-Simon Laplace	Inmcm4	1	(1)	(0)	(1)	(1)
	IPSL-CM5A-LR	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	IPSL-CM5A-MR	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	IPSL-CM5B-LR	1	(1)	(0)	(1)	(1)
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIROC5	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	MIROC4h	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Max-Planck-Institut für Meteorologie (Max Planck Institute for Meteorology)	MIROC-ESM	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	MIROC-ESM-CHEM	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Meteorological Research Institute	MIPE-ESM-LR	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	MIPE-ESM-MR	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Norwegian Climate Centre	MIPE-ESM-P	1	(1)	(1)	(1)	(1)
	MRI-CGCM3	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Norwegian Climate Centre	MRI-ESM1	1	(1)	(0)	(0)	(1)
	NorESM1-M	1	(1)	(1)	(1)	(1)
Norwegian Climate Centre	NorESM1-ME	1	(1)	(1)	(1)	(1)

TABLEAU 2.2 – Vu d’ensemble des quatre scenarios RCP.

Nom	Forçage radiatif	Concentration (ppm)
RCP8.5	Augmentation du forçage radiatif jusqu’à $8.5W/m^2$ en 2100	$\sim 1370eq - CO_2$ en 2100
RCP6.0	$\sim 6W/m^2$ au niveau de stabilisation après 2100	$\sim 850eq - CO_2$ au niveau de stabilisation après 2100
RCP4.5	$\sim 4,5W/m^2$ au niveau de stabilisation après 2100	$\sim 660eq - CO_2$ au niveau de stabilisation après 2100
RCP2.6	Pic du forçage radiatif à $3W/m^2$ avant 2100 puis déclin jusqu’à $2.6W/m^2$ en 2100	Pic $\sim 490eq - CO_2$ avant 2100 puis déclin

agronomiques GDHY (en anglais, Global Dataset of Historical Yields) obtenues à partir de la combinaison d’un ensemble de données agricoles à l’échelle globale dont le Net Primary Production (NPP) provenant des satellites, les rendements par pays produits par la FAO, du calendrier des cultures, des surfaces récoltées en 2000 et d’autres types de données de production végétale du ministère américain de l’agriculture (Iizumi *et al.*, 2014). Cette combinaison a permis de reconstituer des données de rendement sur plusieurs types de culture (le maïs, le riz, le soja et le blé) à une grille régulière de $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ sur la période 1982-2006. Plus de détails sur les différentes étapes d’obtention de ces données sont présentés dans Iizumi *et al.* (2014).

Cette base de données a été mise à jour incluant cette fois-ci des données de rendement par régions administratives provenant des organismes gouvernementaux de 23 pays et couvre la période allant de 1981 à 2010 (Iizumi *et al.*, 2017).

2.2 MÉTHODES D’ANALYSE STATISTIQUE

L’analyse des interactions entre les modes de variabilité océanique et la mousson ouest-africaine d’une part, et d’autre part entre la dépression thermique saharienne et les pluies de mousson, nécessite l’usage de techniques statistiques plus ou moins complexes permettant d’extraire des structures interprétables physiquement. L’utilisation de plusieurs techniques et la réalisation de tests de significativité restent indispensables afin de montrer la robustesse des signaux que nous analysons. Ces différentes techniques seront décrites dans cette partie du manuscrit. Toutes les bases de données présentées dans la section précédente seront traitées à l’aide de plusieurs outils numériques : CDO, R, Matlab et parfois le logiciel NCL pour les traitements statistiques. NCL est un logiciel open-source développé par le NCAR (National Center for Atmospheric Research) destiné spécialement à l’analyse et à la visualisation des données. Ce logiciel a été donc utilisé pour la visualisation de 95% des résultats que nous allons présenter dans ce mémoire.

2.2.1 Prétraitement des données d’entrée

2.2.1.1 Le calcul de l’anomalie

La grande partie de ce travail se fait à partir de données d’anomalie. Elles permettent de regarder les fluctuations autour de l’état moyen du climat. Ces séries sont obtenues en retranchant de l’échantillon d’origine, sa moyenne temporelle. Soit $X_{ij}(t)$ une série temporelle au point longitude i et de latitude j . L’anomalie $X'_{ij}(t)$ est donnée par la relation :

$$X'_{ij}(t) = X_{ij}(t) - X_{ij,moy} \quad (2.1)$$

où $X_{ij,moy}$ représente la moyenne temporelle de la série $X_{ij}(t)$.

C’est une étape importante dans le processus de traitement de nos données. Nous supposons que cette étape est réalisée avant l’application des différentes statistiques. Une seconde étape de

standardisation permet de redimensionner les données de façon à ce quelles aient les propriétés d'une distribution normale standard (moyenne nulle et écart-type égal à 1) afin de les rendre comparables. Elle se fait en divisant l'anomalie par l'écart-type σ_{ij} de l'échantillon considéré :

$$X'_{ij}(t) = \frac{X_{ij}(t) - X_{ij,moy}}{\sigma_{ij}} \quad (2.2)$$

Cette étape de standardisation permet de redimensionner les données de façon à ce quelles aient les propriétés d'une distribution normale standard (moyenne nulle et écart-type égal à 1) afin de les rendre comparables.

2.2.1.2 Le calcul de nouvelles variables et métriques

2.2.1.2.1 Le calcul des nouvelles variables

Pour caractériser la dynamique de circulation atmosphérique, nous avons été amenés à calculer le potentiel de vitesse qui n'était pas fourni dans les données d'origine. Cette variable provient du vent horizontal. Le champ de vitesse horizontale \vec{V}_H peut se décomposer en une partie rotationnelle définie par la fonction de courant ψ et en une partie divergente représentée par le potentiel de vitesse χ :

$$\vec{V}_H = \vec{\nabla}_H \chi + \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_H \psi \quad (2.3)$$

$$\nabla_H^2 \chi = \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V}_H \quad (2.4)$$

$$\nabla_H^2 \psi = \vec{\nabla}_H \wedge \vec{V}_H \quad (2.5)$$

Ces deux variables sont associées à l'écoulement horizontal zonal. Les zones d'ascendances sont caractérisées par des zones de convergences ($\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V}_H < 0$) dans les basses couches et des zones de divergences ($\vec{\nabla}_H \cdot \vec{V}_H > 0$) dans les couches supérieures et inversement. Le potentiel de vitesse permet de caractériser cette part divergente du champ de vent, et agit comme un filtre spatial lissant les variations locales.

2.2.1.2.2 Le calcul des métriques

L'ensemble des métriques utilisées dans cette section font parties d'une liste de métriques prédéfinies par les participant au projet AMMA-2050. Le choix des seuils a été effectué à l'issue d'une analyse de l'ensemble des travaux réalisés en Afrique de l'Ouest.

- La moyenne saisonnière représente la moyenne d'une variable climatique (ex : la température) calculée sur le nombre total de jours de cette saison.
- Le cycle annuel moyen : il est représenté par le diagramme dans le plan latitude-temps (diagramme Hovmoëller) d'une variable climatique. Pour les précipitations, il décrit le déplacement Sud-Nord et Nord-Sud de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), qui caractérise le début et la fin de l'activité convective sur le continent.
- Le nombre de jours humides : Il représente le nombre total de jours avec des précipitations quotidiennes supérieures ou égales à 1mm/jour pour une saison ou année donnée.

- Le nombre de jours à forte précipitation : Il représente le nombre total de jours avec un cumul de précipitations journalier supérieur ou égale à 10 mm/jour pour une saison ou une année donnée.
- Le nombre de jours chauds : Il représente le nombre total de jours avec une température journalière supérieure ou égale à 30° C pour une saison ou une année donnée.
- Le nombre de séquences sèches supérieures ou égales à 7 jours : Il représente le nombre de séquences où la longueur de jours consécutifs secs est supérieure ou égale à 7 jours pour une saison ou une année donnée. Un jour est considéré comme sec lorsque son cumul pluviométrique est inférieur à 1mm/jour pour une saison (ou année) donnée.
- L'amplitude du 95^{ème} percentile est représentée par le 95^{ème} percentile des valeurs quotidiennes d'une variable climatique calculée sur la période 1979-2001 pour le présent et sur la période 2077-2099 pour le futur.

2.2.2 L'analyse spectrale

2.2.2.1 La décomposition spectrale

La décomposition spectrale permet de décomposer une série temporelle $x_t (t = 1, \dots, T)$ en ses composantes périodiques. L'intérêt de son utilisation est de supprimer les signaux parasites et de ne faire ressortir que les particularités d'une série. L'objectif recherché ici est d'évaluer la densité spectrale d'énergie $S_x(f)$ de la série x_t qui est donnée par la relation :

$$\int S_x(f)df = \sigma_x^2$$

où f représente la fréquence et σ_x^2 est la variance de x_t donnée par l'expression :

$$\sigma_x^2 = \frac{1}{T-1} \sum_{k=1}^T (x_t - \bar{x})^2$$

Pour évaluer $S_x(f)$, nous utiliser la décomposition en série de Fourier grâce à la FFT parmi les différentes méthodes de décomposition existantes. L'utilisation de la FFT implique que les séries utilisées soient cycliques, ce qui n'est généralement pas vérifié. Lorsque les séries ne sont pas cycliques, l'application de la FFT peut introduire d'autres signaux de fréquence en étalant le spectre d'énergie sur des fréquences environnantes. Pour ces raisons, la série temporelle doit subir des prétraitements avant l'application de la FFT. Pour nos travaux, la tendance linéaire a été retranchée dans un premier temps. Nous avons ensuite appliqué une fonction fenêtre ou fenêtre de pondération (en anglais *tapering function*) qui consiste à multiplier la série analysée par une fonction de pondération. Ce traitement spécifique qui altère les bords de la série temporelle, a pour objectif d'éliminer les effets de contamination d'une fréquence par celles qui lui sont proches. La fonction de poids utilisée pour le tapering est :

$$w_p(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi(t-1)}{T_p} \right) & \text{si } 1 \leq t < T \frac{p}{2} \\ 1 & \text{si } T \frac{p}{2} \leq t < T(1 - \frac{p}{2}) \\ \frac{1}{2} \left(1 - \cos \frac{2\pi(T-t)}{T_p} \right) & \text{si } T(1 - \frac{p}{2}) \leq t < T \end{cases}$$

où p représente le pourcentage de l'échantillon qui doit être altérée. Nous avons utilisé $p = 10\%$.

2.2.2.2 Le filtrage des données

Le climat varie sur différentes échelles de temps imbriquées les unes dans les autres. C'est pourquoi il est indispensable d'isoler la variabilité correspondant à la fenêtre temporelle des phénomènes qui nous intéressent. Pour ce travail de thèse, nous analysons les variations décennales et multi-décennales du climat. Il s'agira donc pour nous, de distinguer cette variabilité basse fréquence des autres formes de variabilité comme les tendances associées au changement climatique. Cependant, le choix d'une technique de filtrage par rapport à une autre peut avoir une influence considérable sur les analyses que nous faisons. Pour notre étude, les modes océaniques décennaux que nous analysons dans ce manuscrit sont bien connus et décrits dans plusieurs travaux comme des modes de variabilité décennale et multi-décennale. C'est pourquoi, pour obtenir ce signal multi-décennal, nous avons utilisé un filtre passe-bas de Butterworth d'ordre 10 avec une période de coupure de 10 ans avec des conditions de traitement aux extrémités des séries (Mann, 2004), éliminé les fluctuations liées au réchauffement global en retranchant la tendance linéaire. Le signal du réchauffement global est quant à lui obtenu en utilisant le filtre passe-bas de Butterworth d'ordre 10 et de période de coupure 40 ans (Mohino *et al.*, 2011).

La Figure 2.1 présente un exemple d'illustration du signal de la température de l'air à 850hPa sur le Sahara issue des données ERA20CM. Les codes de couleurs distinguent les différents signaux auxquels nous ferons référence dans la suite de cette thèse. Ainsi, l'expression « raw data » représentée ici par la courbe noire, indique le signal issu des données d'origine (données brutes) et l'expression « Linear trend » en bleu sur ce graphique fait référence à la tendance linéaire de ces mêmes données brutes. Lorsque nous invoquerons le terme de variabilité décennale ou de signal décennal, il s'agira du signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bas de Butterworth de période de coupure 10 ans avec retranchement de la tendance linéaire, représenté ici dans notre exemple d'illustration par la courbe verte (« decadal »). Enfin, la variabilité long-terme représentée par la courbe rouge fait référence au signal filtré à l'aide d'un filtre passe-bas de Butterworth de période de coupure 40 ans. Le choix des périodes de coupure s'est effectué en se basant sur les travaux de Martin et Thorncroft (2014) pour la caractérisation de la variabilité décennale et ceux de Mohino *et al.* (2011) pour la caractérisation de la variabilité long-terme.

Ce mode de filtrage peut être discuté : on sait que les tendances climatiques, au moins sur la période contemporaine ne sont pas forcément linéaires. Le fait de retirer une tendance linéaire est susceptible d'induire un biais dans les séries résiduelles. Donc ce qui est appelé « décennal » dans la suite du travail peut contenir un signal tendanciel partiellement associé au réchauffement climatique, créant une certaine redondance entre le signal « long-terme » et le signal « décennal ». Cependant, concernant les modes océaniques analysés dans ce manuscrit, ce sont des modes bien connus avec des périodicités entre 10-20 ans, 20-30 ans et 50-60 ans, couvrant un domaine

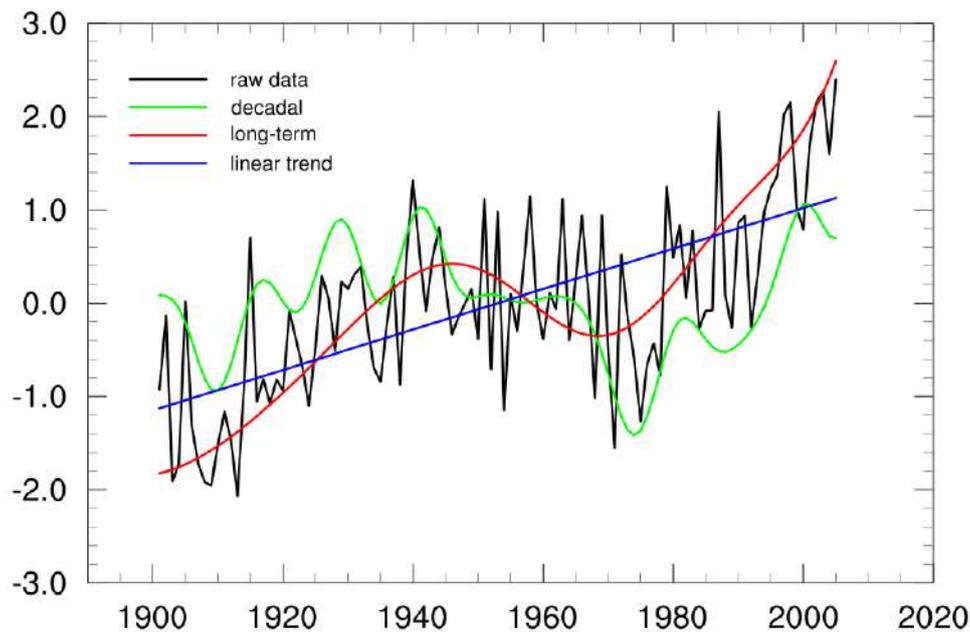


FIGURE 2.1 – Anomalie de température sur le Sahara en été (JAS) pour : les données brutes (courbe noire), le signal décennal (courbe verte), la tendance long-terme (courbe rouge) et la tendance linéaire (courbe bleue).

spectral décennal et multi-décennal. Nos calculs ont été refaits en éliminant une tendance non linéaire (conservant les périodicités supérieures à 40 ans) avant de filtrer. Les structures spatiales des modes océaniques sont très légèrement modifiées sur le bassin considéré, et effectivement sur les autres bassins des signaux présents de faible réchauffement global s'atténuent, confirmant la trace d'un signal long-terme. Cependant, pour les évolutions temporelles, cette procédure de filtrage supprime la variabilité multi-décennale spécifique de l'AMO et de l'IPO pour n'en conserver que la variabilité inférieure à 10 ans. En conséquence, nous avons décidé de conserver le mode de filtrage proposé ici, et de rester prudent dans l'interprétation des résultats dans les chapitres 3 et 4 en rappelant la présence possible d'une part de variabilité plus lente. Ce choix est aussi fait dans le chapitre 5 qui traite du rôle de la dépression thermique sur les pluies sahéniennes, car d'une part aucun présupposé n'est fait sur une gamme de fréquences décennales à multi-décennales concernant la dépression thermique, et d'autre part car on évalue la part que l'AMO (et les autres modes océaniques) peut avoir sur les liens entre dépression thermique et précipitations sur le Sahel, et il est alors là aussi nécessaire de conserver la part multi-décennale de ces modes.

2.2.3 Approches linéaires

2.2.3.1 La corrélation et la régression linéaire

Les méthodes les plus simples utilisées dans cette thèse sont les corrélations et les régressions linéaires. Ces méthodes permettent d'établir des relations linéaires statistiques entre des paramètres climatiques représentés par des séries temporelles. Les corrélations peuvent être calculées entre deux séries unidimensionnelles, entre une série unidimensionnelle et les séries temporelles de chaque point de grille d'un champ (corrélations en point de grille), ou encore entre les séries temporelles des points de grille de deux champs. Le coefficient de corrélation utilisé dans ce

manuscrit est le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson noté r . Il est défini comme suit :

$$r = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.6)$$

où \bar{x} et \bar{y} représentent respectivement les moyennes arithmétiques des variables x et y et σ_x et σ_y leurs écart-types respectifs.

Quant à la régression linéaire, elle consiste, à partir d'une ou plusieurs variables explicatives prédéfinies, à trouver la combinaison linéaire de ces variables permettant d'approcher au mieux les variations d'une variable dite à expliquer. Lorsqu'il y a plus d'une variable explicative, cette régression est dite régression linéaire multiple. Dans le cas contraire, on a une régression linéaire simple. Si nous notons x_i (avec $1 \leq i \leq K$) les variables explicatives, la variable expliquée y s'écrit de la forme :

$$y = \alpha_0 + \alpha_1 x_1 + \alpha_2 x_2 + \dots + \alpha_K x_K + \epsilon \quad (2.7)$$

où $\alpha_0, \alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_K$ sont les paramètres recherchés qui minimisent le résidu ϵ .

Ces paramètres sont déterminés par la méthode des moindres carrés qui consiste à rechercher les paramètres qui minimisent la quantité :

$$\sum_{j=1}^N (y_j - \alpha_0 - \alpha_1 x_{j1} - \alpha_2 x_{j2} - \dots - \alpha_K x_{jK})^2 \quad (2.8)$$

Dans le cas d'une régression linéaire simple, la variable explicative s'écrit :

$$y = \alpha_0 + \alpha_1 x_1 + \epsilon \quad (2.9)$$

Les estimateurs de α_0 et α_1 obtenus par la méthode des moindres carrés s'écrivent respectivement : $\hat{\alpha}_0 = \bar{y} - \hat{\alpha}_1 \bar{x}$ et $\hat{\alpha}_1 = \frac{\text{cov}(x,y)}{\sigma_x^2}$

Dans ce manuscrit, les deux types de régression seront utilisés. La signification statistique des corrélations et des régressions linéaires des séries chronologiques filtrées a été obtenues par la méthode de Monte Carlo. Nous avons dans un premier temps, généré 999 paires de séries temporelles aléatoires de même longueur que l'originale. Pour obtenir ces paires de séries temporelles, la série originale a été décomposée en série de Fourier, puis reconstruite en faisant varier la phase. Cette procédure nous permet de tenir compte du spectre d'énergie de la série d'origine. Ensuite, la corrélation ou la régression entre chaque paire a été calculée afin d'obtenir une fonction de distribution de probabilité des corrélations ou régressions. Les valeurs significatives sont ainsi obtenues lorsque la probabilité est inférieure à 0.05.

2.2.3.2 L'analyse en composantes principales (ACP)

Pour obtenir des informations sur la cohérence spatiale permettant de caractériser la dynamique du système climatique, on a recours la plupart du temps à l'analyse en composantes principales (ACP) ou encore la décomposition orthogonale aux valeurs propres ou Empirical Orthogonal Function en anglais (EOF). L'ACP a vu le jour en météorologie avec les travaux de (Lorenz, 1956). Cette méthode de décomposition permet de réduire un jeu de données à une série de modes et d'en décrire plus facilement les principales propriétés. L'ACP permet de mettre en valeur les points d'un champ qui tendent à varier de manière simultanée, et donc de séparer différents modes de variabilité (Hannachi *et al.*, 2007). Elle permet de réduire l'information contenue dans un champ à quelques composantes et d'extraire des modes de variabilité temporelle à partir

des structures de corrélations spatiales. Elle se base sur la matrice variance-covariance (temporelle) R d'une variable X (de longueur N) prise sur un domaine donné. L'expression de R est donnée par la relation :

$$\frac{1}{N-1}XX^T \quad (2.10)$$

où X^T représente la transposée de la matrice X . R est une matrice dont les éléments de sa diagonale, contiennent la variance des points de grille du domaine et les autres éléments définissent la covariance de toutes les paires de points de ce domaine. R est symétrique et donc diagonalisable :

$$R = U\lambda^2U^T \quad (2.11)$$

avec U la matrice orthogonale des vecteurs propres de R et λ^2 la matrice diagonale des valeurs propres. La matrice des composantes principales P peut être récupérée à partir de l'expression :

$$P = XU \quad (2.12)$$

Les vecteurs propres, représentant chacun un mode de l'ACP, fournissent des structures maximisant la variance, auxquelles sont associées des composantes principales (CP) décrivant l'évolution temporelle de ces structures. Les valeurs propres associées à chacun des vecteurs propres donnent la part de variance totale du champ expliquée par le mode de variabilité et l'importance de chaque structure dans le champ total à un instant donné.

L'ACP dans ce manuscrit :

- Le centrage des données : Dans notre cas, cette étape a été déjà réalisée du fait de l'application de l'ACP sur des champs d'anomalies.
- La normalisation : Cette étape est nécessaire si nous nous intéressons à la variance relative de la variable de départ. Dans ce cas, l'ACP sera appliqué à des champs d'anomalies standardisées et donc utilisera la matrice de corrélation à la place de la matrice de variance-covariance.
- La pondération géographique : L'utilisation de grille régulière latitude-longitude dans les modèles de climat crée une augmentation du nombre de point de grille par unité de surface en se déplaçant vers les hautes latitudes, en raison de la sphéricité de la Terre. Ceci aura tendance à octroyer plus de poids aux hautes latitudes par rapport à celles qui sont proches de l'équateur. Pour éviter cette surreprésentation, nous multiplions les champs d'anomalies par le coefficient : $\sqrt{\cos\theta}$, où θ représente la latitude.
- Le choix des vecteurs propres : Le choix des vecteurs propres suit un ensemble de règles bien précises. Dans ce travail, seul le premier mode de variabilité issu de l'ACP a été utilisé pour caractériser les différents modes océaniques. Mais, pour s'assurer que deux valeurs propres successives sont dissociables, nous avons utilisé le test de North (North *et al.*, 1982). Ce test stipule que deux valeurs propres successives λ_i et λ_{i+1} sont significativement différentes lorsque :

$$\lambda_i - \lambda_{i+1} \geq \lambda_i \sqrt{\frac{2}{n^*}} \quad (2.13)$$

avec, n^* le nombre de degré de liberté de l'échantillon. L'expression de n^* est donnée par la relation :

$$n^* = n \frac{1-\rho}{1+\rho} \quad (2.14)$$

où, n représente la longueur de l'échantillon et ρ le coefficient d'auto-corrélation d'ordre 1.

Les contraintes liées à l'implémentation de cette méthode limitent parfois l'interprétation physique donnée à ses résultats. Ce qui entraîne l'usage d'autres variantes de l'ACP. En effet, en raison de la contrainte d'orthogonalité, les modes issus de l'ACP n'ont pas tous une signification physique. Pour contourner cette difficulté, nous avons eu recours quelques fois à l'EOF avec la rotation varimax (Kaiser, 1960).

2.2.3.3 L'analyse en maximum de covariance (MCA ou SVD en anglais)

Connue également sous le nom de Singular Value Decomposition (SVD), l'analyse en maximum de covariance (MCA pour Maximum Covariance Analysis) représente une généralisation de l'ACP. Elle permet de détecter des modes de variabilité couplée entre deux champs, sous forme de paires de vecteurs propres qui évoluent conjointement. On l'applique à deux champs, pour extraire les paires de structures spatiales qui expliquent le maximum de covariance entre ces deux champs. Chaque paire de vecteurs propres, représente une fraction de la covariance entre les deux champs, quantifiée par la Squared Covariance Fraction (SCF). La corrélation entre les coefficients d'expansion des deux vecteurs propres indique l'intensité du lien entre ces deux champs. Les composantes principales vont nous permettre de tracer deux types de cartes pour représenter les structures spatiales :

- Carte homogène : carte des corrélations et régressions entre la CP normalisée d'un champ et les anomalies du même champ, ce qui permet de visualiser les structures spatiales dont la CP représente la polarité et l'amplitude.
- Carte hétérogène : carte des corrélations et régressions entre la CP normalisée d'un champ et les anomalies de l'autre champ, ce qui montre dans quelle mesure les valeurs du second champ peuvent être « prévues » quand on connaît la CP du premier champ.

Sur ces cartes, les valeurs de corrélation ou de régression significatives à 95% à l'aide de la méthode de Monte-Carlo seront représentées par des pointillés.

2.2.4 Approches non-linéaires

2.2.4.1 L'analyse composite

L'analyse composite est une technique utile pour déterminer certaines des caractéristiques structurelles de base d'un phénomène météorologique ou climatologique extrême. Elle vient en complément des corrélations et régressions obtenues, et permet de capter les structures non-linéaires des phénomènes. L'analyse composite consiste à faire la moyenne de plusieurs occurrences d'un phénomène météorologique donné. Pour notre étude, l'analyse s'est effectuée à partir des composantes principales issues de l'ACP. Dans un premier temps, nous avons sélectionné les dates pour lesquelles la composante principale (CP) est supérieure/inférieure à +/- un écart-type pour obtenir deux sous échantillons correspondant aux phases maximales et minimales de la CP. Ensuite, nous avons déterminé la structure moyenne de ces phases. Notre analyse a finalement porté sur la différence des champs moyens obtenus.

2.2.4.2 La Classification Hiérarchique Ascendante (CHA)

La classification est une méthode d'analyse de données qui consiste à séparer des données dans des groupes dont les propriétés ne sont pas préalablement connues. Elle permet d'obtenir une représentation schématique simple à partir d'une partition d'un ensemble de données dans des classes. Pour réaliser une classification, diverses techniques mathématiques sont employées. Toutes ces techniques peuvent être organisées en deux grands groupes : le partitionnement ou classification non hiérarchique et la classification hiérarchique.

Dans cette thèse, nous allons utiliser la classification ascendante hiérarchique (CAH). Son principe est de rassembler des individus selon leur similarité définie au préalable qui s'exprimera sous la forme d'une matrice de distances, exprimant la distance virtuelle existant entre chaque individu pris deux à deux. Cette opération se fait de manière itérative afin de produire un arbre de classification appelé *dendrogramme*. Elle est dite ascendante car elle part de n individus (soit n groupes) pour aboutir à un seul groupe après $n - 1$ itérations. La mise en œuvre de cette classification nécessite la définition d'une distance entre les individus, d'un critère de regroupement des individus et d'une stratégie pour définir la meilleure partition finale. Dans la pratique, l'exécution de son algorithme se fait en 4 grandes étapes :

- La préparation des données : Elle consiste à déterminer les données de base qui serviront à l'implémentation de la classification.
- Le choix de l'indice de dissimilarité entre les individus : Il s'agit ici de déterminer un indicateur de la similarité ou la dissimilarité des différents individus. Il existe plusieurs mesures de distance et on peut citer entre autres : la distance euclidienne, la distance euclidienne au carré, la distance de Karl Pearson et la distance du city-block. Le choix de cet indice dépend des données étudiées et des objectifs. La distance euclidienne et la distance de Karl Pearson sont les choix les plus fréquents lors d'une CAH (Wilks, 2011).
- Le choix de l'indice d'agrégation : Lors d'une CAH, les individus sont regroupés en minimisant l'indice d'agrégation. Plusieurs méthodes sont utilisées pour quantifier cet indice dont le single-linkage, le complete-linkage, le average-linkage, les centroïdes et la méthode de Ward. De toutes ces mesures, la méthode de Ward est la plus utilisée en CAH. Elle permet d'agréger les individus qui font le moins varier l'inertie intra-classe ou qui maximisent l'inertie inter-classe.
- Le choix de la partition finale (le nombre de classe) : Ce choix se fait soit à partir du dendrogramme soit à partir de la courbe de la perte d'inertie en fonction du nombre de classe. Il permet en général, de déterminer la partition qui semble être la meilleure c'est-à-dire celle qui précède la valeur de la distance inter-classe brutalement plus faible. Dans le cas de la méthode de Ward, on fait une coupure avant une forte perte d'inertie inter-classe.

2.2.5 Approches multi-modèles

2.2.5.1 Le « one model one vote »

Une des approches les plus courantes pour caractériser un résultat «multi-modèle (MM)» est la réalisation de distribution moyenne ou médiane à partir des modèles individuels sans leur attribuer de poids. Cette approche est connue sous le nom «one model one vote». L'approche «one model one vote» de Santer *et al.* (2009) part de l'hypothèse que des modèles différents

portent chacun une part de réalisme et donc peuvent à priori être pris en compte à valeur égale permettant de prendre en compte leur diversité. Dans notre analyse, nous allons ainsi privilégier dans certains cas, une approche en multi-modèle.

2.2.5.2 Le diagramme de Taylor

Pour évaluer un grand nombre de modèles, nous avons été amenés à utiliser le diagramme de Taylor (Taylor, 2001) avec pour objectif principal, de synthétiser au mieux les informations recueillies des données de modèles dans un seul diagramme. Ce diagramme permet de comparer de façon quantitative les similitudes et les différences entre les modèles de climat et les observations. Il met en évidence sur le même graphique, le coefficient de corrélation, l'erreur quadratique moyenne et les variances entre deux structures spatiales ou temporelles.

Si nous considérons que f_n et r_n , $n = 1, \dots, N$ représentent deux structures spatiales ou temporelles. Le coefficient de corrélation R est défini par la relation :

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \quad (2.15)$$

où \bar{f} et \bar{r} représentent respectivement les valeurs moyennes de f et r et σ_f et σ_r leur écart-types respectifs. C'est une valeur qui donne une information sur la cohérence spatiale ou temporelle entre les deux structures considérées. Pour pouvoir quantifier leurs différences en termes d'amplitude, on calcule l'erreur quadratique moyenne qui est donnée par la relation :

$$E = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2} \quad (2.16)$$

Cette grandeur peut être décomposée en biais global et une partie centrée :

$$E^2 = (\bar{f} - \bar{r})^2 + \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 = \bar{E}^2 + E'^2 \quad (2.17)$$

Lorsque E' s'approche de zéro, les structures deviennent similaires, mais pour une erreur donnée, il est impossible de déterminer la part de l'erreur due à une différence de structure et celle due à une différence d'amplitude dans les variations. La combinaison de E' et du coefficient de corrélation R permet de fournir des informations nécessaires permettant de quantifier la correspondance et les différences entre les deux structures. On montre que :

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f^2\sigma_r^2 R \quad (2.18)$$

Cette relation permet de représenter sur la même figure les quatre variables E' , R , σ_f et σ_r . Les relations géométriques existantes entre ces différentes variables sont présentées sur la Figure 2.2. Pour cela, on choisit un champ comme champ de référence en général les observations, et pour le champ à évaluer (champ « test »), on calcule les différentes statistiques énumérées ci-dessus. La distance entre les deux points représente l'erreur quadratique centrée, l'angle azimutal entre les lignes radiales passant par le point « test » et le point « référence » représente le coefficient de corrélation et la distance radiale est proportionnelle à l'écart-type des deux structures. Dans notre étude, l'écart-type du champ à évaluer a été normalisé par celui des données de référence.

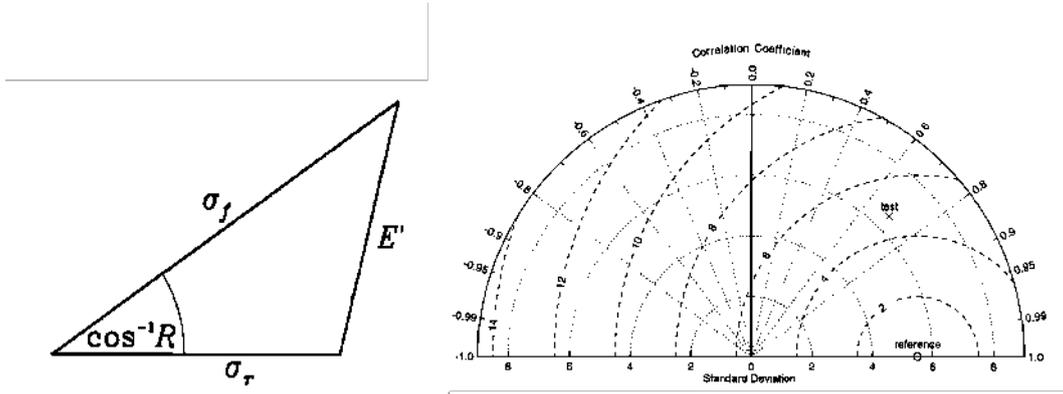


FIGURE 2.2 – A gauche : Relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , l’erreur quadratique centrée E' et les écart-types σ_f et σ_τ . A droite : Diagramme de Taylor (Cf. Figure 2, Taylor, 2001).

2.2.5.3 Le « Model ranking »

Les modèles de circulations générale (GCMs) sont utilisés pour simuler et comprendre le système climatique. De nos jours, ils prennent une place de plus en plus importante dans le monde scientifique due à leur capacité à prévoir l’évolution du climat passé, présent, futur et par conséquent leurs impacts sur les systèmes hydrologiques. C’est pourquoi, il est important de les évaluer afin de savoir dans quelle mesure ils sont capables de représenter les principales variations des variables hydroclimatiques. Des récentes études (cf. Booth *et al.*, 2012; Monerie *et al.*, 2012, 2017; Pennell et Reichler, 2011) ont mis en évidence les forces et faiblesses des modèles de climat de façon individuelle à travers plusieurs critères de performance. Ces critères varient d’une étude à une autre, selon la région et les variables considérées. Le « Model ranking » est une technique qui consiste à classer les modèles de climat à travers une métrique définie à partir d’une combinaison d’un ou plusieurs indicateurs de performance (coefficient de corrélation, erreur quadratique moyen, skill score, ...) sur le paramètre à évaluer. C’est une technique visant à fournir une vue synthétique des performances des modèles de climat. Cependant, il est nécessaire à ce stade d’apporter une certaine nuance quant à la robustesse des résultats issus de cette analyse. En effet, de par sa définition, le « Model ranking » est fortement dépendant du critère d’évaluation, des régions sur lesquelles l’analyse d’évaluation est effectuée. Ainsi, la robustesse du classement issu de cette méthode dépendra de la pertinence des critères que nous nous donnons pour évaluer les modèles sur notre région d’étude.

Pour notre étude, nous allons combiner deux approches, chacune agissant à des niveaux différents : le « Compromise Programming » et le « Comprehensive Ranking ». Selon Raju *et al.* (2017), le « Compromise Programming » est basée sur la distance minimale existante entre le modèle de climat et un point idéal. Le point idéal est le point pour lequel la valeur du critère considéré est optimale. A titre d’exemple, le point idéal pour des valeurs de corrélation est 1.0. Pour cette technique, la métrique d’évaluation notée L_p est donnée par la relation :

$$L_p = \left[\sum_{i=1}^N w_i^p |f_i^* - f_i|^p \right]^{\frac{1}{p}} \quad (2.19)$$

où $i=1,2,\dots, N$ (N étant le nombre d’indicateurs de performance) ; p = Paramètre à définir ($p=1$ pour une combinaison linéaire et $p=2$ pour une distance Euclidienne) ; f_i la valeur normalisée de l’indicateur de performance pour le GCM donné ; f_i^* la valeur normalisée de l’indicateur de performance i ; w_i^p le poids de l’indicateur de performance i . Plus cette distance est faible, plus le modèle présente de bonne performance.

La méthode « Comprehensive Ranking », quant à elle, fournit une métrique qui combine les rangs de chaque modèle de climat sur l'ensemble de variables. Cette métrique d'évaluation notée (M_R) est donnée par la relation :

$$M_R = 1 - \frac{1}{1 \times n \times m} \sum_{i=1}^m rang_i \quad (2.20)$$

où m représente le nombre de paramètres évalués, n le nombre total de modèles et $rang_i$ le rang du modèle pour chaque paramètre. La métrique d'évaluation M_R est toujours inférieure à 1. Plus cette valeur est proche de 1, plus le modèle est performant.

Dans la pratique, nous avons considéré 6 variables à partir desquelles les modèles seront évalués : les précipitations sahéliennes (RR), la pression du niveau de la mer (SLP) sur l'Afrique de l'Ouest, la dépression thermique saharienne, l'AMO, l'IPO et l'IDV. La détermination du poids des indicateurs de performance peut se faire à travers plusieurs méthodes dont la méthode d'entropie, l'analyse multicritère hiérarchique (AHP), ... La corrélation spatiale, l'erreur quadratique moyen normalisée et l'écart-type normalisé ont été utilisés comme indicateurs de performance dans cette analyse. Pour cette analyse, nous avons pondéré tous les indicateurs de performances à 1. Le paramètre p a été fixé à 2 pour n'utiliser que la distance Euclidienne comme mesure de performance. Ainsi, pour une variable climatique donnée, la distance Euclidienne a été calculée pour chaque modèle. Les modèles ont été ensuite classés par variable à partir de cette métrique. Enfin, un classement généralisé combinant les rangs des modèles par variables a été effectué.

2.2.6 Présentation de la méthode statistique de correction de biais

2.2.6.1 La méthode CDFt

La présentation de la méthode CDF-t faite dans cette section est tirée de Vrac *et al.* (2012). La méthode CDF-t (en anglais Cumulative Distribution Function transform) a été développée par Michelangeli *et al.* (2009) et appliquée initialement au vent à 10 mètres. Elle vise à mettre en relation la fonction de distribution cumulative (CDF) d'une variable climatique à grande échelle (ici du GCM) et sa fonction de distribution cumulative à petite échelle (c'est à dire à l'échelle de la station ; ici WFDEI). La CDF-t peut être vue comme une variante de la méthode de correction quantile-quantile (Déqué, 2007) qui peut utiliser des correspondances non paramétriques (Déqué, 2007) ou paramétriques (Piani *et al.*, 2010) entre les prédicteur et les prédicands, afin de déduire les fonctions de distribution cumulatives à l'échelle locale en se basant sur les évolutions des CDF à grande échelle entre la période de calibration et la période cible (c'est à dire la période future ou de validation). Bien que les méthodes CDF-t et quantile-quantile aient une philosophie similaire, la CDF-t prend en compte le changement de la CDF à grande échelle entre la période historique et le futur, tandis que la méthode quantile-quantile projette les valeurs simulées à grande échelle sur la CDF de la période historique pour calculer et faire correspondre les quantiles. Dans la méthode CDF-t, une transformation mathématique T est appliquée à la CDF à grande échelle pour définir une nouvelle CDF aussi proche que possible de la CDF mesurée localement.

Si nous considérons que F_{Gh} et F_{Sh} définissent respectivement les fonctions de distribution cumulative de la variable considérée provenant des GCMs (indice G) et d'une station donnée (indice S) sur la période historique (indice h), la transformation mathématique T qui transforme F_{Gh} en F_{Sh} est donnée par la relation :

$$T(F_{Gh}(x)) = F_{Sh}(x) \quad (2.21)$$

pour tout x appartenant au domaine des valeurs possibles de la variable à représenter. En remplaçant x par $F_{\text{Gh}}^{-1}(u)$ dans l'équation 2.21, avec u une probabilité dans l'intervalle $[0, 1]$ et F_{Gh}^{-1} la fonction inverse de F_{Gh} , on obtient ainsi :

$$T(u) = F_{\text{Sh}}(F_{\text{Gh}}^{-1}(u)) \quad (2.22)$$

qui nous fournit une définition de la transformation T . En supposant cette transformation valide pour le futur, elle peut être appliquée à la fonction de répartition cumulée F_{Gf} de la variable à grande échelle pour une période future afin d'obtenir une CDF F_{Sf} plus proche de celle de la variable à la petite échelle :

$$T(F_{\text{Gf}}(x)) = F_{\text{Sf}}(x) \quad (2.23)$$

Ce qui nous donne la relation :

$$F_{\text{Sf}}(x) = F_{\text{Sh}}(F_{\text{Gh}}^{-1}(F_{\text{Gf}}(x))) \quad (2.24)$$

Bien que les philosophies des approches CDF-t et quantile-quantile soient relativement proches dans le travail avec les fonctions de distributions cumulatives, elles reposent sur deux angles différents pour corriger les quantiles ou les valeurs de probabilité. La principale hypothèse sous-jacente de la méthode CDF-t est que, même si le GCM n'est pas en mesure de prédire correctement la CDF d'une variable à l'échelle locale, l'évolution de cette CDF d'une période à une autre est cohérente et logique. Par conséquent, la méthode CDF-t traduit cette évolution en CDF à l'échelle locale afin de déterminer la F_{Sf} . Par conséquent, CDF-t peut être considéré comme une méthode de correction de biais. L'hypothèse de stationnarité du modèle statistique doit être faite pour appliquer la CDF-t à des conditions climatiques (par exemple, futures ou passées) différentes de celles de la période de calibration (Maraun *et al.*, 2010). Cependant, CDF-t estime l'évolution de la distribution à l'échelle locale avant de générer des valeurs climatiques. En d'autres termes, bien que la transformation soit supposée stationnaire, les propriétés statistiques des données statistiquement à l'échelle réduite ne sont pas stationnaires et peuvent évoluer avec le changement climatique observé à grande échelle.

Une fois que F_{Sf} a été déterminé à partir de l'équation 2.24, l'approche quantile-quantile (QQ) est effectuée entre F_{Gf} et F_{Sf} pour générer une série chronologique à l'échelle locale. Alors que dans l'approche «classique» (Déqué, 2007), QQ est directement appliqué entre F_{Gh} et F_{Sh} , la méthode CDF-t génère des valeurs quantiles via un QQ effectué entre F_{Gf} (et non F_{Gh}) et F_{Sf} (et non F_{Sh}). Cela permet de générer des valeurs à l'échelle locale conformément à F_{Sf} , en accord chronologique avec les simulations «futures» à grande échelle.

Cette approche CDF-t a été appliquée à 6 des 7 variables répertoriées dans le Tableau 2.3 (huss, tas, tasmax, tasmin, rsds et wind). Tous les détails sur les variables utilisées dans ce travail sont présentés dans le Tableau 2.3. Pour les précipitations (pr), une approche CDF-t mise à jour a été utilisée, abordant également les problèmes de fréquence et d'intensité des précipitations (Vrac *et al.*, 2016). L'approche permettant de corriger les occurrences de précipitations repose sur le remplacement des valeurs nulles dans le modèle et des données d'observation par des valeurs extrêmement petites mais non nulles choisies au hasard. La procédure est la suivante (Figure 2.3) :

- Détermination de la valeur seuil de précipitation (th) commune à toutes les données (observations et modèles) en dessous de laquelle l'on considère qu'il y a absence de pluie ;

TABLEAU 2.3 – Liste des variables corrigées par la méthode CDFt.

Variables	unité	Fréquence	Méthode	Nom abrégé
Humidité spécifiques	kg/kg	Journalière	CDFt	huss
Précipitation	kg/m ² /s	journalière	CDFt + SSR	pr
Radiation de courte longueur d'ondes	W/m ²	journalière	CDFt	rsds
Température moyenne à 2m	°K	journalière	CDFt	tas
Température maximale	°K	journalière	CDFt	tasmax
Température minimale	°K	journalière	CDFt	tasmin
Intensité du vent	m/s	journalière	CDFt	wind

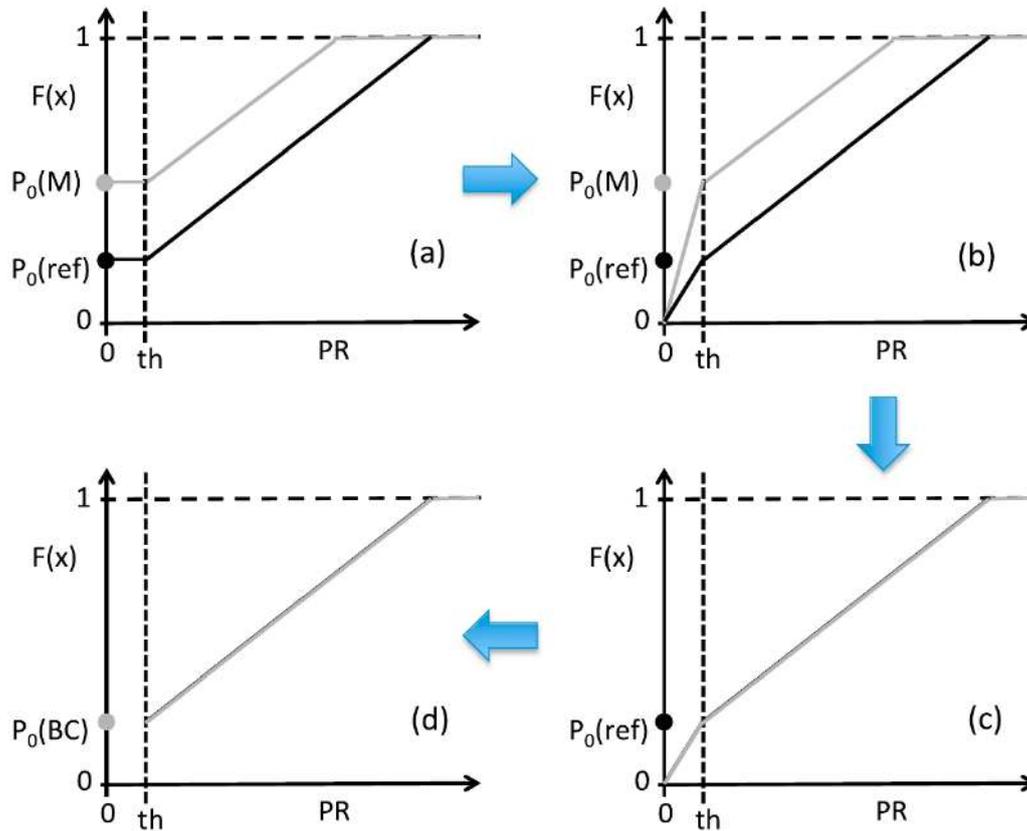


FIGURE 2.3 – Description sommaire de l'approche positive (SSR). $P_0(M)$ et $P_0(ref)$ représentent respectivement les probabilités d'obtention de précipitation nulle dans le modèle et dans les données de référence; th est le seuil sélectionné (th est inférieur au minimum observé et modélisé des valeurs strictement positives). La ligne grise correspond à la fonction de distribution cumulative des simulations du modèle et la ligne noire à celle des données de référence. Cette figure est tirée de Vrac *et al.* (2016) Figure 1.

- Remplacement des valeurs de précipitation inférieures à ce seuil par d'autres valeurs comprises entre 0 et th , générées aléatoirement suivant une distribution uniforme;
- Application de la méthode de correction sur les nouvelles données;
- Mise à 0 des données résultant de la correction et inférieures à th .

Cette approche, connue sous le nom de « Singularity Stochastic Removal » (SSR), permet de traiter de la même manière les cas où la proportion de jours secs dans le modèle est supérieure à celle des données de référence et dans les cas inverses où la proportion des jours secs dans le modèle sont inférieurs à ceux des données de référence. Ceci est effectué à l'étape (2) de

la procédure qui supprime la singularité apportée par les zéros dans la série temporelle. Par conséquent, cela permet d'appliquer la plupart des méthodes de correction sans tenir compte des zéros. Cela évite également de séparer la correction de l'occurrence de celle de l'intensité des précipitations en les corrigeant toutes en même temps et en définissant un seuil (pour générer des jours secs) après une correction globale. Pour cette étude, le paramètre th est défini sur 10^{-6} mm/s soit $8,64 \cdot 10^{-2}$ mm/jour.

Lorsque le modèle et les données de référence ont des CDF très différents les uns des autres, le domaine de F_{Sf} peut être théoriquement limité (Michelangeli *et al.*, 2009). Afin de maximiser correctement ce domaine, pour la précipitation, les données de précipitation du modèle de calibration $\{x_i\}$ sont d'abord «normalisées» à \tilde{x}_i afin d'être dans l'intervalle $[0, Q90_{ref}]$, où $Q90_{ref}$ est la valeur du 90^{ème} percentile de la série temporelle de référence :

$$\tilde{x}_i = x_i \cdot \frac{Q90_{ref}}{Q90_{Mod}} \quad (2.25)$$

où \tilde{x}_i représente les données normalisées sur la période de calibration, $Q90_{ref}$ et $Q90_{Mod}$ représentent respectivement le 90^{ème} percentile des données de référence et du modèle sur la période de calibration.

Pour les autres variables (températures moyenne, minimum, maximum, le rayonnement solaire et le vent), nous additionnons les données de modèle \tilde{x}_i par la différence des moyennes entre observations et modèles :

$$\tilde{x}_i = x_i + (M_{ref} - M_{Mod}) \quad (2.26)$$

où \tilde{x}_i représente les données normalisées sur la période de calibration, M_{ref} et M_{Mod} représentent respectivement la moyenne des données de référence et de modèles sur la période de calibration.

Cette même technique (c'est-à-dire avec les mêmes paramètres) est appliquée pour normaliser les données du modèle sur la période de projection. On trouvera plus de détails sur la nécessité et les impacts potentiels de la normalisation dans Kallache *et al.* (2011).

2.2.6.2 Application de la CDF-t

La méthode CDF-t a été appliquée de manière indépendante pour chacune des sept variables mois par mois sur la période 1950-2099 (séries historiques et RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5). Cette méthode a été appliquée sur les données de modèles en se référant aux données d'observations WFDEI. Plus tard, à la faveur de la publication d'une nouvelle base de données de référence EWEMBI, la méthode CDF-t a de nouveau été appliquée aux GCMs afin de produire un deuxième jeu de données corrigées cette fois-ci basé sur EWEMBI. La nouvelle base de données de référence EWEMBI est une version actualisée de la base WFDEI mais avec des données de radiation solaire plus réalistes. Pour produire ces bases de données corrigées, les données des GCMs ont été interpolées sur la grille des données de référence ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) avant d'être corrigées. L'application directe de certains ajustements sur des intervalles de temps différents produit généralement des discontinuités au début et à la fin d'intervalles de temps fixes. Par conséquent, afin de réduire ces discontinuités, la CDF-t a été appliquée fenêtre glissante, comme dans Vrac *et al.* (2016) : Pour chaque période de 9 ans, la distribution variable du GCM est estimée sur une période de 17 ans (commençant 4 ans avant la période de 9 ans et se terminant 4 ans après). Par conséquent, si les informations de la période de 17 ans sont utilisées pour représenter la CDF à grande échelle « cible », les données du modèle ne sont corrigées que pour

les 9 années centrales. Ensuite, le processus est répété en déplaçant la fenêtre temporelle de 9 ans jusqu'à la fin de la période considérée. Par conséquent, cette fenêtre mobile 17/9 atténue les discontinuités en incorporant des informations temporelles et génère donc systématiquement des séries chronologiques corrigées en fonction du biais sur toute la période, ici 1950-2099. De plus, il préserve toute tendance à long terme des données du GCM.

Deuxième partie

Forçages océanique et atmosphérique
pour l'étude de la mousson

3

ÉTUDE DES RELATIONS MAO - ÉTAT DE SURFACE DANS LES OBSERVATIONS AUX ÉCHELLES DÉCENNALE ET LONG-TERME ET VALIDATION DES SIMULATIONS CMIP5

SOMMAIRE

3.1	Les précipitations ouest-africaines	70
3.2	Modes de variabilité océaniques et précipitations en Afrique de l'ouest	71
3.2.1	Décomposition en valeurs singulières	72
3.2.2	Analyse en composantes principales	77
3.2.3	Synthèse	83
3.3	Rôle de la DTS et la DTA ¹ en été sur les précipitations ouest africaines	83
3.4	Validation des modèles couplés	87
3.4.1	La circulation atmosphérique	87
3.4.2	Les champs de pluies	89
3.4.3	Les champs de température	92
3.4.4	Les modes de variabilité océanique	94
3.4.5	La dépression thermique saharienne (DTS) et d'Arabie (DTA)	104
3.4.6	Fraction de variance dans les bandes décennale et long-terme	107
3.4.7	Conclusion partielle	108
3.5	Synthèse du chapitre	110

1. Voir la définition dans le texte

Dans ce chapitre, nous faisons un premier diagnostic des relations existantes entre les températures de surface (océaniques et continentales) et les précipitations ouest-africaines aux échelles décennale et long-terme. La variabilité de la mousson d’Afrique de l’ouest à ces échelles de temps a fait l’objet de plusieurs études sur l’été. Pour rappel, certaines d’entre elles montrent un rôle important du forçage océanique (Bader, 2003; Dieppois *et al.*, 2014; Martin *et al.*, 2014; Rodríguez-Fonseca *et al.*, 2015; Villamayor et Mohino, 2015) tandis que d’autres mettent en évidence le rôle du forçage continental en particulier celui de la dépression thermique saharienne (Evan et Flamant, 2014; Lavaysse *et al.*, 2015). On se propose de mettre en évidence ces relations à travers différentes méthodes statistiques sur les trois saisons au cours desquelles l’Afrique de l’ouest est arrosée par la pluie, de comparer l’influence des différents modes océaniques à celle de la dépression thermique saharienne en été, et de proposer certains mécanismes qui étayent ces interactions. Cette analyse servira de base pour l’analyse de la variabilité de la mousson ouest africaine dans les modèles couplés utilisés dans le cadre de l’exercice CMIP5. Pour finir, nous évaluons la capacité des 29 modèles de climat sélectionnés (voir Tableau 2.1) à représenter le climat moyen sur l’Afrique de l’Ouest et à simuler les modes de variabilité décrits dans la synthèse bibliographique du Chapitre 1. Cette évaluation concerne la variabilité long-terme et la variabilité décennale océanique, ainsi que la variabilité liée à la dépression thermique saharienne. Cette analyse est détaillée sur l’été, puis une classification générale des modèles sera produite sur les trois saisons, AMJ, JAS et OND.

3.1 LES PRÉCIPITATIONS OUEST-AFRICAINES

La région ouest-africaine est une région très sensible aux variations des précipitations, plus particulièrement la région sahélienne où l’on note une forte variabilité pluviométrique à différentes échelles de temps. La Figure 3.1 présente l’indice régional de précipitation calculé en considérant l’Afrique de l’ouest comme un seul bloc et aussi sur différents sous-domaines : la zone sahélienne définie comme l’espace géographique compris entre 10°N - 20°N et 20°W - 20°E , la zone guinéenne comprise entre 0° - 10°N et 20°W - 20°E . Pour cette analyse, les indices de précipitation ont été obtenus en faisant une moyenne géographique des anomalies calculées sur ces différentes boîtes et pondérées par $\sqrt{\cos\theta}$, où θ représente la latitude. Sur cette figure, nous présentons quatre courbes pour chaque saison et pour chaque région : les écarts entre les moyennes saisonnières depuis 1901 et les normales climatiques calculées sur la période 1901-2005 (courbe bleue), les mêmes écarts filtrés à l’aide d’un filtre passe-bas de Butterworth de 10 ans (courbe rouge) et 40 ans (courbe verte) de période de coupure, et la tendance linéaire (courbe noire).

Globalement, sur la Figure 3.1, nous constatons une baisse de précipitation sur l’ensemble de la période étudiée quelle que soit la zone considérée et pour toutes les saisons. Sur l’Afrique de l’ouest, la tendance est plus marquée au printemps par rapport à l’été et l’automne. On observe également en été une forte variabilité multi-décennale avec une phase humide pendant les décennies 1940-1960 suivie par une longue sécheresse et une lente remontée. Ce constat est aussi fait sur le printemps et l’automne mais avec un signal moins marqué. L’indice de précipitation étant normalisé, il nous permet de faire une comparaison des deux sous-domaines, Sahel et zone guinéenne, que nous avons défini en début de section. L’analyse montre une même alternance de phase humide et sèche suivie d’une remontée sur le Sahel en été, qui est moins perceptible sur la zone guinéenne. Les deux sous-domaines présentent une variabilité pluviométrique similaire au printemps et en automne. La même analyse a aussi été réalisée en séparant la zone sahélienne en deux boîtes : le Sahel Est (10°N - 20°N et 0° - 10°E) et le Sahel Ouest (10°N - 20°N et 20°W - 10°W). Les résultats sont montrés sur la Figure 3.2. Sur les deux zones, on observe la phase humide des décennies 1950-1960, puis la longue période sèche qui lui a succédé, avec ensuite une remontée des précipitations à la fin du siècle. La remontée en fin de siècle est confirmée par les travaux de Dong et Sutton (2015); Lebel et Ali (2009); Panthou *et al.* (2014); Taylor *et al.* (2017). Sur l’ensemble du siècle nous constatons aussi une tendance long-terme négative

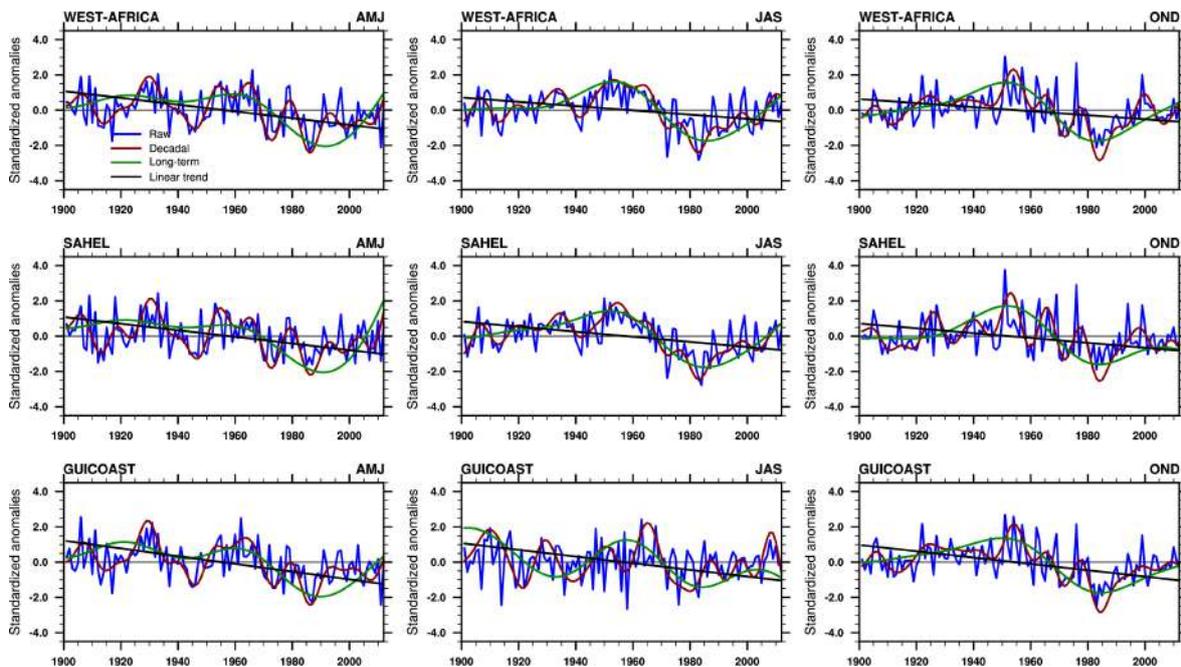


FIGURE 3.1 – Indices de précipitation issu de la moyenne géographique sur différents domaines pour les observations CRU sur trois saisons (AMJ, JAS et OND). Les différents domaines sont définis par les coordonnées suivantes : WEST-AFRICA ($1.4^{\circ}\text{N}-23.5^{\circ}\text{N}; 19.5^{\circ}\text{W}-22.5^{\circ}\text{E}$), SAHEL ($10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}; 19.5^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$), GUICOAST ($3^{\circ}\text{N}-10^{\circ}\text{N}; 19.5^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$). La courbe bleue représente les données d'origine, la courbe rouge le signal décennal, la courbe verte la tendance long-terme non linéaire et la courbe noire représente la tendance linéaire.

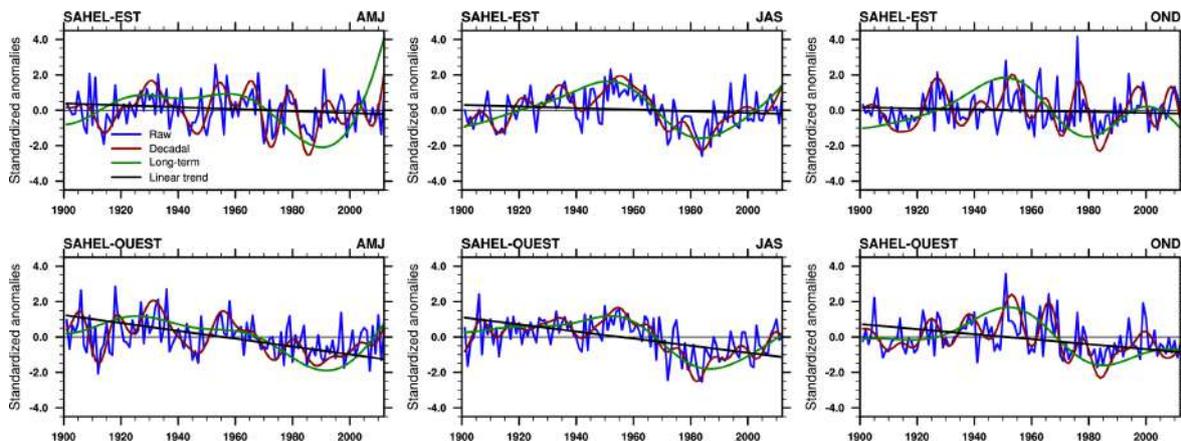


FIGURE 3.2 – Idem que la Figure 3.1 mais pour le SAHEL-EST ($10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}; 19.5^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{W}$) et le SAHEL-OUEST ($10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}; 0^{\circ}-10^{\circ}\text{E}$).

marquée sur le Sahel Ouest quelques soient les saisons, et quasi-nulle pour toutes les saisons sur le Sahel Est, en cohérence avec Biasutti (2013).

3.2 MODES DE VARIABILITÉ OCÉANIQUES ET PRÉCIPITATIONS EN AFRIQUE DE L'OUEST

Jusqu'à ce jour, les études menées sur la région ouest-africaine concernant les relations entre les précipitations et les processus de surface continentaux et océaniques se sont focalisées en grande partie sur la zone sahéenne donc de facto pendant la saison estivale. Plusieurs motifs justifient ces choix. Ils se basent sur le fait que la région sahéenne, zone très sensible aux aléas climatiques, reçoit le maximum de précipitations durant l'été. Nous présentons ici les analyses sur les trois saisons pendant lesquelles la région ouest-africaine reçoit les précipitations

c'est à dire le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND). Pour cela, une analyse en SVD (Singular Value Decomposition) a été effectuée afin d'examiner la variabilité conjointe des champs de précipitations et des températures de surface océaniques (SST). L'analyse en SVD nous permet d'identifier les modes dans lesquels la variabilité des deux champs est fortement couplée, c'est à dire le mode de variabilité qui maximise la covariance entre les deux variables climatiques considérées. Cette analyse fournit un premier diagnostic des structures de SST pouvant aider à comprendre l'évolution des précipitations. Ensuite, une analyse en EOF est réalisée pour déterminer les modes dominants de variabilité de chacun des champs, et évaluer/confirmer l'importance de chaque type de signaux obtenus dans l'analyse en SVD.

3.2.1 Décomposition en valeurs singulières

Nous avons appliqué l'analyse en SVD (en anglais Singular Value Decomposition) sur les anomalies de SST sur différents bassins océaniques et sur les précipitations ouest africaines sur trois saisons : le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND). Pour les précipitations, nous avons retenu les données CRU (1901-2005) compte tenu de l'échelle de temps à laquelle nous faisons les analyses, et le domaine a été fixé à la boîte (1.4° N- 23.5° N ; 19.5° W- 22.5° E). Pour les SST, nous avons utilisé les données HadISST (1901-2005) et les différents bassins sont définis comme suit : l'océan global (45° S- 60° N ; 180° W- 180° E), l'océan Atlantique nord (0° N- 60° N ; 75° W- 10° E), l'océan Atlantique tropical (30° S- 30° N ; 75° W- 10° E), l'océan Pacifique tropical (30° S- 30° N ; 120° E- 286° E) et l'océan Indien (30° S- 20° N ; 46° E- 120° E). Les 3 premières composantes de la SVD ont été calculées et nous ne sélectionnons que la première qui explique le maximum de covariance. Nous analysons tout d'abord les covariances sur le long-terme (filtrage avec période de coupure à 40 ans) entre SST globales et précipitations ouest-africaines, puis les covariances à l'échelle décennale (filtrage avec période de coupure de 10 ans après avoir soustrait la tendance linéaire).

☞ Sur l'océan global :

Le résultat de la SVD appliquée sur les tendances à long-terme montre une tendance à la hausse de la composante principale (CP) liée aux SST sur les 3 saisons (Figure 3.3). Les fractions de covariance exprimées sont élevées, de 85.6%, 81.8% et 81.3% respectivement au printemps, en été et en automne. Les CP combinées aux champs de SST et de précipitations montrent donc un réchauffement global des océans avec des tendances très fortes sur la région tropicale, l'océan indien et l'Atlantique sud, associée à une baisse des précipitations ouest-africaines quelque soit la saison. On voit en particulier que les poids négatifs suivent assez bien le positionnement saisonnier en latitude de la ZCIT. Ainsi cette tendance combinée long-terme, confirmée par modélisation sur l'été par Mohino *et al.* (2011) est aussi présente sur les deux autres saisons des pluies en Afrique de l'ouest.

Des calculs similaires de SVD ont été effectués à l'échelle décennale, en appliquant une période de coupure de 10 ans après avoir éliminé la tendance linéaire. En été, la 1^{ère} paire de mode de covariabilité représente 73.1% de la fraction de covariance (Figure 3.4). La corrélation entre les deux composantes principales (CP) est de 0.92 impliquant la très forte relation entre les précipitations ouest-africaines et les températures de surface océanique à ces échelles de temps. La CP des précipitations correspond à la variabilité décennale des précipitations ouest-africaines que nous avons mis en évidence dans la section précédente, tandis que celle des SST combinée aux structures spatiales de SST suggère en phase positive un refroidissement de l'hémisphère sud (particulièrement dans l'océan Indien et le Pacifique équatorial) et un réchauffement des

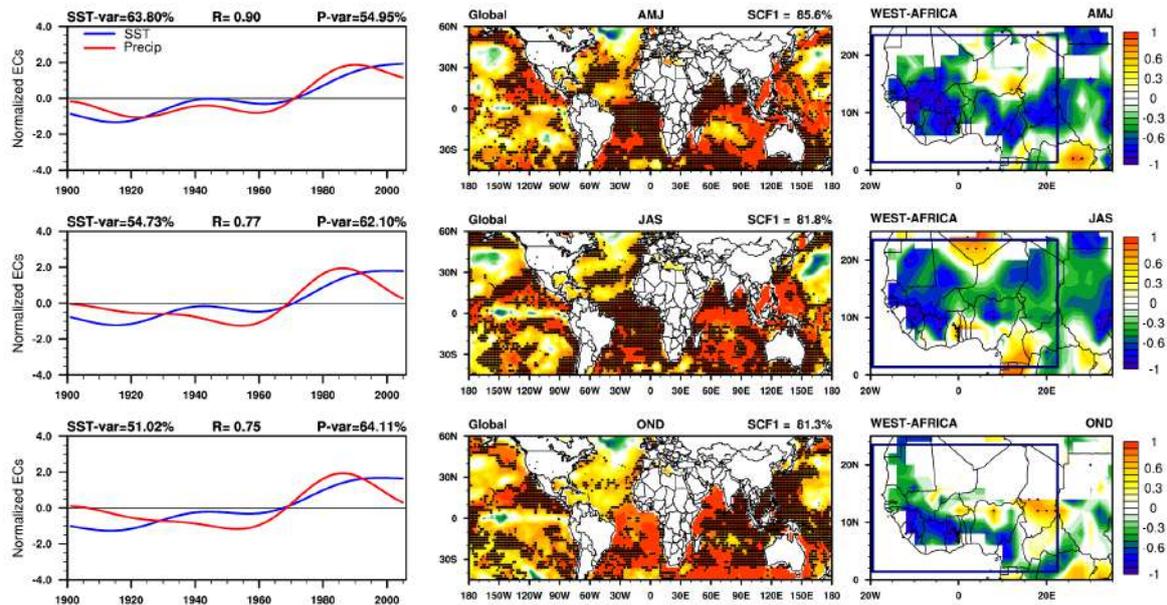


FIGURE 3.3 – Composantes principales (à gauche) issues du premier mode de variabilité de la SVD sur la période 1901-2005 pour trois saisons, cartes homogènes des SST globales (au milieu) et hétérogène des précipitations du CRU (à droite). La courbe bleue indique la CP des SST et la courbe rouge, la CP des précipitations. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies long-terme de SST globales et de précipitations sur l’Afrique de l’ouest (19.5° W-22.5° E ; 1.4° -23.5° N). Les pointillés indiquent les zones où la structure de SVD est significative à 95% (test de Monte Carlo).

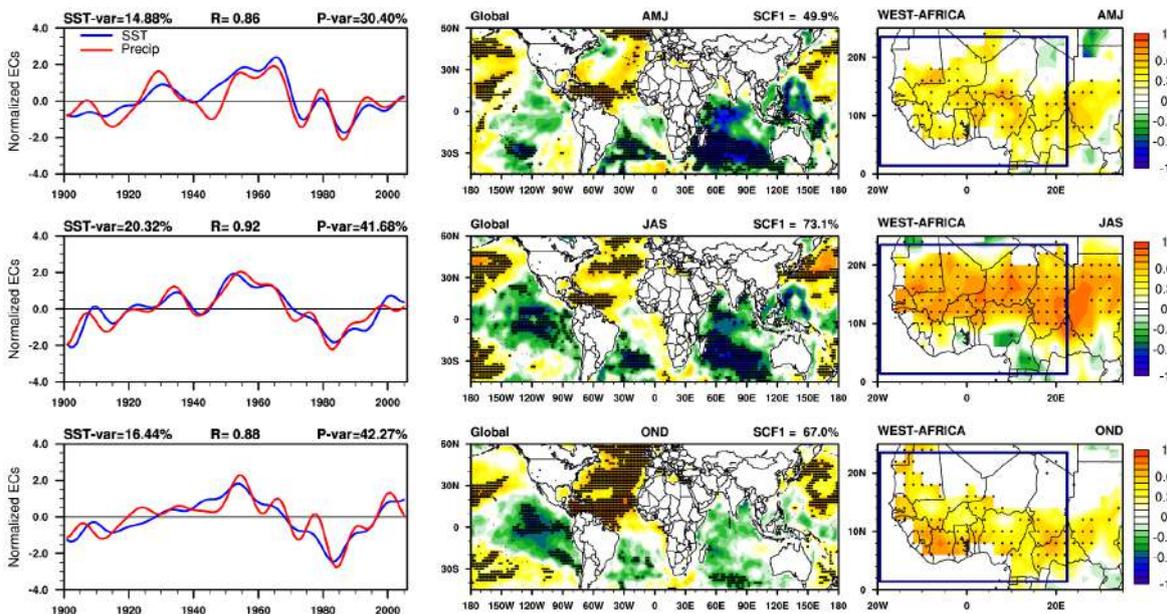


FIGURE 3.4 – Idem que la Figure 3.3 mais en utilisant les anomalies décennales de SST globales et de précipitations ouest-africaines.

SST de l’hémisphère nord. Cette structure peut être associée à ce qui a été appelé « dipôle inter-hémisphérique » sur l’évolution océanique depuis les années 1950 et associée à la transition d’échelle décennale entre les phases humide et déficitaire des pluies au Sahel (Rowell *et al.*, 1995), et que l’on retrouve dans la CP des précipitations. L’obtention de signaux significatifs sur la zone sahélienne et les différents bassins océaniques suggère non seulement un rôle individuel de chaque bassin océanique mais aussi une influence simultanée de ces différents bassins sur les précipitations sahéliennes. On peut en particulier y reconnaître une similarité avec les modes de

variabilité décennale de l'AMO, de l'IPO et de l'IDV. Cette association par bassin océanique est présentée dans la suite.

Au printemps (AMJ), la 1^{ère} paire de mode explique seulement 49.9% de la fraction de covariance (Figure 3.4). La corrélation entre la composante principale (CP) des SST et celle des précipitations issues de la MCA est de 0.86. En associant les CP aux structures obtenues, nous observons qu'une baisse des précipitations sur l'Afrique de l'ouest est associée comme en été à un réchauffement simultané de l'hémisphère sud et un refroidissement dans l'hémisphère nord. Cependant le poids du bassin Pacifique est nettement plus faible. En automne, des structures similaires sont obtenues mais sont moins marquées sur le bassin Indien que pour les deux autres saisons, plus marquées sur l'Atlantique nord, et avec des poids intermédiaires sur le Pacifique. La fraction de variance exprimée est de 67.0% et la corrélation entre les composantes principales est de 0.88. Les CP de précipitations sur le printemps et l'automne sont similaires à celle de l'été, associées à des structures spatiales dépendant moins marquées et en phase avec le positionnement de la ZCIT, particulièrement en automne comme on a pu le voir sur la composante long-terme. Ainsi à l'échelle décennale, les connexions entre SST et précipitations sont globalement similaires avec des intensités variables. Dans la suite, on reprend cette analyse bassin par bassin.

☞ Sur l'océan Atlantique nord :

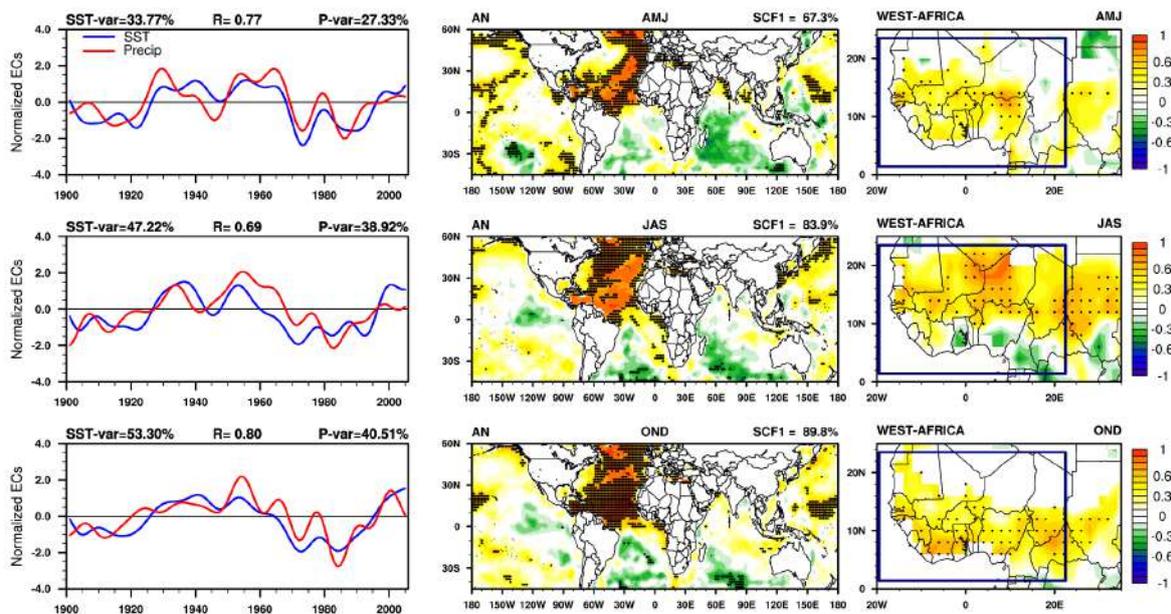


FIGURE 3.5 – Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l'Atlantique nord (75° W- 10° E ; 0° - 60° N).

L'analyse a été effectuée tout d'abord sur l'océan Atlantique Nord. Les résultats sont présentés sur la Figure 3.5. En été, la 1^{ère} paire de mode de covariabilité représente 83.9% de la fraction de covariance avec un coefficient de corrélation entre les CP de 0.69. Au printemps, la fraction de covariance expliquée est de 67.3% avec une corrélation entre les CP de 0.77. Enfin sur l'automne, le 1^{er} couple de mode explique 89.8% de la fraction de covariance. Le test de significativité montre le rôle de l'océan Atlantique nord quelque soit les saisons avec une structure de SST positive similaire au signal de l'AMO. En associant les CP obtenues aux structures correspondantes, on observe que la hausse des SST sur l'océan Atlantique implique une augmentation significative des précipitations ouest-africaines.

☞ Sur l'océan Atlantique tropical :

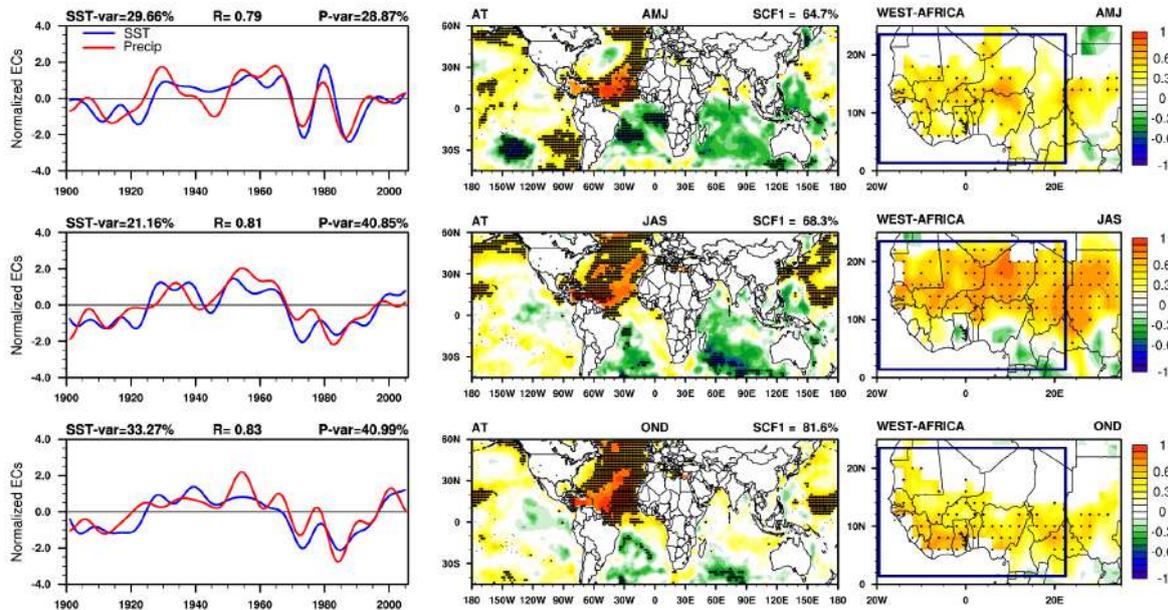


FIGURE 3.6 – Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l'Atlantique tropical (74° W-10° E ; 30° S-30° N).

La Figure 3.6 présente une analyse similaire sur l'océan Atlantique tropical. La fraction de variance expliquée est de 64.7%, 68.3% et 81.6% respectivement sur le printemps, l'été et l'automne. Les signaux significatifs sont obtenus sur l'Atlantique nord quelques soit les saisons. Toutefois un dipôle intertropical de SST est nettement observable sur l'océan Atlantique pendant le printemps.

☞ Sur l'océan Pacifique tropical :

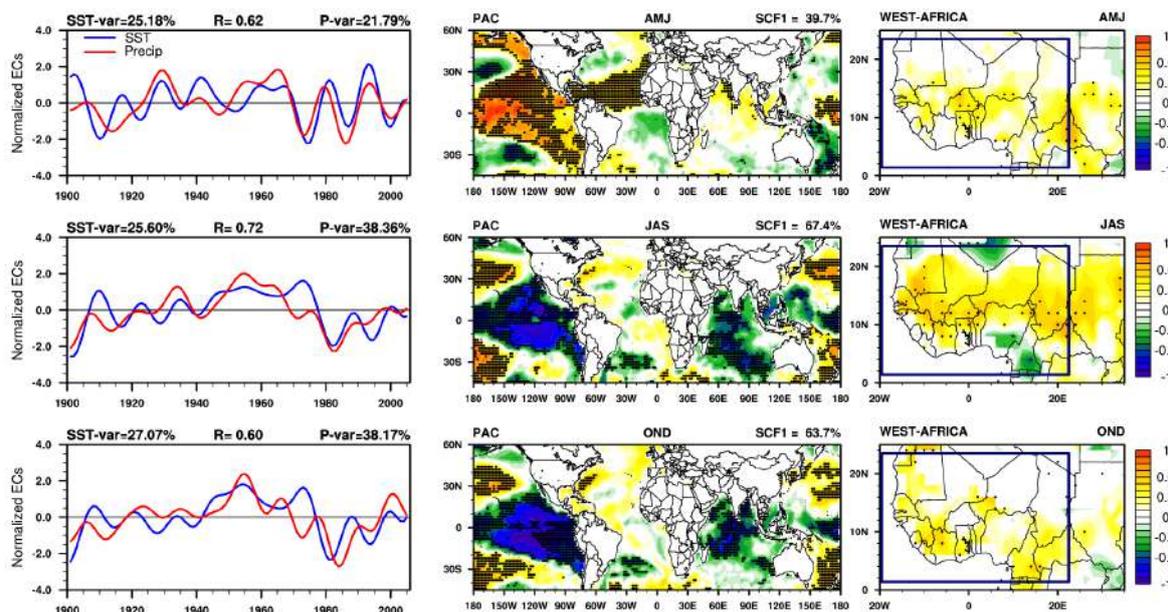


FIGURE 3.7 – Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST du Pacifique tropical (120° E-74° W ; 30° S-30° N).

Sur la SVD sur l’océan Pacifique en été (Figure 3.7), la 1^{ère} paire de mode explique 67.4% de la fraction de variance avec un coefficient de corrélation de 0.72 en été entre les deux CP obtenues. En combinant la CP SST aux structures obtenues, on observe un réchauffement concomitant du Pacifique tropical et de l’océan Indien, alors que l’association de la CP des précipitations implique une baisse significative des précipitations sur la région sahélienne. Les mêmes structures sont obtenues pendant l’automne mais avec une fraction de covariance de même ordre de grandeur qu’en été et un coefficient de corrélation de 0.60. Au printemps, la structure de SST est très différente. Une baisse des précipitations sur la zone sahélienne est associée dans ce cas à un refroidissement des SST sur le Pacifique Est et sur l’Atlantique tropical nord, avec une trace du dipôle tropical Atlantique (poids de signe opposé dans l’Atlantique équatorial). Il est à noter cependant que la fraction de covariance est nettement plus faible (39,7%) avec une corrélation entre les CP de 0.62, ce qui était déjà le cas sur la SVD des SST globales et Atlantique nord, indiquant un lien plus faible entre SST et précipitations ouest-africaines.

☞ Sur l’océan Indien :

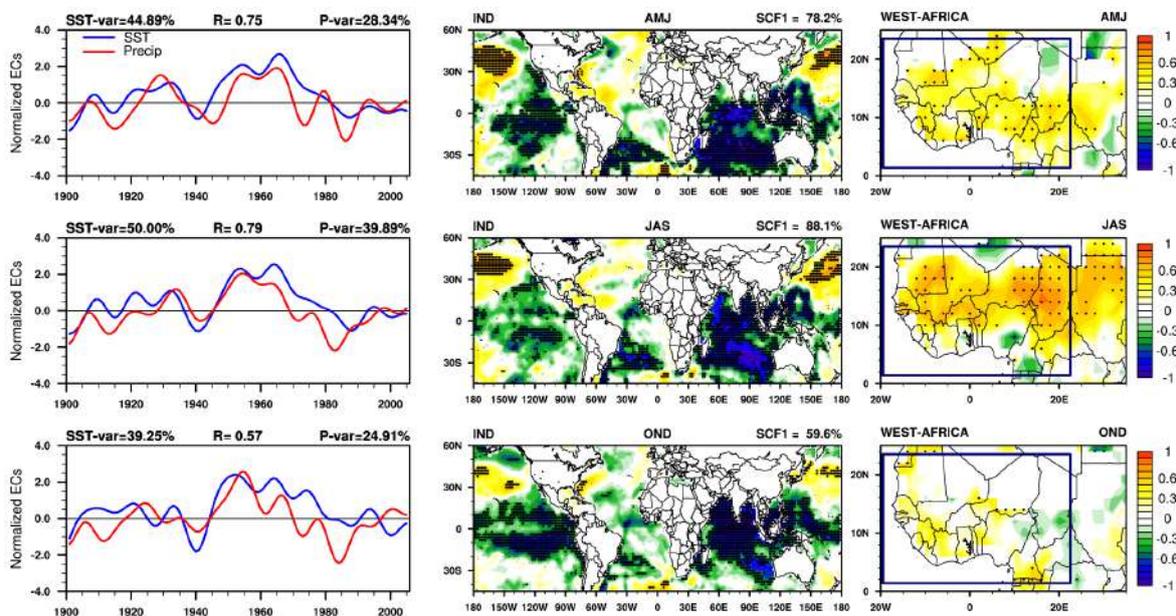


FIGURE 3.8 – Idem que la Figure 3.4 mais en utilisant les SST de l’océan Indien (46° E-120° E ; 30° 3-20° N).

La Figure 3.8 présente la 1^{ère} paire de mode de covariabilité issue de la SVD sur le bassin indien. Ce mode explique 88.1% de la fraction de variance en été avec un coefficient de corrélation entre les composantes principales de 0.79. Au printemps, ce mode explique 78.2% de la SCF et 59.6% en automne. L’association en été de la CP SST aux structures obtenues montre un réchauffement simultané de l’océan Indien et du Pacifique tropical, alors que l’association de la CP des précipitations implique une baisse significative des précipitations sur la région sahélienne. Ce signal est également observé sur les deux autres saisons sur lesquelles l’analyse a été effectuée. En revanche, le signal de précipitation sur le Sahel apparaît moins clairement en automne.

3.2.2 Analyse en composantes principales

3.2.2.1 Modes de variabilité océaniques

Dans cette section, on analyse la structuration des modes de variabilité décennale océanique par bassin par des analyses en composantes principales des températures de surface océanique avec pour objectif de déterminer les modes dominants de variabilité, et de comparer le premier mode dominant avec les modes de structures de covariance SVD. Les trois 1^{ers} modes ont été calculés pour chaque bassin : l’océan Atlantique nord, l’océan Pacifique tropical et l’océan Indien. La limitation des domaines de calcul est la même que celle définie dans la section 3.2.1. Selon le test de North, ces trois modes sont significativement dissociés (North *et al.*, 1982). Les Figure 3.9, 3.10 et 3.11 présentent les structures spatiales et les composantes principales associées des trois premiers modes obtenus respectivement pour l’océan Atlantique nord, l’océan Pacifique tropical et l’océan Indien.

☞ Sur l’océan Atlantique :

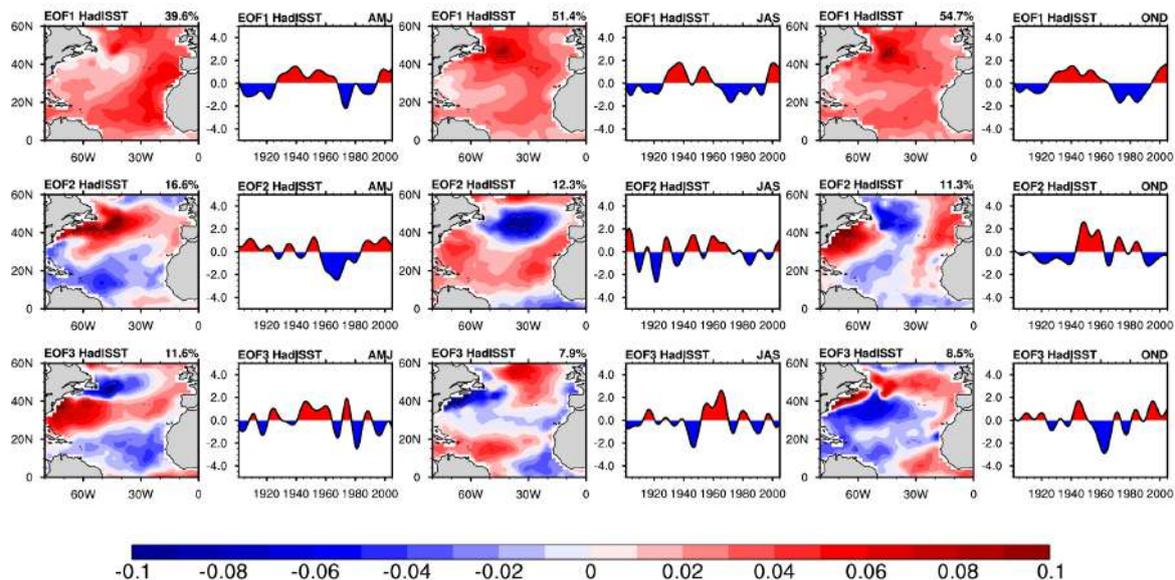


FIGURE 3.9 – Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l’océan Atlantique nord pour le printemps (AMJ), l’été (JAS) et l’automne (OND) des années 1901-2005.

Sur l’océan Atlantique, les trois 1^{ers} modes expriment respectivement 51.4%, 12.3%, 7.9% de la variance totale en été (Figure 3.9). Le premier mode met en évidence une structure globalement positive sur l’océan Atlantique nord sous forme de « virgule » avec un pôle localisé entre 40° N et 60° N comparable avec celle des SST issue de la SVD sur l’Atlantique (Figure 3.5) ainsi que celle obtenue dans les travaux de Sutton et Hodson (2005), Mohino *et al.* (2011) et Ba *et al.* (2014). La composante principale issue de ce mode montre des températures de surface de l’océan Atlantique plus froides que la normale entre 1901 et 1925, plus élevées entre 1925 et 1965, puis à nouveau plus froides 1965 et 1995 et plus chaudes depuis 1995. Cette série temporelle, présentant clairement des modulations décennales et multi-décennales est similaire à celles obtenues dans de nombreuses études (cf. Alexander *et al.*, 2014; Enfield *et al.*, 2001; Mohino *et al.*, 2011; Sutton et Hodson, 2005; Wang *et al.*, 2012, Chapitre 1). Il sera donc utilisé plus tard dans nos analyses pour caractériser le mode dominant de variabilité de l’océan atlantique Nord à cette échelle de temps.

Le second et le troisième mode comportent trois centres d'action situés sur l'océan Atlantique Nord. Pour la saison AMJ, les trois 1^{ers} modes ont pour pourcentage de variance 39.6%, 16.6% et 11.6% respectivement. Le premier facteur présente également une structure positive sur le bassin atlantique Nord tandis que le second et le troisième montrent des structures tripolaires. Les résultats obtenus en automne sont similaires à ceux obtenus précédemment mais avec des variances exprimées de 54.7%, 11.3% et 8.5% pour les trois premiers modes océaniques.

☞ Sur l'océan Pacifique :

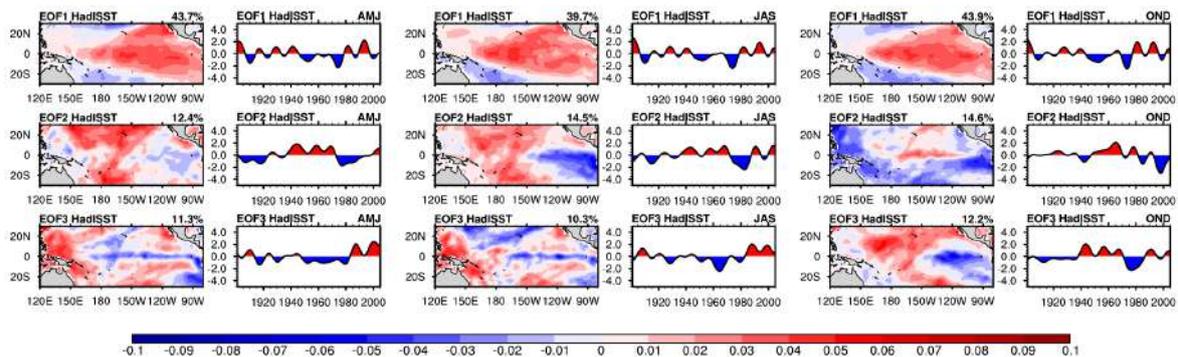


FIGURE 3.10 – Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l'océan Pacifique pour le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND) des années 1901-2005.

La Figure 3.10 présente les principaux modes d'EOF des SST sur le Pacifique tropical (30° S et 30° N) sur les trois saisons (AMJ, JAS et OND). L'EOF 1 exprime 39.7% de la variance totale en été et présente des anomalies de SST chaudes dans le Pacifique tropical Central et Est tandis que des anomalies froides de SST sont observées dans le Pacifique Ouest et Central en moyennes latitudes. C'est une structure spatiale de SST typique de l'IPO (voir Chapitre 1) discutée dans de nombreuses études antérieures (Cf. Dai, 2013; Deser et Phillips, 2017; Deser *et al.*, 2004; Dong et Dai, 2015; Meehl et Hu, 2006). La série temporelle issue de ce mode correspond à l'indice de l'IPO examiné par Dong et Dai (2015) avec des changements de phase observés vers 1915, 1925, 1945 et 1980. Il est caractérisé globalement pour le Pacifique Centre et Est, par des périodes froides de 1915 à 1924, de 1945 à 1979 et des périodes chaudes de 1925 à 1944 et de 1980 à la période actuelle. L'IPO présente également des structures de SST similaires à celle de ENSO dans l'océan Pacifique tropical. Pour ces raisons, il est souvent considéré comme une variante de ENSO à l'échelle décennale et multidécennale (Zhang *et al.*, 1997). Il sera utilisé dans ce manuscrit pour caractériser le mode de variabilité dominant du Pacifique à l'échelle décennale et multi-décennale. Le second et le troisième mode représentent respectivement 14.5% et 10.3% de la variance totale. Pour les saisons, c'est à dire AMJ et OND, les résultats obtenus présentent des similarités avec ceux obtenus en été. En AMJ, les trois premiers expliquent respectivement 43.7%, 12.4% et 11.3% tandis qu'en automne, ils expriment respectivement 43.9%, 14.6% et 12.2% de la variance totale.

☞ Sur l'océan Indien :

Comme sur les deux autres bassins océaniques, nous avons appliqué l'analyse en composantes principales sur le bassin de l'océan Indien. La Figure 3.11 présente le résultat pour les trois premiers EOFs sur les saisons AMJ, JAS et OND. En été, les trois EOFs cumulent 72.2% de la variabilité totale de l'océan Indien soit 51.9% de variance pour le premier mode, 17% pour le

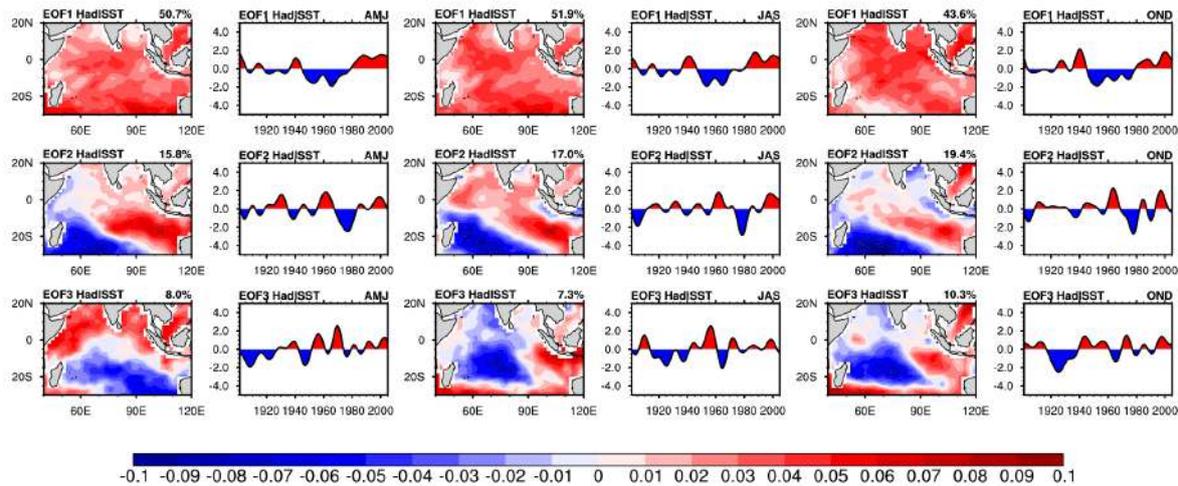


FIGURE 3.11 – Décomposition en EOF des anomalies décennales de températures de surface océanique (SST) sur l'océan Indien pour le printemps (AMJ), l'été (JAS) et l'automne (OND) des années 1901-2005.

deuxième et 7.3% pour le troisième mode. L'EOF1 présente une structure de SST globalement positive sur ensemble du bassin avec une composante principale similaire à l'IDV obtenus dans les travaux de Han *et al.* (2014a) et de Han *et al.* (2014c) ou Dong et McPhaden (2017). La série temporelle de ce mode alterne les périodes chaudes (entre 1905-1934 et entre 1946-1979) et froides (entre 1935-1945 et entre 1980 et 2005) sur l'ensemble de la période considérée. Ce constat est également fait sur les deux autres saisons mais avec des variances expliquées de 50.7% pour AMJ et 43.6% pour OND. Pour cette raison, le 1^{er} vecteur propre issu de l'ACP sur l'océan Indien caractérisera le mode de variabilité dominant à cette échelle de temps dans notre étude. En ce qui concerne les deux autres vecteurs propres, l'on observe un dipôle Ouest/Est de SST sur le bassin Indien avec un pôle positif sur l'Ouest du bassin et négatif sur l'Est du bassin.

Pour conclure sur ces analyses de modes océaniques, les modes dominants EOF par bassin correspondent aux modes dominants SVD respectifs par bassin, confirmant la représentativité de ces modes SVD en termes de forte variance de SST. Dans la suite, nous analysons les liens entre ces modes EOF, les précipitations ouest-africaines et la circulation atmosphérique associée. On a observé aussi une similarité sur les trois saisons, AMJ, JAS et OND, sur les modes de variance (EOF) et covariance (SVD) excepté au printemps sur le Pacifique où on observe une connexion de covariance opposée mais avec une fraction de covariance nettement plus faible. Enfin le gradient inter-hémisphérique des années post-1950 associé au renversement pluviométrique au Sahel en été peut être associé à une combinaison des trois modes décennaux, AMO, IPO et IDV.

3.2.2.2 Modulation de la MAO par les modes de variabilité océaniques

Dans cette section, nous évaluons la réponse atmosphérique aux différents modes dominants de variabilité océanique détectés à l'échelle décennale. Pour cela, les champs de régression des anomalies filtrées sur la 1^{ère} composante principale issue de chaque mode ont été calculés pour les trois saisons (AMJ, JAS et OND). Les résultats sont présentés sur les Figure 3.12, Figure 3.13 et la Figure 3.14. Ces calculs de régression ont été effectués sur les champs de température de surface des océans, de pression du niveau de la mer, d'humidité spécifique à 925hPa, de la direction vent à 925hPa, du vent divergent à 200hPa et de potentiel de vitesse à 200hPa.

Les Figure 3.12a, Figure 3.12b et Figure 3.12c présentent le champ de régression de SST

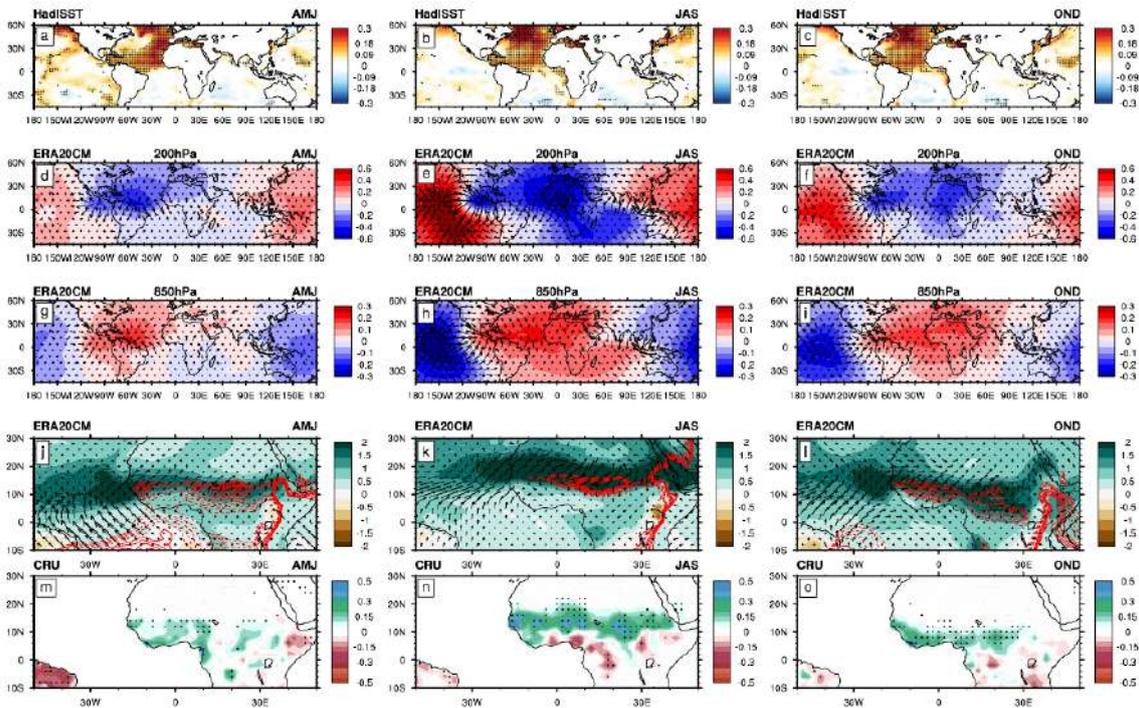


FIGURE 3.12 – Régression sur l’indice de l’AMO observé des champs d’anomalies décennales (a-c) de température de surface océanique ($^{\circ}\text{C}$ par écart-type); (d-f) de potentiel de vitesse ($10^6\text{m}^2/\text{s}$ par écart-type) et du vent divergent (vecteurs en m/s par écart-type) à 200hPa; (g-i) de même à 850hPa; (j-l) du champ de vent superposés à l’humidité spécifique à 925hPa (10^{-4}kgkg^{-1} par écart-type); les contours représentent les champs de régression de la pression du niveau de la mer (Pascal par écart-type); et (m-o) de précipitations (mm/jour par écart-type). Les données HadISST ont été utilisées pour les SST et ERA20C pour le vent et le potentiel de vitesse. Les pointillés indiquent les zones où les structures de régression de SST et de précipitation sont significatives à 95% (test de Monte Carlo).

sur l’indice de l’AMO pour les trois saisons. Les structures de SST obtenues mettent en évidence un dipôle inter-hémisphérique dans le bassin Atlantique, avec des anomalies chaudes dans tout l’Atlantique nord et froides (mais faibles) dans la partie sud en accord avec plusieurs précédentes études (Alexander *et al.*, 2014; Mohino *et al.*, 2011; Sutton et Hodson, 2005). Cette structure dans l’Atlantique Nord présente des anomalies plus élevées au sud du Groenland, et qui s’étendent vers le sud le long de la partie Est du bassin jusqu’à l’équateur. Des anomalies froides de températures (faibles là aussi) sont également observées en été et en automne sur le Pacifique tropical et le Sud-Ouest de l’océan Indien. Pour analyser comment les anomalies de SST peuvent se transmettre via la dynamique atmosphérique, la variable « potentiel de vitesse » présentant à grande échelle l’organisation de la « circulation divergente » est spécialement adaptée dans la zone intertropicale. Les champs de régression correspondants sont présentés à 200 hPa (Figure 3.12d-f) et à 850 hPa (Figure 3.12g-i), les valeurs négatives indiquant les zones de divergence et les valeurs positives les zones de convergence. Sur la Figure 3.12e, nous observons en été, associées à une AMO en phase positive, des anomalies négatives de potentiel de vitesse à 200 hPa centrées sur l’Afrique Centrale et s’étendant largement sur l’océan Atlantique tropical Nord et à l’Ouest de l’océan Indien, et des anomalies positives sur le reste des Tropiques. Une structure opposée et cohérente est présente à 850 hPa. Ces champs indiquent que le réchauffement de l’océan Atlantique Nord lié à l’AMO induit une structure de très large échelle de nombre d’onde 1, qui contribue au renforcement de la convection sur l’Afrique équatoriale et le Sahel. Le renforcement associé des précipitations est d’ailleurs très clair sur la Figure 3.12k et concerne toute la bande sahélienne entre 10°N et 20°N . Au sud de 10°N , on note des anomalies négatives le long de la côte du Golfe de Guinée et des régions d’Afrique centrale, à l’exception de la Guinée, la Sierra-Léone et l’ouest de la côte d’Ivoire où des anomalies positives sont observées. Ce signal

s'associe aussi une forte augmentation de l'humidité spécifique sur tout ce domaine sahélien (Figure 3.12k), porté par une intensification du flux de sud-ouest de basses couches venant de l'Atlantique tropical nord et pénétrant largement sur le Sahel, et un creusement de la dépression thermique au nord de 15° N. Au printemps et en automne, les structures de potentiel de vitesse sont nettement moins intenses mais toujours de nombre d'onde 1, avec au printemps un décalage sur l'Atlantique ouest de la zone d'ascendance et un fort affaiblissement sur l'Afrique de de l'ouest (Figure 3.12d). Ceci se traduit très nettement au printemps par des anomalies positives de précipitations moins marquées au sud de 15° N alors qu'en automne les anomalies positives restent très marquées sur le lieu de la ZCIT à cette période de l'année. Au printemps on observe une baisse de la pression du niveau de la mer d'environ 15hPa par écart-type d'indice AMO sur l'océan Atlantique et la côte guinéenne qui entraîne un renforcement des vents de sud-est sur le proche Atlantique associé à une augmentation de l'humidité spécifique. En automne les flux de basses couches ont une orientation d'ouest plus nette sur la côte guinéenne et le proche Atlantique induisant les anomalies positives de précipitations plus nettes qu'au printemps.

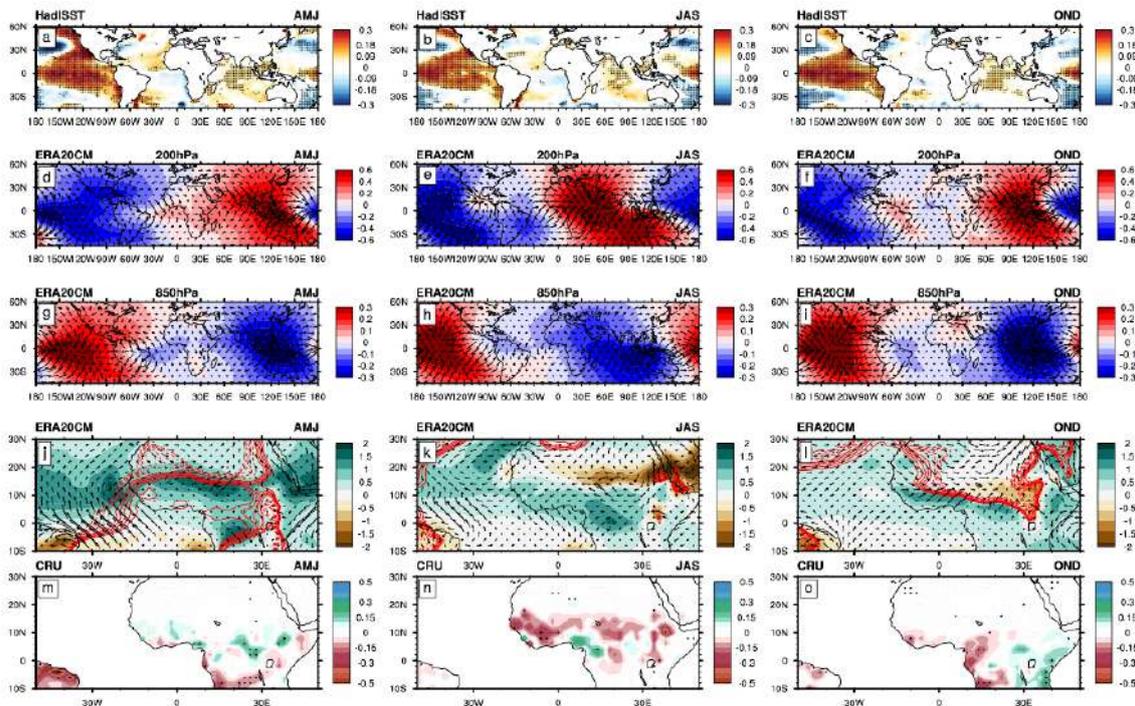


FIGURE 3.13 – Idem que Figure 3.12 mais pour l'indice de l'IPO.

La Figure 3.13 présente les résultats du calcul des champs de régression sur l'indice de l'IPO. En terme de SST, un réchauffement sur le Pacifique tropical Est et un refroidissement sur le Pacifique extratropical Nord et Sud sont observés sur toutes les saisons en accord avec d'autres travaux (Cf. Dai, 2013; Deser et Phillips, 2017; Deser *et al.*, 2004; Dong et Dai, 2015; Mantua *et al.*, 1997; Meehl *et al.*, 2009; Mohino *et al.*, 2011). Sur le reste du globe, ils montrent un réchauffement sur l'océan Indien et de manière nettement plus faible sur l'Atlantique. Les champs de potentiel de vitesse et de vent associés à l'indice de l'IPO montrent comme pour l'AMO une structure globale de nombre d'onde 1, mais cette fois avec une zone d'ascendance sur l'océan Pacifique inter-tropical, et une zone de subsidence sur l'océan Indien, l'Asie du Sud-est. En été cette zone de subsidence s'étend sur l'Afrique centrale et l'Afrique de l'Ouest (Figure 3.13e). En cohérence, les structures de régression des précipitations associées à l'indice de l'IPO montrent une baisse des précipitations sur toute la région sahélienne et une hausse localisée sur le Cameroun lorsque l'IPO est en phase positive (Figure 3.13n), associé à un affaiblissement des vents de mousson dans les basses couches (Figure 3.13k). En automne, une baisse des précipitations est également observée le long de la côte guinéenne et en Afrique centrale (en lien avec le posi-

tionnement de la ZCIT) en réponse aux phases positives de l'indice de l'IPO, mais aussi associé à un renforcement des vents de sud-ouest vers 10° N, pilotés par une baisse de pression sur le Sahara Est, et induisant une divergence d'humidité sur la côte guinéenne. Au printemps par contre, le décalage un peu vers l'Est de la zone d'ascendance de grande échelle réduit le forçage dynamique de baisse de précipitations et on observe des patches localisés d'anomalies positives de pluie sur toute la bande africaine entre l'équateur et 10° N. Ceci rejoint les résultats précédents de SVD entre SST Pacifique et précipitations africaines au printemps, le faible niveau de fraction de covariance étant cohérent avec un signal positif mais faible en termes d'anomalies pluviométriques.

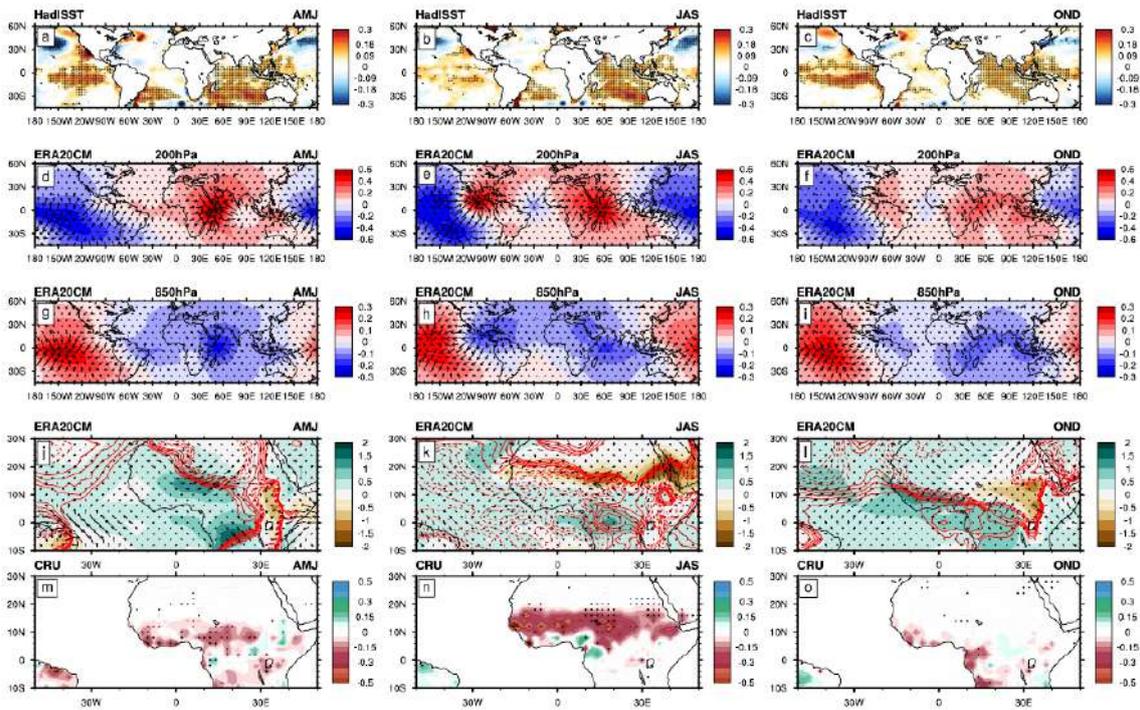


FIGURE 3.14 – Idem que Figure 3.12 mais pour l'indice de l'IDV.

La même analyse a été faite pour évaluer l'influence du mode décennal de l'océan Indien sur la mousson ouest-africaine. Les résultats sont présentés sur la Figure 3.14. Sur les trois saisons considérées, un réchauffement de l'océan Indien lié à une phase positive de l'IDV est observé avec des fortes amplitudes d'environ 0.3°C par écart-type autour 30°S . Un réchauffement est également observé sur l'océan Pacifique et dans une moindre mesure sur l'océan Atlantique Sud. La phase positive de l'IDV est associée à une anomalie de subsidence sur la zone Afrique de l'Est – océan Indien – Indonésie, plus ou moins étendue suivant les saisons, et l'Amérique Centrale en été et en automne, et à une anomalie d'ascendance sur le Pacifique Central. Cela est en cohérence avec des pluies déficitaires sur tout le Sahel en été, déficit présent aussi au printemps et en automne au sud de 10° N. On observe une certaine similitude entre les forçages Pacifique et Indien s'expliquant par une structure d'anomalies de SST liée à l'IPO et à l'IDV assez similaire aussi. On retrouve aussi ce type de téléconnexions à l'échelle interannuelle avec l'ENSO où les mécanismes atmosphériques conduisant à un affaiblissement de la mousson d'été africaine et un déficit pluviométrique sont assez similaires (Cf. Janicot *et al.*, 2001; Joly et Voldoire, 2009; Mohino *et al.*, 2011). Cette similarité entre les mécanismes de téléconnexion à différentes échelles de temps est cohérente avec les structures de SST similaires observés dans le Pacifique tropical pour ENSO et IPO (Deser *et al.*, 2004).

3.2.3 Synthèse

L'ensemble de ces analyses produisent des résultats robustes, montrant la complémentarité et la cohérence des analyses en SVD, ACP et régression sur les CP du mode dominant de variabilité décennale des SST, soit à l'échelle globale, soit par bassin océanique. Les résultats sur l'été sont en accord avec ceux par exemple de l'étude de Mohino *et al.* (2011) qui décompose le signal SST en composante long-terme et modes océaniques d'échelle décennale. Par ailleurs notre structure de SVD à l'échelle globale (Figure 3.4) peut s'analyser comme une combinaison dominante au cours du 20^{ème} siècle d'une phase positive de l'AMO associée à des phases négatives de l'IPO et de l'IDV, cette combinaison étant favorable à des précipitations fortement excédentaires sur le Sahel, et inversement pour des phases opposées. Ce point sera analysé plus précisément dans le chapitre suivant. On a aussi montré une similitude générale pour les deux autres saisons des pluies africaines, excepté les connexions au printemps avec l'IPO. De même cette structure globale de SVD est associée au « gradient inter-hémisphérique » de SST lié à l'évolution des précipitations sahéliennes d'été après 1950. Ce gradient peut donc s'interpréter comme une combinaison d'une phase positive de l'AMO et d'une phase négative de l'IPO et de l'IDV. Mohino *et al.* (2011) ont montré une forte corrélation spatiale entre la structure de ce gradient inter-hémisphérique et celle de l'AMO (corrélation de +0.87), de l'IDV (-0.92) et de l'IPO (-0.69). Enfin, incluant l'évolution long-terme des SST globales (« GW » comme la première EOF), Mohino *et al.* (2011) ont construit une régression multiple de l'évolution décennale et long-terme des pluies sahéliennes d'été sur le 20^{ème} siècle par la relation : $-0.18*GW+0.4*AMO-0.3*IPO$.

3.3 RÔLE DE LA DTS ET LA DTA ² EN ÉTÉ SUR LES PRÉCIPITATIONS OUEST AFRICAINES

Dans cette section, nous abordons tout d'abord les relations entre la DTS, la DTA et la mousson ouest-africaine. Pour donner le contexte général, la Figure 3.15a présente la moyenne climatologique d'été des champs de température à 2 mètres (couleurs), de la pression réduite au niveau de la mer (contours) et des vents à 925hPa. On y retrouve la bande de maxima de température de la côte nord-africaine à la péninsule arabique, associée à une bande de minima de pression avec des centres dépressionnaires marqués centrés sur 10° W-0° W (lieu de la DTS), 15° E-15° N (minimum relatif, potentiellement lié aux perturbations de circulation par l'orographie (Viltard *et al.*, 1990; Vizy et Cook, 2009) et 30° E-35° E (extension vers l'ouest de la dépression thermique d'Arabie). L'affaiblissement de cette bande de températures élevées sur la Libye est induit par une circulation anticyclonique centrée sur la Méditerranée et advectant de l'air maritime plus frais de nord, dont l'impact en termes de « breaks » de mousson a été identifié par (Vizy et Cook, 2009).

Les interactions entre la DTS et la mousson d'Afrique de l'Ouest ont longuement été discutées dans des travaux antérieurs (Chauvin *et al.*, 2010; Evan et Flamant, 2014; Lavaysse *et al.*, 2015, 2010, 2009, Voir Chapitre 1). La DTS est une zone de maximum de température et de basses pressions formée au-dessus du Sahara en réponse au forçage radiatif solaire. Les travaux de Lavaysse *et al.* (2009) ont permis de caractériser le contenu en chaleur de la DTS à partir de l'épaisseur de la couche atmosphérique (LLAT) située entre 925 hPa et 700 hPa et de suivre son évolution au cours de l'année. Les conclusions de cette étude montrent que la zone de dépression évolue vers le Nord suivant le déplacement de la ZCIT pour atteindre une position stable pendant l'été au-dessus du Sahara. Elles montrent également les bonnes corrélations entre l'épaisseur de la LLAT et la température potentielle à 850 hPa. C'est pourquoi pour notre analyse, nous nous donnons un indice régional pouvant caractériser au mieux la dépression thermique saharienne. L'indice de la DTS dans ce travail est obtenu par la moyenne géographique de la température de l'air à 850 hPa sur le domaine 7° W-5° E; 20° N-30° N (Figure 3.15c). La Figure 3.15 pré-

2. Voir la définition dans le texte

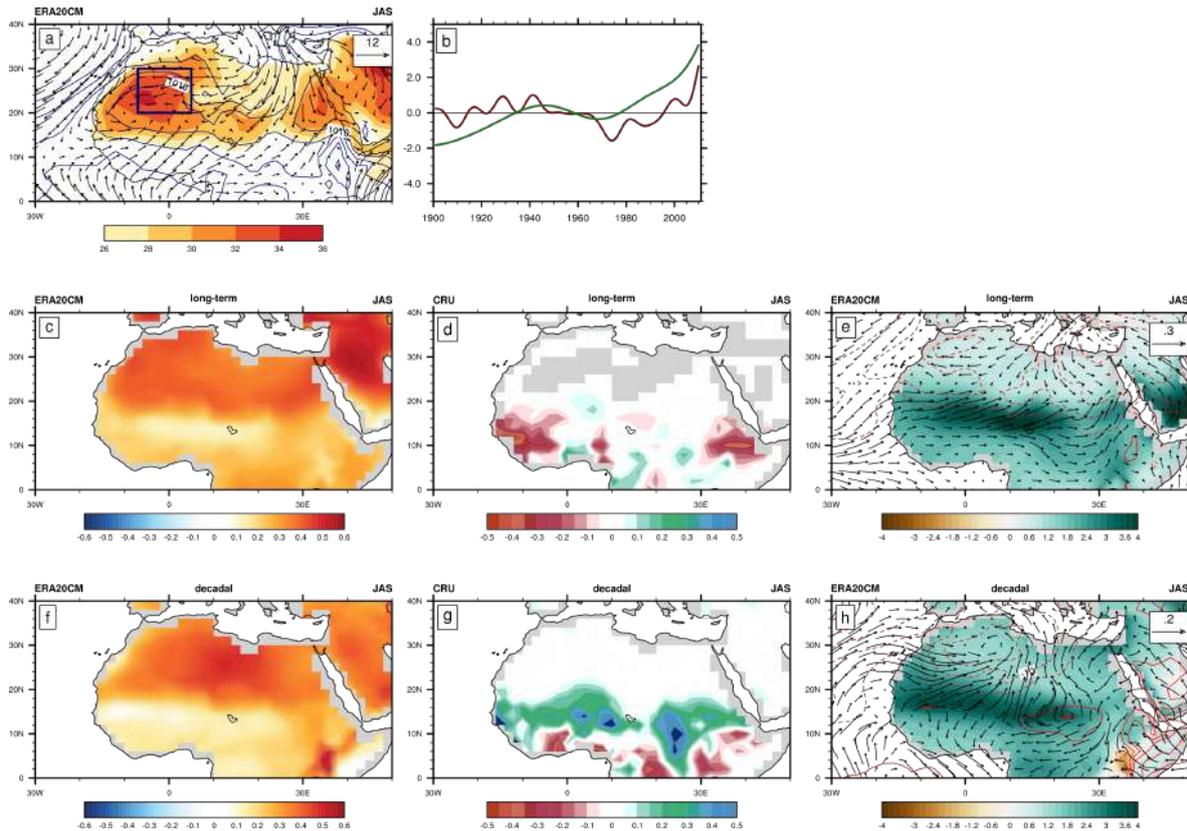


FIGURE 3.15 – (a) Indices décennal (courbe rouge) et long-terme (courbe verte) de la dépression thermique saharienne (DTS) en été pour les données ERA20CM obtenus par moyenne géographique de la température à 850hPa sur la boîte $7^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}; 20^{\circ}\text{N}-30^{\circ}\text{N}$. Carte de régression de la température de surface (b et e), des champs de précipitation en mm/jour par écart-type (c et f) et d’humidité spécifique à 925hPa en 10^{-4}kgkg^{-1} par écart-type (d et g) sur l’indice de la DTS. Les vecteurs indiquent la climatologie du vent horizontal à 925hPa (b et e) et les structures de régressions des champs de vent sur l’indice de la DTS (d et g). Les contours verts et rouges indiquent respectivement la climatologie des températures de surface à 2 mètres et les structures de régression de la pression du niveau de la mer sur l’indice de la DTS.

sente également les cartes de régression de plusieurs autres variables climatiques (température, précipitations, humidité spécifique, pression du niveau de la mer et champs de vent à 925 hPa) sur l’indice de la DTS pendant l’été. Comme présenté dans le Chapitre 1, nous nous intéressons d’une part au rôle que la variabilité décennale de la DTS peut avoir sur la variabilité pluviométrique au Sahel en été (Evan et al. 2015), et d’autre part dans quelle mesure cette variabilité de la DTS est indépendante de celle des modes océaniques et pourrait donc apporter de l’information complémentaire. En particulier dans le contexte du changement climatique, se posera la question de la part directe de l’augmentation de la concentration des gaz à effet de serre sur le forçage radiatif sur le continent nord-africain, et de sa part indirecte via les SST (Gaetani *et al.*, 2017).

Si nous considérons la tendance long-terme (courbe verte), l’indice de la DTS est marqué par une augmentation progressive de la température sur les périodes 1900-1944 et 1970-2010 avec une tendance légèrement négative entre 1945 et 1969. Les cartes de régression révèlent que l’intensification de la DTS est associée à une augmentation de la température de surface sur l’ensemble de la région avec des maximums (environ 0.7°C par écart-type) au nord de 20°N , induisant un gradient thermique méridien important entre 15°N et 20°N (Figure 3.15b). Cette intensification de la DTS s’accompagne d’une augmentation importante de l’humidité spécifique entre 14°N et 20°N , et des vents d’ouest/sud-ouest sur le Sahel (Figure 3.15d). Le minimum relatif de température autour de 14°N à l’est de 5°W peut s’interpréter plus ou moins comme la

trace d'un excédent de précipitations. Les champs de régression de précipitations présentent un déficit marqué à l'ouest de $0^\circ W$ et des anomalies disparates plus à l'est (Figure 3.15c), pouvant faire penser en partie à la structure dipolaire mise en évidence par Lebel et Ali (2009) dans les observations et par Biasutti (2013) dans les simulations RCP8.5. On peut éventuellement l'associer à une accélération du vent zonal sur la bande sahéenne induisant une divergence d'humidité à l'ouest (Figure 3.15d). L'indice décennal (courbe rouge) quant à lui présente une forte fluctuation multi-décennale avec alternance de phases chaudes pendant les périodes 1915-1945, 1995-présent et de phases froides lors des périodes 1905-1915 et 1945-1995. En ce qui concerne les champs de température (Figure 3.15e) et d'humidité spécifique (Figure 3.15g), les structures sont les mêmes que celles de la tendance long-terme mais avec des niveaux un peu plus faibles. On obtient une réponse en température autour de $0.2^\circ C$ par écart-type avec un maximum localisé au-dessus de la Libye et de $2.10^{-4} kg/kg$ par écart-type pour l'humidité. On observe cependant une trace un peu plus marquée des précipitations en termes de température, correspondant en effet à des anomalies positives de précipitations nettement plus étendues sur le Sahel en réponse à une intensification de la DTS, et des déficits le long de la côte guinéenne. Cette structure marquée de dipôle méridien de pluie s'oppose à la structure de long-terme.

Au fil de notre recherche, nous serons aussi amenés à nous focaliser à l'est de la DTS, sur la zone d'extension de la dépression thermique arabe sur l'Afrique du nord (ces travaux sont détaillés dans le Chapitre 5). Dans cette zone, comme on peut le voir sur la Figure 3.16a, la circulation cyclonique de basses couches pilote des advections d'air de sud-ouest et peut, suivant l'amplitude de son développement, se connecter avec le centre d'action identifié à $15^\circ E$ et contribuer à renforcer les vents de mousson de sud-ouest et les précipitations sur le Sahel central. Très peu de travaux ont exploré ce point, le rôle de la DTS étant majoritairement mis en avant. Dalu *et al.* (2018) ont analysé cette structure de circulation et mis en évidence le renforcement de la dépression thermique arabe en été et son impact en termes d'une structure verticale de circulation zonale associant une ascendance moyenne sur l'Arabie et une subsidence moyenne au-dessus de la Libye. Nous avons choisi, après différents tests, de définir, à l'instar de la DTS, un indice que nous appelons par commodité DTA pour dépression thermique arabe, par la moyenne géographique de la température de l'air à 850 hPa sur le domaine $25^\circ E-35^\circ E$; $18^\circ N-30^\circ N$ (voir sa localisation sur la Figure 3.16a).

Nous avons reproduit sur la Figure 3.16 les mêmes analyses sur la DTA que pour la DTS. Les champs obtenus présentent de fortes similarités. Comme pour l'indice de la DTS, la tendance long-terme (courbe verte) de l'indice de la DTA présente une hausse progressive de la température sur les périodes 1900-1944 et 1970-2010 avec une pente plus faible sur cette dernière et une tendance faiblement négative entre 1945 et 1969. Les cartes de régression associée à cet indice montrent une augmentation de la température de surface sur l'ensemble de la région avec des maximums (environ $0.7^\circ C$ par écart-type) au-delà de $20^\circ N$. Cette intensification de la DTA s'accompagne d'une augmentation importante de l'humidité spécifique entre $10^\circ N$ et $20^\circ N$, et des anomalies de vents d'ouest sur la région sahéenne. En termes de précipitation, d'humidité spécifique et de champ de vent, le signal long-terme présente également de forte similarité avec celui de la DTS. L'indice décennal (courbe rouge) présente une forte fluctuation multi-décennale avec alternance de phases chaudes pendant les périodes 1921-1944, 1947-1962, 1998-présent, et de phases froides lors des périodes 1905-1920 et 1963-1997. En ce qui concerne les champs de température, d'humidité spécifique et précipitations, les structures sont similaires à celles associés à la DTS, mais avec des signaux de poids plus forts, des anomalies positives de température plus fortes à l'est de $10^\circ E$, une bande d'anomalies négatives de température plus marquée sur le Sahel correspondant à des excédents de précipitations plus nets et continus spatialement ; on peut noter aussi des anomalies négatives de précipitations le long de la côte guinéenne plus fortes que pour la DTS, et donc un dipôle méridien plus marqué. On obtient une réponse en température de plus de $0.6^\circ C$ par écart-type avec un maximum localisé au-dessus de l'Egypte

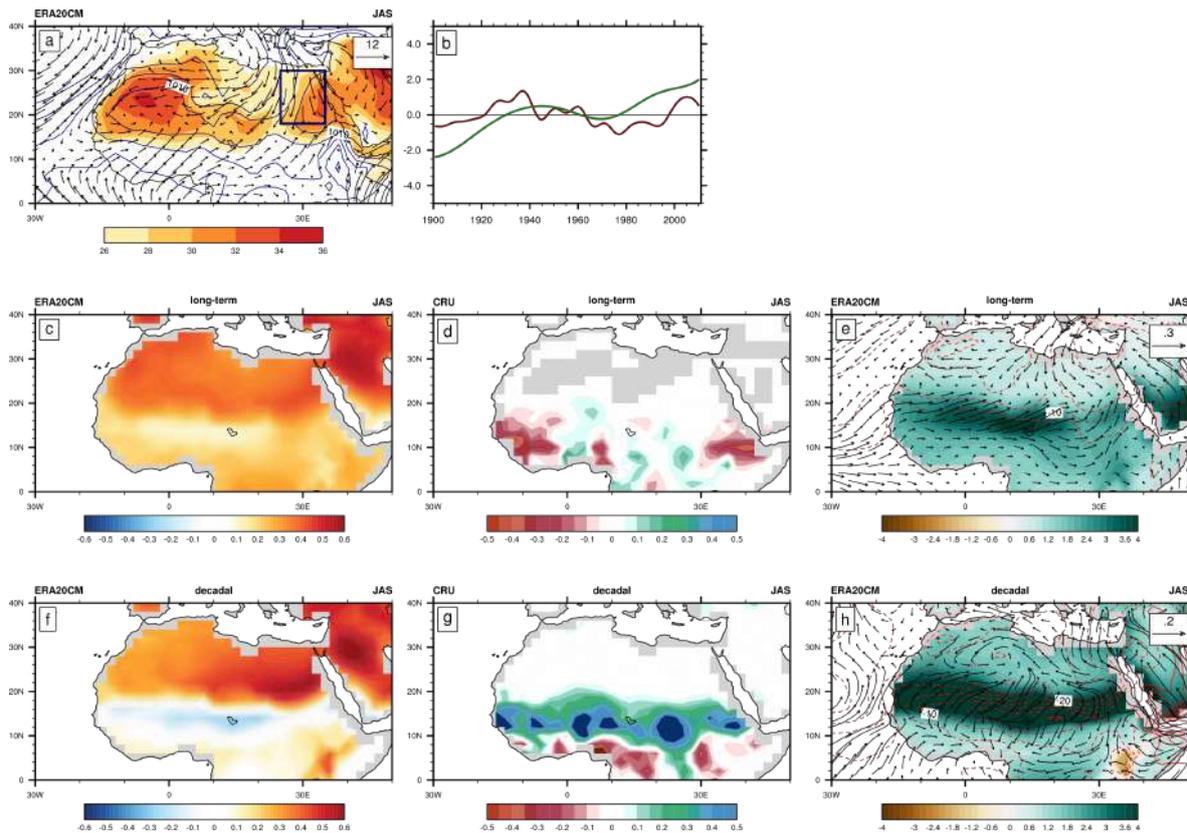


FIGURE 3.16 – Idem que la Figure 3.15 mais pour l'indice de la DTA.

et de plus de 4.10^{-4} kg/kg par écart-type pour l'humidité.

Il résulte de ce qui précède que la DTS et DTA modifient significativement la circulation atmosphérique régionale à la fois dans la tendance long-terme et à l'échelle décennale. Concernant la DTS, elle est pilotée principalement par le champ de température sur le Sahara induisant un gradient méridien de température sur la bande sahélienne à l'est de 10° W. Quant à la DTA, sa structuration sur le long-terme est similaire à celle de la DTS, et son impact à l'échelle décennale est plus marqué sur les précipitations ouest-africaines. Taylor *et al.* (2017) ont montré que le signal long-terme est potentiellement le signe du réchauffement climatique, et que ce gradient méridien de température (induisant un cisaillement vertical de vent plus fort) peut favoriser et expliquer l'augmentation des systèmes convectifs intenses et des événements extrêmes de précipitations observée depuis le début de la décennie 1980 sur le Sahel central. Sur ce dernier point, la combinaison potentielle entre structure long-terme et structure décennale de pluies suggère une structure de dipôle pluviométrique sur le Sahel similaire à l'empreinte du changement climatique (Voir Figure 1.27). Cela sera exploré plus en détails dans le Chapitre 6.

Nous avons donc analysé dans les observations historiques les relations entre les précipitations ouest-africaines et les 3 modes océaniques de variabilité d'échelle décennale, AMO, IPO et IDV, ainsi que les indices DTS et DTA. Le tableau suivant (Tableau 3.1) montre les intercorrélations entre ces indices en été sur la période 1901-2005. Ceci confirme d'une part la non corrélation entre l'AMO et les modes IPO et IDV, et d'autre part le fait que IPO et IDV ont une certaine dépendance (corrélations de +0.44). On peut noter à ce sujet l'étude de Dong et Mac Phaden (2017) montrant la rupture de cette inter-relation à partir des années 2000, comme un impact possible du réchauffement climatique plus sensible sur l'océan Indien. Concernant les indices atmosphériques continentaux, ils sont corrélés à +0.69 (50% de variance partagée). La DTS montre une forte corrélation avec l'AMO (50% de variance partagée) et des liens un

peu plus faibles avec l'IPO (30% de variance) et négligeable avec l'IDV. La DTA a des liens statistiques encore plus forts avec l'AMO (70% de variance) et négligeables avec l'IPO et l'IDV. Nous analyserons dans les parties suivantes ce qu'il en est dans les simulations CMIP5.

TABLEAU 3.1 – Corrélations sur l'été 1901-2005 entre les indices AMO, IPO, IDV, DTS et la DTA à l'échelle décennale.

	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1				
IPO	0.06	1			
IDV	0.05	0.44	1		
DTS	0.69	0.54	0.24	1	
DTA	0.85	0.09	0.01	0.69	1

3.4 VALIDATION DES MODÈLES COUPLÉS

Avant d'aborder la représentation dans les modèles CMIP5 des liens entre variabilité décennale et long-terme des précipitations et variabilité océanique et atmosphérique, nous développons une analyse de validation de la climatologie des 29 modèles de climat sélectionnés (voir Tableau 2.1) sur l'Afrique de l'ouest, puis une validation des modes de variabilité océaniques, et de la DTS et de la DTA. Ceci concerne la variabilité long-terme et décennale sur la période historique. Cette analyse est détaillée sur l'été, puis un classement général des modèles est proposé sur les trois saisons, AMJ, JAS et OND.

3.4.1 La circulation atmosphérique

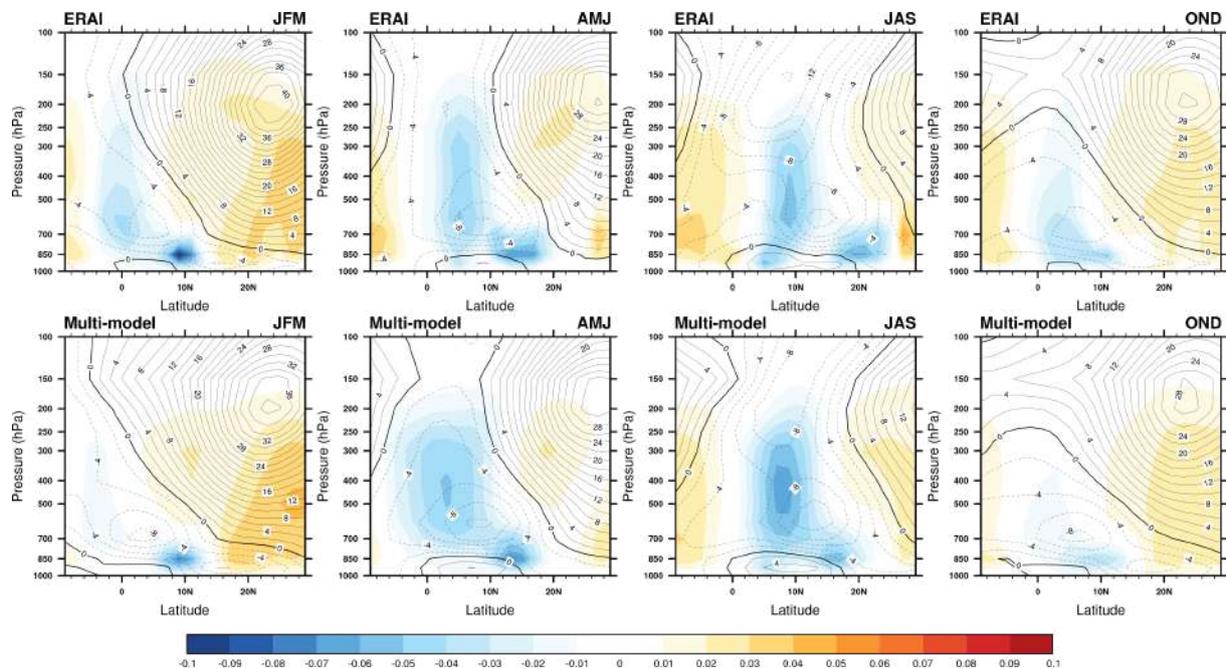


FIGURE 3.17 – Coupe latitude-pression de la vitesse verticale (Pa/s) en couleurs et du vent zonal (m/s) en contours, en moyenne climatologique et zonale sur quatre saisons, pour les données ERA-Interim (1^{ère} ligne) et pour la moyenne multi-modèle (2^{ème} ligne) sur un ensemble de 29 modèles de climat CMIP5. La moyenne a été calculée sur la période 1979-2005 et sur la bande de longitude 15° W-15° E.

Nous présentons sur la Figure 3.17, les coupes latitude-pression de la vitesse verticale et du vent zonal des réanalyses ERA-Interim (ERA-I) et de la moyenne multi-modèle issue des 29

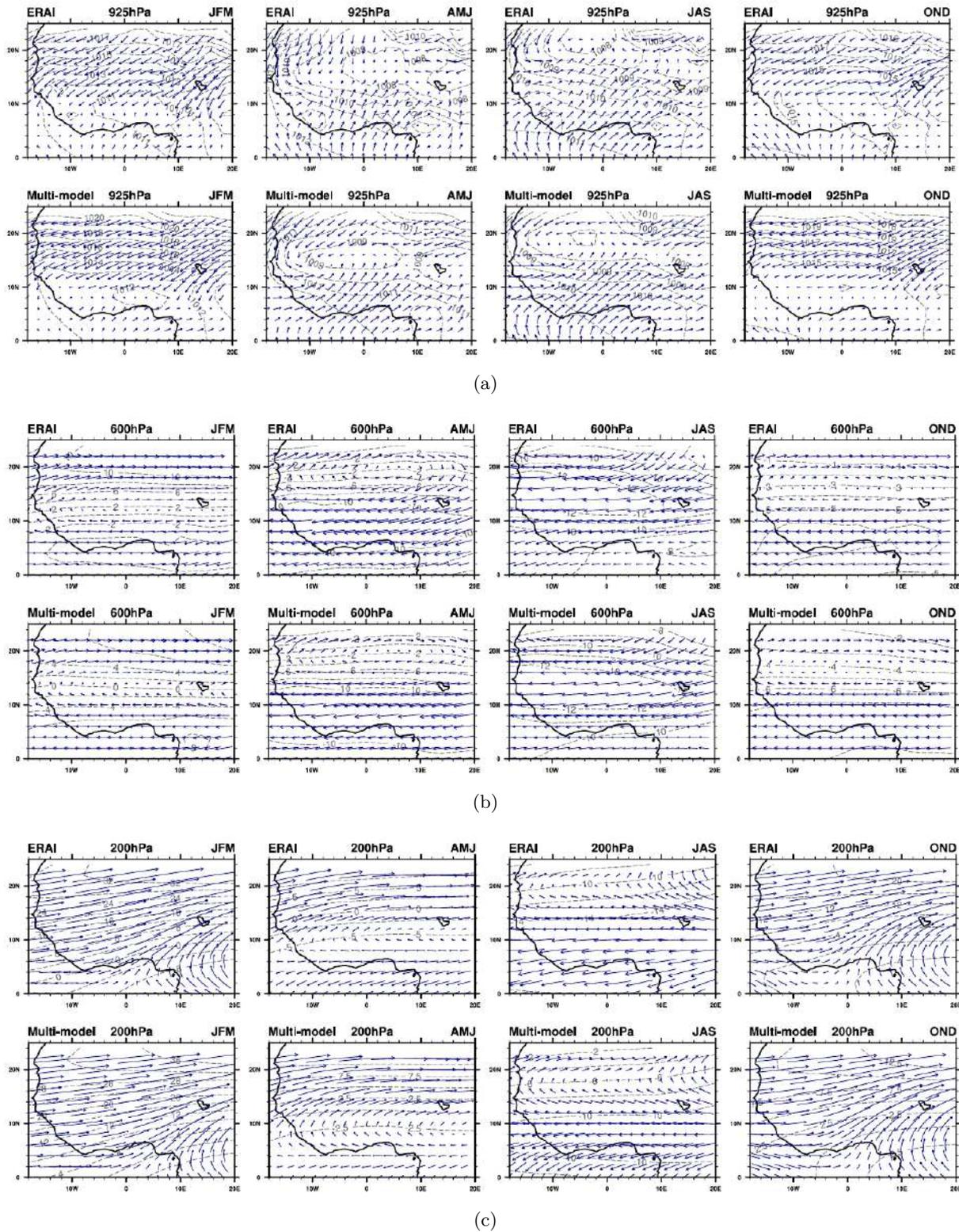


FIGURE 3.18 – (a) Champs de vents moyens à 925hPa sur la période 1979-2005 dans les données ERA-Interim et pour la moyenne multi-modèle sur quatre saisons. (b) Champs de vents moyens à 600hPa. (c) Champs de vents moyens à 200hPa.

modèles de climat. Ces structures ont été moyennées sur la bande longitudinale 15° W-15° E. Les valeurs négatives (positives) de la vitesse indiquent des zones d’ascendance de l’air (de subsidence) et sont affichées en bleu (rouge) ; les valeurs négatives (positives) de la composante

zonale de vent indiquent des vents d'Est (d'Ouest) avec des lignes en pointillés (continues). Ce résultat présente de fortes similitudes entre les vents moyens issus de la moyenne multi-modèle et des réanalyses ERAI. Les principales caractéristiques de la dynamique de la mousson y figurent également.

Dans les réanalyses ERAI, durant l'hiver (JFM), la principale zone d'ascendance, la ZCIT, se situe autour de l'équateur avec un maximum de vitesse verticale situé autour de 700hPa. La deuxième zone d'ascendance, correspondant au positionnement du FIT se situe à 10° N. On observe une forte extension et intensité du jet d'ouest subtropical dans l'hémisphère. Au printemps, cette zone principale d'ascension de l'air se déplace entre 4° N et 8° N avec le FIT qui se retrouve entre 10° N et 15° N. On observe également le noyau du JEA (-6m/s) à 600hPa autour de 4° N en hiver et qui se renforce au printemps (-10m/s) et se déplace vers 9° N. La ZCIT s'intensifie en été et migre au nord (autour de 10° N) avec des maxima de vitesse verticale entre 400hPa et 600hPa avant de s'affaiblir en automne avec un retour à une position plus au sud. A 200hPa en été, on assiste aussi au développement du JET (-12m/s), qui disparaît en automne avec le retour du jet d'ouest subtropical. La moyenne multi-modèle reproduit les principales caractéristiques des mouvements verticaux associés à la circulation de mousson. Cependant, certains biais subsistent dans les modèles. Les zones d'ascendance sont correctement représentées au printemps et en été mais avec quelques différences en termes de position latitudinale et d'intensité. Dans le multi-modèle, le cœur de la principale zone d'ascendance se situe au printemps autour de 4° N, 2 degrés au sud des réanalyses ERAI, avec une extension en latitude plus importante que dans les réanalyses, comprise entre 2° S et 10° N dans le multi-modèle contre une extension comprise entre 2° N et 8° N dans ERAI. Ce constat est également fait en été, où le cœur de la zone d'ascendance atteint une vitesse verticale de 0.08 Pa/s entre 350hPa et 600hPa dans le multi-modèle contre 0.06 Pa/s dans ERAI. En hiver et en automne, seule la seconde zone d'ascendance ressort dans le multi-modèle. Le JEA à 600 hPa et le JET à 200 hPa sont assez bien représentés également, mais avec une surestimation de 2m/s du noyau du JEA en hiver et en automne, et une sous-estimation de 4m/s du noyau du JET en été.

Pour mieux illustrer la localisation et l'extension des principales caractéristiques de la dynamique de mousson, nous avons présenté les champs de vecteurs vent à 925hPa (Figure 3.18(a)), 600hPa (Figure 3.18(b)), et 200hPa (Figure 3.18(c)) pour les réanalyses ERAI et la moyenne multi-modèle sur les quatre saisons. En hiver, le flux d'harmattan est présent dans les basses couches jusqu'à 10° N et limite les vents de sud-ouest, aussi bien dans les données ERAI que dans le multi-modèle. Ces flux de sud-ouest pénètrent progressivement le continent pour atteindre la position la plus au nord (autour de 20° N) en été dans les réanalyses montrant ainsi le mouvement sud-nord du FIT sur la région ouest africaine. Cette pénétration du flux de sud-ouest reste limitée autour de 15° N dans le multi-modèle. En automne, on assiste à un déplacement vers le sud du FIT dans les deux jeux de données. A 600hPa, le JEA présent dans les réanalyses est bien représenté dans le multi-modèle. Il se renforce au printemps et atteint des valeurs maximales en été autour de 10° N avant de s'affaiblir en automne en accord avec ce qu'on observe dans les réanalyses ERAI. A 200hPa, les données ERAI présentent des champs de vents caractéristiques du Jet d'ouest subtropical en hiver sur toute l'Afrique de l'Ouest. Ces champs de vent sont également présents dans le multi-modèle. Ce jet se retire progressivement et s'affaiblit pendant le printemps pour laisser place en été au JET qui se renforce durant cette saison à la fois dans le multi-modèle et dans les réanalyses.

3.4.2 Les champs de pluies

En région ouest africaine, les premières précipitations apparaissent à partir de l'hiver sur les côtes et remontent progressivement pour atteindre le continent où elles s'installent pendant le

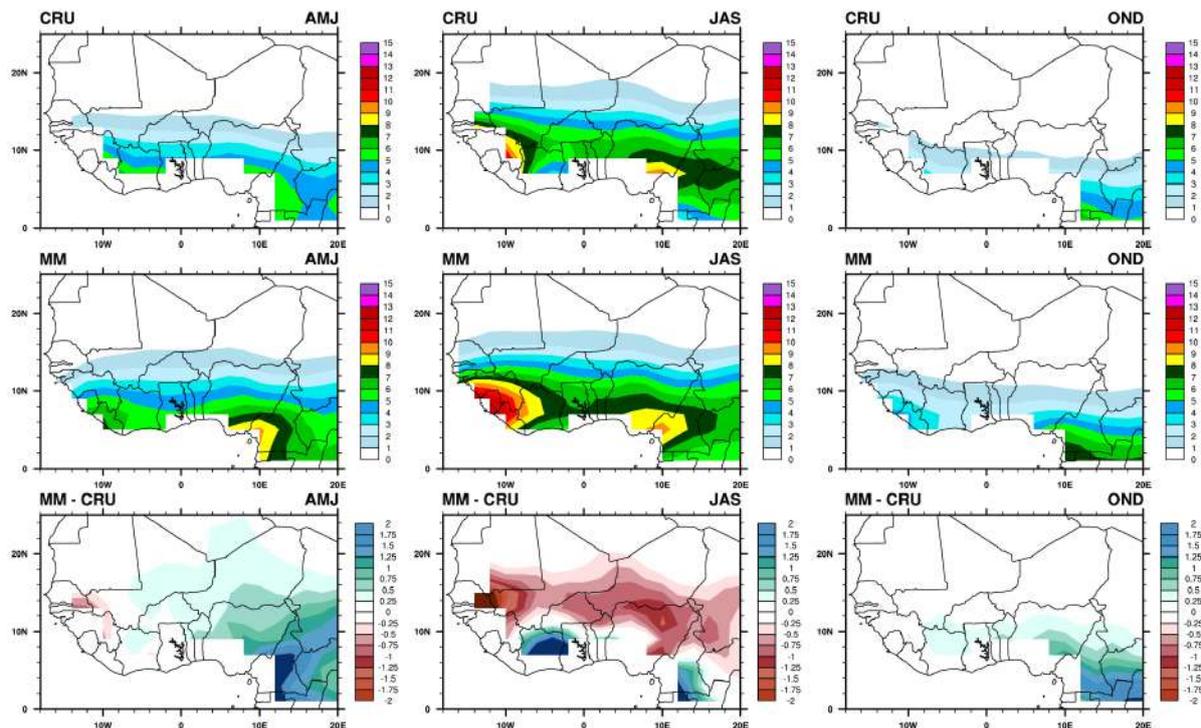


FIGURE 3.19 – Climatologie (en mm/jour) des champs de précipitations sur la période 1979-2005 pour les données CRU et la moyenne multi-modèle (MM) issue de 29 modèles de climat CMIP5 pendant les trois saisons, AMJ, JAS et OND. La dernière ligne présente la différence entre le multi-modèle et les données CRU.

printemps et l'été avant de se retirer en automne. Sur la Figure 3.19, on observe un renforcement du gradient de précipitations Nord-Sud laissant apparaître des zones de fortes pluviosités accentuées par l'effet de l'orographie. Au printemps, les données CRU et la moyenne multi-modèle présentent des zones de maxima de pluies entre 6° N et 8° N. La ceinture des pluies progresse rapidement vers l'intérieur du continent et reste quasi-stationnaire entre 8° N et 12° N en été avec une diminution observée autour de 6° N sur la Côte d'Ivoire et le Ghana. Cette phase de transition brute de la bande de pluie est connue sous le nom de saut de mousson (Sultan et Janicot, 2003). Les deux zones de forte pluviosité sont plus marquées (jusqu'à 15 mm/jour de pluie enregistrées), l'une localisée sur trois pays (la Guinée, la Sierra Léone et le Libéria) et l'autre localisée au sud du Cameroun. En automne, la zone des précipitations maximales se retire vers le sud donnant lieu à la deuxième saison pluvieuse sur la côte guinéenne et au début d'une longue saison sèche sur la zone sahélienne. Globalement, le multi-modèle capture la variabilité spatiale des pluies ouest africaines avec les deux zones de forte pluviosité observées sur toute l'année. Cependant, si ces structures de précipitations sont obtenues dans le multi-modèle, les différences au niveau des modèles individuels restent importantes. Sur la Figure 3.20, nous avons représenté la climatologie des champs de précipitations pendant les périodes estivales pour les modèles individuels et les données CRU. On constate que l'ensemble des modèles représente une ZCIT zonale mais, avec des intensités différentes. Quatre modèles (ACCESS1-0, bcc-csm1-1-m, FGOALS-s2, NorESM1-M et NorESM1-ME) présentent une bande de pluie située beaucoup plus au Sud avec des intensités plus faibles que celles qu'on observe dans les données CRU. Par contre MIROC5 produit une surestimation importante des champs de pluies atteignant parfois des valeurs supérieures à 15 mm/jour en dehors des régions orographiques. Ces résultats sont également présentés sous forme de diagramme de Taylor sur la Figure 3.21. Sur ce diagramme, la moyenne climatologique des champs a été soustraite avant le calcul des différents scores et nous évaluons la cohérence et la variabilité spatiale des modèles comparativement aux observa-

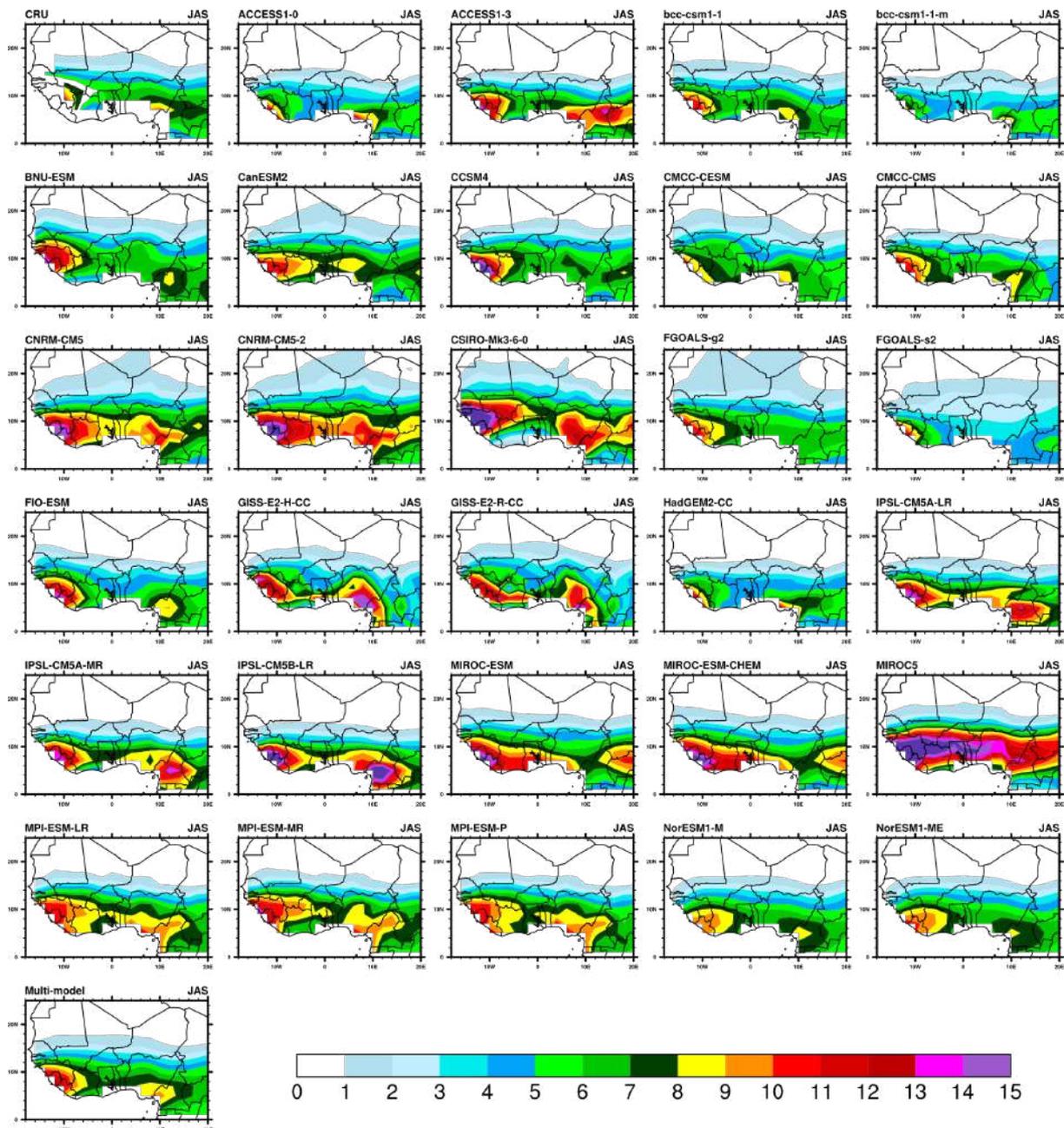


FIGURE 3.20 – Climatologie (en mm/jour) des champs de précipitations en JAS sur la période 1979-2005 pour les données CRU et les 29 modèles de climat CMIP5.

tions. Ces diagrammes montrent des valeurs de corrélation élevées (valeurs supérieures à 0.8) quelques soient les saisons, confirmant la bonne cohérence spatiale entre les observations et les modèles. Cependant, une forte dispersion est observée sur l'ensemble des modèles. Par exemple, sur l'été 15 modèles sur 29 surestiment la variabilité spatiale observée, avec les valeurs les plus élevées d'écart-type pour les modèles MIROC5 et MIROC-ESM-CHEM. En conclusion, les précipitations moyennes des modèles de climat diffèrent quelque peu des champs observés même si la moyenne multi-modèle se rapproche des observations. La plupart des écarts se produisent au niveau de la ZCIT, montrant une différence d'intensité des modèles dans le sens principalement où les modèles de climat ont tendance à représenter une ZCIT plus au Sud que dans les observations.

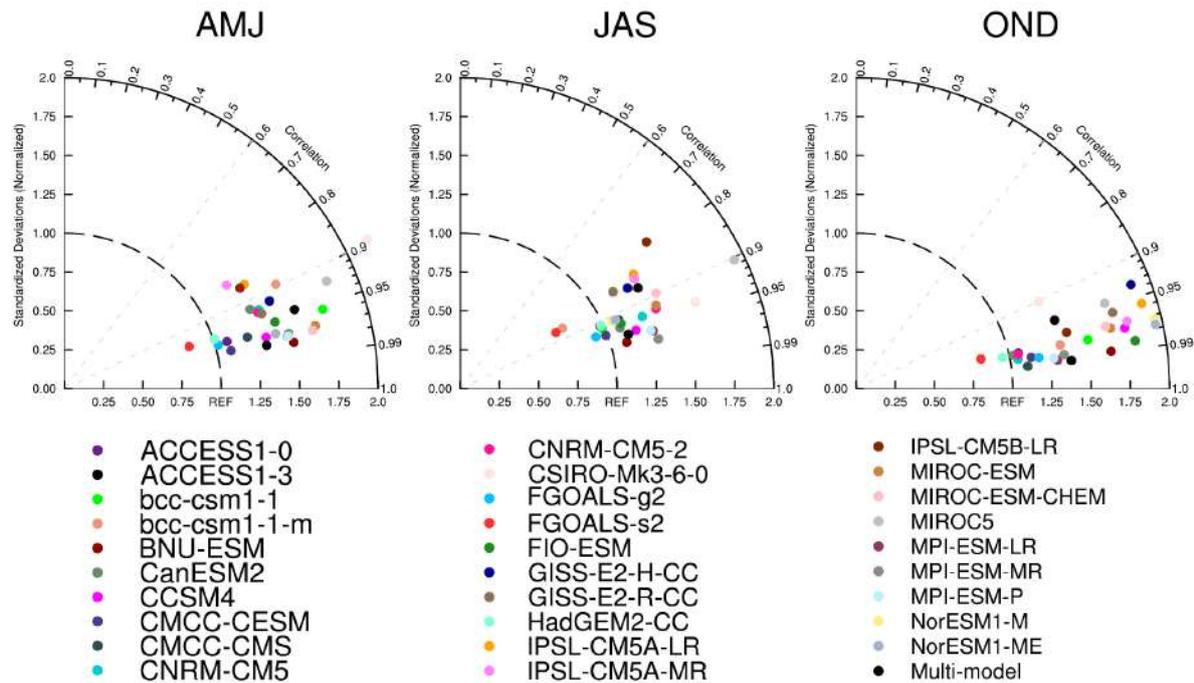


FIGURE 3.21 – Diagramme de Taylor appliqué aux moyennes saisonnières (AMJ, JAS, OND) des champs de pluie sur la boîte 18°W-20°E; 0°-20°N obtenue à partir de 29 modèles de climat et de la moyenne multi-modèle sur la période 1979-2005. Les données sont comparées à la base de données CRU.

3.4.3 Les champs de température

La Figure 3.22 présente la climatologie des champs de température de surface sur l’Afrique de l’Ouest pour les données ERA20CM (voir aussi Figure 3.15a) et 29 modèles CMIP5 en JAS. Dans les observations, la moyenne climatologique présente de fortes valeurs de température entre 15°N et 35°N avec trois zones de maximum de température dans cette région, positionnés sur les centres d’action mis en évidence dans les travaux de (Viltard *et al.*, 1990). La première zone se situe entre les chaînes de l’Atlas et le massif du Hoggar, la seconde beaucoup plus variable dans le temps et un peu moins étendue se situe au Nord du Tchad, et la troisième localisée sur l’Egypte et le Nord du Soudan. Cette dernière zone fait le lien entre la dépression thermique saharienne à la dépression thermique du désert d’Arabie. L’affaiblissement des températures sur la Libye est induit par la circulation anticyclonique centrée sur la Méditerranée et advectant de l’air maritime plus frais de nord.

La moyenne multi-modèle présente des structures très similaires à celles des observations. Même le centre d’action central est clairement identifié dans le multi-modèle. On peut noter en général une légère surestimation des températures et du gradient de pression sur la Libye. L’ensemble des modèles reproduit la structure générale des champs de température et de pression, ainsi que ces trois caractéristiques de la zone de dépression. Certains modèles sous-estiment l’amplitude des signaux observés (HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5B-LR) tandis que d’autres simulent des valeurs de température très élevées sur la zone de dépression, d’environ 3° C à 4° C de plus par rapport aux données d’observations. C’est le cas des modèles GISS-E2-H-CC, GISS-E2-R-CC et MIROC5. La plupart des modèles situent correctement la zone de maximum de température entre 20°N et 30°N, excepté les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3 et IPSL-CM5B-LR qui ont tendance à la situer 2° à 4° un peu plus au Sud, comparé aux observations.

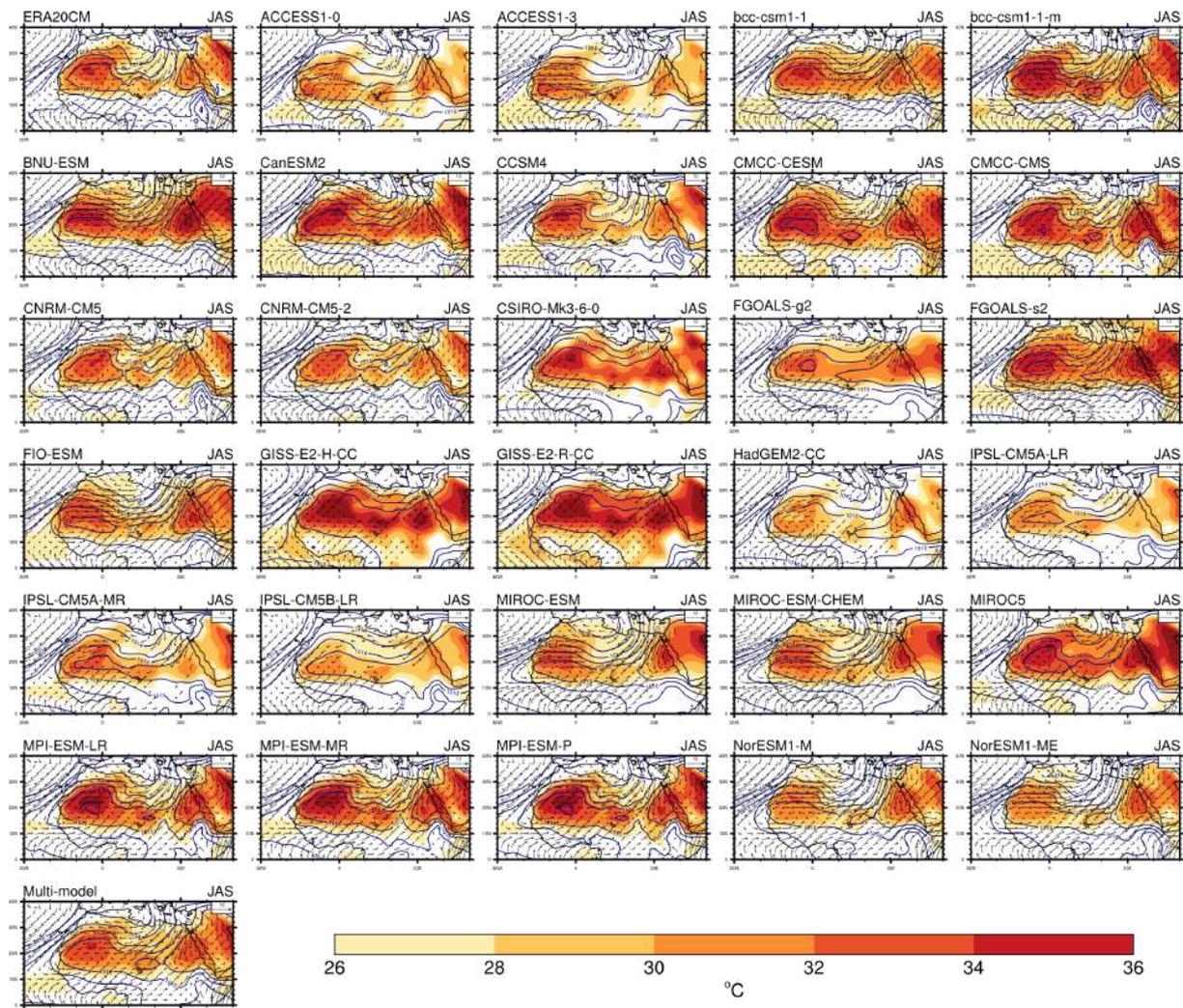


FIGURE 3.22 – Climatologie des champs de température de surface à 2 mètres (en couleurs), de vent à 925hPa (vecteurs) et de la pression du niveau de la mer (contours) en JAS sur la période 1901-2005 pour les données ERA20CM et les 29 modèles de climat CMIP5.

La Figure 3.23 résume sous la forme d'un diagramme de Taylor, les performances de chacun des modèles par rapport aux données d'observations ERA20CM, en termes de corrélation spatiale et d'amplitude du signal simulé sur le domaine $18^{\circ}\text{W}-50^{\circ}\text{E}$; $0^{\circ}-40^{\circ}\text{N}$. Pour rappel, la moyenne spatiale sur le domaine considéré a été éliminée avant de calculer les différents paramètres. Ainsi, le diagramme de Taylor fournit des informations complémentaires à la carte de climatologie présentée sur la Figure 3.22. Le diagramme de Taylor présente une forte dispersion inter-modèles avec des corrélations spatiales comprises entre $+0.60$ et $+0.95$. Le multi-modèle présente de très fortes similitudes avec les observations (avec des corrélations spatiales de 0.94). En termes de variances normalisées, une dispersion des modèles est également reproduite avec des valeurs comprises entre 0.75 et 1.25 .

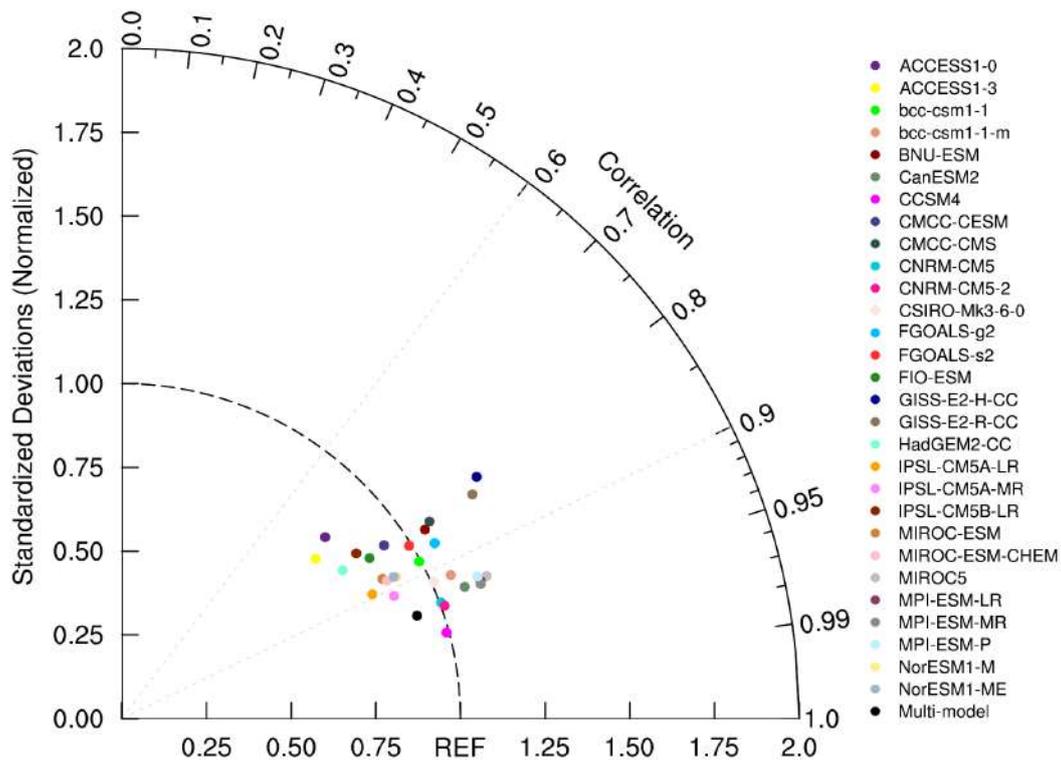
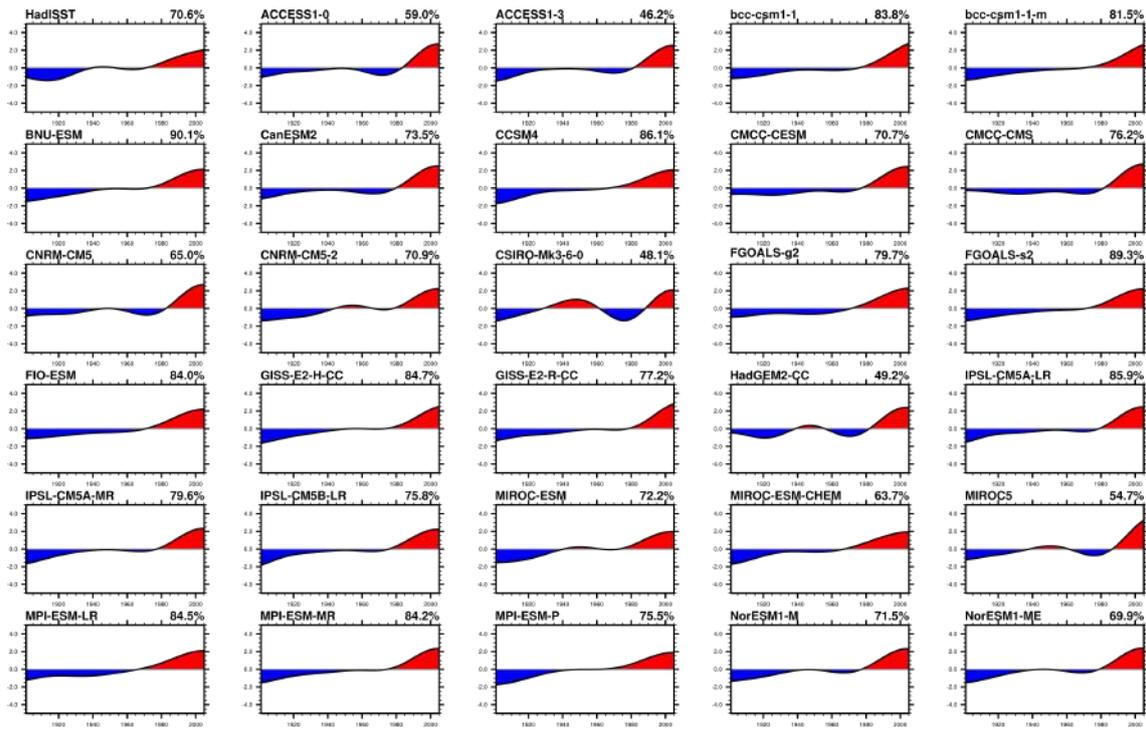


FIGURE 3.23 – Diagramme de Taylor appliqué aux champs de température sur la boîte 18° W-50° E/0°-40° N obtenue à partir de 29 modèles de climat et de la moyenne multi-modèle sur la période 1979-2005. Les données sont comparées à la base de données ERA20CM.

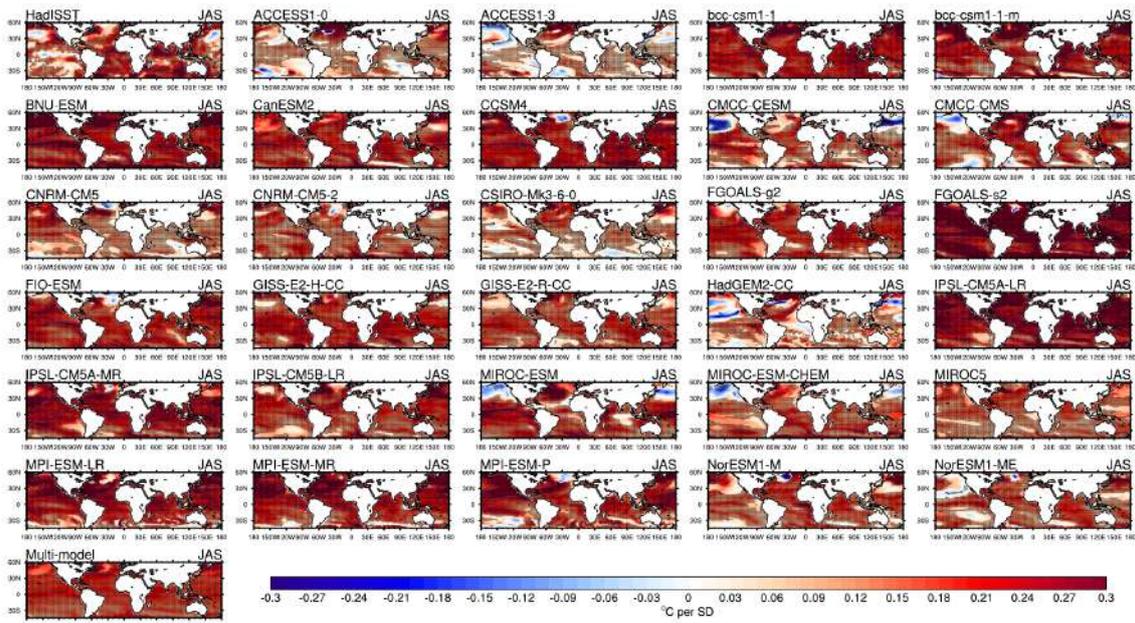
3.4.4 Les modes de variabilité océanique

3.4.4.1 Le signal du changement climatique (GW)

Dans cette section, nous poursuivons l'analyse des modèles de climat de l'ensemble CMIP5 par la variabilité long-terme et décennale des SST. Nous analysons tout d'abord la structure spatio-temporelle du réchauffement global. Le signal du réchauffement global est donné par le 1er mode de variabilité issu de l'EOF des anomalies filtrées (40 ans de période de coupure) de SST sur l'ensemble des bassins océaniques. Pour les données HadISST, ce mode compte pour plus de la moitié de la variabilité des SST globales (70.6% de variance exprimée) sur la période 1901-2005 (Figure 3.24a). Cette composante présente de fortes similitudes avec la première composante SVD long-terme entre SST et précipitations ouest-africaines présentée en Figure 3.3. L'indice du réchauffement global présente une hausse générale des températures de surface des océans sur ces 105 années et présente des similarités avec celui obtenu par Mohino *et al.* (2011). Cette série temporelle montre une phase d'anomalies négatives entre 1900 et 1940, une phase d'anomalies positives à partir de 1975, et une phase intermédiaire proche de la moyenne. Ainsi les périodes 1915-1940 et 1970-2005 sont marquée par une hausse des températures, alternant avec deux phases de ralentissement (faible refroidissement), 1901-1915 et 1940-1970. Ces périodes sont similaires à celles obtenues par Folland *et al.* (2018) qui montrent que les périodes de hausse 1915-1940 et 1970-2005 sont influencées à la fois par l'augmentation des gaz à effet de serre et par l'évolution des aérosols anthropiques, avec un rôle supplémentaire des forçages naturels (dont la radiation solaire et les éruptions volcaniques). Sur les phases de ralentissement, ils estiment que l'influence des gaz à effet de serre et des aérosols est compensée par des refroidissements d'origine naturelle (IPO, La Niña, AMO, activité solaire et volcanique) Les modèles de climat simulent correctement la tendance générale positive de la température globale observée avec ses



(a)



(b)

FIGURE 3.24 – Indice du réchauffement global obtenu à partir de la 1^{ère} EOF des anomalies long-terme de températures de surface globale des océans (180° W-180° E ; 44° S-60° N) pour les données HadISST, les 29 modèles et la moyenne multi-modèle en JAS sur la période 1901-2005. Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice du réchauffement global. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies long-terme non standardisées de SST sur l'indice du réchauffement global. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl *et al.*, 2007)

différentes phases. Toutefois, ils ne parviennent pas tous à reproduire à l'identique les différentes phases. Tous les modèles ne reproduisent pas par exemple la première période de refroidisse-

ment observée. Par contre, beaucoup d'entre eux ressortent celle de la période 1940-1970. On peut citer entre autres, les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0 et IPSL-CM5A-MR. Quelques modèles comme CSIRO-Mk3-6-0 ont des fluctuations un peu plus marquées durant la phase intermédiaire 1940-1970. Un bon nombre de modèles sous-estiment la variance totale exprimée dans les observations. Parmi eux on peut noter les modèles ACCESS1-0 (59%), ACCESS1-3 (46.2%), CSIRO-Mk3-6-0 (48.1%), HadGEM2-CC (49.2%). D'autres par contre, surévaluent la part de variance exprimée : bcc-csm1-1 (83.8%), bcc-csm1-1-m (81.5%), BNU-ESM (90.1%) et FGOALS-s2 (89.3%).

Les structures spatiales associées montrent des valeurs globalement positives signifiant à une augmentation générale des températures de surface océanique au fil du temps, avec cependant des structures qui diffèrent d'un bassin océanique à un autre. La structure des données d'observation HadISST est très similaire à la structure de SVD entre SST et précipitations ouest-africaines (Figure 3.3), avec des poids positifs sur l'océan Indien, le Pacifique Ouest et l'Atlantique, et des zones restreintes de valeurs négatives sur le Pacifique nord et équatorial, et les latitudes polaires de l'Atlantique (Figure 3.24(b)), en accord avec Mohino *et al.* (2011). La moyenne multi-modèle présente une structure très uniforme de poids positifs sur l'ensemble du globe. Plusieurs modèles simulent également des valeurs positives sur l'ensemble des bassins océaniques, parfois très marquées, comme bcc-csm1-1, BNU-ESM, FGOALS-g2 et IPSL-CM5A-LR. Les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3, CMCC-CESM, HadGEM2-CC, MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM, présentent eux des valeurs négatives marquées sur l'océan Pacifique. L'Annexe A.1 présente sous la forme d'un diagramme de Taylor, les performances de chacun des modèles par rapport aux données HadISST, en termes de corrélations spatiales et d'amplitude du signal simulé sur l'ensemble du globe. La dispersion des modèles est assez importante avec des ratios d'écart-type compris entre 0.25 et 1.50. La plupart des modèles sous-estiment la variabilité estimée dans les observations. Seuls quatre modèles surestiment cette variabilité et on retrouve bien les modèles BNU-ESM et FGOALS-s2 qui simulent des champs de régression fortement positifs sur l'ensemble des bassins (45% de plus en moyenne), et le modèle ACCESS1-3 pour lequel les structures sont faibles (55% de moins). Les faibles corrélations spatiales (comprises entre 0.0 et 0.4) obtenues traduisent la faible similarité entre les champs de régression simulés et ceux des observations, une fois éliminée la moyenne spatiale de chacun de ces champs. Ainsi si l'évolution temporelle de réchauffement est globalement bien restituée par les modèles, la structuration spatiale de cette évolution est relativement dispersée au sein de ces modèles, ce qui doit induire probablement des réponses différentes en termes de téléconnexions atmosphériques et éventuellement d'évolution des précipitations ouest-africaines. Cela sera détaillé dans le Chapitre 6.

3.4.4.2 La variabilité multi-décennale Atlantique (AMO)

L'oscillation multi-décennale Atlantique (AMO) a fait l'objet de nombreuses études scientifiques. Enfield *et al.* (2001) à partir d'un indice défini comme étant la moyenne des températures de surface sur le domaine (0° - 60° N et 0° - 80° W), montre une variabilité à faible fréquence (70-80 ans) de cet indice. Dans le cadre de notre travail, l'approche de Deser et Phillips (2017) a été adoptée et nous définissons l'AMO comme étant le 1^{er} mode de variabilité issue de l'analyse en composantes principales des anomalies filtrées de SST sur l'Atlantique nord (0° - 60° N et 0° - 80° W). Comme pour les observations, les composantes principales obtenues ont été standardisées. Dans les simulations de contrôle, l'ensemble des modèles sous-estiment la variabilité avec des parts de variance exprimée comprises entre 18.1% et 48.4% (Tableau 3.2). De même dans les simulations historiques tous les modèles sous-estiment la part de variance exprimée sur l'océan Atlantique à l'exception du modèle ACCESS1-0 dans lequel le premier mode explique 55.7%

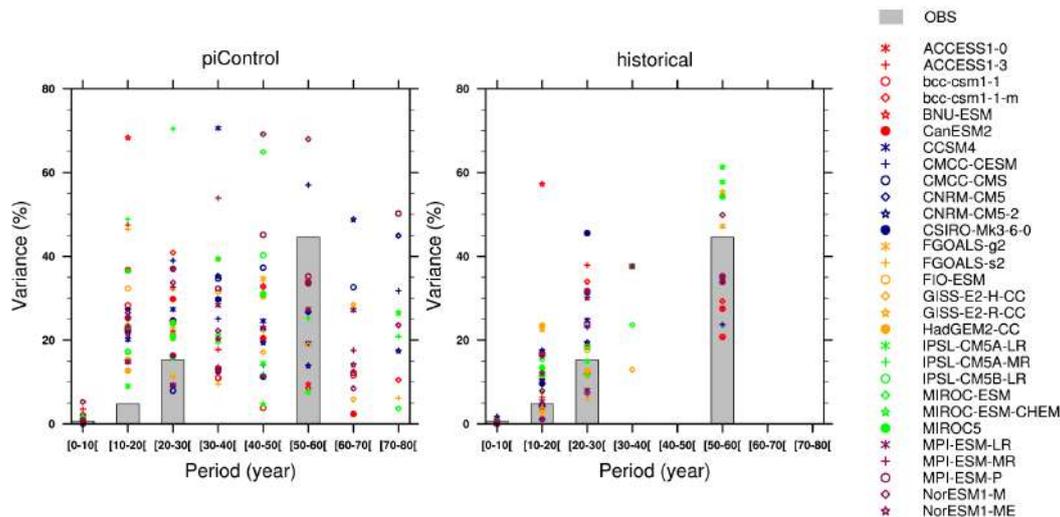


FIGURE 3.25 – Spectre de variance de l'indice de l'AMO pour les observations (diagramme en bande) et pour les modèles CMIP5 (marqueurs) en JAS pour les simulations de contrôle (à gauche) et les simulations historiques (à droite).

de la variance contre 51.4% dans les données HadISST (Tableau 3.2). En moyenne cependant, les simulations historiques ont une variance supérieure aux simulations de contrôle (40% pour 30%). L'analyse spectrale effectuée sur l'indice de l'AMO obtenu sur l'été est présentée sur la Figure 3.25. Pour les observations, on détecte des pics de variance dans les intervalles 10-20 ans, 20-30 ans et 50-60 ans. Dans les simulations de contrôle, ces mêmes périodicités sont simulées mais avec une variance beaucoup plus forte dans les bandes de périodicité 10-20 ans et 20-30 ans. De plus, de la variance spectrale est aussi présente dans les autres bandes de périodicité, non présente dans les observations (30-40 ans, 40-50 ans, 70-80 ans). En comparaison, les simulations historiques présentent des distributions spectrales plus concentrées et proches des observations, avec là aussi une forte surestimation dans les intervalles 10-20 ans et 20-30 ans.

La Figure 3.26 montre les structures spatiales associées à l'indice de l'AMO obtenues à partir des données d'observations HadISST et de simulations historiques de 29 modèles en JAS (les structures similaires pour les simulations de contrôle sont données en (Annexe A.2)). La structure de l'AMO qui sert de référence ici (HadISST) a été décrite dans la section 3 du chapitre 3. Cette structure couvre le bassin Atlantique nord depuis l'équateur en restituant la forme en « fer à cheval », et présente quelques autres poids positifs principalement dans le Pacifique nord et quelques poids négatifs dans le Pacifique équatorial est et dans les bassins Atlantique et Indien tropicaux sud. La structure spatiale de l'AMO issue de la moyenne multi-modèle présente de fortes similarités avec celle obtenue dans les observations, mais avec des poids positifs sur les autres bassins océaniques plus marqués. Ceci est dû à certains modèles qui présentent des poids positifs particulièrement forts sur le Pacifique et sur l'océan Indien, comme CanESM2, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5B-LR, MIROC5, MPI-ESM-MR ou NorESM1-M. Les structures spatiales sur l'océan Atlantique sont similaires à celle des données HadISST, mais avec quelques différences. Nombre d'entre eux simulent partiellement le signal de l'AMO sur les tropiques nord : bcc-csm1-1, BNU-ESM, CNRM-CM5-2, FGOALS-g2, FIO-ESM, GISS-E2-H-CC, MPI-ESM-P, ou NorESM1-ME. D'autres modèles présentent convenablement les poids positifs sur l'océan Atlantique, avec des maximums sur le Nord-Est du bassin et les tropiques, par exemple les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR et MPI-ESM-MR. Seuls les modèles ACCESS1-3, GISS-E2-H-CC et MPI-ESM-P représentent partiellement les poids négatifs observés sur l'Atlantique Sud. Il est à noter que le modèle MPI-ESM-P simule aussi des poids négatifs sur l'océan Indien tropical.

TABLEAU 3.2 – Pourcentage de variance exprimée de la 1^{ère} composante principale décennale issue de l'EOF sur les différents bassins océaniques en JAS pour les simulations de contrôle préindustrielles et pour les simulations historiques

Modèles	piControl			historical		
	AMO	IPO	IDV	AMO	IPO	IDV
Observations	51.4 %	39.7 %	51.9 %	51.4 %	39.7 %	51.9 %
ACCESS1-0	31.4 %	31.5 %	22.2 %	55.7 %	24.3 %	37.9 %
ACCESS1-3	40.3 %	39.4 %	19.9 %	40.9 %	38.2 %	28.7 %
bcc-csm1-1	24.6 %	24.7 %	22.2 %	29.6 %	33.4 %	57.6 %
bcc-csm1-1-m	24.2 %	28.4 %	23.7 %	30.6 %	37.2 %	44.0 %
BNU-ESM	28.3 %	32.7 %	32.1 %	46.2 %	36.6 %	47.3 %
CanESM2	22.0 %	39.5 %	27.6 %	44.0 %	48.5 %	52.8 %
CCSM4	22.1 %	30.0 %	22.5 %	45.5 %	43.2 %	53.6 %
CMCC-CESM	25.0 %	36.8 %	32.3 %	45.0 %	37.6 %	28.4 %
CMCC-CMS	24.7 %	28.4 %	27.8 %	53.7 %	32.1 %	40.4 %
CNRM-CM5	29.6 %	19.0 %	21.3 %	26.3 %	39.3 %	36.3 %
CNRM-CM5-2	29.0 %	23.8 %	28.0 %	26.2 %	24.8 %	32.0 %
CSIRO-Mk3-6-0	42.4 %	40.8 %	34.1 %	41.7 %	54.5 %	43.0 %
FGOALS-g2	21.8 %	26.2 %	29.9 %	51.8 %	50.9 %	49.0 %
FGOALS-s2	37.2 %	40.5 %	26.2 %	51.0 %	50.2 %	48.6 %
FIO-ESM	26.3 %	28.2 %	32.0 %	32.8 %	36.0 %	44.3 %
GISS-E2-H-CC	29.0 %	27.2 %	28.0 %	37.0 %	39.3 %	45.5 %
GISS-E2-R-CC	33.3 %	22.9 %	25.3 %	29.3 %	37.3 %	59.2 %
HadGEM2-CC	43.1 %	47.9 %	24.2 %	49.1 %	41.2 %	37.4 %
IPSL-CM5A-LR	33.1 %	37.6 %	36.9 %	39.3 %	52.2 %	58.2 %
IPSL-CM5A-MR	32.2 %	41.2 %	35.5 %	40.1 %	45.4 %	47.3 %
IPSL-CM5B-LR	28.8 %	23.7 %	22.8 %	40.3 %	33.8 %	36.9 %
MIROC-ESM	35.5 %	55.2 %	35.5 %	50.7 %	58.1 %	53.5 %
MIROC-ESM-CHEM	30.3 %	57.8 %	27.6 %	44.0 %	58.9 %	32.3 %
MIROC5	48.4 %	41.3 %	28.1 %	39.4 %	38.8 %	46.3 %
MPI-ESM-LR	19.9 %	49.8 %	30.2 %	34.8 %	59.3 %	43.4 %
MPI-ESM-MR	24.0 %	47.0 %	21.4 %	38.5 %	53.0 %	37.4 %
MPI-ESM-P	19.9 %	43.8 %	24.0 %	22.1 %	41.8 %	28.9 %
NorESM1-M	21.8 %	33.0 %	26.7 %	39.7 %	47.8 %	48.0 %
NorESM1-ME	18.1 %	31.5 %	22.8 %	32.0 %	39.0 %	47.5 %

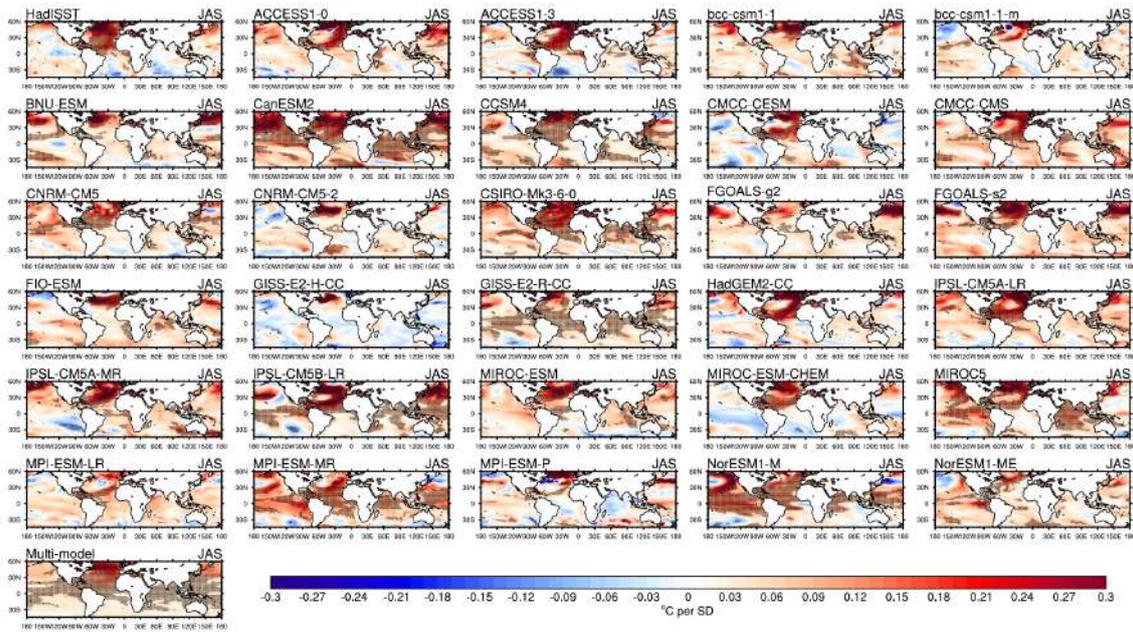


FIGURE 3.26 – Structures spatiales de SST en JAS 1901-2005 associées à l'indice de l'AMO pour les données HadISST et les simulations historiques de 29 modèles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l'indice de l'AMO. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies décennales non standardisées de SST sur l'indice de l'AMO. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl *et al.*, 2007).

Ces mêmes structures de SST ont été calculées pour les simulations de contrôle préindustrielles (Annexe A.2). Dans ces simulations, les signaux sont concentrés sur l'Atlantique nord et on n'observe plus de poids sur les autres bassins comme dans les simulations historiques. Cela se retrouve au final sur la moyenne multi-modèle qui restitue aussi très bien la structure en « fer à cheval » des observations. La plupart des modèles représentent correctement la structure de l'AMO sur l'Atlantique nord, mais comme évoqué pour les simulations historiques, plusieurs d'entre eux simulent partiellement cette structure, et généralement les défauts observés sur les simulations historiques se retrouvent dans les simulations de contrôle correspondantes. En revanche, le gradient inter-hémisphérique de SST sur l'Atlantique est mieux reproduit dans la majorité des simulations de contrôle que dans les simulations historiques.

Les Annexes A.5a et A.5b résument sous la forme de diagramme de Taylor les performances de chacun des modèles dans les simulations historiques et les simulations de contrôle. Les données de modèles sont comparées à celles des observations HadISST. On voit clairement une forte dispersion des modèles dans leurs capacités à simuler la variabilité spatiale de l'AMO. La plupart surestiment la variabilité spatiale de l'AMO avec des ratios d'écart-type compris entre 1 et 1.75 dans les simulations historiques et entre 1 et 2.5 dans les simulations de contrôle. Les corrélations spatiales sont comprises entre 0.1 et 0.7 avec une valeur moyenne autour de 0.5, et plus de valeurs très faibles dans les simulations de contrôle. Les modèles ACCESS1-3 et MIROC5 par exemple, représente mieux la variabilité de l'AMO dans les simulations historiques (ratios d'écart-type sensiblement égal à l'écart-type des observations) que dans les simulations de contrôle (ratio d'écart-type plus de deux fois supérieure à l'écart-type des observations). Le multi-modèle présentent des scores de corrélations spatiales supérieures à 0.8 aussi bien dans les runs de contrôle que dans les runs historiques témoignant de la bonne cohérence spatiale avec les observations. En revanche, la variabilité de l'AMO est sous-estimée dans le multi-modèle mais reste meilleure dans les simulations de contrôle que dans les simulations historiques.

3.4.4.3 La variabilité décennale Pacifique (IPO)

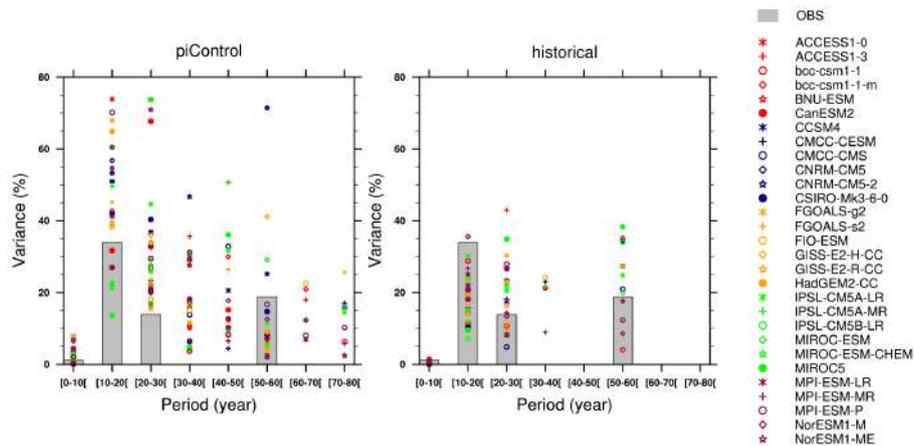


FIGURE 3.27 – Idem que la Figure 3.25 mais pour l’IPO.

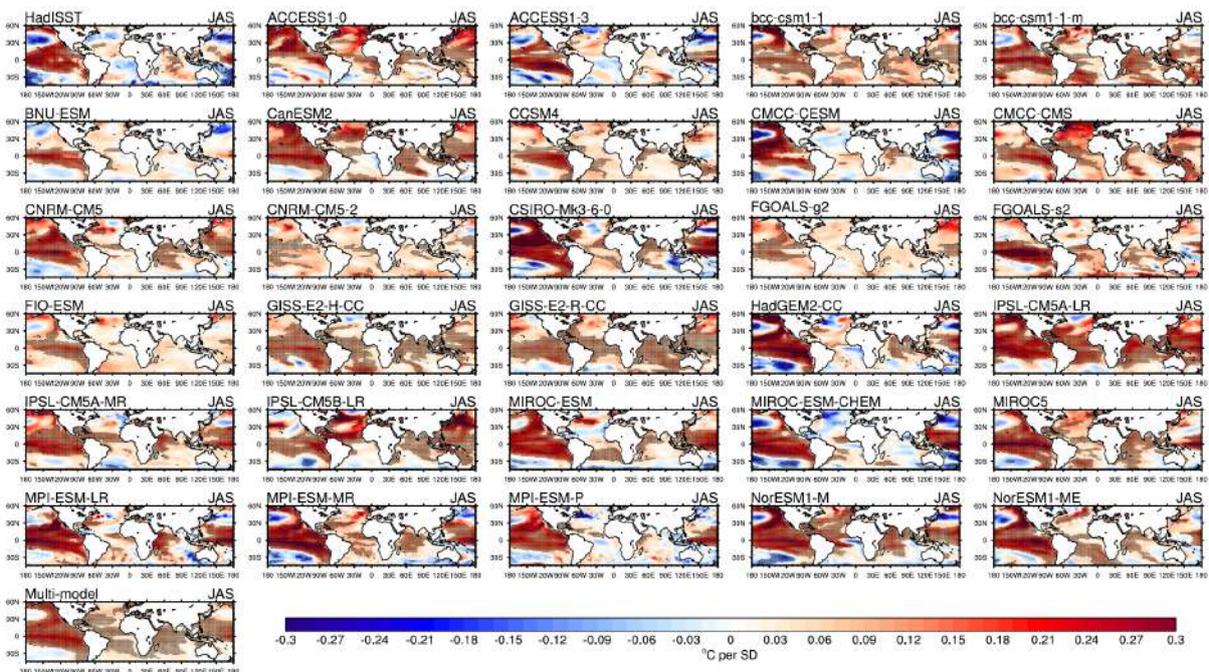


FIGURE 3.28 – Idem que la Figure 3.26 mais pour l’IPO.

La variabilité décennale du Pacifique a fait l’objet de nombreuses études (Cf. Deser *et al.*, 2004; Dong et Dai, 2015; Liu, 2012; Mantua *et al.*, 1997). Différents indices ont été définis pour caractériser cette variation décennale des températures de surface du Pacifique. Certaines études ont porté sur la PDO (Pacific Decadal Oscillation) définie comme le mode dominant de variabilité sur le Pacifique Nord (20° N-70° N ; 110° E-100° W) (Cf. Deser et Phillips, 2017; Mantua *et al.*, 1997) et d’autres, sur l’IPO (Inter-decadal Pacific Oscillation) obtenu sur le bassin entier de l’océan Pacifique (Cf. Dong et Dai, 2015; Joshi et Kucharski, 2017; Mohino *et al.*, 2011). Comme nous nous intéressons à la variabilité tropicale, nous adoptons comme pour les données d’observation, une définition de l’IPO qui va maximiser la variance sur le Pacifique tropical. C’est pourquoi l’indice de l’IPO retenu dans ce travail se définit comme étant le 1^{er} mode dominant EOF sur le Pacifique tropical (30° S-30° N ; 120° E-80° W). L’indice résultant de cette analyse est similaire à celui obtenue d’autres études (Cf. Mohino *et al.*, 2011; Villamayor et Mohino, 2015). Il présente une forte variabilité décennale et explique 39.7% de la

variance dans les observations (Figure 3.27). Plusieurs modèles surestiment fortement la variance exprimée. Par exemple, MIROC-ESM-CHEM et MPI-ESM-LR expriment respectivement 58.9% et 58.1% de la variance totale. Par contre, un bon nombre d'entre eux sous-estiment la part de variance exprimée : ACCESS1-0 (24.3%), CNRM-CM5-2 (24.8%) et IPSL-CM5B-LR (33.8%). En moyenne cependant, les simulations historiques ont une variance supérieure aux simulations de contrôle (42% pour 36%). L'analyse du spectre de fréquence de cet indice montre des pics de variance dans des bandes de périodes de 10-20 ans, 20-30 ans et 50-60 ans (Figure 3.27). Comme pour l'AMO, les spectres des simulations historiques sont centrés sur les périodicités des observations alors que dans les simulations de contrôle de l'énergie spectrale est présente dans toutes les bandes de périodicités entre 10 et 80 ans, avec de fortes surestimations dans les intervalles 10-20 ans et 20-30 ans. Dans les simulations historiques, 5 modèles présentent de l'énergie dans la bande de périodes non observées 30-40 ans : CanESM2, CMCC-CESM, FIO-ESM, IPSL-CM5A-MR et MPI-ESM-MR. Le modèle MIROC5 surestime la variabilité dans toutes les bandes de périodes observées. NorESM1-ME surestime la variance dans la bande 10-20 ans mais sous-estime celle des bandes 30-40 ans et 50-60 ans.

La Figure 3.28 montre la carte de régression des anomalies de SST sur l'indice de l'IPO des observations et des simulations historiques des modèles CMIP5 (les structures similaires pour les simulations de contrôle sont données en Annexe A.3). Globalement les résultats sont similaires à ceux concernant l'AMO. Elle montre clairement que la plupart des modèles reproduisent bien la structure spatiale de l'IPO sur l'océan Pacifique telle que présentée dans les observations, avec des poids positifs dans le Pacifique tropical et des poids négatifs au Nord (entre 30° N et 60° N) et au Sud (entre 30° S et 60° S) du Bassin Pacifique. Certains modèles restituent un signal fort de cette structure comme HadGEM2-CC, MIROC-ESM-CHEM et MPI-ESM-MR. D'autres modèles en revanche, représentent mal la structure spatiale de l'IPO. Parmi eux, CMCC-CMS, et FGOAGLS-g2 présentent de fortes anomalies positives de SST sur l'ensemble de l'océan Pacifique. Les modèles bcc-csm1-1 et bcc-csm1-1-m montrent des anomalies négatives de SST uniquement sur le Pacifique Nord. La moyenne multi-modèle présente des structures cohérentes avec les observations mais des poids positifs sont aussi présents sur les autres bassins océaniques alors que dans les observations, on a des alternances de poids négatifs et positifs. Un bon nombre de modèles présentent des anomalies chaudes de SST sur l'océan Indien et Atlantique, sauf CSIRO-Mk3-6-0, MIROC-ESM-CHEM et MIROC5 qui présentent un dipôle Est/Ouest d'anomalie de SST sur l'océan Indien.

Dans les simulations de contrôle, on voit clairement que tous les modèles reproduisent convenablement la structure de l'IPO même si certains présentent de faibles anomalies de SST (Annexe A.3). Dans ces simulations, les signaux sont concentrés sur le Pacifique et on n'observe plus de poids sur les autres bassins comme dans les simulations historiques. Cela se retrouve au final sur la moyenne multi-modèle qui restitue aussi très bien la structure des observations.

La capacité des modèles à simuler la structure spatiale de l'IPO sur le bassin du Pacifique est également évaluée à l'aide de diagramme de Taylor. Ce diagramme est présenté sur l'Annexe A.5 afin de comparer les résultats issus des deux simulations. Nous constatons une forte dispersion dans les modèles aussi bien dans les simulations historiques que dans les simulations de contrôle. Le ratio d'écart-type varie entre 0.25 et 1.50 dans les simulations historiques et entre 0.5 et 1.75 dans les simulations de contrôle. On constate également qu'un nombre important de modèles possèdent de faibles valeurs de corrélations (inférieur à 0.6 pour la majorité) dans les simulations historiques alors qu'elles sont plus élevées (entre 0.6 et 0.9) dans les simulations de contrôle, à l'exception de FIO-ESM qui a une corrélation de 0.2. La corrélation est bonne pour le multi-modèle (environ 0.8) dans les deux simulations mais elle sous-estime fortement la variabilité dans les simulations historiques alors qu'elle est plus proche de la variabilité des observations (ratio d'écart-type d'environ 0.9).

3.4.4.4 La variabilité décennale de l'océan indien (IDV)

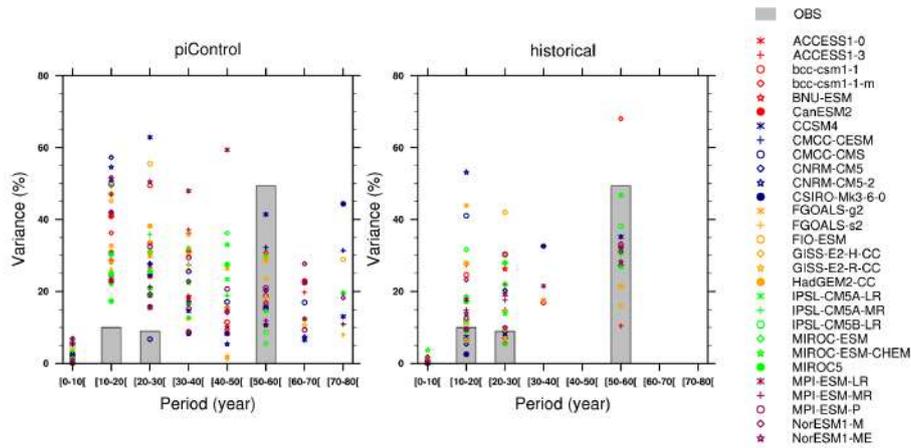


FIGURE 3.29 – Idem que la Figure 3.25 mais pour l'IDV.

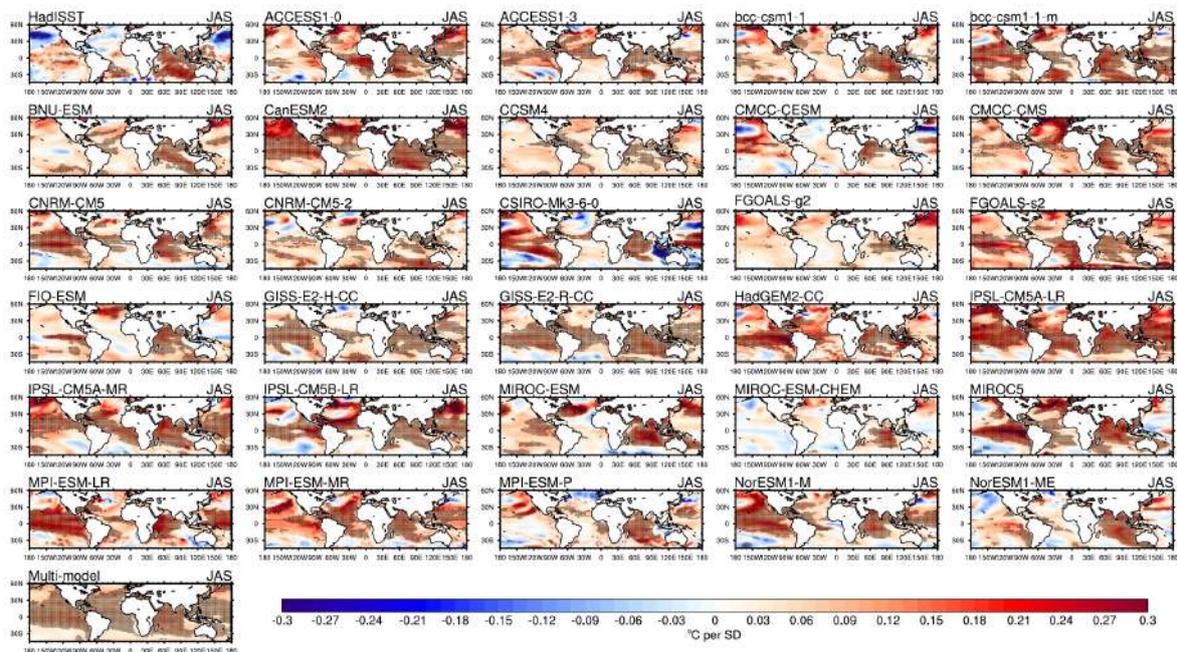


FIGURE 3.30 – Idem que la Figure 3.26 mais pour l'IDV.

L'analyse effectuée sur les deux premiers bassins a été reprise sur l'océan indien pour déterminer l'indice de l'IDV. Les résultats sont présentés sur la Figure 3.29 pour l'été. A l'échelle du bassin, le 1er mode de variabilité décennale explique 51.9% de la variabilité totale dans les observations. Les variances exprimées par le 1^{er} mode varient considérablement d'un modèle à un autre. Dans les simulations historiques, elles varient de 28.4% à 59.2% tandis qu'elles oscillent entre 19.9% et 36.9% dans les simulations de contrôle. Tous les modèles sous-estiment la part de variance exprimée à l'exception des modèles bcc-csm1-1 et GISS-E2-R-CC dont les 1^{ers} modes expliquent respectivement 57.6% et 59.2% de la variance totale dans les simulations historiques. L'analyse spectrale de l'indice obtenu est présentée sur la Figure 3.29 pour les simulations de contrôle et historique. Comme pour l'AMO et l'IPO, les observations présentent des pics de variance dans des bandes de fréquences 10-20 ans, 20-30 ans et 50-60 ans. De même, la variance dans les bandes 10-20 ans et 20-30 ans est surestimée dans tous les modèles, exception faite au modèle CMCC-CMS dans lequel la variance dans la bande 20-30 ans est sous-estimée dans les simulations de contrôle. Dans les simulations historiques, là aussi les énergies spectrales sont

concentrées sur les mêmes bandes de périodes que dans les observations alors qu'elles sont très dispersées dans les simulations de contrôle.

Les structures de SST associées à l'indice de l'IDV simulées par les modèles sont montrées sur la Figure 3.30 pour les simulations historiques. (les structures similaires pour les simulations de contrôle sont données en (Annexe A.4)). Globalement les résultats sont similaires à ceux concernant l'IPO. Les observations montrent une structure homogène de poids positifs dans le bassin indien, mais aussi un signal modéré similaire à la phase positive de l'IPO dans le Pacifique (la réciproque est vraie pour l'IPO, voir Fig.4.10). Le multi-modèle présente des structures similaires à celles des observations sur l'océan Indien, mais là encore comme pour l'AMO et l'IPO, présente des structures globalement positives sur les autres bassins. Plus de 90% des modèles (soit 26 modèles sur 29) présentent une structure globalement positive dans le bassin indien semblable à celle des observations à l'exception des modèles CSIRO-Mk3-6-0, MPI-ESM-LR et MPI-ESM-P qui présentent une structure dipolaire Est/Ouest. Cette structure dipolaire Est-Ouest est plus marquée pour CSIRO-Mk3-6-0. Certains modèles présentent des fortes valeurs d'anomalies positives sur tous les bassins océaniques : BNU-ESM, CanESM2, CCSM4, FGOALS-g2, FGOALS-s2, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MPI-ESM-LR et MPI-ESM-MR. D'autres simulent des anomalies froides de SST sur l'océan Pacifique Nord comme dans les observations, par exemple les modèles CMCC-CESM, CSIRO-Mk3-6-0 et MIROC5.

Dans les simulations de contrôle, la moyenne multi-modèle présente une structure homogène moins étendue sur le bassin indien qui se traduit par un dipôle Est/Ouest de SST entre le bassin Indien et le Pacifique ouest, contrairement aux observations. Sur les autres bassins, le multi-modèle présente une structure moins marquée sur le bassin Pacifique similaire à celle de l'IPO, et des poids positifs sur l'océan Atlantique tropical. Dans ces simulations, plus de la moitié des modèles simulent un dipôle d'anomalie Est/Ouest sur le bassin Indien. Cette structure dipolaire est parfois beaucoup plus marquée dans certains d'entre eux. Sur le Pacifique, certains modèles présentent des structures similaires à leurs structures de l'IPO mais avec des intensités plus faibles.

Le diagramme de Taylor (Annexe A.5) présente les scores de performance des modèles. On observe une forte dispersion des modèles aussi bien dans les simulations historiques que dans les simulations de contrôle. Les écart-types varient entre 0.25 et 150 (simulations historiques) et entre 0.5 et 1.75 (simulations de contrôle). De plus, ils présentent de faibles valeurs de corrélations spatiales (inférieures à 0.5). Des valeurs négatives de corrélation sont souvent obtenues dans certains modèles CMIP5. Ces scores sont nettement moins bons que pour l'AMO et l'IPO.

3.4.4.5 Synthèse partielle

L'analyse de la variabilité long-terme des SST montre que l'ensemble des modèles CMIP5 reproduisent bien dans leurs simulations historiques la tendance positive de la température globale observée. Les structures spatiales correspondantes concordent avec celles des observations même si des différences subsistent qui peuvent créer des impacts contrastés sur les téléconnexions atmosphériques qui en découlent. Ces résultats sont en accord avec certaines études antérieures comme (Mohino *et al.*, 2011; Villamayor et Mohino, 2015). En ce qui concerne les modes de variabilité décennale (AMO, IPO et IDV), l'analyse a mis en évidence des similitudes entre les structures spatiales des modes dominants observés et ceux issus des simulations historiques et des simulations de contrôle. En termes de périodicités, les modèles reproduisent bien les bandes de périodicité correspondant à chaque mode dominant des observations, mais souvent avec une variance supérieure, et avec une forte dispersion de la distribution spectrale dans simulations de contrôle. Le mode IDV apparait cependant moins bien simulé par les modèles que les modes

AMO et IPO, ce qui est cohérent avec le fait que ce mode est moins marqué dans les observations que les deux autres et peut se projeter pour certains modèles sous forme d'un dipôle ouest-est. Les comparaisons entre simulations de contrôle et simulations historiques montrent aussi que le pourcentage de variance du mode AMO (resp. IPO) est en moyenne plus élevé (du même ordre) dans les simulations historiques que dans les simulations de contrôle, confirmant l'idée que sur la période historique, le mode AMO est en partie forcé (par les aérosols sulfatés) et en partie due à la variabilité interne alors que le mode IPO est principalement modulé par la variabilité interne. Enfin les simulations de contrôle ont montré que la part de variabilité interne du mode AMO est circonscrit au bassin Atlantique alors que celle du mode IPO (resp. IDV) a une empreinte modérée sur le mode IDV (resp. IPO), confirmant une part de covariation. Par contre dans les simulations historiques, l'empreinte de ces trois modes dépassent leur bassin respectif et montre dans leur moyenne multi-modèle des poids positifs sur le reste du globe, pouvant s'interpréter comme une part du réchauffement global GW présent même après filtrage aux échelles décennales, comme discuté au Chapitre 2.

3.4.5 La dépression thermique saharienne (DTS) et d'Arabie (DTA)

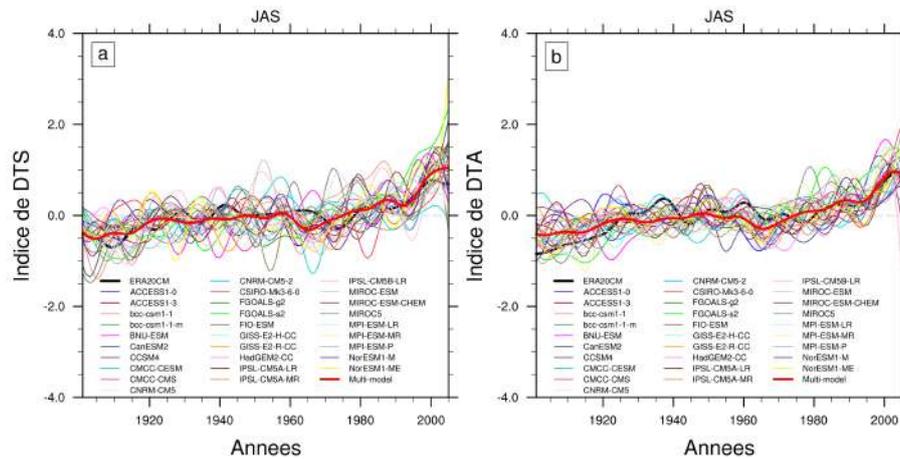


FIGURE 3.31 – Indice de la dépression thermique saharienne (DTS) et d'Arabie (DTA) en JAS 1901-2005 pour les données ERA40 et 29 modèles de climat utilisés dans l'exercice CMIP5. Les séries temporelles ont été obtenues par moyenne géographique de la température à 850hPa sur la boîte : 7° W-5° E ; 20° N-30° N pour DTS et 25° E-35° E ; 18° N-30° N pour DTA, et filtré à l'aide d'un filtre passe-bas de période de coupure 10 ans.

Comme dans les données d'observations, l'indice de DTS analysé dans ce paragraphe est obtenu par moyenne géographique de la température à 850hPa sur la boîte 20° N-30° N ; 7° W-5° E et filtré à l'aide d'un filtre passe-bas de période de coupure 10 ans. Nous y ajoutons l'indice de la DTA déterminé avec une méthode identique que celle de la DTS mais sur la boîte 18° N-30° N ; 25° E-35° E. La Figure 3.31 présente les indices obtenus à partir des données de réanalyses ERA20CM et de données issues des simulation historiques des 29 modèles couplés CMIP5. L'analyse de ce résultat montre une tendance à la hausse de la température dans la région de la DTS aussi bien dans les observations que sur l'ensemble des modèles avec un net réchauffement à partir de 1975. Ce constat est également fait sur l'indice de la DTA.

Nous présentons sur les figures 3.32 et 3.33 les résultats de l'analyse du spectre de fréquence des indices respectifs de la DTS et la DTA. Cette analyse montre des pics de variance dans des bandes de périodes de 10-20 ans, 20-30 ans et 50-60 ans pour l'indice de la DTS (Figure 3.32). Dans les simulations historiques, les modèles présentent des pics de variance dans deux bandes supplémentaires non obtenues dans les observations alors que dans les simulations de contrôle,

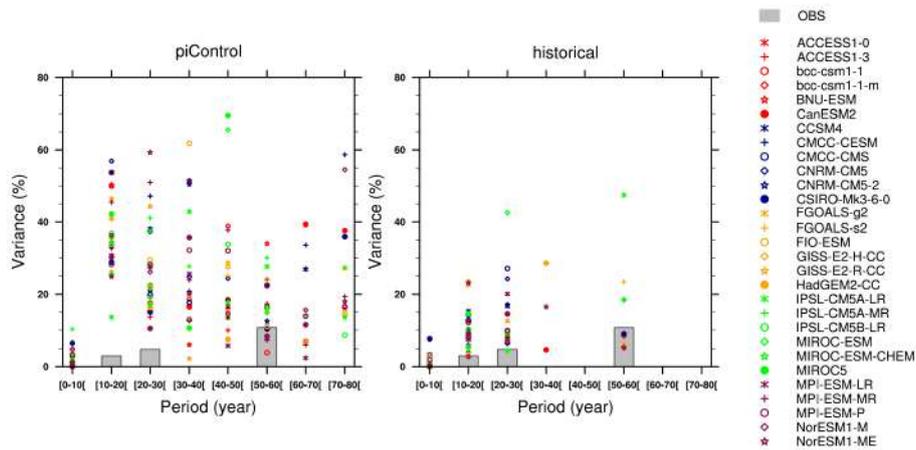


FIGURE 3.32 – Spectre de variance de l'indice décennal de la DTS pour les observations (diagramme en bande) et pour les modèles CMIP5 (marqueurs) en JAS pour les simulations de contrôle (à gauche) et les simulations historiques (à droite).

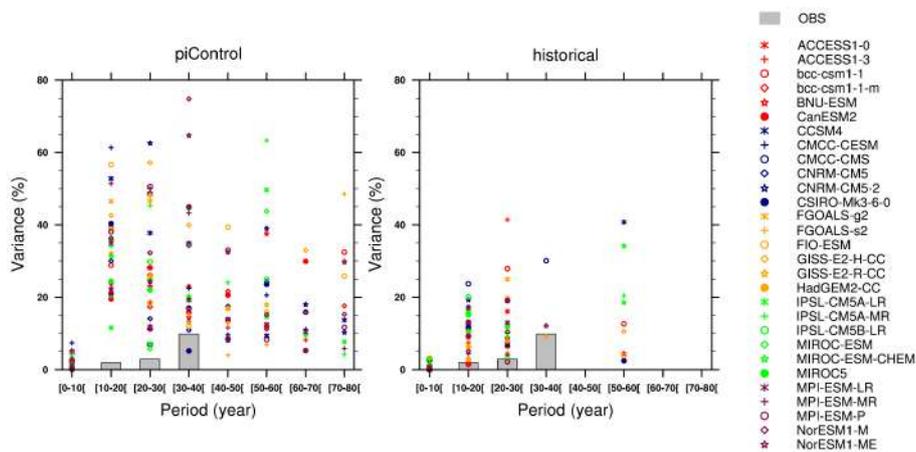


FIGURE 3.33 – Idem que la Figure 3.32 mais pour la DTA.

l'énergie spectrale est présente dans toutes les bandes de périodes. Sur l'ensemble des deux simulations, la plupart des modèles surestiment la variance dans les différentes bandes de périodes observées. Pour la DTA, l'analyse montre des pics de variance dans les bandes de périodes de 10-20 ans, 20-30 ans et 30-40 ans dans les observations. Comme pour la DTS, l'analyse spectrale de la DTA montre des pics de variances dans toutes les bandes de périodicités dans les simulations de contrôle avec une surestimation de la variance.

Pour aller plus loin, nous avons séparé le signal décennal du changement long-terme. Pour le faire, nous avons filtré les séries temporelles issues de la moyenne géographique à l'aide d'un filtre passe-bas de Butterworth avec deux périodes de coupure différentes. Le signal du changement long-terme résulte du filtrage des anomalies de température à l'aide d'un filtre passe-bas de période de coupure 40 ans et celui du signal décennal à l'aide du même filtre mais cette fois-ci avec une fréquence de coupure de 10 ans. La Figure 3.34 présente les champs de régression de la température à 2 mètres sur l'indice de la DTS (couleurs) et sur l'indice de la DTA (contours), filtrés sur 40 ans. Elle présente une zone de réchauffement généralisé sur l'ensemble de la région ouest-africaine avec une augmentation la plus forte avoisinant 1°C par écart-type sur le Sahara dans les données ERA20CM. La moyenne multi-modèle présente une structure très cohérente avec celle des observations avec des maxima légèrement inférieurs. Les modèles individuels présentent eux aussi des poids globalement positifs sur le continent mais avec des structures et

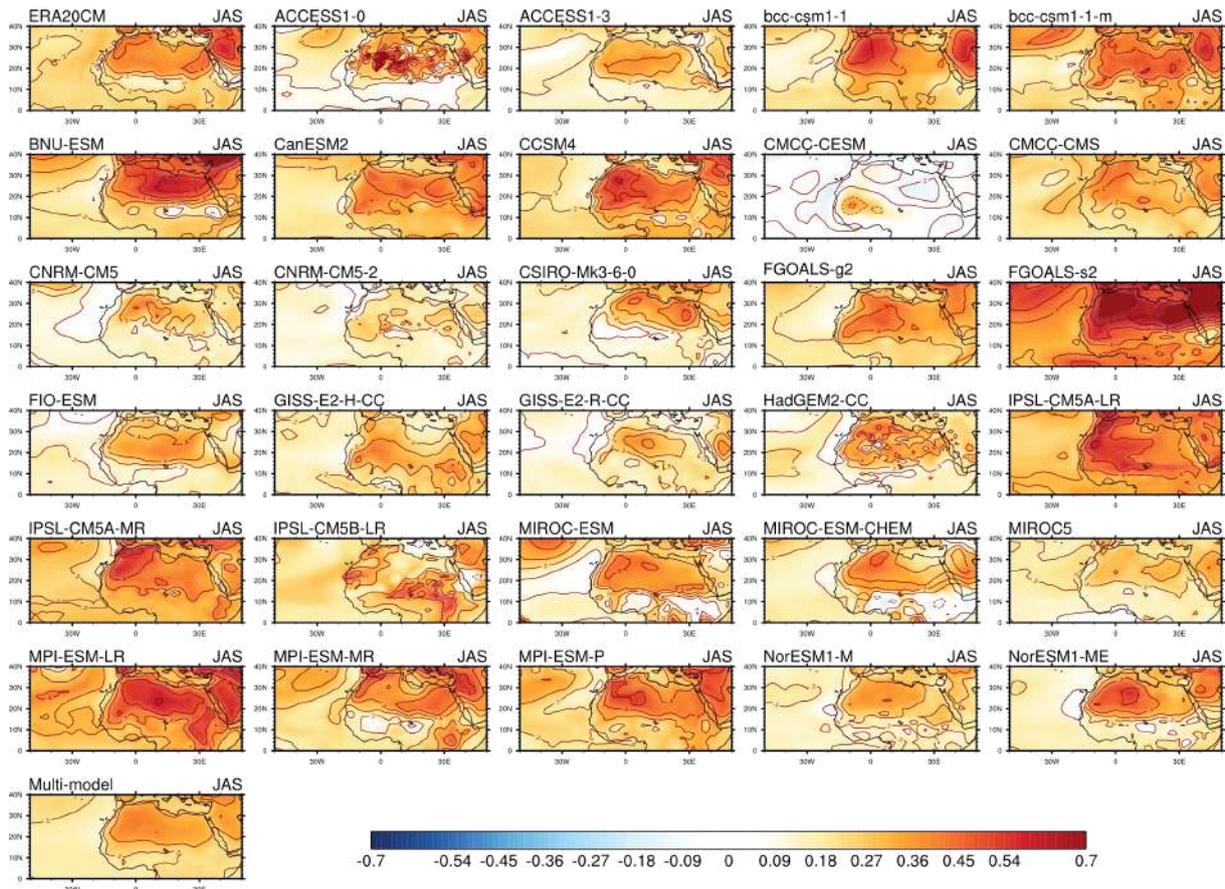


FIGURE 3.34 – Structures spatiales de régression de la température à 2 mètres en JAS 1901-2005 des simulations historiques associées à l'indice de la DTS filtré sur 40 ans (signal long-terme). Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies long-terme non standardisées de la température à 2m sur l'indice de la DTS (couleurs). Les contours rouges indiquent les structures de régression sur l'indice de la DTA.

des intensités différentes d'un modèle à l'autre, allant de très fortes valeurs pour FGOALS-s2 ou MPI-ESM-LR à une structure assez faible comme pour CNRM-CM5-2 ou MIROC5 sur le Sahara, ou CMCC-CEMS localisée sur le Sahel ouest.

La Figure 3.35 présente les mêmes champs de régression que la Figure 3.34 mais pour le signal décennal. On observe dans ERA20CM une structure assez similaire à la structure long-terme avec des poids légèrement plus faibles en particulier au sud du Sahara, et une bande de valeurs nulles sur le Sahel, possiblement comme une trace d'une augmentation des précipitations induisant un refroidissement relatif. La moyenne multi-modèle produit un signal plus restreint sur le Sahara, résultant comme pour le signal long terme d'intensités diverses suivant les modèles. Nous avons effectué le même calcul dans les simulations de contrôle (Annexe A.6). Les résultats montrent que l'ensemble des modèles sous-estime la réponse en température et produisent des poids très localisés, ce qui se retrouve nettement sur la moyenne multi-modèle. Certains modèles ont des poids négatifs très localisés entre l'Atlas et la côte induisant une structure de dipôle de température à ces latitudes. Les différences entre simulations de contrôle et historiques peuvent suggérer comme pour l'AMO la présence d'un forçage dû aux variations des aérosols sulfatés dans l'atmosphère impactant le bilan radiatif au-dessus du Sahara. Finalement, de même que pour les modes océaniques, et malgré la bonne restitution générale des structures de régression, les différences relatives entre modèles peuvent induire des modulations différentes de la circulation atmosphérique régionale et des impacts pluviométriques contrastés sur l'Afrique de l'ouest.

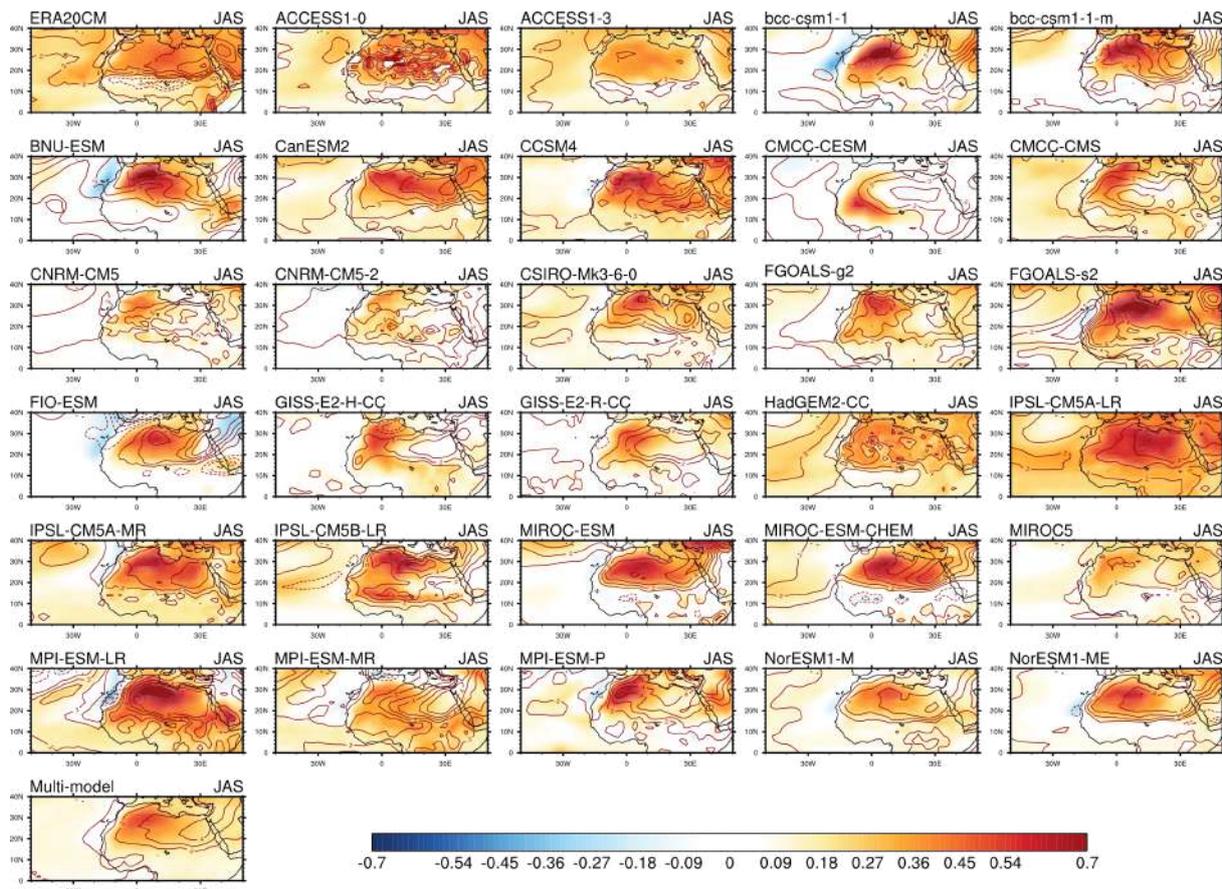


FIGURE 3.35 – Idem que la Figure 3.34 mais pour le signal filtré sur 10 ans où la tendance linéaire a été retranchée avant le filtrage.

3.4.6 Fraction de variance dans les bandes décennale et long-terme

Le Tableau 3.3 présente les fractions de variance exprimées dans les bandes décennale et long-terme pour les observations et les modèles dans les simulations historiques. Les résultats similaires sont présentés sur l'Annexe A.7 pour les simulations de contrôle. Ce calcul a été effectué sur les indices de précipitations sahéliens (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) et sur les indices de la DTS et de la DTA. Dans les observations, le signal long-terme représente un peu plus du tiers du signal brut pour les différents indices de précipitation là où il compte pour la moitié du signal brut pour la DTS et la DTA. Le signal décennal sur la zone sahélienne représente 41.4% de la variance du signal brut. En subdivisant la région sahélienne en deux zones, la part de variance du signal décennal passe à 45.1% pour le SAHEL-EST et 29.6% pour le SAHEL-OUEST. Pour ce qui est de la DTS et la DTA, le signal décennal représente moins du tiers du signal brut. En moyenne, les modèles sous-estiment la fraction de variance du signal décennal pour les indices de précipitation et surestiment cette fraction de variance pour la DTS (22.7%) et la DTA (23.2%). La fraction de variance du signal long-terme est sous-estimée en moyenne. Les modèles pris individuellement présentent des fractions de variance assez faibles par rapport à celles des données d'observations aussi bien pour le signal décennal que pour le signal long-terme.

TABLEAU 3.3 – Fraction de variance (en %) dans les bandes décennale et long-terme pour les observations et les modèles issus des simulations historiques. La fraction de variance est obtenue par le quotient entre la variance du signal décennale ou long-terme et celle du signal brute

MODELS	SAHEL		SAHEL-EST		SAHEL-OUEST		DTS		DTA	
	decadal	long-term	decadal	long-term	decadal	long-term	decadal	long-term	decadal	long-term
Observations	41.4%	37.8%	45.1%	30.5%	29.6%	37.0%	21.3%	55.3%	22.8%	49.0%
ACCESS1-0	22.8%	15.1%	23.3%	21.1%	22.8%	5.7%	34.9%	15.3%	42.5%	14.5%
ACCESS1-3	17.9%	1.8%	19.5%	2.9%	20.8%	2.4%	23.2%	15.1%	13.8%	13.4%
bcc-csm1-1	26.4%	5.6%	21.2%	4.9%	23.8%	4.2%	22.0%	30.0%	17.9%	36.9%
bcc-csm1-1-m	15.3%	6.6%	16.6%	3.7%	9.6%	5.2%	17.5%	20.6%	19.0%	27.4%
BNU-ESM	17.6%	8.4%	20.4%	8.2%	14.0%	7.7%	9.8%	16.0%	13.9%	31.3%
CanESM2	32.2%	26.4%	25.7%	9.6%	18.3%	22.9%	29.6%	26.6%	47.1%	24.2%
CCSM4	12.1%	9.7%	11.9%	5.1%	18.7%	19.7%	15.1%	35.2%	24.2%	27.8%
CMCC-CESM	29.1%	14.4%	28.0%	18.6%	24.9%	7.0%	24.7%	4.8%	20.1%	3.8%
CMCC-CMS	19.9%	7.0%	14.0%	4.8%	23.6%	7.8%	22.6%	19.2%	16.3%	8.4%
CNRM-CM5	14.4%	1.8%	20.6%	1.9%	12.8%	1.6%	19.9%	9.0%	19.2%	20.7%
CNRM-CM5-2	18.2%	8.7%	19.1%	14.1%	19.0%	5.7%	10.6%	6.8%	17.2%	37.5%
CSIRO-Mk3-6-0	26.6%	8.3%	30.2%	8.3%	22.9%	7.7%	18.6%	9.4%	35.0%	29.0%
FGOALS-g2	23.8%	4.5%	16.5%	3.0%	25.5%	4.8%	29.2%	40.8%	17.8%	41.2%
FGOALS-s2	19.8%	1.6%	15.1%	2.6%	23.1%	6.6%	20.3%	44.2%	9.3%	58.8%
FIO-ESM	26.3%	14.3%	23.5%	15.4%	26.6%	10.7%	17.1%	7.1%	13.2%	24.3%
GISS-E2-H-CC	19.3%	30.3%	24.5%	22.5%	18.1%	30.3%	16.6%	24.2%	15.3%	33.2%
GISS-E2-R-CC	23.0%	13.3%	28.1%	7.9%	17.4%	18.3%	27.9%	15.5%	21.5%	14.1%
HadGEM2-CC	20.7%	10.0%	21.6%	10.6%	23.1%	5.8%	36.7%	30.2%	34.7%	20.8%
IPSL-CM5A-LR	14.3%	13.7%	17.5%	15.1%	11.1%	13.3%	22.9%	33.5%	29.3%	24.3%
IPSL-CM5A-MR	21.7%	24.4%	23.4%	24.7%	17.8%	20.9%	30.4%	29.4%	29.5%	18.2%
IPSL-CM5B-LR	28.4%	2.3%	28.4%	3.4%	23.9%	0.9%	38.3%	10.5%	28.9%	25.6%
MIROC-ESM	16.9%	23.2%	20.0%	22.7%	15.8%	23.4%	24.1%	22.6%	24.5%	23.6%
MIROC-ESM-CHEM	23.7%	29.2%	25.4%	33.7%	23.5%	18.7%	22.2%	24.9%	33.9%	16.2%
MIROC5	18.5%	7.9%	23.3%	11.6%	21.6%	9.4%	15.9%	7.9%	27.0%	20.0%
MPI-ESM-LR	17.6%	2.6%	18.4%	3.5%	11.1%	0.9%	22.9%	42.0%	13.9%	44.7%
MPI-ESM-MR	18.4%	22.2%	22.7%	23.5%	19.9%	9.3%	12.3%	16.2%	20.8%	34.1%
MPI-ESM-P	31.5%	1.5%	27.0%	3.2%	23.3%	4.7%	16.0%	44.5%	17.0%	52.3%
NorESM1-M	18.6%	21.6%	17.2%	15.9%	24.6%	19.3%	22.5%	5.7%	25.6%	17.7%
NorESM1-ME	20.3%	3.1%	25.2%	6.4%	18.0%	6.8%	34.4%	39.4%	24.0%	25.9%
Moyenne MM	21.2%	11.7%	21.7%	11.3%	19.9%	10.4%	22.7%	22.3%	23.2%	26.6%

3.4.7 Conclusion partielle

Cette section s'est consacrée à l'évaluation des modèles CMIP5 sur leur capacité à reproduire la climatologie et l'évolution de certaines variables clés contribuant à la variabilité de la mousson Ouest-africaine. La climatologie des précipitations, des champs de vent et de la pression du niveau de la mer a été évaluée dans les modèles. En termes de champs de vent, les résultats révèlent que les modèles simulent une moyenne assez cohérente avec celle qu'on a dans les réanalyses. Toutefois, les zones convectives sont représentées un peu plus au Sud dans les modèles par rapport à leurs positions dans les réanalyses. Le JEA et JET sont correctement représentés dans les modèles même si leur intensité est parfois surestimée dans les modèles pour JEA et sous-estimée pour JET. Ces résultats montrent la capacité des modèles à reproduire correctement les éléments caractéristiques de la dynamique atmosphérique prévalant sur l'Afrique de l'Ouest. Par contre, en termes de précipitations, les modèles simulent des moyennes assez variées. Nombre d'entre eux simulent une ceinture de pluie beaucoup plus au Sud, en cohérence avec leur simulation de la position de la ZCIT et du FIT. D'autres n'arrivent pas à reproduire les deux zones

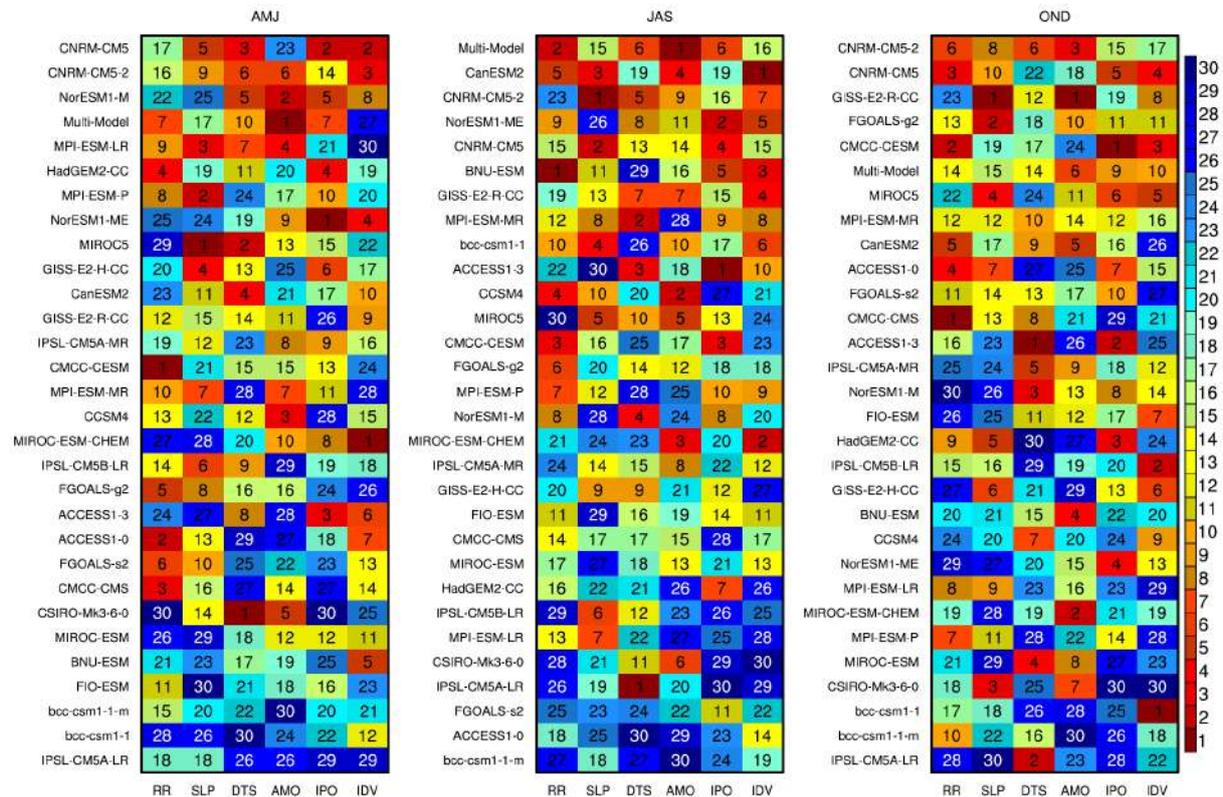


FIGURE 3.36 – Classement des modèles à partir de leur performance sur six paramètres climatiques : les moyennes climatologiques sur l’Afrique de l’Ouest (18° W-20° E; 0° -25° N) des précipitations (RR), de la pression du niveau de la mer (SLP), les champs de régression issus des modes AMO (80° W-0°; 0° -60° N), IPO (120° E-80° W; 30° S-30° N), IDV (40° E-120° E; 30° S-20° N) et de la DTS (7° W-5° E; 20° N-30° N)..

de maximum de précipitation sur l’Afrique de l’Ouest et simulent une unique zone maximale de pluie s’étendant sur toute l’Afrique de l’Ouest dans la bande de latitude 3° N-12° N. Enfin, les sources de variabilité potentielle de la MOA par les modes océaniques et continentaux à l’échelle décennale ont été examinées : l’AMO, l’IPO, l’IDV et la DTS³. Dans cette partie, les structures associées à ces sources de variabilité ont été évaluées. Là encore, les résultats obtenus montrent des similarités entre les structures simulées et celles des observations, avec des performances plus faibles pour le mode IDV. Les comparaisons entre simulations de contrôle et simulations historiques montrent aussi que sur la période historique, le mode AMO est en partie forcé (par les aérosols sulfatés) et en partie due à la variabilité interne alors que le mode IPO est principalement modulé par la variabilité interne. Les structures spatiales montrent cependant des différences avec les observations, ce qui peut créer des impacts contrastés sur les téléconnexions atmosphériques qui en découlent.

Des diagrammes de Taylor ont également été représentés afin de fournir une évaluation de synthèse des performances des modèles dans la représentation de ces différentes sources de variabilité. Cependant ce type de diagramme ne nous permet pas de fournir une évaluation prenant à la fois en compte tous les paramètres climatiques ayant été évalués dans cette section. C’est pourquoi, nous proposons cette dernière analyse de synthèse appelée «model ranking» qui consiste à classer les modèles à partir de leurs performances dans la simulation des différentes caractéristiques de la MOA. Nous présentons les résultats sur l’été (JAS), mais aussi sur les saisons AMJ et OND (les analyses similaires ont été réalisées pour ces deux saisons mais ne sont pas présentées en détails ici). Les résultats sont présentés sur la Figure 3.36. Sur cette figure,

3. A ce stade des calculs, l’indice DTA n’avait pas encore été pris en compte.

les codes de couleurs indiquent le rang occupé par le modèle sur les 29 modèles considérés. Chaque colonne indique le rang du modèle issu du classement dans la simulation d'un paramètre climatique. Le classement général issu de la prise en compte de tous les paramètres climatiques est donné par la liste ordonnée des modèles. Cette liste se lit du haut en bas et donne l'ordre de succession dans le classement du 1^{er} au 29^{ème}. Pour cette analyse, six paramètres ont été retenus : les moyennes climatologiques sur l'Afrique de l'Ouest (18° W-20° E; 0°-25° N) des précipitations (RR), de la pression du niveau de la mer (SLP), les champs de régression issus des centres d'action de l'AMO (80° W-0°; 0°-60° N), l'IPO (120° E-80° W; 30° S-30° N), l>IDV (40° E-120° E; 30° S-20° N) et de la DTS (7° W-5° E; 20° N-30° N). Il est important de noter à ce stade, que même si ces paramètres ont été choisis selon leur pertinence dans la modulation de la MOA, ce choix reste purement arbitraire. Les résultats issus de cette analyse sont à relativiser car la modification d'un paramètre ou d'un score d'évaluation pourrait modifier significativement ce classement. Ceci dit, on peut noter que la moyenne multi-modèle arrive en tête de classement en JAS et en 4^{ème} (6^{ème}) position en AMJ (OND). Les modèles CNRM-CM5 et CNRM-CM5-2 se partagent les deux premières places au printemps et en automne, et sont 3^{ème} et 5^{ème} en été. A l'opposé, les modèles IPSL-CM5A-MR et bcc-csm1-1-m (et dans une moindre mesure bcc-csm1-1) cumulent les plus mauvais scores.

3.5 SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Cette partie nous a permis d'une part, de poser les bases des liens entre modes de variabilité décennale océanique, mode de variabilité de la dépression thermique saharienne, d'Arabie, et précipitations ouest-africaines sur le 20^{ème} siècle et d'autre part, d'évaluer la capacité des modèles à reproduire la climatologie, l'évolution de certaines variables clés et les modes océaniques de variabilité décennale contribuant à la variabilité de la mousson Ouest-africaine. Nous y avons inclus l'analyse de la représentation de la dépression thermique saharienne et de la dépression thermique d'Arabie dont les rôles sur la MAO sont analysés dans le Chapitre 5.

L'analyse des liens SST-MAO à travers la SVD et l'ACP a montré des structures robustes et cohérentes montrant l'influence des SST sur les pluies de mousson dans les observations en accord avec les travaux de Mohino *et al.* (2011). Ces relations seront ensuite explorées dans les simulations CMIP5, dans les runs de contrôle d'une part, les runs historiques d'autre part, et finalement les runs RCP de changement climatique. L'analyse de validation a montré que les modèles simulent des moyennes climatologiques assez cohérentes avec celles des observations et réanalyses. Toutefois, les zones convectives de la ZCIT sont représentées un peu plus au Sud en moyenne dans les modèles par rapport à leur position dans les réanalyses, avec une forte diversité suivant les modèles. Les éléments caractéristiques de la dynamique atmosphérique de la MAO sont correctement représentés dans les modèles, même si leur intensité est parfois surestimée dans les modèles dans le cas du JEA et sous-estimée pour JET. Ces résultats montrent la bonne capacité des modèles à reproduire les éléments caractéristiques de la dynamique atmosphérique prévalant sur l'Afrique de l'Ouest. L'examen des modes océaniques de variabilité décennale (AMO, IPO et IDV) et des modes atmosphériques sahariens de la DTS et de la DTA a permis de mettre en évidence les similarités entre les structures simulées de ces sources de variabilité et celles des observations. En revanche, la structure de ces sources de variabilité et l'amplitude de leurs signaux restent un challenge, en particulier pour le mode IDV. Les diagrammes de Taylor représentés dans le chapitre ont permis de fournir une évaluation de synthèse des performances des modèles dans la représentation de ces différentes sources de variabilité. Ils montrent une surestimation de la variabilité dans la plupart des modèles CMIP5. Enfin, un classement des modèles, prenant à la fois en compte les paramètres climatiques ayant été évalués, a permis de montrer que la moyenne multi-modèle détient le meilleur score d'évaluation en été se positionne en 4^{ème} et 6^{ème} place au printemps et en automne respectivement.

4

RÔLE DU FORÇAGE OCÉANIQUE DANS LA VARIABILITÉ DÉCENNALE DE LA MAO DANS LES SIMULATIONS CMIP5

SOMMAIRE

4.1	Relations entre les modes océaniques et les précipitations sahéliennes dans les simulations de contrôle en été à l'échelle décennale	112
4.1.1	La dérive des modèles couplés	112
4.1.2	La décomposition en valeurs singulières	115
4.1.3	Synthèse	121
4.1.4	Modes océaniques et réponses atmosphériques	121
4.1.5	Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations	131
4.1.6	Synthèse sur les simulations de contrôle	137
4.2	Relations entre les modes océaniques et les précipitations sahéliennes dans les simulations historiques en été à l'échelle décennale	138
4.2.1	La décomposition en valeur singulière	138
4.2.2	Modes océaniques et réponses atmosphériques	140
4.2.3	Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations	148
4.2.4	Synthèse sur les simulations historiques	151
4.3	Téléconnexions SST-MAO simulées dans les simulations au printemps et en automne à l'échelle décennale	152
4.3.1	Influence de l'AMO sur la MAO	152
4.3.2	Influence de l'IPO sur la MAO	154
4.3.3	Influence de l'IDV sur la MAO	158
4.3.4	Synthèse sur les simulations de printemps et d'automne	160
4.4	Synthèse du chapitre	161

Suite aux résultats du chapitre précédent tirés des observations sur la période 1901-2005, nous allons exploiter les simulations des modèles de climat CMIP5 pour mieux évaluer la spécificité de cette période. Ce chapitre est consacré aux modes océaniques de variabilité décennale, et le chapitre suivant sera dédié à la variabilité décennale de la DTS et de la DTA. Plusieurs points vont être traités dans l'analyse des modèles de climat de l'ensemble CMIP5 :

- Premièrement nous nous concentrons sur la variabilité décennale d'été des modes océaniques et leurs connexions avec les précipitations ouest-africaines, dans les simulations de contrôle, afin de caractériser les modes de variabilité interne océanique des modèles de climat et comment ces modes agissent sur les pluies sahéliennes ;
- Nous développons ensuite une analyse similaire sur les simulations historiques dans l'objectif de comparer les modes de variabilité océaniques et leurs impacts pluviométriques sur cette période avec leur propre variabilité interne issues des simulations de contrôle ;
- Enfin nous présenterons une analyse équivalente mais plus synthétique sur les deux autres saisons, AMJ et OND.

4.1 RELATIONS ENTRE LES MODES OCÉANIQUES ET LES PRÉCIPITATIONS SAHÉLIENNES DANS LES SIMULATIONS DE CONTRÔLE EN ÉTÉ À L'ÉCHELLE DÉCENNALE

Nous abordons maintenant l'analyse des liens potentiels entre les modes de variabilité décennale décrits dans la section précédente avec les précipitations ouest-africaines. Nous traitons dans ce chapitre des liens avec les modes océaniques, et les liens avec la DTS seront analysés dans le Chapitre 5. Comme dans la section précédente, nous allons confronter les résultats obtenus à partir des simulations de contrôle, caractérisant la variabilité naturelle interne des modèles, avec ceux des simulations historiques, incluant les forçages anthropiques. Nous détaillons ces analyses sur JAS, puis nous présenterons de manière plus synthétique les résultats pour les deux autres saisons, AMJ et OND. Nous démarrons par l'analyse des simulations de contrôle, et tout d'abord par l'étude des dérives dans les modèles de climat.

4.1.1 La dérive des modèles couplés

Nous débutons l'analyse de la variabilité naturelle décennale des modèles couplés par une étude sur la dérive des modèles qui a un impact souvent non négligeable sur le signal long-terme simulé. En effet, les modèles de climat sont un outil indispensable à la compréhension, la détection et l'attribution du signal du changement climatique. Cependant, plusieurs facteurs pris en compte dans la représentation des processus physiques dans les modèles induisent des biais systématiques. Il est donc courant d'observer, même en absence de signal forcé externe, que les modèles de climat simulent une tendance non imputable à leur variabilité naturelle. Ainsi, l'estimation de cette tendance ou dérive est nécessaire afin de mieux appréhender le signal du changement climatique sur la période actuelle ou future. L'objectif de notre analyse ici est d'évaluer la dérive des modèles et ses implications sur certains paramètres physiques clés du système climatique global et régional dans les simulations de contrôle préindustrielles, les simulations historiques et les scénarios climatiques. Plusieurs méthodes sont utilisées pour l'estimation de cette dérive dont : le « *150-yr linear drift* », le « *quadratic or cubic drift* » et le « *full linear drift* » (Cf. Gupta *et al.*, 2013, 2012, pour plus de détails). Mais pour notre analyse, le « *full linear drift* » a été utilisé. Cette méthode consiste à estimer la dérive des modèles par une tendance linéaire sur la série temporelle entière issue de la simulation de contrôle (Wang, 2013). Notre analyse se focalisera uniquement sur les SST et les précipitations. Comme nous

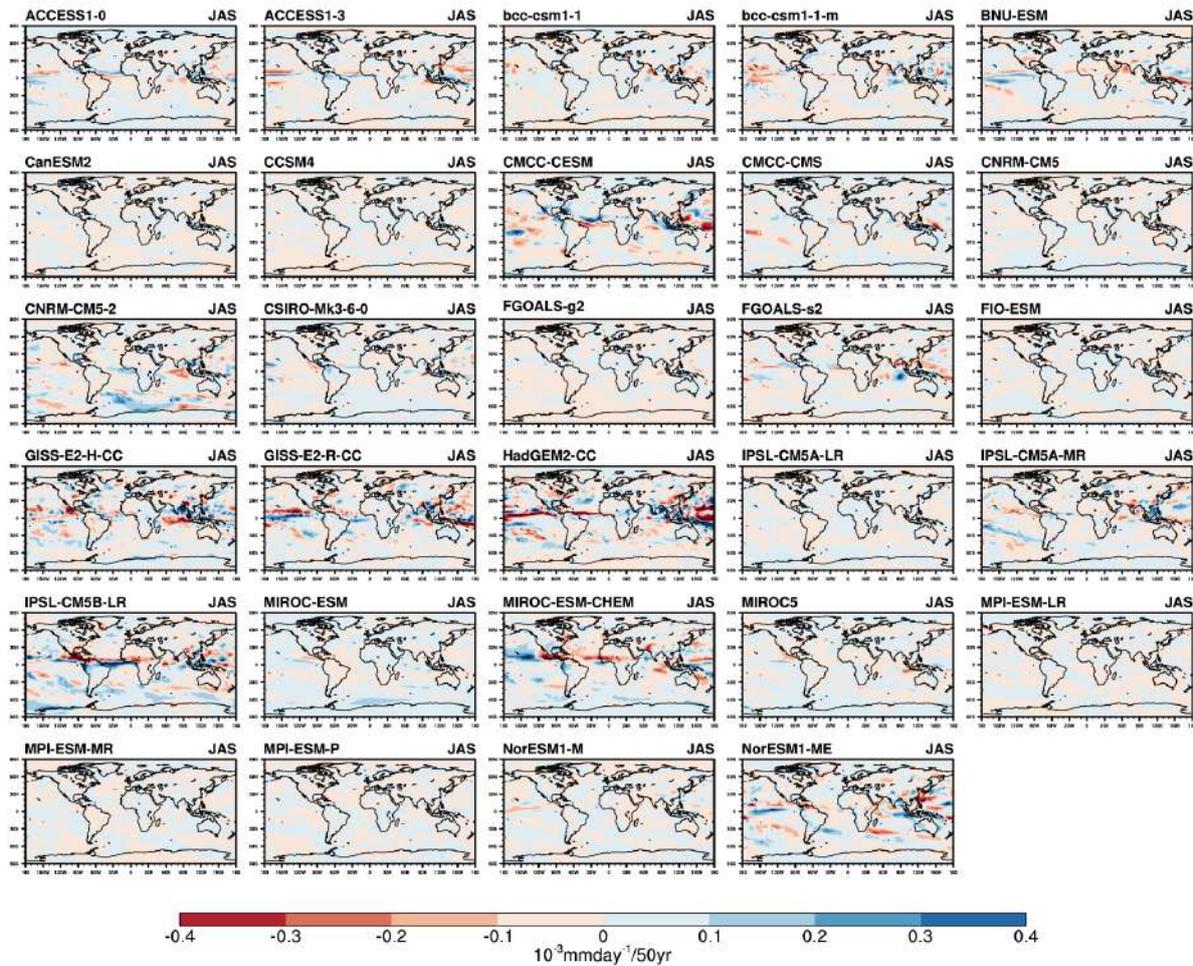


FIGURE 4.1 – Dérive en précipitation estimée par tendance linéaire sur toute la longueur de la série temporelle des simulations préindustrielles de contrôle.

nous intéressons à la variabilité décennale, les anomalies de température et de précipitations ont d'abord été filtrées à l'aide d'un filtre passe-bas de Butterworth de 10 ans de période de coupure avant le calcul de la tendance linéaire.

Les Figure 4.1 et Figure 4.2 présentent les dérives estimées respectivement pour les précipitations et les températures de surface océaniques issues de 29 modèles de climat pendant la période estivale. Elles montrent que les dérives estimées varient fortement d'un modèle à un autre et qu'elles sont plus fortes dans les régions tropicales pour les précipitations (Figure 4.1) et sur les régions extratropicales pour les températures de surface (Figure 4.2). Pour les précipitations par exemple, la dérive est au maximum en valeur absolue, entre $0.2 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ et $0.6 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$, pour ACCESS1-0, ACCESS1-3, bcc-csm1-1-m, BNU-ESM, CMCC-CESM, GISS-E2-H-CC, GISS-E2-R-CC, HadGEM2-CC, IPSL-CM5B-LR et MIROC-ESM-CHEM sur la zone tropicale. Par contre, près de la moitié des modèles, soit 13 modèles sur 29, ne présentent pas de maximum sur la bande tropicale et ont une dérive inférieure à $0.1 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ sur l'ensemble du globe. Pour les SST, les zones de plus forte dérive sont localisées au Sud de 60°S pour CNRM-CM5-2, FGOALS-g2, FGOALS-s2, GISS-E2-H-CC, HadGEM2-CC, MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM et MIROC5. Comme cela a été noté par Gupta *et al.* (2013), la dérive des modèles est modèle-dépendante et varie selon la région. Pour mieux approfondir notre analyse, nous avons réalisé ces mêmes calculs cette fois-ci à l'échelle régionale. Pour cela, nous avons calculé la dérive de l'indice lié à chaque bassin océanique et nous l'avons comparé à la dérive issue de l'indice de précipitations sahélienne. La Figure 4.3 présentent les résultats, bassin par

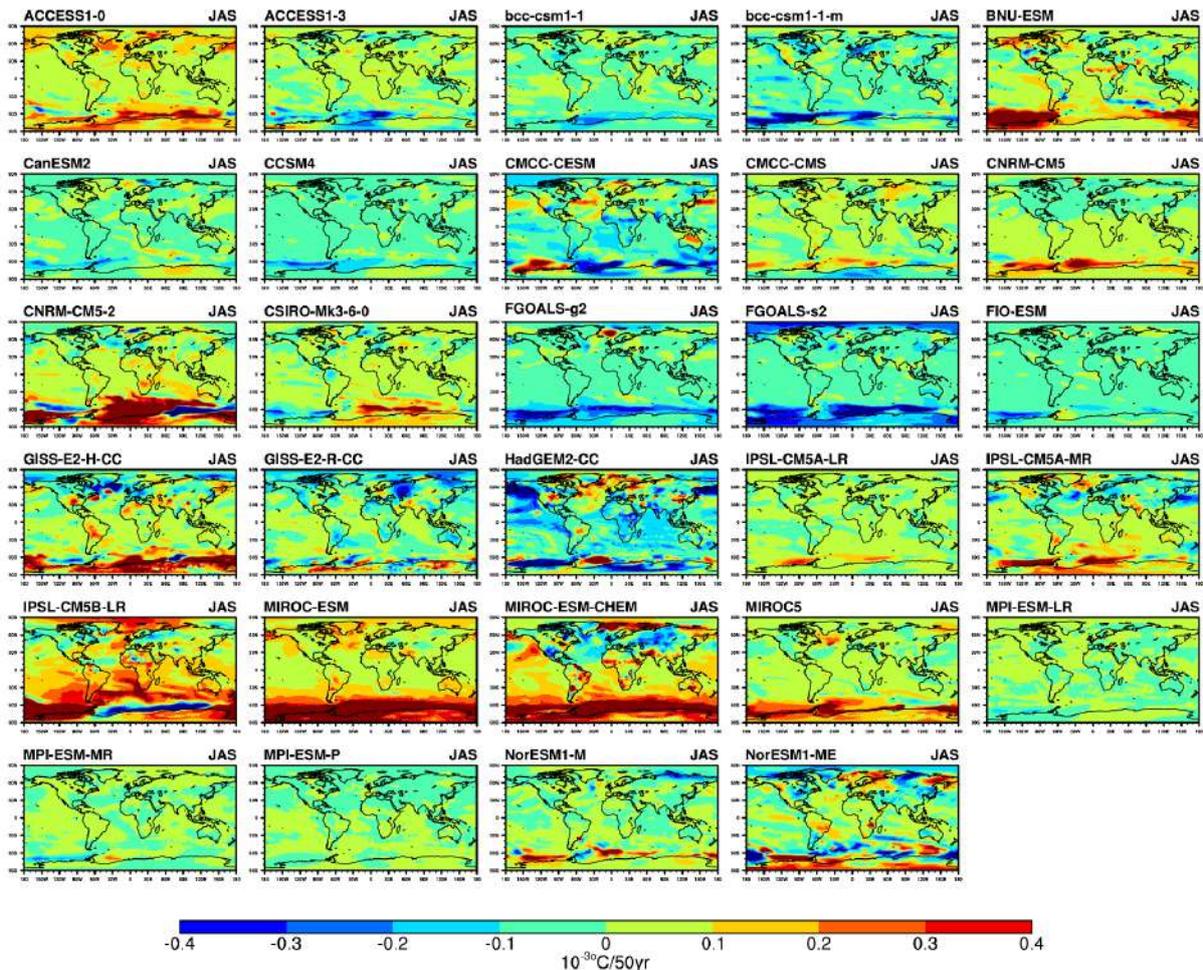


FIGURE 4.2 – Idem que la Figure 4.1 mais pour les températures de surfaces océaniques.

bassin, sous forme de diagrammes de dispersion. Ces diagrammes montrent qu'il existe une relation linéaire négative entre la dérive des SST globales et celle des précipitations sahéniennes dans les modèles. Ce qui suggère qu'une potentielle dérive positive dans les SST globales ou régionales peut entraîner une diminution des précipitations sahéniennes. Cependant, ces dérives sont relativement faibles, quelque soit le bassin océanique considéré (entre $-0.1 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ et $0.1 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ chaque 50 ans). Pour estimer l'influence potentielle de cette dérive sur la tendance dans les simulations historiques, nous avons représenté le même diagramme de dispersion mais cette fois-ci entre la dérive et la tendance long-terme historique pour chaque variable. Les résultats montrent qu'une faible dérive en précipitation dans les simulations de contrôle impacte négativement la tendance long-terme des précipitations sahéniennes dans la plupart des modèles. Pour MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM par exemple, des dérives respectives de $+0.04 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ et $-0.16 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ chaque 50 ans induisent respectivement une baisse des précipitations sahéniennes d'environ $-1.2 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ et $-1.0 \times 10^{-3} \text{mmday}^{-1}$ chaque 50 ans. En considérant les SST, on constate qu'une dérive de $\pm 0.1 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}$ chaque 50 ans contribue à une augmentation de température dans la tendance long-terme allant jusqu'à $+1.0 \times 10^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}$ chaque 50 ans, à l'exception du modèle CMCC-CMS où la dérive induit une baisse de température.

On peut conclure que la faible dérive des modèles dans les simulations de contrôle n'induit pas de modifications significatives dans les simulations historiques et a priori les scénarios du changement climatique.

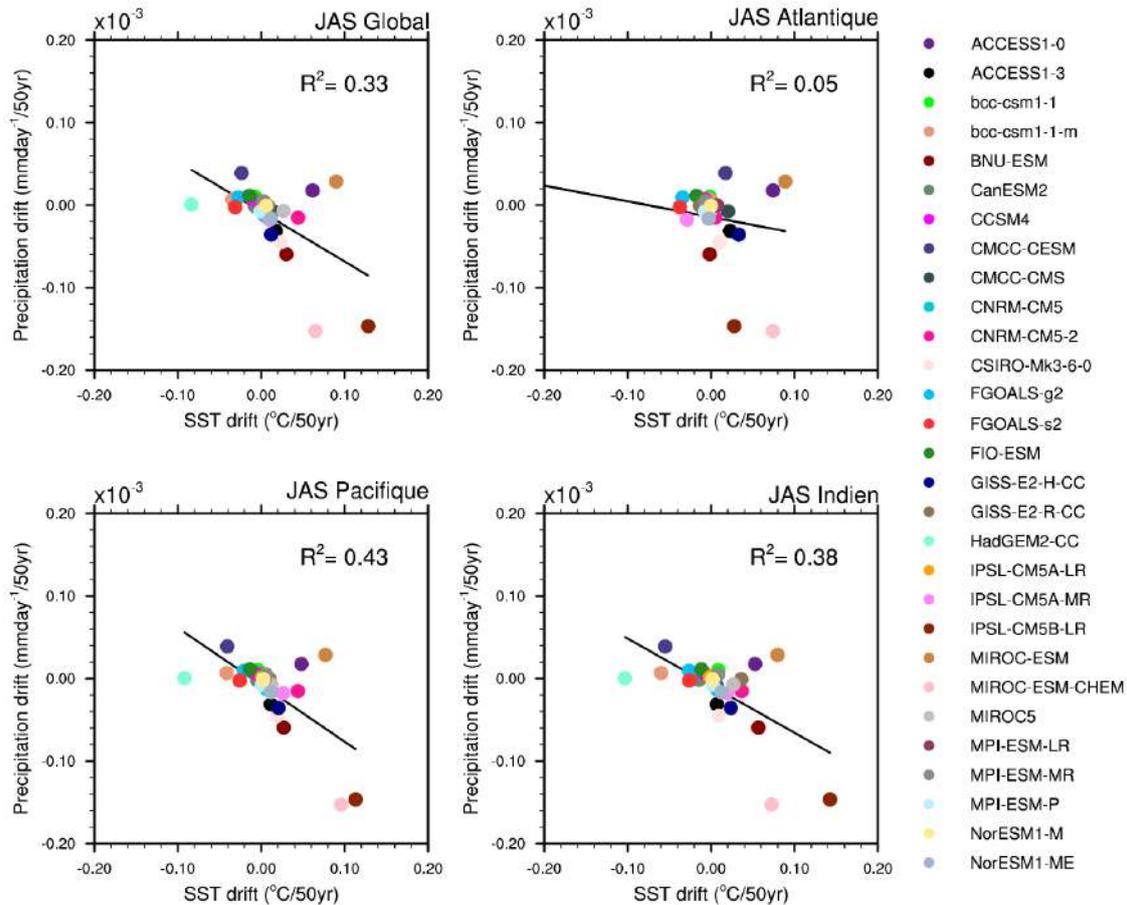


FIGURE 4.3 – Comparaison de la dérive en précipitation et celle des SST dans les modèles CMIP5. La comparaison est faite pour les précipitations sahéliennes (18° W- 10° E; 10° - 20° N) et 4 bassins océaniques : Global pour les champs de SST globales, Atlantique (74° W- 10° E; 0° - 60° N), Pacifique (120° E- 74° W; 30° S- 30° N), Indien (46° E- 120° E; 30° S- 20° N)

4.1.2 La décomposition en valeurs singulières

Pour démarrer l'analyse du rôle des modes de variabilité océaniques sur les précipitations ouest-africaines à l'échelle décennale, nous faisons tout d'abord dans cette section, à l'instar de l'analyse dans le Chapitre 3, une analyse de covariance entre les variations décennales des SST et des précipitations sahéliennes dans les simulations de contrôle préindustrielles à travers une décomposition en valeurs singulières. Cette analyse a été faite dans un premier temps en utilisant les SST globales et a été étendue sur les bassins océaniques individuels (Atlantique nord, Atlantique tropical, Pacifique tropical et océan Indien). Pour les précipitations ouest-africaines, la zone est délimitée par les coordonnées géographiques suivantes : 19.5° W- 22.5° E; 1.4° N- 23.5° N et pour les SST : Atlantique nord (74° W- 10° E; 0° - 60° N), Atlantique tropical (74° W- 10° E; 30° S- 30° N), Pacifique tropical (120° E- 74° W; 30° S- 30° N), océan Indien (46° E- 120° E; 30° S- 20° N). Dans notre analyse, seul le 1^{er} mode qui exprime le maximum de covariance a été retenu pour chaque modèle. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.5 pour l'océan global, sur les annexes A.8, A.9, A.10 et A.11 pour les différents bassins océaniques. Pour les observations, nous avons utilisé les SST du HadISST et les précipitations du CRU. Le Tableau 4.1 présente les fractions de covariance issues de l'analyse en SVD et le Tableau 4.2, la part de variance (en %) de chacune des variables de la paire de composantes principales.

La Figure 4.5 présente le 1^{er} mode de covariabilité pour les observations et 29 modèles obtenu

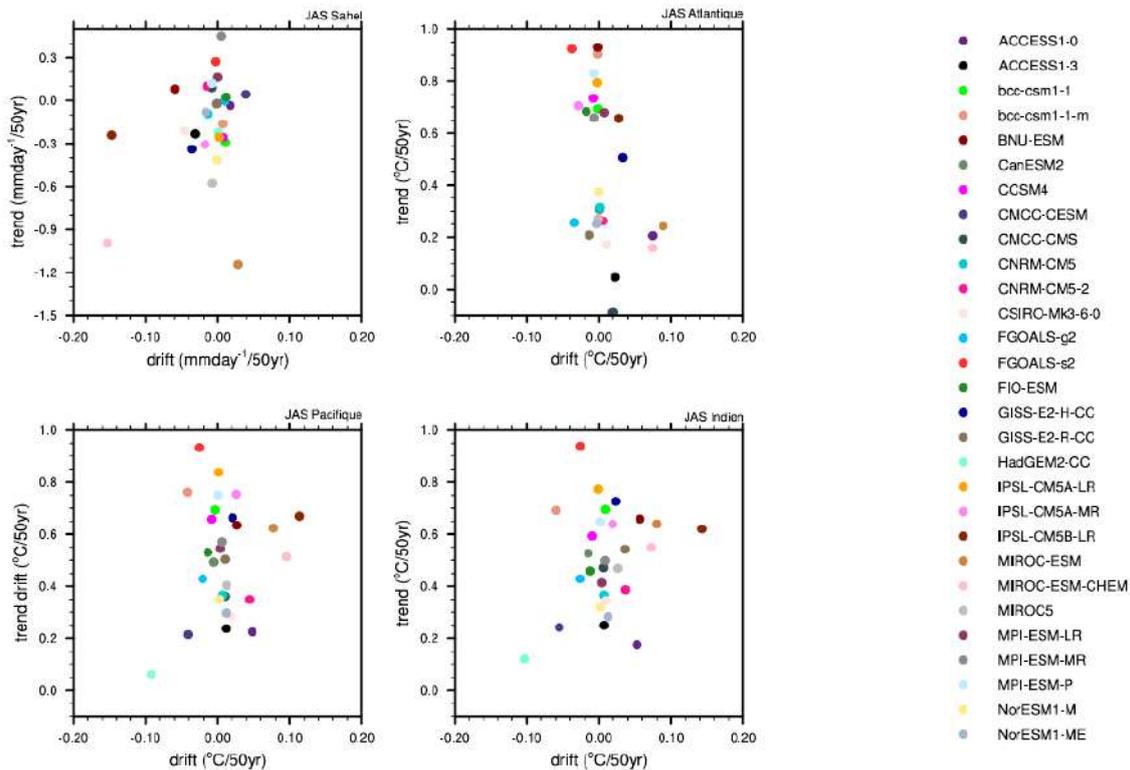


FIGURE 4.4 – Comparaison entre la tendance dans les simulations historiques et la dérive des modèles en termes de précipitation et de SST. La comparaison est faite pour les précipitations sahéniennes (18° W- 10° E ; 10° - 20° N) et 4 bassins océaniques : Global pour les champs de SST globales, Atlantique (74° W- 10° E ; 0° - 60° N), Pacifique (120° E- 74° W ; 30° S- 30° N), Indien (46° E- 120° E ; 30° S- 20° N)

en considérant les SST globales. Rappelons qu'avant de calculer la SVD, le signal du réchauffement climatique a été éliminé pour n'en retenir que le signal décennal. Dans les observations (on reprend ici l'analyse faite sur la Figure 3.4 identique), la 1^{ère} paire de structures spatiales explique 73.1% de la fraction de covariance. La part de variance expliquée par les deux modes atteint 20.3% pour les SST et 41.7% pour les précipitations. La corrélation entre les deux vecteurs propres issus du 1^{er} mode de co-variabilité est élevé (0.92) montrant une forte relation entre ces composantes de SST globales et de précipitations ouest-africaines. On observe, en corrélation avec une augmentation générale des pluies sahéniennes d'été associée à une baisse en Afrique centrale, une phase positive de l'AMO associée à une phase négative de l'IPO et de l'IDV. Ceci laisse à penser que la variabilité décennale des pluies au Sahel sur la période historique s'est structuré autour d'une combinaison favorable de ces trois modes océaniques. Concernant les modèles, la plupart présente un signe uniforme de poids positifs de précipitations sur l'Afrique de l'ouest, et pour un certain nombre, associés à des poids négatifs sur l'Afrique centrale, mais avec des poids nettement plus faibles que dans les observations. Globalement, plus la part de variance expliquée est élevée, plus la structure des précipitations est forte et organisée. Huit modèles ont une part de variance supérieure à 40% (41.7% pour les observations), et 17 de 30% et plus. Dans les structures de SST, ce qui ressort en premier est qu'une phase excédentaire en précipitations est associée à une phase froide importante de l'IPO, ceci pour une vingtaine de modèles. Une phase chaude de l'AMO est moins fréquemment visible et est quelquefois associée à une phase froide dans l'Atlantique tropical sud induisant un gradient hémisphérique fort (FGOALS-s2, GISS-E2-R-CC, HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-MR, MIROC5). Une dizaine de modèles ont une phase froide de l'IDV. Certains modèles ne montrent pas de larges zones océaniques de poids importants et sont associés à une faible part de variance expliquée (par exemple bcc-csm1-1 a seulement des poids positifs dans le golfe de Guinée). Pour ces modèles (bcc-csm1-1, CMCC-

CMS, CNRM-CM5-2 et GISS-E2-H-CC), la part de variance expliquée est respectivement de 10.2%, 2.1%, 9.3%, 7.6% pour les SST contre 20.3% dans les observations et de 37.1%, 31.9%, 12.1%, 21.6% pour les précipitations contre 41.7% dans les observations. Pour la plupart des modèles, la fraction de variance exprimée excède 60% avec une forte dispersion entre les modèles en termes de corrélations (valeurs comprises entre 0.45 et 0.75) (voir Tableau 4.1). La structure de l'IPO apparaît donc dominante, et contrairement aux observations, le phasage favorable des modes océaniques AMO-IPO-IDV n'est pas présent dans les simulations de contrôle (HadGEM2-CC est celui qui se rapproche le plus de cette configuration, incluant aussi un fort gradient inter-hémisphérique Atlantique).

L'Annexe A.8 présente le 1^{er} mode de covariabilité pour les 29 modèles et les observations entre précipitations ouest-africaines et l'océan Atlantique Nord. Pour rappel, le 1^{er} mode de covariabilité explique 83.9% de la fraction de covariance dans les données d'observations. Dans les observations, les poids positifs couvrent la majeure partie de l'Atlantique nord et s'accompagnent de poids positifs de précipitations sur l'Afrique de l'ouest et négatifs sur l'Afrique centrale. D'une manière générale, tous les modèles reproduisent des structures d'anomalie chaude de SST sur l'Atlantique Nord associée à une augmentation des précipitations sur le Sahel, excepté les modèles bcc-csm1-1, FIO-ESM et GISS-E2-H-CC qui produisent des SST froides sur l'océan Atlantique nord. La structure de SST qui ressort sur l'océan Atlantique Nord est similaire à celle de l'AMO mais la structuration spatiale est parfois faible. Pour certains modèles, cette structure AMO s'accompagne de poids négatifs dans l'Atlantique tropical sud ou dans le Pacifique tropical est. Les coefficients de corrélations entre les 1^{ères} composantes principales varient entre 0.33 et 0.69. Tous les modèles sous-évaluent la fraction de covariance exprimée à l'exception du modèle HadGEM2-CC qui exprime 84.7% de la fraction de covariance. Pour ce modèle la part de variance exprimée est de 31.9% pour les SST et de 42.2% pour les précipitations (voir Tableau 4.1) et une corrélation de 0.62 entre les deux premiers vecteurs propres. Ces structures de SST s'accompagnent de poids positifs de précipitations sur l'Afrique de l'ouest, pouvant présenter une forte structuration spatiale avec une part de variance expliquée de l'ordre à celle des observations (38.9% ; 16 modèles dépassent les 30%) mais avec des poids plus faibles. Par contre un certain nombre de modèles présente une faible structuration de poids en précipitations, même avec une structure d'AMO forte (par exemple ACCESS1-0, ACCESS1-3, MIROC5, NorESM1-M).

Nous avons répété la même analyse cette analyse en utilisant les SST de l'Atlantique tropical. L'Annexe A.9 présente le 1^{er} mode de covariabilité pour les 29 modèles et les observations qui servent de référence. Le résultat sur les observations est très similaire au précédent avec l'Atlantique nord, si ce n'est des poids négatifs un peu plus forts dans l'Atlantique sud et l'océan indien sud. Dans les modèles, il ressort clairement que tous simulent un dipôle Sud/Nord de SST sur l'océan Atlantique tropical, plus ou moins marqué, associé à une augmentation des précipitations, à l'exception de modèles dans lesquels cette hausse des précipitations est associée à des anomalies négatives (pour FIO-ESM, GISS-E2-R-CC et MPI-ESM-LR) et positives (pour IPSL-CM5B-LR) de SST sur tout l'Atlantique tropical. MIROC5 présente une structuration de signe opposé associée à une hausse de précipitations limitée le long de la côte guinéenne. La plupart des modèles surestiment la fraction de variance expliquée mais avec des corrélations plus faibles celles des observations, sauf pour le modèle HadGEM2-CC avec 89.8% de la fraction de covariance expliquée et 0.91 en corrélation (voir Tableau 4.1).

Sur les champs de SVD associés à l'océan Pacifique, le lien entre phase froide de l'IPO et excédent de pluies en Afrique de l'ouest est net dans les observations (Annexe A.10, et s'accompagne d'une phase négative de l>IDV. Les modèles reproduisent tous une structure de SST similaire à celle associée à l'indice de l'IPO. Le 1^{er} mode de covariabilité pour ces modèles présente généralement des anomalies négatives de SST sur le Pacifique, l'Atlantique Sud, l'océan Indien et des

TABLERAU 4.1 – SVD bassin par bassin dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale : 1^{er} mode qui explique le maximum de covariance. Les valeurs de SCF et de corrélation entre les composantes principales sont présentées respectivement à gauche et à droite.

Modèles	Océan global		Atlantique nord		Atlantique tropical		Pacifique tropical		Océan indien	
	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.	SST SCF	Préc. Corr.
Observations	73.1%	0.92	83.4%	0.69	67.8%	0.82	67.5%	0.72	88.9%	0.79
ACCESS1-0	62.9%	0.62	63.5%	0.34	58.7%	0.67	78.0%	0.50	56.3%	0.49
ACCESS1-3	41.8%	0.54	49.4%	0.33	64.0%	0.70	60.6%	0.45	37.2%	0.47
bcc-csm1-1	68.0%	0.58	59.1%	0.61	90.7%	0.84	35.5%	0.51	49.9%	0.33
bcc-csm1-1-m	29.3%	0.57	33.4%	0.54	49.5%	0.65	40.5%	0.52	31.9%	0.56
BNU-ESM	76.4%	0.65	74.2%	0.54	68.9%	0.66	81.4%	0.56	61.1%	0.52
CanESM2	56.4%	0.61	34.4%	0.33	67.3%	0.72	80.7%	0.59	60.8%	0.51
CCSM4	52.0%	0.59	52.0%	0.65	75.9%	0.80	64.9%	0.60	57.0%	0.46
CMCC-CESM	58.2%	0.55	58.8%	0.58	63.5%	0.65	71.3%	0.47	70.3%	0.42
CMCC-CMS	29.4%	0.72	34.7%	0.54	54.2%	0.53	36.6%	0.43	57.8%	0.38
CNRM-CM5	22.5%	0.45	50.2%	0.44	55.3%	0.48	34.9%	0.38	49.0%	0.41
CNRM-CM5-2	26.2%	0.60	37.7%	0.48	57.4%	0.61	31.7%	0.46	42.6%	0.53
CSIRO-Mk3-6-0	62.8%	0.73	68.8%	0.38	53.7%	0.72	79.4%	0.71	65.1%	0.55
FGOALS-g2	69.6%	0.52	67.5%	0.54	73.3%	0.51	82.8%	0.51	53.4%	0.48
FGOALS-s2	70.9%	0.75	70.6%	0.52	78.0%	0.70	91.9%	0.66	54.9%	0.71
FIO-ESM	47.2%	0.64	57.6%	0.44	78.0%	0.78	69.3%	0.56	69.3%	0.49
GISS-E2-H-CC	34.9%	0.70	56.5%	0.56	51.3%	0.66	36.6%	0.55	35.9%	0.59
GISS-E2-R-CC	34.4%	0.75	32.1%	0.43	59.7%	0.73	34.4%	0.48	60.0%	0.64
HadGEM2-CC	70.7%	0.75	84.7%	0.62	89.8%	0.91	75.1%	0.53	63.5%	0.66
IPSL-CM5A-LR	49.2%	0.60	59.8%	0.43	67.5%	0.61	60.8%	0.63	64.6%	0.36
IPSL-CM5A-MIR	55.3%	0.70	71.6%	0.52	70.0%	0.66	70.1%	0.67	58.6%	0.49
IPSL-CM5B-LR	63.0%	0.62	68.7%	0.42	58.1%	0.45	52.4%	0.48	65.8%	0.54
MIROC-ESM	76.8%	0.50	67.3%	0.36	61.9%	0.49	93.7%	0.42	47.7%	0.43
MIROC-ESM-CHEM	78.2%	0.65	65.5%	0.50	86.3%	0.70	91.6%	0.52	61.6%	0.51
MIROC5	40.5%	0.53	68.1%	0.37	57.9%	0.73	73.2%	0.49	36.4%	0.43
MPI-ESM-LR	84.9%	0.59	61.9%	0.51	61.0%	0.64	95.6%	0.55	88.5%	0.53
MPI-ESM-MR	65.5%	0.53	53.7%	0.50	48.9%	0.66	89.8%	0.46	56.9%	0.46
MPI-ESM-P	70.0%	0.50	64.1%	0.46	51.5%	0.61	88.5%	0.41	67.5%	0.40
NonESM1-M	56.2%	0.52	58.8%	0.68	75.9%	0.75	74.2%	0.46	49.6%	0.43
NonESM1-ME	44.3%	0.72	59.7%	0.69	81.3%	0.78	59.8%	0.62	54.3%	0.64

TABLEAU 4.2 – SVD bassin par bassin dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale : Fraction de variance exprimée par chaque composante principale issue du 1^{er} mode SVD.

Modèles	Océan global		Atlantique nord		Atlantique tropical		Pacifique tropical		Océan indien	
	SST-var	P-var	SST-var	P-var	SST-var	P-var	SST-var	P-var	SST-var	P-var
Observations	20.3%	41.7%	46.9%	38.9%	20.6%	41.0%	25.7%	38.3%	50.2%	40.0%
ACCESS1-0	9.0%	36.6%	29.6%	34.6%	19.5%	20.2%	23.8%	34.3%	10.2%	33.7%
ACCESS1-3	10.3%	21.0%	37.0%	19.0%	16.8%	23.8%	30.8%	15.5%	15.6%	18.1%
bcc-csm1-1	10.2%	37.1%	7.0%	36.8%	25.8%	37.1%	3.6%	33.2%	13.1%	35.9%
bcc-csm1-1-m	12.3%	11.2%	19.9%	8.3%	19.5%	13.6%	25.6%	8.8%	19.0%	6.9%
BNU-ESM	16.4%	40.5%	16.4%	40.6%	25.1%	30.6%	29.4%	36.3%	22.7%	32.2%
CanESM2	14.9%	12.7%	18.3%	13.4%	22.9%	11.7%	37.5%	12.2%	19.8%	13.6%
CCSM4	16.2%	17.1%	7.9%	23.3%	24.9%	23.2%	28.0%	17.9%	16.7%	15.7%
CMCC-CESM	11.2%	51.6%	17.6%	30.8%	29.4%	24.2%	24.4%	49.8%	21.6%	49.7%
CMCC-CMS	2.1%	31.9%	9.0%	20.0%	16.8%	22.8%	10.8%	21.3%	20.9%	29.9%
CNRM-CM5	7.7%	9.8%	24.6%	9.0%	26.2%	10.6%	12.1%	14.4%	17.9%	12.8%
CNRM-CM5-2	9.3%	12.1%	22.7%	12.1%	31.2%	11.2%	20.1%	10.4%	22.8%	10.8%
CSIRO-Mk3-6-0	18.2%	25.9%	37.5%	31.8%	17.4%	26.3%	38.8%	25.9%	30.2%	26.1%
FGOALS-g2	10.9%	36.0%	10.5%	34.9%	17.3%	34.4%	21.7%	37.0%	12.8%	31.4%
FGOALS-s2	11.8%	34.7%	23.5%	33.5%	27.2%	29.7%	37.7%	33.7%	5.2%	35.0%
FIO-ESM	8.1%	22.0%	13.4%	26.1%	19.4%	25.2%	26.3%	20.3%	28.0%	19.4%
GISS-E2-H-CC	7.6%	21.6%	26.7%	18.2%	16.6%	21.6%	19.1%	14.2%	11.4%	19.9%
GISS-E2-R-CC	6.0%	23.7%	26.9%	12.4%	19.5%	22.3%	16.4%	18.2%	22.2%	21.4%
HadGEM2-CC	15.1%	41.9%	31.9%	42.2%	38.0%	43.8%	42.4%	37.5%	17.3%	42.5%
IPSL-CM5A-LR	5.1%	51.2%	17.6%	43.9%	23.1%	46.5%	35.2%	8.5%	32.9%	19.3%
IPSL-CM5A-MR	8.8%	46.6%	25.7%	43.5%	26.1%	42.5%	38.2%	15.7%	21.3%	33.6%
IPSL-CM5B-LR	9.5%	45.9%	18.8%	44.7%	18.3%	41.4%	12.9%	37.2%	10.1%	42.7%
MIROC-ESM	15.9%	41.6%	20.0%	37.5%	13.8%	39.1%	50.7%	38.8%	6.1%	41.0%
MIROC-ESM-CHEM	20.2%	43.4%	21.7%	43.8%	31.4%	42.5%	53.6%	40.2%	17.3%	43.3%
MIROC5	11.0%	19.7%	49.6%	14.8%	21.2%	13.3%	38.0%	14.9%	20.7%	8.8%
MPI-ESM-LR	18.7%	35.1%	12.9%	36.7%	14.2%	36.2%	47.8%	34.6%	26.2%	33.6%
MPI-ESM-MR	13.2%	29.3%	15.3%	23.5%	14.2%	27.1%	43.8%	28.5%	10.0%	28.9%
MPI-ESM-P	11.5%	33.8%	15.2%	35.9%	13.0%	29.9%	39.7%	29.3%	17.7%	28.7%
NorESM1-M	14.5%	32.8%	13.4%	21.0%	35.5%	24.8%	27.6%	30.6%	18.6%	24.8%
NorESM1-ME	14.9%	17.4%	14.8%	33.1%	38.5%	24.9%	28.1%	18.3%	12.3%	31.7%

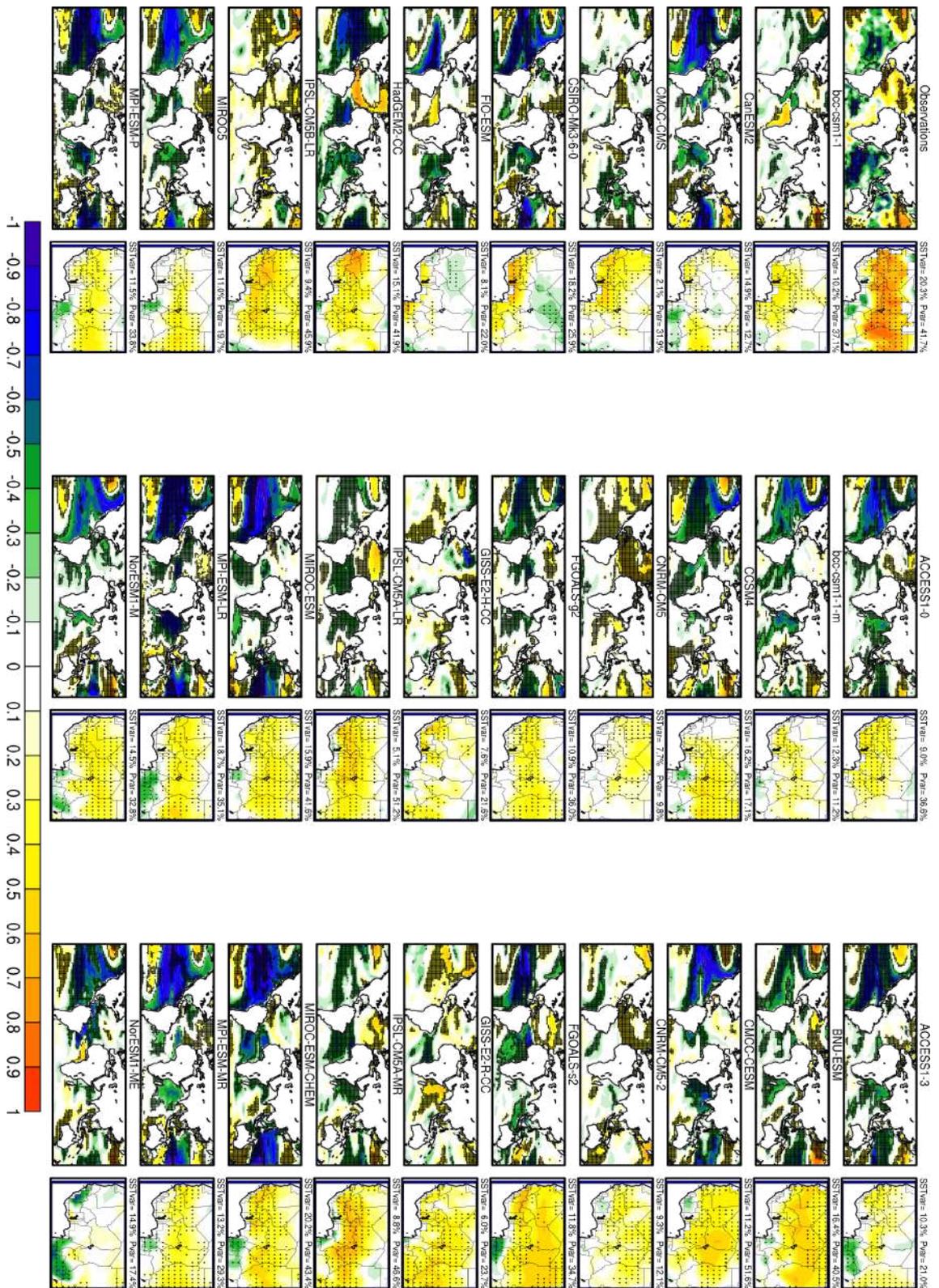


FIGURE 4.5 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en JAS pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues des 29 GCMs. La STD a été calculée en utilisant les anomalies décennales de SST globale (180° W-180° E ; 45° S-60° N) et de précipitations ouest-africaines (19.5° W-22.5° E ; 1.4° N-23.5° N). Pour les modèles individuels les pointilles indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).

anomalies négatives de SST sur l'Atlantique Nord associée à une hausse des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. Trois modèles ont une association de signe opposé. Le modèle CNRM-CM5 simule une phase positive de l'IPO associée à une faible augmentation des précipitations sur le Sahel et une baisse des précipitations sur la côte guinéenne. Pour ce modèle, la fraction de covariance exprimé est de 34.9% contre 67.4% dans les observations pour des corrélations entre les ECs de 0.38 contre 0.72 dans les observations (voir Tableau 4.1). La part de variance expliquée dans ce modèle pour les SST est de 12.1% et de 14.4% pour les précipitations (Tableau 4.2). Les modèles GISS-E2-R-CC et IPSL-CM5B-LR simulent eux aussi des anomalies positives sur le Pacifique tropical associée à une hausse plus nette des précipitations sur l'Afrique de l'ouest.

L'Annexe A.11 présente les mêmes structures de SVD mais entre les SST de l'océan Indien et les précipitations de l'Afrique de l'ouest. Dans les observations, des anomalies négatives de SST sur le bassin Indien sont associées à une hausse des précipitations sur l'Afrique de l'ouest. Cette hausse de précipitations est également associée à des anomalies négatives de SST sur l'océan Pacifique tropical (on retrouve la cohérence d'évolution entre IPO et IDV). Globalement ces liens sont un peu plus forts qu'avec le Pacifique (figure précédente). Dans les modèles, les liens sont au contraire moins bien organisés qu'avec le Pacifique. Les parts de variance expliquée dans l'océan Indien sont nettement plus faibles que pour les observations, et la structuration spatiale des poids de SST, associée globalement à une hausse des pluies en Afrique de l'ouest, est très variable, de structure homogène négative ou positive, ou de structure de dipôle zonal.

4.1.3 Synthèse

Cette analyse entre modes couplés SVD de SST et pluies ouest-africaine, dans les simulations de contrôle préindustrielles caractérisant la variabilité décennale interne des modèles, a montré globalement la prééminence des modes AMO, IPO et IDV en lien avec une structure homogène de précipitations sur l'Afrique de l'ouest en été, en cohérence avec les observations. Cependant, ces modulations couplées sont globalement plus faibles que dans les observations, et très variables suivant les modèles, un certain nombre ne restituant pas de relation significative ou bien des relations de signe inverse. D'autre part, le phasage présent dans les observations entre phase positive de l'AMO et phases négatives de l'IPO et de l'IDV, favorable à un excédent de pluies sur l'Afrique de l'ouest, n'apparaît pas dans la variabilité interne des modèles, excepté pour HadGEM2-CC. Dans ce contexte de couplage global, l'IPO apparaît comme le mode de co-variation dominant avec les pluies ouest-africaines, et l'IDV comme le mode le plus faible, ce qui n'est pas le cas dans les observations. On peut aussi observer un phasage relatif de la variabilité interne entre IPO et IDV.

Pour préciser les liens entre ces modes SST et les précipitations ouest-africaines, nous allons dans la section suivante partir directement du premier mode en composantes principales dans chaque bassin océanique et évaluer leur lien avec les précipitations en Afrique de l'ouest à travers des analyses de régression. Ainsi, comparativement à l'analyse par SVD qui fait ressortir les modes dominants de co-variation, nous nous fixons maintenant comme point de référence les modes de variabilité décennale eux-mêmes, AMO, IPO et IDV.

4.1.4 Modes océaniques et réponses atmosphériques

Pour poursuivre l'examen des relations entre SST et précipitations ouest-africaines en JAS, et décrypter les différentes téléconnexions atmosphériques associées, nous analysons les champs de régression atmosphériques associés aux modes dominants de la variabilité décennale défi-

nis à partir de l'analyse en composantes principales. Les structures issues de cette analyse en composantes principales ont été présentées dans la section 3.4.

4.1.4.1 Réponses atmosphériques à l'AMO

4.1.4.1.1 Réponse en précipitation

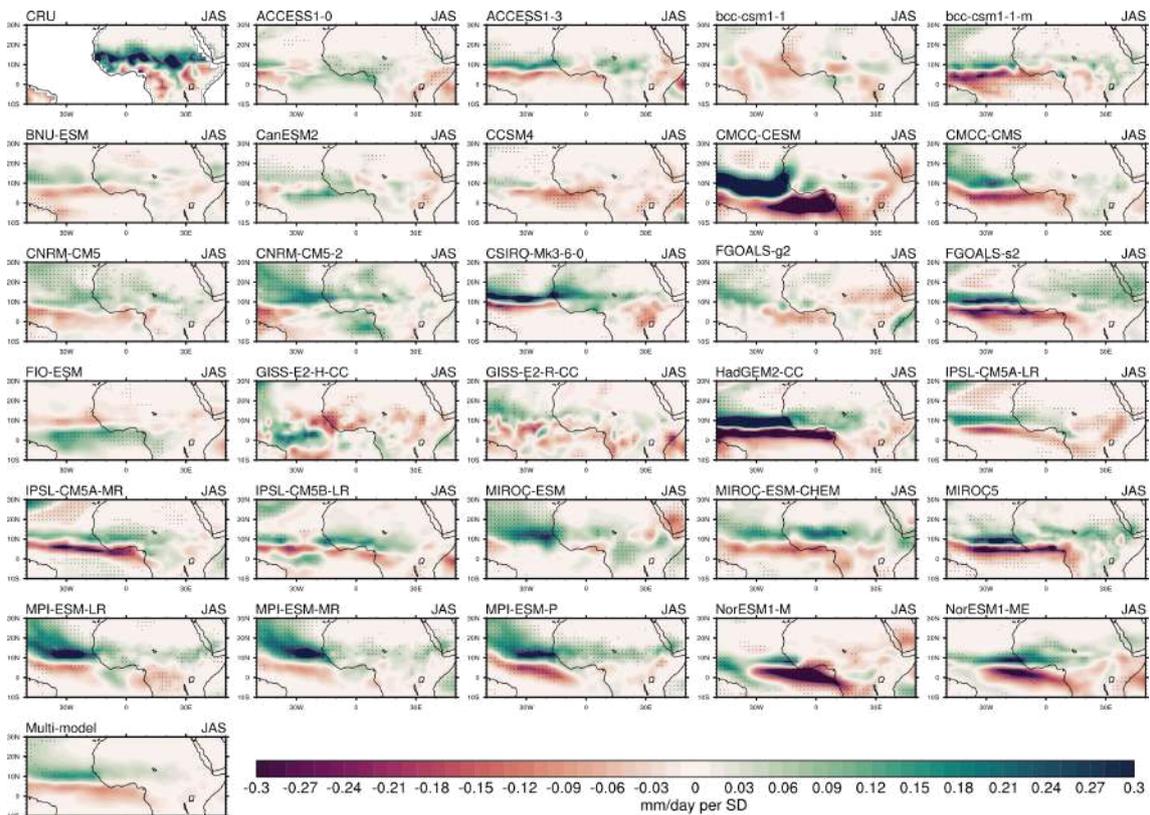


FIGURE 4.6 – Régression sur l'indice AMO des anomalies décennales de précipitations JAS (mm/jour par écart-type) pour les observations, les 29 modèles et la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle. Pour les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl *et al.*, 2007).

La Figure 4.6 présente la réponse en précipitation à l'AMO. Elle est obtenue par la régression des anomalies de précipitations filtrées sur l'indice de l'AMO en JAS. L'influence d'une phase positive de l'AMO sur les précipitations ouest-africaines s'exprime dans les observations par un dipôle méridien, signe d'un déplacement vers le nord de la ZCIT. Elle est reproduite dans les simulations de contrôle de manière globalement cohérente à quelques exceptions près. L'ensemble des résultats obtenus montrent également une réponse en précipitations simulée par les modèles assez faibles par rapport à celle obtenue dans les observations sur le continent. La moyenne multi-modèle calculée sur l'ensemble des 29 modèles présente une augmentation des précipitations sur l'Atlantique tropical et sur le Sahel en réponse à une valeur positive de l'AMO. Inversement, une baisse des précipitations est observée en-dessous de 9° N aussi bien sur le continent africain que sur l'océan Atlantique, traduisant une position plus au nord de la ZCIT. Ce dipôle d'anomalies de précipitations est simulé par plus de 80% des modèles. Le modèle FIO-ESM présente par contre un dipôle inversé sur l'océan et une baisse de précipitations sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest lors des phases positives de l'AMO. Pour le modèle GISS-E2-H-CC, les phases positives

de l'AMO correspondent à un déficit de précipitations sur la région ouest-africaine. D'autres modèles ont des réponses très faibles et peu structurées sur le continent. Sur l'océan Atlantique tropical, le dipôle hémisphérique reste très marqué pour la majorité des modèles. On peut citer, entre autres, CSIRO-Mk3-6-0, CMCC-CESM, HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-MR et MIROC5, qui simulent des anomalies de précipitations supérieures en valeur absolue à 0.5 mm/jour par écart type sur l'océan Atlantique tropical. Ces modèles ont une structure SVD de SST d'Atlantique tropical avec un gradient inter-hémisphérique très marqué (Annexe A.9).

4.1.4.1.2 *Dynamique atmosphérique associée*

Nous analysons maintenant la dynamique atmosphérique associée afin de voir la cohérence avec laquelle les modèles représentent la réponse atmosphérique associée aux variations de l'AMO. Nous analysons cette dynamique d'une part à grande échelle par le potentiel de vitesse à 200 hPa et d'autre part à l'échelle régionale par les champs de pression, de vent et d'humidité spécifique à 850 hPa sur le continent africain et le proche Atlantique. La Figure 4.7 présente les champs de régression du potentiel de vitesse à 200 hPa sur l'AMO. Nous rappelons que pour le potentiel de vitesse une anomalie négative traduit une branche d'ascendance et une anomalie positive une branche de subsidence. Dans les observations ERA20CM, la réponse est très forte avec une structuration planétaire en nombre d'onde 1, associant une large zone d'ascendance sur le domaine Atlantique-Afrique et de subsidence sur le reste des tropiques. La moyenne multi-modèle reproduit une structure assez similaire mais avec des poids nettement plus faibles, comportant des zones d'ascendance sur l'océan Atlantique Nord, l'Afrique, l'océan Indien et le plateau Tibétain et des zones de subsidence sur l'océan Pacifique. L'amplitude de ces signaux simulés est très faible à cause des disparités observées d'un modèle à l'autre. En effet la réponse atmosphérique des modèles pris individuellement est très diversifiée. Sur l'ensemble des 29 modèles, une dizaine présente des anomalies négatives de potentiel de vitesse (anomalie de divergence) sur l'océan Atlantique, l'Afrique et l'océan Indien, et des anomalies de convergence sur l'océan Pacifique. Parmi ces modèles, ACCESS1-3, CNRM-CM5, HadGEM2-CC, MPI-ESM-LR et MPI-ESM-MR possèdent des anomalies négatives de potentiel de vitesse centrées sur l'océan Indien tropical, traduisant un renforcement de la convection dans cette zone. Pour le modèle HadGEM2-CC, une branche de subsidence est également présente sur la côte guinéenne mais avec une faible intensité. D'autres modèles, comme ACCESS1-0, bcc-csm1-1, GISS-E2-R-CC, MIROC5, ou NorESM1-ME, ont des anomalies très faibles voire positives sur l'Atlantique, qui s'inscrivent soit dans une structure globale désorganisée, soit un déphasage en longitude des centres d'action (par exemple NorESM1-M).

La Figure 4.8 présente les cartes de régression d'humidité spécifique, du vent à 850hPa et de pression du niveau de la mer sur l'indice de l'AMO. Dans les observations ERA20CM, une phase positive de l'AMO est associée à une forte humidification sur la bande sahélienne (en cohérence avec l'excédent de précipitations) mais aussi plus modérément de part et d'autre en latitude. Ceci est lié à un renforcement du gradient de pression et des vents de ouest - sud-ouest sur l'Afrique de l'ouest traduisent l'advection du flux d'humidité sur le continent. On observe une réponse similaire dans la moyenne multi-modèle mais avec là aussi des poids nettement plus faibles. Pour cette phase positive de l'AMO, l'ensemble des modèles reproduit également un renforcement de la circulation zonale sur l'océan Atlantique Nord qui se manifeste par des anomalies de vent d'Ouest sur l'océan Atlantique tropical Nord et certaines parties de l'Afrique de l'Ouest (Figure 4.8). Ce résultat est non seulement cohérent avec les champs de régression de pression du niveau de la mer (contours) et de potentiel de vitesse, mais aussi avec le gradient de précipitation et de SST sur l'océan Atlantique tropical (voir Figure 3.26). Cette circulation renforce le transport de la vapeur d'eau de l'océan Atlantique Ouest vers le continent matéria-

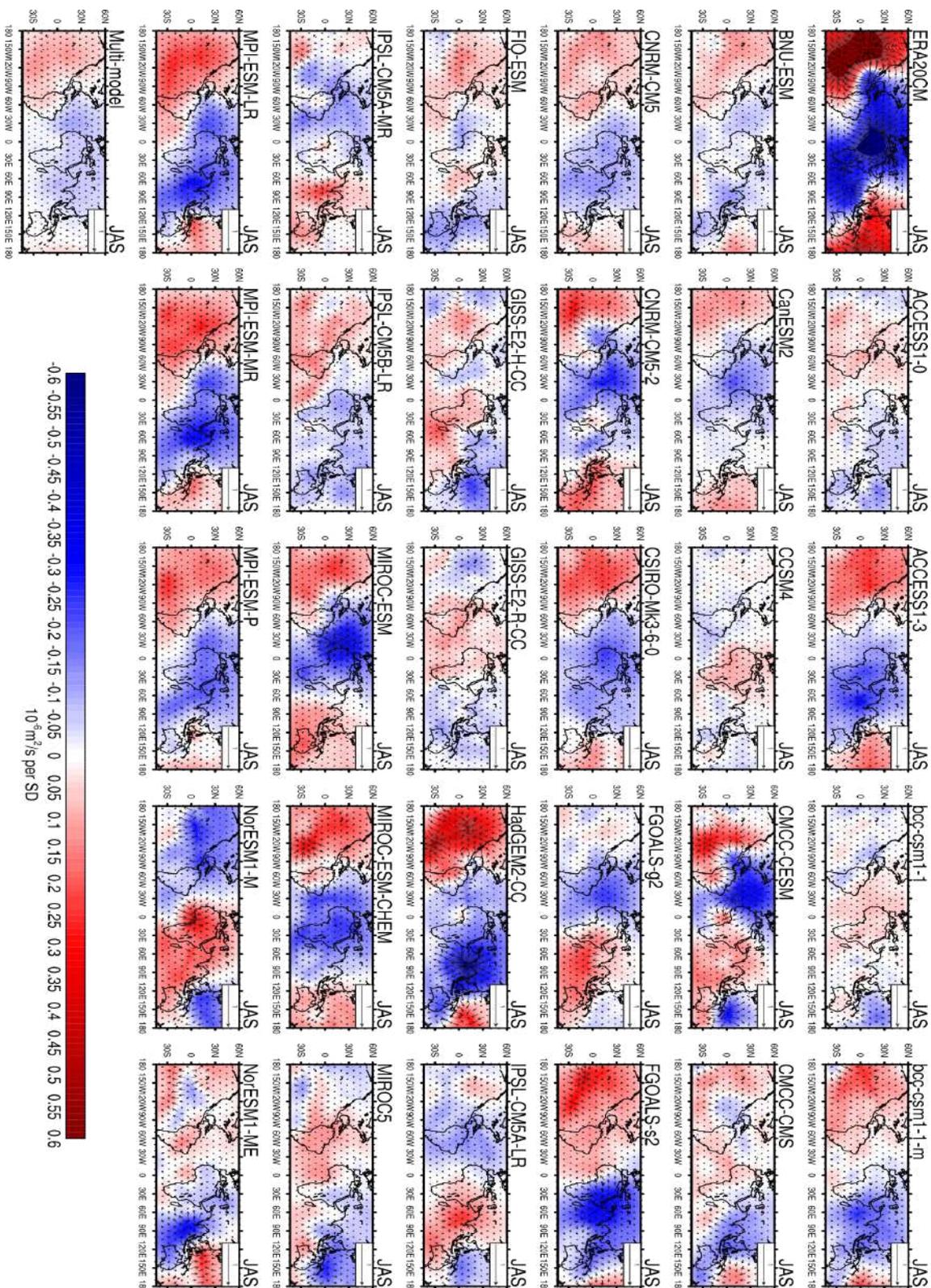


FIGURE 4.7 – Régression sur l'AMO des anomalies filtrées de potentiel de vitesse en été (JAS) ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ par Standard Déviation) et les champs de vent divergent (vecteurs) à 200hPa (Figure 4.7) issue des simulations de contrôle préindustrielles de 29 GCMs.

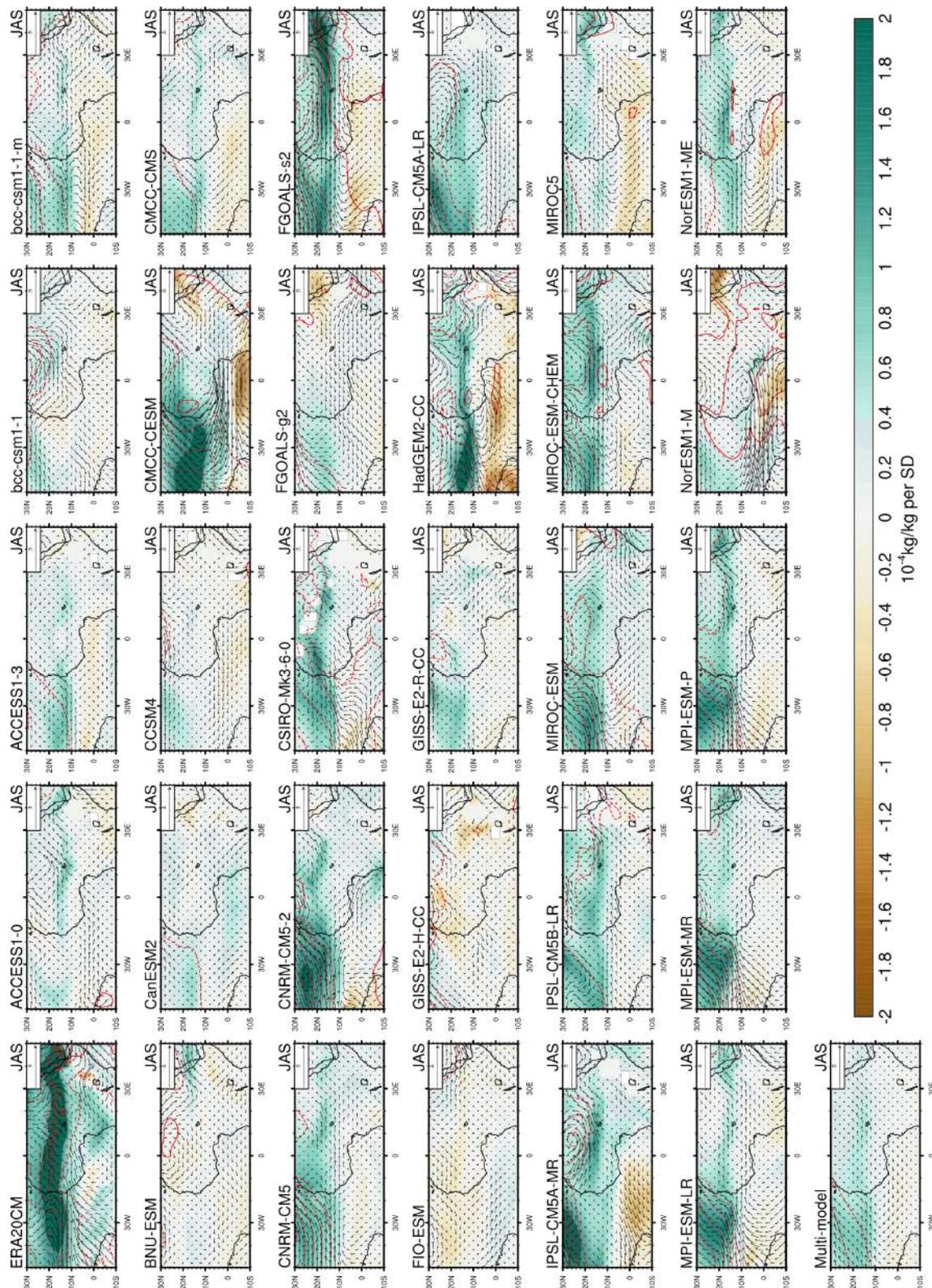


FIGURE 4.8 – Régression sur l'indice de l'AMO des anomalies filtrées d'humidité spécifique et les champs de vent à 850hPa issue des simulations de contrôle préindustrielles de 29 GCMs. Les contours rouges, celle de la pression du niveau de la mer.

lisé par une augmentation de l'humidité spécifique. Ces modèles (CMCC-CESM, FGOALS-s2, HadGEM2-CC, IPSL-CM5A-MR et NorESM1-ME) présentent un dipôle d'humidité spécifique Sud-Nord sur l'océan Atlantique tropical autour de 10° N à l'exception du modèle CMCC-CESM où le dipôle est observé autour de l'équateur. Dans les modèles CMCC-CESM, FGOALS-s2 et HadGEM2-CC, ce dipôle est beaucoup plus marqué sur l'océan Atlantique tropical par rapport au continent. Ces structures sont associées au déplacement de la ZCIT vers le nord et des entrées plus fortes d'air humide sur le continent favorisant une augmentation des précipitations sur le Sahel. En revanche, les modèles FIO-ESM et GISS-E2-H-CC présentent quant à eux des anomalies négatives d'humidité et des anomalies de vent d'Est en réponse à l'AMO.

4.1.4.2 Réponses atmosphériques à l'IPO

4.1.4.2.1 Réponse en précipitation

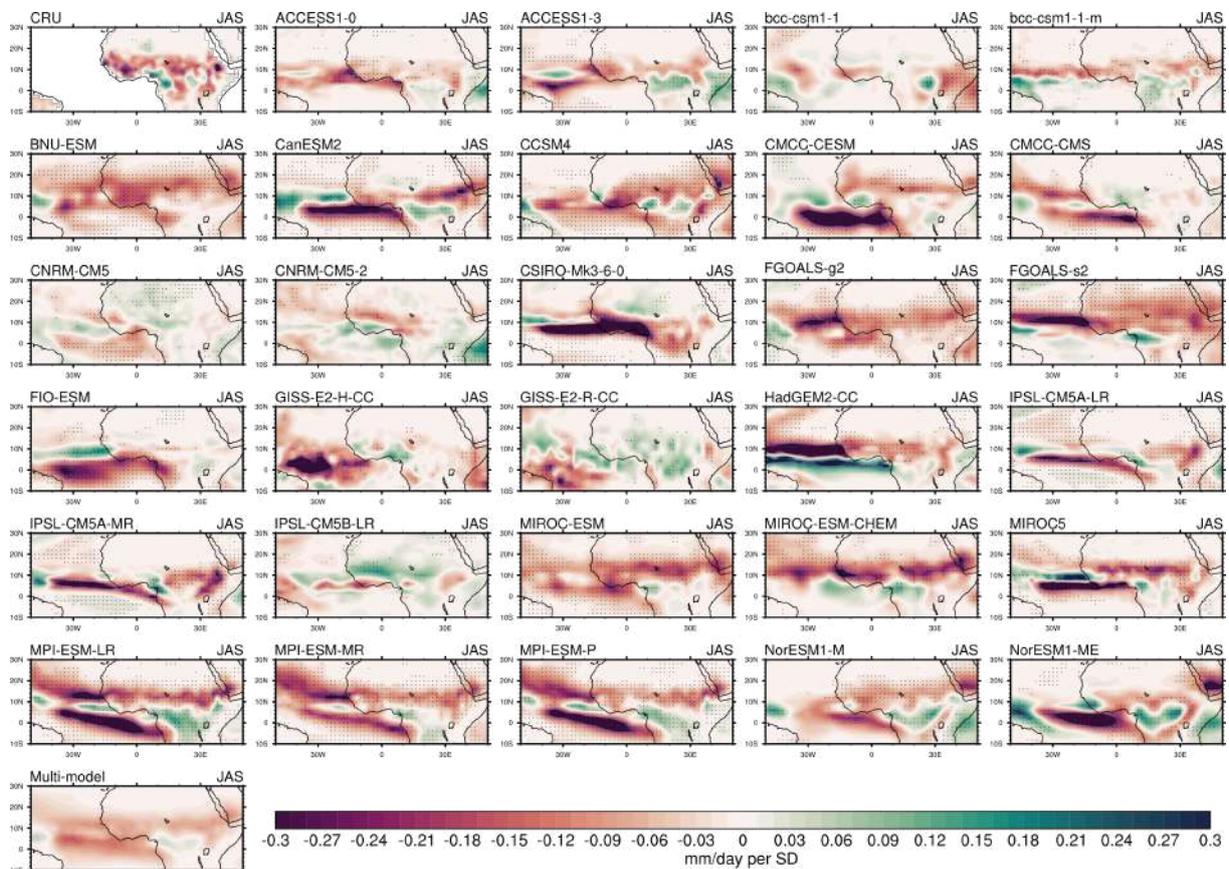


FIGURE 4.9 – Idem que la Figure 4.6 mais pour l'IPO.

La même analyse est reprise sur la réponse en termes de précipitation aux phases de l'IPO. Les résultats sont présentés sur la Figure 4.9. L'influence d'une phase positive de l'IPO s'exprime dans les observations par un déficit quasi-généralisé de précipitations sur l'Afrique subsaharienne. La moyenne multi-modèle des champs de régression reproduit aussi, avec des valeurs plus modérées, une baisse généralisée des précipitations sur la bande sahélienne qui s'étend jusqu'à l'Afrique de l'Est, la côte guinéenne (environ -0.09 mm/jour par écart-type) et sur l'océan Atlantique tropical nord (environ -0.12 mm/jour par écart-type). Les résultats montrent également que plus de la moitié des modèles simulent une baisse des précipitations sur la bande sahélienne en général, l'Afrique centrale et l'Afrique de l'Est durant les phases positives de l'IPO

(17 modèles sur 29) en accord avec les observations. Parmi ces modèles, certains reproduisent des anomalies positives de pluie restreintes sur les régions côtières : c'est le cas des modèles CMCC-CESM (avec une augmentation des pluies sur les côtes ivoiriennes et ghanéennes), CNRM-CM5-2, GISS-E2-H-CC (avec des anomalies positives sur toute la zone guinéenne). D'autres modèles, comme CMCC-CMS, CNRM-CM5, GISS-E2-R-CC et IPSL-CM5B-LR, simulent une augmentation des précipitations sahéniennes en réponse à une phase positive de l'IPO. Il est à noter également que tous les modèles produisent un fort signal sur l'océan Atlantique tropical, généralement une baisse importante des précipitations lorsque l'IPO est en phase positive, et certains un dipôle de précipitation autour de 10° N (par exemple HadGEM2-CC).

4.1.4.2.2 *Dynamique atmosphérique associée*

La Figure 4.10 présente les champs de régression du potentiel de vitesse et du vent divergent à 200hPa sur l'indice de l'IPO. Dans les observations ERA20CM, la réponse est très forte avec une structuration planétaire en nombre d'onde 1, opposée à celle associée à l'AMO, avec une large zone d'ascendance sur le domaine Pacifique, et de subsidence sur le domaine Afrique – océan Indien. La moyenne multi-modèle reproduit une structure très similaire avec des poids de même amplitude. Cette situation traduit la mise en place d'une perturbation de la circulation zonale divergente de Walker, par le renforcement en haute atmosphère, de la convergence donc de la subsidence sur l'Afrique et l'océan Indien et un renforcement de la divergence sur l'océan Pacifique synonyme de convection sur cette zone lors des phases chaudes de l'IPO. La Figure 4.10 montre également que tous les modèles s'accordent dans la représentation de l'influence de l'IPO sur la circulation à grande échelle. En haute atmosphère, les modèles reproduisent globalement une anomalie de divergence sur l'océan Pacifique Central et de convergence sur l'Afrique et l'océan Indien en réponse à l'indice de l'IPO. En basses couches, ils simulent des anomalies de convergence et de divergence sur ces régions (non montré). Toutefois, quelques différences sur la position des branches sont observées. On peut citer en exemple les modèles GISS-E2-H-CC et GISS-E2-R-CC dont le cœur de la branche de subsidence se situe sur l'océan Atlantique tropical. Il est aussi à noter que certains modèles ont du mal à représenter l'amplitude des signaux observés. C'est le cas de modèles CNRM-CM5, CNRM-CM5-2, FIO-ESM, GISS-E2-H-CC et GISS-E2-R-CC.

Sur la Figure 4.11, nous présentons les champs de régression de l'humidité spécifique et de champ de vent à 850hPa et de pression du niveau de la mer. La moyenne multi-modèle est en cohérence avec les observations, avec un forçage dynamique se caractérisant, dans le contexte d'une phase positive de l'IPO, par une hausse de pressions sur le Sahara pilotant des anomalies de vents d'est à nord-est sur l'Afrique de l'ouest et l'Atlantique tropical. On constate cependant une hausse de l'humidité spécifique dans les observations sur l'Atlantique tropical et sur l'Afrique de l'ouest (au sud de 15° N) et l'Afrique centrale, d'extension plus limitée dans le multi-modèle, qui peut éventuellement s'expliquer par les anomalies positives de SST dans l'Atlantique tropical (voir Figure 3.28). Au nord de 15° N, les anomalies d'humidité spécifique s'inversent. Au final le forçage dynamique de grande d'échelle initié par le renforcement généralisé d'ascendance sur le Pacifique induit une diminution de l'import d'humidité vers l'Afrique de l'ouest et une baisse des précipitations au sud du Sahara. Individuellement les modèles sont en grande majorité en accord avec cette structuration, et certains comme BNU-ESM, FGOALS-s2, HadGEM2-CC, MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM, ou NorESM1-ME, ont des anomalies très marquées. D'autres comme CMCC-CMS, les 2 versions du CNRM, CSIRO-Mk3-6-0, FIO-ESM, GISS-E2-R-CC, et les 3 versions de IPSL, ont des anomalies négatives de pression sur le Sahara induisant des anomalies positives marquées d'humidité spécifique au nord du Sahel.

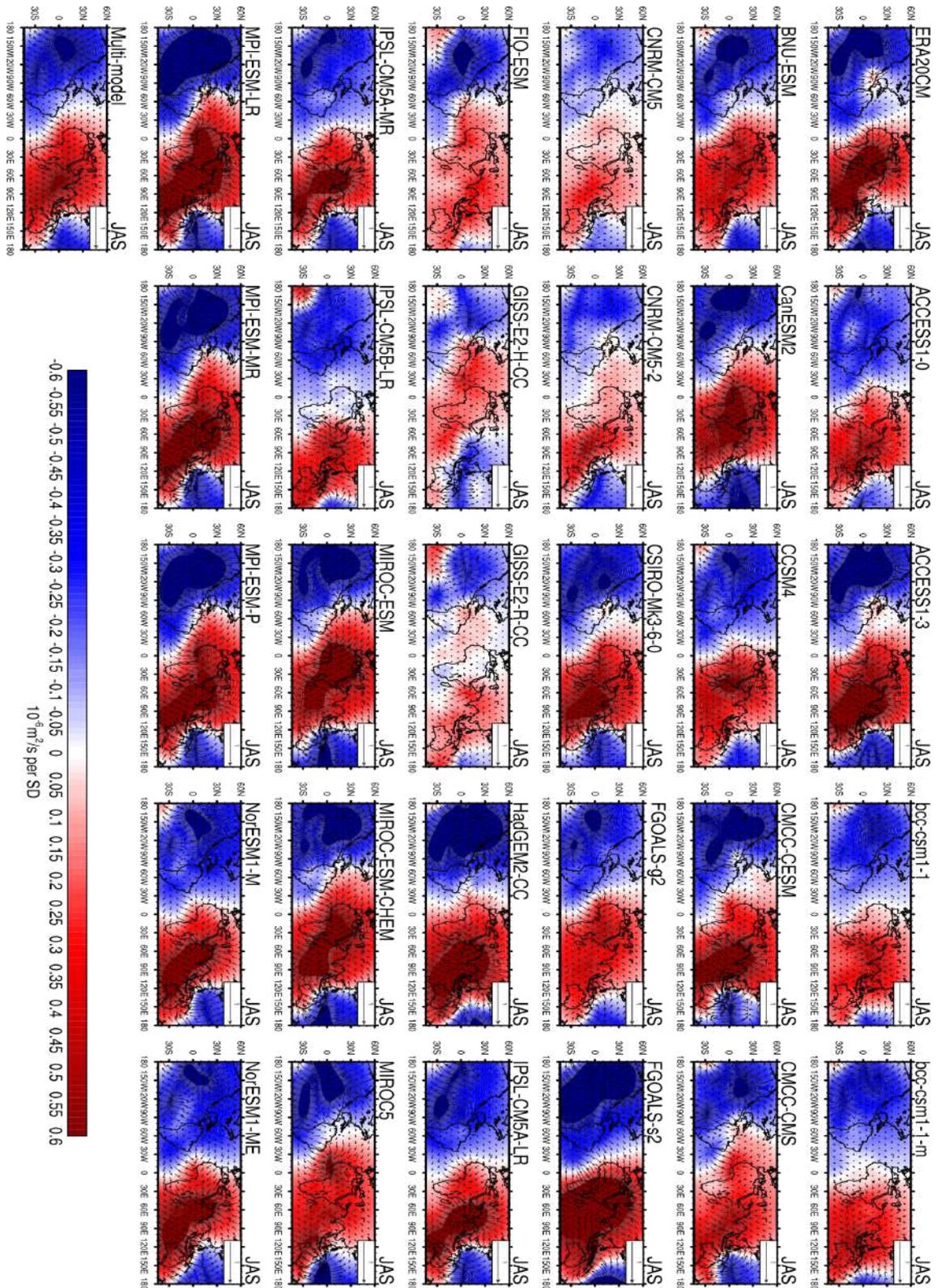


FIGURE 4.10 – Idem que la Figure 4.7 mais pour l’IPO.

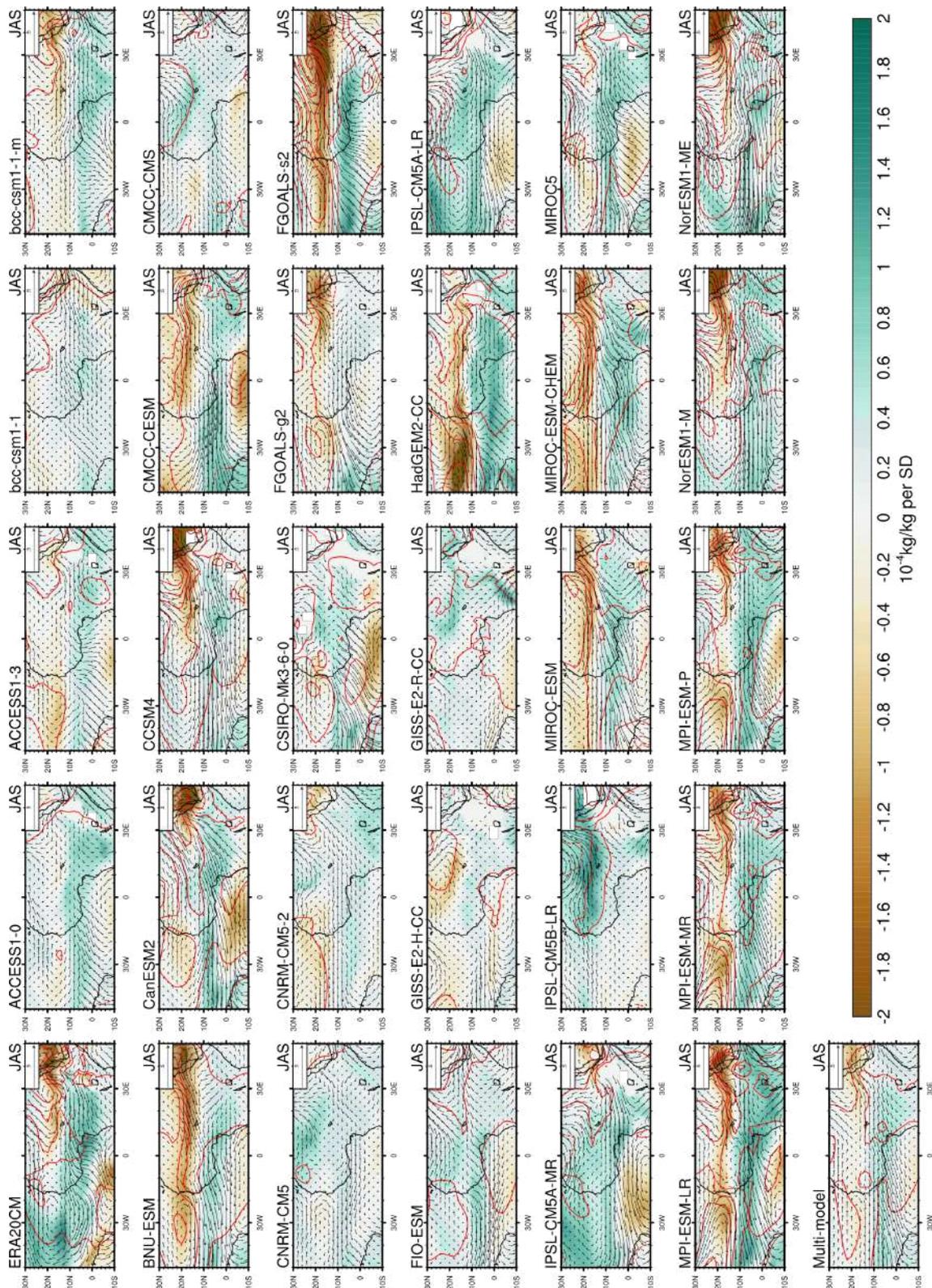


FIGURE 4.11 – Idem que la Figure 4.8 mais pour l’IPO.

4.1.4.3 Réponses atmosphériques à l'IDV

4.1.4.3.1 Réponse en précipitation

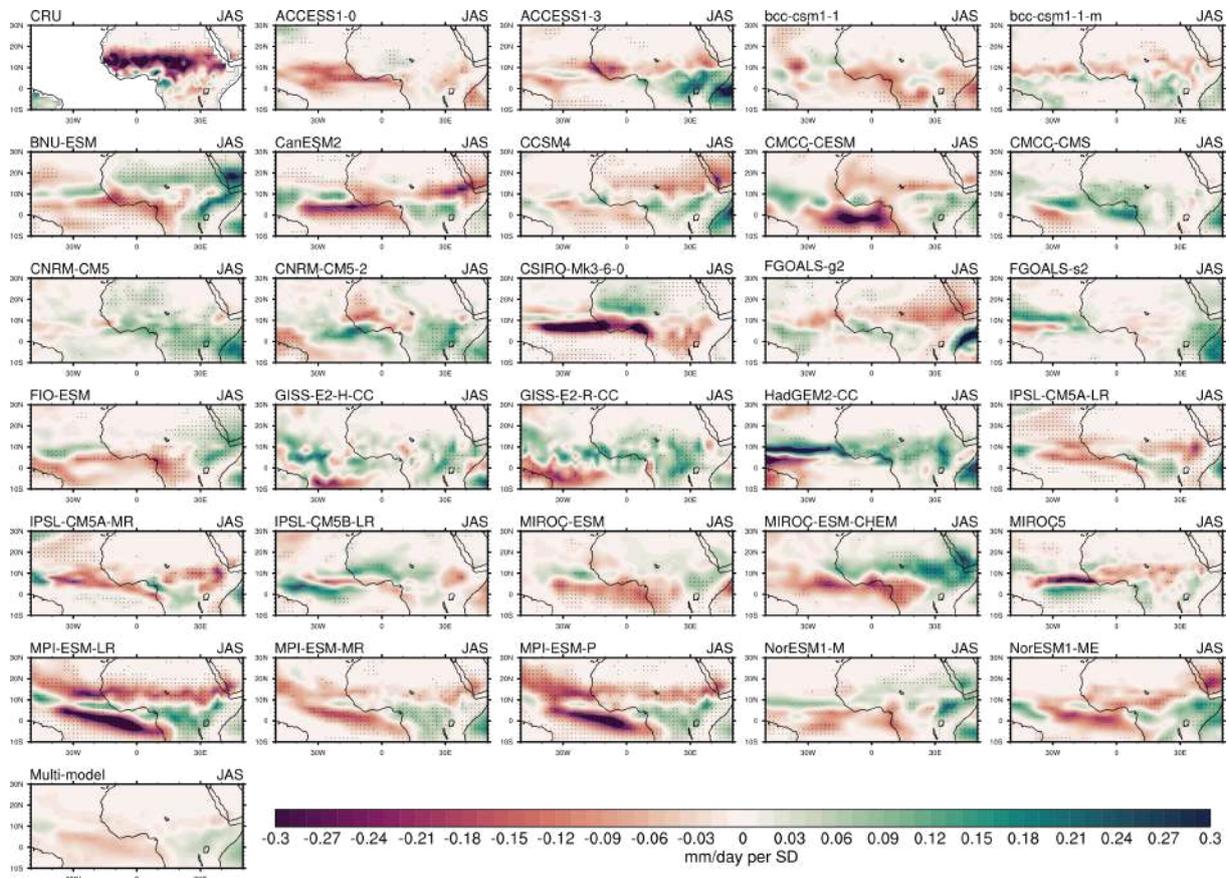


FIGURE 4.12 – Régression sur l'indice de l'IDV simulé des anomalies filtrées de précipitations en été (JAS) (mm/day par Standard Déviation).

Sur la Figure 4.12, nous présentons les champs de régression des précipitations sur l'indice de l'IDV pour les 29 modèles de climat. L'influence d'une phase positive de l'IDV s'exprime dans les observations comme avec l'IPO par un déficit quasi-généralisé de précipitations sur l'Afrique sub-saharienne. Cependant, contrairement à l'IPO, la moyenne multi-modèle des champs de régression reproduit des valeurs de même signe mais très faibles sur le continent ouest-africain, et un peu plus fortes sur l'Atlantique tropical mais là encore moins élevées que pour l'IPO. En ce qui concerne les modèles individuels, la dispersion est assez forte. Très peu de modèles parviennent à capturer toutes les caractéristiques des champs de régression des données d'observations. Comme on peut le remarquer sur la Figure 4.12, la plupart simulent une structure zonale d'anomalies négatives de pluie décalée au Sud (en dessous de 10° N). On peut citer en exemple ACCESS1-3, bcc-csm1-1-m, CanESM2, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5A-MR et NorESM1-ME. Seuls 5 modèles sur 29 réussissent à placer convenablement cette structure d'anomalies entre 10° N et 20° N : FGOALS-g2, IPSL-CM5A-LR, MPI-ESM-LR, MPI-ESM-MR et MPI-ESM-P. Les modèles BNU-ESM, CMCC-CMS, CNRM-CM5, HadGEM2-CC, IPSL-CM5B-LR et MIROC-ESM-CHEM reproduisent plutôt une hausse des précipitations sur la région sahélienne en réponse à l'IDV. Au Sud de cette bande, on note une baisse des précipitations pour les modèles BNU-ESM et MIROC-ESM-CHEM. Enfin, un certain nombre de modèles présentent des signaux assez faibles sur l'Afrique de l'Ouest : FGOALS-s2, FIO-ESM, MIROC-ESM.

4.1.4.3.2 Dynamique atmosphérique associée

La réponse à l'indice de l'IDV est analysée dans cette section en termes de potentiel de vitesse, d'humidité spécifique et de champs de vent en été (Figure 4.13). La réponse dans les observations est similaire à celle de l'IPO mais avec un affaiblissement de la structure de nombre d'onde 1 et l'émergence d'un dipôle entre Atlantique équatorial et Amérique centrale. Le multi-modèle restitue une structure similaire sur le domaine Pacifique – océan Indien avec des poids plus modérés, mais peu de signal sur le reste des tropiques. La réponse des modèles individuels diffère considérablement d'un modèle à un autre, pouvant même aller jusqu'à un renversement de phases (CNRM-CM5-2, FGOALS-s2, GISS-E2-H-CC, HadGEM2-CC, MIROC-ESM, MIROC-ESM-CHEM).

La Figure 4.14 présente les cartes de régression d'humidité spécifique, de vent à 850hPa et de pression du niveau de la mer sur l'indice de l'IDV. Les structures générales des observations sont similaires à celle de l'IPO mais avec des poids plus modérés, alors que les signaux sur le multi-modèle sont maintenant très faibles. Une phase positive de l'IDV est associée à une anomalie d'export d'humidité de l'Afrique sub-saharienne vers l'Atlantique tropical. Malgré la faiblesse du multi-modèles, un certain nombre de modèles individuels restituent une réponse forte et en accord avec les observations, comme CanESM2, CMCC-CESM, FGOALS-g2, MPI-ESM-LR ou MIP-ESM-P.

4.1.5 Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations

Les résultats de la section précédente montrent de forts signaux d'impact des modes AMO, IPO et IDV sur les précipitations ouest-africaines dans les observations alors que les réponses des moyennes multi-modèle des simulations de contrôle produisent des anomalies de précipitations de mêmes signes mais d'ordre de grandeur beaucoup plus modéré. On peut supposer que ces différences proviennent, soit des biais des modèles, soit que la variabilité décennale durant la période historique des observations (1901-2005) diffère de la variabilité interne des modes océaniques représentée par les simulations de contrôle. Par exemple Mohino *et al.* (2011) ont montré que la combinaison entre les phases des modes AMO et IPO pouvait expliquer une grande part des transitions entre périodes humides et sèches au cours du 20^{ème} siècle. Pour explorer cette question, nous examinons dans cette partie les actions combinées potentielles des différents modes décennaux des bassins océaniques sur les pluies ouest-africaines. La section précédente a une contribution positive de l'AMO et négative de l'IPO et l'IDV sur la MOA. Plus clairement, les phases chaudes de l'AMO entraînent une augmentation des précipitations sur le Sahel alors que celles de l'IPO et l'IDV entraînent une baisse des précipitations. Par ailleurs les résultats sur les observations, en particulier par la SVD à partir des SST globales, (Figure 4.5), indiquent que le mode dominant de co-variation décennale des précipitations sahéniennes d'été correspond à une combinaison favorable des modes océaniques, du type $AMO > 0$ et $IPO < 0$ et $IDV < 0$, et vice-versa, et que cela n'est pas aussi clair dans les simulations de contrôle (seul le modèle HadGEM2-CC se rapproche clairement de cette configuration). Nous allons donc explorer plus en avant cette hypothèse.

Tout d'abord, le tableau en Annexe A.20 présente la table d'inter-corrélations entre les différents indices de variabilité décennale, dont AMO, IPO, IDV (les corrélations impliquant l'indice DTS seront examinées dans le Chapitre 5) pour les observations (1901-2005) et pour les simulations de contrôle. Dans les observations, le mode AMO a une évolution non corrélée aux modes IPO et IDV, alors que ces deux derniers modes ont un certain niveau de dépendance

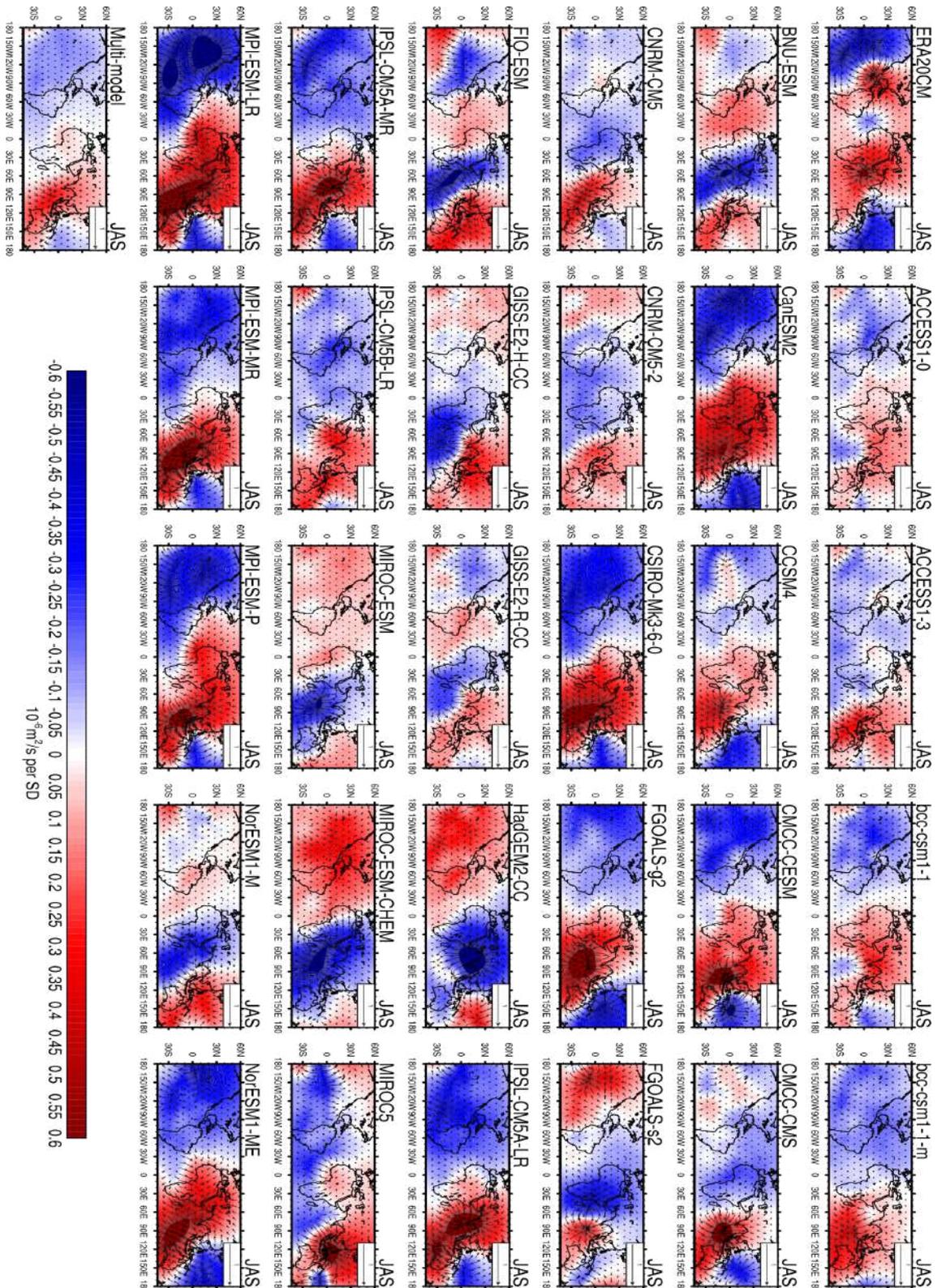


FIGURE 4.13 – Idem que la Figure 4.7 mais pour l’IDV.

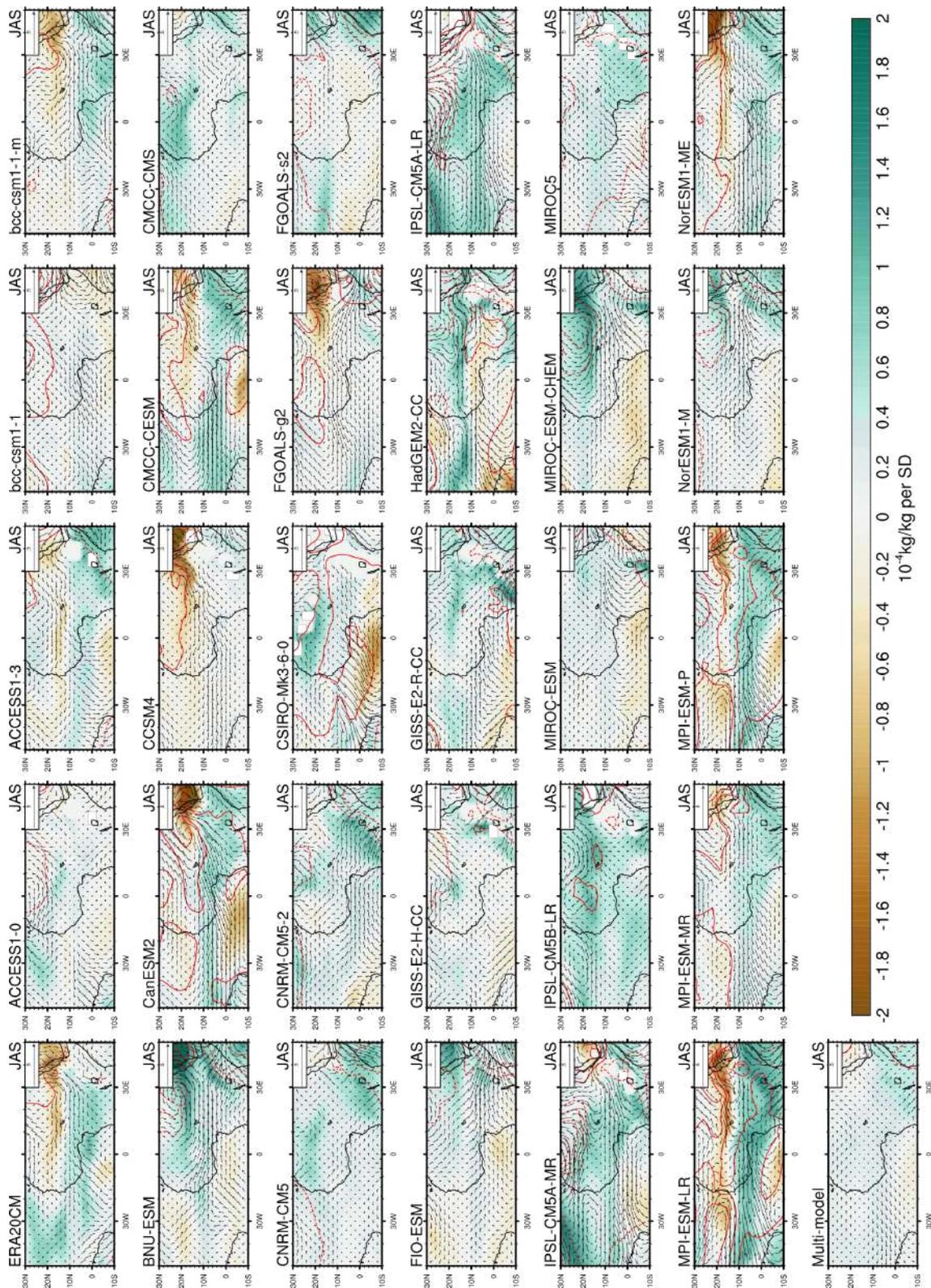


FIGURE 4.14 – Idem que la Figure 4.8 mais pour l’IDV.

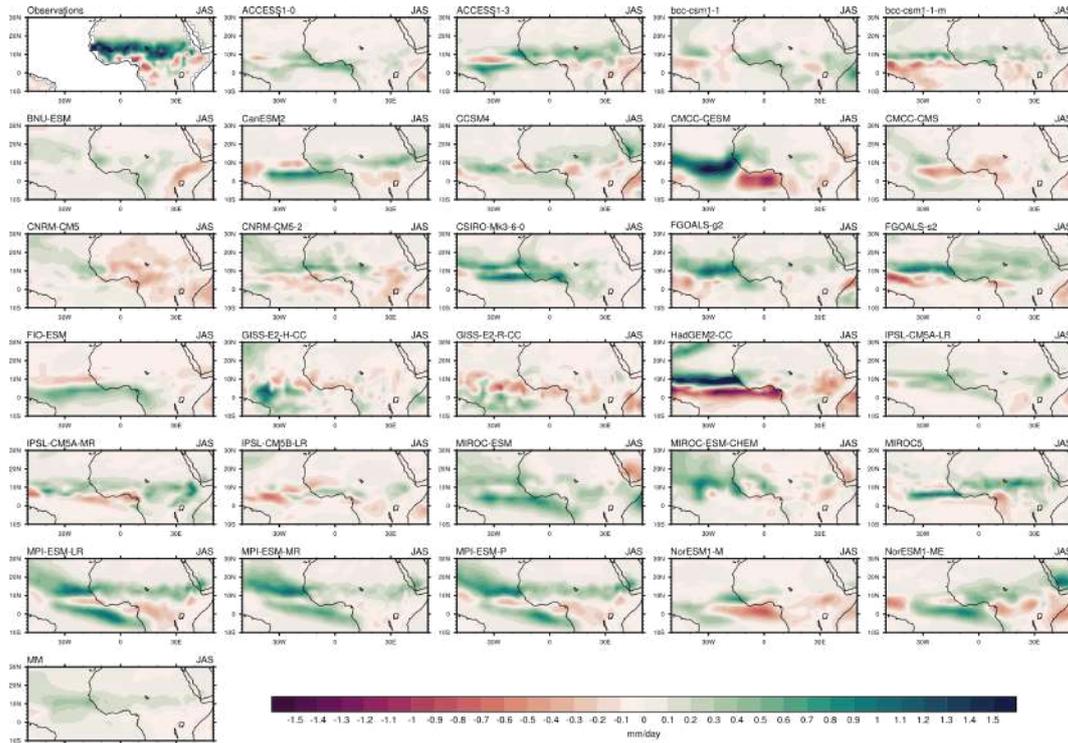


FIGURE 4.15 – Composite d’anomalies de précipitation en JAS de la différence entre $AMO>0;IPO<0;IDV<0$ (phase positive) et $AMO<0;IPO>0;IDV>0$ (phase négative) pour les données d’observations, les simulations de contrôle des 29 modèles et la moyenne multi-modèle.

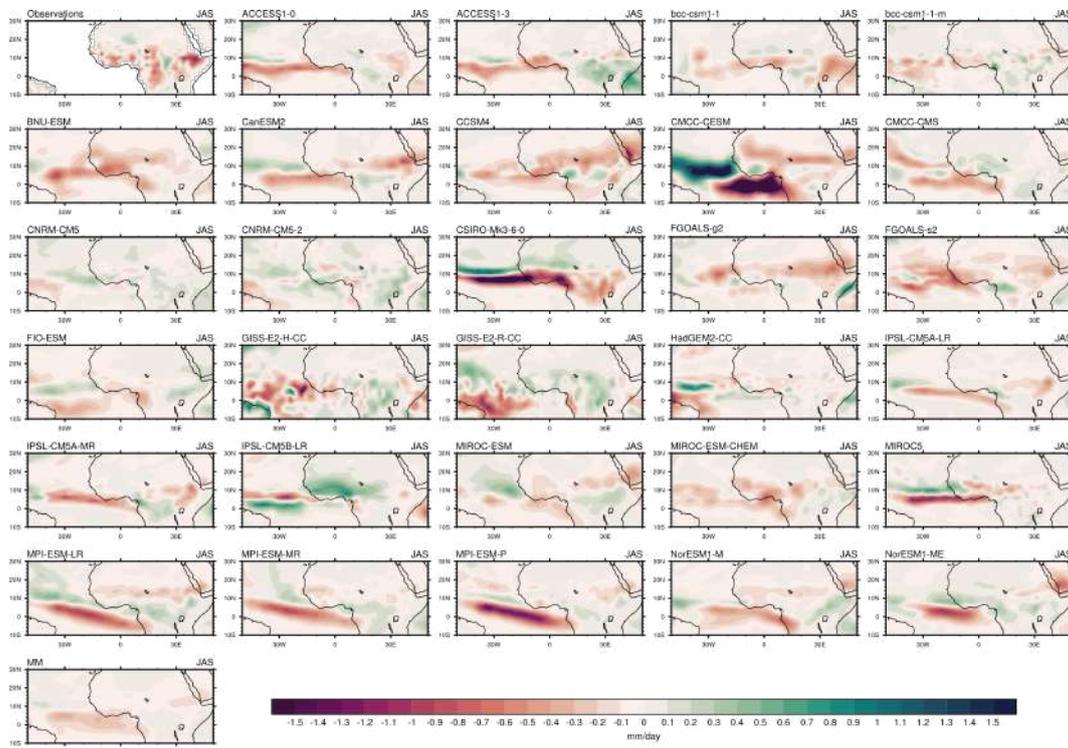


FIGURE 4.16 – Idem que la Figure 4.15 mais pour les composite d’anomalies de précipitation de la différence entre $AMO>0;IPO>0;IDV>0$ (phase positive) et $AMO<0;IPO<0;IDV<0$ (phase négative).

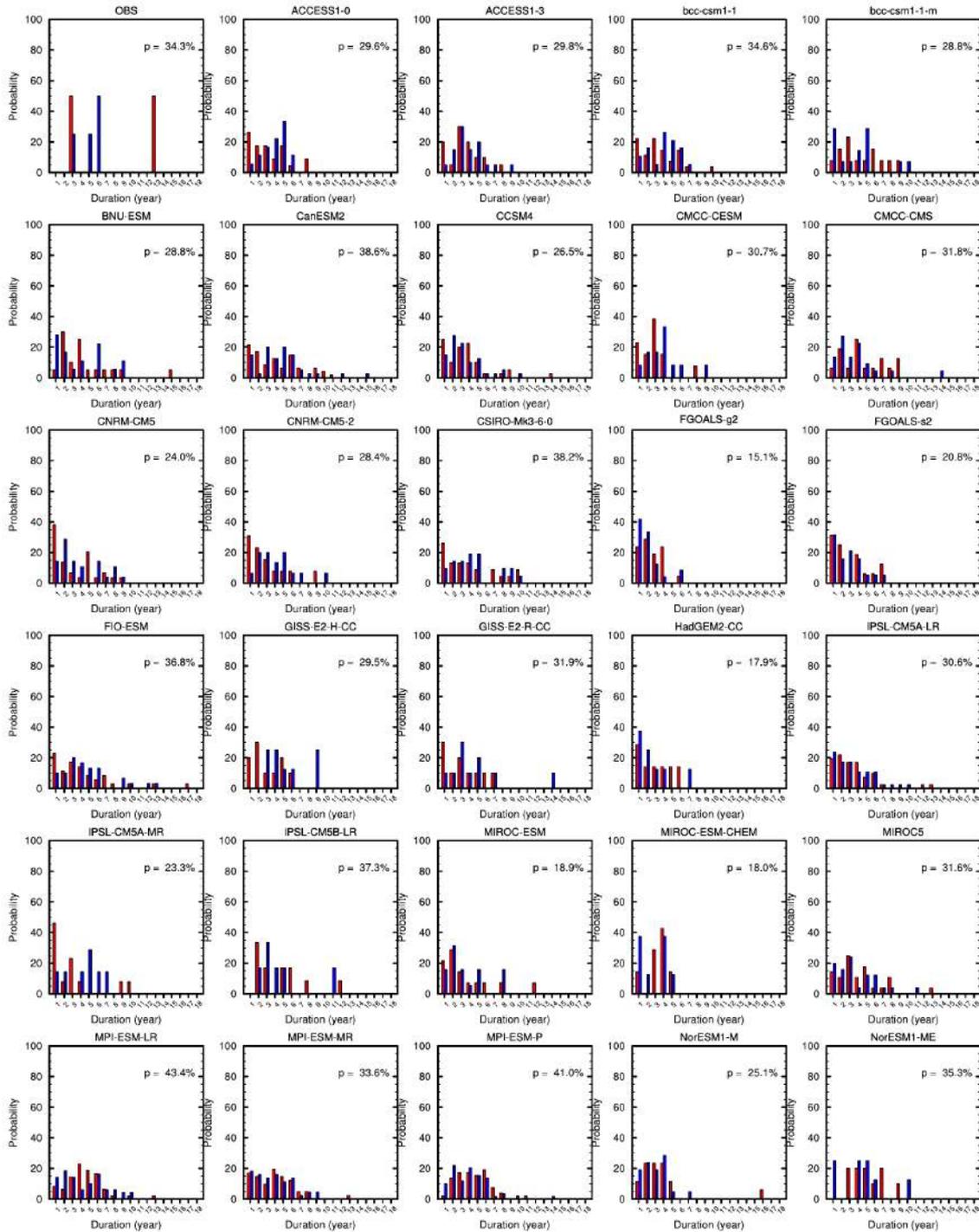


FIGURE 4.17 – Fréquences d’occurrence en JAS des combinaisons $AMO > 0; IPO < 0; IDV < 0$ (en rouge) et $AMO < 0; IPO > 0; IDV > 0$ (en bleu) dans les observations et les simulations de contrôle. Ces occurrences sont représentées sous forme de fréquences relatives (la somme des barres rouge fait 100%, comme la somme des barres bleues). Le pourcentage indiqué sur chaque diagramme est la part cumulée des durées rouges et bleues sur la longueur totale de la série temporelle correspondante.

(corrélation de +0.44 soit 20% de covariance). Dans les simulations de contrôle, le mode AMO est en grande majorité indépendant des deux autres (au mieux, 7 modèles ont des corrélations entre 0.2 et 0.3 et un à 0.4), et les modes IPO et IDV ont des corrélations entre 0 et 0.2 (8 modèles), 0.2 et 0.4 (10 modèles), 0.4 et 0.6 (6 modèles) et entre 0.64 et 0.80 (5 modèles dont CanESM2 et IPSL-CM5A-LR à 0.75 et MPI-ESM-LR à 0.80). On a donc globalement des caractéristiques d'inter-corrélations assez similaires en moyenne, avec cependant une diversité de covariations IPO-IDV suivant les modèles.

Nous poursuivons cette analyse par une approche composite. En prenant comme référence l'évolution des 3 modes océaniques au cours du 20^{ème} siècle, nous considérons d'abord les combinaisons a priori favorables à une forte anomalie pluviométrique au Sahel, à savoir la combinaison « AMO chaud - IPO froid - IDV froid » favorable à de fortes précipitations et la combinaison opposée « AMO froid - IPO chaud - IDV chaud » favorable à de forts déficits. La Figure 4.15 présente la différence composite entre ces deux combinaisons des anomalies de précipitations pour les observations et pour les modèles. Dans les observations, l'analyse composite donne une augmentation claire des précipitations sur la bande sahélienne entre 10° N-20° N, sur la Sierra-Léone et la Guinée et une baisse des précipitations sur le Ghana, le Nigéria et le Cameroun. La moyenne multi-modèle présente un signal atténué par rapport aux observations mais assez similaire avec un excédent de pluie de l'ordre de 0.3 mm/jour par écart-type sur l'Afrique de l'Ouest et sur l'océan Atlantique. L'ensemble des modèles sous-estiment l'intensité de la réponse par rapport aux observations. La très grande majorité présentent une augmentation des précipitations sur le Sahel mais la situe souvent un peu plus au Sud par rapport aux observations, à l'exception de trois modèles (CNRM-CM5, FIO-ESM et GISS-E2-H-CC) qui présentent une baisse des précipitations. Le signal simulé par les modèles est en général plus fort sur les océans que sur le continent. Le modèle HadGEM2-CC par exemple présente un dipôle Sud/Nord assez prononcé des précipitations sur l'océan Atlantique et une hausse des précipitations dans la bande 5° N-12° N.

Nous considérons maintenant les combinaisons a priori moins favorables pour une forte anomalie pluviométrique au Sahel, à savoir la combinaison « AMO chaud - IPO chaud - IDV chaud » et la combinaison opposée « AMO froid - IPO froid - IDV froid ». La Figure 4.16 présente la différence composite entre ces deux combinaisons. Dans les observations, on constate maintenant une structuration spatiale nettement moins organisée que dans le contexte précédent, présentant une dominance de déficits pluviométriques au sud de 10° N et une tendance à des excédents sur le Sahel. Dans le multi-modèle, le signal est très différent du contexte précédent, avec un signal de déficit principalement sur l'Atlantique entre l'équateur et 10° N. Les modèles pris individuellement, présentent des anomalies cohérentes avec celles des observations sur le continent pour nombre d'entre eux. Comparés à leurs structures issues de la Figure 4.15, nous observons une atténuation voire une inversion de ces structures, traduisant le fait que les phases chaudes (resp. froides) de l'IPO et de l>IDV produisent l'effet contraire de la phase chaude (resp. froide) de l'AMO et induisent parfois un renversement du signal. Il apparaît donc clairement que les différents types de combinaisons dans les modes océaniques contribuent à la variation des pluies sur la région ouest-africaine, et que par exemple, le forçage de l'AMO peut être totalement contrebalancé par le forçage des deux autres modes, en particulier celui de l'IPO dont on a montré qu'il est dominant dans les analyses individuelles. Ainsi il est probable que la forte corrélation entre AMO et pluies sahéliennes observée au cours du 20^{ème} siècle a bénéficié d'une contribution positive des deux autres modes océaniques.

La Figure 4.17 présente les fréquences d'occurrence des combinaisons favorables « AMO chaud - IPO froid - IDV froid » et « AMO froid - IPO chaud - IDV chaud », sous forme d'histogramme pour les observations et pour les 29 modèles. La couleur rouge représente les occurrences de combinaison AMO chaud - IPO froid - IDV froid, et la couleur bleue les occurrences de com-

binaison opposée. Ces occurrences sont réparties en fonction de leur durée en années (abscisse). Elles sont représentées sous forme de fréquences relatives (la somme des barres rouge fait 100%, comme la somme des barres bleues). Le pourcentage indiqué sur chaque diagramme est la part cumulée des durées rouges et bleues sur la longueur totale de la série temporelle. Pour les observations, les résultats montrent que ces combinaisons apparaissent fréquemment avec des séquences plus ou moins longues. La première combinaison apparaît dans des séquences de 3 ans et 13 ans tandis que la combinaison inverse présente des séquences de 3, 5 et 6 ans. L'ensemble de ces combinaisons favorables à de fortes anomalies pluviométriques sahéliennes représentent 34% des années de la série 1901-2005. Ainsi une persistance pluri-annuelle de combinaison favorable à de fortes anomalies pluviométriques sahéliennes a une forte empreinte au cours du 20^{ème} siècle. Les résultats pour les simulations de contrôle montrent que ces combinaisons sont globalement aussi fréquentes que pour les observations (les pourcentages varient en majorité de 23% à 39%, avec les cas plus rares entre 15% et 20%, et entre 41% et 43%). Les durées de ces combinaisons sont distribuées de façon plus uniforme que pour les observations, et dépassent 10 ans dans très peu de cas.

4.1.6 Synthèse sur les simulations de contrôle

La question de l'influence potentielle des bassins océaniques sur la mousson d'Afrique de l'Ouest a été abordée pour les simulations de contrôle préindustrielles. Pour examiner cette question, notre démarche a été tout d'abord un travail de validation de la climatologie des modèles et de leur variabilité décennale, incluant des synthèses sous forme de diagrammes de Taylor et d'un classement basé sur six variables. Puis on a examiné la dérive des modèles dans les simulations de contrôle avant toute analyse. On a montré que cette dérive entraîne des modifications dans les tendances temporelles des modèles, mais d'amplitudes très faibles comparées aux ordres de grandeur des tendances dans les simulations historiques. Ensuite, la question du lien entre les bassins océaniques et la MAO a été abordée à travers une analyse en maximum de covariance, puis en régression sur les composantes principales des modes océaniques, pour mettre en évidence les signaux océaniques prédominants et leurs relations avec la MAO. Les résultats ont été analysés sur JAS sur les observations, les moyennes multi-modèle et pour les modèles individuels.

L'analyse en SVD a montré que les modèles CMIP5 reproduisent correctement les modes dominants de covariabilité dans les simulations de contrôle avec pour la plupart une sous-estimation de la fraction de covariance expliquée lorsqu'on considère l'océan global et les précipitations ouest-africaines. Aussi en analysant les modes de covariabilité bassin par bassin, nous avons montré que plus 80% des modèles ressortent les différentes structures observées. L'analyse de régression a montré que les modèles en moyenne reproduisent correctement la réponse en précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. La réponse en précipitation à l'indice de l'AMO présente cependant une structure zonale située plus au Sud avec des amplitudes moins importantes par rapport aux observations. Durant les phases chaudes de l'AMO, le déplacement vers le Nord de la ZCIT entraîne l'advection du flux d'humidité sur le continent et renforce les précipitations sur le Sahel. L'influence de l'IPO a également été examinée. D'une manière générale, les résultats montrent que la plupart des modèles présente une réponse en précipitation cohérente avec leurs structures atmosphériques correspondantes. Les phases chaudes de l'IPO entraînent un déficit pluviométrique sur la région ouest-africaine. Cette baisse des précipitations en Afrique de l'ouest s'explique par un renforcement de la circulation de Walker lors des phases chaudes de l'IPO avec une inhibition de la convection sur l'Afrique et l'océan Indien et une intensification de la convection sur l'océan Pacifique tropical. Les covariations avec ce mode apparaissent comme les plus robustes des trois. Sur l'océan Indien, la dispersion inter-modèle est très importante.

Les modèles CMIP5 ont du mal à reproduire la réponse en précipitations. Plusieurs d'entre eux présentent une baisse des précipitations ouest-africaines en réponse à l'indice de l'IDV tandis que d'autres reproduisent des anomalies positives de précipitations. Cette dispersion inter-modèle atténue le signal dans le multi-modèle. Enfin, l'analyse de l'influence simultanée des trois bassins océaniques révèle l'augmentation (resp. diminution) des précipitations sahéliennes pour des combinaisons AMO chaud - IPO froid - IDV froid (resp. combinaison opposée), dans les observations et dans la majorité des modèles avec des amplitudes plus faibles par rapport à celles des observations. La moyenne multi-modèle montre que cette combinaison renforce significativement les pluies sahéliennes dans les simulations de contrôle, et inversement. En revanche, les combinaisons AMO chaud - IPO chaud - IDV chaud, et sa combinaison opposée, favorisent une atténuation du signal de pluie induit par la phase de l'AMO, entraînant parfois une inversion de ce signal. Ainsi on peut suggérer que l'impact des modes océaniques sur les pluies sahéliennes à l'échelle décennale qui est net dans les observations sur la période 1901-2005 résulte fortement de phasages favorables entre ces modes océaniques. Cette configuration est aussi fréquente dans les simulations de contrôle mais avec moins de contribution des combinaisons persistant au-delà de 10 ans.

4.2 RELATIONS ENTRE LES MODES OCÉANIQUES ET LES PRÉCIPITATIONS SAHÉLIENNES DANS LES SIMULATIONS HISTORIQUES EN ÉTÉ À L'ÉCHELLE DÉCENNALE

Nous abordons dans cette section les mêmes analyses que dans les simulations de contrôle préindustrielle mais pour les simulations historiques. L'objectif est de comparer les résultats à ceux des simulations de contrôle (considérées comme référence de la variabilité interne de chaque modèle, calculées sur des séries de plusieurs centaines d'années) et évaluer les causes possibles des différences par le contexte de présence et d'évolution des forçages anthropiques au 20^{ème} siècle, et de combinaisons favorables ou non des trois modes de variabilité océanique. Ainsi, nous partons d'une analyse en SVD entre les champs de précipitations et des SST dans les simulations historiques de 29 modèles CMIP5 afin de déterminer les modes de variabilité qui maximisent la covariance entre ces deux variables et de les comparer aux simulations de contrôle. Ensuite, à l'aide d'une ACP, les modes dominants de variabilité océanique ont été déterminés et leur lien avec les précipitations ouest-africaines examinés via une analyse de régression. L'objectif ici étant d'examiner les différences possibles par rapport aux simulations de contrôle, ces structures de régressions sont également confrontées à leur équivalent dans les simulations de contrôle et des observations. Pour limiter le nombre de figures, nous ne présentons que les résultats sur les moyennes multi-modèle et nous produisons des schémas de synthèse sur la dispersion inter-modèle.

4.2.1 La décomposition en valeur singulière

La Figure 4.18 présente les structures hétérogènes de précipitations ouest-africaines et les structures homogènes de SST globales pour les observations HadISST et les modèles CMIP5 pendant l'été. Les structures observées ont été décrites dans le Chapitre 3. Pour rappel, le premier mode dans les observations exprime 73.1% de la fraction de covariance avec une corrélation de 0.92 entre les coefficients d'expansion issus de ce mode. La part de variance expliquée par ce mode est 20.3% pour les SST et 41.7% pour les précipitations. Pour ce mode, des signaux significatifs sont obtenus sur tous les bassins océaniques et sur l'Afrique de l'ouest. Il révèle une hausse significative des précipitations associée à une phase positive de l'AMO et des phases négatives de l'IPO et IDV.

Dans les modèles CMIP5, les structures obtenues sont assez différentes des observations. Plusieurs modèles reproduisent une hausse significative des précipitations ouest-africaines associée

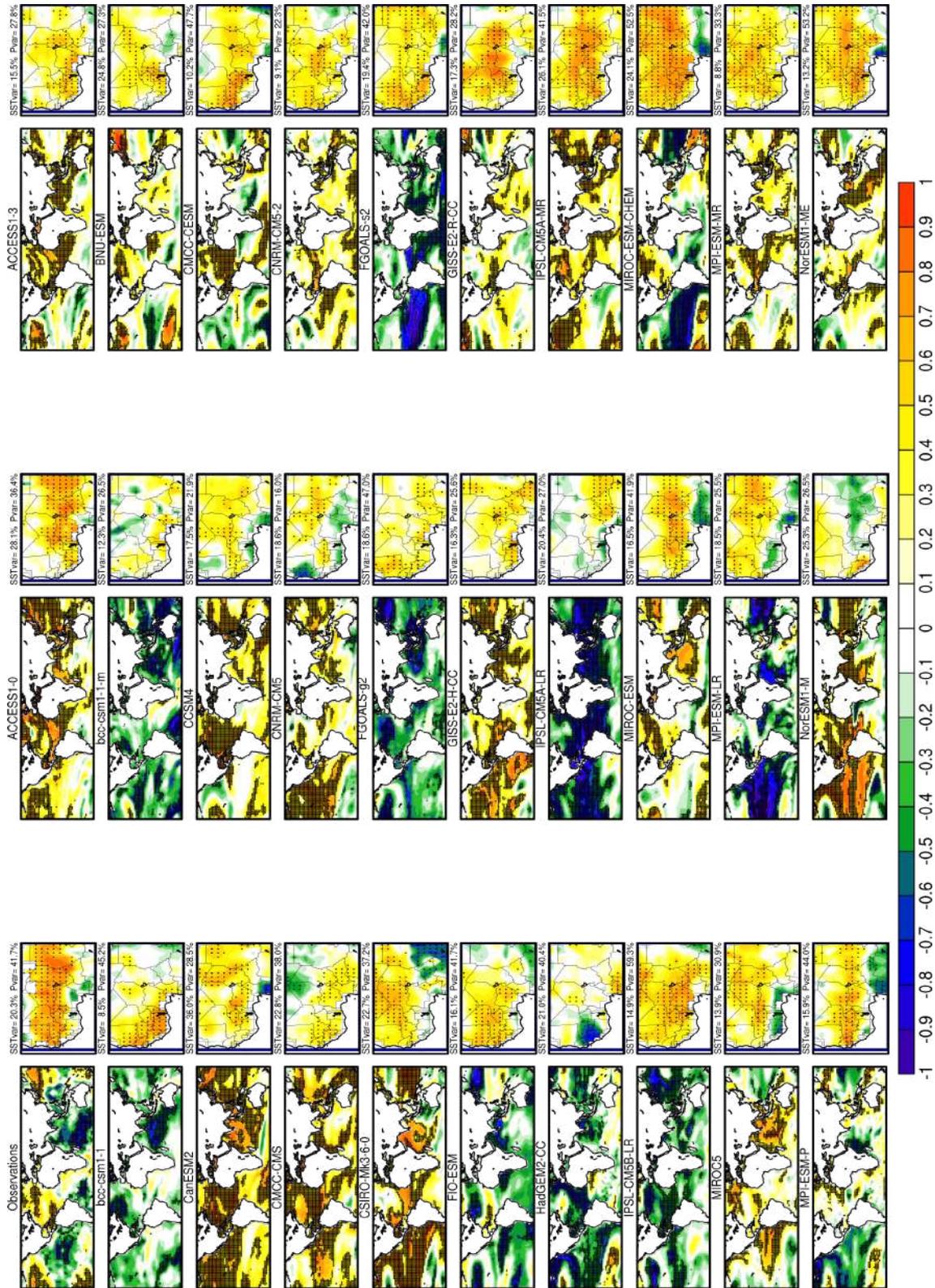


FIGURE 4.18 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en été pour les observations et les simulations historiques issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies décennales de SST globale et les précipitations ouest-africaines (19.5° W-22.5° E; 1.4° N-23.5° N). Pour observations et les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).

à des anomalies positives de SST sur tous les bassins océaniques, en contradiction avec les observations. Parmi ces modèles on peut citer entre autres les modèles ACCESS1-0 (SCF=73.8%, $r=0.85$), CanESM2 (SCF=71.7%, $r=0.82$) et CMCC-CMS (SCF=58.3%, $r=0.63$) avec des parts de variance expliquée respectives de 28.1%, 36% et 22.8% pour les SST et de 36.4%, 28.5% et 37.9% pour les précipitations (Tableau 4.3). Pour d'autres, cette hausse significative des précipitations est associée à des anomalies froides de SST sur les bassins Atlantique, Pacifique et Indien. La comparaison aux structures des simulations de contrôle montre de très fortes différences de structures pour les mêmes modèles, particulièrement pour les modes de SST. Ces structures « historiques » ne sont donc pas représentatives des structures de référence de variabilité interne des simulations de contrôle. L'analyse en SVD a aussi été calculée par bassin océanique. Les résultats sont présentés dans les Annexe A.12, Annexe A.13, Annexe A.14 et Annexe A.15. Ils montrent là aussi des modes de covariabilité SST/Précipitations pouvant être assez différents de leurs structures correspondantes dans les simulations de contrôle, même pour le mode IPO où pratiquement dix modèles montrent une covariation IPO – pluies sahéniennes opposée aux observations et aux simulations de contrôle associées (Annexe A.14). Il apparaît donc, d'une part que la période 1901-2005 est trop courte dans des simulations pour être représentative de la variabilité d'un modèle, comparativement aux simulations de contrôle, que les résultats pour certaines simulations peuvent même être physiquement incohérents, ce qui laisse supposer que les structures de covariation peuvent être plus « numériques » que physiques.

4.2.2 Modes océaniques et réponses atmosphériques

Pour la suite de nos investigations et pallier la non-robustesse des modes couplés SVD, nous plaçons dans le cadre d'une analyse en EOF sur les différents bassins océaniques afin d'en extraire les modes dominants (AMO, IPO et IDV) et d'analyser leurs liens avec les précipitations sahéniennes et les téléconnexions atmosphériques associées. Les composantes principales obtenues et leurs structures de SST associées ont été détaillées dans la section 3.4 et sont à nouveau présentées dans les figures qui suivent. Pour rappel, l'analyse de ces structures a montré une bonne cohérence spatiale des modes obtenus par rapport aux observations. Nous montrons ici les résultats, d'une part sur les moyennes multi-modèle (simulations historiques et comparaison avec observations et simulations de contrôle), et d'autre part par des diagrammes de dispersion inter-modèle (simulations historiques et de contrôle, observations). Nous avons mis en annexe les champs de régression de pluies pour l'ensemble des modèles (Annexe A.17, Annexe A.18, Annexe A.19).

4.2.2.1 La variabilité multi-décennale Atlantique (AMO)

La première ligne de la Figure 4.19 montre la structure de régression des SST sur l'indice AMO en JAS. La moyenne multi-modèle identifie la structure en fer-à-cheval typique, avec des poids plus élevés dans les hautes latitudes que dans les latitudes tropicales. Cette structure est un peu plus diffuse dans les observations sur l'Atlantique nord, avec des poids un peu plus forts dans la bande tropicale. C'est aussi le cas dans la moyenne multi-modèle des simulations historiques qui inclut aussi des traces positives sur les autres bassins océaniques. La Figure 4.19 (3^{ème} ligne) montre les champs de régression des anomalies décennales de précipitation sur l'indice de l'AMO pour les observations (Figure 4.19g) et la moyenne multi-modèle issue de 29 modèles CMIP5 pour les simulations de contrôle (Figure 4.19h) et les simulations historiques (Figure 4.19i). La réponse en précipitation à l'indice de l'AMO dans le multi-modèle historique présente une structure zonale de précipitation avec un excédent entre 6° N et 20° N qui s'étend de l'Atlantique jusqu'aux côtes Est du continent africain, et un déficit en deçà de 6° N, principa-

TABLEAU 4.3 – SVD bassin par bassin dans les simulations historiques à l'échelle décennale : 1^{er} mode qui explique le maximum de covariance. Les valeurs de SCF et de corrélation entre les composantes principales sont présentées respectivement à gauche et à droite.

Modèles	Océan global			Atlantique nord			Atlantique tropical			Pacifique tropical			Océan indien		
	SST	Préc.	SCF	SST	Préc.	SCF	SST	Préc.	SCF	SST	Préc.	SCF	SST	Préc.	SCF
Observations	73.1%	0.92		83.4%	0.69		67.8%	0.82		67.5%	0.72		88.9%	0.79	
ACCESSI-0	73.8%	0.85		84.3%	0.76		68.2%	0.71		55.2%	0.70		56.0%	0.74	
ACCESSI-3	48.8%	0.88		53.2%	0.82		65.6%	0.86		40.7%	0.78		55.1%	0.81	
bcc-csm1-1	52.8%	0.81		59.2%	0.74		72.0%	0.65		49.6%	0.74		64.1%	0.42	
bcc-csm1-1-m	34.8%	0.75		32.3%	0.65		54.7%	0.83		40.5%	0.59		45.3%	0.58	
BNU-ESM	55.7%	0.73		45.1%	0.70		42.9%	0.71		51.9%	0.77		66.2%	0.62	
CanESM2	71.7%	0.82		76.9%	0.76		68.7%	0.78		59.1%	0.70		77.2%	0.74	
CCSM4	40.5%	0.79		67.4%	0.76		49.0%	0.78		35.7%	0.76		50.6%	0.63	
CMCC-CESM	52.2%	0.79		66.5%	0.68		73.0%	0.73		49.5%	0.55		57.8%	0.79	
CMCC-CMS	58.3%	0.63		68.9%	0.57		73.0%	0.66		56.7%	0.66		61.8%	0.58	
CNRM-CM5	33.3%	0.81		42.6%	0.74		46.7%	0.83		47.2%	0.72		44.2%	0.67	
CNRM-CM5-2	28.6%	0.84		28.2%	0.71		47.2%	0.76		42.8%	0.79		32.4%	0.70	
CSIRO-Mk3-6-0	57.9%	0.66		66.1%	0.61		70.7%	0.66		60.8%	0.54		73.0%	0.68	
FGOALS-g2	52.8%	0.53		47.9%	0.58		68.1%	0.73		64.1%	0.61		55.4%	0.44	
FGOALS-s2	59.9%	0.77		64.0%	0.58		65.6%	0.66		83.7%	0.76		58.5%	0.58	
FIO-ESM	51.4%	0.68		70.1%	0.62		63.5%	0.73		43.9%	0.60		62.4%	0.55	
GISS-E2-H-CC	47.3%	0.81		36.7%	0.72		57.8%	0.65		58.4%	0.76		58.8%	0.75	
GISS-E2-R-CC	51.4%	0.89		40.6%	0.66		39.7%	0.62		52.8%	0.68		70.4%	0.64	
HadGEM2-CC	60.1%	0.78		75.7%	0.78		77.4%	0.93		62.3%	0.61		45.9%	0.61	
IPSL-CM5A-LR	41.7%	0.70		52.1%	0.58		79.5%	0.71		61.7%	0.64		64.9%	0.68	
IPSL-CM5A-MR	69.2%	0.79		79.2%	0.73		57.4%	0.66		48.4%	0.61		68.0%	0.64	
IPSL-CM5B-LR	72.6%	0.74		74.1%	0.60		62.3%	0.45		60.5%	0.69		47.4%	0.62	
MIROC-ESM	62.8%	0.79		67.7%	0.62		46.5%	0.60		57.7%	0.63		80.0%	0.56	
MIROC-ESM-CHEM	83.7%	0.87		84.8%	0.77		78.9%	0.75		92.9%	0.71		55.6%	0.73	
MIROC5	39.5%	0.81		65.7%	0.77		43.8%	0.73		45.1%	0.62		67.5%	0.71	
MPI-ESM-LR	46.5%	0.77		38.2%	0.63		44.5%	0.74		75.5%	0.73		54.0%	0.75	
MPI-ESM-MR	34.9%	0.76		49.5%	0.65		60.8%	0.62		47.0%	0.53		40.9%	0.60	
MPI-ESM-P	66.7%	0.83		53.9%	0.65		56.7%	0.63		73.8%	0.65		45.3%	0.68	
NorESM1-M	61.0%	0.84		62.0%	0.76		75.5%	0.92		76.4%	0.74		63.9%	0.66	
NorESM1-ME	65.5%	0.82		66.4%	0.71		58.3%	0.55		55.8%	0.74		86.3%	0.67	

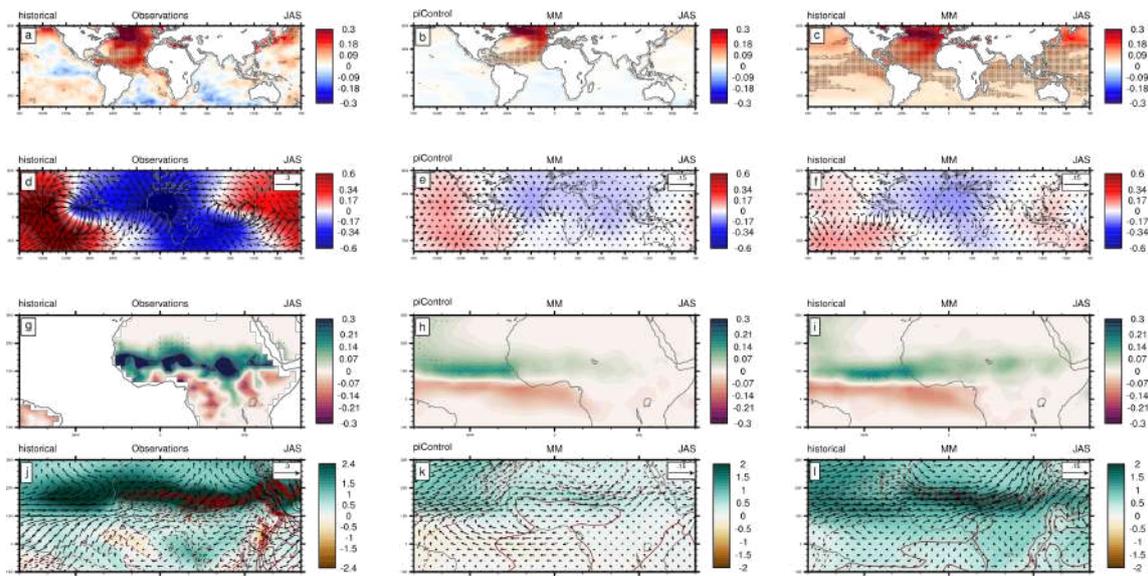


FIGURE 4.19 – Moyenne multi-modèle de la régression sur l'indice de l'AMO des anomalies décennales dans les observations (colonne de gauche), la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle (colonne du milieu) et des simulations historiques (colonne de droite) en JAS : (a-c) de SST en $^{\circ}\text{C}$ par écart-type, (d-f) de potentiel de vitesse en $10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$ par écart-type et de champs de vent (vecteurs) à 200hPa en m/s par écart-type, (g-i) de précipitations en mm/jour par écart-type et (j-l) d'humidité spécifique en $10^{-4}\text{kg}/\text{kg}$ par écart-type et de champs de vent (vecteurs) à 850hPa en m/s par écart-type. Les pointillés indiquent les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl *et al.*, 2007).

lement marqué sur l'Atlantique, signe d'un déplacement vers le nord de la ZCIT. Cette structure est similaire à celle des simulations de contrôle, mais le multi-modèle historique présente une structure de poids un peu plus forts que celle des simulations de contrôle, principalement sur la bande sahélienne, et en cohérence probable avec les poids de SST plus élevés. La Figure 4.19 (4^{ème} ligne) présente les cartes de régression d'humidité spécifique, de vent à 850hPa et de pression du niveau de la mer sur l'indice de l'AMO. Les phases chaudes de l'AMO induisent une augmentation de l'humidité spécifique sur l'Afrique de l'ouest, l'océan Atlantique et des anomalies de vents d'ouest cohérentes avec un renforcement des zones de basses pressions de la DTS et au-dessus de l'Atlantique tropical nord. Les structures des deux types de simulations sont très similaires, avec des poids encore une fois plus marqués dans la simulation historique. En termes de dynamique atmosphérique de grande échelle, la réponse en anomalies de potentiel de vitesse des modèles est nettement plus faible (Figure 4.19e et Figure 4.19f) que celle des observations (Figure 4.19d), corrélativement à ce que l'on observe pour les précipitations. Les phases chaudes de l'AMO s'accompagnent d'anomalies de divergence (convergence) en haute atmosphère (basse atmosphère) sur le continent africain, l'océan Atlantique et des anomalies négatives synonymes de zone de subsidence sur l'océan Pacifique et les Îles indonésiennes. La comparaison des deux types de simulations montre une forte similarité entre les deux structures, avec dans le multi-modèle historique une zone d'ascendance au-dessus de l'Afrique plus marquée mais plus concentrée, et une zone de subsidence au-dessus du Pacifique est un peu moins organisée. Ceci suggère que l'amplification du signal de précipitation sur l'Atlantique et le Sahel en réponse à l'AMO ne se fait pas à travers un renforcement de la circulation à grande échelle mais se limite à l'échelle régionale.

La Figure 4.20 représente les diagrammes croisant la moyenne des coefficients de régression sur l'AMO, des anomalies de SST du domaine AMO en abscisse, et des anomalies de précipitations sur le Sahel en ordonnées, pour chaque modèle (simulations de contrôle et simulations historiques) et pour les observations. Les lignes indiquent l'ajustement par une régression linéaire

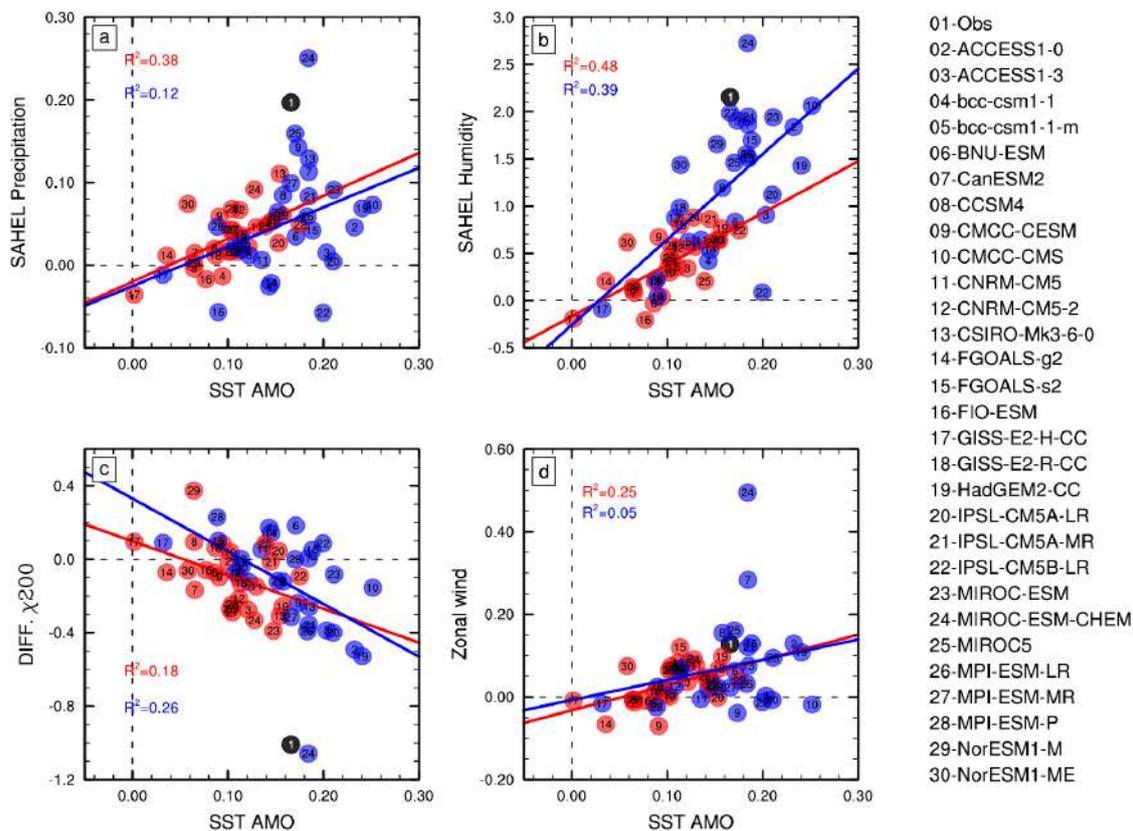


FIGURE 4.20 – Diagrammes croisant (a) la moyenne des coefficients de régression des anomalies de précipitations sur le Sahel ($18^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}; 10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$) en ordonnées et la moyenne des coefficients de régression des anomalies de SST de l'AMO ($80^{\circ}\text{W}-0^{\circ}; 0^{\circ}-60^{\circ}\text{N}$) en abscisse, pour chaque modèle (simulations de contrôle en points rouge et simulations historiques en point bleu) et pour les observations (point noir). Les lignes indiquent l'ajustement par une régression linéaire et le carré du coefficient de corrélation correspondant est indiqué. Les numéros indiquent les différents modèles (2 à 30), le numéro 1 pour l'observation. Les unités sont en mm/jour par écart-type et degré par écart-type. (b) Idem mais pour l'humidité spécifique sur le Sahel (10^{-4}kg/kg par écart-type). (c) Idem mais pour la différence de potentiel de vitesse à 200 hPa entre la zone $0^{\circ}-25^{\circ}\text{N}/20^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$ et la zone $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ($10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$ par écart-type). (d) Idem mais pour la composante zonale du vent à 850 hPa sur la zone $8^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{W}-0^{\circ}\text{W}$ (m/s par écart-type).

et le carré du coefficient de corrélation (% de variance expliquée) correspondant est indiqué). Les autres diagrammes (Figure 4.20b à Figure 4.20d) sont similaires pour l'humidité spécifique sur le Sahel, la différence de potentiel de vitesse à 200 hPa entre la zone $0^{\circ}-25^{\circ}\text{N}/20^{\circ}\text{W}-20^{\circ}\text{E}$ et la zone $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}/180^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$, et la composante zonale du vent à hPa sur la zone $8^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{W}-0^{\circ}\text{W}$. Ce type de diagramme synthétise la dispersion des modèles, d'une part en termes du signe d'anomalies pour chaque modèle des indices choisis, et d'autre part la sensibilité des indices choisis aux variations de l'indice dérivé de l'AMO. Pour une phase positive de l'AMO, les modèles individuels montrent très majoritairement un renforcement des pluies sahéliennes dans les simulations de contrôle avec une sensibilité cohérente dans leur ensemble multi-modèle, c'est-à-dire qu'une anomalie positive forte (resp. faible) de SST est associée à une anomalie positive forte (resp. faible) de précipitations au Sahel (38% de variance expliquée). Les résultats sont moins nets pour les simulations historiques. Si la majorité des modèles ont une anomalie positive de pluies sur le Sahel, les modèles bcc-csm1-1, FGOALS-g2, FIO-ESM et IPSL-CM5B-LR, ont des anomalies négatives pour des valeurs de SST associées relativement fortes. De plus, en termes de sensibilité globale, un certain nombre de modèles s'écartent d'un alignement linéaire, induisant au global une part de variance expliquée très faible (12%). Certains modèles ont une anomalie de pluie allant du simple au sextuple (0.04 pour BNU-ESM à 0.24 pour MIROC-ESM-CHEM) pour une même valeur de SST. Dans leurs structurations spatiales (voir Annexe A.17),

plusieurs d'entre eux présentent un gradient Sud/Nord de précipitation bien marqué, un peu décalé vers le sud par rapport aux observations (entre autres CanESM2, CCSM4, CMCC-CESM, HadGEM2-CC, MIROC-ESM-CHEM). Par contre, comparés à leur réponse dans les simulations de contrôle, les modèles CanESM2 et CCSM4 présentent des structures assez différentes alors que les modèles HadGEM2-CC et MIROC-ESM-CHEM conservent leur structure avec un signal plus fort dans les simulations historiques.

En termes d'humidité spécifique sur le Sahel (Figure 4.20b), les réponses apparaissent plus robustes aussi bien dans les simulations de contrôle que dans les simulations historiques. Très peu de modèles ont des anomalies négatives (FIO-ESM et GISS-E2-H-CC principalement) et la sensibilité globale inter-modèle est cohérente (part de variance expliquée de 48% et 39%). Ce résultat se retrouve assez bien dans le signe du vent zonal de basses couches sur la zone 8° N-15° N/30° W-0° W. Une petite majorité de modèles montrent une composante positive d'anomalie d'ouest sur l'Atlantique tropical et le Sahel, renforçant le transport de la vapeur d'eau de l'océan Atlantique Ouest vers le continent, matérialisé par l'augmentation de l'humidité spécifique. La sensibilité est assez cohérente dans l'ensemble des simulations de contrôle (25% de variance expliquée) mais faible dans les simulations historiques (5% de variance expliquée). Enfin les réponses en termes d'organisation du potentiel de vitesse à 200 hPa à grande échelle (structure de dipôle Afrique-Pacifique) ont une cohérence modérée, avec une petite majorité de modèles ayant un signe négatif cohérent avec les observations, et avec une sensibilité modérément cohérente (18% et 26% de variance expliquée).

En conclusion, les simulations historiques montrent des liens à l'AMO similaires aux simulations de contrôle avec cependant des réponses plus marquées, en termes de SST tropicales nord, précipitations et advection d'humidité sur le Sahel et DTS, ceci dans un contexte de téléconnexions régionales et non globales. Ceci confirme les résultats obtenus par Martin *et al.* (2014) ou Villamayor et Mohino (2015), et suggère à nouveau l'existence d'un forçage externe anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle de l'AMO, et possiblement de la DTS, principalement liée à l'évolution de la concentration en aérosols sulfatés (Booth *et al.*, 2012).

4.2.2.2 La variabilité décennale Pacifique (IPO)

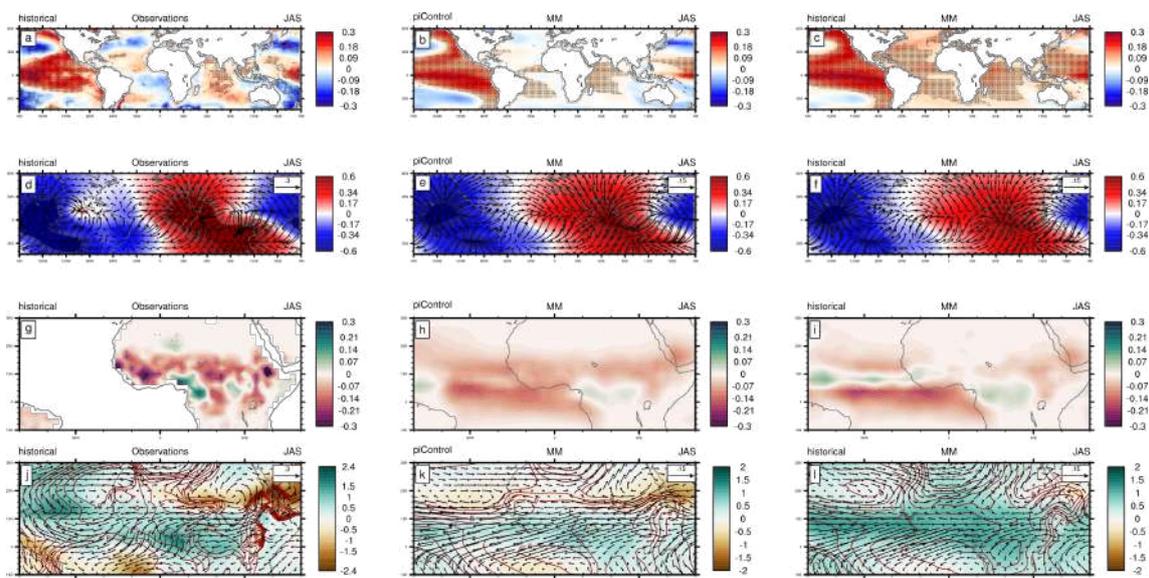


FIGURE 4.21 – Idem que la Figure 4.19 mais pour l'IPO.

La Figure 4.21 présente les résultats relatifs à l'indice IPO en JAS. Les structures de ré-

gression des SST sont très similaires entre observations, simulations moyennes multi-modèle de contrôle et historique. On peut relever des poids un peu plus faibles dans l'océan indien par rapport aux observations et comme avec l'AMO des traces positives sur les autres bassins dans les simulations historiques. Ainsi, et contrairement à l'AMO, on peut suggérer une absence de forçage anthropique des aérosols et la dominance de la variabilité décennale naturelle. La réponse en précipitations dans le multi-modèle présente des anomalies négatives de précipitations sur le Sahel Ouest et sur l'océan Atlantique au-delà de 12° N et en deçà de 6° N, et une bande d'anomalies positives entre 6° N et 12° N sur l'océan Atlantique et sur le Sahel central, décrivant globalement en anomalie une subsidence généralisée dans la ZCIT. L'amplitude de cette réponse reste cependant de poids plus faibles par rapport à la simulation multi-modèle de contrôle. La dynamique atmosphérique associée de grande échelle (Figure 4.21d-f) présente une structure planétaire de nombre d'onde 1, avec des anomalies de subsidence sur l'Afrique, l'océan Indien et des branches d'ascendance au-dessus de l'océan Pacifique, aussi bien dans la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle et historiques, et de même amplitude que dans les observations. Ceci traduit, contrairement à l'AMO, un forçage dynamique de grande échelle induisant une subsidence et une baisse des précipitations sur l'Afrique subsaharienne et l'Atlantique intertropical, dominé par la variabilité naturelle. Les cartes de régression d'humidité spécifique, de champ de vent à 850hPa, et de pression du niveau de la mer (Figure 4.21j-l) montre des excédents d'humidité spécifique sur l'Afrique de l'Ouest à la fois dans les observations et la moyenne multi-modèle des simulations, moins marquées dans le multi-modèle de contrôle. On note aussi une zone étendue d'anomalies de vents d'est à nord-est indiquant une réduction de l'importation d'humidité vers l'Afrique subsaharienne. Les anomalies contrastées d'humidité spécifique et de vents de mousson se combinent donc pour produire les anomalies de précipitations globalement déficitaires avec plus ou moins d'intensité suivant le type de simulations.

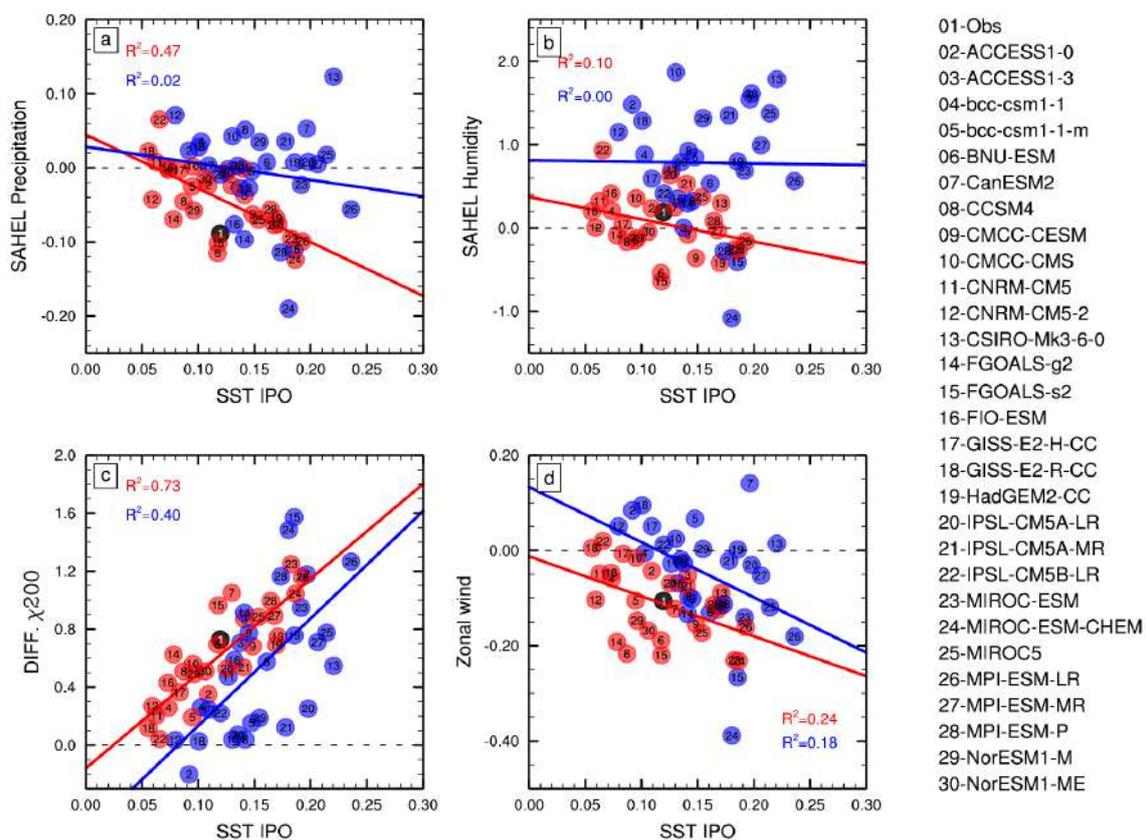


FIGURE 4.22 – Idem que la Figure 4.20 mais pour l'IPO.

La figure suivante (Figure 4.22) représente les diagrammes de dispersion inter-modèle simi-

laire à la Figure 4.20 mais pour l'indice IPO. En termes de forçage dynamique de grande échelle diagnostiqué par le dipôle zonal de potentiel de vitesse à 200 hPa entre Afrique et Pacifique (Figure 4.22c), on observe une très bonne cohérence inter-modèle de sensibilité à l'IPO : plus les anomalies IPO sont positives et fortes, plus le dipôle de potentiel de vitesse est fort caractérisant un renforcement de la circulation zonale de type Walker avec forçage d'ascendance sur le Pacifique et de subsidence sur l'Afrique. On a une part de variance expliquée de 73% pour les simulations de contrôle et plus faible, 40%, pour les simulations historiques. Certains modèles ont des structures moins robustes, avec soit une faiblesse dans le pôle d'ascendance sur le Pacifique (ACCESS1-0, CMCC-CMS, CNRM-CM5-2, GISS-E2-R-CC, IPSL-CM5A-MR, IPSL-CM5B-LR), et/ou un pôle de subsidence sur l'Afrique déficient (ACCESS1-0, CMCC-CMS, CNRM-CM5-2, GISS-E2-R-CC, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, NorESM1-ME).

Malgré ce forçage de grande échelle globalement robuste, les réponses inter-modèle à l'échelle ouest-africaine sont moins cohérentes. Les anomalies de précipitations sahéliennes sont en très grande majorité négatives dans les simulations de contrôle avec une bonne cohérence de sensibilité inter-modèle (part de variance expliquée de 47%), mais cette cohérence est nettement plus faible dans les simulations historiques (2% de variance expliquée et des anomalies de pluies sur le Sahel autant négatives que positives). Parmi eux, les modèles FGOALS-s2 et MIROC-ESM-CHEM présentent de fortes valeurs d'anomalies négatives de précipitations sur le continent (voir Annexe A.18.). Les modèles HadGEM2-CC et IPSL-CM5B-LR présentent des structures très différentes de leurs réponses respectives dans les simulations de contrôle. Ils reproduisent un gradient Est/Ouest de précipitation sur le Sahel avec de fortes anomalies négatives sur la côte guinéenne et un dipôle de précipitation sur l'océan Atlantique centré autour de 8° N, là où dans les simulations de contrôle HadGEM2-CC présentait un déficit de précipitation et IPSL-CM5B-LR une hausse des précipitations sur le continent. Le modèle NorESM1-M présente également un dipôle de précipitation autour de 8° N sur l'océan Atlantique et une hausse de précipitations sur le Sahel Ouest. Pour CMCC-CMS et CSIRO-Mk3-6-0, on note un gradient Sud/Nord de précipitation aussi bien sur les océans que sur la zone ouest-africaine.

Ce manque de robustesse se retrouve aussi dans les diagrammes d'humidité spécifique et de vent zonal (Figure 4.22). Le signe des anomalies est variable pour l'humidité spécifique dans les simulations de contrôle et pour le vent zonal dans les simulations historiques, et en cohérence avec le forçage attendu lié à l'IPO dans les simulations de contrôle pour le vent zonal et l'humidité spécifique dans les simulations historiques, mais les parts de variance expliquée inter-modèles restent très faibles (de zéro à 24%).

En conclusion, les simulations historiques montrent en lien avec l'IPO un forçage dynamique de grande échelle robuste et cohérent dans sa variabilité inter-modèle, similaire à celui des simulations de contrôle, signant par une variabilité naturelle dominante un renforcement de la circulation zonale de Walker induisant une subsidence sur l'Afrique. Cependant les réponses à l'échelle locale en termes de précipitations et d'advection d'humidité restent très variables suivant les modèles et produisent un signal moyen multi-modèle cohérent aux observations mais de faible niveau.

4.2.2.3 La variabilité décennale de l'océan indien (IDV)

La Figure 4.23 présente les résultats relatifs à l'indice IDV en JAS. Les structures de régression des SST sont assez similaires entre observations, simulations moyennes multi-modèle de contrôle et historique. Le pôle d'anomalies positives de SST sur le bassin indien est cependant nettement plus faible et moins étendu dans la moyenne multi-modèle de contrôle et laisse apparaître une structure de dipôle, alors que dans la moyenne multi-modèle historique cette

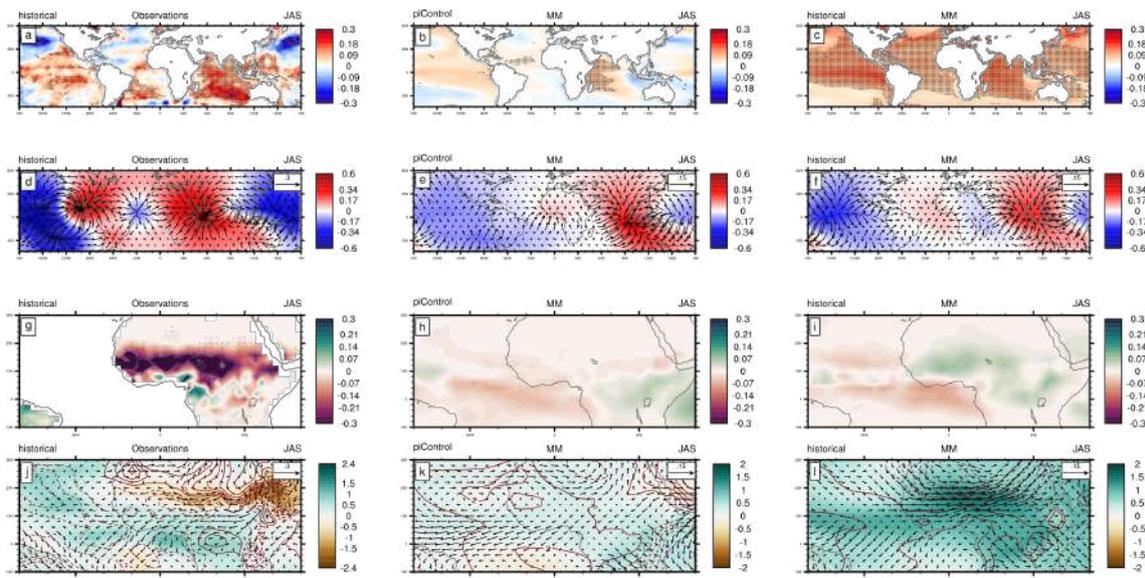


FIGURE 4.23 – Idem que la Figure 4.19 mais pour l’IDV.

structure est plus homogène. On note aussi une trace de la structure SST de l’IPO, faible dans le multi-modèle de contrôle, plus net dans le multi-modèle historique mais là aussi inséré dans une trace de réchauffement global de l’ensemble des bassins océaniques. En termes de forçage de grande échelle, le potentiel de vitesse à 200 hPa présente une structure planétaire de nombre d’onde 2 mais sans pôle important centré sur l’Afrique de l’ouest. Dans les structures multi-modèle, les signaux sont nettement plus faibles et limités au domaine Pacifique-Indien sans poids importants sur l’Afrique. En conséquence les réponses en termes d’anomalies de précipitations ouest-africaines sont très faibles, avec un signe globalement négatif dans le multi-modèle de contrôle et positif dans le multi-modèle historique. Les réponses en termes d’humidité spécifique, de vents de basses couches et de pression sont de même peu robustes avec globalement une humidification et un affaiblissement du flux de mousson au sud de 10° N mais des structures très contrastées au nord, en particulier un fort renforcement de la DTS et une forte humidification dans le multi-modèle historique en lien avec l’anomalie positive moyenne des pluies sur le Sahel.

La figure suivante (Figure 4.24) représente les diagrammes de dispersion inter-modèle similaire à la Figure 4.20 mais pour l’indice IDV. Les scores sont nettement les plus faibles, avec des parts de variance expliquée entre 2% et 23% sur l’ensemble des quatre diagrammes, et des signes d’anomalies très partagés sauf pour l’humidité spécifique où les anomalies positives dominent. Plus précisément concernant les champs pluviométriques (voir Annexe A.19), et comme constaté dans les analyses en valeurs singulières, les modèles reproduisent mal les liens entre l’océan Indien et les précipitations ouest-africaines. La plupart d’entre eux présentent des anomalies positives de précipitation contrairement à leur structure dans les simulations de contrôle. C’est le cas des modèles CCSM4, CMCC-CESM, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, MPI-ESM-MR, NorESM1-M et NorESM1-ME. Les modèles ACCESS1-0 et ACCESS1-3 présentent une hausse sur la côte guinéenne et sur le Sahel central tandis qu’une baisse est localisée sur le Sahel Est. Sur l’océan Atlantique, ces deux modèles présentent un gradient Nord/Sud de précipitation. CanESM2 présente également un dipôle Est/Ouest de précipitation avec des maximums sur l’Afrique centrale et de l’Est. Six modèles sur les 29 reproduisent des anomalies négatives de précipitations sur le Sahel en accord avec les observations (dont bcc-csm1-1, FIO-ESM, MPI-ESM-LR et MPI-ESM-P).

En conclusion, les forçages dynamiques associés à une phase positive de l’IDV restituent mal la subsidence et les baisses des précipitations ouest-africaines vues dans les observations. Ce

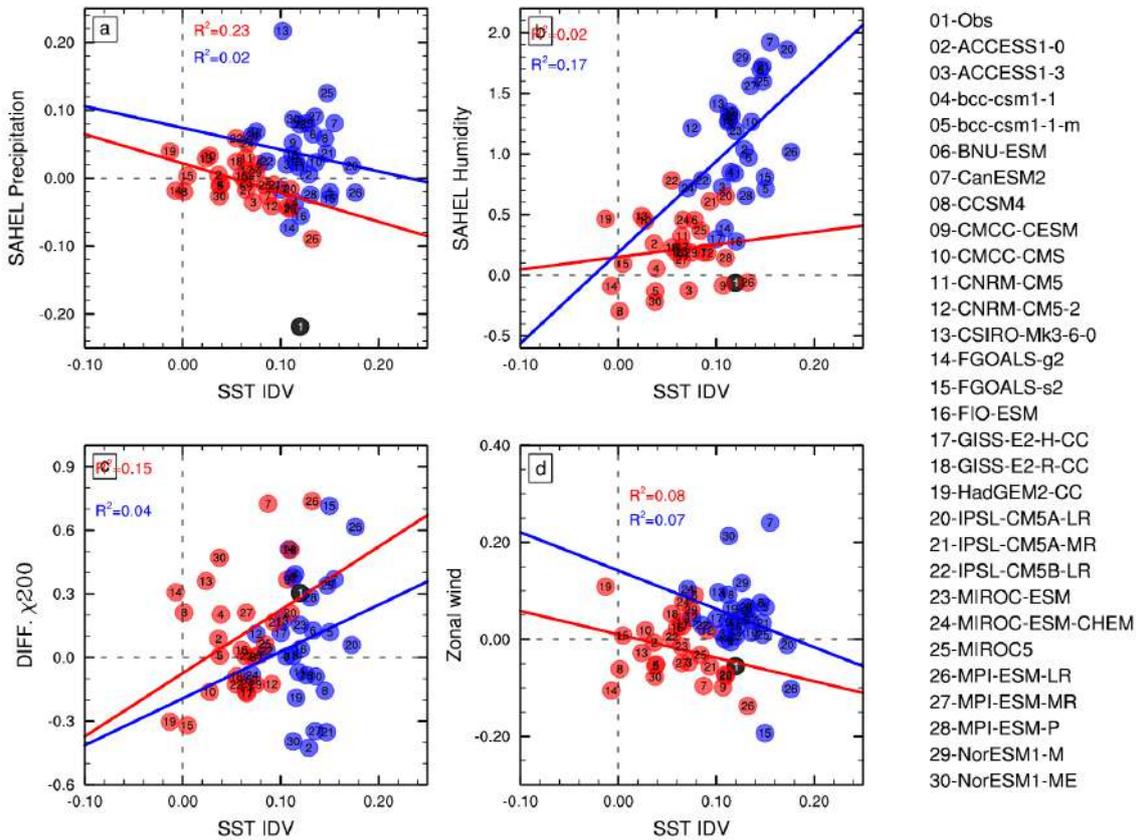


FIGURE 4.24 – Idem que la Figure 4.20 mais pour l'IPO.

forçage se limite au domaine régional Pacifique-Indien et son impact est faible et peu robuste dans l'Afrique. On relève aussi un renforcement de la structure de la DTS dans les simulations historiques qui peut s'associer à l'anomalie positive de pluies sur le Sahel.

4.2.3 Impact combiné des modes océaniques sur la variabilité décennale des précipitations

Nous analysons maintenant dans les simulations historiques, comme nous l'avons fait pour les simulations de contrôle, les influences combinées (combinaisons favorables ou défavorables) des trois bassins océaniques sur la MAO. Nous nous focalisons sur les moyennes multi-modèles et les comparaisons entre simulations historiques et simulations de contrôle et observations (Figure 4.25). Rappelons que les combinaisons favorables sont représentées par un indice AMO d'un signe d'anomalie et les indices IPO et IDV de signe opposé, engendrant à de fortes anomalies pluviométriques sur le Sahel, et les combinaisons défavorables par les trois indices de même signe d'anomalie, engendrant une atténuation des anomalies pluviométriques sur le Sahel. On a montré aussi que l'impact des modes océaniques sur les pluies sahéniennes à l'échelle décennale dans les observations sur la période 1901-2005 résulte fortement de phasages favorables entre ces modes océaniques, et que cette configuration est aussi fréquente dans les simulations de contrôle mais avec moins de contribution des combinaisons persistant au-delà de 10 ans.

Le tableau en Annexe A.21 présente la table d'inter-corrélations entre les différents indices de variabilité décennale, dont AMO, IPO, et IDV, pour les observations (1901-2005) et pour les simulations historiques. Contrairement aux observations et aux simulations de contrôle, on note de fortes corrélations positives entre l'indice AMO et les indices IPO et IDV (20 modèles

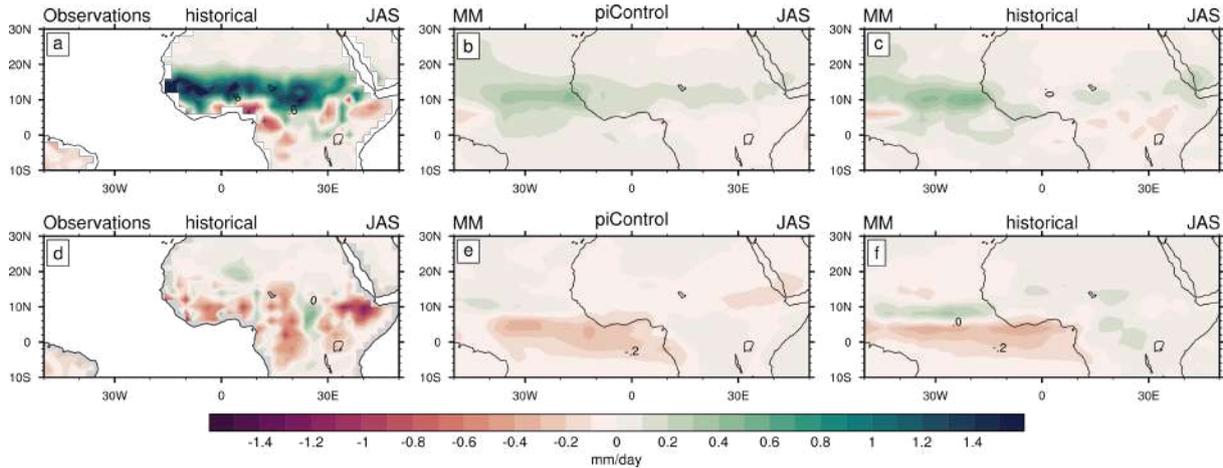


FIGURE 4.25 – Composites d’anomalies de précipitation en JAS issus des observations et des moyennes multi-modèle des 29 GCMs des simulations de contrôle et historiques. 1^{ère} ligne : différence entre les phases AMO>0;IPO<0;IDV<0 et AMO<0;IPO>0;IDV>0; 2^{ème} ligne : différence entre les phases AMO>0;IPO>0;IDV>0 et AMO<0;IPO<0;IDV<0.

avec au moins une des deux corrélations supérieures à +0.5). Les indices IPO et IDV sont eux aussi corrélés positivement, avec des valeurs supérieures aux observations et aux simulations de contrôle (15 modèles avec une corrélation entre +0.73 et +0.89, et 9 modèles entre +0.5 et +0.6).

La Figure 4.25 présente les composites de précipitation issues de la différence entre les combinaisons favorables « AMO chaud - IPO et IDV froids » et « AMO froid - IPO et IDV chauds », et entre les combinaisons défavorables « AMO, IPO et IDV chauds » et « AMO, IPO et IDV froids », pour les observations, les simulations de contrôle et les simulations historiques. Comme on l’a vu précédemment, le composite de combinaisons favorables dans les observations montre un excédent pluviométrique sur une grande partie de l’Afrique subsaharienne élevée, que l’on retrouve dans le multi-modèle des simulations de contrôle, s’étendant aussi sur le bassin Atlantique, mais nettement atténué. Le signal dans le multi-modèle des simulations historiques est similaire à la simulation multi-modèle de contrôle mais avec des amplitudes encore plus faibles. Le composite de combinaisons défavorables montre pour les observations une structuration spatiale peu homogène avec une dominance de valeurs déficitaires au sud de 10° N. Pour le multi-modèle de contrôle, des anomalies déficitaires sont présentes majoritairement sur l’Atlantique équatoriale et très peu de signal sur le continent africain. La structure du multi-modèle historique est assez similaire avec des anomalies pluviométriques positives un peu plus marquées sur l’Atlantique avec une structure de dipôle autour de 8° N, et très peu de signal sur le continent africain. Le multi-modèle historique a donc une structure assez similaire mais plus faible que le multi-modèle de contrôle.

Comme pour les simulations de contrôle, la Figure 4.26 présente les fréquences d’occurrence des combinaisons favorables « AMO chaud - IPO froid - IDV froid » et « AMO froid - IPO chaud - IDV chaud », sous forme d’histogramme pour les observations et pour les 29 simulations historiques. Pour les observations, on rappelle que ces combinaisons apparaissent fréquemment avec des séquences plus ou moins longues. La première combinaison apparaît dans des séquences de 3 ans et 13 ans tandis que la combinaison inverse présente des séquences de 3, 5 et 6 ans. L’ensemble de ces combinaisons favorables à de fortes anomalies pluviométriques sahéniennes représentent 34% des années de la série 1901-2005. Ainsi une persistance pluriannuelle de combinaison favorable à de fortes anomalies pluviométriques sahéniennes a une forte empreinte au cours du 20^{ème} siècle. Les résultats pour les simulations historiques montrent que ces combinaisons sont un peu moins fréquentes que pour les simulations de contrôle (les pourcentages

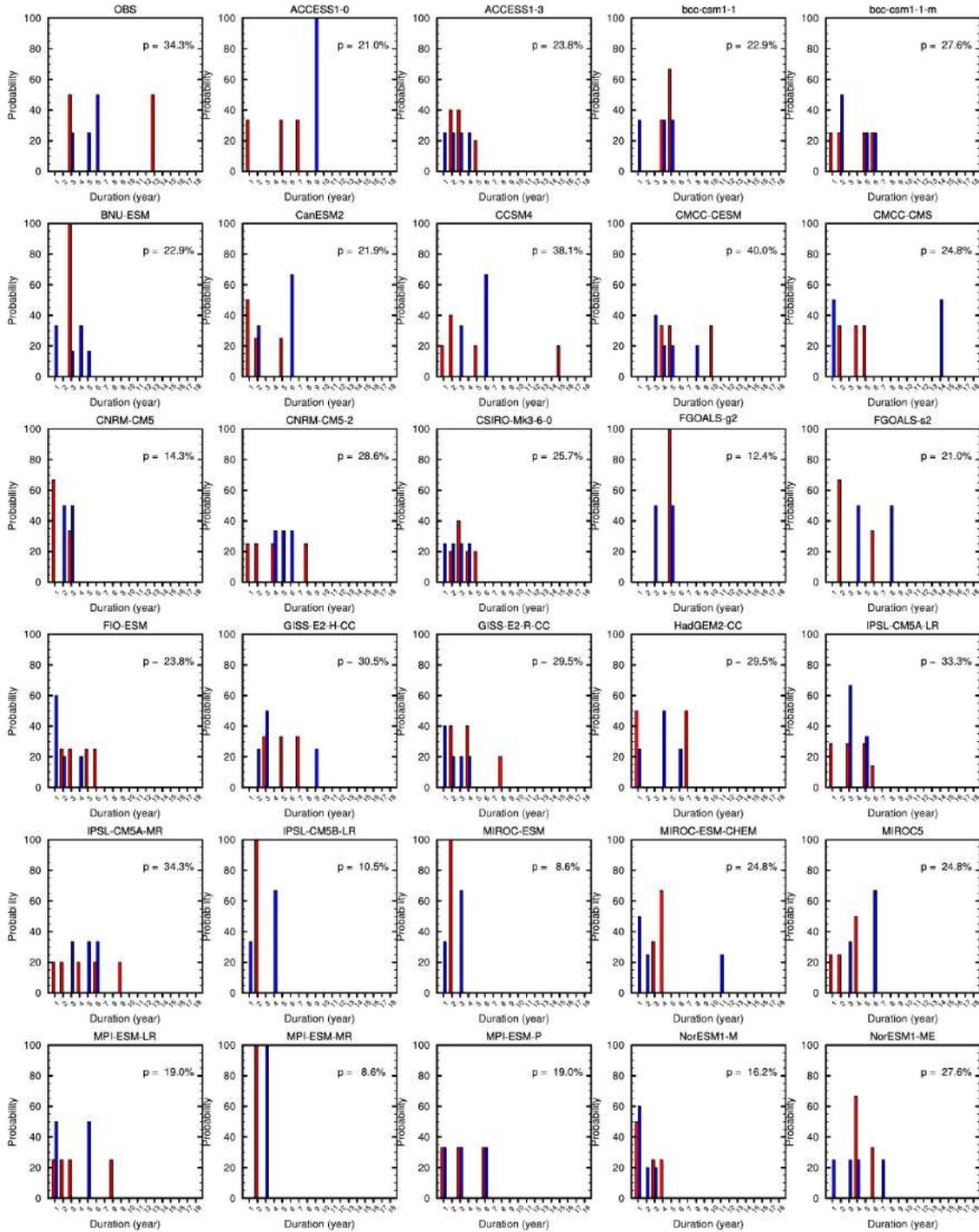


FIGURE 4.26 – Occurrence en JAS des phases combinées $AMO > 0; IPO < 0; IDV < 0$ (en rouge) et $AMO < 0; IPO > 0; IDV > 0$ (en bleu) dans les observations et les simulations historiques. Ces occurrences sont représentées sous forme de fréquences relatives (la somme des barres rouge fait 100%, comme la somme des barres bleues). Le pourcentage indiqué sur chaque diagramme est la part cumulée des durées rouges et bleues sur la longueur totale de la série temporelle correspondante.

varient majoritairement entre 21% et 40%, mais on a 8 modèles avec des pourcentages entre 9% et 19%), et comme pour celles-ci, les durées de ces combinaisons ne dépassent 10 ans que pour trois modèles (CCSM4, CMCC-CMS et MIROC-ESM-CHEM).

4.2.4 Synthèse sur les simulations historiques

Cette section a été consacrée à l'analyse du rôle des SST sur la mousson ouest-africaines dans les simulations historiques en regard des simulations de contrôle et des observations. Elle reprend donc l'analyse effectuée sur les simulations de contrôle préindustrielles tout en conservant la même démarche. La décomposition par la SVD sur les SST globales et les précipitations ouest-africaines montre que les liens mis en évidence entre les bassins océaniques et les précipitations ouest-africaines sont assez mal reproduits dans les simulations historiques. En comparant ces structures de SVD à leurs équivalents dans les simulations de contrôle, nous avons observé un manque de robustesse car la longueur assez courte des séries issues des simulations historiques rend difficile la mise en évidence des liens décennaux entre SST et précipitations ouest-africaines. L'analyse « bassin par bassin » n'a pas permis de d'obtenir par SVD des structures couplées physiquement interprétables et comparables aux observations.

Toutefois, l'analyse suivante se basant sur les modes EOF de chaque bassin océanique a permis d'avancer. Les simulations historiques montrent des liens à l'AMO similaires aux simulations de contrôle avec cependant des réponses plus marquées, en termes de SST tropicales nord, précipitations et advection d'humidité sur le Sahel et DTS, ceci dans un contexte de téléconnexions régionales et non globales. L'analyse des modèles individuels a montré que la plupart des modèles simulent cette structure de précipitation en cohérence avec les simulations de contrôle, et avec une réponse plus importante dans les simulations historiques due au renforcement du signal de l'AMO. Ceci suggère à nouveau l'existence d'un forçage externe anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle de l'AMO, et possiblement de la DTS, principalement liée à l'évolution de la concentration en aérosols sulfatés.

Concernant l'IPO, l'analyse des champs de régression montre des structures de SST similaires aux simulations de contrôle et aux observations avec des anomalies de SST mieux organisées dans les simulations de contrôle que dans les simulations historiques. Les simulations historiques montrent un forçage dynamique de grande échelle robuste et cohérent dans sa variabilité inter-modèle, similaire à celui des simulations de contrôle, signant par une variabilité naturelle dominante un renforcement de la circulation zonale de Walker induisant une subsidence sur l'Afrique. Cependant les réponses à l'échelle locale en termes de précipitations et d'advection d'humidité restent très variables suivant les modèles et produisent un signal moyen multi-modèle cohérent aux observations mais de faible niveau.

Les structures de SST associées à l'indice de l'IDV montrent des anomalies positives similaires à l'IPO dans les simulations de contrôle mais globalement positives sur tous les bassins dans les simulations historiques suggérant un possible lien de ce mode avec le mode AMO et IPO. Les forçages dynamiques associés à une phase positive de l'IDV restituent mal la subsidence et les baisses des précipitations ouest-africaines vues dans les observations et dans les simulations de contrôle. L'impact de ce forçage se limite au domaine régional Pacifique-Indien et est faible et peu robuste dans l'Afrique. L'inversion du signal dans les simulations forcées et sa limitation spatiale peut éventuellement s'expliquer par le déphasage entre l'IDV et l'IPO à partir des années 1980 lié à l'augmentation des gaz à effets de serre (Dong et McPhaden, 2017).

Enfin dans l'analyse de l'influence simultanée des trois bassins océaniques, les indices sont plus fortement inter-corrélés que dans les simulations de contrôle et dans les observations. Le multi-modèle historique montre comme dans le multi-modèle de contrôle un impact pluviométrique des combinaisons « favorables » des modes AMO, IPO et IDV, mais avec une structuration des champs pluviométriques plus faible. Ces combinaisons sont aussi un peu moins fréquentes que pour les simulations de contrôle, et comme pour celles-ci, les durées de ces combinaisons ne dépassent que rarement 10 ans.

4.3 TÉLÉCONNEXIONS SST-MAO SIMULÉES DANS LES SIMULATIONS AU PRINTEMPS ET EN AUTOMNE À L'ÉCHELLE DÉCENNALE

Les différents travaux réalisés sur la variabilité basse fréquence de la mousson en Afrique de l'Ouest se sont particulièrement focalisés sur la saison d'été. Le rôle des SST dans la modulation de la MAO aux échelles décennale et multi-décennale n'a jamais (ou très peu) été abordé sur le printemps et l'automne. C'est pourquoi, nous nous proposons de fournir un certain nombre d'analyses pouvant aider à mieux appréhender les modes océaniques existants, leur relation avec la MAO sur ces deux saisons et de comparer les résultats à ceux de la saison d'été. Pour fournir une analyse assez synthétique, nous choisissons de d'analyser directement les champs de régressions de précipitations et de dynamique atmosphérique sur les modes EOF dominants de SST relatifs aux indices AMO, IPO et IDV, et de présenter les résultats pour les observations (montrés aussi dans le Chapitre 3) et pour les modèles multi-modèle des simulations de contrôle et historiques.

La comparaison des résultats sur ces trois saisons dans les observations a été présentée dans le Chapitre 3. Pour rappel, les structures de SST sont très similaires sur les trois saisons. La dynamique atmosphérique en lien avec l'AMO montre des structures de potentiel de vitesse en AMJ et OND similaires à JAS mais nettement moins fortes, ce qui se traduit par au printemps par des anomalies positives de précipitations moins marquées au sud de 15°N et une advection d'humidité plus faible, alors qu'en automne les anomalies positives restent très marquées sur le lieu de la ZCIT à cette période de l'année et une advection d'humidité très marquée. La dynamique atmosphérique en lien avec l'IPO montre des structures de potentiel de vitesse en AMJ et OND similaires à JAS sur le domaine Pacifique-Indien mais nettement plus faibles sur l'Afrique, ce qui pour effet en automne un maintien plus modéré de baisse des précipitations le long de la côte guinéenne et en Afrique centrale (en lien avec le positionnement de la ZCIT), et au printemps des patches localisés d'anomalies positives de pluie sur toute la bande africaine entre l'équateur et 10°N. Enfin en lien avec l>IDV les champs de précipitations sont déficitaires pour les trois saisons sur le lieu de la ZCIT avec les anomalies les plus fortes en été et les plus faibles en automne.

4.3.1 Influence de l'AMO sur la MAO

La Figure 4.27 présente la réponse en SST à l'indice de l'AMO pendant le printemps et l'automne pour les observations et la moyenne multi-modèle sur les simulations de contrôle préindustrielles et historiques. Pour les observations, elle montre des anomalies positives de SST sur l'océan Atlantique Nord et des SST froides sur l'Atlantique Sud en réponse à l'indice de l'AMO aussi bien au printemps qu'en automne. Sur l'océan Indien cette réponse présente une structure dipolaire Est/Ouest plus marquée au printemps qu'en automne avec des anomalies froides à l'ouest et des anomalies chaudes à l'Est du bassin Indien. En revanche sur le Pacifique, la réponse à l'AMO est caractérisée par un réchauffement du Pacifique tropical et des anomalies négatives de SST dans le Pacifique extratropical en AMJ alors qu'en OND elle est dominée par des structures négatives de SST sur le Pacifique tropical et positives sur le reste du bassin. Ces structures de SST présentent des similarités avec celles obtenues en été à l'exception des anomalies positives obtenues au printemps sur l'océan Pacifique.

Les moyennes multi-modèle représentent correctement la structure de l'AMO dans les simulations de contrôle et historiques bien que certaines différences en intensité apparaissent dans ces deux simulations. Les signaux issus des simulations de contrôle sont plus faibles en intensité et plus localisés en structure de « fer-à-cheval » comparés aux simulations forcées et aux observations. Les simulations de contrôle présentent aussi de faibles anomalies négatives sur

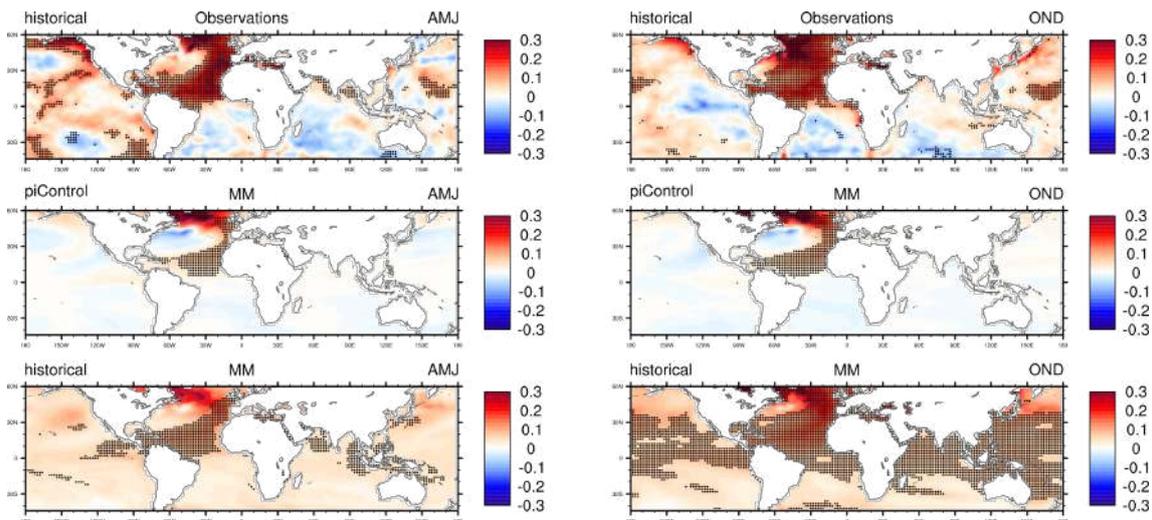


FIGURE 4.27 – Régression des anomalies décennales de SST dans les observations (1^{ère} ligne), les moyennes multi-modèle des simulations de contrôle (2^{ème} ligne) et historiques (3^{ème} ligne) sur l'indice de l'AMO simulé sur le printemps et l'automne en °C par écart-type). Pour les observations, les pointillés indiquent les zones où la régression est significative à 95% (test de Monte Carlo) et pour le multi-modèle, les zones où la moyenne multi-modèle est supérieure à l'écart-type inter-modèle des valeurs de régression (Meehl *et al.*, 2007).

l'Atlantique Sud, l'océan Pacifique et Indien, mettant en évidence le dipôle inter-hémisphérique sur l'Atlantique tropical. Dans les simulations historiques, la réponse est amplifiée par rapport aux simulations de contrôle et présente des structures d'anomalies de SST positives sur les autres bassins océaniques. Les structures en OND sont très proches de celles de JAS, et celles de AMJ ont des poids un peu moins marqués.

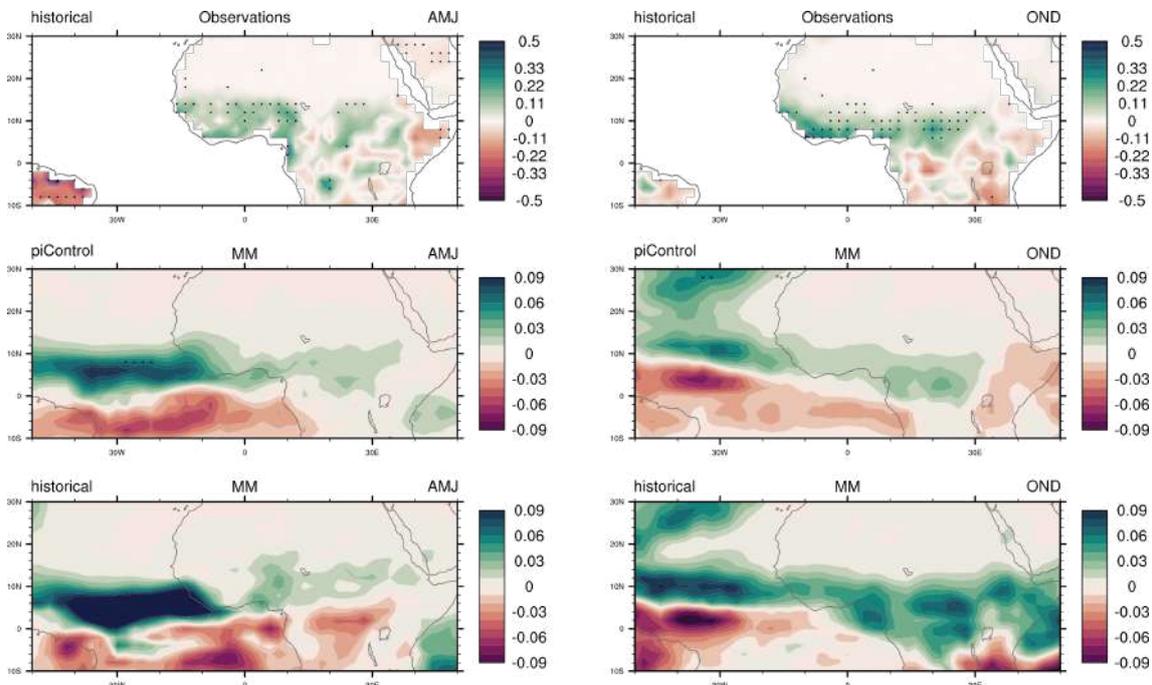


FIGURE 4.28 – Idem que la Figure 4.27 mais pour les précipitations.

En termes de précipitation, une phase positive de l'AMO induit une augmentation des précipitations sur le Sahel et la côte guinéenne pendant les deux saisons. Dans les moyennes multi-modèle des simulations (Figure 4.28), la réponse est cohérente avec les observations mais, comme

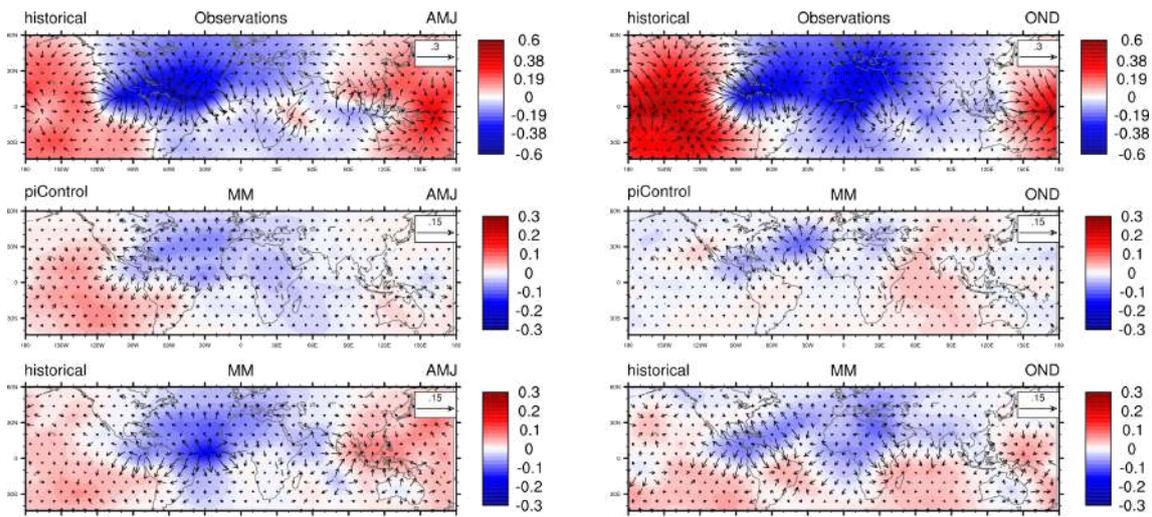
déjà vu pour l'été, nettement plus faible (voir la différence d'échelle de couleurs). Dans les deux simulations, la moyenne multi-modèle présente une anomalie positive de précipitations sur le Sahel et la côte guinéenne avec des maximums de précipitations sur l'océan Atlantique tropical Nord entre 0° et 12° N en AMJ, et au-delà de 8° N en OND avec une extension supplémentaire sur l'Atlantique entre 20° N et 30° N. En AMJ, des anomalies négatives sont présentes au sud de l'Equateur aussi bien dans les simulations de contrôle que historiques. Ce dipôle méridien d'anomalies de précipitations est aussi présent en OND mais décalé vers le nord de l'ordre de 6° de latitude au-dessus de l'Atlantique, en lien avec le positionnement saisonnier de la ZCIT. Comme en JAS, la comparaison des deux simulations montre une réponse en précipitations plus importante dans les simulations historiques par rapport aux simulations de contrôle, particulièrement en OND.

La réponse atmosphérique est également présentée sur la Figure 4.29a pour les observations et les moyennes multi-modèle en AMJ et en OND. On observe qu'en termes de potentiel de vitesse, une phase positive de l'AMO est associée à une structure planétaire de nombre d'onde 1 avec une zone d'ascendance sur l'océan Atlantique Nord, sur l'Amérique centrale et l'Afrique et une zone de subsidence sur l'océan Pacifique et l'océan Atlantique équatorial. Une branche de subsidence est cependant observée sur l'Ouest de l'océan Indien. En moyenne, les modèles reproduisent une réponse assez similaire à celle des observations mais avec des intensités plus faibles. Dans les deux types de simulations, l'intensité des réponses est comprise entre $0.2 \times 10^{-6} m^2/s$ et $-0.2 \times 10^{-6} m^2/s$ par écart-type contre $+0.6 \times 10^{-6} m^2/s$ par écart-type en valeur absolue dans les observations. Comme dans les observations, les modèles simulent des anomalies de divergence à 200hPa sur l'océan Atlantique, l'Afrique et des anomalies positives de potentiel de vitesse l'océan Indien, Pacifique et l'océan Atlantique Sud. En revanche, sur l'océan Indien, la branche de subsidence couvre l'ensemble du bassin. Les signaux sont plus forts dans la simulation historique, avec une zone d'ascendance plus intense ($-0.3 \times 10^{-6} m^2/s$) sur l'océan Atlantique par rapport à celle présente dans la simulation de contrôle ($-0.1 \times 10^{-6} m^2/s$) au printemps, et avec des différences similaires à l'automne.

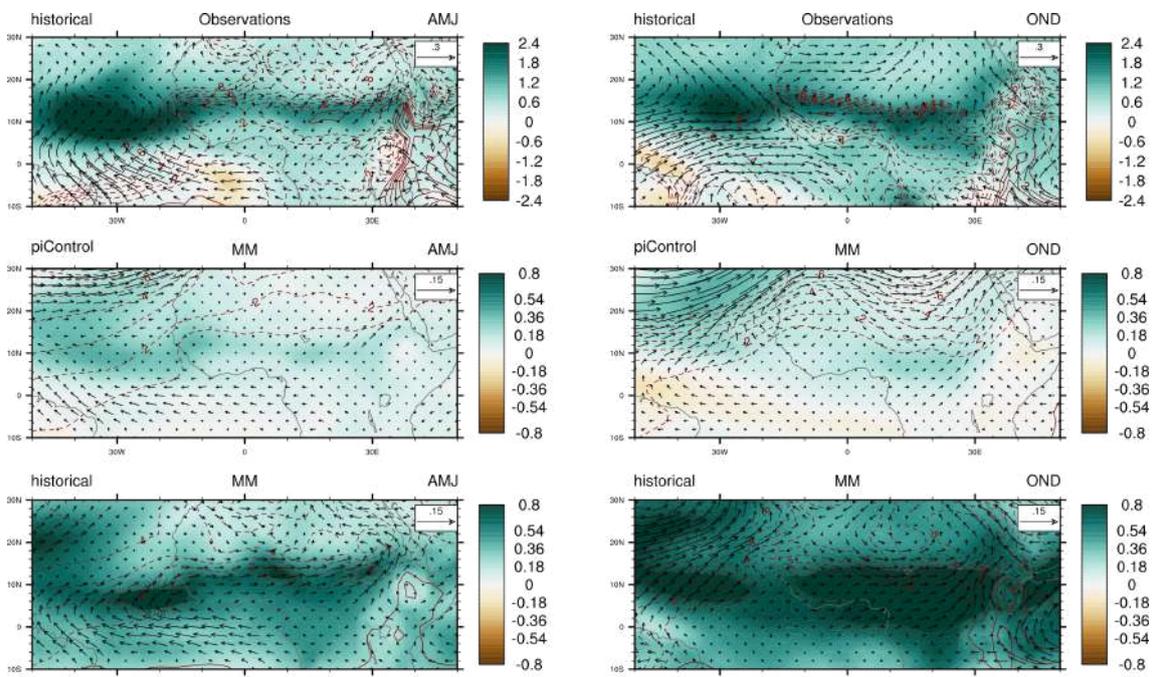
Nous avons effectué la même analyse pour l'humidité spécifique et la pression du niveau de la mer. Dans les modèles, une phase positive de l'AMO entraîne un renforcement des vents d'ouest sur le continent en accord avec les observations (Figure 4.29b). Des anomalies négatives de pression sont également simulées sur l'Afrique du Nord qui favorisent l'intrusion du flux d'humidité sur le continent. Sur les deux saisons, l'augmentation d'humidité spécifique est nettement plus élevée dans la simulation historique par rapport à la simulation de contrôle, et plus forte en automne qu'au printemps, en cohérence avec les fortes anomalies positives de précipitations au sud de 10° N.

4.3.2 Influence de l'IPO sur la MAO

En termes de SST, les simulations présentent en moyenne des structures de l'IPO similaires à celles des observations (Figure 4.30) avec de fortes valeurs d'anomalies positives sur le Pacifique tropical du bassin, et des zones d'anomalies froides de SST sur le Pacifique extratropical avec des intensités plus importantes dans les simulations de contrôle que dans les simulations historiques. Sur les autres bassins, la simulation multi-modèle de contrôle reproduit de faibles anomalies positives sur l'océan Atlantique tropical, l'Atlantique Sud et l'océan Indien et des anomalies négatives sur l'océan Atlantique Nord. On note des anomalies positives de SST d'environ 0.05° C par écart-type contre 0.1° C dans les observations sur les deux saisons. Par contre dans les simulations historiques, et comme en été, ces structures positives de SST sont présentes plus nettement sur l'ensemble du bassin Atlantique et Indien.



(a) 200hPa



(b) 850hPa

FIGURE 4.29 – Régression des anomalies décennales de potentiel de vitesse ($10^{-6}m^2/s$ par écart-type) et de champs de vent divergent (vecteurs) à 200hPa (a), d'humidité spécifique (couleur), de champ de pression au niveau de la mer (isolignes rouge) et de champs de vent à 850hPa (b) dans les observations (1ère ligne), les moyennes multi-modèle des simulations de contrôle (2^{ème} ligne) et historiques (3^{ème} ligne) sur l'indice de l'AMO simulé sur le printemps et l'automne.

La réponse en précipitations à une phase positive de l'IPO présente dans les observations, comme décrit dans le Chapitre 3, des anomalies négatives de précipitations sur la côte guinéenne qui s'étendent jusqu'en Afrique de l'Est au printemps et se limitent à la moitié ouest de l'Afrique centrale en automne. Les réponses dans les modèles sont faibles par rapport aux observations (voir les échelles de couleurs différentes). Dans la simulation de contrôle, au printemps, la moyenne multi-modèle reproduit correctement la structure de déficit de précipitations sur l'ensemble de la zone sub-saharienne avec des maximums en valeur absolue d'environ 0.09 mm/jour localisés sur la côte guinéenne (Figure 4.31). Sur l'océan Atlantique tropical, le multi-modèle présente également des baisses des précipitations au sud de l'équateur. En automne, la

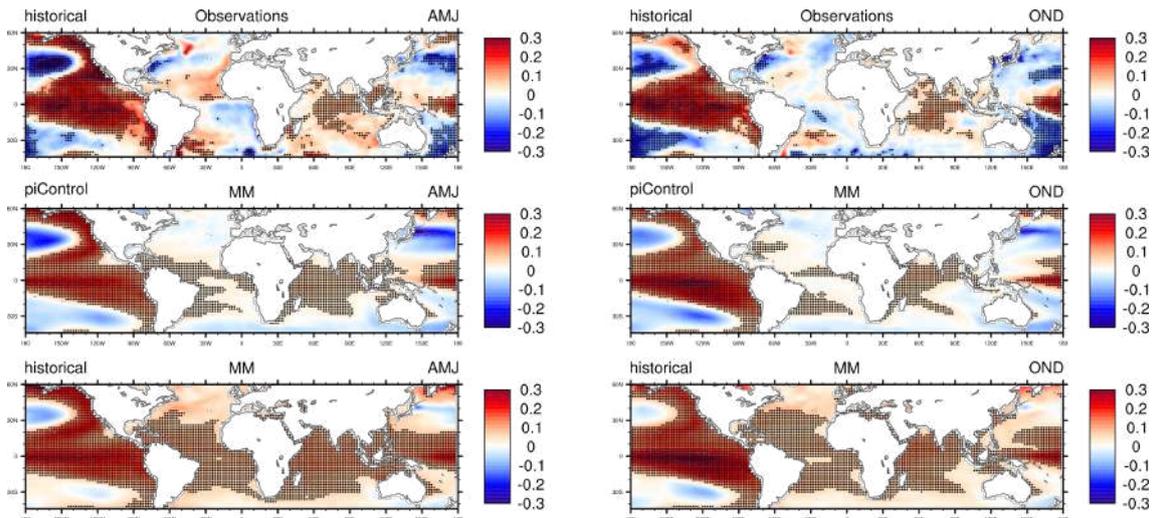


FIGURE 4.30 – Idem que la Figure 4.27 mais pour l’IPO.

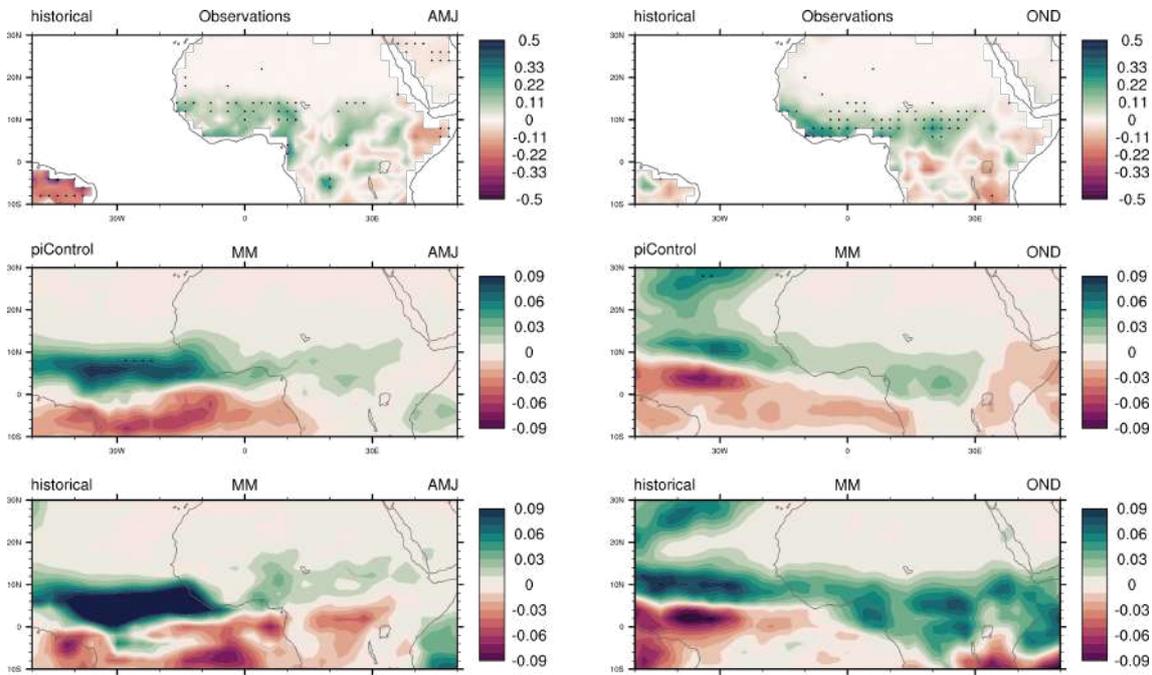
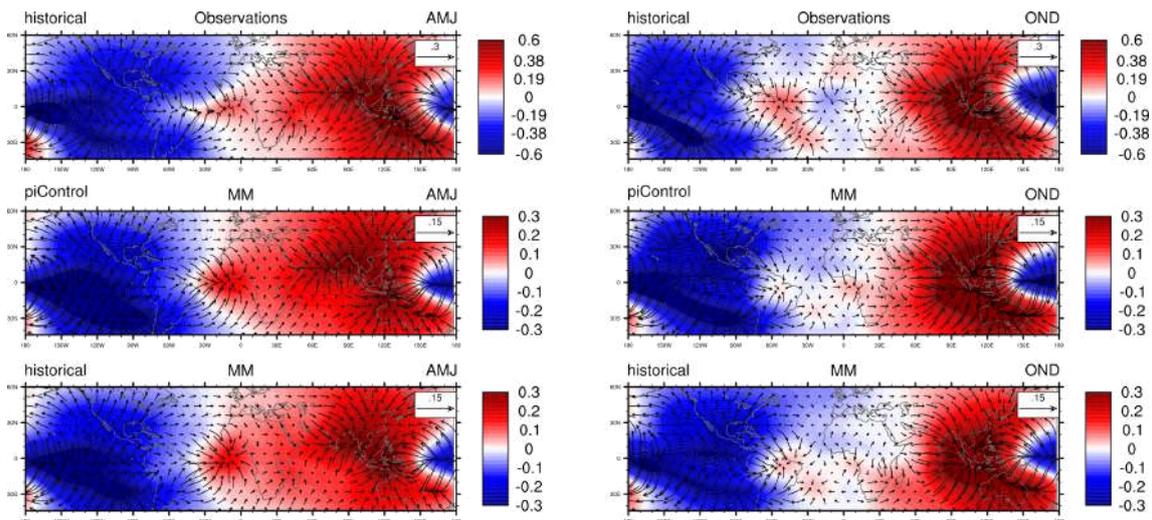


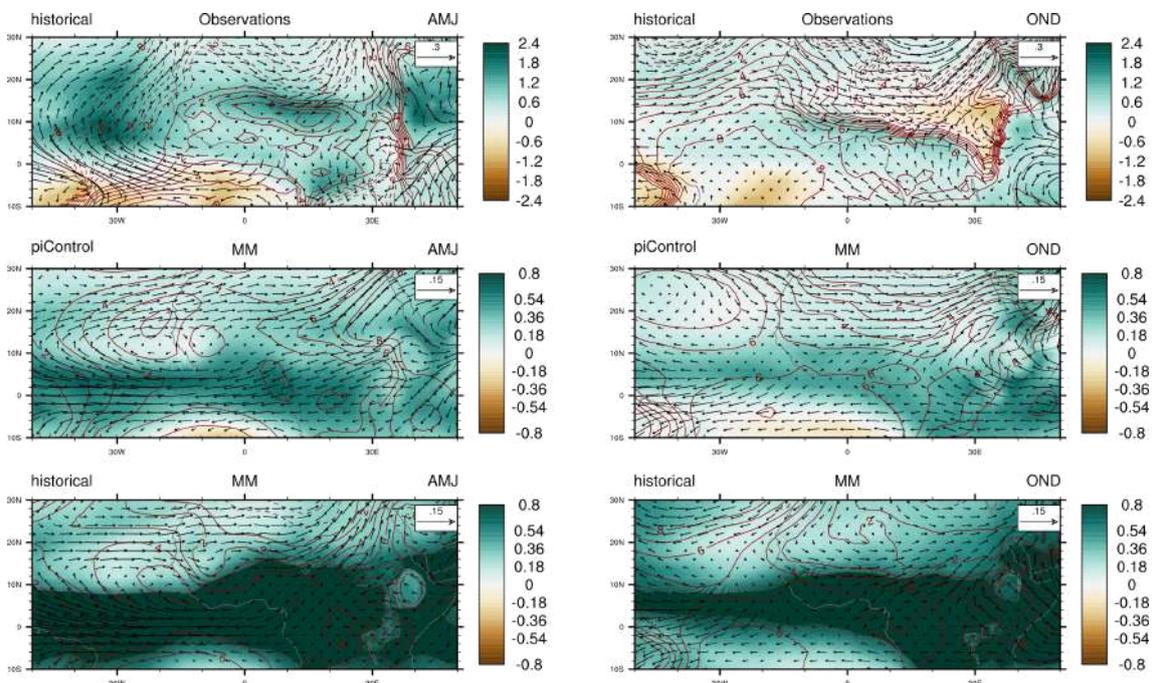
FIGURE 4.31 – Idem que la Figure 4.30 mais pour les précipitations.

moyenne multi-modèle reproduit là aussi relativement correctement la structure des anomalies de précipitations sur le continent mais avec un décalage en longitude sur l’Afrique centrale et en latitude pour la côte guinéenne. Sur l’océan Atlantique, le multi-modèle présente une zone de déficit de précipitation plus étendue qu’au printemps et une bande restreinte d’anomalies positives au large de la Guinée. Les simulations historiques présentent des structures similaires aux simulations de contrôle avec cependant, particulièrement en automne, des anomalies positives de précipitations plus étendues sur le continent africain au sud de 10° N. Les structures d’anomalies pluviométriques sur l’Atlantique tropical sont très similaires.

La Figure 4.32a présente la réponse en potentiel de vitesse et vent divergent à 200hPa. Elle montre dans l’ensemble une structure simulée par les modèles très cohérente avec les observations, excepté l’amplitude des signaux qui sont environ moitié plus faibles par rapport aux observations. Les modèles présentent en moyenne au printemps, des zones de subsidence sur



(a) 200hPa



(b) 850hPa

FIGURE 4.32 – Idem que la Figure 4.29 mais pour l'IPO.

l'océan Indien, l'Afrique de l'Est avec des maximums sur le Plateau Tibétain, l'Indonésie, et des zones d'ascendance sur l'océan Pacifique tropical et Est et sur une grande partie de l'océan Atlantique. On note une petite extension de la zone de subsidence sur l'Atlantique équatorial cohérente avec le déficit marqué de précipitations. En automne, le multi-modèle présente une structure similaire à la simulation de contrôle sur le domaine des bassins océaniques Pacifique-Indien, caractéristique du dipôle zonal de la circulation divergente de Walker. Par contre la structuration de la dynamique sur l'Atlantique et l'Afrique est beaucoup plus faible, comme dans les observations. La cohérence avec les champs d'anomalies de précipitations n'est pas très claire, si ce n'est la limitation du pôle positif de potentiel de vitesse qui peut s'associer à des anomalies pluviométriques positives sur l'Afrique au sud de 10° N plus fortes qu'au printemps.

La Figure 4.32b montre la réponse en pression du niveau de la mer (contours), humidité

spécifique à 850hPa (couleurs) et en champs de vent à 850hPa (vecteurs). Dans les observations, au printemps, une zone de basses pressions est observée sur l’océan Atlantique Est et sur le Sahara tandis que des anomalies positives de pression sont présentes au Sahel central lors des phases chaudes de l’IPO. En automne, la zone d’anomalies négatives de pression se positionne au-delà de 20° N sur l’océan Atlantique et descend jusqu’à 10° N sur le continent africain. En termes d’humidité, nous observons des anomalies positives sur l’ensemble de la région excepté des zones restreintes d’anomalies négatives sur l’Atlantique tropical sud, et sur l’Afrique de l’est en automne. Au printemps les vents de basses couches sont de composante nord et divergents sur la côte guinéenne et l’Afrique centrale, et se structurent dans une large circulation anticyclonique sur l’Atlantique intertropical qui rejoint le renforcement de la circulation cyclonique sur le Sahara. Cette structure générale de circulation se retrouve en automne principalement au nord de 10° N. La réponse simulée par les modèles est faible en moyenne par rapport aux observations. Cependant les simulations de contrôle présentent des structures de circulation de basses couches très similaires aux observations, en particulier au printemps, en cohérence avec la similitude dans les structures d’anomalies de précipitations. Dans les simulations historiques, les champs d’humidité spécifique ont des valeurs positives plus élevées que dans les simulations de contrôle, mais la similarité entre les champs de vents de basses couches est forte, particulièrement au printemps.

4.3.3 Influence de l’IDV sur la MAO

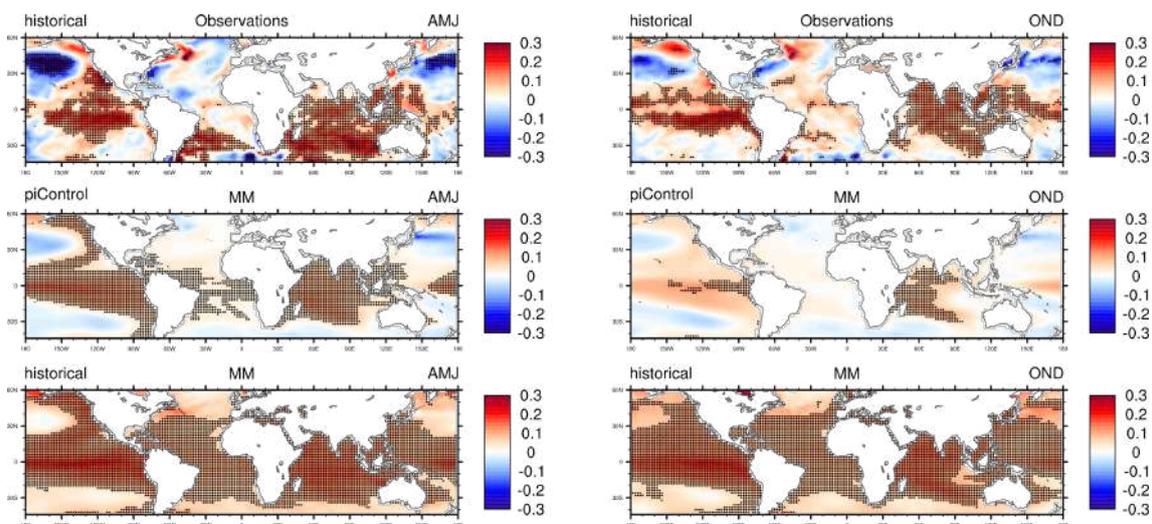


FIGURE 4.33 – Idem que la Figure 4.27 mais pour l’IDV.

L’influence de l’IDV sur la mousson ouest-africaine est analysée dans cette section. La Figure 4.33 présente le signal de l’IDV pour les observations et le multi-modèle pendant le printemps et l’automne. Comme obtenu dans les observations, pour une phase positive de l’IDV, le multi-modèle présente des anomalies positives de SST sur l’océan Indien, l’océan Atlantique Sud et sur l’océan Pacifique tropical dans les simulations de contrôle sur les deux saisons. Cependant, l’intensité des réponses est faible comparée aux observations. Certaines zones situées en dessous de 30° S présentent des anomalies négatives de SST. Sur le Pacifique, le multi-modèle des simulations de contrôle présente une structure similaire à celle de l’IPO avec des anomalies froides localisées sur le Pacifique centrale dans les bandes de latitude 30° N-40° N et 25° S-40° S et des anomalies chaudes de SST sur le Pacifique tropical et Est. Dans les simulations historiques, les modèles présentent en moyenne une hausse des SST sur tous les bassins océaniques en réponse sauf sur certaines régions de l’océan Pacifique où de faibles anomalies négatives sont simulées dans les modèles. La réponse en SST dans les simulations historiques est amplifiée par rapport

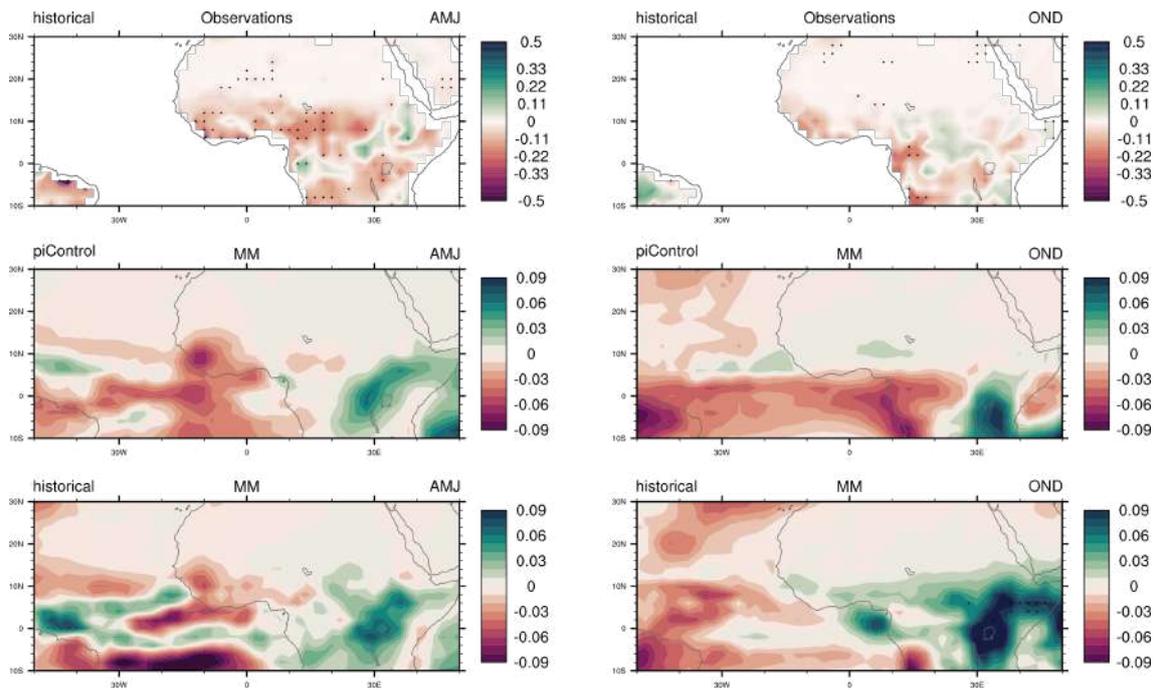


FIGURE 4.34 – Idem que la Figure 4.30 mais pour les précipitations.

à celle simulée par les modèles dans les simulations de contrôle.

La réponse en précipitation des modèles et des observations est présentée sur la Figure 4.34 pour le printemps et l’automne. Dans les observations, un déficit généralisé de précipitations en réponse à une phase positive de l’IDV est présent au printemps et de manière un peu moins marquée en automne. Dans les simulations multi-modèle, on note une bonne cohérence entre simulation de contrôle et simulation historique au printemps, caractérisée par des déficits à l’ouest de 10° E et des excédents à l’est, alors qu’en automne cette cohérence est plus limitée, avec le pôle de déficit, plus étendu qu’au printemps dans la simulation de contrôle, qui est remplacé par une extension du pôle d’excédent sur l’ensemble de l’Afrique centrale. De fait, au printemps les déficits dans les simulations sont beaucoup plus restreints que dans les observations, et en automne la simulation de contrôle montre une certaine similarité aux observations alors que la simulation historique a des anomalies de signe opposé sur le continent africain.

La réponse atmosphérique de grande échelle dans les observations est similaire à celle en lien avec l’IPO mais avec une structuration générale plus faible (Figure 4.33a). Le dipôle de circulation divergente de type Walker est présent sur le domaine Pacifique-Indien, un peu décalé vers l’ouest au printemps par rapport à celui de l’IPO, et nettement moins bien structuré en automne où la structure planétaire de nombre d’onde 1 est assez morcelée et tend vers une structure en nombre d’onde 2. Dans les moyennes multi-modèle des simulations de contrôle, la structure d’anomalies est assez similaire au printemps et encore moins organisée en automne. Les simulations historiques ont des structures très similaires à celles des simulations de contrôle.

Pour une phase positive de l’IDV, les structures de circulation de basses couches et d’humidité spécifique dans les observations sont, de même, très similaires à celles associées à une phase positive de l’IPO. Les simulations montrent des structurations là aussi assez proches des observations mais avec toujours une forte sous-estimation des amplitudes d’anomalies.

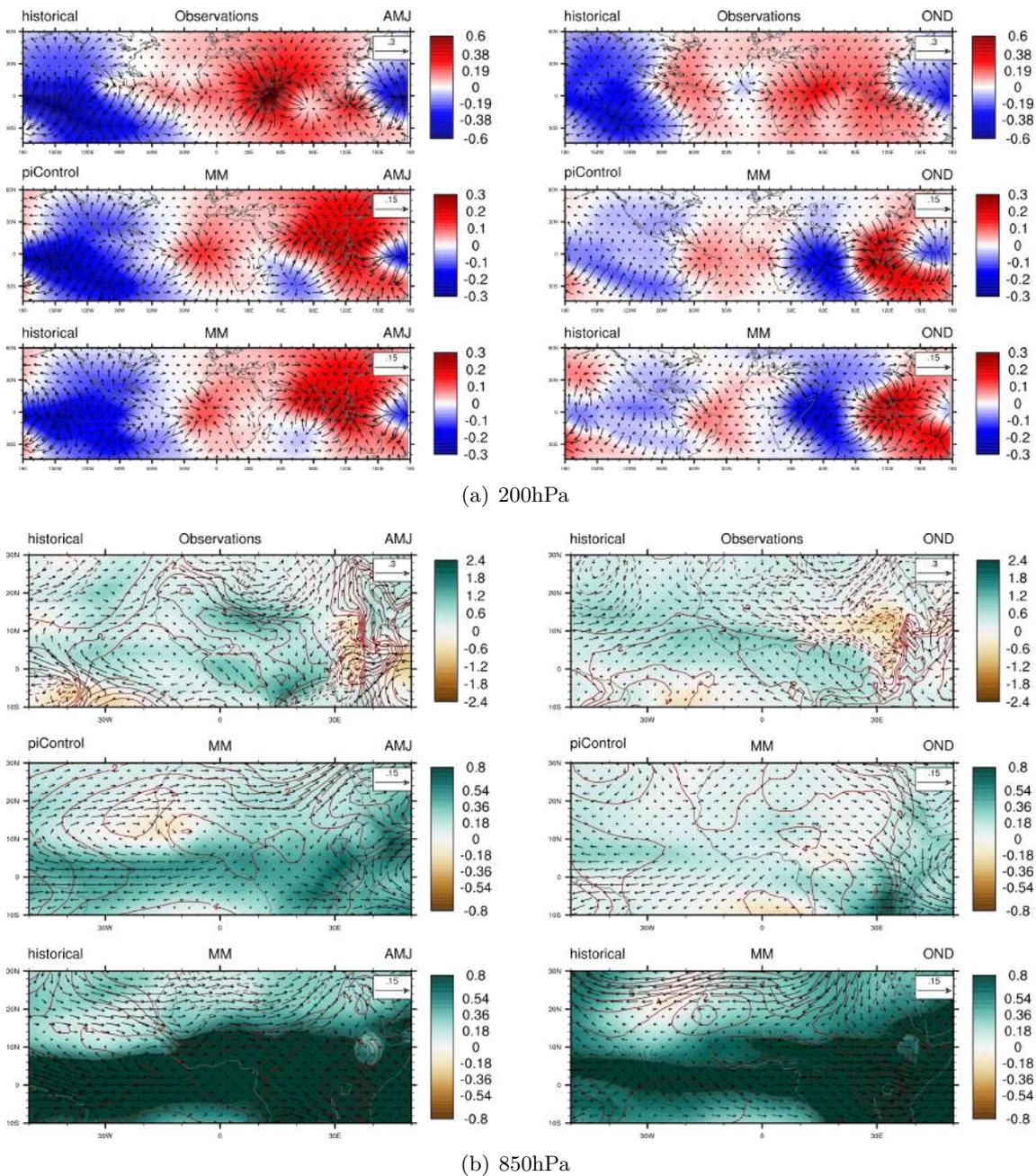


FIGURE 4.35 – Idem que la Figure 4.29 mais pour l'IDV.

4.3.4 Synthèse sur les simulations de printemps et d'automne

Cette section s'est focalisée sur le rôle des SST sur les précipitations de la région ouest-africaines à l'échelle décennale sur le printemps et l'automne à travers une analyse de régression. Cette question n'a jamais (voire très peu) été abordée dans les travaux publiés. C'est pourquoi nous avons proposé une étude exploratoire sur les relations entre les modes océaniques existants et la MAO sur ces deux saisons et de comparer les résultats à ceux de la saison d'été. C'est une première étape qui peut ouvrir vers des analyses plus précises.

D'une manière générale, dans les observations les structures de SST des trois modes océaniques sont similaires à celles de l'été pour les deux autres saisons. En ce qui concerne les liens avec l'AMO, dans les moyennes multi-modèle des simulations, les structures de SST sont simi-

lares à celles d'été, avec dans les simulations historiques des poids positifs dans l'Atlantique tropical nord un peu plus forts que dans les simulations de contrôle. Pour une phase positive de l'AMO, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent un déplacement vers le nord de la ZCIT pour les deux saisons, comme dans les simulations, avec là aussi des valeurs plus fortes dans le multi-modèle historique en lien avec une structure de potentiel de vitesse plus marquée sur l'Afrique et une advection d'humidité de basses couches plus nette aussi. Les champs d'anomalies sont globalement un peu plus forts en automne comparé au printemps. Ainsi, comme cela a été suggéré pour l'été, l'existence d'un forçage externe anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle de l'AMO, et possiblement de la DTS, principalement liée à l'évolution des émissions en aérosols sulfatés, peut être aussi avérée pour les autres saisons et contribuer à moduler les précipitations ouest-africaines. En ce qui concerne les liens avec l'IPO, dans les moyennes multi-modèle des simulations, les structures de SST sont similaires à celles d'été et similaires aux observations. Pour une phase positive de l'IPO, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des excédents au printemps et des déficits en automne. Les simulations produisent des champs différents, avec un dipôle zonal de pluie (déficit à l'ouest, excédent à l'est) au printemps et de forts excédents en automne, et des valeurs un peu plus fortes dans le multi-modèle historique. Cela peut s'associer à une structure de grande échelle du potentiel de vitesse, moins forte qu'en été, restant limitée au domaine Pacifique-Indien, la zone de subsidence ne couvrant plus l'Afrique. Comme pour l'été, la variabilité naturelle interne reste dominante (contrairement à ce que l'on suggère pour l'AMO), par contre les téléconnexions de grande échelle sont moins fortes qu'en été et rendent plus faible le contrôle de l'IPO sur les précipitations ouest-africaines pour ces deux saisons. Enfin en ce qui concerne les liens avec l>IDV, les structures de SST sont similaires à celles d'été et similaires aux observations, avec des signaux un peu plus forts au printemps qu'en automne, et là aussi des signaux plus nets dans le multi-modèle historique comparé au multi-modèle de contrôle. Pour une phase positive de l>IDV, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des déficits assez généralisés au printemps et localisés sur la côte guinéenne et l'Afrique centrale en automne. Les simulations présentent une similarité assez modérée au printemps, et au contraire des anomalies positives de précipitations en automne. La déstructuration de la circulation de grande échelle dans les simulations, en particulier en automne peut être un facteur explicatif de ces différences avec les observations. Ainsi comme pour l'été, le forçage par l>IDV de la dynamique régionale ouest-africaine est peu robuste.

4.4 SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Ce chapitre a été consacré à l'évaluation du rôle des SST sur la mousson d'été ouest-africaine à l'échelle décennale dans les simulations de contrôle et historique des modèles de climat CMIP5. Elle reprend et apporte de nouveaux résultats aux différentes études réalisées et publiées ces dix dernières années. Nous avons évalué la question de l'influence potentielle des bassins océaniques sur la mousson d'Afrique de l'Ouest a été abordée dans les simulations de contrôle préindustrielles et historiques. Sur ce point, nous sommes partis d'une analyse en SVD pour déterminer les modes de variabilité conjointe maximisant la covariance entre les SST et les précipitations ouest-africaines, pour ensuite étudier le lien entre ces modes et les précipitations à travers des analyses en EOF puis des analyses en régression linéaire. Les résultats ont montré à la fois des résultats cohérents en termes de moyenne multi-modèle et parfois de grandes disparités entre les modèles individuels.

La question de l'influence potentielle des bassins océaniques sur la mousson d'Afrique de l'Ouest a également été abordée dans les simulations de contrôle préindustrielles et historiques. Les simulations de contrôle sont considérées car elles représentent la référence pour chaque modèle de leur représentation de la variabilité naturelle interne pour l'échelle décennale étudiée ici. Les simulations historiques sont analysées au regard des simulations de contrôle pour détecter

l'effet éventuel des conditions de forçages historiques (gaz à effet de serre et aérosols) à l'œuvre sur cette période (ici 1901-2005).

Notre démarche a été d'abord, avant toute analyse, d'examiner la dérive numérique long terme existant dans les simulations de contrôle des modèles pour évaluer leur amplitude et décider si elle doit être éliminée ou pas. Les résultats montrent que l'ordre de grandeur de ces dérives est très faible comparé aux ordres de grandeur des tendances dans les simulations historiques. L'analyse en SVD a montré ensuite que les modèles CMIP5 reproduisent correctement les modes dominants de covariabilité dans les simulations de contrôle avec des structures de SST cohérentes par rapport à celles déduites des observations, avec cependant pour la plupart une sous-estimation de la fraction de covariance expliquée, avec une combinaison. En revanche, dans les simulations historiques, l'analyse en SVD produit des résultats moins robustes rendant plus délicat la mise en évidence des liens décennaux entre les SST et les précipitations ouest-africaines.

L'analyse de régression sur les modes océaniques a montré que les modèles reproduisent en moyenne des réponses en précipitations plus ou moins correctes sur l'Afrique de l'Ouest selon les modes. La réponse en précipitation à l'indice de l'AMO est cohérente avec les observations avec cependant une structure zonale située plus au Sud dans les deux types de simulations et des amplitudes moins importantes par rapport aux observations. Cette structure zonale de précipitation est liée au déplacement latitudinal de la ZCIT qui entraîne l'advection du flux d'humidité sur le continent et renforce les précipitations sur la région ouest-africaine. Par ailleurs, l'intensification du signal historique par rapport au signal de contrôle, en particulier pour les SST de l'Atlantique tropical nord et les précipitations sahéliennes suggère l'existence d'un forçage externe d'origine anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle, et plus particulièrement la diminution de la concentration d'aérosols de pollution industrielle dans l'atmosphère à partir de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle.

L'influence de l'IPO a ensuite été examinée. D'une manière générale, les résultats montrent que la plupart des modèles présente une réponse en précipitation cohérente avec leur structure atmosphérique correspondante. Une phase chaude de l'IPO entraîne un déficit pluviométrique sur la région ouest-africaine. Cette baisse des précipitations en Afrique de l'ouest s'explique par un renforcement de la circulation de Walker lors des phases chaudes de l'IPO avec une inhibition de la convection sur l'Afrique et l'océan Indien et une intensification de la convection sur l'océan Pacifique tropical. Les simulations historiques montrent une réponse de leur circulation à grande échelle cohérente avec celle des simulations de contrôle, signant ainsi une variabilité décennale naturelle dominante. Cependant les réponses à l'échelle locale en termes de précipitations et advection d'humidité sur l'Afrique de l'ouest sont très variables suivant les modèles et produisent une réponse en moyenne multi-modèle cohérente aux observations mais de faible amplitude.

Sur l'océan Indien, la dispersion inter-modèle est très importante, et ce mode reste le moins impactant des trois modes océaniques. Les structures de SST associées à l'indice de l>IDV montrent des anomalies positives similaires à l'IPO dans les simulations de contrôle, mais globalement positives sur tous les bassins dans les simulations historiques suggérant un possible lien de ce mode avec le mode AMO et IPO. Dans les simulations de contrôle, une phase positive de l>IDV produit un déficit de précipitation sur l'Afrique de l'Ouest à travers un renforcement de la subsidence sur l'Afrique de l'Ouest et de la convergence sur le Pacifique dans les simulations non forcées, même si dans les modèles individuels on peut trouver des réponses de signe opposé. Dans les simulations historiques les forçages dynamiques associés à une phase positive de l>IDV restituent mal la subsidence et les baisses des précipitations ouest-africaines vues dans les observations et dans les simulations de contrôle. L'impact de ce forçage se limite au domaine régional Pacifique-Indien et est faible et peu robuste dans l'Afrique. L'inversion du signal dans les simulations forcées et sa limitation spatiale peut éventuellement s'expliquer par le déphasage

entre l'IDV et l'IPO à partir des années 1980 lié à l'augmentation des gaz à effets de serre.

Enfin, l'analyse de l'influence simultanée des trois bassins océaniques a montré d'une part que le mode AMO est quasiment indépendant des deux autres modes dans les observations et dans les simulations de contrôle, et plus fortement corrélés dans les simulations historiques. Une augmentation des précipitations sahéliennes est nette pour des combinaisons « AMO chaud - IPO froid - IDV froid » (et inversement), dans les observations et dans la majorité des simulations de contrôle avec des amplitudes plus faibles. En revanche, les combinaisons « AMO chaud - IPO chaud - IDV chaud » (et la combinaison opposée), favorisent une atténuation du signal de pluie induit par la phase de l'AMO, entraînant parfois une inversion de ce signal. Ainsi on peut suggérer que l'impact des modes océaniques sur les pluies sahéliennes à l'échelle décennale, qui est net dans les observations sur la période 1901-2005, résulte fortement de phasages favorables entre ces modes océaniques. Cette configuration est aussi fréquente dans les simulations de contrôle mais avec moins de contribution des combinaisons persistant au-delà de 10 ans. Dans les simulations historiques, on a en moyenne comme dans le multi-modèle de contrôle un impact pluviométrique des combinaisons « favorables » des modes AMO, IPO et IDV, mais avec une structuration des champs pluviométriques plus faible. Ces combinaisons sont aussi un peu moins fréquentes que pour les simulations de contrôle, et comme pour celles-ci, les durées de ces combinaisons ne dépassent que rarement 10 ans.

Enfin, nous avons initié une étude exploratoire similaire pour les saisons de printemps et d'automne. D'une manière générale, dans les observations les structures de SST des trois modes océaniques sont similaires à celles de l'été pour les deux autres saisons. Pour une phase positive de l'AMO, les champs d'anomalies de précipitations sont similaires à l'été en prenant en compte le placement saisonnier différent de la ZCIT, et avec des signaux un peu plus nets en automne. On a là aussi des valeurs plus fortes dans le multi-modèle historique que dans les simulations de contrôle suggérant comme pour l'été, l'existence d'un forçage externe anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle de l'AMO, principalement liée à l'évolution des émissions en aérosols sulfatés. Pour une phase positive de l'IPO, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des excédents au printemps et des déficits en automne. Les simulations produisent cependant des champs différents, avec un dipôle zonal de pluie (déficit à l'ouest, excédent à l'est) au printemps et de forts excédents en automne. Comme pour l'été, la variabilité naturelle interne reste dominante, par contre les téléconnexions de grande échelle sont moins fortes qu'en été rendant plus faible le contrôle de l'IPO sur les précipitations ouest-africaines pour ces deux saisons. Enfin, pour une phase positive de l'IDV, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des déficits assez généralisés au printemps et localisés sur la côte guinéenne et l'Afrique centrale en automne. Les simulations présentent une similarité assez modérée au printemps, et au contraire des anomalies positives de précipitations en automne. La déstructuration de la circulation de grande échelle dans les simulations, en particulier en automne peut être un facteur explicatif de ces différences avec les observations. Ainsi comme pour l'été, le forçage par l'IDV de la dynamique régionale ouest-africaine est peu robuste.

5

RÔLE DU FORÇAGE ATMOSPHÉRIQUE CONTINENTAL DANS LA VARIABILITÉ DÉCENNALE DE LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE DANS LES SIMULATIONS CMIP5 EN ÉTÉ

SOMMAIRE

5.1	Influence du forçage atmosphérique continental sur la variabilité de la mousson ouest-africaine	167
5.1.1	Influence de la DTS et de la DTA sur la MAO dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale	167
5.1.2	Influence de la DTS sur la variabilité de la MAO dans les simulations historiques à l'échelle décennale	170
5.1.3	Influence de la DTA sur la variabilité décennale de la MAO dans les simulations historiques à l'échelle décennale	173
5.1.4	Conclusion partielle	174
5.2	Structures de régressions partielles sur l'indice de la DTS et de la DTA	175
5.2.1	Régression partielle sur l'indice décennal de la DTS	175
5.2.2	Régressions partielles sur l'indice décennale de l'indice DTA	176
5.2.3	Conclusion partielle	178
5.3	Régressions partielles sur les indices de précipitations sahéliens	178
5.4	Synthèse du chapitre	182

Le chapitre précédent s'est essentiellement consacré à l'influence des modes océaniques sur la variabilité de la mousson d'Afrique de l'Ouest à l'échelle décennale dans les simulations de contrôle préindustrielles et historiques. Il a montré une certaine diversité dans la réponse des modèles aux variations décennales des températures de surface océaniques, avec des covariations entre ces modes océaniques et la MAO plus ou moins robustes suivant les bassins océaniques. L'intensification du signal historique par rapport au signal de contrôle, en particulier pour l'AMO et les SST de l'Atlantique tropical nord vis à vis des précipitations sahéliennes suggère aussi l'existence d'un forçage externe d'origine anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle, et plus particulièrement la diminution de la concentration d'aérosols de pollution industrielle dans l'atmosphère à partir de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle. En allant plus loin, certaines études, comme celles menées par Lavaysse *et al.* (2009) ou bien Biasutti *et al.* (2009), ont montré que d'autres facteurs, spécifiquement atmosphériques comme la DTS, peuvent jouer un rôle également important dans les variations de la MAO à des échelles de temps intra-saisonnière à interannuelle, voir sur le long-terme. Mais la question de son influence aux échelles décennale et multi-décennale sur la MAO reste sous documentée. En particulier, la représentation de la DTS dans les modèles de climat et son influence sur les pluies de la région ouest-africaine, demeurent encore un défi bien que certaines améliorations aient été apportées aux modèles de climat dans le cadre de l'exercice CMIP5 (Dixon *et al.*, 2017, 2018)

Par ailleurs, la section 3.3 du Chapitre 3 a montré une certaine covariance (mais aussi du coup une certaine indépendance) d'une part entre les modes océaniques AMO-IPO et la DTS avec des corrélations respectives de 0.69 et 0.54, et d'autre part entre l'AMO et l'indice de la DTA avec une corrélation de 0.85. Il est intéressant de mieux décrypter les implications sur leurs relations aux précipitations ouest-africaines. Par ailleurs, l'influence de la DTA sur la MAO n'a pas été abordée dans les nombreux travaux scientifiques relatifs à la région ouest-africaine. C'est pourquoi, l'analyse de ces zones de dépression et de leur influence sur la MAO est nécessaire pour progresser dans la compréhension de l'évolution des précipitations de mousson. Nous évaluerons dans ce chapitre la capacité des modèles CMIP5 à représenter l'influence des centres de dépression (DTS et DTA) sur la mousson ouest-africaine à l'échelle décennale d'une part, et d'autre part, nous analyserons l'importance de ces facteurs de variabilité par rapport aux modes océaniques de variabilité décennales étudiés dans le chapitre précédent, en particulier l'AMO. Dans cette perspective, nous présenterons dans un premier temps les champs de régressions des champs de pluies, de température de surface à 2 mètres, de géopotentiel, d'humidité spécifique et de vents à 925hPa sur les indices de la DTS et de la DTA en été dans les simulations de contrôle et les simulations historiques. Les indices utilisés ici ont été déterminés avec une méthode identique à celle des observations (Voir section 3.3). L'accent sera mis ensuite sur les structures de régressions partielles sur ces indices ou des indices de précipitations sahéliennes afin d'en analyser les parts de variabilité indépendamment de l'influence des modes océaniques, principalement l'AMO.

L'évolution long-terme de ces indices océaniques et atmosphériques et leur influence sur précipitations ouest-africaines seront évaluées dans le chapitre 6.

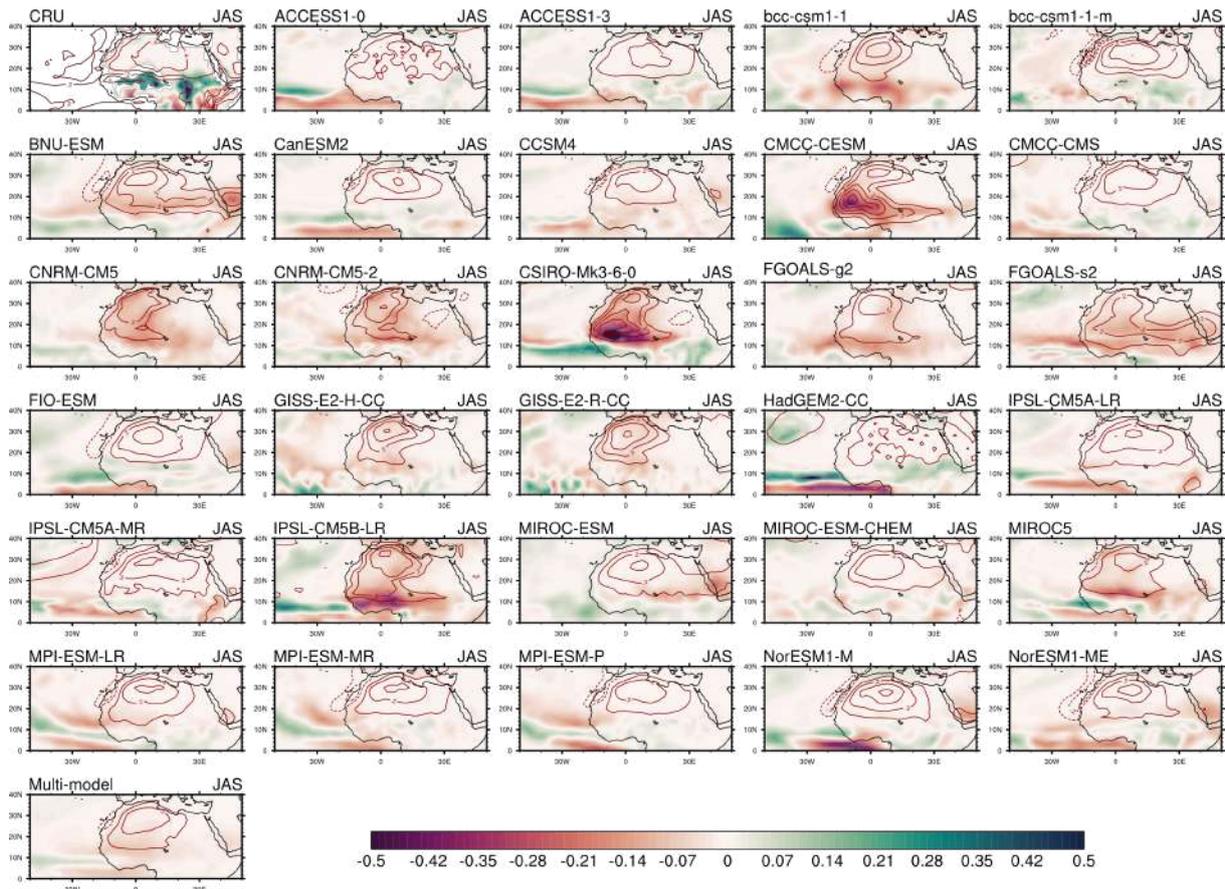


FIGURE 5.1 – Cartes de régression des anomalies décennales de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges) sur l'indice de la DTS pour les données d'observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été dans les simulations de contrôle.

5.1 INFLUENCE DU FORÇAGE ATMOSPHÉRIQUE CONTINENTAL SUR LA VARIABILITÉ DE LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE

5.1.1 Influence de la DTS et de la DTA sur la MAO dans les simulations de contrôle à l'échelle décennale

5.1.1.1 Réponse en précipitation

La Figure 5.1 présente les champs de régression des anomalies de précipitations filtrées aux échelles décennales sur l'indice décennal de la DTS pour les 29 modèles CMIP5. Sur cette figure, ont été superposés les champs de régression des températures à 2 mètres sur cet indice en contours rouge. Les structures de référence obtenues à partir des données d'observations sont présentées sur la Figure 3.15 et sont aussi présentées en Figure 5.1 (en haut à gauche). Pour rappel, dans les observations l'intensification de la DTS induit une augmentation de la température sur la région saharienne et une augmentation des précipitations sur le Sahel central et le Sahel est, et une diminution le long de la côte guinéenne (Figure 3.15). La réponse en température dans les modèles est relativement bien reproduite avec cependant des formes diverses. Dans la plupart des modèles, la structure de la DTS est caractérisée par des maxima de température entre 20° N et 30° N. Par contre, en termes de précipitations, la dispersion inter-modèle est assez forte. Comme on a pu l'observer dans le chapitre précédent, l'ensemble des modèles présente une réponse assez faible comparée aux observations. La moyenne multi-modèle obtenue à partir de 29 modèles présente une baisse généralisée des précipitations sur l'ensemble de la

région ouest-africaine en réponse à une intensification de la DTS. Sur l'océan, le multi-modèle présente une bande d'anomalies positives de précipitations autour de 10° N, encadrée par des anomalies négatives de part et d'autre. La plupart des modèles présentent des anomalies négatives de précipitations sur le continent en réponse à une intensification de la DTS. On peut citer entre autres les modèles bcc-csm1-1, BNU-ESM, CCSM4, CMCC-CESM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, IPSL-CM5B-LR et MPI-ESM-LR. Pour quatre de ces modèles (bcc-csm1-1, CMCC-CESM, CSIRO-Mk3-6-0 et IPSL-CM5B-LR), la réponse simulée montre une forte baisse de précipitations sur le Sahel, en général d'environ 0.5 mm/jour. Certains parmi eux présentent des anomalies positives de pluies mais localisées un peu plus au Sud comparé aux observations. Le modèle CSIRO-Mk3-6-0 par exemple, reproduit une augmentation des précipitations le long de la côte guinéenne. C'est aussi le cas du modèle MIROC5 dont la structure positive s'étend jusqu'à l'Est du Cameroun. A l'opposé, quatre modèles présentent des structures positives de précipitations : bcc-csm1-1-m, CanESM2, FIO-ESM et HadGEM2-CC reproduisent des anomalies positives de précipitations sur le Sahel Est et central, comme dans les observations. Sur l'océan, un nombre important de modèles présentent des dipôles Sud/Nord de précipitations : ACCESS1-0, ACCESS1-3, CanESM2, FIO-ESM, HadGEM2-CC et IPSL-CM5B-LR. Pour les modèles BNU-ESM et CSIRO-Mk3-6-0 en revanche, ce dipôle est inversé. Pour conclure, les simulations de contrôle, vues par la moyenne multi-modèle, produisent une relation des précipitations sahéniennes à la DTS très différente, voire opposée, à la relation établie dans les observations.

5.1.1.2 Dynamique atmosphérique associée

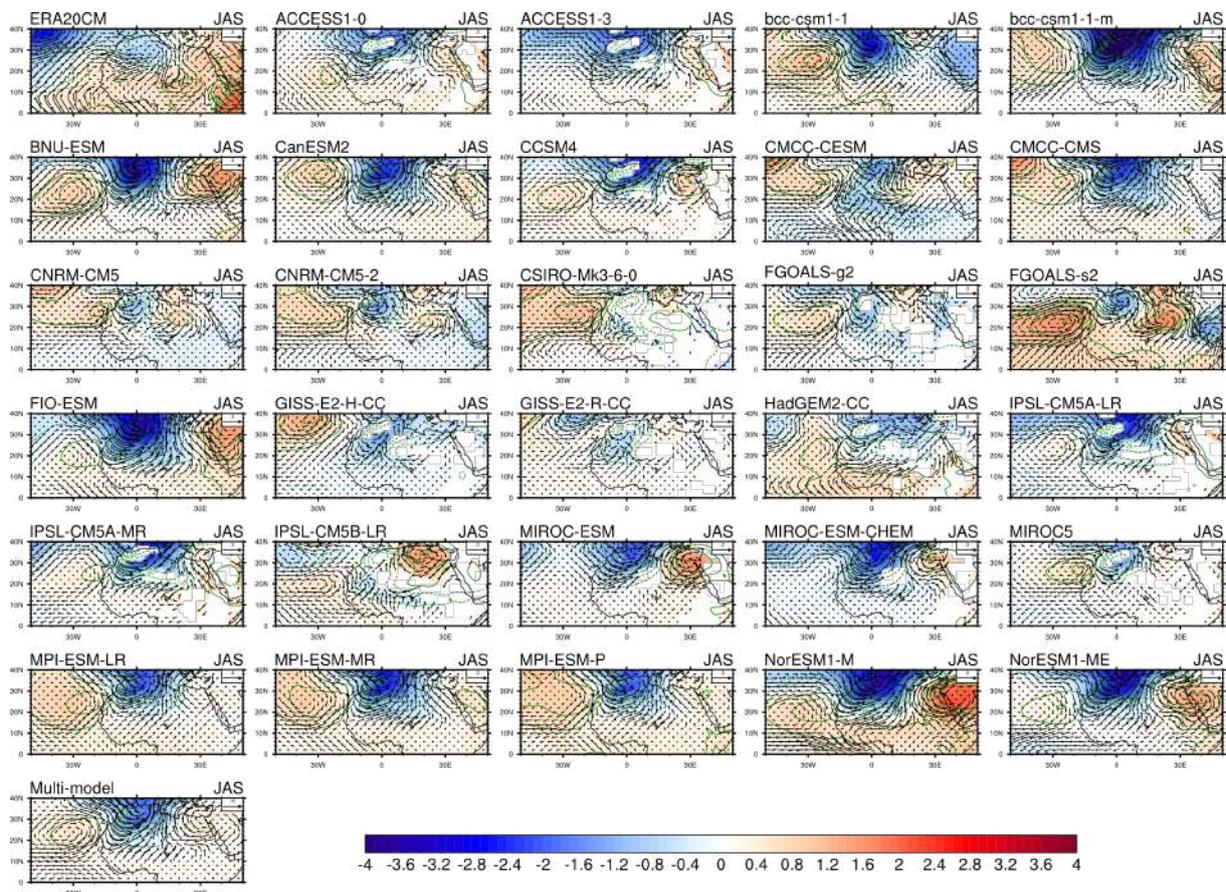


FIGURE 5.2 – Idem que Figure 5.1 mais pour la pression au niveau de la mer (contours rouge), et le géopotential (couleurs) et les champs de vent (vecteurs) à 925hPa.

Les mêmes régressions ont été calculées à partir des anomalies décennales de géopotential et de vent à 925hPa, et de la pression au niveau de la mer (Figure 5.2), et à partir de l'humidité spécifique à 925 hPa (Figure 5.3), afin de comprendre les mécanismes qui expliquent les réponses en précipitations simulées dans les modèles. Les cartes de régression obtenues présentent des similarités avec les structures obtenues à partir des données d'observation, mais montrent aussi clairement des différences entre les modèles. Dans les observations, un réchauffement de la DTS se traduit par un renforcement de la circulation cyclonique dépressionnaire au-dessus du Sahara au nord de 20° N, associé à des hausses de géopotential et pression au sud, induisant un gradient méridien de pression renforcé au nord de 15° N, et des vents de mousson plus forts dans cette même zone et plus faibles entre 10° N et la côte guinéenne. Cette structure dynamique induit un renforcement du gradient méridien de précipitations comme montré sur la Figure 5.1, et est associé à une forte humidification dont les valeurs maximales sont situées entre 10° N et 20° N (Figure 5.3). La moyenne multi-modèle présente en réponse à une augmentation des températures dans la DTS, et différemment des observations, une structure ondulatoire très claire, avec une circulation cyclonique, associée à des anomalies négatives de géopotential et de pression au niveau mer, axée sur le méridien origine au-dessus du nord-Sahara, et des circulations anticycloniques situées de part et d'autre. La circulation cyclonique induit un renforcement des vents de sud-ouest au nord de 10° N et une divergence de vent plus au sud entre 10° N et la côte guinéenne, et conduit à une baisse modeste mais généralisée des précipitations sur le continent et une baisse d'humidité spécifique au nord de 15° N, là encore en contradiction avec les observations. Par ailleurs, la composante est des vents sur l'Atlantique tropical est renforcée par la circulation anticyclonique (nettement moins visible dans les observations), conduisant à une zone de convergence et des précipitations plus importantes.

La plupart des modèles présentent des anomalies négatives de géopotential localisées dans la zone de dépression sur le Sahara avec des structures variées. Certains modèles (bcc-csm1-1-m, BNU-ESM, FIO-ESM et NorESM1-M) présentent une structure de géopotential assez prononcée sur le Sahara. D'autres en revanche, présentent des signaux assez faibles : CSIRO-Mk3-6-0, GISS-E2-R-CC et IPSL-CM5B-LR. Les modèles CNRM-CM5, CNRM-CM5-2 et FGOALS-g2 présentent quant à eux des zones de forts géopotentials de part et d'autre de la zone dépressionnaire sur le Maroc. Les champs de régression de la pression du niveau de la mer superposée à ces cartes sont cohérents avec les structures de géopotential. Notons à ce stade que les signaux simulés par les modèles présentent des valeurs plus fortes en valeurs absolues que celles des réanalyses.

La Figure 5.1 montre les structures de régression des champs d'humidité spécifique sur l'indice décennal de la dépression thermique saharienne. Les réponses en champs de vent à 925hPa et en pression du niveau de la mer y ont été superposées. En moyenne multi-modèle, comme décrit plus haut, une intensification de la DTS est associée à une baisse de l'humidité spécifique sur le Sahara et une hausse assez faible sur l'océan Atlantique, le Sahel et la côte guinéenne. Ces structures diffèrent de celles des observations où le renforcement de la DTS est lié à une hausse de l'humidité sur l'Afrique de l'Ouest et l'océan Atlantique. Une hausse de la DTS entraîne une baisse d'humidité sur la zone dépressionnaire et une hausse de l'humidité localisée sur le Sahel dans plus de la moitié (68%) des modèles. Pour certains d'entre eux, la baisse d'humidité en réponse à l'intensification de la DTS s'étend jusqu'à 15° N : BNU-ESM, FGOALS-s2. Sur l'océan Atlantique, plusieurs modèles présentent des anomalies positives d'humidité spécifique au-delà de 6° N et une zone d'anomalie négative d'humidité localisée en dessous de 0°. En termes d'impact sur le vent, la réponse des modèles présente une forte dispersion. En moyenne multi-modèle, l'intensification de la DTS s'accompagne d'une circulation cyclonique sur le Sahara et une circulation anticyclonique sur l'océan Atlantique Nord. Sur le Sahel, des anomalies de vent d'ouest et de sud-ouest sont reproduites. Plusieurs modèles surestiment l'intensité des réponses sur le Sahara. L'ensemble des modèles reproduit une circulation cyclonique dont les centres d'action

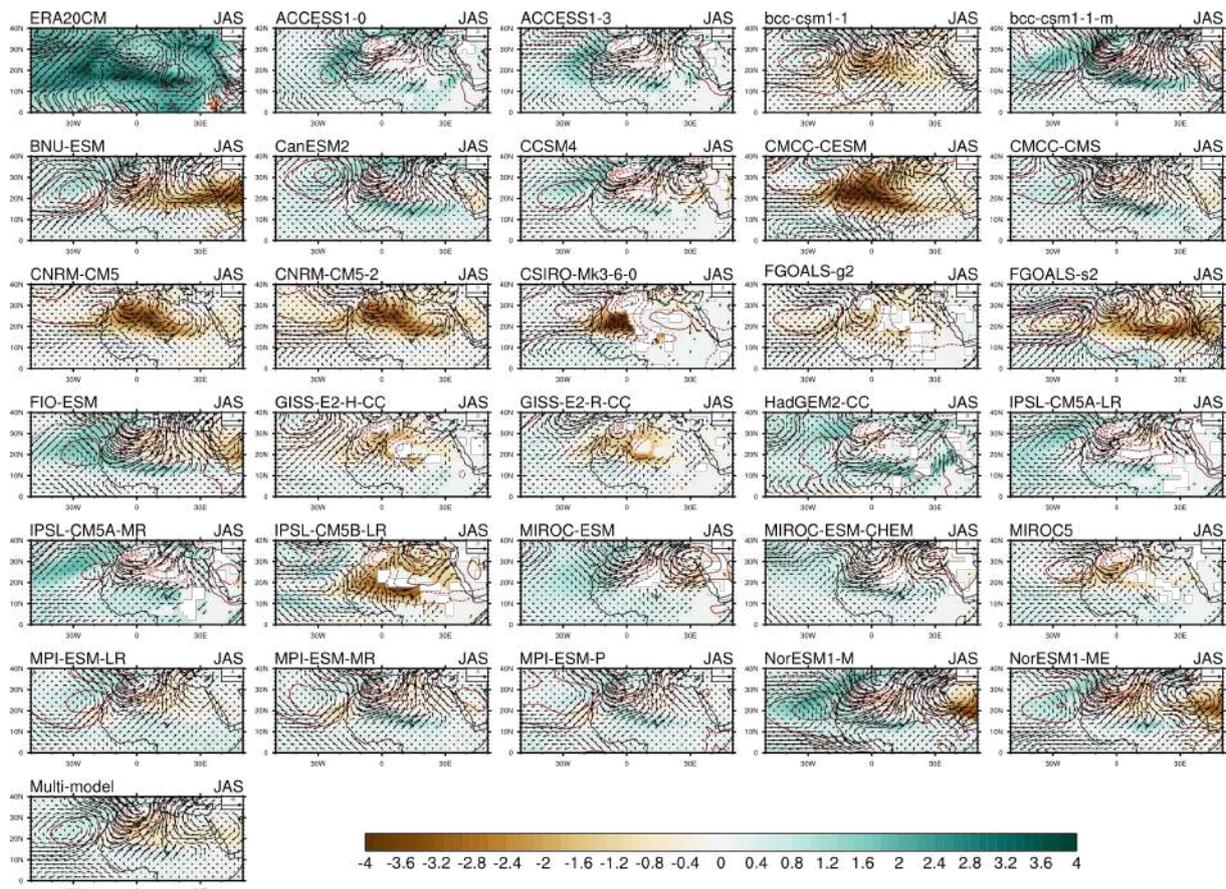


FIGURE 5.3 – Idem que Figure 5.1 mais pour l’humidité spécifique à 925hPa (couleurs), la pression du niveau de la mer (contours) et les champs de vent à 925hPa.

varient fortement d’un modèle à un autre en cohérence avec la structure spatiale de la zone de dépression. Le modèle HadGEM2-CC par exemple, reproduit des anomalies de vent d’Ouest qui favorise l’advection de l’humidité sur le continent et donc explique la hausse des précipitations sur le Sahel en réponse à l’indice de la DTS. Par contre, les modèles CNRM-CM5, CNRM-CM5-2 et CSIRO-Mk3-6-0 présentent des anomalies de vents d’est sur le Sahel qui traduisent un export de l’humidité vers l’océan en cohérence avec leurs structures de précipitations.

5.1.2 Influence de la DTS sur la variabilité de la MAO dans les simulations historiques à l’échelle décennale

Comme nous l’avons fait dans le Chapitre 4, nous examinons ici les différentes réponses dans le cas des simulations historiques uniquement sur les moyennes multi-modèle et en comparaison avec les simulations de contrôle et les observations. Pour rappel, les structures de réponse dans les simulations de contrôle ont montré une baisse des précipitations et un assèchement au nord de 15°N , en contradiction avec les structures de réponse dans les données d’observations. La Figure 5.4 présente les cartes de régression issues de la moyenne multi-modèle des anomalies décennales de précipitation (a-c), de géopotential à 925hPa (d-f) et d’humidité spécifique à 925hPa (g-i) sur l’indice décennal de la DTS pour les simulations de contrôle, historiques et les observations. Les mêmes types de structures y ont été superposés pour les températures à 2 mètres (contours sur les figures a-c), la pression au niveau de la mer (contours sur les figures d-i) et les champs de vent à 925hPa (vecteurs).

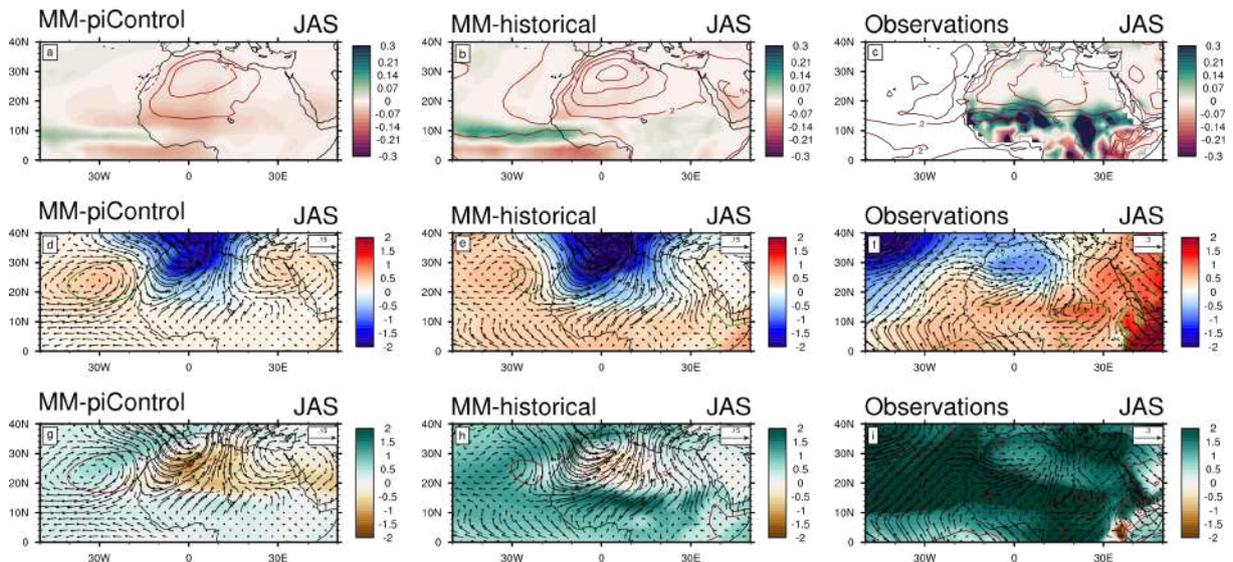


FIGURE 5.4 – Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotentiel et de champs de vent à 925hPa et de pression au niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique et de champs de vent à 925hPa, pour les observations et les moyennes multi-modèles issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique). L'échelle de couleurs des précipitations est différente pour les observations.

La moyenne multi-modèle issue des simulations historiques se situe globalement proche de celle des simulations de contrôle pour les structures dynamiques et assez proche des observations pour les variables précipitations et humidité spécifique. En termes de dynamique atmosphérique, la réponse en température à 2 mètres et géopotentiel à 925 hPa de la moyenne multi-modèle historique présente des structures très similaires à celles des simulations de contrôle, avec de plus fortes valeurs de température sur le Sahara et une zone de bas géopotentiels sur le Sahara de poids plus forts (Figure 5.4e) que celle des simulations de contrôle (Figure 5.4d) et des observations (Figure 5.4f). Le renforcement de la DTS s'accompagne aussi d'une baisse de la pression au niveau de la mer et d'un renforcement de la circulation cyclonique induisant un renforcement des vents de sud-ouest de part et d'autre de 10° N. Sur l'océan Atlantique, la circulation anti-cyclonique reproduit dans les simulations de contrôle est également présente avec une intensité plus faible. En termes d'humidité, les réponses dans les deux types de simulations présentent de fortes similarités mais restent différentes de celles des données d'observations. Cependant dans les simulations historiques, la réponse en humidité présente des anomalies négatives d'humidité plus restreintes sur le Sahara et des anomalies positives beaucoup plus étendues se rapprochant de la structure des observations. Enfin, cette moyenne multi-modèle présente corrélativement une structure d'anomalies de précipitations fortement similaire à celle des simulations de contrôle mais avec des anomalies positives plus marquées (Figure 5.4b), que ce soit sur le continent ou sur l'Atlantique tropical. Comme dans les simulations de contrôle, la structure issue des simulations historiques est assez différente de celle des observations.

Sur la Figure 5.5, nous présentons le nuage de points de la moyenne des coefficients de régression sur l'indice décennal de la DTS, des anomalies de température de surface à 2m pris sur la zone de dépression (7° W-5° E;20° N-30° N), de précipitation pris sur le Sahel Nord (SAHEL_N :18° W-10° E;16° N-25° N) et d'humidité pris sur le Sahel Nord (SAHEL_N :18° W-10° E;16° N-25° N) et le Sahel Sud (SAHEL_S :18° W-10° E;10° N-15° N). Le choix des différents domaines se fonde sur le critère d'homogénéité des structures de régression analysées plus haut, à la fois pour les simulations de contrôle et historiques. Cette figure montre bien une forte dispersion dans les modèles. Pour un renforcement de la DTS, la majorité des modèles présentent

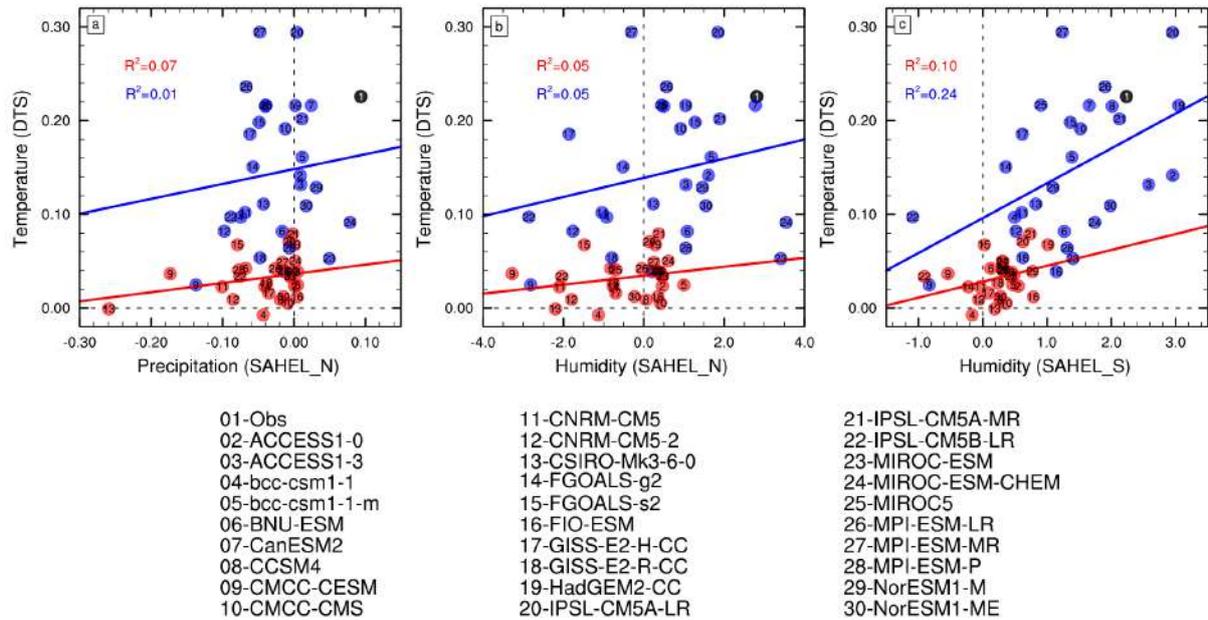


FIGURE 5.5 – Nuages de point des coefficients de régression sur l'indice de la DTS des anomalies de précipitation, d'humidité spécifique et de température de surface à 2 mètres moyennées sur le Sahel Nord (SAHEL_N :18° W-10° E;16° N-25° N), le Sahel Sud (SAHEL_S :18° W-10° E;10° N-15° N) et sur le domaine (DTS :7° W-5° E;20° N-30° N) pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l'ajustement linéaire de ces points.

une baisse des pluies sur le Sahel Nord dans les simulations de contrôle. Dans les simulations historiques, les résultats sont assez partagés. Plus de la moitié des modèles présente un déficit de précipitations tandis qu'un peu moins du tiers des modèles présente la situation inverse. En termes de distribution de sensibilité, les corrélations linéaires entre ces deux variables sont très faibles. En termes d'humidité sur le Sahel Nord, cela reste tout aussi partagé. Dans les simulations de contrôle, l'assèchement observé dans le multi-modèle est porté par la moitié des modèles qui présente de fortes valeurs d'anomalies négatives d'humidité (en moyenne supérieure à $+2.0 \times 10^{-4}$ kg/kg par écart-type) lors d'un renforcement de la DTS là où l'autre moitié reproduit des anomalies en moyenne équivalentes à $+0.5 \times 10^{-4}$ kg/kg par écart-type. Par contre dans les simulations historiques, une majorité des modèles présente des anomalies d'humidité positives conduisant à une atténuation de l'assèchement de cette région dans le multi-modèle. L'analyse de la Figure 5.5c montre cette fois ci que le creusement de la dépression est plus clairement associé à une humidification du Sahel Sud dans la plupart des modèles pour les deux types de simulations, avec une meilleure corrélation inter-modèles en termes de sensibilité, en particulier pour les simulations historiques où une anomalie de température plus élevée de la DTS s'associe à une plus forte humidification sur le Sahel Sud (le point des observations étant d'ailleurs bien inséré dans cette relation).

Evan et Flamant (2014) ont suggéré l'existence d'une boucle de rétroaction positive entre température et vapeur d'eau sur le Sahara : l'augmentation observée de la température de la DTS sur les 30 dernières années a induit une intensification de la convergence de vapeur d'eau dans les basses couches de la DTS, ce qui provoque une intensification du chauffage nocturne en surface par effet de serre de cette vapeur d'eau, et induit alors en retour une augmentation de la température de la DTS. Dans le cadre de nos résultats, cette humidification liée à un réchauffement de la DTS se retrouve dans les observations, très peu dans les simulations historiques et pas du tout dans les simulations de contrôle. Elle est associée corrélativement à des précipitations plus fortes dans les observations comme dans une moindre mesure dans les

simulations historiques mais pas dans les simulations de contrôle.

5.1.3 Influence de la DTA sur la variabilité décennale de la MAO dans les simulations historiques à l'échelle décennale

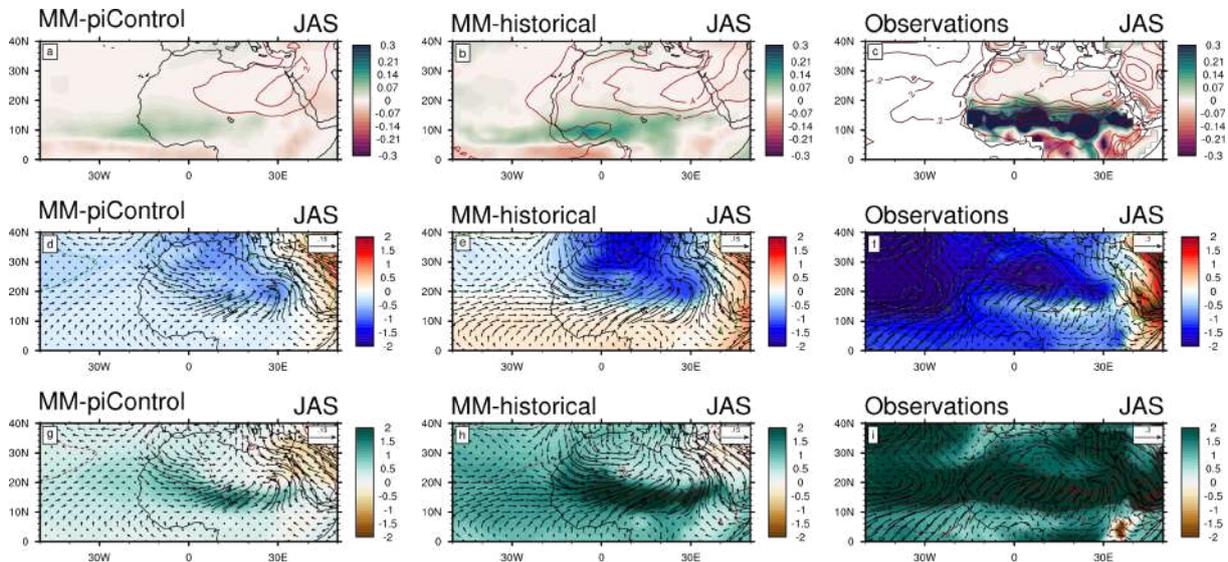


FIGURE 5.6 – Idem que la Figure 5.4 mais pour l'indice de la DTA.

La Figure 5.6 présente de manière similaire les champs de régression sur l'indice décennal de la DTA des anomalies décennales de précipitation, de température de surface à 2 mètres, de la pression au niveau de la mer, de géopotentiel, humidité spécifique et vent à 925hPa. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 3 pour les observations, les structures de réponse correspondant à une hausse de la température dans la DTA montrent une hausse des précipitations sur le Sahel, un peu plus forte et étendue que pour la DTS (Figure 5.6c). Cette fois ci, les moyennes multi-modèle issues des simulations de contrôle et des simulations historiques présentent de fortes similarités avec les observations. Elles reproduisent des anomalies positives de température bien développées sur le Sahara à l'est de 0° W (plus fortes pour les simulations historiques), associées à des anomalies positives de précipitation sur l'Afrique de l'Ouest avec un signal de poids plus fort dans les simulations historiques, et une structure de dipôle méridien nette traduisant une remontée vers le nord de la ZCIT. Ces signaux sont globalement reproduits dans l'ensemble des modèles (Voir Annexe A.22 et Annexe A.23). Les réponses en géopotentiel correspondent à une zone large de bas géopotentiels et des anomalies de pression négatives sur le Sahara clairement reproduites dans la moyenne multi-modèle de contrôle et historique. Cette structure est plus forte et plus étendue que pour la DTS, et pilote un renforcement de vents d'ouest entre 10° N et 20° N qui s'étend de l'Atlantique à l'est du Sahel (en particulier le renforcement du « jet d'ouest de basses couches » au large de la Guinée analysé par Pu et Cook (2010), et dont la variabilité décennale est fortement corrélée à celle des précipitations sahéniennes Pu et Cook (2012). Cela permet aussi de comprendre le signal plus fort d'augmentation des précipitations sahéniennes relatif à la DTA comparé à la DTS. Là encore le signal est plus net dans la simulation historique que dans la simulation de contrôle où les anomalies de vents d'ouest sont limitées sur le continent. En termes d'humidité spécifique, les résultats sont en cohérence, avec un excédent d'humidité plus marqué pour la DTA et dans les simulations historiques. Enfin si ces résultats sont plus proches des structures relevées dans les observations, il reste cependant que ces structures dans les observations ont des anomalies nettement plus fortes et une organisation spatiale assez différente en particulier sur l'Atlantique.

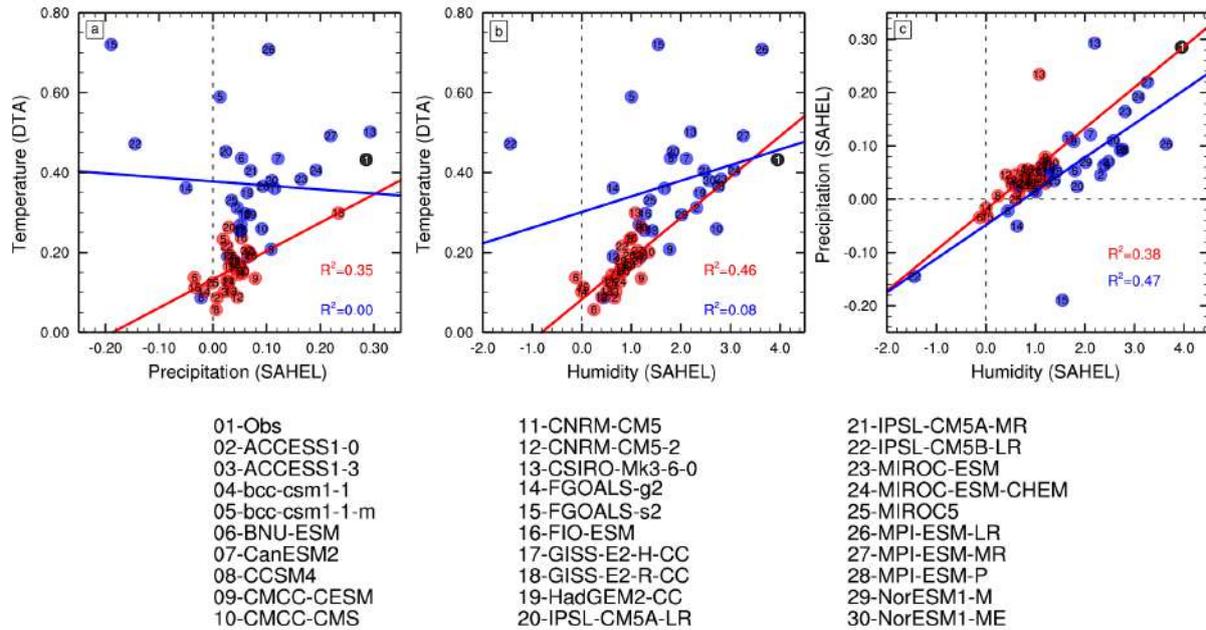


FIGURE 5.7 – Nuages de point des coefficients de régression des anomalies de précipitation, d’humidité spécifique et de température de surface à 2 mètres moyennées sur le Sahel (SAHEL :18° W-10° E;10° N-20° N) et sur le domaine (DTA :25° E-35° E;20° N-30° N) pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l’ajustement linéaire de ces points.

La Figure 5.7 présente le nuage de points des coefficients de régression d’anomalies de précipitation, d’humidité spécifique sur la DTA moyennés sur le Sahel (18° W-10° E;10° N-20° N), et des anomalies de températures de surface moyennés sur le domaine de la DTA (25° N-35° N;20° N-30° N) pour chaque modèle (simulations de contrôle et simulations historiques) et pour les observations. Pour un renforcement de la DTA, les modèles pris individuellement, montrent de façon majoritaire une augmentation des précipitations sahéliennes (Figure 5.7a) en cohérence avec la hausse d’humidité (Figure 5.7b) sur le Sahel aussi bien dans les simulations de contrôle que dans les simulations historiques. La corrélation inter-modèles en termes de sensibilité de précipitation ou d’humidité à une variation de la DTA est assez bonne dans les simulations de contrôle mais très faible dans les simulations historiques.

5.1.4 Conclusion partielle

En résumé, la comparaison des champs de régression associés à la DTS et à la DTA, et la comparaison entre observations, simulations de contrôle et historique a permis de montrer (i) l’impact beaucoup plus fort de la DTA sur les pluies sahéliennes que de la DTS dans le contexte de la variabilité interne des modèles représentée dans les simulations de contrôle, (ii) des signaux similaires et un peu plus marqués dans les simulations historiques suggérant comme dans le Chapitre 4 un rôle possible d’un facteur de forçage externe, (iii) des signaux dans les simulations beaucoup plus faibles, voire différents, des signaux dans les observations, en particulier pour la DTS. La mise en évidence du rôle majeur de la DTA, dont le renforcement favorise le transport du flux d’humidité à l’intérieur du continent et un excédent de précipitations sur l’ensemble de la zone sahélienne, est un résultat nouveau, de même que l’impact négligeable de la DTS sur les pluies sahéliennes dans la variabilité interne des simulations de contrôle qui s’oppose à nombre de résultats publiés jusqu’à présent à partir des observations.

5.2 STRUCTURES DE RÉGRESSIONS PARTIELLES SUR L'INDICE DE LA DTS ET DE LA DTA

L'analyse des corrélations entre les indices de dépression et les trois modes décennaux océaniques a montré une probable dépendance entre la DTS, la DTA et l'AMO dans les observations avec des corrélations respectives de 0.69 et 0.85 (voir Tableau 3.1). Ceci suggère, soit une évolution commune forcée par un facteur extérieur (comme on a pu le suggérer dans le Chapitre 4 par l'hypothèse des aérosols sulfatés), soit un possible forçage de l'AMO sur l'activité de la DTS et de la DTA : ainsi Liu *et al.* (2014) ont proposé un mécanisme associant une phase froide des températures de l'Atlantique nord extratropical et une diminution des pluies sahéliennes via des advections d'air froid d'Europe et d'Afrique de Nord amplifiées par une diminution de l'humidité spécifique induisant une réduction de l'effet de serre lié à la vapeur d'eau, un affaiblissement de la DTS, et conduisant à un affaiblissement de la mousson ouest-africaine. Dans la suite, pour mieux distinguer la part des indices de dépression de celle du signal de l'AMO dans la variabilité de la MOA, nous posons l'hypothèse d'une probable dépendance entre la DTS, la DTA et l'AMO, et nous décomposons le signal de chaque indice de dépression en deux signaux (un signal dû à l'AMO et le signal résiduel) dont les structures de régression sur les indices de dépression sont analysées ci-dessous. Notons que les résultats obtenus en éliminant aussi le poids des deux autres modes océaniques décennaux, IPO et IDV, donnant des résultats similaires, nous nous limitons ici à l'élimination du signal AMO.

5.2.1 Régression partielle sur l'indice décennal de la DTS

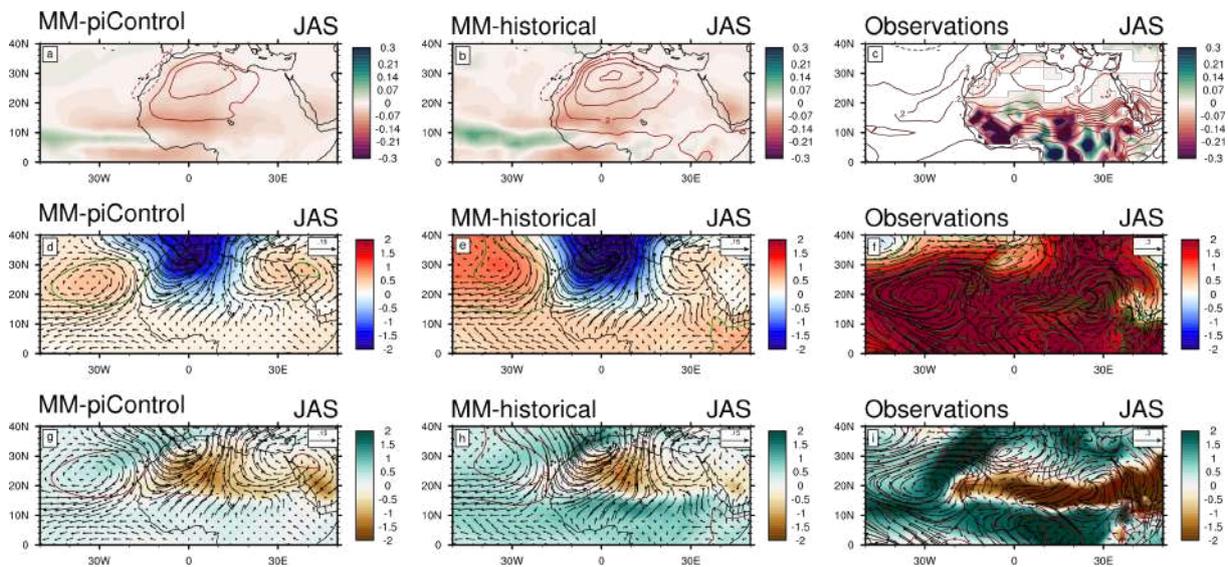


FIGURE 5.8 – Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotentiel et de champs de vent à 925hPa et de pression du niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique et de champs de vent à 925hPa, après retranchement de l'AMO, pour les observations et les moyennes multi-modèles issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique).

Les tableaux en Annexe A.20 et Annexe A.21, d'inter-corrélations entre les modes océaniques, que nous avons utilisés dans le Chapitre 4, indiquent aussi les inter-corrélations avec les indices DTS et DTA pour les simulations de contrôle et historiques. Dans les simulations de contrôle, les corrélations de DTS et DTA avec AMO sont très faibles, inférieures à 0.15 en valeur absolue (montant pour certains modèles à 0.20), alors que dans les simulations historiques, les corrélations sont plus élevées, majoritairement comprises entre 0.2 et 0.4 en valeur absolue. Notons en parallèle que les inter-corrélations DTS-DTA sont variables, inférieures à 0.5 dans les

simulations de contrôle, et montant à 0.6 dans les simulations historiques, dénotant un certain degré d'indépendance mutuelle à l'échelle décennale.

Pour mieux comprendre les différences de structure de réponse entre les simulations et les observations, nous avons donc calculé les champs de régressions des anomalies résiduelles de précipitations, de température de surface à 2 mètres, pression du niveau de la mer, de géopotentiel, d'humidité spécifique et de champs de vent à 925hPa. L'obtention de l'anomalie résiduelle s'est effectuée sur plusieurs étapes. Nous avons calculé dans un premier temps, à chaque point de grille, la régression des anomalies d'origine sur l'indice de l'AMO. Le coefficient de régression obtenu a ensuite été utilisé pour reconstruire des anomalies (anomalies théoriques) dues à l'AMO. Enfin, le résidu a été obtenu par retranchement des anomalies théoriques obtenues dans les anomalies d'origine. Les structures de régressions de ces anomalies résiduelles sur l'indice résiduel de la DTS sont présentées sur la Figure 5.8. En cohérence avec les faibles inter-corrélations avec l'AMO, les réponses obtenues dans la simulation multi-modèle de contrôle est similaire à celle obtenue sans retranchement de la part du signal de l'AMO (Voir Figure 5.4). Pour la simulation multi-modèle historique, les structures sont similaires mais l'amplitude générale des signaux est affaiblie. On constate en particulier une anomalie chaude plus faible dans le domaine de la DTS associée à une réduction de la circulation cyclonique et une intensification des hauts géopotentiels sur l'Atlantique, une diminution du niveau de précipitation à la fois sur le continent et sur l'Atlantique tropical, associé à une réduction des valeurs d'humidité spécifique. Par contre les modifications sont beaucoup plus marquées dans les observations, en cohérence avec les fortes inter-corrélations avec l'AMO, particulièrement avec un renversement de signe des anomalies de précipitations et un déficit important d'humidité spécifique le long de la bande sahélienne. On constate aussi une structure de circulation qui se rapproche fortement de celle des simulations en particulier sur l'Atlantique. Ce rapprochement entre ces champs résiduels tirés de l'observation et de la simulation de contrôle qui est la référence en termes de variabilité climatique interne, confirme le fort impact de l'AMO dans les calculs classiques de liens entre la DTS et la MOA publiés dans la littérature, et cela fait apparaître, une fois éliminée cette influence, une perte de corrélation, voire une anti-corrélation entre activité de la DTS et précipitation sahélienne.

L'examen de la part du signal de la DTS due à l'AMO (Figure 5.9) montre le signal classique d'un excédent de précipitations et d'humidité spécifique sur l'Afrique de l'Ouest dans les deux simulations, en accord avec les observations, avec, toujours, un signal plus important dans les simulations historiques que les simulations de contrôle. Cela correspond à un déplacement vers le nord de la ZCIT visible à la fois sur le continent et l'Atlantique tropical. Cet impact se traduit aussi par une forte hausse de température et de la circulation cyclonique associée sur le Sahara. Cette intensification est aussi accompagnée par l'empreinte océanique directe de l'AMO qui se traduit par un renforcement des vents de sud qui tournent à l'est au large du Sénégal par le jet d'ouest de basses couches (Pu et Cook, 2010) et rejoint les anomalies de vents d'ouest pilotées par le renforcement de la DTS. Ainsi en cohérence avec l'étude de Liu *et al.* (2014), une phase positive de l'AMO induit une hausse des températures au-dessus de Sahara et un creusement de la DTS conduisant à un renforcement des pluies au Sahel. En conclusion, la relation directe entre DTS et précipitations sahéliennes qui est décrite dans la simulation multi-modèle de contrôle, est en fait largement dominée par l'influence « externe » de l'AMO sur la période historique des observations. Les diagrammes similaires à la Figure 5.5 ont été calculés. Ils ne sont pas montrés car leurs résultats sont similaires.

5.2.2 Régressions partielles sur l'indice décennale de l'indice DTA

Nous avons produit les analyses similaires sur l'indice de la DTA. Les résultats sont présentés sur la Figure 5.10. Comme pour la DTS, les champs de régression pour la moyenne multi-modèle

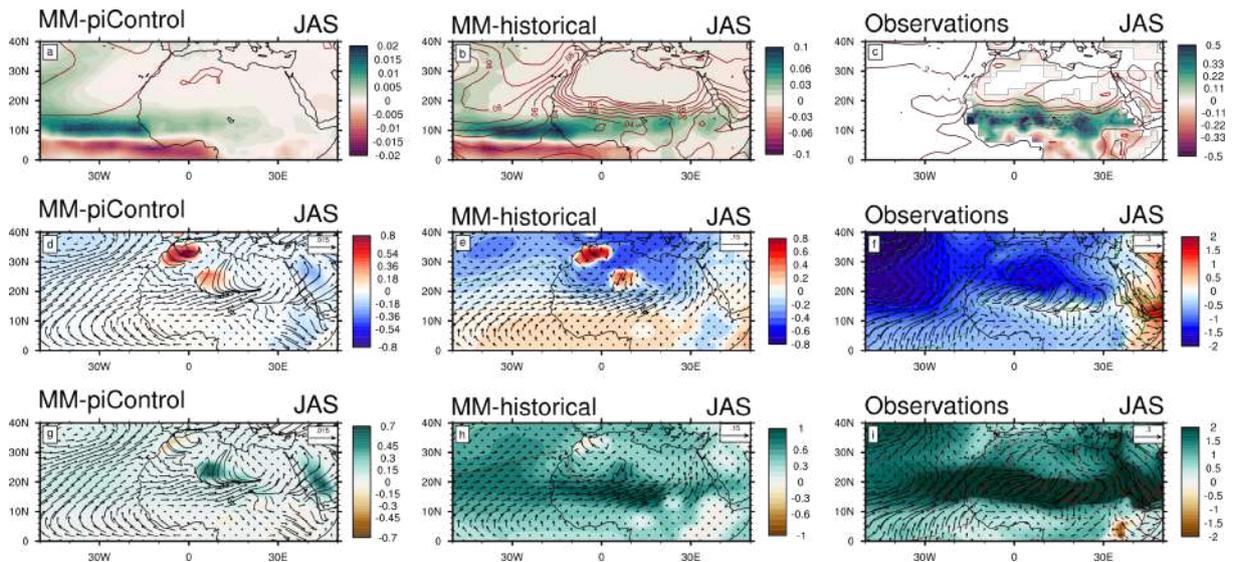


FIGURE 5.9 – Cartes de régression sur l'indice décennal de la DTS des anomalies décennales : (a-c) de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges), (d-f) de géopotential à 925hPa, de champs de vent à 925hPa et de pression du niveau de la mer, (g-i) d'humidité spécifique à 925hPa, de champs de vent à 925hPa due à l'AMO pour les observations et les moyennes multi-modèle issues de chacune des simulations analysées (simulations de contrôle et historique).

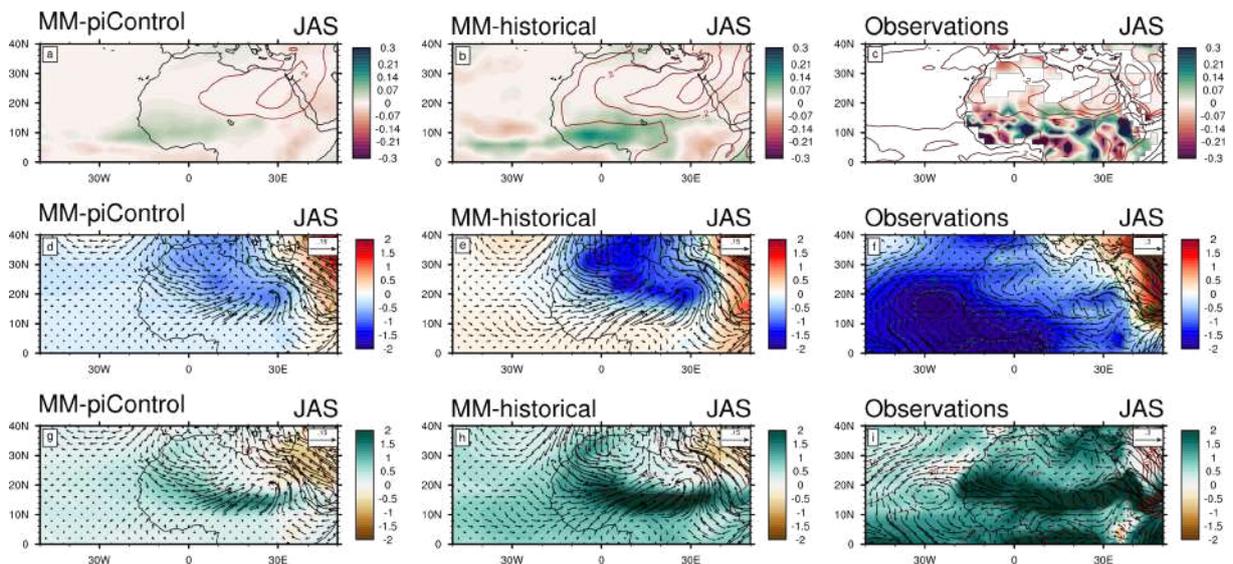


FIGURE 5.10 – Idem que la Figure 5.8 mais pour l'indice de la DTA.

des simulations de contrôle sont très similaires à ceux obtenus sans retranchement de l'effet de l'AMO. Dans la simulation historique les signaux sont un peu atténués mais la régression positive entre l'intensité de la DTA et les précipitations ouest-africaines est toujours élevée. Ces champs de régressions résiduelles sont très affaiblis sur l'Atlantique tropical, et l'impact de la DTA sur la circulation cyclonique, qui disparaît sur l'océan, est modérément affaibli sur le continent. Dans les observations par contre, les signaux sont extrêmement réduits par le retranchement de l'effet de l'AMO, avec des points de régression maintenant quasi-nuls, en cohérence avec la forte corrélation entre DTA et AMO (+0.85). L'examen de la part du signal de la DTS dû à l'AMO montre des structures similaires à celles obtenues sur la Figure 5.9 (non montré). Ainsi l'impact de l'AMO sur la variabilité décennale de la DTA et sur sa relation avec la MAO est encore plus marqué que pour la DTS. Les diagrammes similaires à la Figure 5.5 ont été calculés. Ils ne sont pas montrés car leurs résultats sont similaires.

5.2.3 Conclusion partielle

En résumé, sur la période historique des observations, la relation directe entre DTS, DTA et précipitations sahéniennes est en fait largement dominée par l'influence « externe » de l'AMO. Une phase positive de l'AMO induit une hausse des températures au-dessus de Sahara et un creusement de la DTS et de la DTA, conduisant à un renforcement des pluies sur le Sahel. Les simulations de contrôle servent de référence pour caractériser la variabilité climatique interne. Une fois éliminée l'influence de l'AMO, les simulations historiques se rapprochent des simulations de contrôle. Quant aux observations, les corrélations positives entre activité de la DTS/DTA et les précipitations sahéniennes deviennent très faibles (pour la DTA) ou s'inversent (pour la DTS). Ceci vient confirmer les travaux de Liu *et al.* (2014) et incite à la prudence dans les interprétations des relations aux échelles décennales entre la dynamique de la dépression thermique saharienne (DTS ou DTA) et la MOA.

5.3 RÉGRESSIONS PARTIELLES SUR LES INDICES DE PRÉCIPITATIONS SAHÉLIENS

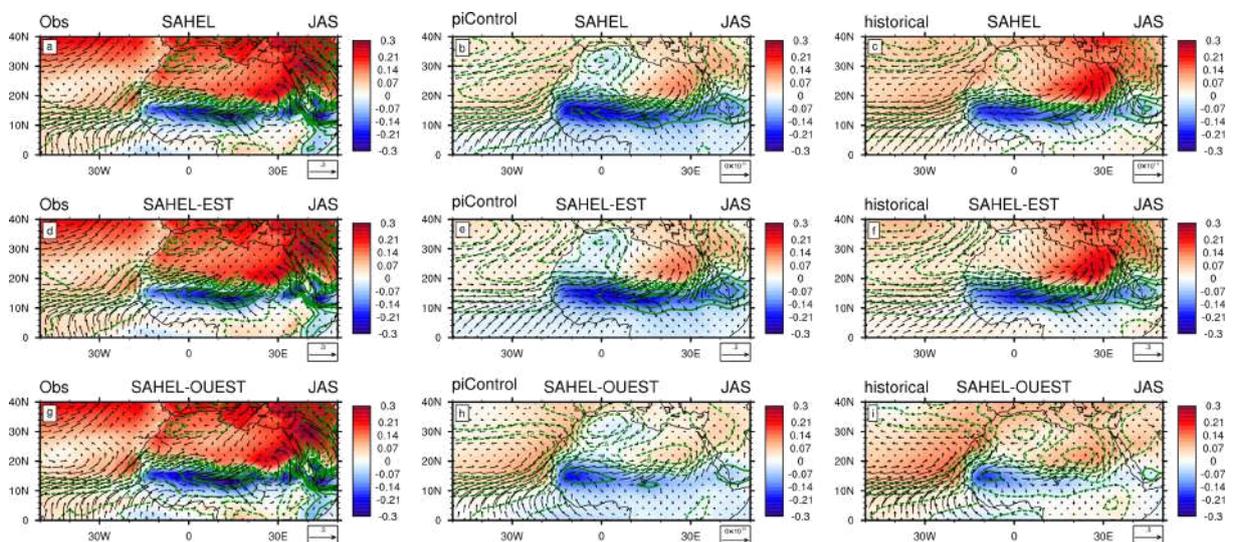


FIGURE 5.11 – Cartes de régression des anomalies décennales de de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations et le multi-modèle issu de 29 modèles CMIP5 en été.

Pour poursuivre l'investigation sur les liens entre la dépression saharienne et les précipitations sahéniennes à l'échelle décennale, nous développons une analyse similaire mais en partant d'indices de précipitations et en étudiant les champs de régression associés, avec et sans influence des modes océaniques. La mise en évidence du rôle majeur de la DTA dans la dynamique des pluies sahéniennes, et sa comparaison avec celui de la DTS, nous a aussi amené à discriminer les précipitations sahéniennes en deux indices, « SAHEL-OUEST » (10°N - 20°N ; 20°W - 10°W) et « SAHEL-EST » (10°N - 20°N ; 0° - 20°E). Cette régionalisation fait aussi le lien avec plusieurs études mettant en avant une différence relative d'évolution entre ces deux zones, en particulier sur la période récente de reprise partielle des pluies à partir de la décennie 1990. Lebel et Ali (2009) ont montré que cette reprise est particulièrement nette sur le Sahel central alors que les pluies évoluent peu sur la zone du Sénégal, induisant, une fois éliminée l'évolution générale sur le Sahel, l'émergence d'un dipôle Ouest/Est de précipitation, qui rappelle celui des projections RCP8.5 (Biasutti, 2013).

La Figure 5.11 présente les cartes de régressions des anomalies de température de surface à 2 mètres et de pression au niveau de la mer sur l'indice standardisé de précipitation issu de trois

zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST). Dans les observations, quel que soit l'indice de précipitation, les résultats montrent une structure forte de régression positive des températures de surface à 2 mètres sur toute l'Afrique du Nord et la Méditerranée, débordant sur l'Atlantique tropical, et des régressions globalement négatives sur toute la bande sahélienne qui signent des précipitations plus élevées. Les températures plus élevées sont associées à des zones de plus basses pressions étendues sur la zone saharienne, l'Atlantique tropical. Il en résulte des anomalies de vent de sud sur l'océan Atlantique qui tournent à l'ouest sur la région sahélienne. Les structures sont très similaires quand on considère les indices de précipitation sur le SAHEL-EST et SAHEL-OUEST, avec en cohérence un léger décalage en longitude des anomalies froides sur la bande sahélienne.

Dans les simulations climatiques, les champs de régression des moyennes multi-modèles de contrôle et historiques sont similaires entre elles, avec comme souvent des poids un peu plus forts dans la simulation historique, qui reste cependant assez loin des observations en termes de températures au nord de 20° N. Dans ces simulations, l'empreinte des précipitations sahéliennes sur les températures est claire ainsi que le décalage entre indice calculé sur le Sahel ouest ou est. La structure de circulation atmosphérique est caractérisée par un renforcement des flux de mousson, piloté d'une part par une circulation cyclonique et dépressionnaire plus marquée sur le lieu de la DTA associée à des températures plus élevées sur l'Égypte et la Méditerranée Est, et d'autre part une autre circulation cyclonique et dépressionnaire sur l'Atlantique tropical nord à 20° N associée à un gradient méridien de température, induisant une remontée globale vers le nord de la ZCIT (voir Figure 5.11). La décomposition de l'indice sahélien en composantes Est/Ouest montre des structures similaires avec une intensification (affaiblissement) du signal de la DTA et un affaiblissement (intensification) du signal sur l'Atlantique tropical pour la composante Est (Ouest). En termes de vent, les champs de régression présentent des anomalies de vent d'Ouest aussi bien sur l'Atlantique tropical que sur le continent pour la composante du Sahel Est, et par contre une intensification de vents de sud sur l'Atlantique tropical et le continent à l'ouest du méridien origine en ce qui concerne la composante du Sahel Ouest. On peut noter en cohérence avec nos résultats précédents aucun signal d'anomalies sur le lieu de la DTS.

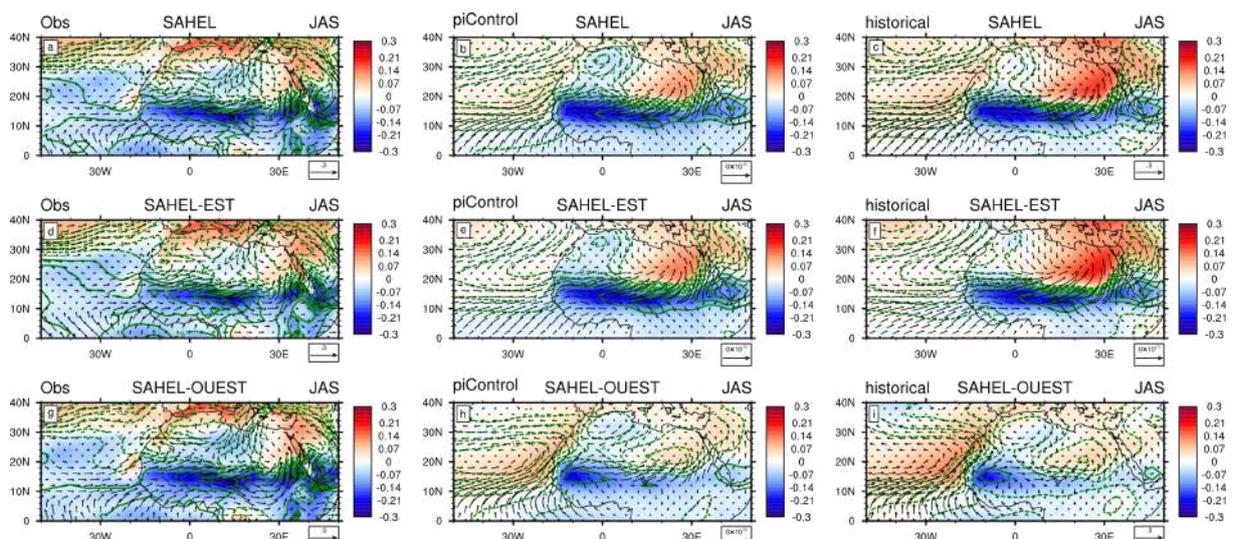


FIGURE 5.12 – Cartes de régression des anomalies décennales de de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été après retranchement de l'AMO.

Nous avons ensuite retranché la part du signal de l'AMO comme dans les sections précé-

dentés pour analyser les régressions issues des anomalies résiduelles. Les résultats sont présentés sur la Figure 5.12. Dans la moyenne multi-modèle des simulations de contrôle, les structures de circulation sont identiques avec un affaiblissement mineur. Dans la moyenne multi-modèle des simulations historiques, là aussi les configurations de circulation sont conservées avec cependant un affaiblissement plus net. Ceci met en avant une nouvelle fois dans le contexte de la variabilité décennale interne des modèles, l'indépendance entre les modes de variabilité océaniques (en particulier l'AMO) et la dynamique atmosphérique au-dessus du continent nord-africain. De même cette indépendance est moins nette dans les simulations historiques, se rapprochant des observations où là, les structures atmosphériques, en particulier le signal d'anomalies positives de températures sur l'Afrique du Nord, sont fortement modifiées, confirmant l'empreinte très forte de l'AMO sur les relations spécifiques entre précipitations sahéniennes et dynamique atmosphérique liée en particulier à la DTA par le biais du forçage en température.

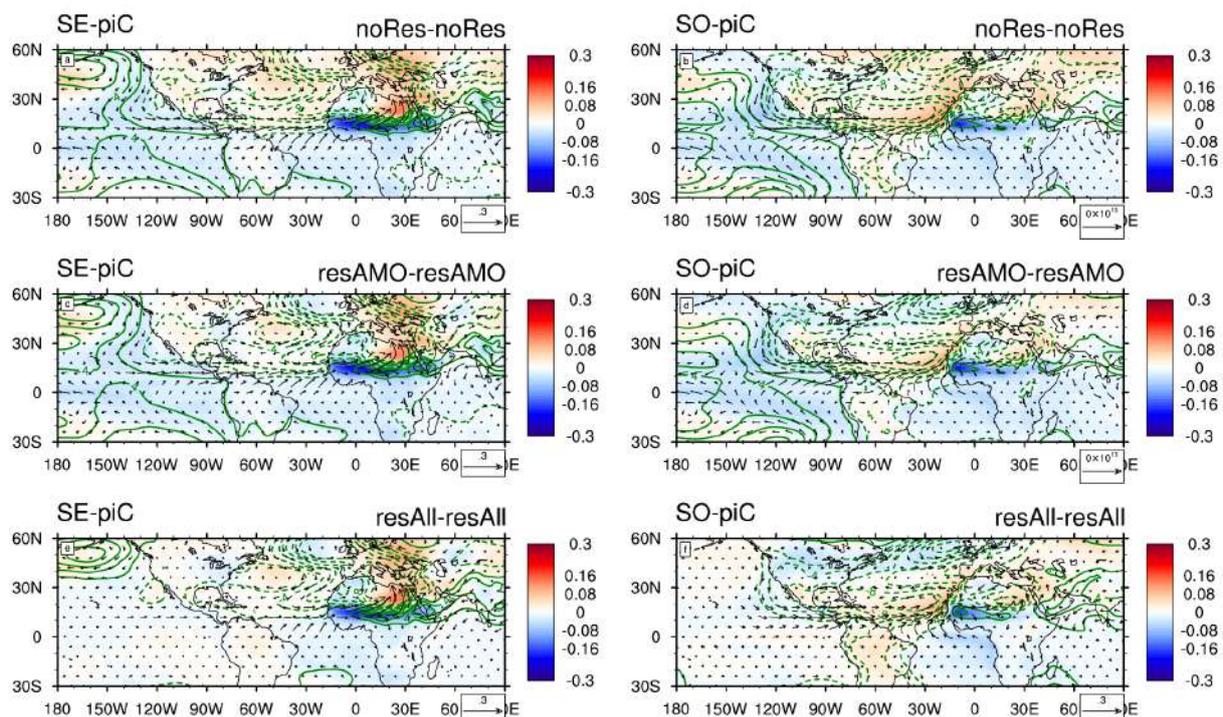


FIGURE 5.13 – Cartes de régression des anomalies décennales de température de l'air à 2 mètres (couleurs) et de pression du niveau de la mer (contours verts) sur l'indice décennal de précipitations issu de 2 zones (SAHEL-EST et SAHEL-OUEST) pour les observations et la moyenne multi-modèle en été, sans retranchement des modes océaniques « noRes » (a et d), après retranchement de l'AMO « resAMO » (b et e), et après retranchement des trois modes océaniques « resAll » (c et f).

La Figure 5.13 montre les mêmes résultats pour la moyenne multi-modèle de contrôle, référence de la variabilité climatique interne, sur une dimension géographique plus large, et la Figure 5.14 les résultats associés pour les champs de précipitations. Sont montrés les champs de régressions totales ainsi que des régressions des résidus une fois enlevée l'influence de l'AMO, puis enlevée l'influence des trois modes, AMO, IPO et IDV. Ainsi, la variabilité décennale des pluies au Sahel qui apparaît fortement contrainte par l'AMO dans la période historique des observations, est pilotée principalement dans sa variabilité naturelle décennale, pour la zone « Sahel Est » par la DTA ainsi que par une extension de circulation cyclonique sur l'Atlantique tropical, et pour la zone « Sahel Ouest » par une structure de dipôle méridien de température sur l'Atlantique intertropical. Relatif à ces deux indices pluviométriques est la présence d'un dipôle méridien de précipitations signant un décalage vers le nord de la ZCIT sur l'Afrique de l'ouest et l'Atlantique tropical, avec un décalage en longitude relatif au positionnement de ces deux indices. L'extension de la circulation cyclonique sur l'Atlantique tropical pour l'indice

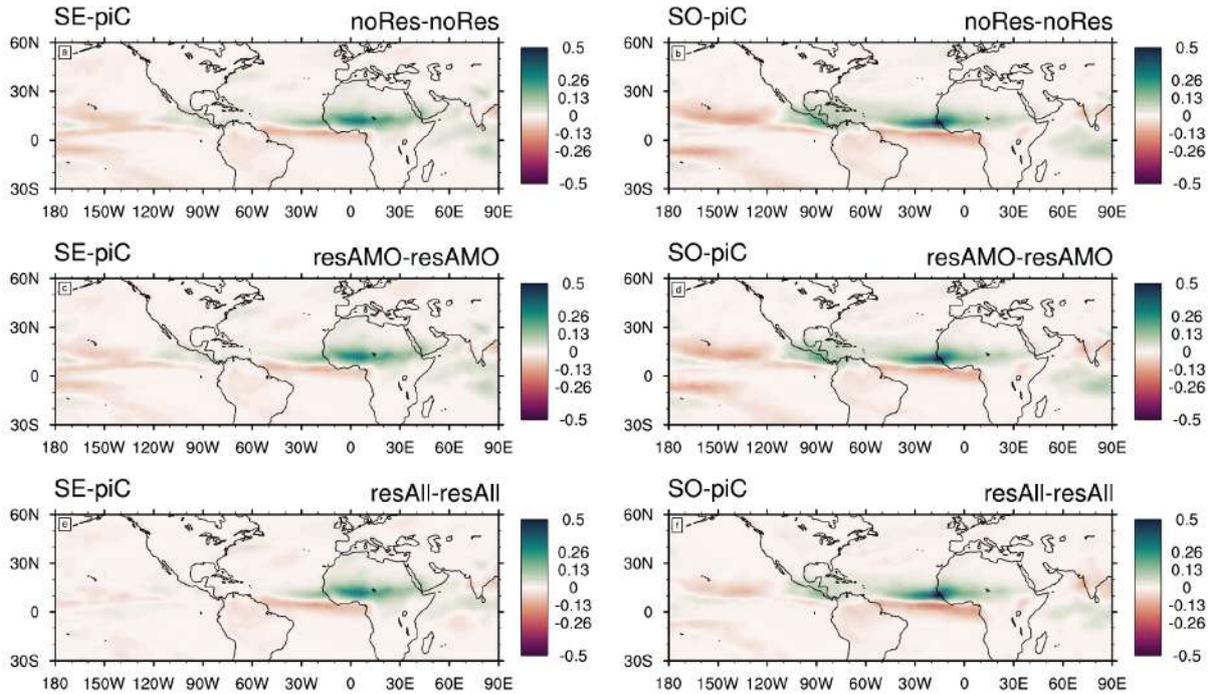


FIGURE 5.14 – Idem que la Figure 5.13 mais pour les précipitations.

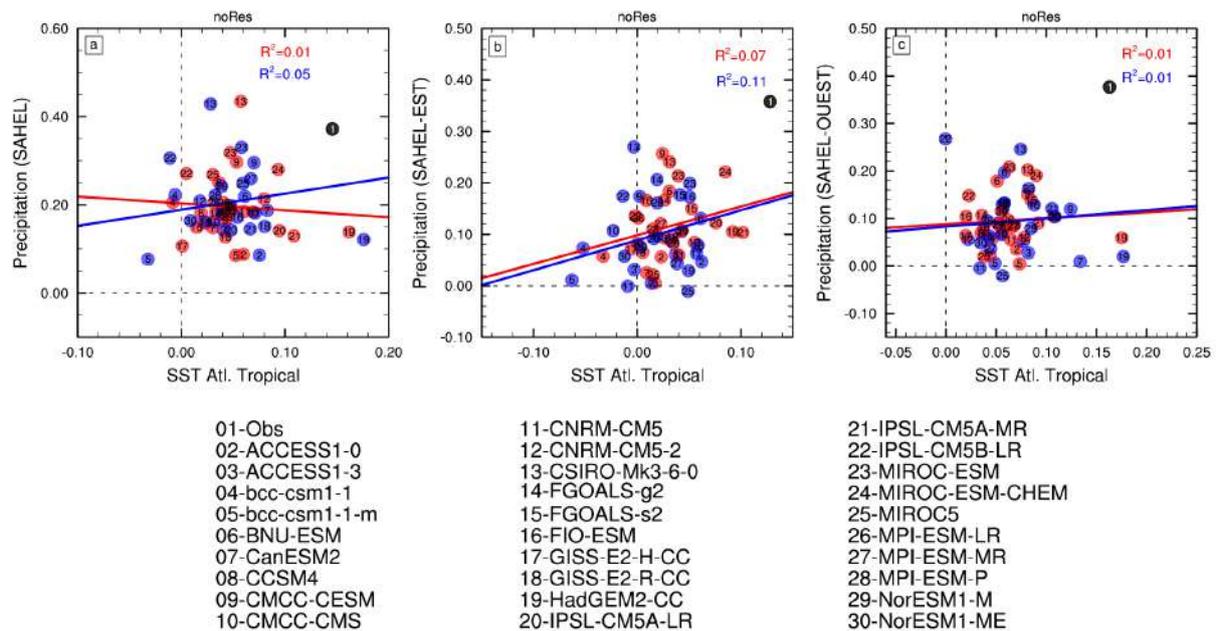


FIGURE 5.15 – Nuages de point des coefficients de régression sur les indices de précipitations de 3 zones (SAHEL, SAHEL-EST et SAHEL-OUEST), des anomalies de précipitation et de SST. Pour les précipitations, les champs de régressions ont été moyennés sur le Sahel, le Sahel-Est, le Sahel-Ouest. Pour les SST, les points ont été obtenus à partir de la différence entre la moyenne champs de régression de SST sur le domaine 80° W-10° E;10° N-30° N et celle du domaine 80° W-10° E;30° S-10° S pour chaque modèle dans les simulations de contrôle (marqueurs rouges) et historiques (marqueurs bleus). Le point noir représente les observations. La droite représente l’ajustement linéaire de ces points.

« Sahel Est » se réduit assez fortement quand on élimine statistiquement l’impact de l’IPO et IDV (mais pas totalement). Il s’agit peut-être d’un artéfact numérique mais peut-être aussi d’un effet direct de l’IPO. Le multi-modèle de la Figure 4.11, montrant l’impact de l’IPO sur la circulation de basses couches sur l’Atlantique tropical, indique pour une phase négative un

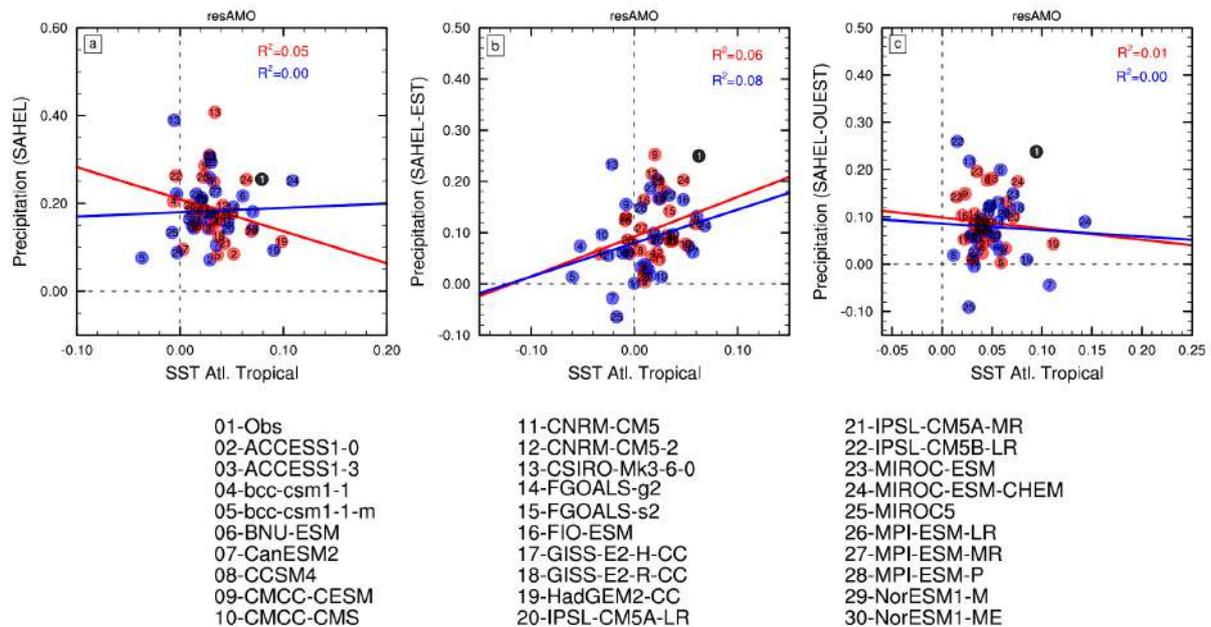


FIGURE 5.16 – Idem que la Figure 5.15 mais après retranchement de l'AMO..

renforcement de cette extension cyclonique. Ainsi la DTA apparaît comme un facteur spécifique de la variabilité décennale pluviométrique sur la zone du « Sahel-Est ». Cependant l'empreinte de la circulation cyclonique centrée sur le Maroc avec une extension en longitude sur l'Atlantique tropical est toujours présente, ce qui s'associe éventuellement à la trace du gradient de température inter-hémisphérique au-dessus de l'Atlantique tropical qui est présent, même après l'élimination de l'empreinte de l'AMO. Quand on passe à l'indice « Sahel ouest », on observe en cohérence avec ce décalage vers l'ouest, une empreinte plus forte de ce gradient de température inter-hémisphérique sur l'Atlantique intertropical, de la zone de basses pressions associée au-dessus de l'Atlantique tropical nord, de la composante sud des vents de mousson et du dipôle pluviométrique au-dessus de l'océan, et à l'inverse un moindre signal de la circulation cyclonique liée à la DTA. Ces signaux sur l'Atlantique tropical sont fortement présents, même après l'élimination de l'influence des trois modes océaniques.

Nous avons terminé cette analyse par l'étude de la sensibilité de l'ensemble des modèles au gradient inter-hémisphérique de SST de l'Atlantique intertropical, avec et sans l'influence de l'AMO, mais les résultats n'apportent rien de concluants (Fig 5.15 et Figure 5.16).

5.4 SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Ces analyses nous ont permis de montrer à l'échelle de la variabilité décennale, que d'une part dans la période historique des observations, l'AMO a un très fort impact à la fois sur les précipitations sahéliennes et sur les températures et les basses pressions sahariennes, une phase positive de l'AMO induisant une hausse des températures au-dessus de Sahara et un creusement de la DTS et de la DTA, conduisant à un renforcement des pluies sur le Sahel. Ceci a pour conséquence de produire une corrélation positive entre la DTS et les précipitations sahéliennes surestimée et qui ne reflète pas la réalité de la dynamique atmosphérique associée qui ne montre pas de relation significative et s'oppose à nombre de résultats publiés dans la littérature scientifique. D'autre part, la mise en évidence du rôle majeur de la DTA, dont le renforcement favorise le transport du flux d'humidité à l'intérieur du continent et un excédent de précipitations sur l'ensemble de la zone sahélienne, est un résultat nouveau, qui ressort des simulations de contrôle (référence pour l'évaluation de la variabilité atmosphérique interne) et

des simulations historiques, même après élimination de l'influence de l'AMO. Ceci incite donc à la prudence dans les interprétations des relations aux échelles décennales entre la dynamique des basses pressions sahariennes et la MOA. Finalement, la variabilité décennale des pluies au Sahel, une fois éliminée l'influence de l'AMO (et aussi des deux autres modes IPO et IDV), apparaît pilotée principalement, pour la zone « Sahel Est » par l'activité de la DTA, et pour la zone « Sahel Ouest » par la structure de dipôle méridien de température sur l'Atlantique intertropical.

Troisième partie

Projection climatique et impact sur
le rendement agricole

6

ÉVOLUTION LONG-TERME DE LA MAO DANS LES PROJECTIONS CLIMATIQUES

SOMMAIRE

6.1	Introduction	188
6.2	Téléconnexion entre la MAO, les SST et la dynamique atmosphérique sur la période historique	189
6.2.1	Décomposition en valeurs singulières	192
6.2.2	Classification des structures hétérogènes SVD de précipitations	192
6.3	Téléconnexion entre la MAO, les SST et la dynamique atmosphérique sur les projections climatiques	195
6.3.1	Décomposition en valeurs singulières	196
6.3.2	Classification des structures hétérogènes de précipitations issues du principal mode de covariabilité	201
6.3.3	Synthèse	207
6.4	Tendance dans les événements extrêmes de précipitations et relation avec certains facteurs de forçage à l'échelle régionale en été	209
6.4.1	Évolution des extrêmes pluviométriques sur le Sahel dans les modèles CMIP5	209
6.4.2	Relation entre les extrêmes de précipitations et les facteurs de forçage	211
6.4.3	Synthèse	214
6.5	Synthèse du chapitre	217

6.1 INTRODUCTION

La région ouest-africaine est une région où la pluviométrie est dominée par une forte variabilité décennale et multi-décennale, marquée principalement par l’alternance entre la période humide des années 1950-1960, la sécheresse des années 1970-1980 et la reprise progressive des précipitations depuis le milieu des années 1980. Cependant, comme nous l’avons détaillé dans l’analyse bibliographique dans le chapitre d’introduction, une composante long terme peut aussi être extraite des signaux climatiques et sa part sur l’évolution globale climatique être analysée. Plusieurs facteurs ont été utilisés pour expliquer ces fortes fluctuations mettant principalement en compétition le rôle des SST et celui de l’augmentation des gaz à effet de serre (CO_2) dans l’atmosphère. Notre Figure 1.27a tirée de Biasutti (2013) montre dans la moyenne multi-modèle CMIP5 une tendance à la baisse de la composante long-terme des précipitations sahéliennes jusqu’à 1980 puis une évolution à la hausse sur le 21^{ème} siècle. De même à partir des observations, Mohino *et al.* (2011) en évaluant statistiquement l’impact des SST sur les pluies sahéliennes estiment que les variations des pluies sahéliennes résultent de la combinaison de la composante long-terme des SST, la contribution de l’AMO et de l’IPO : l’AMO a contribué à 50% dans la sécheresse des années 1980, à 80% dans la reprise des pluies sahéliennes, l’IPO à 40% dans la sécheresse et 40% dans la reprise, et enfin la composante long-terme à 10% dans la sécheresse et à -20% dans la reprise des pluies sahéliennes. De plus, par une simulation complémentaire où la concentration de gaz à effet de serre est incluse, la contribution à la reprise des pluies sahéliennes des années 1990 augmente d’un tiers par rapport à la composante long terme seule, par le fait de l’augmentation des températures sur le Sahara intensifiant l’advection d’humidité sur le Sahel, s’opposant ainsi à la composante long terme de réchauffement des SST qui induit une baisse des pluies au Sahel. Gaetani *et al.* (2017) confirment ces résultats et affirment à travers la comparaison de simulations atmosphériques forcées que le réchauffement des SST globales entraînent une baisse générale des pluies sahéliennes tandis que l’augmentation de la concentration de CO_2 dans l’atmosphère produit l’effet inverse, la combinaison linéaire des deux effets conduisant à un champ d’anomalies de précipitation sur l’Afrique de l’Ouest très similaire à celui du multi-modèle des projections RCP8.5 en 2100 (Figure 3 de Gaetani *et al.*, 2017), et notre Figure 1.27b). Dong et Sutton (2015) sont allés plus loin en suggérant que l’effet direct de la concentration des gaz à effet de serre dans l’atmosphère est la principale cause de la reprise des précipitations sahéliennes. Cependant un certain nombre d’études mettent toujours en avant le poids d’évolutions différentielles de SST dans l’évolution passée et future des pluies sahéliennes : de ce point de vue, Biasutti *et al.* (2008) ont montré que la relation construite sur le 20^{ème} siècle entre pluie au Sahel et gradient inter-hémisphérique de SST ne fonctionne pas sur le 21^{ème} siècle ; Park *et al.* (2015) identifient alors le différentiel de SST de l’hémisphère nord entre les extra-tropiques et les tropiques (le réchauffement dans les extra-tropiques induisant une augmentation des pluies au Sahel et dominant le forçage à la baisse des SST tropicales), et Park *et al.* (2016) le différentiel de SST entre la Méditerranée et les tropiques, favorisant l’advection de l’humidité vers le Sahel ; enfin Giannini et Kaplan (2019) le différentiel entre les SST de l’Atlantique subtropical nord et les océans tropicaux dans leur globalité étant favorables aux pluies sahéliennes.

Enfin, revenant à la phase de reprise des pluies à partir du milieu des années 1980, Lebel et Ali (2009) montrent à partir de données d’observations que cette reprise est particulièrement nette sur le Sahel central (entre 1985 et 2007) alors que les pluies évoluent peu sur la zone du Sénégal, induisant, une fois éliminée l’évolution générale sur le Sahel, l’émergence d’un dipôle Ouest/Est de précipitation, qui rappelle celui des projections RCP8.5 (Figure 1.27b). On peut s’interroger sur l’hypothèse que cette évolution différenciée depuis le milieu des années 1980 soit une première empreinte du changement climatique et du régime des pluies sahéliennes à venir. Les résultats de la Figure 1.27 sont issus de moyennes multi-modèle et l’on a vu la forte dispersion des simulations individuelles (Figure 1.27a). Monerie *et al.* (2017) ont étudié cette dispersion

et proposé une classification en quatre types de champ d'anomalies pluviométriques à l'horizon 2100. Un de ces types (le plus fréquent) est similaire au schéma moyen du dipôle sahélien, mais les autres en diffèrent parfois fortement (excédents généralisés ou bien déficit généralisé). Ils associent ces types à des niveaux différents d'intensité de la DTS et des niveaux de différentiel de SST entre l'océan Atlantique et les SST tropicales différents dans les latitudes moyennes. Il y a donc nécessité de ne pas s'en tenir aux moyennes multi-modèle mais de descendre au niveau des simulations individuelles pour « déconstruire » cette structure moyenne de dipôle sahélien et appréhender correctement les mécanismes en jeu dans l'évolution des précipitations ouest-africaines.

Enfin, des études récentes ont mis en évidence lors de cette phase de reprise des pluies l'intensification du cycle hydrologique avec une augmentation de la fréquence des extrêmes pluviométriques au Sahel. Taylor *et al.* (2017) abordent cette question et suggèrent que cette intensification est due à l'augmentation du gradient méridien de température sur le Sahel, ce qui pourrait avoir un lien avec le changement climatique, le Sahara se réchauffant plus vite que les zones plus au sud.

Dans ce contexte, l'objectif de ce chapitre est de compléter les analyses existantes sur l'évolution long-terme de la MAO, en prenant en compte la diversité des simulations sur la période 1901-2099 (projection RCP8.5), de classifier les modèles de climat par groupes de représentation des « trajectoires » d'évolution temporelle des champs de pluies dans les projections climatiques, afin d'essayer de mieux mettre en exergue les mécanismes pouvant expliquer cette diversité, et enfin d'analyser les liens entre la part prise par les pluies extrêmes dans ces simulations et certains des facteurs de forçage d'échelle régionale.

6.2 TÉLÉCONNEXION ENTRE LA MAO, LES SST ET LA DYNAMIQUE ATMOSPHERIQUE SUR LA PERIODE HISTORIQUE

Pour ce faire, nous partons, à l'instar de nos travaux sur la variabilité décennale, d'une SVD entre données filtrées sur le long terme sur les étés (JAS) de la période 1901-2005 (HIST) de précipitations sahéliennes et SST globales. A partir des poids des structures hétérogènes SVD de précipitations sur le Sahel, nous appliquerons une classification hiérarchique ascendante (CHA) afin de définir des groupes de modèles de climat ayant une « trajectoire » proche.

Rappelons tout d'abord les résultats obtenus dans les chapitres précédents sur ces évolutions couplées filtrées sur le long terme. L'analyse de covariance entre les SST globales et les précipitations ouest-africaines dans les observations montre un réchauffement global des océans avec des tendances très fortes, à partir de 1970, sur la région tropicale, l'océan indien et l'Atlantique sud, et associée à une baisse généralisée des précipitations ouest-africaines (Voir la section 3.2.1 du chapitre 3, Figure 3.3). Par ailleurs l'examen du signal de DTS et DTA montre que la tendance long terme, caractérisée par une évolution positive marquée après 1970 et associée à un réchauffement sur le Sahara, induit une baisse de précipitations beaucoup plus marquée sur l'Ouest du Sahel et des anomalies positives assez faible à l'Est de 0° indiquant peut-être l'émergence d'un dipôle zonal de précipitation (Figure 3.15 et Figure 3.16). Une analyse du mode dominant EOF de variabilité long terme des SST dans les observations et les simulations historiques a aussi été réalisée, qui montre une tendance générale à la hausse des SST, avec une accélération entre 1970 et 1980 selon les modèles, et une structuration spatiale de poids positifs mais avec des disparités au sein de ces modèles (Figure 3.24).

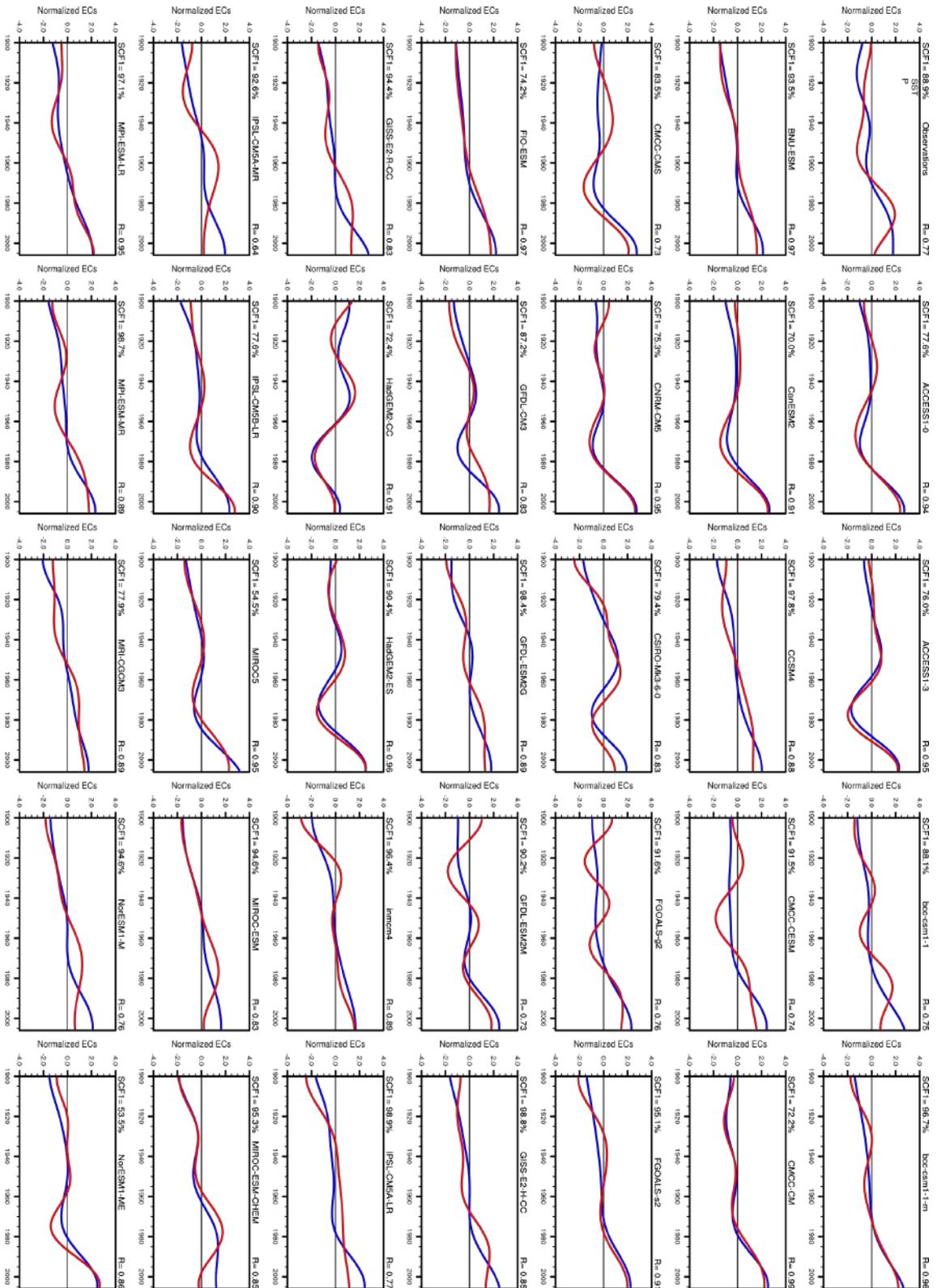


FIGURE 6.1 – Première Composante principale (CP) issue de la SVD long terme des précipitations (courbe rouge) et des SST (courbe bleue) en été 1901-2005. La SVD a été calculée avec les champs de précipitations sur le SAHEL (18° W-10° E; 10° -20° N) et les anomalies de SST globales dans les simulations historiques.

6.2.1 Décomposition en valeurs singulières

Nous avons appliqué l'analyse en SVD entre les anomalies de SST globales et les précipitations sahéliennes. Pour les précipitations, la boîte sahélienne a été prise sur le domaine (10° N-20° N ; 18° W-10° E). Pour les SST, l'océan global est pris sur le domaine (45° S-60° N ; 180° W-180° E). Les 3 premières composantes de la SVD ont été calculées et nous ne sélectionnons que la première qui explique le maximum de covariance. Les Figure 6.1 et Figure 6.2 présentent respectivement la 1^{ère} paire de composantes principales et les structures homogènes de SST et hétérogènes de précipitations issues de l'analyse en SVD. L'examen de la 1^{ère} paire de composantes principales (CP) montre une évolution à la hausse sur le 20^{ème} siècle dans les observations et l'ensemble des modèles, avec cependant des fluctuations multi-décennales non négligeables et variables suivant les modèles. Elles sont associées à des structures spatiales de SST qui montrent une couverture globale de poids positifs mais là aussi avec des variations notables suivant les modèles. La part de variance expliquée pour les SST est de 55% pour les observations, et varie entre 21% et 90% selon les modèles. La croissance des CP-SST se renforce à partir des années 1970, soit après une pause autour de la valeur nulle, soit passant par un minimum relatif. Le signal global dans les modèles est donc un réchauffement des SST au cours du 20^{ème}, en cohérence avec les observations, mais avec des disparités inter-modèle qui peuvent induire un forçage variable sur la MAO. Un modèle sort du lot, HadGEM2-CC et dans une moindre mesure la version HadGEM2-ES, qui ne montre pas une croissance temporelle aussi claire et dont les poids de SST sont positifs mais nettement plus faibles que pour les autres modèles, et la variance expliquée très faible (21%). Les corrélations entre les CP (SST et précipitation) sont relativement élevées, supérieures à +0.8 pour 26 modèles et à +0.7 pour 7 modèles, la corrélation étant de +0.77 pour les observations. La structure spatiale des SVD de précipitations montre un déficit généralisé sur le Sahel dans les observations en lien avec le gradient inter-hémisphérique de SST déjà vu précédemment. Pour les modèles, les champs de précipitations sont très diversifiés où l'on trouve différents types de structures, soit des anomalies négatives assez généralisées comme par exemple GFDL-ESM2G, soit des anomalies positives généralisées comme CMCC-CESM, ou bien des structures de dipôle zonal sur le Sahel comme FGOALS-s2 ou de signe opposé IPSL-CM5B-LR. La part de variance expliquée pour les précipitations sahéliennes sont très variables et varient de 13% à 91% (76% pour les observations).

6.2.2 Classification des structures hétérogènes SVD de précipitations

Dans le but de mieux comprendre et de simplifier la représentation de la diversité des réponses des modèles aux forçages océaniques et continentales, nous avons réalisé une CHA basée sur les structures hétérogènes SVD de précipitations des modèles sur la période 1901-2005 (HIST) en JAS sur la boîte sahélienne (18° W-10° N ; 10° N-20° N). Pour le faire, nous avons choisi la distance euclidienne entre les structures hétérogènes de précipitations des modèles issues de la SVD. Le choix de la distance euclidienne comme critère de similarité permet de quantifier la cohérence spatiale entre les différentes structures de corrélation et de les classer en différentes classes. L'algorithme de la CHA a été ensuite appliqué en utilisant méthode du minimum de variance de Ward (Ward Jr et Hook, 1963).

La Figure 6.3 montre le dendrogramme issu de l'analyse en CHA. A noter que les observations ont été incluses dans cette classification. Cinq groupes de modèles ressortent de cette analyse et sont représentés selon différentes couleurs sur cette figure. Le choix du nombre de groupes est le résultat d'un compromis avec pour objectif d'éviter les groupes de petite taille et d'obtenir le nombre de groupe correspondant au mieux à la diversité des structures hétérogènes de précipitations. Cette classification en cinq groupes permet d'obtenir des structures hétéro-

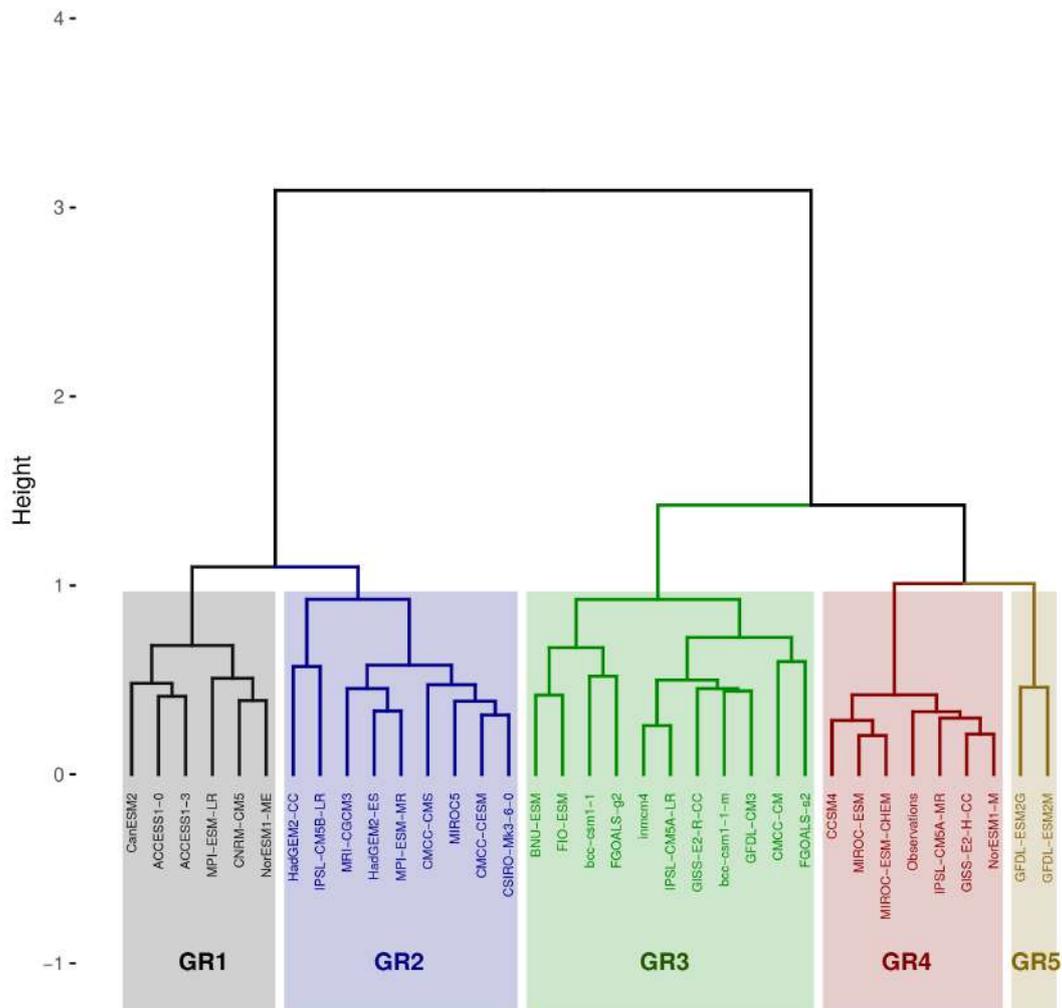


FIGURE 6.3 – Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) réalisée à partir des structures hétérogènes de précipitations sahéniennes issues de la SVD.

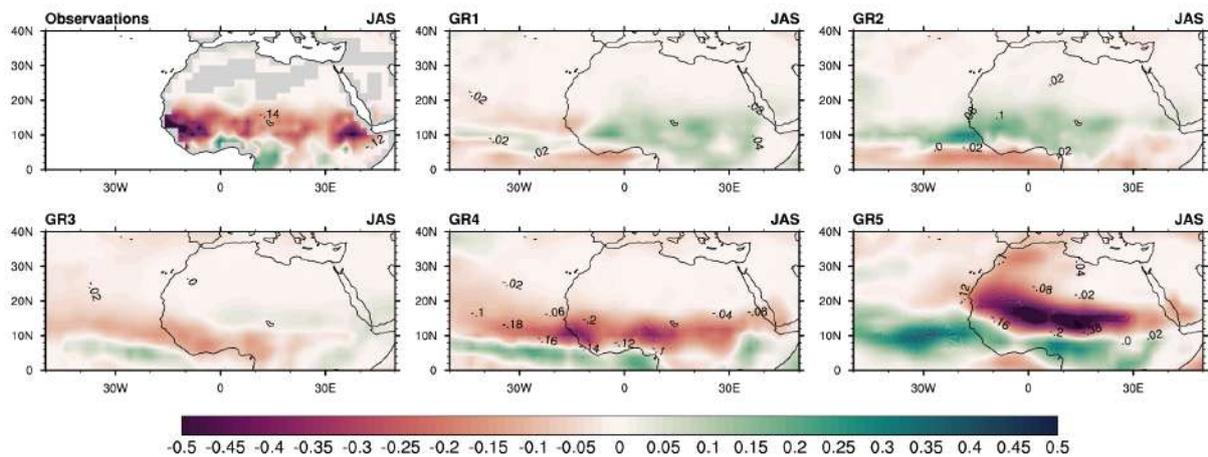


FIGURE 6.4 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régressions sur la CP des SST des anomalies long-terme de précipitations en été (JAS) (mm/jours par écart-type). Les observations ont été ajoutées.

gènes de pluies assez similaires au sein de chaque groupe. La Figure 6.4 présente la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régressions sur la 1^{ère} CP SST des anomalies long-terme de précipitations. Les observations qui montrent un dipôle méridien de précipitations avec déficit

sur le Sahel, traduisant un positionnement vers le sud de la ZCIT, appartient au groupe GR4 de modèles montrant une structure similaire s'étendant sur l'Atlantique tropical. Le groupe GR5, composé seulement des modèles du GFDL, ont une structure de dipôle méridien encore plus marquée et décalée vers le nord, ainsi qu'un dipôle zonal sur le Sahel. Le groupe GR3 montre lui à l'inverse une structure de dipôle méridien moins marquée et décalée vers le sud, induisant un déficit pluviométrique le long de 10°N . Enfin les groupes GR2 et GR1 montrent un dipôle méridien de signe opposé avec un excédent pluviométrique sur le Sahel, plus marqué pour GR2, et qui est décalé vers l'est pour GR1 induisant aussi un dipôle pluviométrique zonal sur le Sahel.

Considérant les téléconnexions à grande échelle, la Figure 6.5 présente la réponse en SST par groupe à la 1^{ère} CP SST issue de la SVD long-terme. Elle montre une tendance globale à la hausse des SST dans tous les groupes, avec quelques différences. Pour les observations, on retrouve le gradient inter-hémisphérique avec un réchauffement des bassins Atlantique sud et Indien. GR4, auquel appartient les observations, a une structure assez similaire avec des SST plus élevées au sud de 30°N . GR5 (le modèle GFDL) montre un réchauffement principalement des SST intertropicales qui induisent, en cohérence avec les résultats de Mohino *et al.* (2011), un déficit pluviométrique sur le Sahel. GR3 montre un réchauffement global uniforme qui là aussi peut être associé à un déficit pluviométrique sur le Sahel, en cohérence avec les résultats de Gaetani *et al.* (2017). Enfin GR2 et GR1 montrent une augmentation des SST plus importante dans les zones extratropicales de l'hémisphère nord que dans les tropiques, induisant un gradient méridien de température favorable à une augmentation des précipitations sahéliennes, en accord avec les travaux de Park *et al.* (2015) et Giannini et Kaplan (2019).

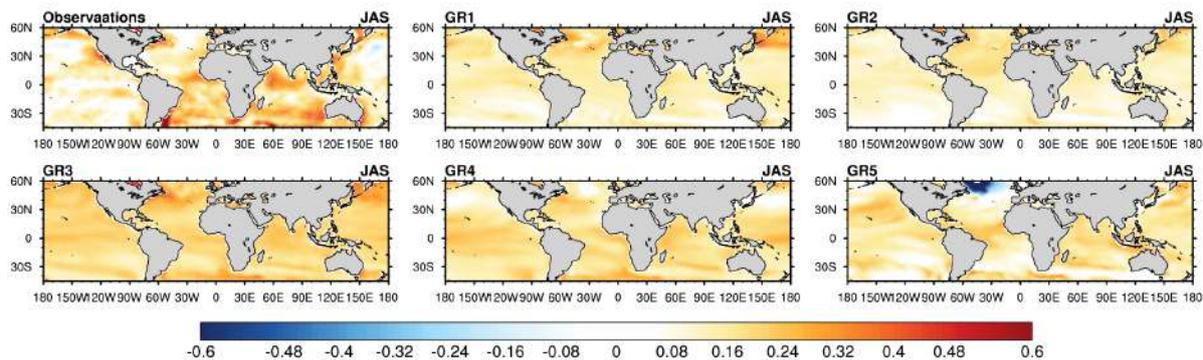


FIGURE 6.5 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de température de surface océanique en été (JAS) ($^{\circ}\text{C}$ par écart-type). Les observations ont été ajoutées.

La Figure 6.6 présente les structures de régressions issues de la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la 1^{ère} CP SST des anomalies long-terme de potentiel de vitesse et de vents divergents à 200hPa. Pour les observations et GR4, le signal montre une structure planétaire de nombre d'onde 1 avec une zone de subsidence centrée sur l'océan Indien et une zone d'ascendance centrée sur l'Amérique centrale. Le groupe GR5 a aussi une structure de nombre d'onde 1 mais resserrée en longitude sur le domaine Atlantique-Afrique. Les groupes GR1 et GR2 reproduisent une structure assez similaire de nombre d'onde 2 avec des zones d'ascendance sur le continent africain et sur l'océan Pacifique tropical, et des zones de subsidence centrées sur l'océan Indien et les Iles indonésiennes et sur l'Amérique centrale. Enfin, le groupe GR3 reproduit une structure de nombre d'onde 2 mais avec les anomalies les plus faibles des 5 groupes, en cohérence avec les anomalies pluviométriques les plus faibles.

Considérant enfin les liens avec la dynamique atmosphérique à l'échelle régionale, la Figure 6.7 présente la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la 1^{ère} CP SST des anomalies long-terme de la pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa.

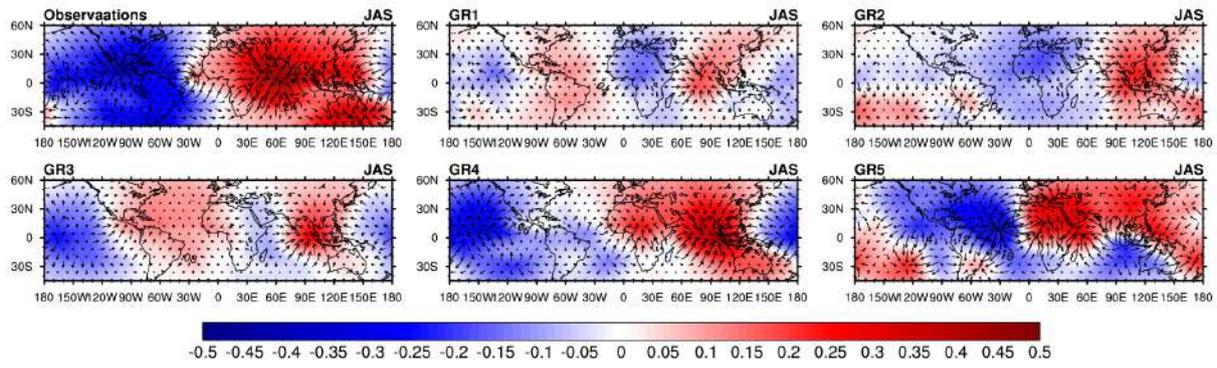


FIGURE 6.6 – Idem que la Figure 6.4 mais pour le potentiel de vitesse à 200hPa (10-6m²/s par écart-type) et les champs de vents divergents à 200hPa.

GR2 et dans une moindre mesure GR3 montrent un creusement de la DTS induisant des vents de basses couches d’ouest plus fort et une advection d’humidité sur le Sahel plus importante en cohérence avec leur excédent pluviométrique. Par contraste, pour les groupes de déficit pluviométrique sur le Sahel, les champs dynamiques sont peu organisés pour les observations et GR4, et de structure quasiment opposée à celle de GR2 pour GR5. GR3 montre une structuration de niveau intermédiaire en cohérence là encore avec des anomalies pluviométriques faibles.

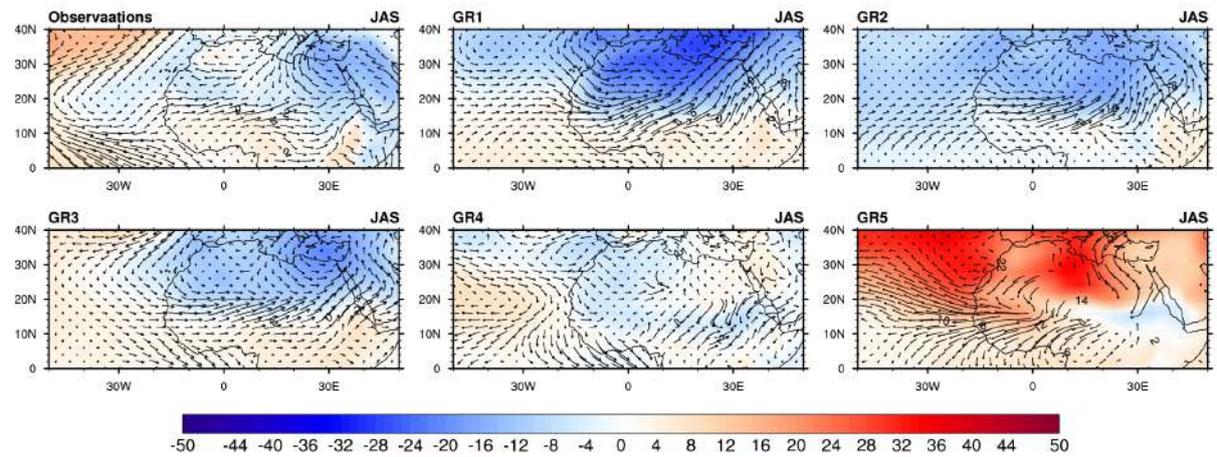


FIGURE 6.7 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa (unité hPa / écart-type). Les observations ont été ajoutées.

6.3 TÉLÉCONNEXION ENTRE LA MAO, LES SST ET LA DYNAMIQUE ATMOSPHÉRIQUE SUR LES PROJECTIONS CLIMATIQUES

Nous appliquons maintenant une approche similaire sur les données filtrées long terme en SDV et CHA sur la période 1901-2099 (HIST+RCP8.5) croisant précipitations sahéniennes et SST globales d’une part, et précipitations sahéniennes et température de l’air à 850 hPa sur le domaine de la DTS d’autre part. Des composites par groupe classifié, relatifs aux anomalies de SST et de champs atmosphériques, seront présentés, et les trajectoires des modèles au sein de ces groupes seront projetées dans l’espace des observations.

6.3.1 Décomposition en valeurs singulières

Nous avons donc appliqué l'analyse en SVD d'une part entre les anomalies de SST globales et les précipitations sahéliennes, et d'autre part entre les anomalies de température de l'air à 850hPa et les précipitations sahéliennes. Pour les précipitations, la boîte sahélienne a été prise sur le domaine (10° N-20° N ; 18° W-10° E). Pour les SST, l'océan global est pris sur le domaine (45° S-60° N ; 180° W-180° E) et pour la température de l'air à 850hPa le domaine considéré est celui de la DTS (7° W-5° E ; 20° N-30° N) ; des résultats sont similaires si on prenait un domaine plus large. Les 3 premières composantes de la SVD ont été calculées et nous ne sélectionnons que la première qui explique le maximum de covariance.

6.3.1.1 Premier mode de covariabilité SST-Précipitations

Les Figure 6.8 et Figure 6.9 présentent respectivement la 1^{ère} paire de composantes principales et les structures homogènes de SST et hétérogènes de précipitations issues de l'analyse en SVD. L'examen de la 1^{ère} paire de composantes principales (CP) montre une évolution quasi-stable sur le 20^{ème} siècle avant une tendance à la hausse qui démarre dans les années 1980 liée aux SST et aux précipitations sahéliennes dans l'ensemble des modèles de climat, exception faite des modèles CNRM-CM5 et FGOALS-g2 où l'inflexion de la composante des précipitations se produit entre 2040 et 2060, et du modèle FGOALS-s2 dans lequel une inflexion négative est observée à partir des années 2040 pendant que la composante des SST continue de s'intensifier. Si les CP apparaissent quasi-stables avant 1980, c'est dû à la forte augmentation au cours du 21^{ème} siècle qui écrase les fluctuations antérieures, qui ont été analysées dans la section précédente. Les corrélations entre les CP sont comprises entre 0.69 et 0.99. Les CP combinées aux structures de SST et de précipitations montrent une hausse homogène spatialement des températures de surface océaniques avec des parts de variance excédant les 95% de la variance totale pour les SST dans tous les modèles, avec quelques zones de refroidissement localisées sur l'océan Atlantique Nord (au-delà de 60°N) dans les modèles CSIRO-Mk3-60, FGOALS-s2, FIO-ESM, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M et GISS-E2-R-CC. En termes de précipitations, les structures obtenues restent assez diversifiées. Plusieurs modèles présentent des anomalies négatives de pluie sur le Sahel. On peut citer entre autres les modèles bcc-csm1-1, CSIRO-Mk3-6-0 et GISS-E2-R-CC, avec des parts de variance respectives de 74.3%, 91.5% et 81.5%. D'autres en revanche présentent des anomalies positives sur la globalité du domaine sahélien : FGOALS-g2 et CNRM-CM5 par exemple avec des parts de variance respectives de 95.6% et 74.6%. Certains modèles présentent des dipôles Ouest/Est de précipitations avec des anomalies négatives à l'Ouest et positives à l'Est : il s'agit entre autres des modèles ACCESS1-0 (79.7% de part de variance), ACCESS1-3 (76.6% de part de variance) et MPI-ESM-MR (77.3% de part de variance). Six modèles sur 34 présentent des parts de variance en précipitations faibles, en dessous de 50% : CMCC-CESM, CMCC-CM, FGOALS-s2, GFDL-ESM2G, IPSL-CM5B-LR et MRI-CGCM3.

6.3.1.2 Premier mode de covariabilité DTS/DTA-Précipitations

L'analyse en SVD a également été appliquée entre la température de l'air à 850 hPa sur le domaine de la DTS et les précipitations sahéliennes. Les résultats sont présentés sur la Figure 6.10 et la Figure 6.11. Ils montrent également une évolution quasi-stable sur le 20^{ème} siècle avant une tendance à la hausse dans les années 1980 liée aux températures et aux précipitations sahéliennes dans l'ensemble des modèles de climat, exception faite des modèles CNRM-CM5, FGOALS-g2 et FGOALS-s2 comme précédemment, car les évolutions de ces CP sont similaires à celles de la SVD SST-Précipitations. Les CP présentent de fortes corrélations avec des valeurs comprises entre

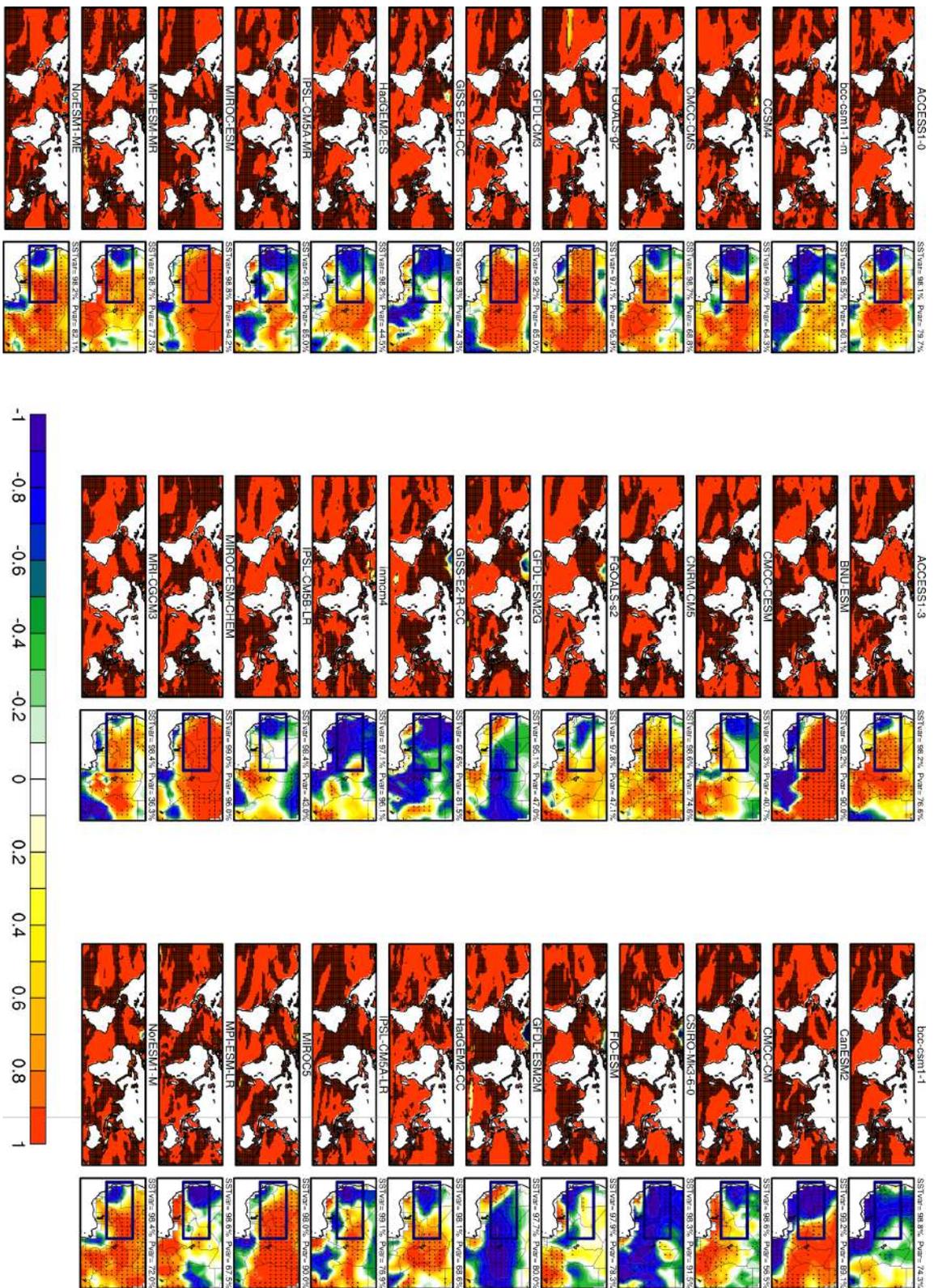


FIGURE 6.9 – Structures homogènes et hétérogènes de précipitations sur le Sahel issues de la SVD. Le rectangle bleu indique la boîte sahélienne. Les pointillés indiquent les zones où les structures de corrélations sont significatives à 95% à l'aide d'un test de significativité de Monte Carlo.

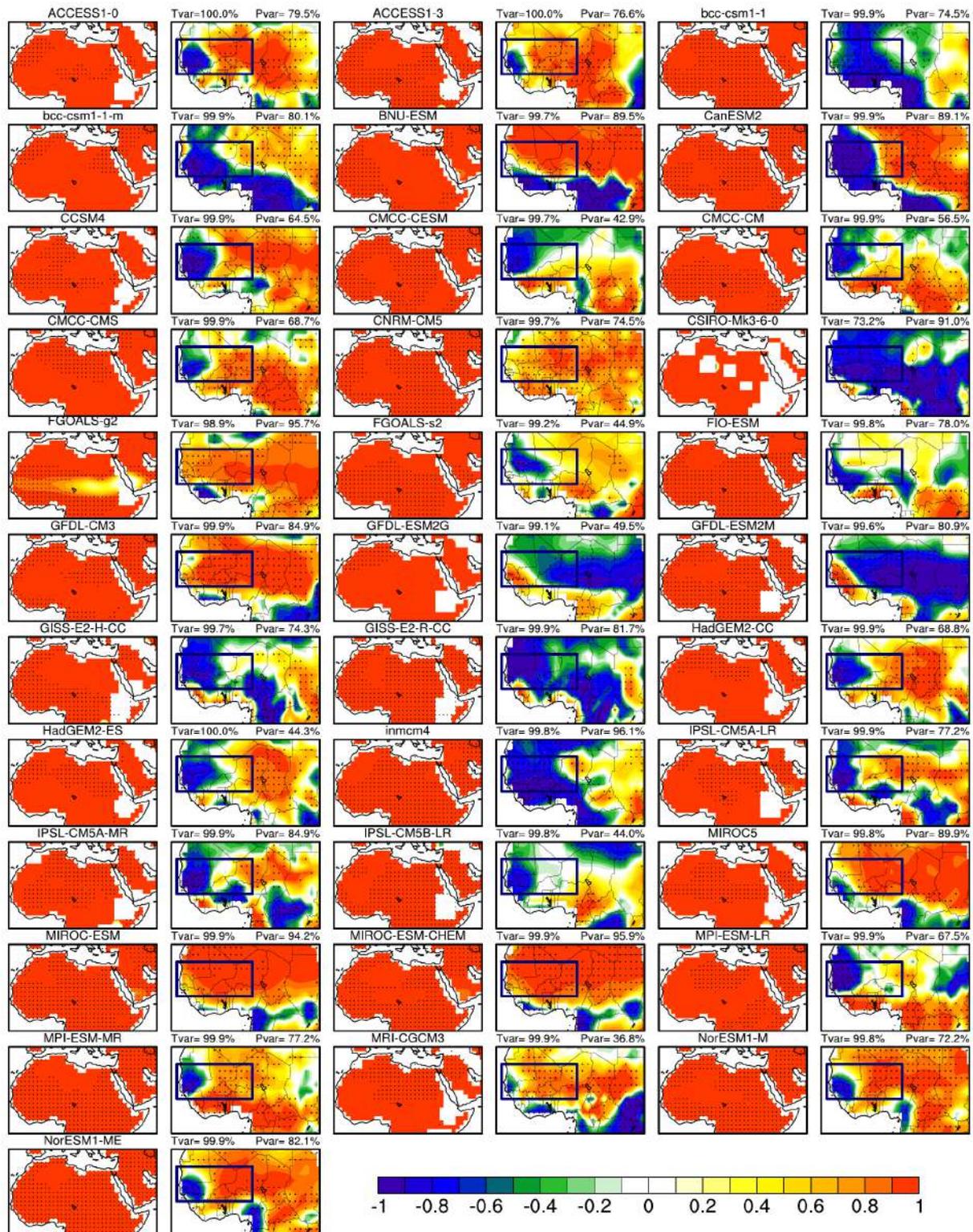


FIGURE 6.11 – Structures homogènes de température de l’air à 850hPa et hétérogènes de précipitations issues de la SVD. Le rectangle bleu indique la boîte sahéenne. Les pointillés indiquent les zones où les structures de corrélations sont significatives à 95% à l’aide d’un test de significativité de Monte Carlo.

0.67 et 0.99. La 1^{ère} paire de mode explique la quasi-totalité de la fraction de covariance exprimée. Les CP associées aux structures de températures et de précipitations présentent des anomalies positives de température dans l'ensemble des modèles sur l'Afrique de l'Ouest, associées à des structures variées de précipitations sur le Sahel. Les parts de variance exprimées en température expliquent la totalité de la variance. Les structures de précipitations associées sont similaires à celles obtenues avec la SVD long-terme SST-Précipitations. Comme sur la Erreur : source de la référence non trouvée, les modèles ACCESS1-0 et ACCESS1-3 par exemple, présentent un dipôle Ouest/Est de précipitation avec des parts de variance quasi-équivalentes, là où les modèles GFDL-ESM2G et GFDL-ESM2M présentent la structure inverse. Les modèles FGOALS-g2 et CNRM-CM5 produisent également des anomalies de précipitations de même signe sur l'ensemble du domaine sahélien.

6.3.2 Classification des structures hétérogènes de précipitations issues du principal mode de covariabilité

Comme dans la section précédente nous avons réalisé une CHA basée sur les structures hétérogènes SVD de précipitations des modèles sur la période HIST+RCP8.5 en JAS sur la boîte sahélienne (18° W-10° N ; 10° N-20° N), s'appuyant sur la distance euclidienne entre les structures hétérogènes de précipitations des modèles issues de la SVD long-terme SST-Précipitations (ces structures étant les mêmes que celles issues de la SVD long-terme DTS-Précipitations), puis la méthode du minimum de variance de Ward. Les résultats pourront être comparés à ceux de Monerie *et al.* (2017) qui ont appliqué une approche similaire.

6.3.2.1 Champs de précipitations

La Figure 6.12 présente le dendrogramme issu de l'analyse en CHA. Cinq groupes de modèles ressortent de cette analyse et sont représentés selon différentes couleurs sur cette figure. Le choix du nombre de groupes est le résultat d'un compromis avec pour objectif d'éviter les groupes de petite taille et d'obtenir le nombre de groupe correspondant au mieux à la diversité des structures hétérogènes de précipitations. Cette classification en cinq groupes permet d'obtenir des structures hétérogènes de pluies assez similaires au sein de chaque groupe. La Erreur : source de la référence non trouvée présente la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régressions sur la 1^{ère} CP SST des anomalies long-terme de précipitations. Le groupe 1 (GR1) présente un excédent de précipitations sur l'ensemble du domaine sahélien, des anomalies positives de pluies sur l'océan Atlantique Nord (entre 10° N et 20° N) et un déficit pluviométrique en deçà de 10° N, indiquant un déplacement vers le nord de la ZCIT. Le groupe 2 (GR2) reproduit un dipôle Ouest/Est de précipitation avec une augmentation significative de précipitations sur le Sahel Est et central et un déficit pluviométrique sur le Sahel Ouest. Sur l'océan Atlantique Nord, ce groupe reproduit de faibles anomalies négatives de pluie et une bande d'anomalies positives centrée autour de 10° N. Cette structure est proche de la moyenne multi-modèle globale des anomalies de pluies en 2100 donnée par Biasutti (2013). Le groupe 3 (GR3) présente également un dipôle de précipitation Ouest/Est mais avec un signal de poids plus faible (fort) sur le continent (sur l'océan Atlantique Nord) que celui du GR2. Cette structure apparaît comme celle de GR2 mais un peu décalée vers l'Est. Le groupe 4 (GR4), constitué des modèles GFDL-ESM2G et GFDL-ESM2M, présente des structures de réponses inversées par rapport à celles des deux précédents groupes avec une importante zone d'anomalies négatives de précipitations sur le Sahel et un excédent de précipitations sur le Sénégal et la côte guinéenne. Ce groupe présente également des anomalies positives sur l'ensemble de l'océan Atlantique Nord. Enfin, les modèles du groupe 5 (GR5) présentent en moyenne multi-modèle, une baisse généralisée mais d'amplitude

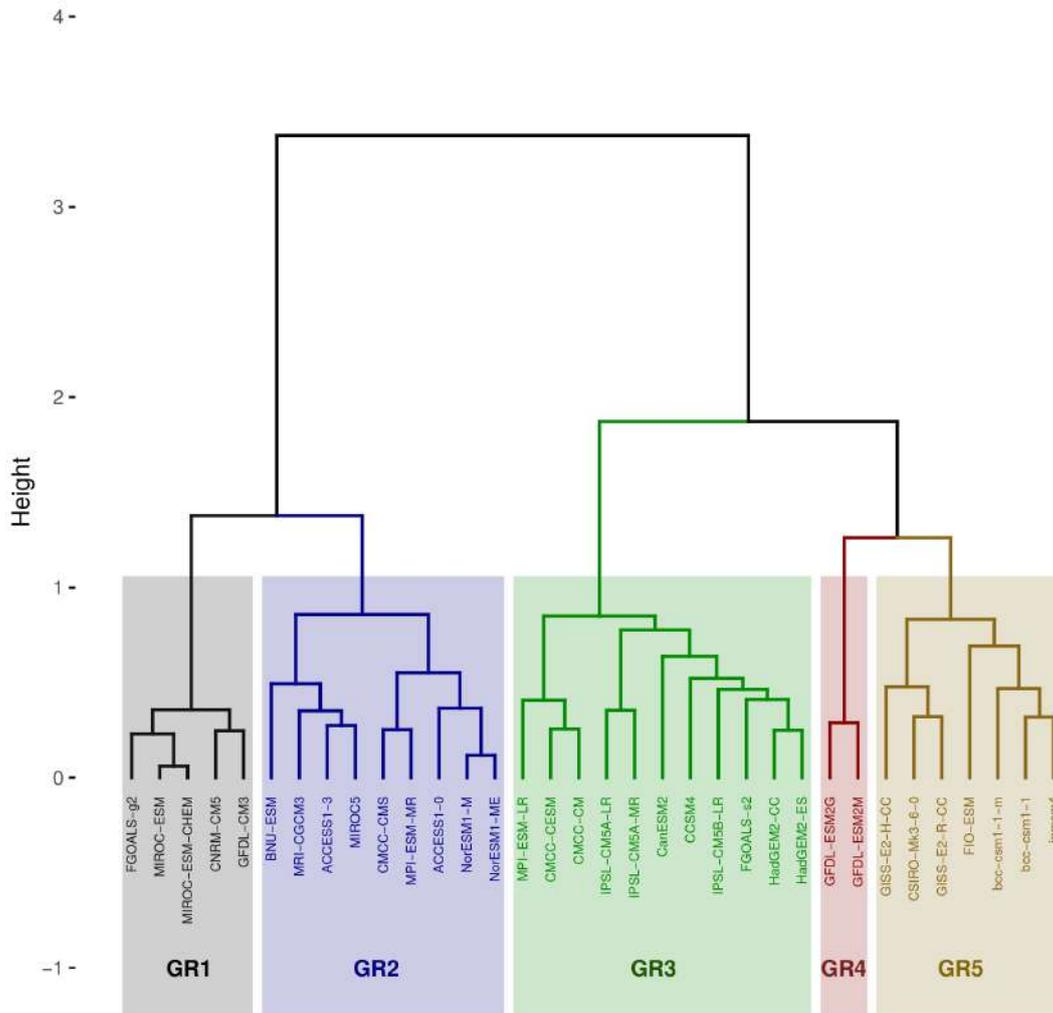


FIGURE 6.12 – Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) réalisée à partir des structures hétérogènes de précipitations sahéniennes issues de la SVD.

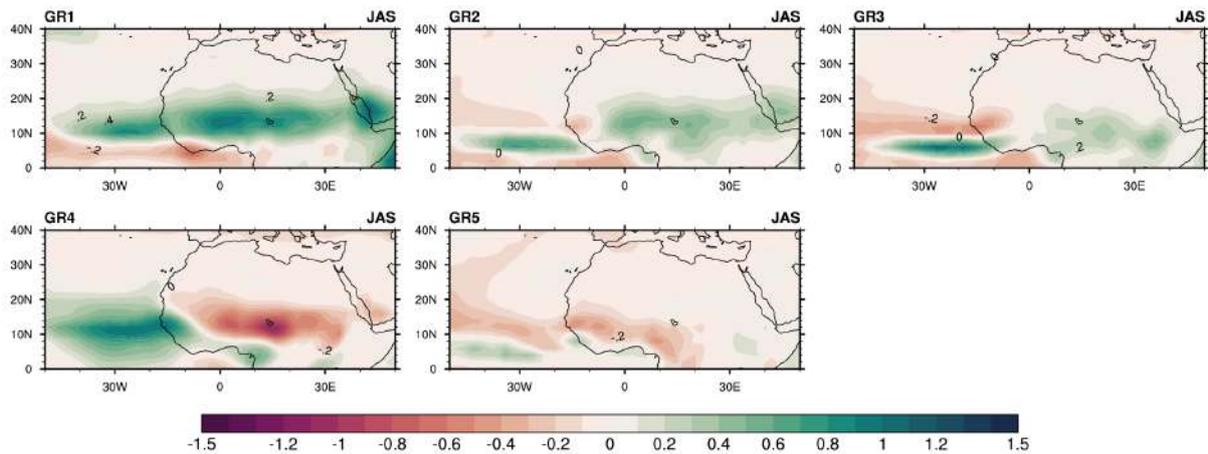


FIGURE 6.13 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP des SST des anomalies long-terme de précipitations en été (JAS) (mm/jours par écart-type).

faible des précipitations sur une part de l’Afrique de l’ouest et sur l’Atlantique tropical Nord. Si on calcule la probabilité d’occurrence de chacun de ces 5 scénarios d’évolution des précipitations en prenant une approche « one model – one vote », on obtient les pourcentages suivants : 15%

pour GR1 (5 modèles), 26% pour GR2 (9 modèles), 32% pour GR3 (11 modèles), 6% pour GR4 (2 seul modèle) et 21% pour GR5 (7 modèles), soit pratiquement 60% (GR2+GR3) présentant une structure plus ou moins forte de dipôle zonal sur le Sahel, autour de 45% (GR1+GR2) d'excédents positifs élevés de précipitation sur le Sahel central, et 80% (GR2+GR3+GR5) de déficit pluviométrique sur le Sénégal.

6.3.2.2 Dynamique atmosphérique associée (grande échelle et échelle régionale)

6.3.2.2.1 Réponse atmosphérique au 1^{er} mode de SST

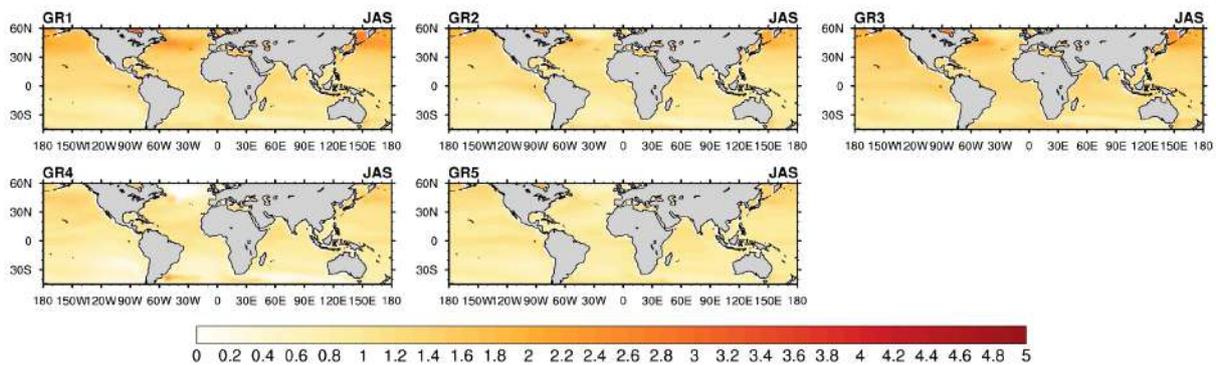


FIGURE 6.14 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP SST des anomalies long-terme de température de surface océanique en été (JAS) (°C par écart-type).

Considérant les téléconnexions à grande échelle, la Figure 6.14 présente la réponse en SST par groupe à la 1^{ère} CP SST issue de la SVD long-terme sur la période HIST+RCP8.5. Elle montre une tendance globale à la hausse des SST dans tous les groupes, avec quelques différences. Pour GR1 l'augmentation des SST est plus importante dans les zones extratropicales de l'hémisphère nord (entre 30° N et 60° N) que dans les tropiques, induisant un gradient méridien de température favorable à une augmentation des précipitations sahéniennes. Ce résultat est en accord avec les travaux de Park *et al.* (2015) qui ont montré par des modélisations que le différentiel de SST entre les zones extratropicales et les tropiques dans l'Hémisphère Nord entraîne une augmentation des pluies sur le Sahel. Giannini et Kaplan (2019) aboutissent à des conclusions similaires en se centrant sur le bassin Atlantique. GR4 (c'est-à-dire le modèle GFDL) est au contraire le groupe où le contraste méridien de SST est le plus favorable aux latitudes intertropicales (SST plus élevées) et s'associe à un déficit pluviométrique sur le Sahel, en cohérence avec Mohino *et al.* (2011) et Gaetani *et al.* (2017). Dans les autres groupes, la hausse des SST reste plus uniforme sur l'ensemble des bassins océaniques, les anomalies les plus faibles étant pour GR5 qui a aussi les anomalies pluviométriques (négatives) les plus faibles.

La Figure 6.15 présente les structures de régressions issues de la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la 1^{ère} CP SST des anomalies long-terme de potentiel de vitesse et de vents divergents à 200hPa. Pour le GR1, le signal est le plus marquant des 5 groupes avec une structure de nombre d'onde 1 associant la hausse du gradient méridien de SST dans l'hémisphère nord et le fort excédent pluviométrique sahélien à des anomalies de divergence en haute troposphère sur l'Afrique, l'océan Atlantique, le Pacifique tropical Nord et des anomalies de subsidence sur l'océan Pacifique et le continent Américain. Les groupes GR2 et GR3 reproduisent une structure assez similaire de nombre d'onde 2, plus marquée pour GR2, avec des zones d'ascendance sur le continent africain et sur l'océan Pacifique tropical avec une extension plus importante sur le Pacifique Nord et des zones de subsidence centrées sur l'océan Indien et les Iles indonésiennes et sur l'Amérique centrale en réponse à la hausse des SST.

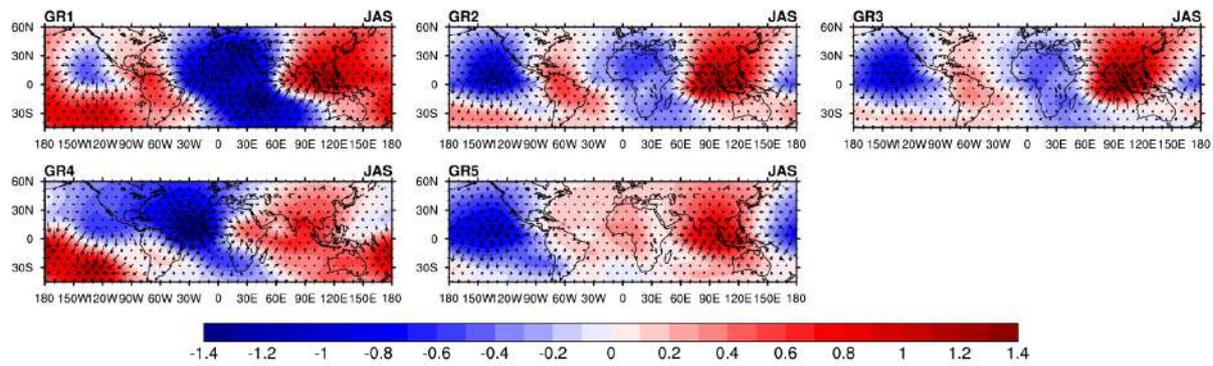


FIGURE 6.15 – Idem que la Figure 6.14 mais pour le potentiel de vitesse à 200hPa (10^{-6} m²/s par écart-type) et les champs de vents divergents à 200hPa.

Cette structure d'échelle régionale est assez semblable sur le domaine Atlantique-Afrique-Inde à celle de l'expérience de quadruplement de CO₂ dans les simulations AMIP-CMIP5 analysée par Gaetani *et al.* (2017); leurs Figure 9c et Figure 8c), montrant une convection renforcée sur le Sahel en lien avec une DTS plus chaude et plus creusée induisant par téléconnexions zonales des subsidences renforcées aux longitudes environnantes. En ce qui concerne le GR4 (le modèle GFDL), la réponse aux SST tropicales plus chaudes présente des anomalies négatives de potentiel de vitesse centrée sur l'océan Atlantique tropical avec une extension sur l'Amérique du Nord et le Pacifique Nord et des anomalies positives de potentiel de vitesse sur l'océan Pacifique Sud et le Plateau Tibétain avec un pôle sur l'Afrique de l'Est. Cette structure est cohérente avec le dipôle pluviométrique zonal entre Atlantique tropical et Sahel central, et la structure d'anomalies de potentiel de vitesse de nombre d'onde 1 de l'expérience d'augmentation uniforme de SST dans les simulations AMIP-CMIP5 analysée par Gaetani *et al.* (2017); leurs Figure 9b et Figure 8b), induisant une subsidence au-dessus de l'Afrique. Enfin, le GR5 reproduit encore une fois les anomalies les plus faibles des 5 groupes sur l'Afrique, avec des zones d'ascendance sur l'océan Pacifique et des anomalies de subsidence sur l'Afrique et l'océan Indien en réponse à la hausse quasi-uniforme des SST. On peut noter une structure dynamique sur le domaine Pacifique-Inde similaire à celle de l'IPO, induisant aussi logiquement un déficit pluviométrique sur le Sahel, même si la structure des anomalies de SST ne reproduisant pas celle de l'IPO.

6.3.2.2.2 Réponse atmosphérique au 1^{er} mode de DTS

Considérant maintenant les liens avec la dynamique atmosphérique à l'échelle régionale, la Figure 6.16 présente la moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la 1^{ère} CP DTS des anomalies long-terme de température de l'air à 2 mètres. Les résultats similaires sont présentés sur la Figure 6.17 mais pour la pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa. La Figure 6.16 montre des structures spatiales de température assez similaires avec une augmentation plus importante de la température sur le continent que sur les bassins océaniques environnants en réponse à l'intensification de la DTS induisant un renforcement du gradient thermique entre continent et océan. Ceci est associé à une diminution importante de la pression du niveau de la mer sur l'Afrique du Nord avec un renforcement des anomalies de vents d'Ouest en réponse à l'intensification de la DTS. Cependant, l'amplitude des signaux varie selon les différents groupes. Dans le GR1, la réponse en température est importante sur l'Afrique du Nord, l'Arabie et le sud de l'Europe, et plus forte que dans les autres groupes avec des valeurs atteignant 3.6° C par écart-type. Ce signal est à nouveau cohérent avec les analyses de Park *et al.* (2015) qui pointent aussi les températures plus élevées sur les continents de l'hémisphère nord. Il est associé à un fort creusement (le plus fort des 5 groupes) de la zone dépressionnaire saharienne

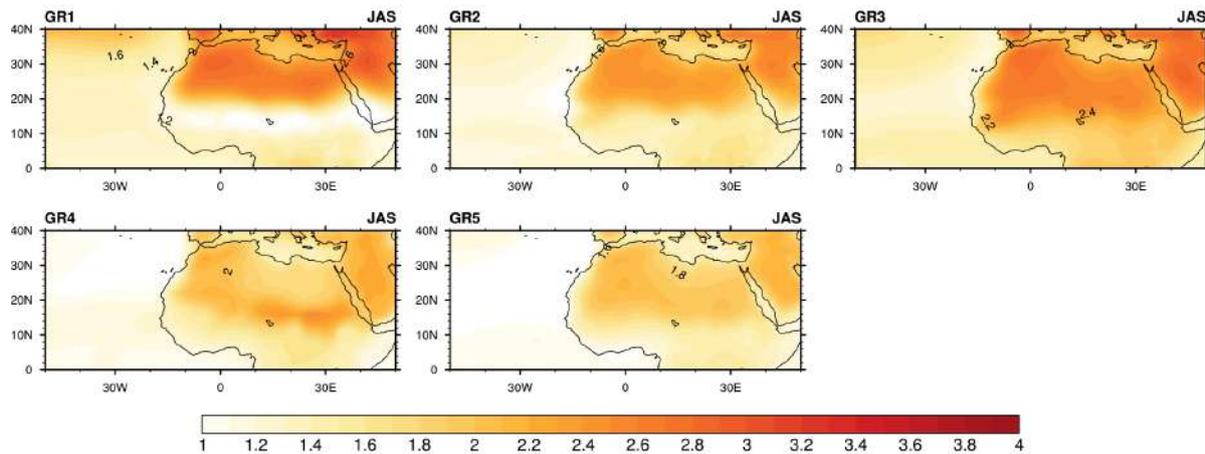


FIGURE 6.16 – Moyenne multi-modèle par groupe des champs de régression sur la CP DTS des anomalies long-terme de température de l'air à 2 mètres en été (JAS) ($^{\circ}\text{C}$ par écart-type).

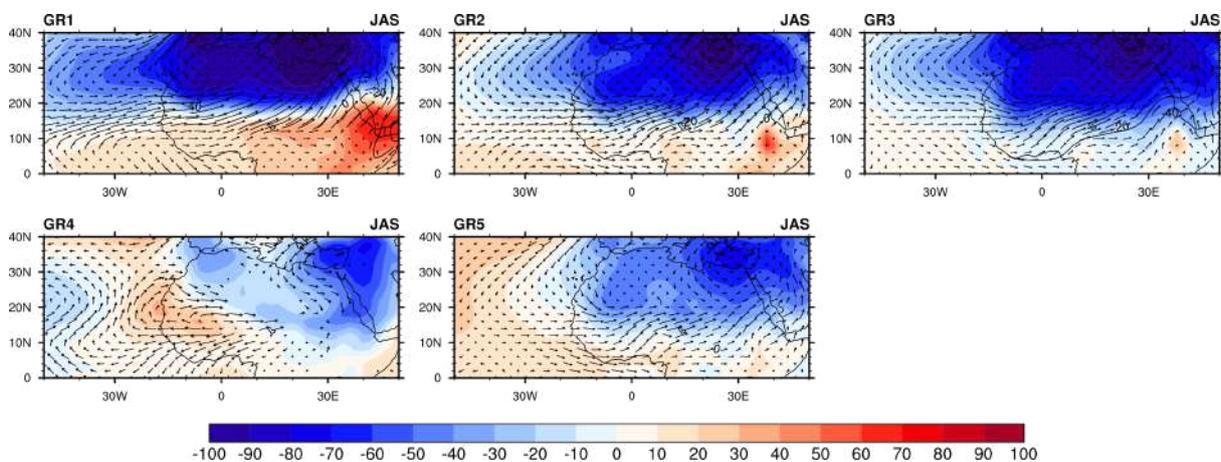


FIGURE 6.17 – Idem que la Figure 6.16 mais pour la pression au niveau de la mer et les champs de vent à 925hPa (unité hPa / écart-type).

(couvrant le domaine DTS-DTA). GR2 et GR3 ont des valeurs d'anomalies intermédiaires dans l'ensemble des 5 groupes, et comme pour GR1, conduisent au renforcement des vents de basses couches et à l'advection plus importante d'humidité sur la zone sahélienne entraînant un excédent pluviométrique. GR4 (le modèle GFDL) présente une zone de réchauffement et de circulation de basses couches peu organisée avec des anomalies d'est sur le Sahel induisant le fort déficit pluviométrique. Enfin GR5 a les anomalies de température les plus faibles et des anomalies négatives de pression faibles aussi mais mieux organisées que pour GR4.

6.3.2.3 Trajectoires dans le plan des observations

La section précédente nous a permis d'examiner l'évolution long-terme des précipitations par une analyse en covariance. Cette analyse a permis de mettre en évidence les différentes structures susceptibles d'émerger à la fin du 21^{ème} siècle. Cependant l'examen de l'évolution temporelle des CP issue de l'analyse en covariance montre que l'augmentation des précipitations sur la période HIST+RCP8.5 n'est pas linéaire. Il ressort que cette évolution se fait en deux étapes : d'abord une phase transitoire sur le 20^{ème} siècle jusqu'aux années 1980 où la CP-Précipitation évolue autour de la normale (phase quasi-stable), puis une phase de croissance jusqu'à la fin du 21^{ème} siècle marquée parfois par des changements de phase sur plusieurs décennies.

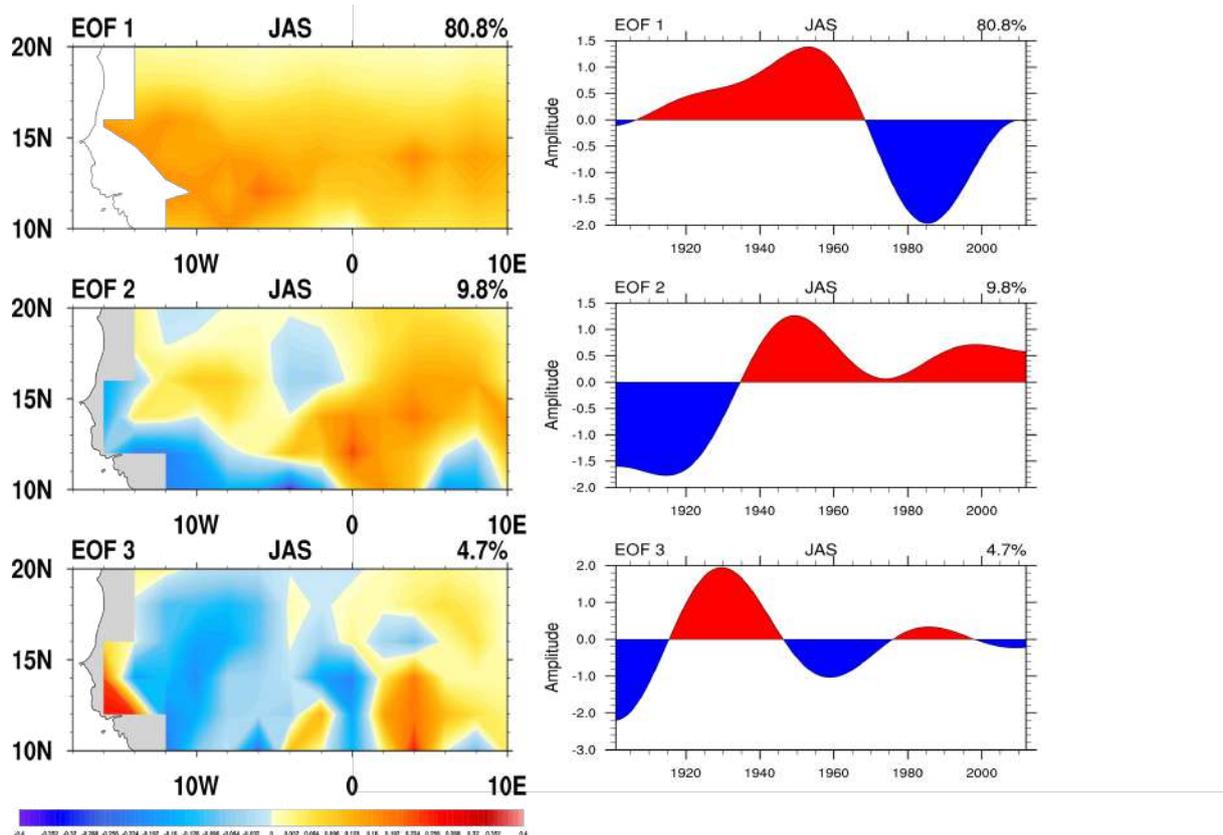


FIGURE 6.18 – Analyse en EOF des anomalies long-terme de précipitations sur le Sahel et composantes principales associées.

Dès lors, il devient intéressant d'évaluer les trajectoires possibles prises par les modèles au cours des deux derniers siècles. Pour ce faire, nous partons des deux premières composantes EOF long-terme issues des observations sur le domaine sahélien que nous utilisons comme référence. La Figure 6.18 présente les trois premières composantes. Les deux premiers modes expriment 90.6% de la variance totale soit 80.8% pour l'EOF1 et 9.8% pour l'EOF1. Les structures spatiales combinées aux CP présentent une tendance à la baisse des précipitations pour l'EOF1 sur l'ensemble du Sahel et l'émergence d'un dipôle Ouest/Est de précipitation à la fin du 20^{ème} siècle pour l'EOF2. Les trajectoires des modèles ont ensuite été obtenues par la projection des anomalies long-terme de précipitations de la période HIST+RCP8.5 sur les deux premiers vecteurs propres de l'EOF des observations. La Figure 6.19 présente les trajectoires des GCMs par groupe et celle des observations (en courbe noire).

Sur cette figure, l'axe des abscisses représente la 1^{ère} CP (PC1, des valeurs positives correspondant à un excédent généralisé sur le Sahel, et inversement) et l'axe des ordonnées la seconde CP (PC2, des valeurs positives correspondant à un dipôle pluviométrique zonal avec excédent sur le Sahel central et déficit sur le Sahel ouest, et inversement). Il ressort clairement de l'analyse de cette figure, si au départ certains modèles évoluent dans le domaine de variance des observations, plusieurs d'entre eux en sortent à la fin du 20^{ème} siècle. Pour le GR1 par exemple, les modèles FGOALS-g2, MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM se démarquent nettement des observations avec une évolution selon la PC1 avec des coefficients positifs qui traduit une répartition homogène de l'excédent de pluies sur la région sahélienne. Pour le GR2, 4 modèles sur 9 sortent clairement du domaine de variance des observations avec une évolution nette selon la PC2 qui se traduit par le dipôle Ouest/Est de précipitation. Pour le GR3, les modèles CanESM2, CCSM4 et IPSL-CM5A-MR se démarquent et sont fortement orientés sur la PC1 et faiblement sur la PC2, ce qui traduit un affaiblissement du dipôle de précipitations dans ce groupe. Le

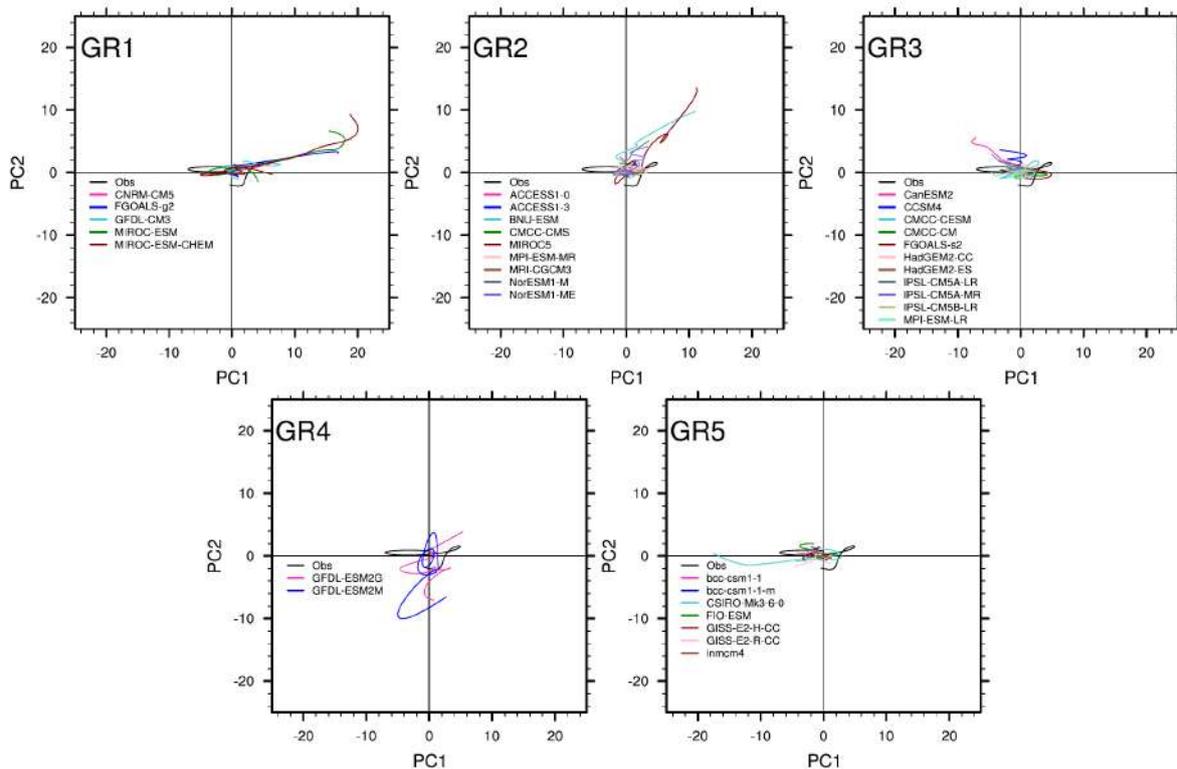


FIGURE 6.19 – Trajectoire des GCMs dans le plan des observations.

GR4 renferme les modèles GFDL-ESM2G et GFDL-ESM2M qui évoluent nettement sur la PC2 avec des coefficients négatifs qui traduisent un dipôle inversé de précipitation sur le Sahel. Enfin le GR5 qui renferme l'ensemble des modèles présentant un déficit pluviométrique faible sur le Sahel reproduit des trajectoires incluses dans le domaine de variabilité des observations selon la PC1 (avec des coefficient négatifs) à l'exception du modèle CSIRO-Mk3-6-0 qui sort de cette variabilité avec un déficit accentué à la fin du siècle. D'autre part, si l'on revient sur la période de transition de reprise des pluies au Sahel dans les années 1990, et en reprenant les évolutions temporelles des CP-SVD des précipitations sur HIST puis sur HIST+RCP8.5 (Figure 6.1 et Figure 6.8), on voit que la tendance long terme de RCP8.5 s'amorce déjà au cours du 20^{ème} siècle (même si le filtrage long terme a un effet numérique de continuité entre fin du 20^{ème} et début du 21^{ème} siècle), et souvent par un renversement de pente de la courbe dans les années 1970.

6.3.3 Synthèse

Nous avons développé de façon indépendante l'analyse de modes couplés sur le long terme par SVD, d'une part sur le 20^{ème} siècle (simulations HIST) et d'autre part sur les 20^{ème} et 21^{ème} siècles (simulations HIST+RCP8.5). Nous avons vu que les évolutions sur RCP8.5 sont d'une ampleur nettement plus élevée que celles sur HIST. On peut cependant s'interroger de savoir si une empreinte de l'évolution sur RCP8.5 est déjà présente sur HIST. Pour cela nous avons construit une matrice de transition entre les 34 modèles des groupes GR1 à GR5 de HIST aux groupes GR1 à GR5 de HIST+RCP8.5, en comptabilisant les occurrences croisées d'un même modèle dans une table de contingence, puis en repérant les transitions les plus fréquentes entre groupes HIST et groupes HIST+RCP8.5 (Tableau 6.1).

Si nous considérons les groupes d'arrivée de HIST+RCP8.5, on peut résumer les points

suivants :

- Le groupe GR4 (le modèle GFDL dans 2 de ses 3 versions) caractérisé par un dipôle zonal +/- avec un fort déficit sur le Sahel central, et associé à des SST plus chaudes dans les Tropiques, est déjà identifié de manière univoque sur HIST avec la même structure pluviométrique ; ce modèle qui se différencie totalement des autres dans les projections RCP8.5 est donc déjà unique dans sa covariabilité sur la période HIST.
- Le groupe GR5 de faible déficit pluviométrique sur HIST+RCP8.5 est aussi très largement associé à une structuration similaire sur HIST.
- Le groupe GR2 de dipôle pluviométrique sahélien avec excédent sur le Sahel central, que l'on associe possiblement à un forçage direct de CO₂ (Gaetani *et al.*, 2017), est en lien de manière majoritaire à la même structure pluviométrique ou à la structure d'excédent généralisé sur le Sahel sur HIST, eux-mêmes associés possiblement à ce forçage direct de CO₂.
- Le GR3 de dipôle pluviométrique sahélien de faible amplitude est associé à 4 groupes sur HIST de manière peu discriminante, les groupes majoritaires étant la structure d'excédent généralisé et la structure de faible déficit généralisé.
- Enfin le groupe GR1 d'excédent généralisé est associé aux deux groupes de déficit généralisé sur HIST.

Pour résumer, certaines configurations d'évolution pluviométrique dans le contexte RCP8.5 sont déjà présentes sur la période HIST, en particulier le dipôle pluviométrique sahélien que l'on retrouve dans la moyenne d'ensemble à l'horizon 2100 (Biasutti, 2013). C'est aussi le cas pour 2 des 3 versions du modèle GFDL qui se différencie fortement des autres modèles par sa projection d'un déficit important sur le Sahel central. Par contre le groupe de modèles projetant un excédent généralisé sur le Sahel dans RCP8.5 est associé à des groupes montrant un déficit généralisé sur HIST.

Inversement, si l'on part des groupes de HIST, sans parler du modèle GFDL : le groupe ayant une structure de dipôle sahélien avec excédent sur le Sahel central sur HIST se projette sur les groupes GR2 et GR3 de même structure sur HIST+RCP8.5 ; le groupe d'excédent généralisé se projette aussi sur les groupes GR2 et GR3 ; enfin les groupes de déficit généralisé plus ou moins forts se projettent de manière non discriminante sur divers groupes dans HIST+RCP8.5.

TABLEAU 6.1 – Tableau de contingence des occurrences de chacun des 34 modèles CMIP5 dans les 5 groupes issus de la CHA sur la période HIST (colonnes) et la période HIST+RCP8.5 (lignes). Les sigles (x/y) indiquent le signe des anomalies moyennes par groupe des coefficients de régression pluviométriques sur (Sahel ouest / Sahel est). Les sigles <x/y> indiquent une structure à coefficients faibles. Une couleur est affectée à chaque groupe de HIST+RCP8.5, et les effectifs des transitions dominantes vers ces groupes ont la même couleur.

HIST \ HIST+RCP8.5	HIST	GR1 -/+	GR2 +/+	GR3 <-/->	GR4 -/-	GR5 +/-
GR1 +/+		1	0	2	2	0
GR2 -/+		3	4	1	1	0
GR3 <-/+>		2	4	3	2	0
GR4 +/-		0	0	0	0	2
GR5 <-/->		0	1	5	1	0

Enfin, l'analyse des téléconnexions dans la variabilité long-terme entre d'une part les SST et la MAO, et d'autre part pour les projections sur le 21^{ème} siècle la DTS et la MAO, à travers une analyse en SVD a montré que les modes dominants de covariabilité qui ressortent aboutissent à des structures de précipitations assez différentes sur le Sahel, et qu'il ne faut pas se limiter à présenter, comme cela est souvent fait, le dipôle sahélien comme structure unique de précipitation qui émerge à la fin du siècle. Ces résultats confirment et généralisent les résultats de Monerie *et al.* (2017), en montrant la possibilité d'une empreinte du changement climatique déjà présente sur la période HIST, soit par l'hypothèse d'un effet direct du CO₂ à l'échelle régionale sur l'augmentation des températures sur le Sahara ou bien par un effet indirect à l'échelle globale sur l'augmentation des SST. La projection des trajectoires des modèles dans le plan des observations permet d'illustrer cette diversité de structure de précipitations qui prend des directions diverses au cours du 21^{ème} siècle, et la période de transition des années 1990 peut déjà traduire l'empreinte du changement climatique.

6.4 TENDANCE DANS LES ÉVÈNEMENTS EXTRÊMES DE PRÉCIPITATIONS ET RELATION AVEC CERTAINS FACTEURS DE FORÇAGE À L'ÉCHELLE RÉGIONALE EN ÉTÉ

Nous abordons dans cette section, une première analyse exploratoire de l'évolution long-terme des extrêmes de précipitation sur le Sahel et de ses relations avec certains facteurs de forçage en été sur le 20^{ème} et le 21^{ème} siècle. Pour cela, nous partons des travaux de Panthou *et al.* (2014) et Taylor *et al.* (2017) qui mettent en exergue une augmentation de la fréquence des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS en anglais) (donc une augmentation de la proportion des pluies intenses sur le cumul annuel sur le Sahel) en lien avec certaines facteurs de forçage dont le gradient méridien de température sur le Sahel et le cisaillement vertical. En effet Taylor *et al.* (2017) suggère que l'augmentation du gradient méridien de température entre le Sahara et la côte guinéenne, observé depuis les années 1980 et qui s'intensifie dans les simulations des scénarios RCP car induisant un réchauffement plus rapide des températures sahariennes, peut avoir un impact dynamique par le renforcement associé du cisaillement vertical du vent, favorable sur le développement de MCS intenses.

Ainsi, pour notre analyse, nous évaluerons les relations entre l'évolution de la contribution des pluies extrêmes (R98 pour le 98^{ème} percentile des pluies quotidiennes) et quatre facteurs de forçage à l'échelle régionale : la température de l'air à 850hPa (T), le gradient méridien de température (G), le cisaillement vertical de vent (Shear) et l'eau précipitable (TCW). Dans ce travail, un événement (pluie) extrême est défini comme un événement pluvieux dont l'intensité excédant le 98^{ème} percentile calculé sur la période de référence 1979-2005. La contribution des pluies extrêmes est obtenue par le rapport entre le cumul des pluies extrêmes et le cumul total des pluies, calculé sur le Sahel (5° W-15° E ; 10° N-20° N). La température est obtenue par la moyenne géographique de la température de l'air à 850 hPa sur le domaine (5° W-15° E ; 5° N-25° N). Le gradient de température est obtenu à partir de la pente de la régression linéaire de la moyenne zonale de la température de l'air à 850 hPa sur le domaine (5° W-15° E ; 5° N-25° N). Le cisaillement vertical de vent est défini comme la différence entre la moyenne géographique du vent zonal à 600 hPa et du vent zonal à 925 hPa sur le domaine (5° W-15° E ; 5° N-25° N). Enfin, l'eau précipitable est obtenue par moyenne géographique sur le domaine (5° W-15° E ; 5° N-25° N).

6.4.1 Évolution des extrêmes pluviométriques sur le Sahel dans les modèles CMIP5

La Figure 6.20 présente l'évolution de la contribution des pluies extrêmes sur la période historique et dans les projections climatiques RCP8.5 pour 30 modèles CMIP5 pour lesquels

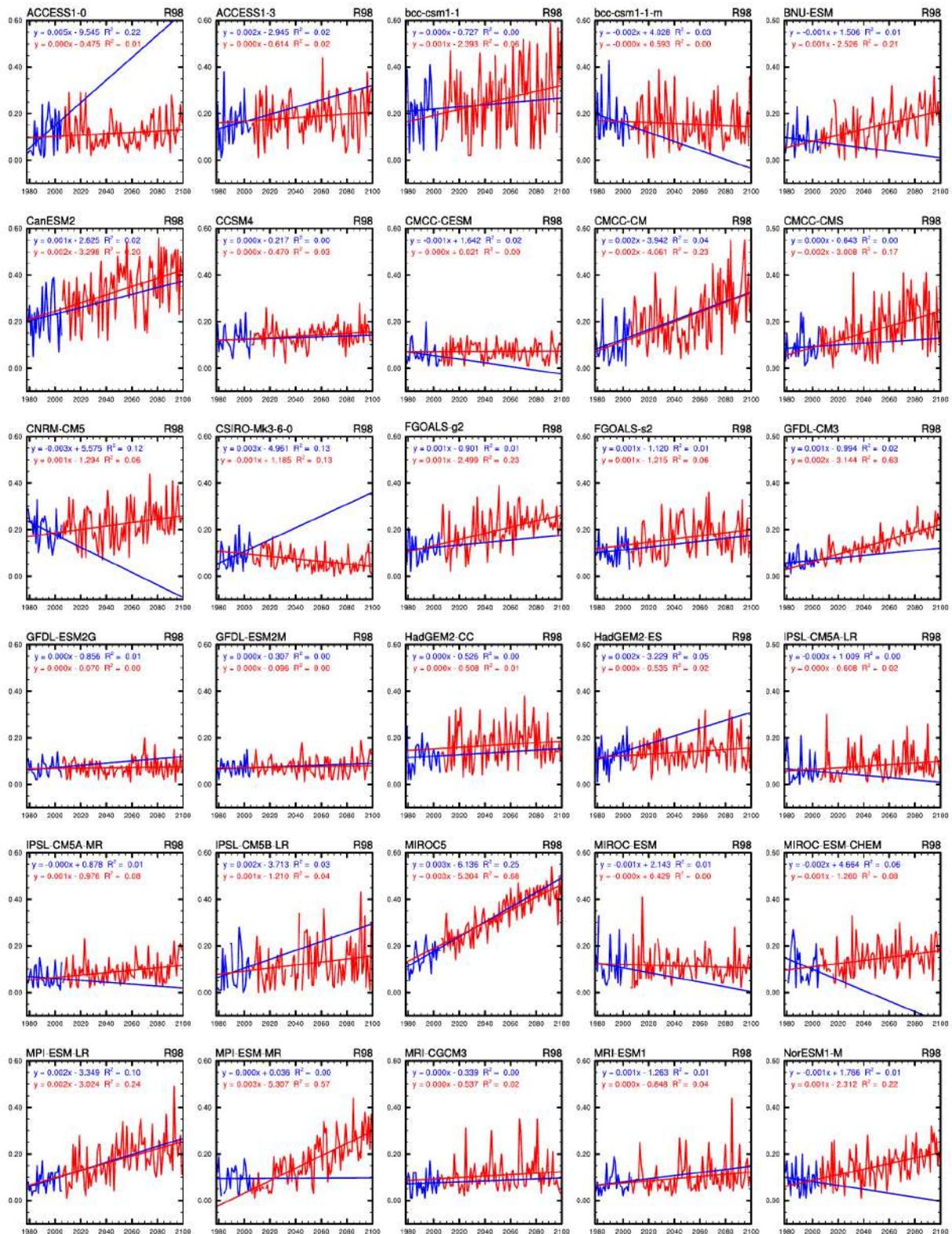


FIGURE 6.20 – Évolution de la contribution des pluies extrêmes au cumul total des pluies sur le Sahel pendant le 20^{ème} et le 21^{ème} siècle en été (simulations HIST+RCP8.5).

nous disposons de valeurs quotidiennes. Elle montre une tendance à la hausse de la contribution des pluies extrêmes dans la plupart des modèles aussi bien sur le 20^{ème} siècle que sur le 21^{ème} siècle, exception faite des modèles bcc-csm1-1-m et MIROC-ESM pour lesquels une diminution de la contribution des extrêmes pluviométriques est reproduite sur les deux siècles. Cependant,

les pentes reproduites par les modèles sont assez faibles. Par exemple, le modèle CCSM4 présente une pente quasi nulle sur les deux siècles. FGOALS-g2 et FGOALS-s2 présentent des pentes de $+0.001/\text{an}$ sur les deux périodes étudiées. D'autres modèles par contre présentent une baisse de la contribution des pluies extrêmes sur la période historique alors qu'une nette hausse est observée sur le 21^{ème} siècle. C'est le cas des modèles BNU-ESM, CNRM-CM5, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC-ESM-CHEM et NorESM1-M. Le modèle CSIRO-Mk3-6-0 par contre présente la situation inverse, c'est-à-dire une hausse sur la période historique et une baisse sur le RCP8.5. Nous avons effectué les mêmes analyses pour les quatre facteurs de forçage que nous étudions dans cette partie. Les résultats sont présentés dans l'Annexe A.24 pour la température de l'air à 850hPa, l'Annexe A.25 pour le gradient de température, l'Annexe A.26 pour le cisaillement vertical de vent et l'Annexe A.27 pour l'eau précipitable. L'examen de la courbe de la température montre une augmentation de la température dans tous les modèles avec des pentes variant de $+0.001^\circ\text{C}/\text{an}$ à $+0.057^\circ\text{C}/\text{an}$ ($+0.013^\circ\text{C}/\text{an}$ à $+0.069^\circ\text{C}/\text{an}$) et des parts de variance exprimées comprises entre 0% et 49% (entre 24% et 95%) sur la période historique (sur le RCP8.5). Pour le gradient méridien de température, la majorité des modèles présentent une augmentation du gradient sur les deux siècles sauf quatre modèles sur la période historique (BNU-ESM, CMCC-CESM, IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5B-LR). En revanche, les pentes simulées et les parts de variance exprimées sont relativement faibles. En ce qui concerne le cisaillement vertical du vent zonal, on note également une intensification (c'est-à-dire une augmentation des valeurs négatives) sur l'ensemble des deux siècles dans la majorité des modèles, exception faite aux modèles CMCC-CESM et IPSL-CM5B-LR pour lesquels une réduction du cisaillement est reproduite sur la période historique. Quant à l'eau précipitable, une convergence des modèles est observée. Tous simulent une croissance de la quantité d'eau précipitable sur les deux siècles.

6.4.2 Relation entre les extrêmes de précipitations et les facteurs de forçage

6.4.2.1 Relation avec la température de l'air à 850 hPa

La Figure 6.21 présente le nuage des points montrant l'évolution de la contribution des pluies extrêmes en fonction de la température de l'air à 850h Pa sur le Sahel pour les 30 modèles. Cette évolution est présentée sur la période historique (marqueurs bleus) et sur le RCP8.5 (marqueurs rouges). Sur la période historique, seul un tiers des modèles (11 sur 30) présentent des corrélations positives avec la température de l'air. On peut citer en exemple les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3 et MIROC-ESM qui reproduisent une hausse de la contribution des extrêmes pluviométriques en fonction de la température de l'air sur le Sahel. Par contre certains modèles comme bcc-csm1-1, BNU-ESM, CSIRO-Mk3-6-0, HadGEM2-CC et IPSL-CM5A-LR reproduisent des corrélations négatives avec la température de l'air. Dans les projections climatiques en revanche, 76% des modèles présentent des corrélations positives avec la température de l'air à 850 hPa. C'est le cas par exemple, des modèles CanESM2, CMCC-CM, MIROC5 et MIROC-ESM-CHEM. Cependant, les parts de variance expliquées par les droites de régressions obtenues restent assez faibles sur les deux jeux de simulations. Elles évoluent entre 0% et 42% de la variabilité totale pour les simulations historiques et entre 0% et 50% pour les projections climatiques. Seuls les modèles IPSL-CM5B-LR et MIROC-ESM présentent des parts de variance supérieures à 30% avec des valeurs respectives de 42% et 32% dans les simulations historiques. Sur le RCP8.5, le maximum de variance est atteint pour le modèle GFDL-CM3 avec 50%, soit une corrélation de $+0.7$. Le modèle MIROC5 présente également une variance de 37% de la variabilité.

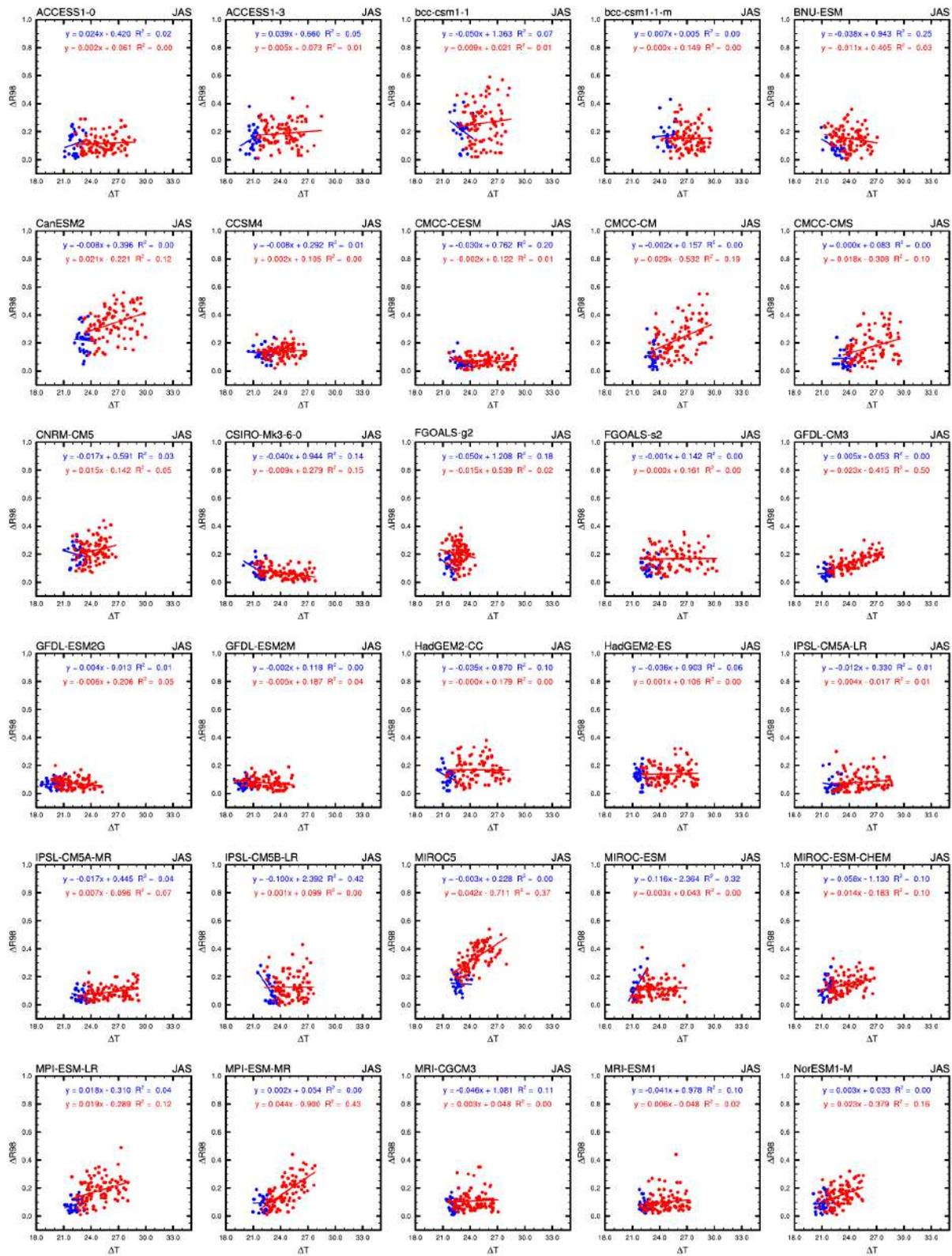


FIGURE 6.21 – Nuage des points de l'évolution de la contribution des extrêmes pluviométriques et la température de l'air à 850 hPa en été sur le 20^{ème} siècle (marqueurs bleus) et sur le 21^{ème} siècle (marqueurs rouges) en été.

6.4.2.2 Relation avec le gradient méridien de température

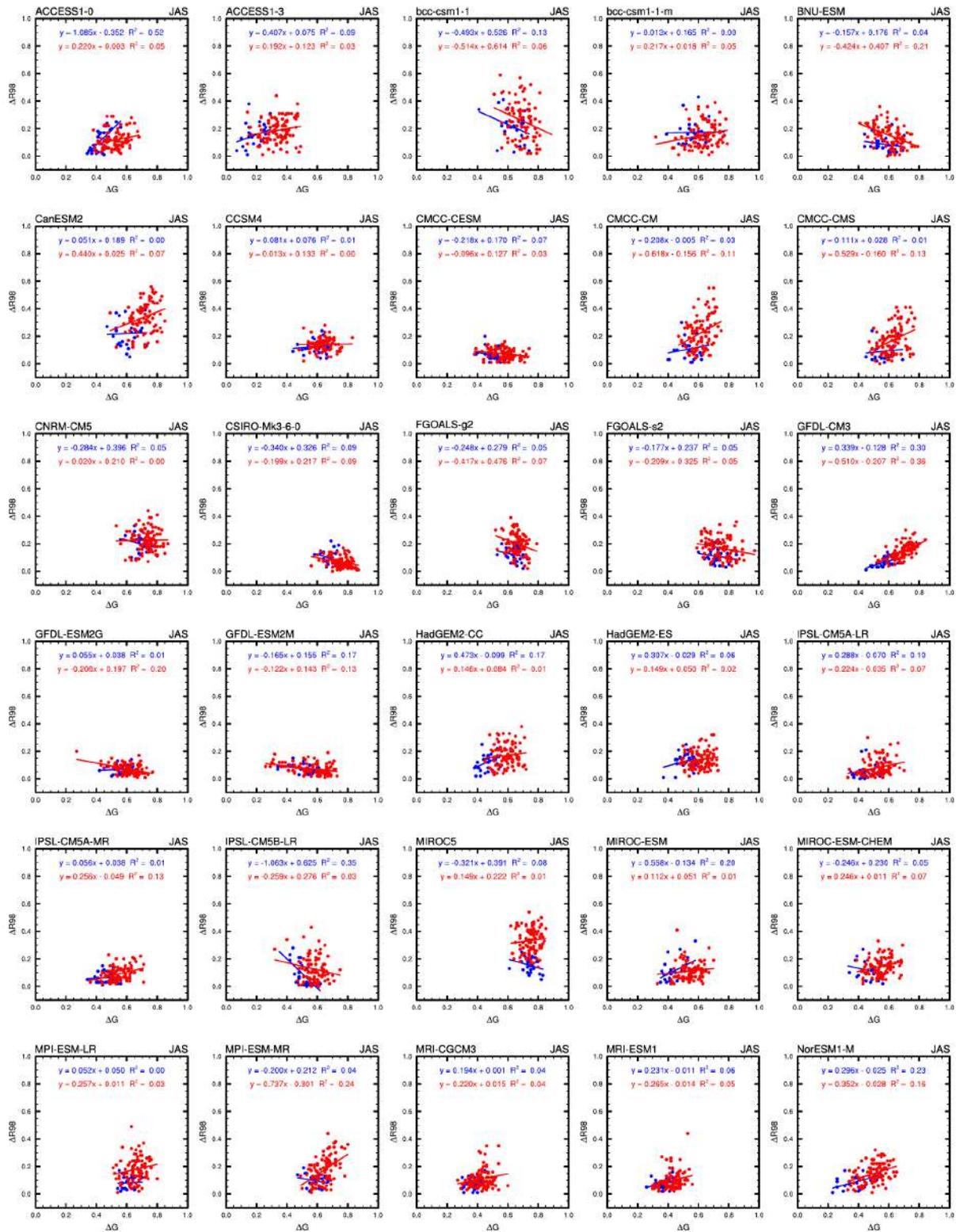


FIGURE 6.22 – Idem que la Figure 6.21 mais pour le gradient méridien de température.

Nous avons repris la même analyse avec le gradient méridien de température sur la région sahéenne. Les résultats sont présentés sur la Figure 6.22. Ils montrent que plus de la moitié des modèles simulent une augmentation de la contribution des pluies extrêmes positivement corrélée

au gradient de température sur la zone sahélienne dans les simulations historiques. On peut citer entre autres, les modèles ACCESS1-0, ACCESS1-3, HadGEM2-ES et IPSL-CM5A-LR. Pour le modèle ACCESS1-0 par exemple, cette corrélation est estimée à +0.72 là où les autres modèles présentent des corrélations assez faibles (inférieures à +0.5). Sur le 21^{ème} siècle, 70% des modèles montrent une hausse de la contribution des pluies positivement corrélées au gradient de température avec des parts de variance toujours faibles. Il est important à ce stade de noter que dans le contexte de l'augmentation de la température, l'augmentation de la contribution des pluies extrêmes positivement corrélée à la fois avec la température de l'air et au gradient de température n'est reproduit que dans moins du tiers des modèles. Pour trois modèles sur 30, cette augmentation est négativement corrélée à la contribution des extrêmes pluviométriques sur l'ensemble des deux siècles.

6.4.2.3 Relation avec le cisaillement vertical de vent zonal entre 600 hPa et 925 hPa

La Figure 6.23 présente les nuages des points de l'évolution de la contribution des pluies extrêmes en fonction du cisaillement vertical de vent zonal entre 600h Pa et 925 hPa. Rappelons que dans notre cas d'étude, le renforcement du cisaillement se fait dans le sens des valeurs négatives. Pour plus de la moitié des modèles, la contribution des pluies extrêmes est négativement corrélée au cisaillement vertical de vent, aussi bien dans les simulations historiques que dans les projections climatiques. Autrement dit, pour ces modèles, plus le cisaillement est important plus la contribution des extrêmes de pluies au cumul total sur le Sahel est élevée. Nous pouvons citer en exemple, les modèles ACCESS1-0, GFDL-CM3, MIROC-ESM et NorESM1-M avec des parts de variance expliquées respectives de 35% (2%), 28% (31%), 32% (6%) et 13% (15%) sur la période historique (RCP8.5). D'autres modèles en revanche, reproduisent une baisse de la contribution en lien avec un renforcement du cisaillement vertical de vent. C'est le cas des modèles CMCC-CESM, FGOALS-s2, GFDL-ESM2G et GFDL-ESM2M.

6.4.2.4 Relation avec l'eau précipitable sur le Sahel

La Figure 6.24 montre les nuages des points de l'évolution de la contribution des extrêmes pluviométriques en fonction de la quantité d'eau précipitable. Elle montre que la plupart des modèles reproduisent une augmentation de la contribution positivement corrélée avec la quantité d'eau précipitable sur l'ensemble des deux siècles, exception faite des modèles CanESM2, CMCC-CESM, CNRM-CM5, CSIRO-Mk3-6-0, GFDL-ESM2M, MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM. Pour plusieurs d'entre eux, le modèle de régression obtenu explique plus du tiers de la variance totale. Pour le modèle CMCC-CM par exemple, la part de variance expliquée est de 42% (soit une corrélation de +0.65) sur le 20^{ème} siècle et 36% (soit une corrélation de +0.60) sur le 21^{ème} siècle. Il en est de même pour le modèle MIROC5 avec 33% de la variance expliquée sur l'historique et 59% sur le 21^{ème} siècle. Pour d'autres en revanche, les parts de variance restent très faibles : pour MRI-CGCM3, le modèle de régression explique 9% de la variance totale sur l'historique et 2% dans le RCP8.5.

6.4.3 Synthèse

Cette analyse nous a permis de mettre en évidence l'évolution long-terme de la contribution des pluies extrêmes sur les deux derniers siècles et leurs relations avec certains facteurs de forçage à l'échelle régionale préalablement identifiés comme la température de l'air, le gradient méridien de température, le cisaillement vertical de vent et la quantité d'eau précipitable sur la région

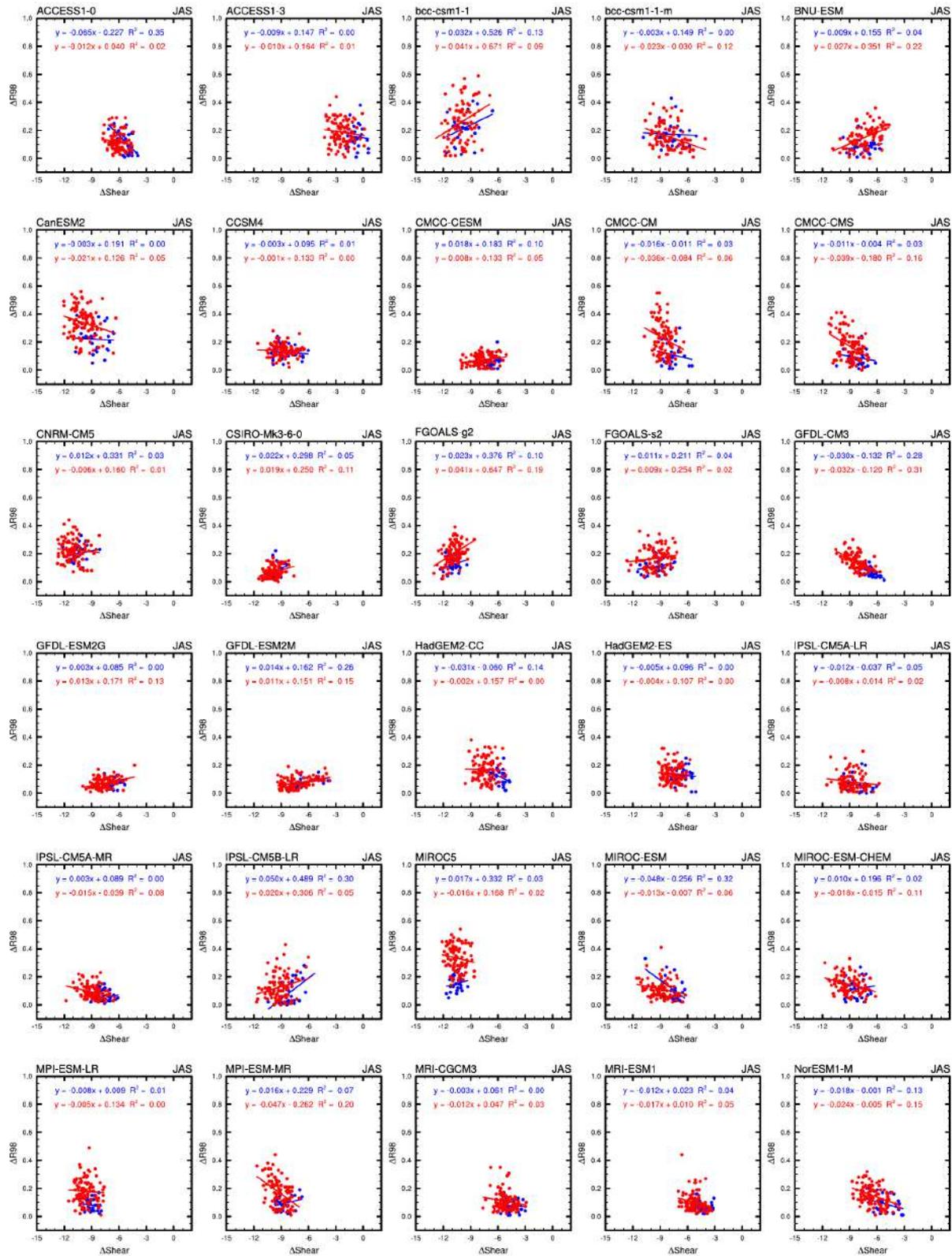


FIGURE 6.23 – Idem que la Figure 6.21 mais pour le cisaillement vertical du vent zonal entre 600hPa et 925hPa..

sahélienne. Elle montre dans les modèles, d’une part une tendance à la hausse de l’intensité des facteurs de forçage sur le Sahel pendant le 21^{ème} siècle, et d’autre part une contribution de plus en plus accrue des pluies extrêmes dans le cumul total des pluies sur cette région. Globalement

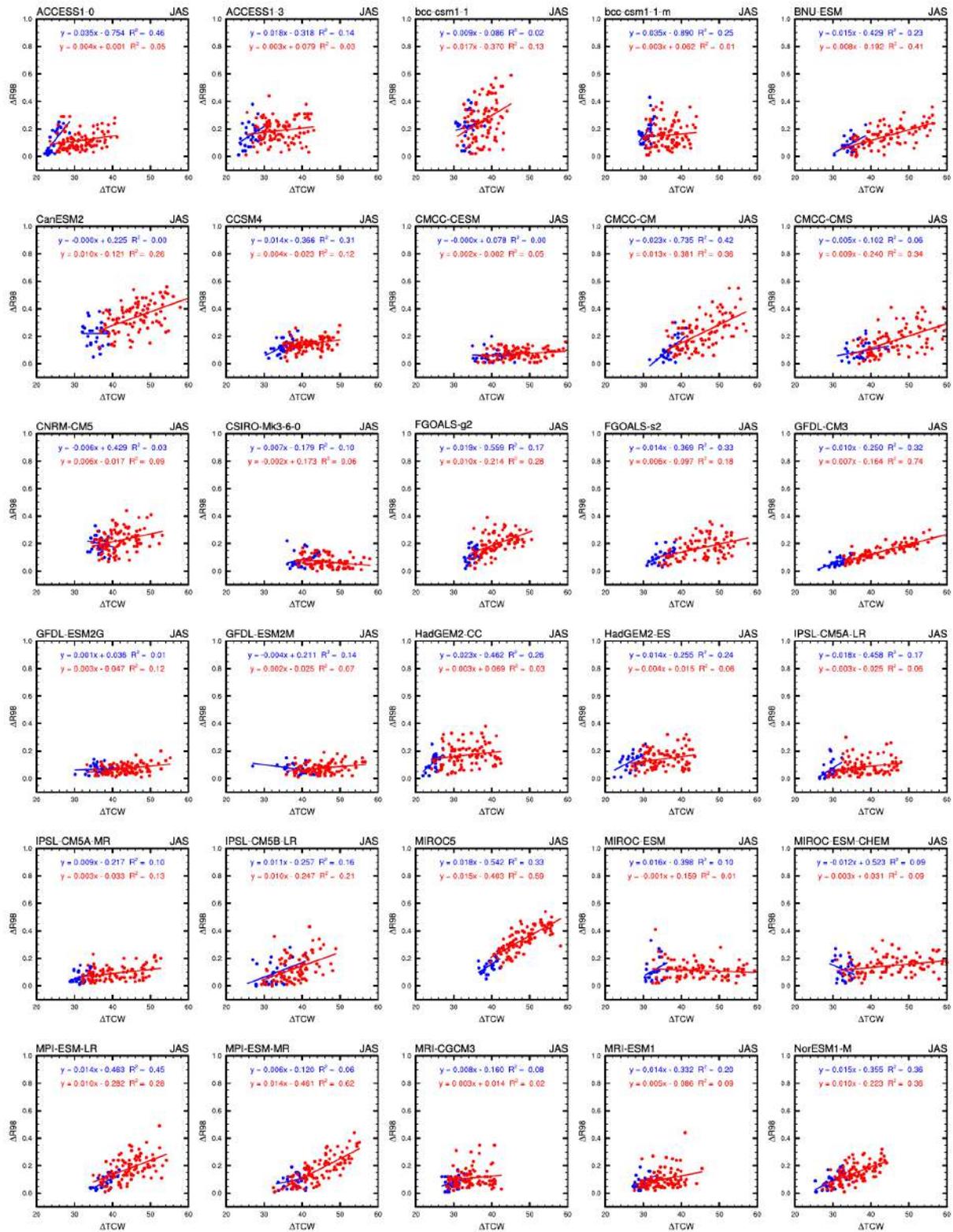


FIGURE 6.24 – Idem que la Figure 6.21 mais pour l'eau précipitable.

les résultats vont dans le sens de l'hypothèse de Taylor *et al.* (2017) : pour une fraction non négligeable de modèles, voir plus de la moitié, la contribution des pluies extrêmes sur le 20^{ème} siècle et surtout au cours du 21^{ème} siècle augmente en lien avec, d'une part l'augmentation de la quantité d'eau précipitable et dans une moindre mesure de la température moyenne, et d'autre part le renforcement du gradient méridien de température et le cisaillement vertical de vent

associé.

6.5 SYNTHÈSE DU CHAPITRE

Ce chapitre a permis de faire l'analyse de l'évolution long-terme de la mousson d'Afrique de l'Ouest dans les modèles CMIP5 sur les deux derniers siècles. Nous avons examiné d'une part les téléconnexions SST-Précipitation et DTS-Précipitation dans la variabilité long-terme du climat ouest-africain à travers une analyse en SVD, et d'autre part l'évolution long-terme des extrêmes de pluies et son lien avec des facteurs de forçage d'échelle régionale.

L'analyse en SVD a montré que les modèles reproduisent des modes dominants de covariabilité faisant ressortir des structures de précipitations assez différentes d'un modèle à un autre sur le Sahel dans un contexte de réchauffement global des océans. Ce résultat confirme les travaux de nombreuses études récentes qui mettent en évidence la diversité de représentation des structures de précipitations sahéliennes dans les projections climatiques, contrairement de nombreux travaux qui se contentent de montrer le dipôle sahélien comme structure moyenne unique de précipitations qui émerge à la fin du siècle. L'analyse des trajectoires des modèles dans le plan des observations montre que cette diversité de structure de précipitations prend des directions diverses au cours du 21^{ème} siècle, et que la période de transition des années 1990 peut déjà traduire l'empreinte du changement climatique.

Enfin, nous avons analysé les tendances des événements extrêmes dans les projections climatiques et leurs relations avec certains facteurs de forçage d'échelle régionale. Les résultats montrent une tendance à la hausse de l'intensité des facteurs de forçage sur le Sahel pendant le 21^{ème} siècle, et une contribution de plus en plus accrue des pluies extrêmes dans le cumul total des pluies sur cette région, globalement corrélée positivement avec l'intensification de ces facteurs de forçage. Ainsi malgré le fait que les modèles de climat ne simulent pas de manière réaliste les interactions entre la convection de méso-échelle et la dynamique atmosphérique environnante, on peut quand même obtenir des relations diagnostiques modérément robustes (suivant les modèles) par des indicateurs dynamiques et thermodynamiques de grande échelle.

7

LA CORRECTION DE BIAIS STATISTIQUE ET SON IMPACT SUR LES RENDEMENTS AGRICOLES EN AFRIQUE L'OUEST

SOMMAIRE

7.1	ARTICLE : A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method – a contribution to agricultural impact studies	220
7.1.1	Résumé de l'article	220
7.1.2	L'article en intégralité	221
7.2	Travail complémentaire	248
7.2.1	Dépendance entre la température et les précipitations sahéliennes	248
7.2.2	Les projections climatiques	248
7.2.3	La production de la 2 ^{ème} base de données corrigées en utilisant les données de référence EWEMBI	252
7.2.4	Exemples d'applications	252
7.3	Synthèse du chapitre	254

7.1 ARTICLE : A BIAS-CORRECTED CMIP5 DATASET FOR AFRICA USING THE CDF-T METHOD – A CONTRIBUTION TO AGRICULTURAL IMPACT STUDIES

7.1.1 Résumé de l'article

La communauté scientifique travaillant sur la modélisation et l'évaluation des impacts du changement climatique utilisent de plus en plus des simulations CMIP (Coupled Model Inter-comparison Project). Cependant, la plupart des modèles climatiques souffrent de biais en ce sens que leur distribution statistique et leurs propriétés diffèrent de celles des observations, en raison de représentations imparfaites de la physique (atmosphère, océan, surface continentale, et couplages) et d'approximations dans les paramétrisations. La correction statistique du biais des modèles est donc devenue une étape commune et nécessaire avant d'utiliser ces simulations. Cependant, l'utilisation de différentes méthodes de correction de biais basées également sur différents ensembles de données de référence contribue à accroître l'incertitude totale dans les projections climatiques.

L'objectif de cet article est de présenter la réalisation d'un nouvel ensemble de données quotidiennes de modèles CMIP5 corrigées sur l'Afrique à l'aide de la méthode CDF-t, une méthode qui a largement prouvé son efficacité mais n'a pas encore été appliquée à l'Afrique. Elle a été appliquée sur la période 1950-2099 en combinant des analyses historiques et des scénarios RCP avec respectivement 29/27/20 modèles pour RCP8.5/4.5/2.6, sur 6 variables (les précipitations, la température moyenne de l'air, la température maximale et minimale de l'air à la surface, le rayonnement solaire, et la vitesse du vent) qui sont des variables critiques pour les études d'impact agricole et hydrologique. Ce travail fait partie du projet AMMA-2050 sur les évaluations du changement climatique en Afrique de l'Ouest à l'horizon 2050, et de ses impacts agronomiques et hydrologiques, appartenant au programme FCFA (Future Climate For Africa) financé par le NERC.

L'évaluation des résultats a été réalisée, en particulier en Afrique de l'Ouest et du Centre, sur une liste d'indicateurs prioritaires qui ont été discutés et sélectionnés avec les participants au projet AMMA-2050. Les données corrigées par la méthode CDF-t ont été comparées aux données corrigées de 5 modèles de climat issues du projet ISIMIP, et l'impact des différents jeux de données de référence, WFD (utilisé dans les corrections de biais d'ISIMIP), WFDEI (utilisé dans les paramètres de polarisation CDF-t corrections) et le plus récent EWEMBI (utilisé dans la deuxième version des corrections de biais d'ISIMIP) a été examiné en détail. Des simulations d'impact ont également été effectuées pour vérifier la manière dont l'effet des corrections de biais dans les données de forçage est intégré en termes de rendements de cultures (maïs).

L'évaluation de la correction de biais par la méthode CDF-t appliquée aux 29 modèles de climat, à la fois sur les moyennes saisonnières et des indicateurs journaliers, montre que la CDF-t est très efficace pour éliminer les biais des modèles en se référant aux données d'observations WFDEI et pour réduire la forte dispersion inter-modèle. Selon les variables et les indicateurs évalués, une certaine distance est observée avec les données corrigées d'ISIMIP, principalement en raison des différences entre les données de référence WFDEI et WFD. WFDEI (et les modèles corrigés qui lui sont associés) semble plus proche de EWEMBI que WFD (et les modèles corrigés issus d'ISIMIP). Les métriques basées sur la température sont très proches pour les trois ensembles de données de référence, et des différences modérées existent dans les métriques basées sur les précipitations. En revanche, des différences significatives sont mises en évidence en termes de rayonnement solaire. Cela a des conséquences sur les rendements du maïs en Afrique de l'Ouest. Les corrections de biais améliorent les rendements simulés par le modèle d'origine, mais les modèles corrigés issus d'ISIMIP les sous-estiment toujours, tout comme le modèle corrigé par la CDF-t, tout en se rapprochant des estimations de rendement observées. EWEMBI

fournit les rendements les plus proches des rendements observés. Ceci est principalement dû au rayonnement solaire dont les valeurs sont sous-estimées dans les données WFDEI au sud de 10° N.

Dans les scénarios RCP8.5, les modèles corrigés par la CDF-t ne modifient pas le signe et l'amplitude des changements moyens de température et de pluie des 29 modèles à la fin du 21^{ème} siècle, mais augmentent un peu la dispersion inter-modèle. De plus, l'interprétation de l'évolution du climat peut être quelque peu différente puisque l'emplacement des anomalies de précipitations les plus élevées dépend de la prise en compte des données brutes ou corrigées, ainsi que de la méthode de correction de biais appliquée, ce qui ajoute à l'incertitude de ces scénarios. Enfin, en accord avec les simulations de sensibilité du rendement du maïs, les projections de rendements futurs sur l'Afrique de l'Ouest ont des niveaux assez différents en fonction de la méthode de correction du biais, mais elles montrent toutes une tendance à la baisse au 21^{ème} siècle.

Ces travaux confirment la nécessité de continuer à explorer l'incertitude liée aux méthodes de correction de biais et aux données de référence associées dans les scénarios climatiques du RCP. C'est l'une des perspectives du projet AMMA-2050 qui consiste à évaluer et à produire des versions actualisées des données des modèles corrigés en Afrique, sur la base de données de référence plus récentes.

7.1.2 L'article en intégralité



A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method – a contribution to agricultural impact studies

Adjoua Moïse Famien^{1,2}, Serge Janicot², Abe Delfin Ochou¹, Mathieu Vrac³, Dimitri Defrance^{2,5}, Benjamin Sultan^{2,5}, and Thomas Noël⁴

¹Université Félix Houphouët Boigny, LAPAMF-UFR SSMT, 22 BP 582, Abidjan 22, Côte d'Ivoire

²Sorbonne Université, IRD, CNRS, MNHN, Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentations et Approches Numériques, LOCEAN, 75005 Paris, France

³LSCE-IPSL, CNRS/CEA/UVSQ, Centre d'Études de Saclay, Orme des Merisiers, Gif-sur-Yvette, France

⁴Climate Data Factory, Paris, France

⁵ESPACE-DEV, Université Montpellier, IRD, Université Guyane, Université Réunion, Université Antilles, Université Avignon, Montpellier, France

Correspondence: Serge Janicot (serge.janicot@locean-ipsl.upmc.fr)

Received: 10 November 2017 – Discussion started: 4 December 2017

Accepted: 25 February 2018 – Published: 28 March 2018

Abstract. The objective of this paper is to present a new dataset of bias-corrected CMIP5 global climate model (GCM) daily data over Africa. This dataset was obtained using the cumulative distribution function transform (CDF-t) method, a method that has been applied to several regions and contexts but never to Africa. Here CDF-t has been applied over the period 1950–2099 combining Historical runs and climate change scenarios for six variables: precipitation, mean near-surface air temperature, near-surface maximum air temperature, near-surface minimum air temperature, surface downwelling shortwave radiation, and wind speed, which are critical variables for agricultural purposes. WFDEI has been used as the reference dataset to correct the GCMs. Evaluation of the results over West Africa has been carried out on a list of priority user-based metrics that were discussed and selected with stakeholders. It includes simulated yield using a crop model simulating maize growth. These bias-corrected GCM data have been compared with another available dataset of bias-corrected GCMs using WATCH Forcing Data as the reference dataset. The impact of WFD, WFDEI, and also EWEMBI reference datasets has been also examined in detail. It is shown that CDF-t is very effective at removing the biases and reducing the high inter-GCM scattering. Differences with other bias-corrected GCM data are mainly due to the differences among the reference datasets. This is particularly true for surface downwelling shortwave radiation, which has a significant impact in terms of simulated maize yields. Projections of future yields over West Africa are quite different, depending on the bias-correction method used. However all these projections show a similar relative decreasing trend over the 21st century.

1 Introduction

Global and regional climate models (GCMs and RCMs) are used to produce projections of future climates driven by various types of greenhouse gas emission scenarios. The last Coupled Model Intercomparison Project (CMIP; Meehl et al., 2000), CMIP5, provides simulations for the preindustrial period (CO₂ concentration at a level of 280 ppm), historical period (1860–2005; including real evolutions of CO₂ and other greenhouse gas concentrations, anthropogenic and volcanic eruption aerosol contents, solar activity), and future climate projections based on different CO₂ emission trajectory scenarios, Representative Concentration Pathways RCPx.x (Moss et al., 2010; x.x corresponding to the radiative forcing in W m⁻² in 2100), RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, and RCP8.5 (Taylor et al., 2012).

Scientific communities working on evaluation and modelling of climate change impacts (in terms of crop yields, water resources, health, etc.) are increasingly using these simulation outputs either to compute related impact metrics or to run impact models. However robust biases are still present in climate models due to ill-defined processes and associated parametrizations, leading to biased statistical distributions of simulated physical and dynamical variables (e.g. Vrac and Friederichs, 2015). Then statistical bias corrections must be applied to variables used in impact model simulations (Vrac et al., 2016). For instance, warmer-than-normal sea surface temperatures in the equatorial Atlantic lead to a too southern location of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) in boreal summer over West Africa. This bias has not been reduced between CMIP3 and CMIP5 GCM simulations (see Roehrig et al., 2013). This too southern ITCZ location over West Africa leads to too weak precipitation over the Sahel and too weak crop yields whose values cannot be used as relevant information for stakeholders and farmers.

GCM and RCM output data have to be adjusted to statistical distributions of observation-based reference data. However, the use of different bias-correction methods in combination with different reference datasets contributes to the total uncertainty in climate projections and can contribute in some contexts more than the use of different GCMs or RCMs (Iizumi et al., 2017). Thus using multiple bias-correction techniques and reference datasets can be recommended. For instance, a bias correction of a subset of five GCMs of the CMIP5 database was realized at a global scale through the ISIMIP project (Hempel et al., 2013a), the first Inter-Sectorial Impact Model Intercomparison Project¹. These corrections were applied at a daily scale from 1 January 1950 to 31 December 2099 to historical and all RCP scenarios for five GCMs at a 0.5° × 0.5° grid using WATCH Forcing Data (WFD) data as observation-based reference. More recently a ISIMIP2b bias correction using an improved reference dataset, EWEMBI, has been realized for three out of the

five CMIP5 GCMs' data, and the results have been compared to the bias-corrected ISIMIP/WFD data (Lange, 2017a). Significant differences have been highlighted that are closely related to differences between WFD and EWEMBI data.

The objectives of this paper are to present and evaluate bias-corrected GCM data obtained by performing the cumulative distribution function transform (CDF-t) method over Africa to quantify the sensitivity of the bias-corrected data to different reference datasets and to illustrate this in terms of simulated crop yields. It is a contribution to the AMMA-2050² project, centred on West Africa, the goals of which are to significantly improve scientific understanding of climate variability and change across Africa and the impact of climate change on specific development decisions, to introduce flexible methods for integrating improved climate information and tools in specific decision-making contexts, and to improve medium to long-term (5–40 years) decision-making, policies, planning, and investment by African stakeholders and donors.

Bias correction has been applied to daily data of six variables critical for these types of impact: precipitation (pr), mean near-surface air temperature (tas), near-surface maximum air temperature (tasmax), near-surface minimum air temperature (tasmin), surface downwelling shortwave radiation (rsds), and wind speed (wind). The bias correction has been performed using the CDF-t method (Michelangeli et al., 2009), a method that has been widely used and validated for various variables and in various contexts (e.g. Kallache et al., 2011; Vrac et al., 2012; Lavaysse et al., 2012; Vautard et al., 2013; Vrac and Friederichs, 2015; Vrac et al., 2016), including tropical areas (Oetli et al., 2011; Vigaud et al., 2013), but not Africa. These corrections have been applied to 29 GCMs over the 1950–2005 period and RCP2.6, RCP4.5, and RCP8.5 2006–2099 projections. The observation-based reference dataset used for bias corrections is WFDEI, the WATCH Forcing Data (WFD; Weedon et al., 2011) methodology applied to ERA-Interim data, for the period from 1 January 1979 to 31 December 2013 on a 0.5° × 0.5° grid (Weedon et al., 2014).

Section 2 presents the reference data. A first intercomparison of WFD, WFDEI, and EWEMBI is presented in terms of mean seasonal fields over West Africa. In Sect. 3 the CDF-t bias-correction method is shortly presented. Then tests are carried out over 1979–2013 to evaluate the sensitivity of the corrections to the calibration period. In Sect. 4, the evaluation of the CDF-t bias correction is detailed over West Africa, first on mean seasonal fields, then on daily metrics. CDF-t bias-corrected GCM data are also compared with ISIMIP/WFD bias-corrected data for the five GCMs used in ISIMIP. The significant impact induced by some improvements introduced in WFDEI data will be shown. CDF-t outputs are also compared to products from EWEMBI. To go further into this evaluation, a crop model has been used to

¹<https://www.isimip.org/>.

²<http://www.amma2050.org/>.

test the impact on simulated crop yields (specifically a local maize cultivar) of bias-correction data with one GCM and of the three reference data. A sensitivity analysis to individual forcing variables (temperature, pr, and rsds) is also presented. Finally the bias-correction impact on crop simulations in the context of RCP8.5 climate change projections is shown. Conclusions are given in Sect. 5.

2 Climate input data

The AMMA-2050 dataset comprises bias-corrected daily data for the variables pr, tas, maximum air temperature and minimum air temperature, rsds, and wind speed. It covers the domain 20° W–55° E/40° S–40° N, including all of Africa. In this paper, results are presented for West Africa (20° W–20° E/0–25° N) in boreal summer as it is the focus of AMMA-2050.

2.1 Simulations

We use daily data extracted from the CMIP5 archive, covering the period from 1 January 1950 to 31 December 2099. Based on availability of daily data, it comprises 29 GCMs for the 1950–2005 historical period and RCP8.5 2006–2099 projection, 27 GCMs for the RCP4.5 projection, and 20 GCMs for the RCP2.6 projection (see Table 1 for more details). Only one run has been used for each GCM. For an easier comparison with observation, these “raw” data have been interpolated on the 0.5° × 0.5° grid of WFDEI using a bilinear approach for temperatures and wind and using a “nearest neighbour” approach for precipitation. Then, bias-corrected data are available on the 0.5° × 0.5° grid.

2.2 Reference observation datasets

The observation-based reference dataset is critical for the correction of GCM biases, especially when corrections are applied to daily data. The reference dataset must also have a global coverage on a regular grid, which may induce large uncertainties in void in situ data areas as in Africa. So we used the available WFD, WFDEI, and EWEMBI reference datasets to compare to each other and to compare bias-corrected (with WFD) ISIMIP data with bias-corrected (with WFDEI) AMMA-2050 data.

The WFD dataset (Weedon et al., 2011) is a combination of ERA-40 daily reanalysis of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) at a grid resolution of 2.5° and the Climate Research Unit (CRU) TS2.1 dataset that provides observed time series of monthly variations in the climate on a resolution grid of 0.5°. A correction for monthly mean rainfall is included using the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) version 4 dataset (Hagemann et al., 2011). The WFD data are available over the period 1958–2001 on a 0.5° grid over land area points. The WFD dataset has been used over 1979–2001.

WFDEI, an improved version of WFD, has been produced based on ERA-Interim reanalysis, over the period from 1 January 1979 to 31 December 2013 on a 0.5° × 0.5° grid (Weedon et al., 2014). Improvements come from the 4D-var data assimilation system with 6 h windows in ERA-Interim instead of 3D-var in ERA-40. Compared to ERA-40, ERA-Interim uses a more extensive suite of satellites, atmospheric soundings, and surface observations and provides substantial improvement in surface meteorological variables (Dee et al., 2011), in particular with a new aerosol loading distributions and corrections for downward shortwave fluxes (leading in particular to larger average WFDEI values over the Sahara and northern Africa), leading to less bias compared to globally distributed observations. ERA-Interim also has a reduced Gaussian grid spectral model resolution of T255 instead of T159 for ERA-40, leading to data much closer to the regular 0.5° × 0.5° spatial resolution and to the elevation distribution used for WFDEI. A correction for monthly mean rainfall is included using the GPCCv5/v6 dataset. The WFDEI dataset has been used over 1979–2013.

More recently, the EWEMBI dataset has been produced within ISIMIP (Lange, 2016, 2017b). Over land, EWEMBI is identical to the WFDEI dataset for pr, daily mean, minimum, and maximum near-surface air temperature, and 10 m wind speed but different for surface downwelling shortwave radiation. Data sources of EWEMBI are ERA-Interim data, WFDEI, earth2Observe forcing data (E2OBS; Dutra, 2015), and NASA/GEWEX Surface Radiation Budget data (SRB; Stackhouse Jr. et al., 2011) primary-algorithm estimates of daily mean rsds from SRB release 3.0 (Frieler et al., 2017; Lange, 2017b). Significant differences have been highlighted between WFD-based and EWEMBI-based bias-corrected data that are closely related to similar improvements from WFD to EWEMBI data. The EWEMBI dataset has been used over 1979–2013.

2.3 Intercomparison of WFD, WFDEI, and EWEMBI on mean seasonal fields over West Africa

In the following, to reduce the number of figures, the results are presented only for the summer season, July–September (JAS), which is the main rainy season over the Sahel. Similar computations have been performed over the other seasons, especially over spring, which is the main rainy season over the Guinean coast, and some of the results will be commented on.

Figure 1 presents the July–September mean seasonal fields of WFD, WFDEI, and EWEMBI for tas, pr, and rsds. Regarding tas, the mean fields of the three reference datasets are very close, showing the set-up in northern spring and summer of the high-temperature area associated with the Saharan and Saudi Arabia heat lows. Regarding pr, the seasonal fields are also very close, showing the seasonal migration of the ITCZ between spring and summer. Local maxima associated with highlands like the Fouta Djallon or Cameroon mountains

Table 1. List of available CMIP5 models used for historical and RCP simulations. The five GCMs also used in ISMIP are in italics. The number in each column is the number of ensemble member used in this work. Zero indicates that no run was used. The last line shows the total number of runs used for each simulation.

Modelling centre (or group)	CMIP5 Models	Resolution (lat × long × lev)	Simulations				
			Historical	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5	
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO) and Bureau of Meteorology (BOM), Australia	ACCESS1-0	1.25° × 1.875° × 38	1	0	1	1	
	ACCESS1-3		1	0	1	1	
Beijing Climate Center, China Meteorological Administration	bcc-csm1-1	1.875° × 1.875° × 16	1	1	1	1	
	bcc-csm1-1-m		1	1	1	1	
College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University	BNU-ESM	2.81° × 2.81° × 26	1	1	1	1	
Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis	CanESM2	2.790° × 2.81° × 35	1	1	1	1	
	CMCC-CESM	3.443° × 3.75° × 39	1	0	0	1	
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici	CMCC-CM	0.748° × 0.75° × 31	1	0	1	1	
	CMCC-CMS	3.711° × 3.75° × 95	1	0	1	1	
	CNRM-CM5	1.4° × 1.4° × 31	1	1	1	1	
Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancée en Calcul Scientifique	CSIRO-Mk3-6-0	1.875° × 1.875° × 18	1	1	1	1	
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization in collaboration with Queens land Climate Change Centre of Excellence	GFDL-CM3	2° × 2.5° × 48	1	1	1	1	
	GFDL-ESM2G	2° × 2.5° × 24	1	1	1	1	
	GFDL-ESM2M	2° × 2.5° × 24	1	1	1	1	
Met Office Hadley Centre (additional HadGEM2-ES realizations contributed by Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais)	HadGEM2-AO	1.25° × 1.875° × 38	1	1	1	1	
	HadGEM2-CC	1.25° × 1.875° × 38	1	0	1	1	
	HadGEM2-ES	1.25° × 1.875° × 38	1	1	1	1	
Institute for Numerical Mathematics	Inmcm4	1.5° × 2° × 21	1	0	1	1	
	IPSL-CM5A-LR	1.9° × 3.75° × 39	1	1	1	1	
Institut Pierre-Simon Laplace	IPSL-CM5A-MR	1.25° × 2.5° × 39	1	1	1	1	
	IPSL-CM5B-LR	1.9° × 3.75° × 39	1	0	1	1	
Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	MIROC5	1.4° × 1.4° × 40	1	1	1	1	
	MIROC-ESM	2.8125° × 2.8125° × 80	1	1	1	1	
Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Atmosphere and Ocean Research Institute (University of Tokyo), and National Institute for Environmental Studies	MIROC-ESM-CHEM		1	1	1	1	
	MPI-ESM-LR	1.8653° × 1.875° × 47	1	1	1	1	
Max-Planck-Institut für Meteorologie (Max Planck Institute for Meteorology)	MPI-ESM-MR	1.8653° × 1.875° × 95	1	1	1	1	
	MRI-CGCM3	1.12148° × 1.125° × 48	1	1	1	1	
Meteorological Research Institute	MRI-ESM1		1	0	0	1	
	NorESM1-M	1.9° × 2.5° × 26	1	1	1	1	
Norwegian Climate Centre			1	1	1	1	
Total			29	20	27	29	

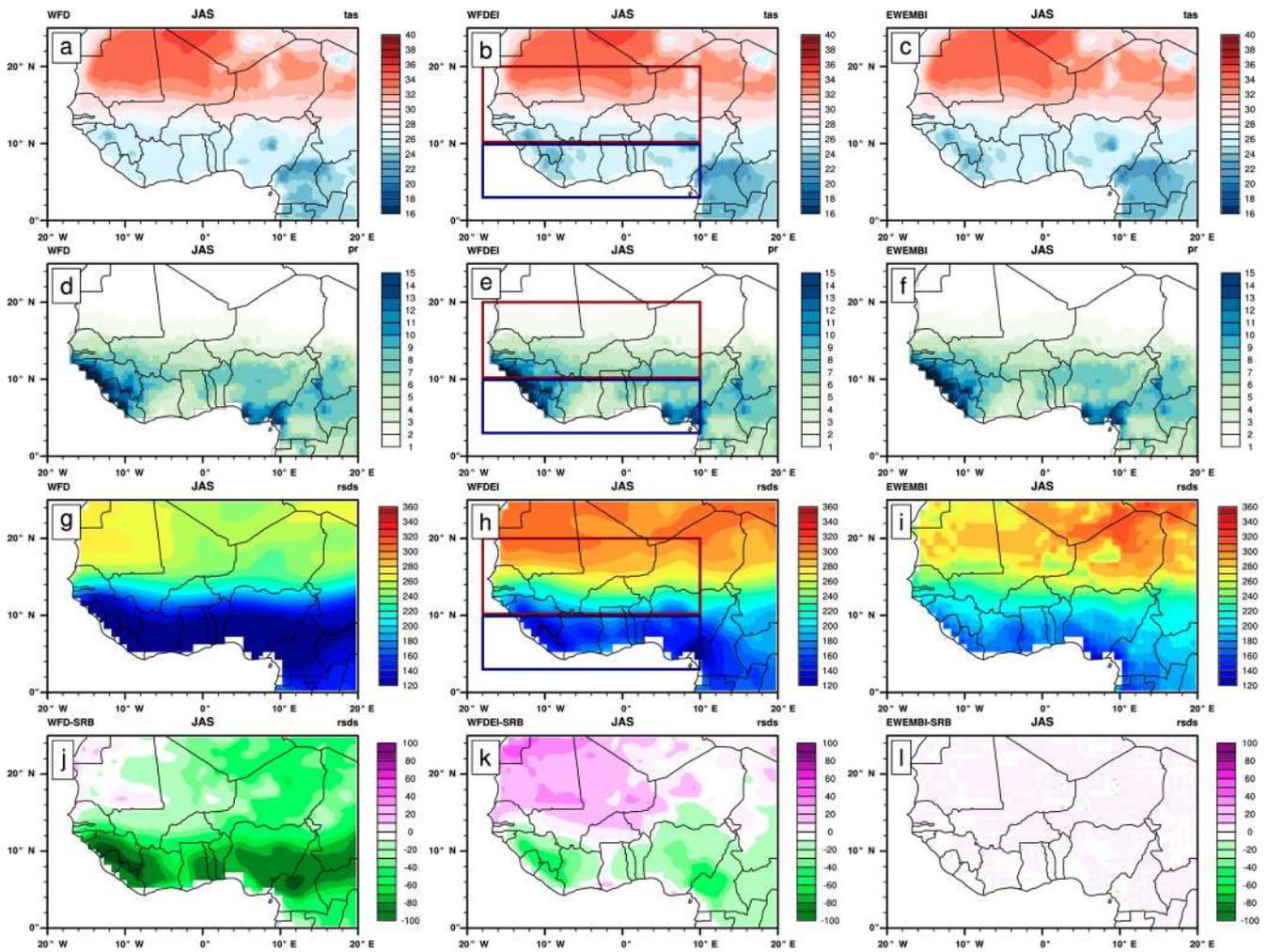


Figure 1. Summer climatology from different observation datasets (WFD, WFDEI, and EWEMBI): (a–c) for near-surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) over 1979–2001, (d–f) for precipitation rate (mm day^{-1}) over the 1979–2001 period, (g–i) for solar radiation (W m^{-2}) over the 1984–2001 period, and the difference among WFD (j) over 1984–2007, WFDEI (k) over 1984–2007, EWEMBI (l) over 1984–2001, and SRB solar radiation. The red box (18°W – 10°E ; 10 – 20°N) and blue box (18°W – 10°E ; 3 – 10°N) respectively represent the Sahel and Guinea regions used in this study.

are also clearly highlighted. Regarding rsds, more differences are evident between the three reference datasets. The mean seasonal fields show similar patterns with low values within the ITCZ area due to the high cloud coverage and high values over the Sahara due to low moisture and cloud coverage, but the range of values are quite different. Over the ITCZ, WFD rsds values are the weakest and EWEMBI values the highest. Over the Sahara WFD values are also the weakest but WFDEI values are a bit higher than for EWEMBI. In the remaining panels, differences are produced in respect to SRB data. Compared to SRB, EWEMBI data are very similar, which is logical since SRB data were used to correct ERA-Interim. WFDEI has moderate negative biases in the ITCZ area and weak positive biases over the Sahara, while WFD has high negative biases over the whole area.

3 The CDF-t bias correction

3.1 The CDF-t method

In this work, we use the CDF-t method developed by Michelangeli et al. (2009) to adjust climate models. It consists in matching the CDF of a climate variable simulated by a model (here the GCM) to the CDF of this variable in observations (here WFDEI) through a mathematical function. CDF-t is a variant of the non-parametric quantile-quantile (QQ) method (Déqué, 2007). But contrary to the QQ method that projects the GCM CDF of simulated future data onto the CDF of historical data, CDF-t considers the CDF change between historical data and future GCM simulations. Let F_{Gh} and F_{Sh} define the CDFs of a variable from the GCM (subscript G) and from a given reference location

(subscript S) over a historical calibration period (subscript h). The transformation T allows going from F_{Gh} to F_{Sh} :

$$T(F_{Gh}(x)) = F_{Sh}(x). \quad (1)$$

Replacing x with $F_{Gh}^{-1}(u)$, where u is any probability in $[0, 1]$:

$$T(u) = F_{Sh}(F_{Gh}^{-1}(u)), \quad (2)$$

which provides a definition of T . Assuming T is stationary in time, the transformation can be applied to F_{Gf} , the CDF of the variable over a future or validation period f , to generate F_{Sf} , the CDF at the reference location for the same period f :

$$T(F_{Gf}(x)) = F_{Sf}(x). \quad (3)$$

That is

$$F_{Sf}(x) = F_{Sh}(F_{Gh}^{-1}(F_{Gf}(x))). \quad (4)$$

Once F_{Sf} has been determined from Eq. (4), a QQ approach is carried out between F_{Gf} and F_{Sf} to generate local time series. While in Déqué (2007), QQ is applied directly between F_{Gh} and F_{Sh} , the CDF-t method generates quantile values through a QQ performed between F_{Gf} (and not F_{Gh}) and F_{Sf} (and not F_{Sh}). Values are then generated according to F_{Sf} in chronological agreement with future climate simulations. More details on the CDF-t method can be found in Vrac et al. (2012, 2016).

3.2 Application

This CDF-t approach has been applied to five out of the six variables (tas, tasmax, tasmin, rsds, and wind) over the period 1950–2099 (historical and RCP2.6, RCP4.5, and RCP8.5 runs). For pr, an updated CDF-t approach has been used, referred to as “singularity stochastic removal” (SSR), addressing rainfall occurrence and intensity issues (see Vrac et al., 2016, for more details).

CDF-t has been applied month by month to take into account the strong seasonality over Africa. It has been applied using a moving window to smooth discontinuities (Vrac et al., 2016): a moving 17-year window is used as the “target” CDF, and the GCM data of the central 9 years are corrected. This process is repeated by moving the window forward by 9 years, covering the whole period of 1950–2099. Moreover, CDF-t preserves any long-term trend in the GCM data but neither trends in moments nor in quantiles (Vrac et al., 2012). GCM data have been interpolated to the WFDEI grid before being bias corrected, using a bilinear method for tas, tasmax, tasmin, rsds, and wind and a nearest neighbour method for pr.

Examples of CDF-t bias correction applied to mean West Africa daily pr data for the five GCMs used in ISIMIP are

shown (Fig. S1 in the Supplement). It is represented in terms of cumulative distribution function. The distributions of raw GCM data are clearly different from the WFDEI data. Some of them show more low pr values in GCMs than in WFDEI while others have more low pr values. The CDF-t bias correction appears very effective as the WFDEI and bias-corrected GCM data distributions are closely superimposed.

3.3 Sensitivity of the correction to the calibration period over West Africa

Before applying the CDF-t correction through the moving window process over 1950–2099, the bias-correction method has to be calibrated individually for every GCM over a reference period. In order to have a calibration dataset as representative as possible of the variability in the various variables, especially pr, the time period 1979–2013 has finally been used for calibration of the bias-correction method. However the sensitivity to the calibration period has been explored over West Africa by testing it on two sub-periods, 1979–1996 and 1996–2013, to prevent any overestimation of the bias-correction performance. This has been performed on the five GCMs used in ISIMIP, and it is more specifically shown in the IPSL-CM5A-LR model in summer for tas, pr, and rsds (Supplement).

Three calibration periods have been tested: 1979–1996, 1996–2013, and 1979–2013 (see Fig. S2). First, it is clear that the bias correction is powerful to remove the cold bias of the raw data. Second, the positive trend present in the raw data over the period 1979–2013, as in WFDEI but with a weaker range, is preserved after the bias correction. This is probably due to the dry bias of pr over the Sahel in raw data that induces a higher sensitivity to the impact of anthropogenic global warming over the period than in observations. Third, the effect of the calibration period is clear. By using the calibration period 1979–1996, the remaining bias of corrected data is near zero and is weakly positive over 1997–2013, while by using the calibration period 1996–2013, the remaining bias of corrected data is near zero and is weakly negative over 1979–1995. Using the calibration period 1979–2013, the remaining bias is overall very weak and on average near zero. Similar tests have been carried out for the variables pr and rsds, and for the other seasons, with similar conclusions. Thus, while it can be thought that using the whole observational period to calibrate the bias-correction process may lead to overestimation of the fit between observations and bias-corrected data, it in fact provides a more robust correction. Therefore we choose the longest period 1979–2013 to perform the calibration process.

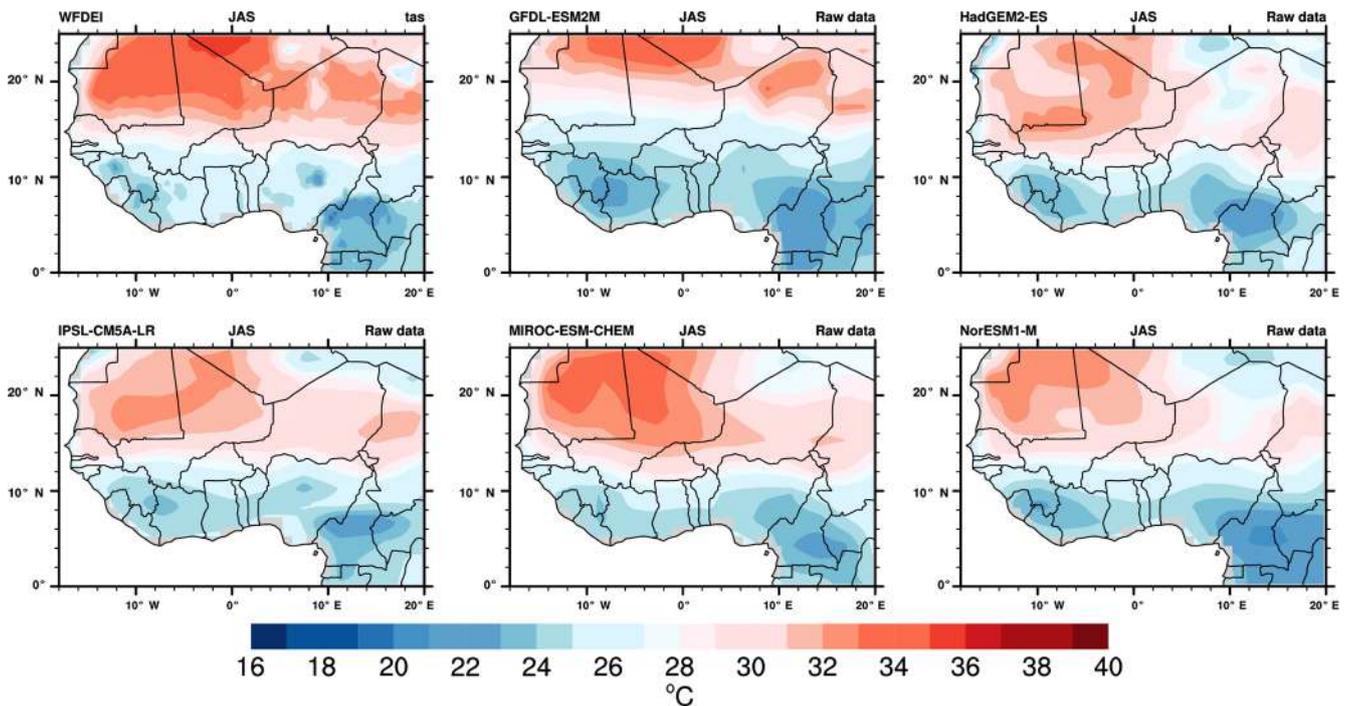


Figure 2. Mean near-surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) in JAS 1979–2001 from WFDEI and from five CMIP5 GCMs' raw data (the GCMs also used in ISIMIP).

4 Results

4.1 User-based metrics and diagnostics

A list of priority metrics has been established between scientists and stakeholders involved in AMMA-2050. We are presenting results based on some of these metrics related to the three variables, pr, near-surface air temperature (tas), and surface downwelling shortwave radiation (rsds). These metrics are

- the seasonal mean for pr, tas, and rsds;
- the mean time–latitude annual cycle over (15°W – 15°E) for pr, tas, and rsds;
- the 95th percentile of daily values for tas;
- the number of days with $\text{tas} > 30^{\circ}\text{C}$;
- the 95th percentile of daily values for pr;
- the number of wet days ($\text{pr} > 1 \text{ mm day}^{-1}$);
- the number of days with $\text{pr} > 10 \text{ mm day}^{-1}$;
- the number of dry days ($\text{pr} < 1 \text{ mm day}^{-1}$);
- the 95th percentile of the duration of consecutive dry days sequences.

4.2 Mean seasonal fields over West Africa

In the following, the Taylor diagram (Taylor, 2001) will be used to quantify the distance between the raw, bias-corrected GCM data and WFDEI data. This diagram provides three statistics, the spatial correlation coefficient between the tested field and the reference field, the normalized standard deviation of the tested field in respect to the standard deviation of the reference field, and the centred root-mean-square error (RMSE) between the tested field and the reference field. The Taylor diagram has also been used to evaluate the distance between the reference datasets WFD and EWEMBI relative to WFDEI. Table 2 sums up the three Taylor statistics of these reference datasets for all the metrics.

Regarding the seasonal mean metrics, WFDEI and EWEMBI statistics are similar except for rsds, for which they are quite different over the Guinean coast. WFD is also very close to WFDEI but all statistics are a bit different, with again more differences for the Guinea coast.

Figure 2 presents the mean JAS temperature fields over West Africa for WFDEI data and for raw data from the five GCMs used in ISIMIP. Figure S3 shows similar fields but for CDF-t bias-corrected data. Figure 3 shows the Taylor diagrams computed on JAS over the Sahel and Guinea areas for the 29 raw and bias-corrected GCM data compared to WFDEI data (first column) and the five GCMs used in ISIMIP in terms of raw data of CDF-t bias-corrected data and of ISIMIP bias-corrected data (second column). WFD and

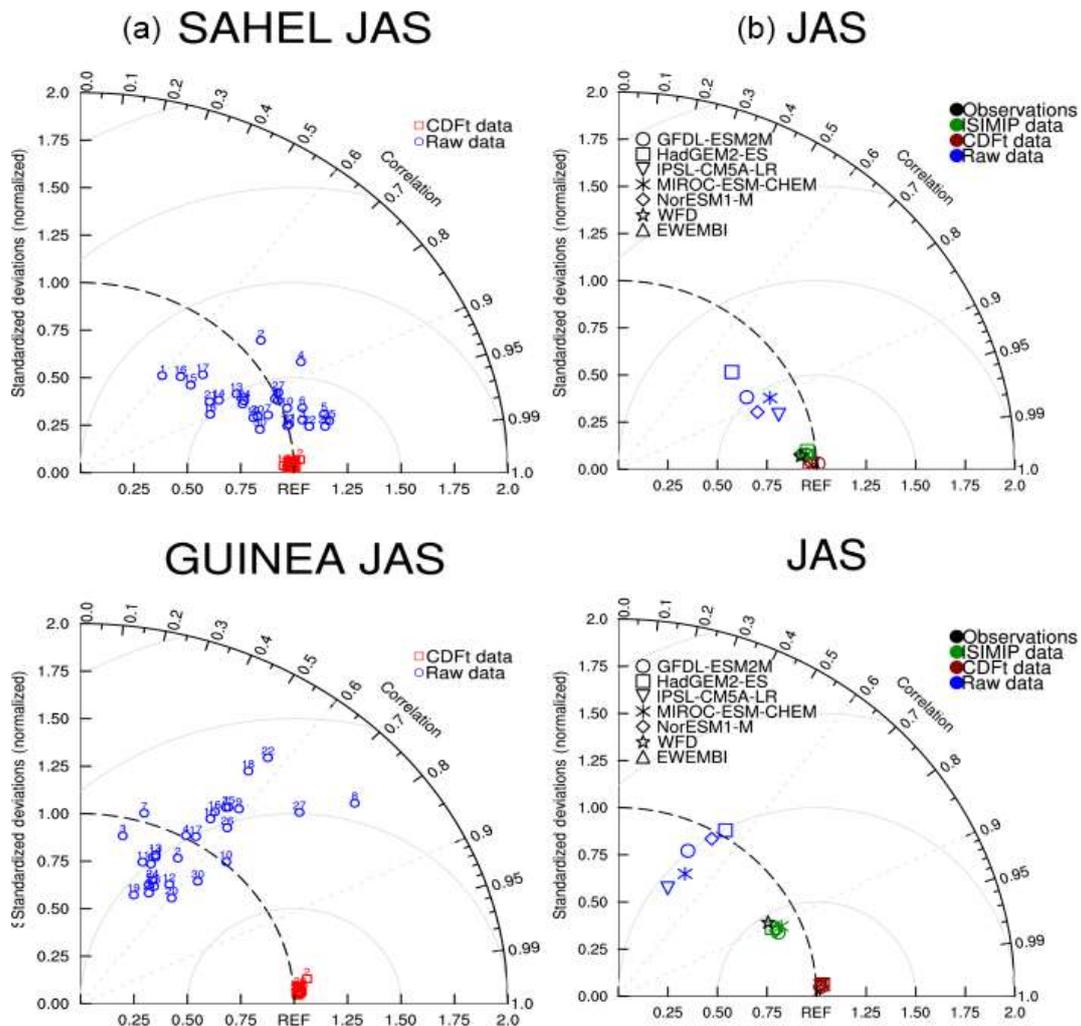


Figure 3. Taylor diagrams relative to the mean of near-surface air temperature over 1979–2001 from 29 individual models (a) and five out of them (b) were also used in ISIMIP. Two areas are considered: Sahel and Guinea (see these boxes in Figs. 1, 18, or 19). Data are compared to WFDEI data. Taylor diagrams provide three statistics: the correlation coefficient between any tested field and the reference field (related to the azimuthal angle), the normalized standard deviation of the tested field in respect to the standard deviation of the reference field (proportional to the radial distance from the origin), and the centred root-mean-square difference between the tested field and the reference field (proportional to the distance from the REF point on the x axis; grey circles from 1 (with the lowest radius) to 4 (the highest radius)). “Observations” represents WFD and EWEMBI data (in black). Raw GCM data are in blue, CDF-t bias-corrected GCM data in red, and ISIMIP bias-corrected GCM data in green.

EWEMBI data are also plotted in these diagrams. In the Taylor diagrams the means of the fields are subtracted out before computing their second-order statistics, so these diagrams do not provide information about overall biases but characterize biases associated with centred pattern errors. Hence maps in Fig. 2 and Taylor diagrams in Fig. 3 provide complementary bias information.

Figure 2 shows that the raw GCMs capture the spatial structure of temperature over Africa rather well, characterized by high values over the Sahara in summer as well as in spring (not shown), and low values in northern fall and winter (not shown). However moderate cold biases exist over

most of the area. Inter-model dispersion is also present. For instance, temperatures in MIROC-ESM-CHEM are about 2°C higher than temperatures in HadGEM2-ES or IPSL-CM5A-LR. The bias-correction process improves quite well the simulations (see Fig. S3) and provides corrected mean seasonal fields very similar to WFDEI, even at small spatial scales as for lower temperatures over the Fouta Djallon and Cameroon mountains. The Taylor diagrams (Fig. 3) quantify this improvement very clearly for the 29 GCMs. The raw GCMs (Fig. 3 left column) are quite scattered with spatial correlations, with WFDEI distributed between $+0.1$ and more than $+0.9$. For the Sahel area, correlations are quite

Table 2. Spatial correlation, standard deviation (SD), and root-mean-square error (RMSE) computed for different observation datasets over the Sahel (18° W–10° E; 10–20° N) and Guinea (18° W–10° E; 3–10° N) areas in JAS. All scores are computed relative to WFDEI for seasonal mean precipitation (Mean pr), seasonal near-surface air temperature (Mean tas), seasonal surface downwelling shortwave radiation (Mean rsds), the 95th percentile of daily values for precipitation (R95p) and near-surface air temperature (T95p), the number of wet days (R1mm), the number of heavy days (R10mm), the number of dry days, the 95th percentile of consecutive dry days, and the number of days with tas greater than 30 °C. CDD: consecutive dry days.

Metrics	Correlation			SD			RMSE		
	WFDEI	WFD	EWEMBI	WFDEI	WFD	EWEMBI	WFDEI	WFD	EWEMBI
Sahel									
Mean tas	–	0.997	1.000	2.797	2.581	2.797	–	0.414	0.000
Mean pr	–	0.999	1.000	3.176	3.237	3.176	–	0.203	0.000
Mean rsds	–	0.980	0.938	43.125	47.945	30.944	–	39.115	18.687
T95p	–	0.994	1.000	3.290	2.830	3.290	–	0.577	0.000
R95p	–	0.970	1.000	6.740	12.979	6.740	–	8.424	0.000
R10mm	–	0.965	1.000	3.751	3.202	3.751	–	3.214	0.000
Number of day with tas > 30 °C	–	0.996	1.000	35.114	35.988	35.114	–	4.487	0.000
R1mm	–	0.961	1.000	27.421	15.859	27.421	–	21.527	0.000
Number of dry days	–	0.961	1.000	9.140	5.286	9.140	–	7.176	0.000
95th percentile of CDD	–	0.977	1.000	9.800	5.618	9.800	–	6.609	0.000
Guinea									
Mean tas	–	0.887	1.000	0.733	0.624	0.736	–	0.741	0.000
Mean pr	–	0.995	1.000	3.647	3.644	3.680	–	0.352	0.000
Mean rsds	–	0.824	0.390	15.387	14.419	13.946	–	54.940	28.532
T95p	–	0.844	1.000	0.789	0.655	0.795	–	1.005	0.000
R95p	–	0.948	1.000	7.866	11.735	7.957	–	13.676	0.000
R10mm	–	0.969	1.000	17.860	10.681	17.860	–	7.972	0.000
Number of day with tas > 30 °C	–	0.571	1.000	0.005	0.075	0.005	–	0.075	0.000
R1mm	–	0.717	1.000	7.440	10.897	7.440	–	29.305	0.000
Number of dry days	–	0.717	1.000	2.480	3.632	2.480	–	9.768	0.000
95th percentile of CDD	–	0.886	1.000	7.910	4.750	7.910	–	9.374	0.000

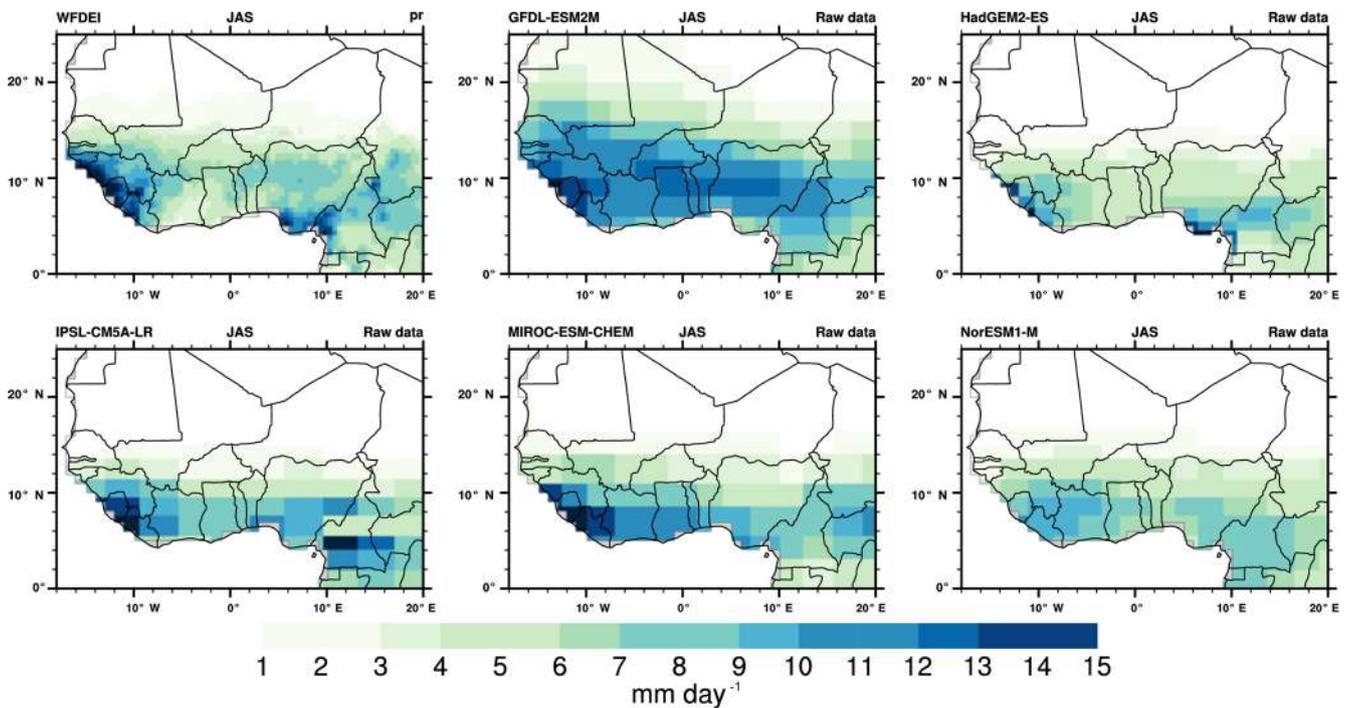


Figure 4. Same as Fig. 2 but for precipitation rate in millimetres per day.

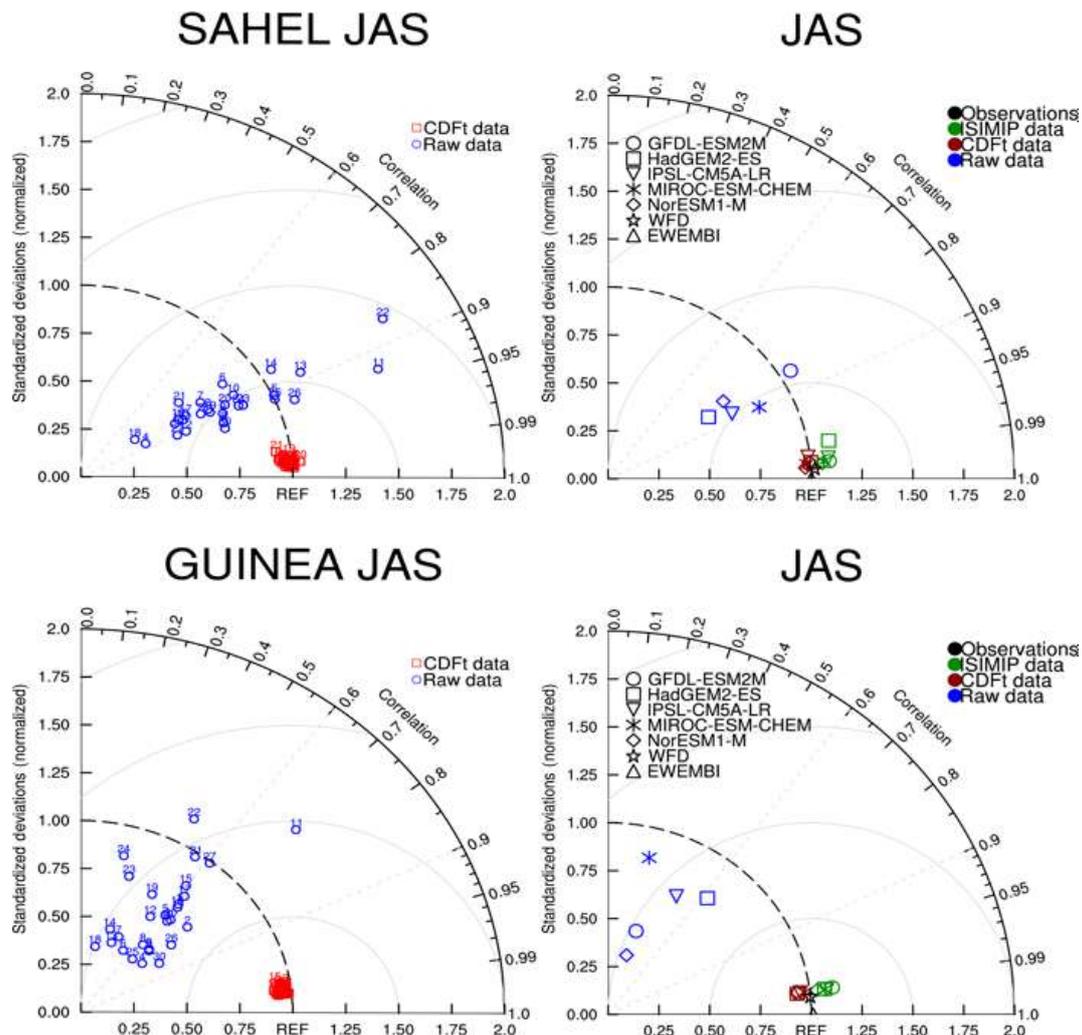


Figure 5. Same as Fig. 3 but for precipitation rate.

high in JAS (centred around $+0.9$ between 0.5 and 0.98), while for the Guinean area correlations are globally centred around $+0.4$ (from 0.1 to 0.8). GCMs are also scattered in terms of normalized variances, from 0.6 to more than 2 . The performance of the CDF-t bias correction is clearly high since all the GCMs are very close to the WFDEI reference point. Taylor diagrams enable comparison of the five GCMs used in ISIMIP in reference to WFDEI (Fig. 3 right column), for raw data and bias-corrected data using the CDF-t and ISIMIP methods. WFD and EWEMBI data are also plotted. CDF-t bias-corrected GCMs are very close to WFDEI. ISIMIP bias-corrected GCMs are centred around WFD and also near WFDEI (correlation higher than $+0.9$ and normalized standard deviation close to 1); however WFD is a bit more distant from WFDEI for the Guinean area (see also Table 2). EWEMBI data are even closer to WFDEI.

Figures 4, 5, and S4 show similar results but for pr. The seasonal fields of WFDEI show the mean location of the ITCZ in JAS (Fig. 4). Local maxima associated with high-

lands like the Fouta Djallon or Cameroon mountains are also clearly highlighted. Raw GCMs reproduce this pattern but a lot of discrepancies can be noticed for all GCMs, in terms of pr amplitude, spatial pattern, and latitude extension. HadGEM2-ES has the weakest values while the four others produce pr amounts generally higher than WFDEI. The CDF-t bias correction very efficiently improves the GCM mean seasonal pr fields since examination must be very detailed to discern differences with WFDEI fields and among the GCMs (see Fig. S4). This improvement is clearly quantified with the Taylor diagrams over the Sahel and Guinea areas in Fig. 5. For raw GCMs the standardized standard deviation is very scattered from 0.25 to more than 2 . Spatial correlations are higher in the Sahel (from $+0.7$ to $+0.95$) than in Guinea area (from $+0.2$ to $+0.8$). The CDF-t bias correction is quite effective in removing these biases and bringing the raw data closer to WFDEI, with some small remaining discrepancies, higher than for tas. The ISIMIP bias correc-

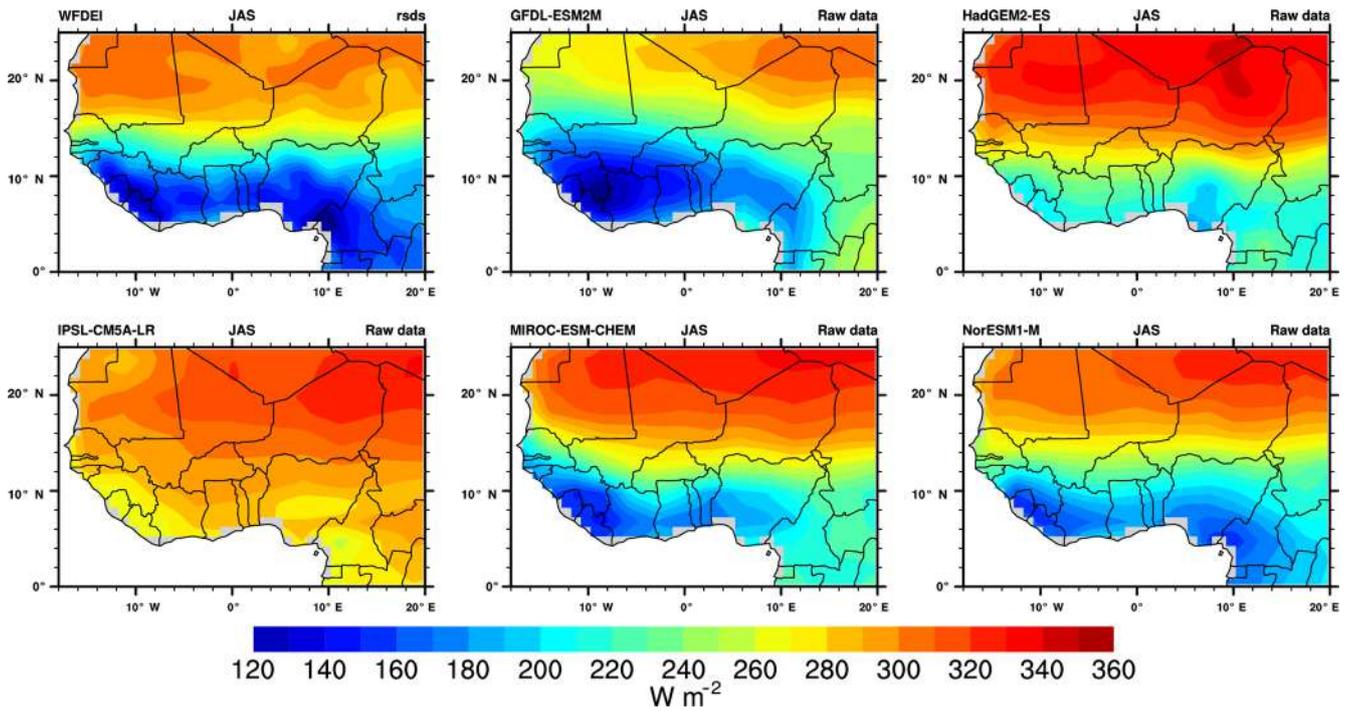


Figure 6. Same as Fig. 2 but for solar radiation in watts per square metre.

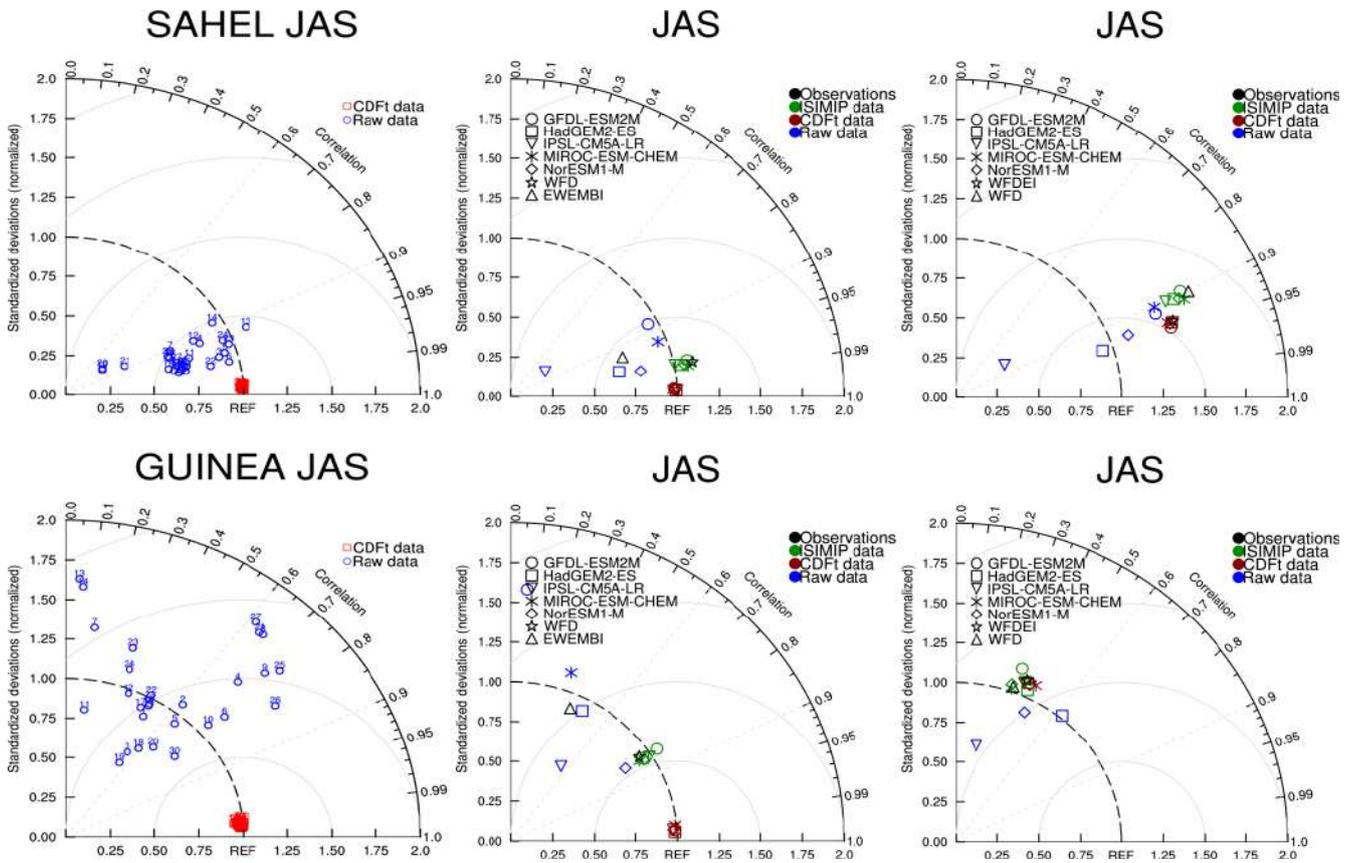


Figure 7. Same as Fig. 3 but for solar radiation. In the right column, EWEMBI is used as “REF”.

tion is also effective due to the proximity between WFD and WFDEI (see also Table 2).

Figures 6, 7, and S5 show similar results, but for rsds. The mean seasonal field of WFDEI is a pattern with low values within the ITCZ area due to the high cloud coverage and high values for the Sahara due to low moisture and cloud coverage. We have noticed previously (Fig. 1) that high differences exist among WFDEI, WFD, and EWEMBI. WFD rsds values are the weakest and EWEMBI values the highest in the ITCZ area. WFD values are also the weakest and WFDEI values are a bit higher than for EWEMBI over the Sahara (see also Table 2). The five raw GCMs have, in agreement with their pr mean seasonal fields, a reasonable latitudinal evolution of low rsds values associated with the ITCZ, but the range of rsds differences with WFDEI data as well as the inter-GCM dispersion are very high. There is an overall positive bias over West Africa, except for GFDL-ESM2M. The CDF-t bias correction is once more very effective at removing biases in respect to WFDEI data (see Fig. S5). The Taylor diagrams (Fig. 7) provide some more quantification over the Sahel and Guinea areas. In terms of spatial correlation and normalized standard deviation in respect to WFDEI, raw GCMs have rather good performances over the Sahel (correlations higher than +0.8). Again, results are less good over the Guinea area (correlations less than +0.8) with a high dispersion of the GCMs. The ISIMIP bias correction highly reduces the inter-GCM dispersion around WFD, but WFD rsds data are a bit far from WFDEI rsds data. EWEMBI rsds data are also far from WFDEI. This is illustrated by the Taylor diagnostics using EWEMBI as “REF”. Bias-corrected data from both the CDF-t and ISIMIP methods stay far from EWEMBI and do not improve the performance of raw GCMs.

Figures 8 to 10 display other features of the mean fields in terms of Hovmöller diagrams computed over West Africa (15° W–15° E) for the whole year. They show the mean fields of EWEMBI, WFDEI, and WFD (first row) and of the five GCMs used in ISIMIP (rows 2 to 6) for raw data (first column), CDF-t bias-corrected data (second column), and the ISIMIP bias-correction method (third row). For tas (Fig. 8), the WFDEI, WFD, and EWEMBI fields are very similar and highlight the set-up of the high-temperature area associated with the Saharan heat low in spring and summer (Lavaysse et al., 2009). Raw GCMs show a similar timing but their temperature values are lower by 2 to 4 °C depending on the model and some increase in the northward progression around June that is not present in observations. Bias-correction methods are very effective at reducing these discrepancies but few differences still remain with WFDEI as for instance a bit weaker temperature maximum around July in CDF-t-corrected data. ISIMIP bias-corrected data are also very closer to WFD.

Figure 9 shows similar diagrams but for pr. The Hovmöller approach is a good way to depict the main characteristics of the ITCZ evolution over West Africa with a first rainy season during spring over the Guinea area followed by

an abrupt jump to the north in June–July (Sultan and Janicot, 2003) and by a more progressive southward retreat at the end of the summer monsoon season, leading to a second weaker rainy season over the Guinean area in autumn. WFDEI and EWEMBI are quite similar. WFD fields are a bit noisier. Raw GCMs have high discrepancies and produce mean fields quite different from one model to another one. In particular, pr data can be either very low (HadGEM2-ES) or very high (GFDL-ESM2M), and no GCM captures the abrupt northward shift of the ITCZ well. The bias-correction methods (CDF-t using WFDEI, ISIMIP using WFD) are very effective in capturing back the main features of the ITCZ evolution. However, differences still remain among the GCMs, and ISIMIP-corrected GCMs have global rainfall maxima higher than CDF-t-corrected GCMs.

Figure 10 shows similar diagrams but for rsds. The seasonal evolution is in agreement with tas and pr fields and depicts high solar radiation values over the Sahara and weak values following the ITCZ latitudinal excursion but with a small southward lag (consistent with a higher cover of mid-level clouds; see Roehrig et al., 2013). WFD shows an overall negative bias with respect to WFDEI and EWEMBI, and WFDEI has a higher meridional gradient than EWEMBI with lower minimum values over the Guinea area and higher maximum values of the Sahara. The corrected GCM data are very close to their respective observation reference (WFD for ISIMIP, WFDEI for CDF-t), and hence different between their two respective corrected versions due to the differences between WFD and WFDEI.

4.3 Daily metrics over West Africa

In the following, similar diagnostics are presented to evaluate the selected daily metrics. To reduce the number of figures in the core of the paper, some of them are presented in the Supplement (three metrics in the core of the paper, three others in the Supplement). A more complete metrics report is available at <http://www.amma2050.org/content/climate-metrics>.

Figures 11 and 12 shows the results for the tas 95th percentile of daily values of near-surface air temperature. WFD, WFDEI, and EWEMBI provide similar values in summer (Fig. 11; see also Table 2) with the highest values over the Sahara in spring (up to 40 °C, not shown), moving northward in summer, and with weaker values in autumn (up to 32 °C; not shown). WFD values appear to be a bit higher than the two other reference datasets. More to the south, in the Guinea area, the 95 % percentile is between 30 and 34 °C. CDF-t bias-corrected data are also presented for the five GCMs used in ISIMIP in terms of differences relative to WFDEI. Some biases still remain but mostly lower than 1 °C in absolute value. They are generally negative over the Sahara except for GFDL-ESM2M. The Taylor diagrams again depict the good performance of the CDF-t bias-correction method here for extreme values. The highly scattered raw GCM data, especially over the Guinea area, move into a concentrated

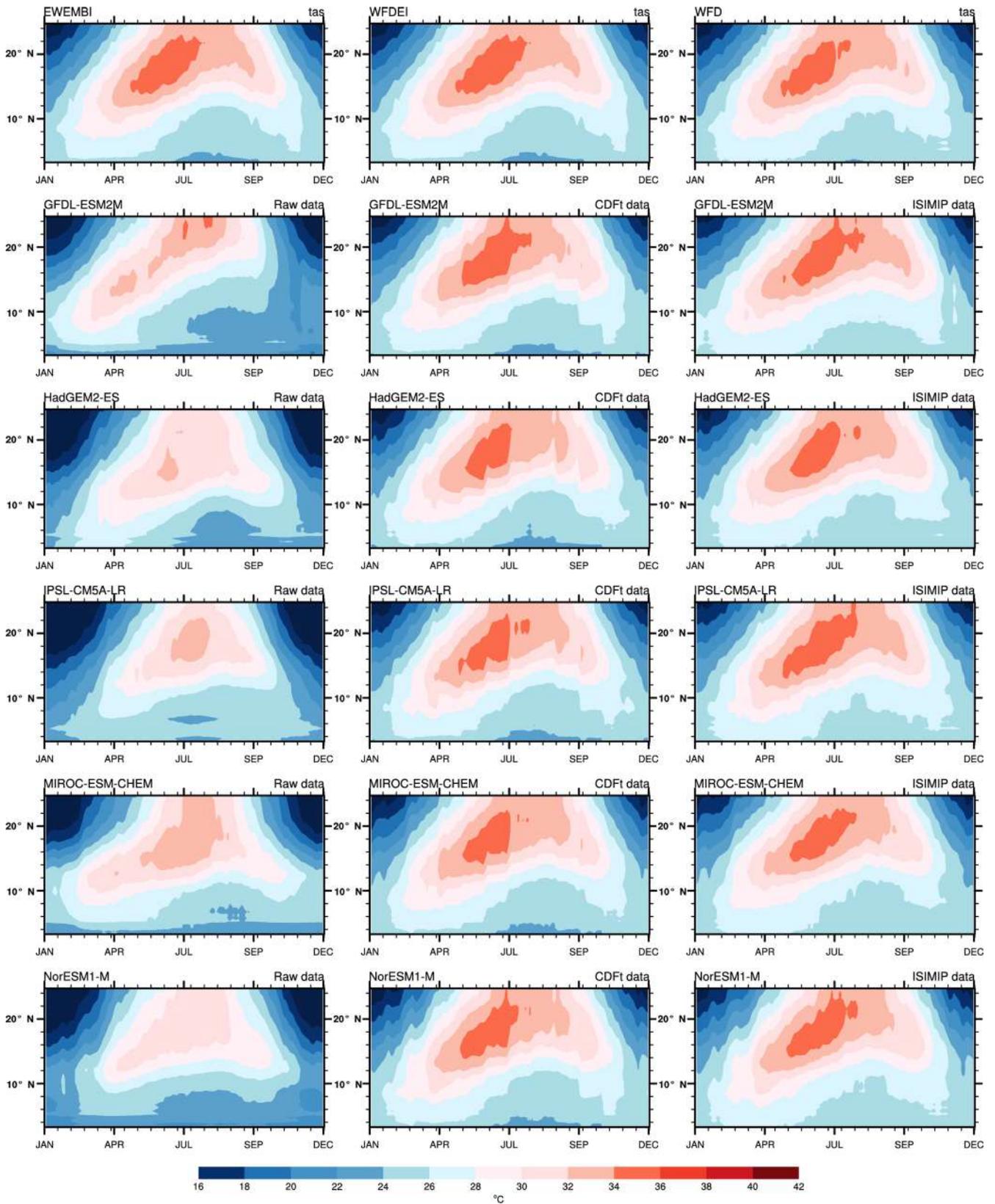


Figure 8. Hovmöller diagrams of daily temperature (°C) averaged between 15° W and 15° E and for the period 1979–2001 for EWEMBI, WFDEI, and WFD observations, each of the five GCMs for raw data (first column panels), CDF-t data (second column panels), and ISIMIP data (third column panels).

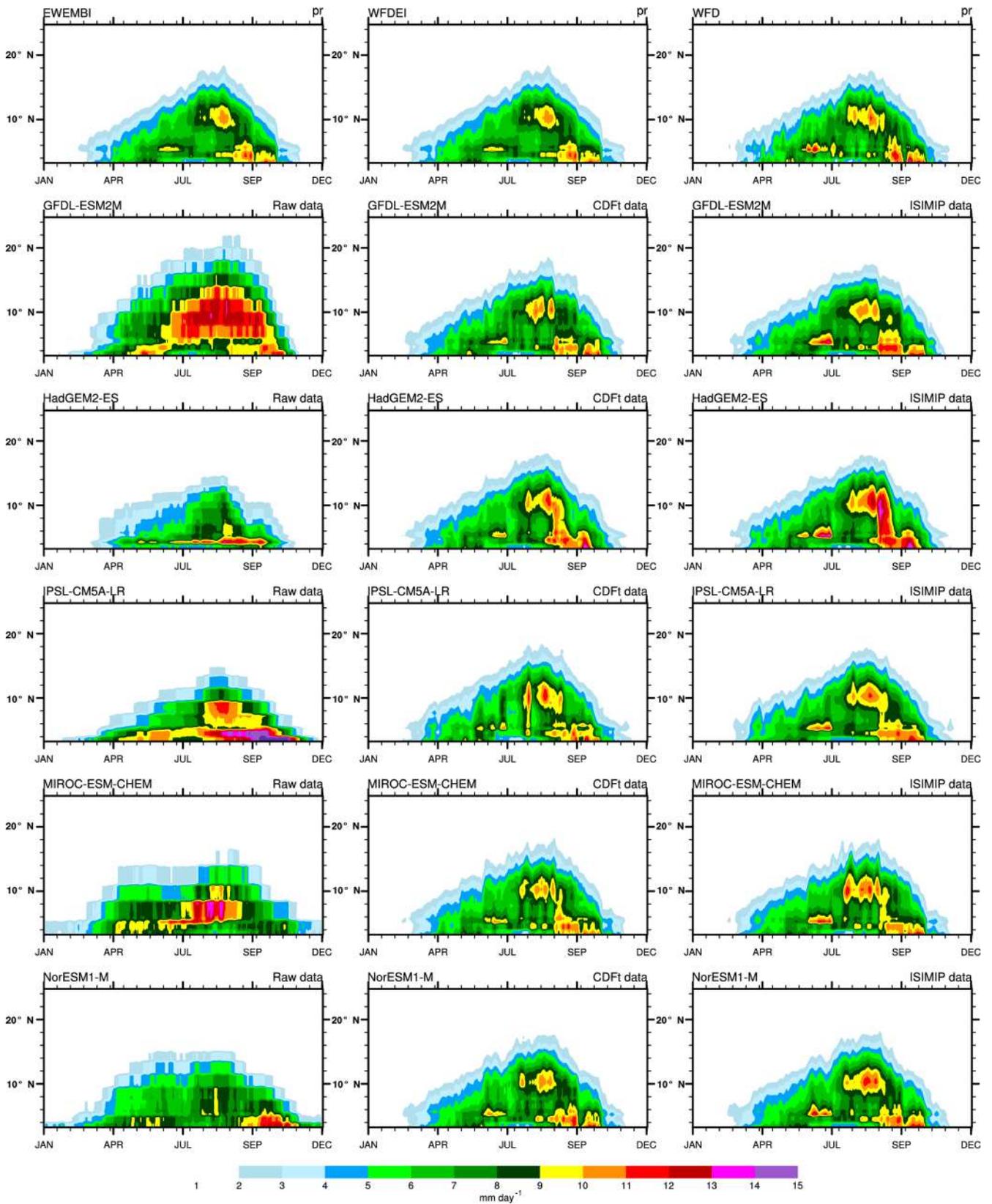


Figure 9. Same as Fig. 8 but for precipitation rate in millimetres per day.

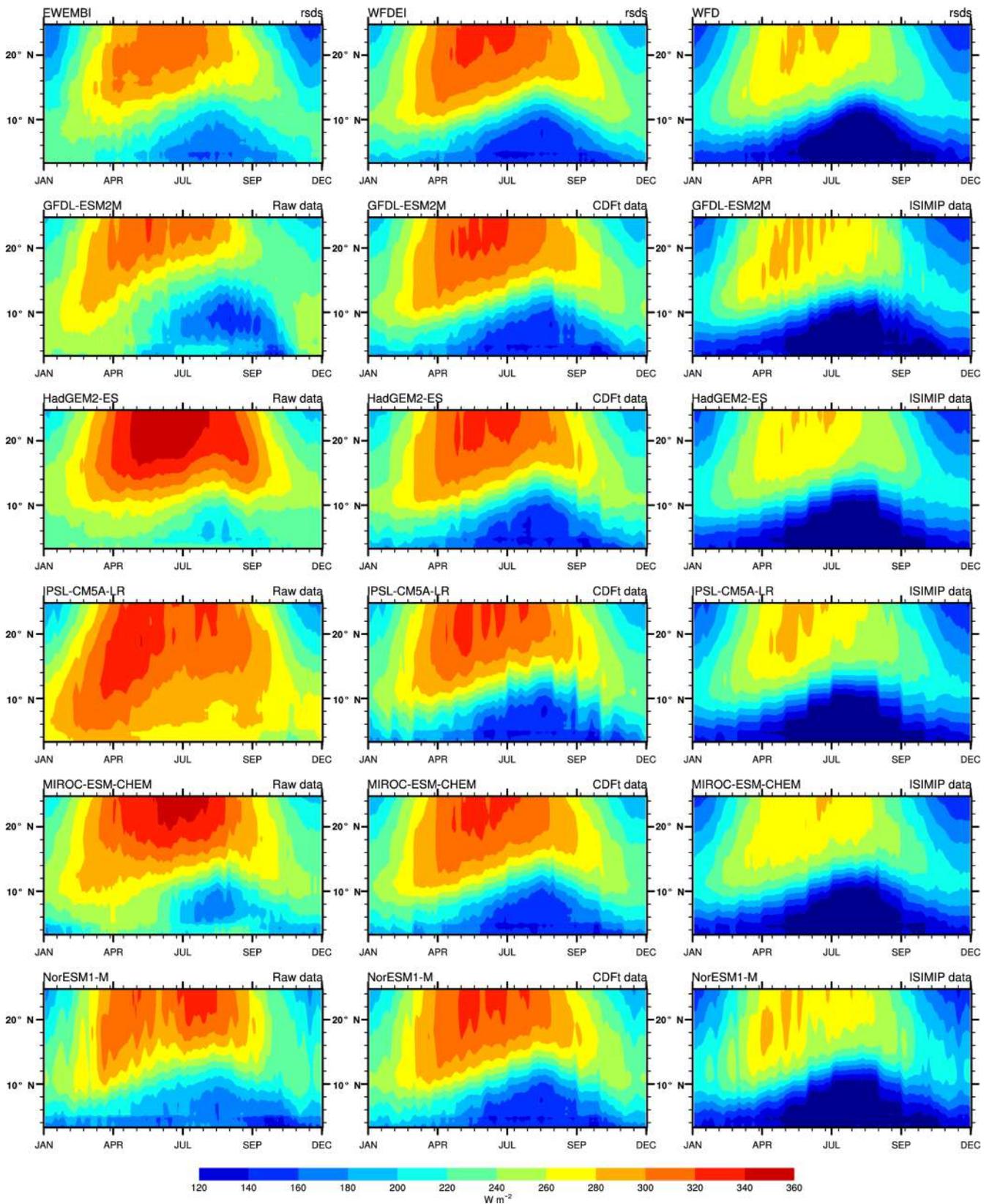


Figure 10. Same as Fig. 8 but for solar radiation in watts per square metre.

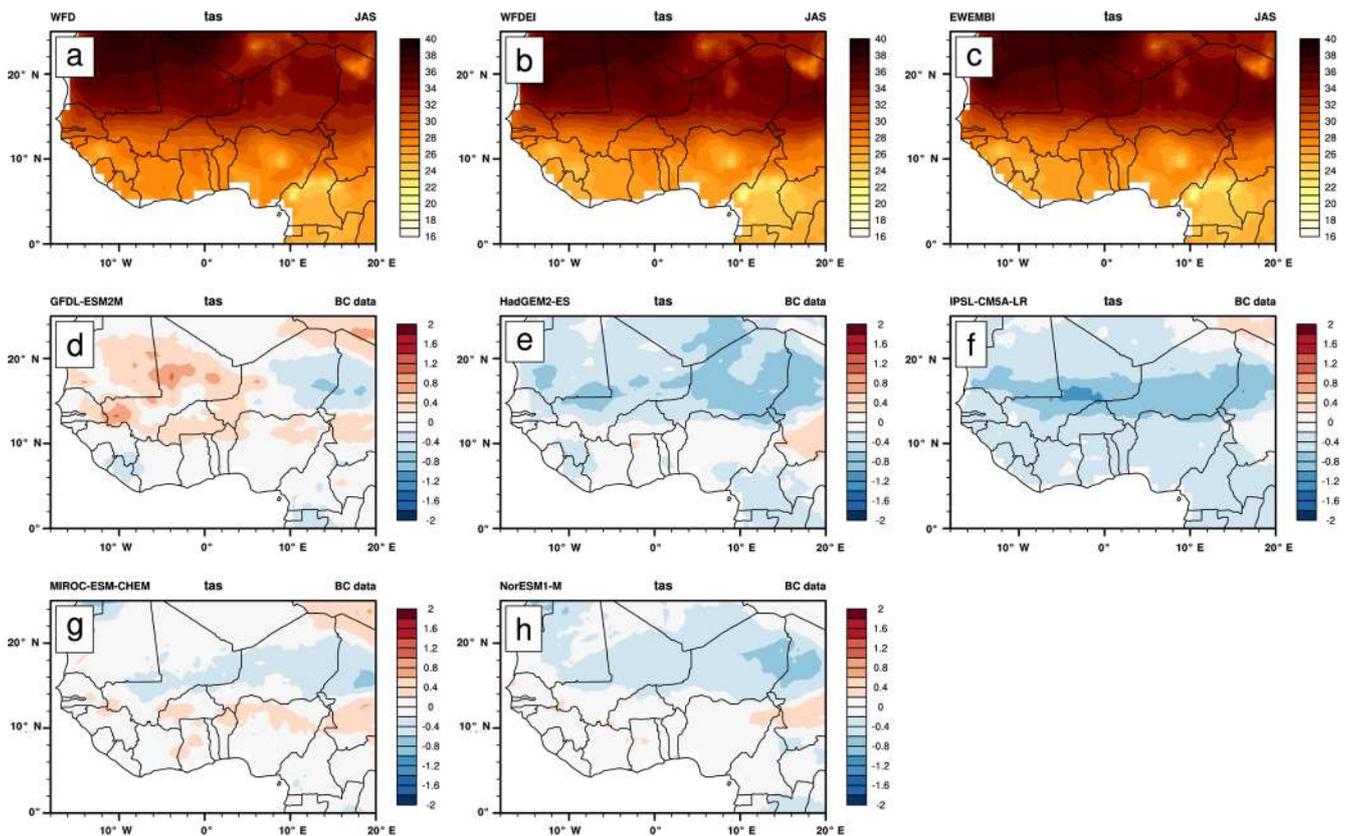


Figure 11. The 95th percentile of daily values for temperature from various observation datasets in JAS: WFD (a), WFDEI (b), EWEMBI (c), and the difference relative to WFDEI data from five individual CDF-t bias-corrected models (d–h) over the period 1979–2001.

zone very near the WFDEI reference (Fig. 12). ISIMIP bias-corrected data are also well concentrated near the WFD reference data but at some distance from the WFDEI reference point. Here again, EWEMBI is superimposed to REF (see also Table 2), and bias-corrected GCMs are closer to REF for Sahel than for Guinea area.

Figures 13 and 14 provide similar analysis for the 95th percentile of daily pr. WFD, WFDEI, and EWEMBI provide fields consistent with the ITCZ location including high values over the mountain areas (Fig. 13). WFDEI and EWEMBI have very similar fields while the range of values for WFD is very different, with values higher than 30 mm day^{-1} in the ITCZ in summer in contrast with values lower than 20 mm day^{-1} for the two other reference datasets (see also Table 2). A similar range of differences is present over the Guinea area in spring and to a lesser extent in autumn (not shown). Such differences are also large over the mountain areas (Fouta Djallon, Cameroon). CDF-t bias-corrected GCM data have remaining weak biases relative to WFDEI, lower than $\pm 2 \text{ mm day}^{-1}$, except for IPSL-CM5A-LR, where differences up to $+5 \text{ mm day}^{-1}$ are located north of 10° N . Compared to the 95th percentile of daily tas, Taylor diagrams (Fig. 14) again show the good performance of the CDF-t bias-correction method for the 29 GCMs, but with a

bit higher distance to REF for both the Sahel and Guinea areas. ISIMIP bias-corrected GCM data are more scattered than CDF-t-corrected GCMs in relation to their respective reference dataset, WFD and WFDEI, and WFD is located far from the WFDEI REF in terms of normalized standard deviation and centred RMSE (see also Table 2).

Finally, Figs. 15 and 16 provide similar analysis for the number of days with $\text{pr} > 10 \text{ mm day}^{-1}$. WFD, WFDEI, and EWEMBI provide values consistent with the ITCZ location including high values over the mountain areas (Fig. 15). In contrast to the previous metric, WFD has a more similar range of values relative to WFDEI and EWEMBI, with some overestimation, especially over Nigeria, Cameroon, and central Africa. The spatial variance is higher than for the two previous metrics with a higher contrast between mountain and plain areas. Remaining biases in the CDF-t-corrected data are localized over mountain areas with mostly negative biases, but also over plains with mostly positive biases in the ITCZ area and especially extended for IPSL-CM5A-LR. Taylor diagrams (Fig. 16) once more show a good performance of the CDF-t correction method to remove biases and reduce inter-GCM dispersion. ISIMIP bias-corrected GCMs have a higher dispersion than CDF-t-corrected GCMs relative to their respective reference dataset.

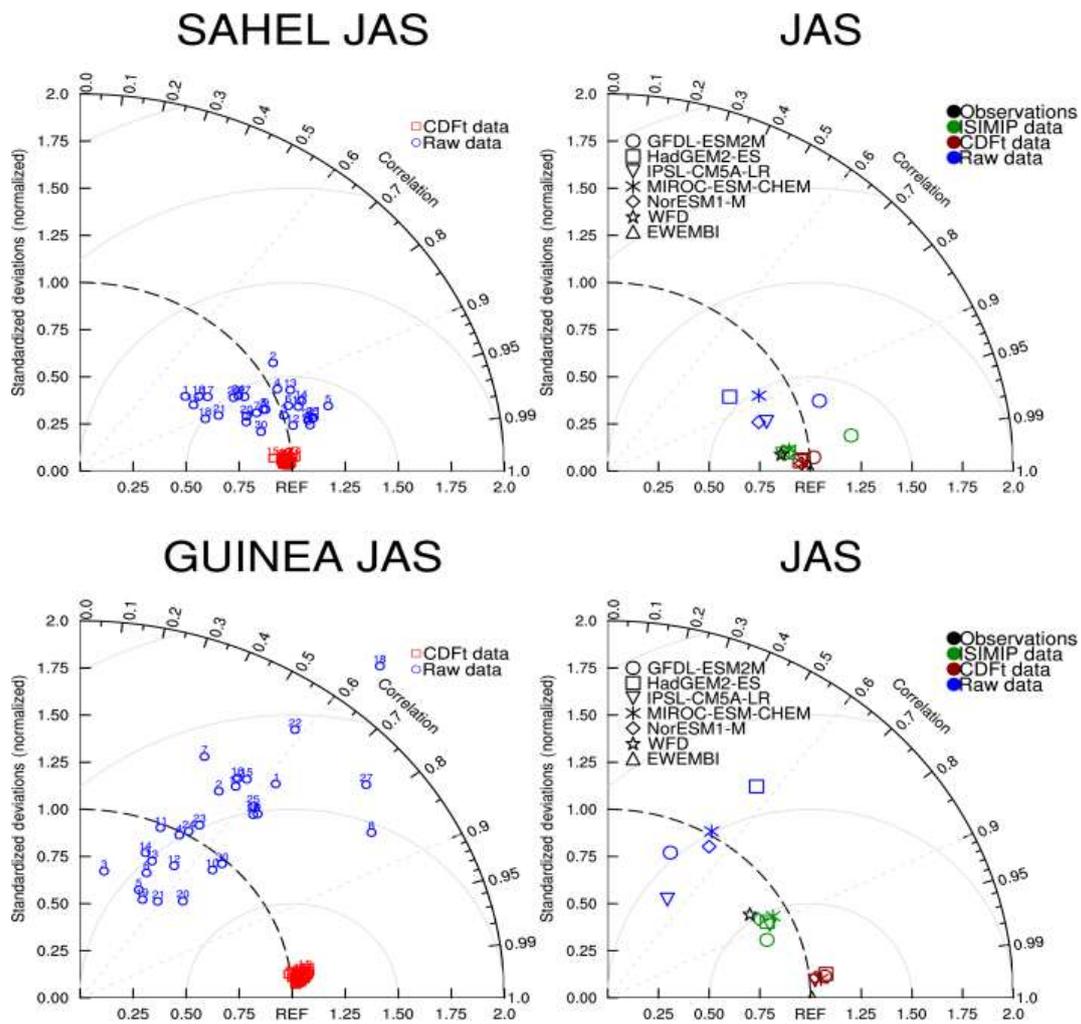


Figure 12. Same as Fig. 3 but for the 95th percentile of near-surface temperature.

4.4 Crop yield simulations and sensitivity to bias-corrected variables

The sensitivity of simulated crop yields over West Africa to raw and bias-corrected forcing data is now evaluated. A crop model forced by atmospheric variables integrates biases and variability in these forcing data in a non-linear way. This integration may reduce or amplify the variability induced from these forcing data.

This has been tested by using the crop model SARRA-O (System of Agroclimatological Regional Risk Analysis; version O). The model simulates yield attainable under water-limited conditions by simulating the soil water balance, potential and actual evapotranspiration, phenology, potential and water-limited carbon assimilation, and biomass partitioning (see Kouressy et al., 2008, for a detailed review of model concepts). The simulation of these processes makes SARRA-O particularly suited for the analysis of climate impacts on cereal growth and yield in dry tropical environments (see for instance Sultan et al., 2013). Several sen-

sitivity simulations have been carried out. First SARRA-O has been forced for each year from 1979 to 2001 by WFD, WFDEI, and EWEMBI data. Second, the IPSL-CM5A-LR model has been used to force SARRA-O over the same years, with raw, CDF-t bias-corrected, and ISIMIP bias-corrected data. The simulations have been compared to the “GDHY” dataset (1981–2001) of 1.125° gridded yield estimation. GDHY is a hybrid of FAO country yield data, satellite-derived crop-specific vegetation index and global crop datasets on crop calendar, harvested area, and production shares achieved by different growing season. Subnational yield statistics have been used to validate the grid-cell yield estimates (Iizumi et al., 2014). Note that SARRA-O provides potential yields that can be different from observed yields, so this comparison with the GDHY dataset must be considered as indicative only. Finally, sensitivity to individual variables has been conducted by comparing the SARRA-O simulation forced with WFDEI data with simu-

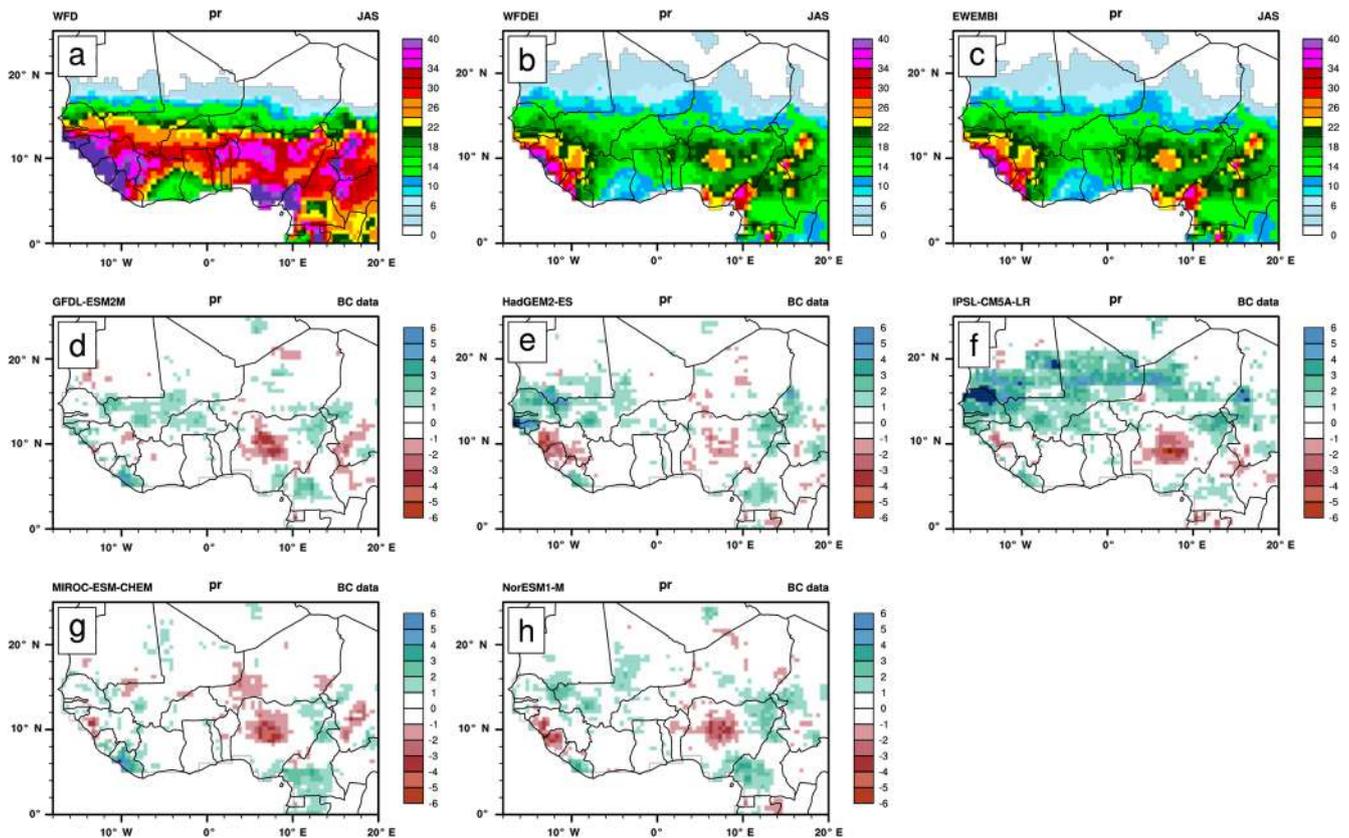


Figure 13. The 95th percentile of daily precipitation rate (mm day^{-1}) from various observation datasets in JAS: WFD (a), WFDEI (b), EWEMBI (c), and the difference relative to WFDEI data from five individual CDF-t bias-corrected models (d–h) over the period 1979–2001.

lations where one WFDEI variable is replaced by the corresponding raw IPSL-CM5A-LR data.

Figure 17 compares the simulated crop yields over the Sahel and Guinea areas when SARRA-O is forced either by WFD, WFDEI, or EWEMBI and by the raw, CDF-t, or ISIMIP bias-corrected IPSL-CM5A-LR model. GDHY data are also shown as an evaluation. Over the Guinea area, the differentiation of ensembles of simulations is quite clear. The raw IPSL-CM5A-LR simulation has the highest yields ($\sim 2200 \text{ kg ha}^{-1}$) while WFD and associated ISIMIP bias-corrected simulations have the lowest yields (~ 240 and 180 kg ha^{-1} respectively). The four remaining simulations, based on WFDEI and associated CDF-t bias-corrected data and EWEMBI and GDHY data, have intermediate yields, between 700 and 1000 kg ha^{-1} . Thus it is shown first that SARRA-O maize yields are quite sensitive to the different forcing datasets, second that WFD lead to simulated yields far from the GDHY data while WFDEI and EWEMBI leads to quite better yields, and finally that the raw GCM and GCM corrected with WFD are also quite far from the validation data while the GCM corrected with WFDEI has a rather good performance. The simulation forced by EWEMBI has a higher mean value than WFDEI (~ 760 and 1030 kg ha^{-1} respectively), and GDHY has yields ranging between WFDEI

and EWEMBI ($\sim 980 \text{ kg ha}^{-1}$), close to EWEMBI. Over the Sahel area, the curves are closer but some similar conclusions can be drawn. WFD and associated ISIMIP bias-corrected simulations provide the lowest yields (~ 400 and 370 kg ha^{-1} respectively). WFDEI, EWEMBI, and CDF-t bias-corrected simulations are very close (~ 660 , 650 , and 710 kg ha^{-1} respectively). Finally, in contrast to the Guinea area, GDHY data have the highest yields ($\sim 980 \text{ kg ha}^{-1}$), far from other simulations. The raw simulation ($\sim 590 \text{ kg ha}^{-1}$) is close to the WFDEI, EWEMBI, and CDF-t bias-corrected simulations. This last point is quite surprising since raw IPSL-CM5A-LR data have large biases.

Figure 18 shows the maps of mean simulated yields for raw IPSL-CM5A-LR, WFDEI, and CDF-t bias-corrected EWEMBI simulations, GDHY data, and the difference between EWEMBI and WFDEI simulations. For raw simulations, yields are highly underestimated over the central Sahel but highly overestimated over the western Sahel and especially near the Fouta Djallon. The boundary between the Sahel and Guinea areas being at 10° N , the spatial average over the Sahel combine positive and negative biases in respect to WFDEI. This explains the point raised at the end of the previous paragraph. The other maps show that yields obtained from EWEMBI are closer to GDHY data than yields

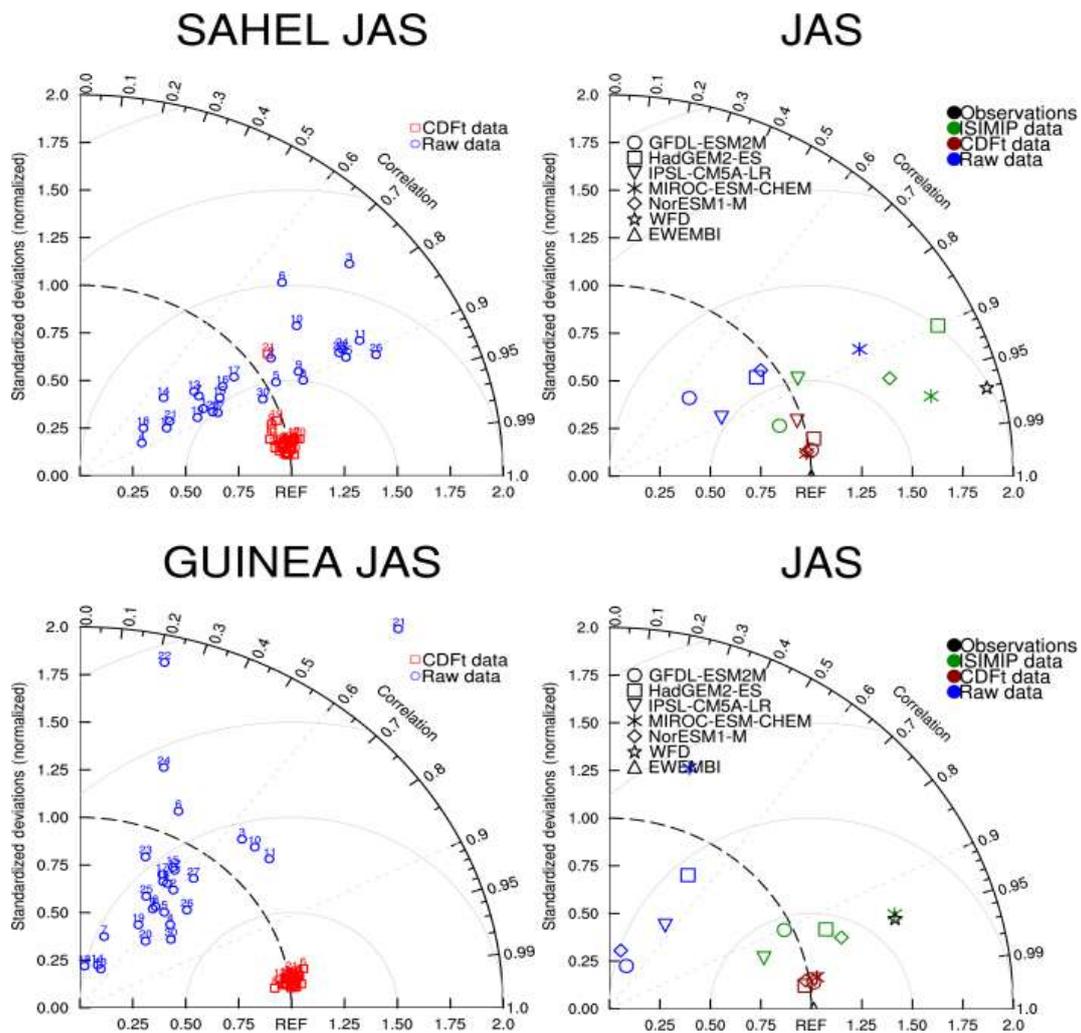


Figure 14. Same as Fig. 3 but for the 95th percentile of daily precipitation rate (mm day^{-1}).

from WFDEI, mostly due to better realistic values over the Guinea area (see also Table 3). Yields from EWEMBI are higher than yields from WFDEI mostly south of 10°N . Underestimation of yields simulated from WFDEI over Fouta Djallon, southern Cameroon, and south-eastern Nigeria can be clearly associated with underestimation of WFDEI rsds compared to EWEMBI rsds (see Fig. 1). Comparisons of WFDEI and EWEMBI interannual time series of yields and associated tas, pr, and rsds on individual grid points in these areas confirm that these yield differences are linked exclusively to rsds differences. Finally, maps of simulated yields from WFD and ISIMIP bias correction confirm the weak values over all of West Africa due to an underestimation of rsds south of 10°N (not shown).

To go further, a sensitivity analysis to individual variables has been conducted by comparing the SARRA-O simulation forced with WFDEI data with simulations where one of these WFDEI variables is replaced by the corresponding raw IPSL-CM5A-LR data. These variables are pr, rsds, tas-

min, and tasmax, and also rsds from ISIMIP bias-corrected IPSL-CM5A-LR (using WFD as reference). Table 3 shows the mean yields for the Sahel and Guinea areas and the resulting biases relative to WFDEI simulations. Biases are very weak with tasmin–tasmax simulations (WFDEI_{tasmin}), a bit higher for pr simulations (WFDEI_{pr}) and for rsds simulations (WFDEI_{rsds}) and drastically large for rsds from ISIMIP bias-corrected simulations (WFDEI_{WFD}_{rsds}). Thus rsds appears as a very critical variable for maize yields simulated with SARRA-O, confirming a previous study based on an older version, SARRA-H, of the crop model (Oettli et al., 2011).

SARRA-O has also been run over the period 1950–2099 using the RCP8.5 projection, forced by IPSL-CM5A-LR in terms of raw, CDF-t bias-corrected, and ISIMIP bias-corrected data. Figure 19 shows, on the one hand, the resulting time series of maize yields over the Sahel and Guinea boxes and, on the other hand, the maps of yields from CDF-t bias-corrected data over 1979–2001 and 2077–2099 and

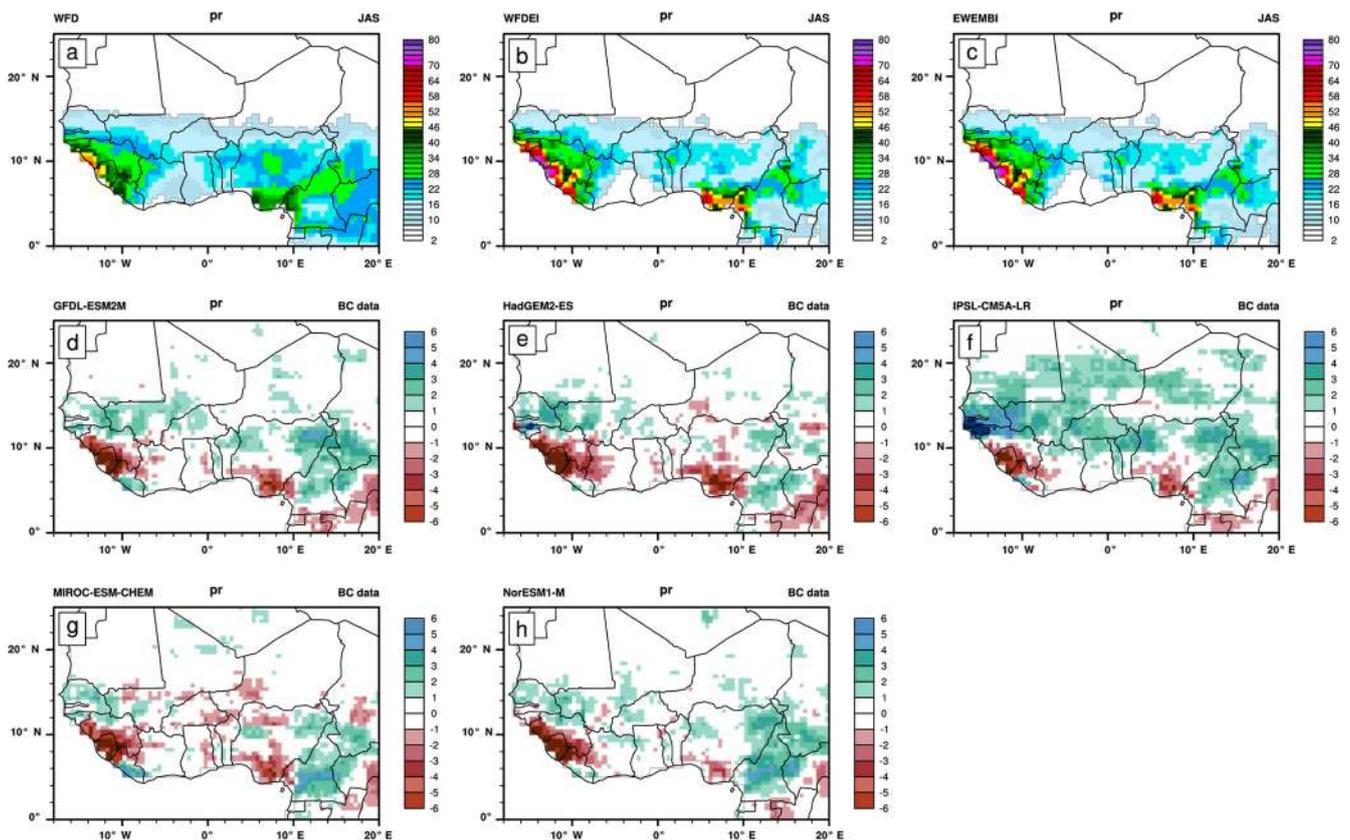


Figure 15. Seasonal mean of number of days with precipitation greater than or equal to 10 mm day^{-1} from various observation datasets in JAS: WFD (a), WFDEI (b), EWEMBI (c), and the difference relative to WFDEI data from five individual CDF-t bias-corrected models (d–h) over the period 1979–2001.

the resulting difference between these two periods. Time series of standardized yield anomalies to their respective mean over 1979–2001 are also displayed. In agreement with the previous analysis, ISIMIP bias-corrected forcing data (with WFD as reference data) lead to the lowest yields over both the Sahel and Guinea areas at the present time but also over the whole 21st century. Over the Guinea area, the very high simulated yields coming from raw data are drastically reduced with CDF-t bias-corrected forcing data (with WFDEI as reference data) while over the Sahel area these yields are rather similar. After CDF-t bias correction, yields are quite similar over the two areas. Interannual variability in simulated yields is proportional to the mean with a very weak variability for ISIMIP yield and higher variability for CDF-t and raw simulations. More precisely, standardized yield anomalies (right panels) have a similar range over the Sahel, around 1 standard deviation after 2060, and a range around 2 standard deviations after 2070 over the Guinea area, except for ISIMIP yields, which reach 4 standard deviations. All projections show a clear decrease in maize yields by a factor of ~ 2 over all of West Africa for the 21st century. The map of the difference between 2077–2099 and 1979–2001 shows that the yield decrease is located mostly south of 13° N , ex-

cept between Mali and Niger, and that a slight increase is present north of 13° N .

5 Conclusions

The objectives of this paper are (i) to introduce a new bias-corrected dataset for which the CDF-t correction method has been applied to CMIP5 GCM daily data for the first time over Africa, (ii) to quantify the effect of using different reference datasets on the corrected data, (iii) and to illustrate this effect on crop simulations over West Africa. This bias correction has been applied over the period 1950–2099, combining historical runs and RCP scenarios with 29/27/20 GCMs for RCP8.5/4.5/2.6 respectively. It has been applied to six variables critical for agricultural impacts: daily accumulated pr, daily mean, minimum and maximum near-surface air temperature, daily mean surface downwelling shortwave radiation, and daily mean wind speed.

The use of different bias-correction methods also based on different reference datasets contributes to the total uncertainty in climate projections and can contribute in some contexts more than the use of different GCMs or RCMs (Iizumi et al., 2017). So using multiple bias-correction techniques

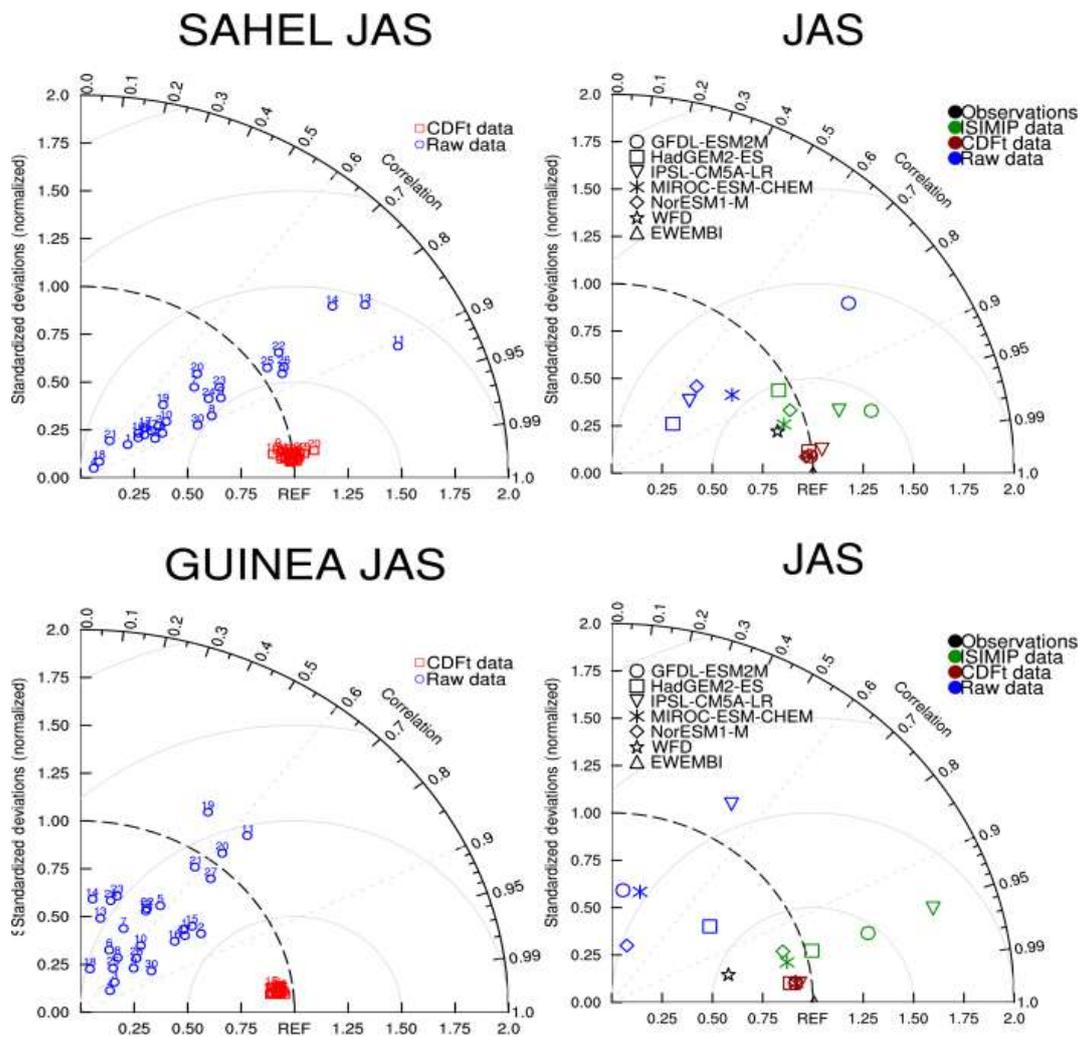


Figure 16. Same as Fig. 3 but for the number of days when precipitation is greater than or equal to 10 mm day⁻¹.

and reference datasets is highly recommended. In this context, CDF-t bias-corrected GCM data have been compared to the five GCMs ISIMIP bias-corrected data, and the impact of the different reference datasets, WFD (used in ISIMIP bias corrections), WFDEI (used in CDF-t bias corrections), and the more recent EWEMBI (used in a second version of ISIMIP bias corrections), has been examined in detail. Crop simulations have also been carried out to test how the impact of bias corrections in forcing data (temperature, pr, rsds) is integrated in terms of crop (maize) yields. Finally, bias corrections have also been presented in the context of RCP8.5 scenarios.

The whole observational period, 1979–2013, has been chosen to calibrate the bias-correction process. It has been shown that using various calibration sub-periods has a weak impact, in particular on the time evolution over the 21st century.

The evaluation of CDF-t bias correction applied to the 29 GCMs, both to mean seasonal data and to daily metrics,

has shown that CDF-t is very effective in removing the biases in respect to the reference WFDEI data and in reducing the high inter-GCM scattering. It has also shown some distance, depending on variables and metrics, from bias-corrected ISIMIP GCM data, mainly due to the differences between WFDEI and WFD reference data. WFDEI (and associated CDF-t bias-corrected GCMs) appears closer to EWEMBI than WFD (and associated ISIMIP bias-corrected GCMs). Metrics based on temperature are very close for the three reference datasets, and some differences exist in pr-based metrics. In contrast, significant differences have been highlighted in terms of rsds. This has consequences in terms of crop (maize) yields over West Africa. Sensitivity simulations performed with one GCM have shown that bias corrections improve the yields simulated by the raw GCM. However, the ISIMIP bias-corrected GCM still underestimate them as CDF-t bias-corrected GCMs do but with yield estimates closer to observed ones. EWEMBI provides the closest yields to observed estimates. This is mainly due

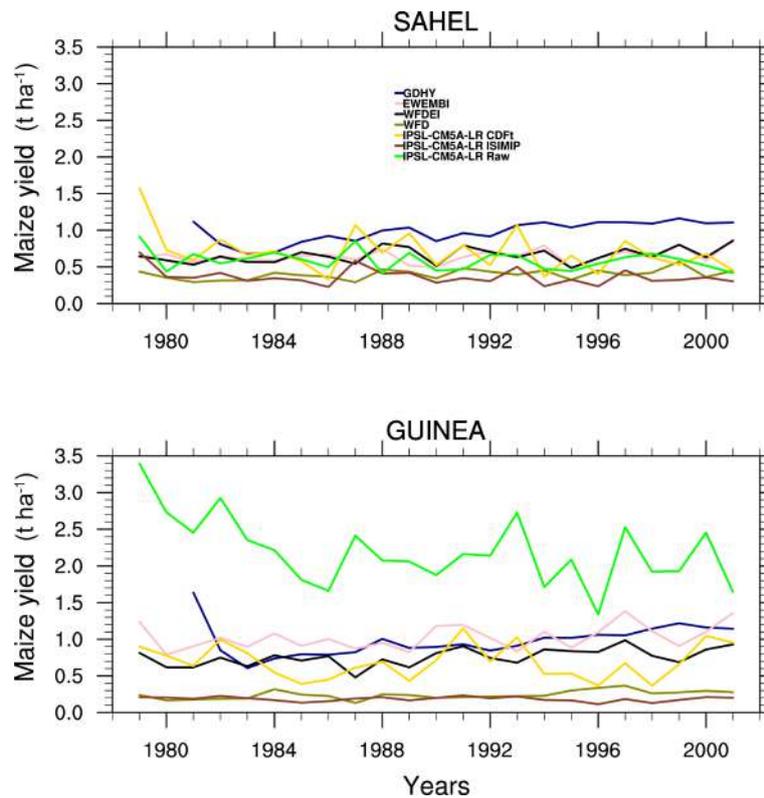


Figure 17. Time series of crop maize yield over the Sahel (18°W – 10°E ; 10 – 20°N) and Guinea (18°W – 10°E ; 3 – 10°N) areas using IPSL-raw, IPSL-CDF-t, IPSL-ISIMIP, WFD, WFDEI, and EWEMBI as forcing data over 1979–2001.

Table 3. Sensitivity experiment means and biases (kg ha^{-1}) in respect to WFDEI simulations for the Sahel and Guinea areas. Simulations of sensitivity to individual variables have been conducted by forcing the SARRA-O model with WFDEI data and by replacing one of the WFDEI variables with the corresponding raw IPSL-CM5A-LR data. These variables are pr, rsds, tasmin, and tasmax, and also rsds from ISIMIP bias-corrected IPSL-CM5A-LR (using WFD as a reference).

	Sahel		Guinea	
	Mean	Bias	Mean	Bias
WFDEI	658	0	757	0
WFD	398	–260	241	–516
EWEMBI	646	–12	1029	272
GDHY	979	321	978	221
IPSL-CM5A-LR Raw	586	–72	2201	1444
IPSL-CM5A-LR CDF-t	706	48	693	–64
IPSL-CM5A-LR ISIMIP	367	–291	184	–573
WFDEIpr	668	10	716	–41
WFDEIrsds	717	59	786	29
WFDEItminmax	658	0	767	10
WFDEIWFDrds	317	–341	195	–562

to rsds whose values are underestimated in WFDEI south of 10°N . Finally, in agreement with maize yield sensitivity simulations, projections of future yields over West Africa have quite different levels depending on the bias-correction method. However, they all show a similar relative decreasing trend over the 21st century.

The main perspective of this work is to go on exploring the uncertainty linked to bias-correction methods and their associated reference data in RCP climate scenarios by producing a second version of this bias-corrected 29-GCM ensemble over Africa using more recent reference data like EWEMBI or others like those used in AgMIP based on other reanalyses (AgMERRA or AgCFSR; Ruane et al., 2015). The main divergence among all those reference datasets is probably expected from rsds. Bias correction for other variables useful for user-based metrics like specific humidity is also scheduled. Comparison between CDF-t and ISIMIP bias-correction methods based on the same reference dataset is also ongoing.

The CDF-t bias correction has been applied independently for each of the six variables. However, this may be a problem since existing spatial coherency and dependence among variables may be destroyed by the application of univariate calibrations. Recently, to address this issue, improved calibrations have been developed in terms of multivariate cor-

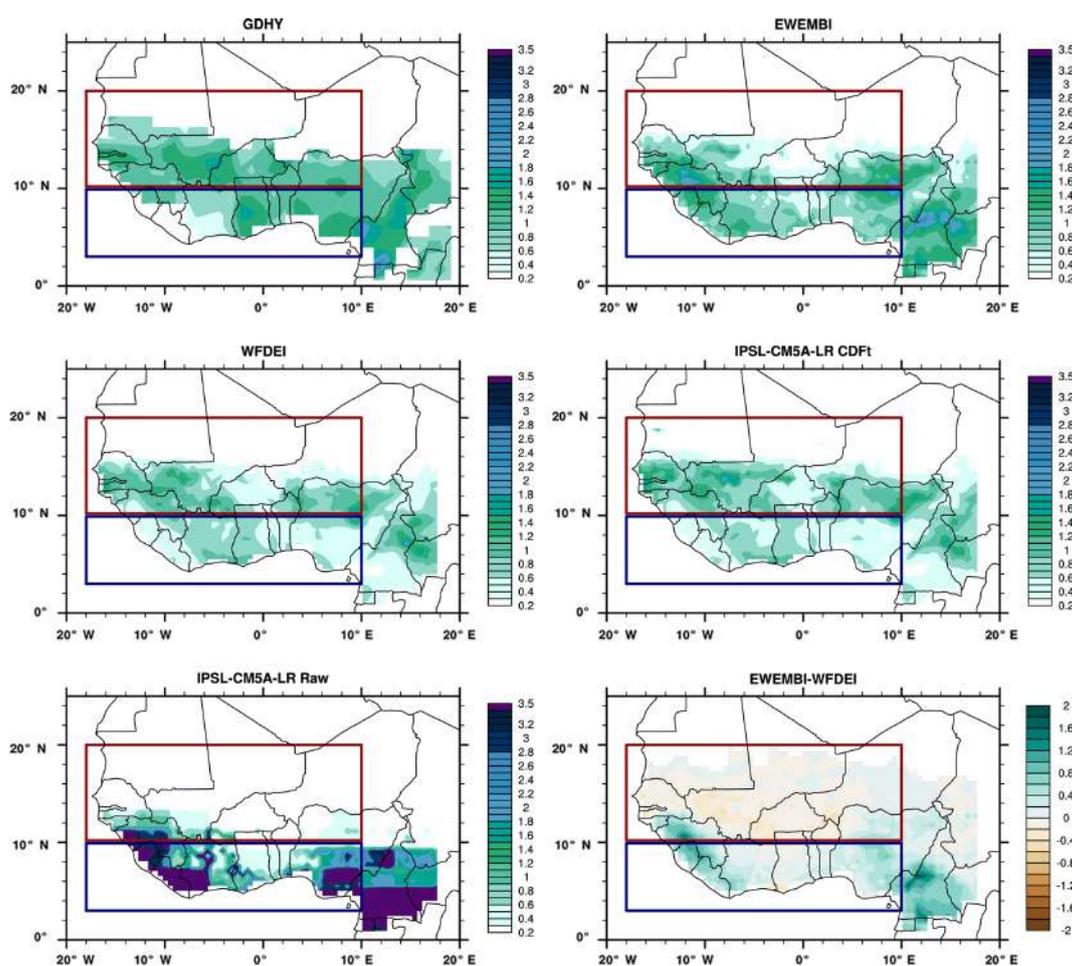


Figure 18. Temporal mean of maize yield (t ha^{-1}) for IPSL-raw, IPSL-CDF-t, WFDEI, EWEMBI, and GDHY over 1979–2001 and the difference between EWEMBI and WFDEI simulations. The boxes indicate the Sahel (18°W – 10°E ; 10° – 20°N) and Guinea (18°W – 10°E ; 3° – 10°N) regions.

rection and spatial and/or temporal dependences (see for instance Vrac and Friederichs, 2015, for a synthesis). Implementation of more sophisticated methods using multivariate correction is also ongoing.

This work constitutes a first step in producing bias-corrected datasets over Africa within AMMA-2050. An atlas is in preparation that will provide extensive results over Africa to the FCFA stakeholders and end-user communities. These communities will be accompanied by FCFA climate scientists in order to be aware of the way to use these data and their limitations.

Data availability. The ISIMIP Fast Track data are available at <https://doi.org/10.5880/PIK.2016.001> (Hempel et al., 2013b) and the EWEMBI dataset at <https://doi.org/10.5880/pik.2016.004> (Lange, 2016). The CDF-t bias-corrected CMIP5 data over Africa are available at <http://amma2050.ipsl.upmc.fr/>. To access the data, users must contact the lead author at moflod@locean-ipsl.upmc.fr.

The Supplement related to this article is available online at <https://doi.org/10.5194/esd-9-313-2018-supplement>.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. The research leading to these results has received partial funding from the NERC/DFID Future Climate For Africa programme under the AMMA-2050 project, grant number NE/M019934/1. The lead author has been also supported by IRD. Mathieu Vrac has been partly funded by the ANR StaRMIP project. We acknowledge the World Climate Research Programme’s Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for CMIP, and we thank the climate modelling groups (listed in Table 1 of this paper) for producing and making their model output available. For CMIP the US Department of Energy’s Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison

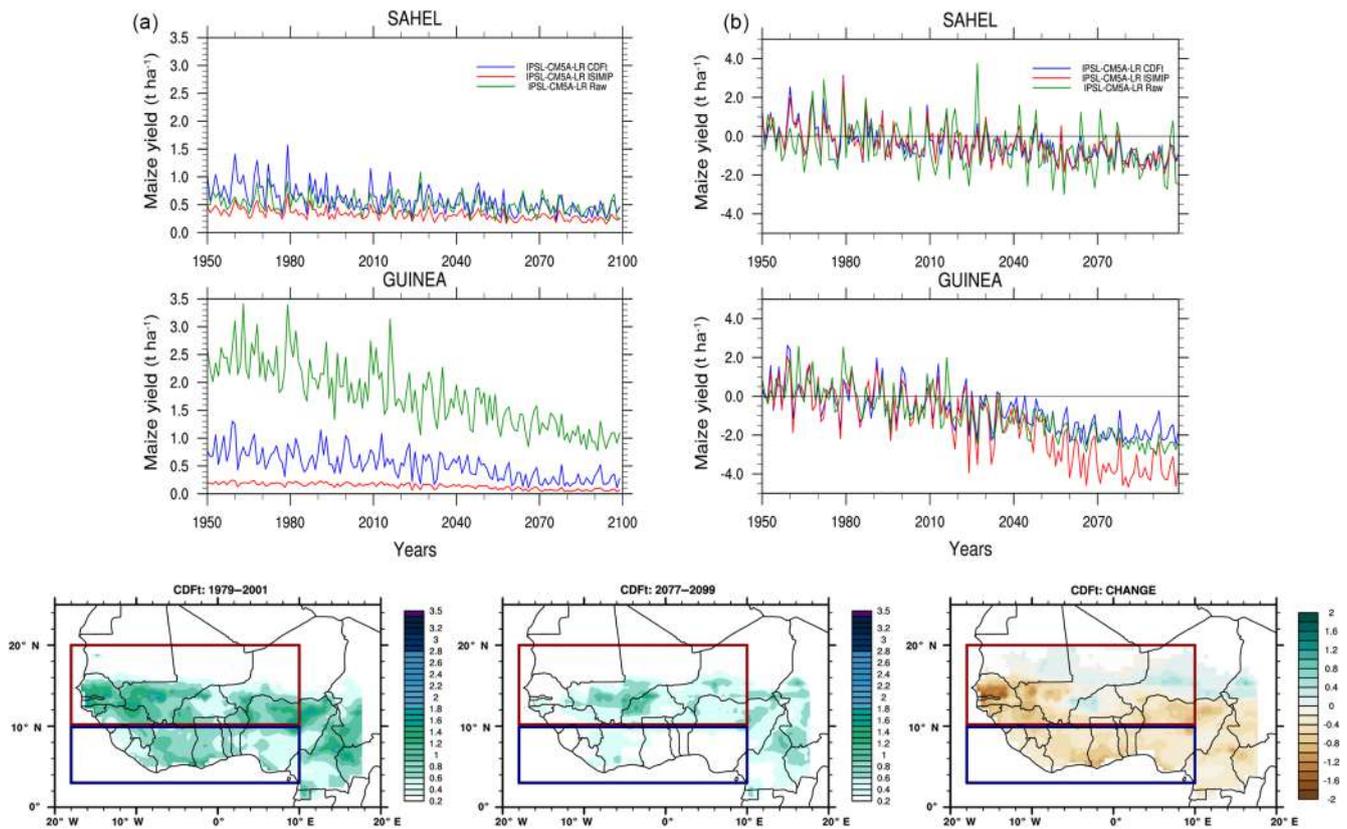


Figure 19. Time series of RCP8.5 projections of maize yields over the Sahel (18° W–10° E; 10–20° N) and Guinea (18° W–10° E; 3–10° N) areas (a) and standardized yield anomalies with respect to 1979–2001 (b), using IPSL-CM5A-LR raw data (green line), BC data with CDF-t (blue line), and ISIMIP BC data (red line) as forcing data. Maps show mean maize yields from CDF-t bias-corrected data over 1979–2001, 2077–2099, and their difference.

provides coordinating support and led development of software infrastructure in partnership with the Global Organization for Earth System Science Portals. The authors also thank the EU Watch project and its members for data availability and ISIMIP data.

Edited by: Somnath Baidya Roy

Reviewed by: Toshichika Iizumi and one anonymous referee

References

- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- Déqué, M.: Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario: model results and statistical correction according to observed values, *Global Planet. Change*, 57, 16–26, 2007.
- Dutra, E.: Report on the current state-of-the-art Water Resources Reanalysis, Tech. rep. D.5.1, Earth₂Observe, available at: http://earth2observe.eu/files/PublicDeliverables/D5.1_ReportontheWRR1tier1.pdf (last access: March 2018), 2015.
- Frieler, K., Lange, S., Piontek, F., Reyer, C. P. O., Schewe, J., Warszawski, L., Zhao, F., Chini, L., Denvil, S., Emanuel, K., Geiger, T., Halladay, K., Hurtt, G., Mengel, M., Murakami, D.,

- Ostberg, S., Popp, A., Riva, R., Stevanovic, M., Suzuki, T., Volkholz, J., Burke, E., Ciais, P., Ebi, K., Eddy, T. D., Elliott, J., Galbraith, E., Gosling, S. N., Hattermann, F., Hickler, T., Hinkel, J., Hof, C., Huber, V., Jägermeyr, J., Krysanova, V., Marcé, R., Müller Schmied, H., Mouratiadou, I., Pierson, D., Tittensor, D. P., Vautard, R., van Vliet, M., Biber, M. F., Betts, R. A., Bodirsky, B. L., Deryng, D., Frothing, S., Jones, C. D., Lotze, H. K., Lotze-Campen, H., Sahajpal, R., Thonicke, K., Tian, H., and Yamagata, Y.: Assessing the impacts of 1.5 °C global warming – simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b), *Geosci. Model Dev.*, 10, 4321–4345, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-4321-2017>, 2017.
- Hagemann, S., Chen, C., Haerter, J. O., Heinke, J., Gerten, D., and Piani, C.: Impact of a statistical bias correction on the projected hydrological changes obtained from three GCMs and two hydrology models, *J. Hydrometeorol.*, 12, 556–578, 2011.
- Hempel, S., Frieler, K., Warszawski, L., Schewe, J., and Piontek, F.: A trend-preserving bias correction – the ISI-MIP approach, *Earth Syst. Dynam.*, 4, 219–236, <https://doi.org/10.5194/esd-4-219-2013>, 2013a.
- Hempel, S., Frieler, K., Warszawski, L., Schewe, J., and Piontek, F.: Bias corrected GCM input data for ISIMIP Fast Track, GFZ Data Services, <https://doi.org/10.5880/PIK.2016.001>, 2013b.
- Iizumi, T., Yokozawa, M., Sakurai, G., Travasso, M. I., Romanenkov, V., Oettli, P., Newby, T., Ishigooka, Y., and Furuya, J.: Historical changes in global yields: major cereal and legume crops from 1982 to 2006, *Global Ecol. Biogeogr.*, 23, 346–357, 2014.
- Iizumi, T., Takikawa, H., Hirabayashi, Y., Hanasaki, N., and Nishimori, M.: Contributions of different bias-correction methods and reference meteorological forcing data sets to uncertainty in projected temperature and precipitation extremes, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, <https://doi.org/10.1002/2017JD026613>, in press, 2017.
- Kallache, M., Vrac, M., Naveau, P., and Michelangeli, P.-A.: Nonstationary probabilistic downscaling of extreme precipitation, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, D05113, <https://doi.org/10.1029/2010JD014892>, 2011.
- Kouressy, M., Dingkuhn, M., Vaksman, M., and Heinemann, A. B.: Adaptation to diverse semi-arid environments of sorghum genotypes having different plant type and sensitivity to photoperiod, *Agr. Forest Meteorol.*, 148, 357–371, 2008.
- Lange, S.: Earth2Observe, WFDEI and ERA-Interim data Merged and Bias-corrected for ISIMIP (EWEMBI), GFZ Data Services, <https://doi.org/10.5880/pik.2016.004>, 2016.
- Lange, S.: ISIMIP2 bias-correction fact sheet, <http://www.isimip.org> (last access: March 2018), 2017a.
- Lange, S.: Bias correction of surface downwelling longwave and shortwave radiation for the EWEMBI dataset, *Earth Syst. Dynam. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/esd-2017-81>, in review, 2017b.
- Lavaysse, C., Flamant, C., Janicot, S., Parker, D. J., Lafore, J.-P., Sultan, B., and Pelon, J.: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective, *Clim. Dynam.*, 33, 313–330, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0553-4>, 2009.
- Lavaysse, C., Vrac, M., Drobinski, P., Lengaigne, M., and Vischel, T.: Statistical downscaling of the French Mediterranean climate: assessment for present and projection in an anthropogenic scenario, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 651–670, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-651-2012>, 2012.
- Meehl, G. A., Boer, G. J., Covey, C., Latif, M., and Stouffer, R. J.: The coupled model intercomparison project (CMIP), *B. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 313–318, 2000.
- Michelangeli, P.-A., Vrac, M., and Loukos, H.: Probabilistic downscaling approaches: Application to wind cumulative distribution functions, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11708, <https://doi.org/10.1029/2009GL038401>, 2009.
- Moss, R. H., Edmonds, J. A., Hibbard, K. A., Manning, M. R., Rose, S. K., Van Vuuren, D. P., Carter, T. R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant, J. P., and Wilbanks, J.: The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature*, 463, 747–756, 2010.
- Oettli, P., Sultan, B., Baron, C., and Vrac, M.: Are regional climate models relevant for crop yield prediction in West Africa?, *Environ. Res. Lett.*, 6, 014008, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/6/1/014008>, 2011.
- Roehrig, R., Bouniol, D., Guichard, F., Hourdin, F., and Redelsperger, J.-L.: The present and future of the West African monsoon: a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect, *J. Climate*, 26, 6471–6505, 2013.
- Ruane, A. C., Goldberg, R., and Chryssanthacopoulos, J.: Climate forcing datasets for agricultural modeling: Merged products for gap-filling and historical climate series estimation, *Agr. Forest Meteorol.*, 200, 233–248, 2015.
- Stackhouse Jr., P. W., Gupta, S. K., Cox, S. J., Zhang, T., Mikovitz, J. C., and Hinkelman, L. M.: The NASA/GEWEX surface radiation budget release 3.0: 24.5-year dataset, *GEWEX News*, 21, 10–12, 2011.
- Sultan, B. and Janicot, S.: The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon, *J. Climate*, 16, 3407–3427, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<3407:TWAMDP>2.0.CO;2), 2003.
- Sultan, B., Roudier, P., Quirion, P., Alhassane, A., Muller, B., Dingkuhn, M., Ciais, P., Guimberteau, M., Traore, S., and Baron, C.: Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in the Sudanian and Sahelian savannas of West Africa, *Environ. Res. Lett.*, 8, 014040, <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014040>, 2013.
- Taylor, K. E.: Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 106, 7183–7192, 2001.
- Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A.: An Overview of CMIP5 and the Experiment Design, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>, 2012.
- Vautard, R., Noël, T., Li, L., Vrac, M., Martin, E., Dandin, P., Cattiaux, J., and Jousaume, S.: Climate variability and trends in downscaled high-resolution simulations and projections over Metropolitan France, *Clim. Dynam.*, 41, 1419–1437, 2013.
- Vigaud, N., Vrac, M., and Caballero, Y.: Probabilistic downscaling of GCM scenarios over southern India, *Int. J. Climatol.*, 33, 1248–1263, 2013.
- Vrac, M. and Friederichs, P.: Multivariate-intervariable, spatial, and temporal-bias correction, *J. Climate*, 28, 218–237, 2015.
- Vrac, M., Drobinski, P., Merlo, A., Herrmann, M., Lavaysse, C., Li, L., and Somot, S.: Dynamical and statistical downscaling of the French Mediterranean climate: uncertainty assessment, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2769–2784, <https://doi.org/10.5194/nhess-12-2769-2012>, 2012.

- Vrac, M., Noël, T., and Vautard, R.: Bias correction of precipitation through Singularity Stochastic Removal: Because occurrences matter, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 121, 5237–5258, <https://doi.org/10.1002/2015JD024511>, 2016.
- Weedon, G. P., Gomes, S., Viterbo, P., Shuttleworth, W. J., Blyth, E., Österle, H., Adam, J., Bellouin, N., Boucher, O., and Best, M.: Creation of the WATCH forcing data and its use to assess global and regional reference crop evaporation over land during the twentieth century, *J. Hydrometeorol.*, 12, 823–848, 2011.
- Weedon, G. P., Balsamo, G., Bellouin, N., Gomes, S., Best, M. J., and Viterbo, P.: The WFDEI meteorological forcing data set: WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim re-analysis data, *Water Resour. Res.*, 50, 7505–7514, 2014.

7.2 TRAVAIL COMPLÉMENTAIRE

7.2.1 Dépendance entre la température et les précipitations sahéliennes

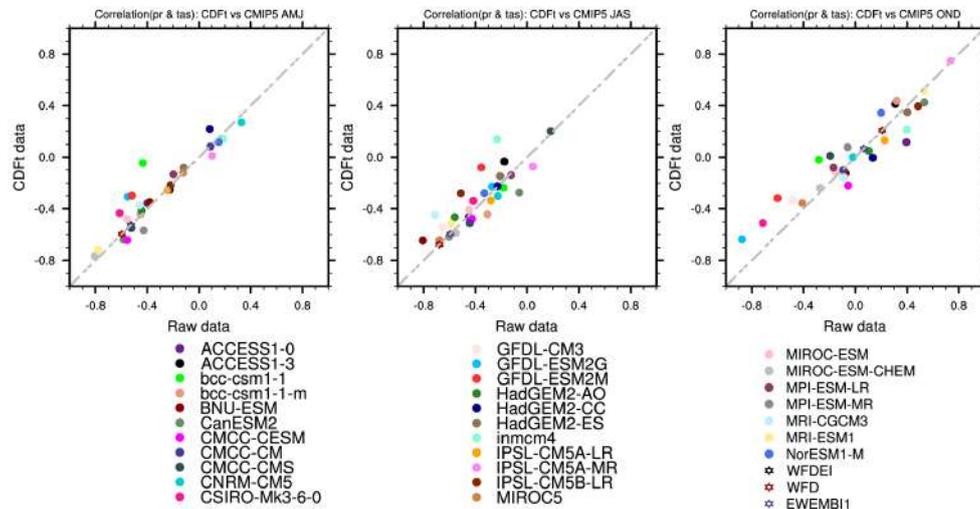


FIGURE 7.1 – Nuages des points des corrélations temporelles entre les indices régionaux de températures et de précipitations sur l’Afrique de l’ouest croisant les données des modèles bruts (abscisse) et des modèles corrigés (ordonnée) pour chacune des 3 saisons pour 29 GCMs. Les résultats issus des 3 jeux observations (WFD, WFDEI et EWEMBI) ont été ajoutés aux graphes.

Nous avons discuté à la section 2.2.6.1 du fait que nous avons utilisé la méthode CDF-t de manière indépendante pour chacune des six variables, tandis que des méthodes de correction de biais utilisant des statistiques bivariées commencent à être disponibles, ce qui devrait bien fonctionner pour reconstruire une dépendance inter-variable plus proche de celle des observations. Nous vérifions dans cette section comment les corrélations temporelles et spatiales entre la température de surface (tas) et les précipitations (pr) sur l’Afrique de l’Ouest sont modifiées ou non par la correction de biais CDF-t. La Figure 7.1 montre les corrélations temporelles entre la moyenne saisonnière des températures et précipitations sur l’Afrique de l’Ouest croisant les modèles bruts (axe des abscisses) et CDF-t corrigés (axe des ordonnées) pour les 29 GCMs pendant trois saisons. WFD, WFDEI et EWEMBI sont également tracés (EWEMBI et WFDEI sont superposés). Les points sous (au-dessus) de la bissectrice signifient que la corrélation tas-pr est plus élevée (plus basse) pour les données corrigées par la CDF-t. En ce qui concerne les corrélations temporelles, les points des différents GCMs sont globalement bien alignés le long de la bissectrice, ce qui signifie qu’il n’y a pas de changement significatif dans l’ensemble des modèles. Un peu plus de modèles ont une corrélation plus faible qu’une corrélation plus élevée. Il est également intéressant de considérer le signe et la force de la corrélation en fonction du GCM. En AMJ et JAS, WFD, WFDEI et EWEMBI ont des corrélations respectives de $-0.5/-0.6$ et $-0.6/-0.7$ (variabilité opposée entre tas et pr sur 1979-2001) et $+0.0/+0.2$ à OND (le champ des précipitations a de très faibles valeurs sur l’Afrique de l’Ouest pendant cette saison). D’autre part, les MCG montrent des valeurs de corrélation très dispersées allant de -0.8 à $+0.4$ en AMJ, de -0.8 à $+0.2$ en JAS et de -0.9 à $+0.7$ en OND, aussi bien pour les données brutes que pour les données corrigées du biais CDF-t.

7.2.2 Les projections climatiques

Les analyses précédentes nous ont montré la bonne représentation de certains indicateurs climatiques à l’issue de la correction sur la période historique mais elles ne permettent pas de

répondre à certaines interrogations liées à l'évolution des extrêmes climatiques sur l'Afrique de l'ouest. En effet, les événements extrêmes impactent considérablement les populations. Selon le dernier rapport du GIEC (2013), le réchauffement actuel et la variabilité accrue des précipitations sont susceptibles d'être aggravés dans le futur avec de grandes variations régionales et différents degrés de confiance. Dans certaines régions du monde, le réchauffement observé aurait des conséquences notables telles que les inondations et la sécheresse particulièrement en Afrique de l'ouest qui se manifesterait par une augmentation de l'occurrence des événements extrêmes. Dans cette section, nous analysons les changements observés sur l'Afrique de l'ouest concernant certains indicateurs climatiques.

7.2.2.1 Moyenne saisonnière

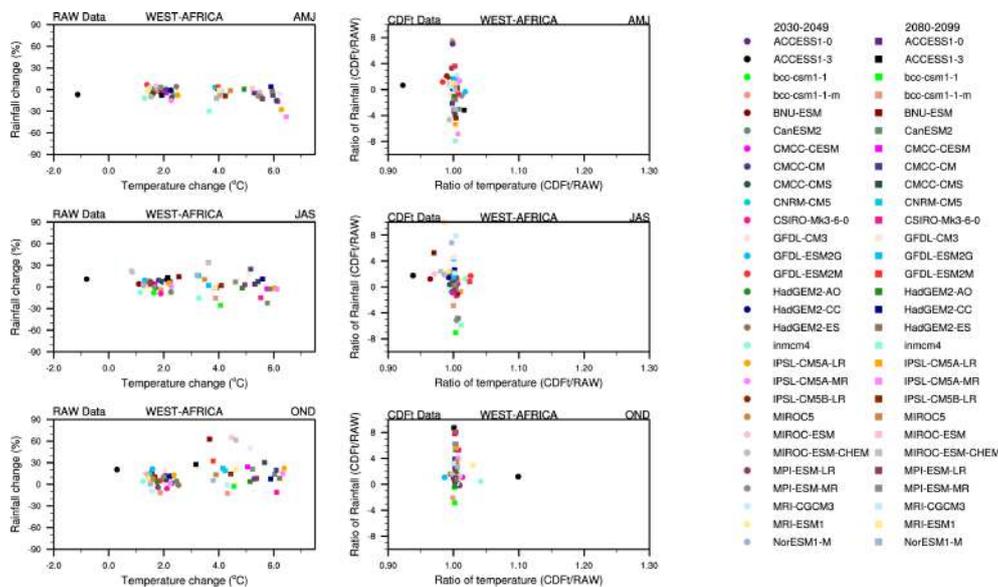


FIGURE 7.2 – Changement de température et de précipitations simulés sur l'Afrique de l'ouest (colonne de gauche) et rapport entre le changement après la correction avec CDF-t et les données brutes. Les cercles correspondent aux changements à moyen terme (2030-2049) et les carrés correspondent au changement à long terme (2080-2099).

La Figure 7.2 montre les changements futurs simulés en température et précipitations par l'ensemble des modèles de climat à moyen terme (2030-2049) et long terme (2080-2099), sous le scénario RCP 8.5. Dans les données brutes, l'ensemble des modèles prévoit un changement à moyen terme en température estimé autour 2° C sur les trois saisons à l'exception du modèles ACCESS1-3 où une diminution est observée (1.2° C au printemps et 1° C en été). A long terme, ce changement excéderait les 4° C sur l'Afrique de l'ouest et atteindrait la valeur de 6° C pour les simulations IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5A-MR. Cependant, les changements en précipitations varieraient entre ±30% de la moyenne pluviométrique actuelle pendant le printemps. Une dispersion est observée sur l'été et l'automne avec des modèles qui prévoient parfois des changements supérieurs à 30%. Par exemple, les modèles MIROC-ESM et MIROC-ESM-CHEM donnent respectivement un changement de 32% et 33% en été et plus de 60% en automne. Ces signaux de précipitations sont renforcés à l'issue de la correction entrainant une forte dispersion sur les 3 saisons. Les changements après la correction seraient 8 fois supérieurs aux changements des modèles bruts pour les modèles les plus humides. En revanche, les changements seraient conservés après la correction.

7.2.2.2 Amplitude des évènements extrêmes (R95p)

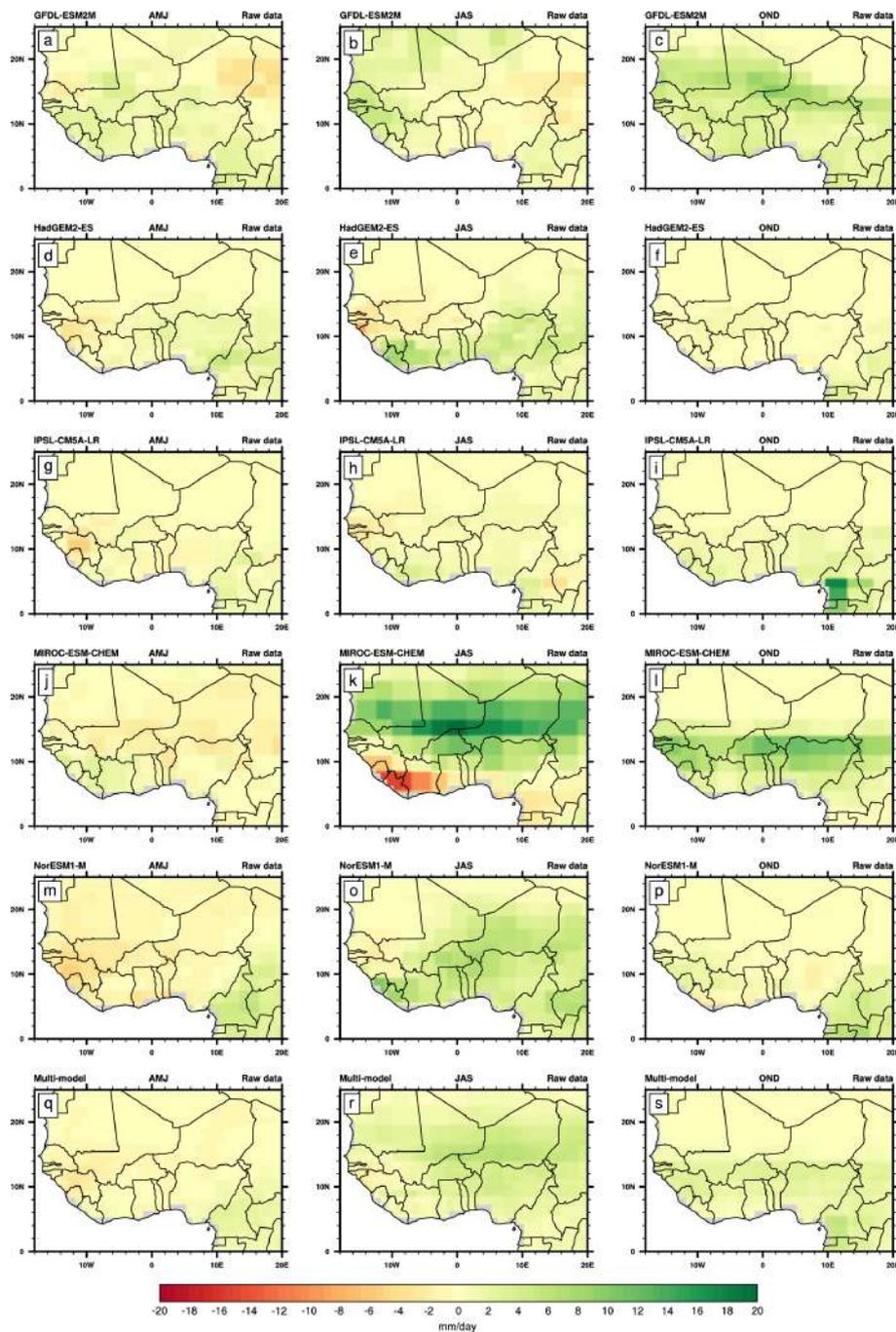


FIGURE 7.3 – Changements du 95^{ème} percentile des précipitations quotidiennes projetées, selon le scénario RCP8.5, pour les modèles bruts sur l’Afrique de l’ouest pour la période 2077-2099 par rapport à 1979-2001 sur 3 saisons. Le multi-modèle est obtenu en moyennant les 5 modèles de climat.

La Figure 7.3 montre les changements futurs simulés par l’ensemble des modèles de climat non corrigés, sous le scénario RCP 8.5, pour le 95^{ème} percentile des champs de précipitations pour la période 2070-2099 par rapport à la période présente 1979-2001. Au printemps, une augmentation du 95^{ème} percentile est notée pour certaines régions du Sahel et sur la côte guinéenne pour le modèle GFDL-ESM2M, en particulier sur le Mali, le Burkina-Faso, le sud du Niger, la Guinée, la Côte d’Ivoire où cette augmentation est d’environ 2 mm/jour. Des augmentations sont également montrées par HadGEM2-ES sur le Nord du Bénin, sur le Nigéria, par MIROC-ESM-CHEM sur la Côte d’Ivoire et le sud de la Guinée et par NorESM1-M sur le Cameroun. IPSL-CM5A-LR et

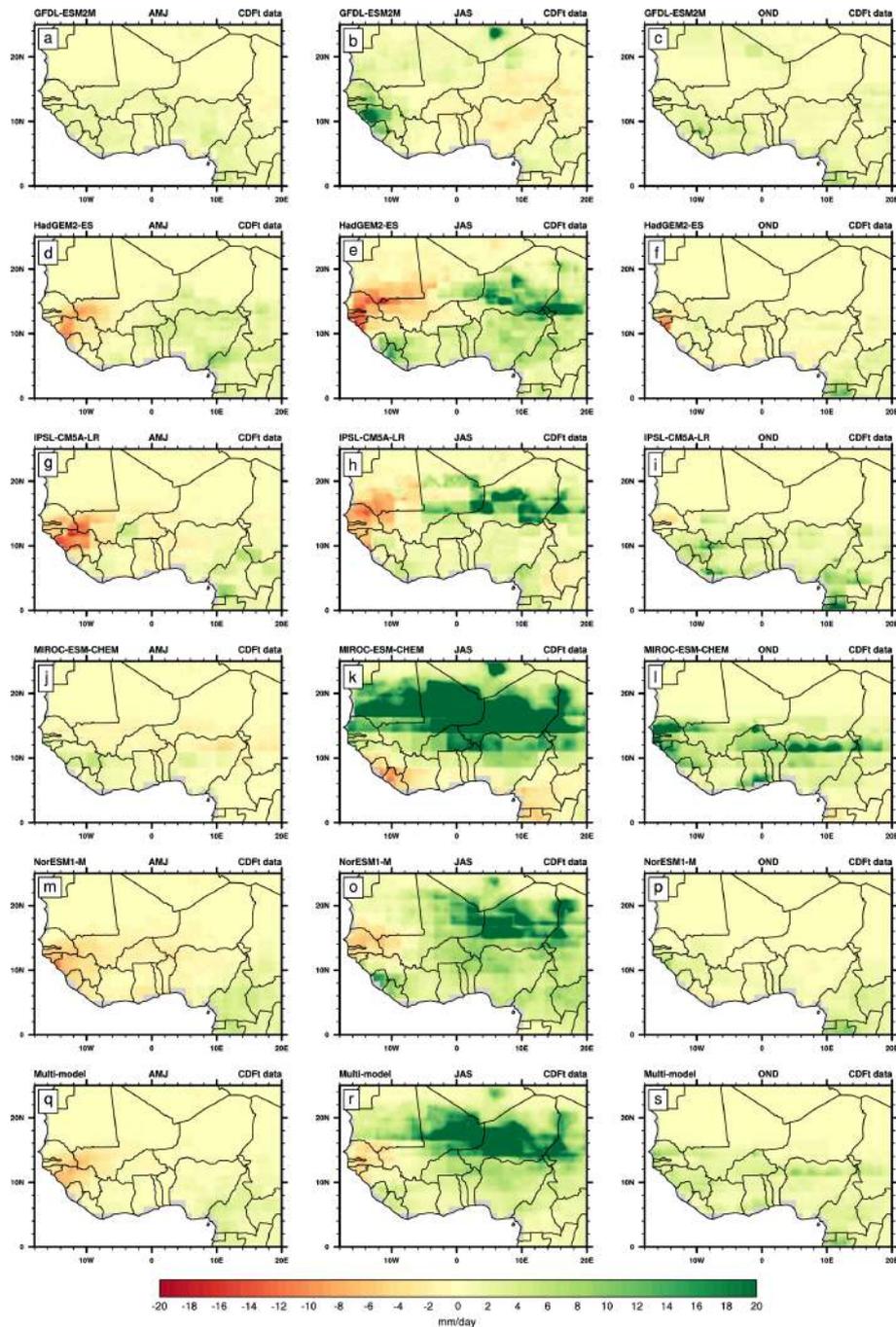


FIGURE 7.4 – Idem que la Figure 7.3 mais pour les modèles corrigés avec CDF-t.

NorESM1-M présentent une baisse sur la quasi-totalité de l’Afrique de l’ouest tandis que cette baisse est localisée uniquement sur le Sahel pour MIROC-ESM-CHEM et sur le Sahel ouest pour GFDL-ESM2M et HadGEM2-ES.

Pendant la saison estivale (JAS), GFDL-ESM2M montre une augmentation sur le Sahel ouest et une diminution sur le Sahel Est, alors que HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR et NorESM1-M présentent des signaux inverses. MIROC-ESM-CHEM quant à lui présente une forte augmentation sur la zone sahélo-saharienne (avec des valeurs supérieures à 10 mm/jour) et une forte diminution sur l’ouest de la Côte d’Ivoire, la Sierra-Léone et le sud-ouest de la Guinée. En automne, GFDL-ESM2M montre une augmentation du 95^{ème} percentile sur toutes la région ouest-africaine. Pour HadGEM2-ES, cette augmentation est localisée sur le sud Mali et le Burkina-Faso

tandis que NorESM1-M la localise un peu plus à l'ouest. MIROC-ESM-CHEM et IPSL-CM5A-LR prévoient également une augmentation sur le Sahel et la côte guinéenne mais avec une extension plus faible dans IPSL-CM5A-LR. Quand on passe au multi-modèle, ces différences se compensent pour donner une baisse sur la quasi-totalité de la zone ouest-africaine au printemps, alors qu'en été, on note une augmentation. Si nous les comparons aux signaux observés dans les modèles corrigés avec CDF-t, on observe des différences importantes. L'ensemble des modèles présentent un dipôle est-ouest dans les structures obtenues avec une forte variabilité à l'exception de MIROC-ESM-CHEM dans lequel, on observe un dipôle sud-nord aussi bien au printemps qu'en été (Figure 7.3). Cependant, GFDL-ESM2M présente une augmentation à l'ouest et une baisse à l'est alors que, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR et NorESM1-M présentent des signaux inversés.

7.2.3 La production de la 2^{ème} base de données corrigées en utilisant les données de référence EWEMBI

La publication d'une version améliorée de données de référence (EWEMBI) a nécessité la production d'une 2^{ème} base de données corrigées. Pour élaborer cette base de données la méthode CDF-t a été appliquée à l'ensemble des GCMs utilisés dans la version précédente sur la période 1950-2099 pour l'Afrique. Pour le faire, les données issues des GCMs ont été interpolées à la grille 0.5° x 0.5° en utilisant la méthode d'interpolation bilinéaire pour la température moyenne de l'air près de la surface (tas), la température maximale de l'air (tasmax), la température minimale de l'air (tasmin), le rayonnement de surface à ondes courtes en surface, - vitesse du vent en surface (sfcWind) et humidité spécifique (huss); et le «*conservative remapping*» pour la précipitation (pr). Pour cette version, la CDF-t a été appliquée en se référant aux données EWEMBI (Frieler *et al.*, 2017). L'ensemble de données EWEMBI est identique à l'ensemble de données WFDEI, à l'exception du rayonnement de surface à ondes courtes de surface, dont les données ont été améliorées (Frieler *et al.*, 2017; Lange, 017b). Cette base de données a été publiée et référencée sous le DOI : <http://dx.doi.org/10.14768/06337394-73A9-407C-9997-0E380DAC5594>.

7.2.4 Exemples d'applications

7.2.4.1 La production de l'atlas des métriques AMMA-2050

L'un des objectifs du projet AMMA-2050 est l'amélioration de la compréhension du climat ouest-africain dans le contexte du changement climatique. Pour atteindre cet objectif, les participants au projet ont fourni un ensemble d'informations actualisées sur le changement climatique en Afrique de l'Ouest et son influence sur le climat de cette région dans les décennies à venir. Ces informations ont été élaborées par l'ensemble des chercheurs participant au projet AMMA-2050 et se fondent sur la base de données corrigées par la méthode CDF-t en se référant aux données WFDEI. Elles ont été regroupées dans une série d'atlas dont chacun s'adresse à une région, un mois ou une saison spécifique (Voir <http://www.amma2050.org/content/climate-metrics> pour plus de détails). La Figure 7.5 issue de l'atlas des métriques montre l'exemple de l'évolution de la date de déclenchement de la mousson dans les modèles sur la période 2040-2059 par rapport à la période de référence 1950-2000 pour différents scénarios. Elle montre d'une façon générale, un retard de 2 à 5 jours dans le déclenchement de la mousson dans la plupart des modèles de climat.

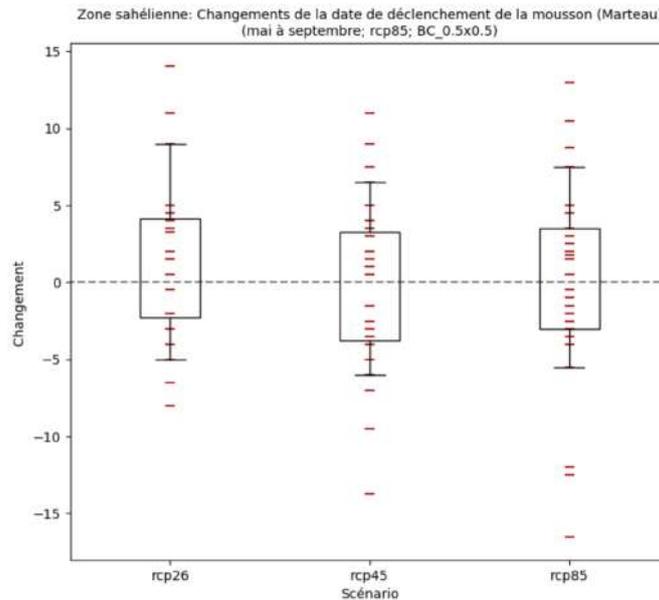


FIGURE 7.5 – Boîte à moustache de la variation absolue de la date de déclenchement de la mousson (indice de Marteau *et al.* (2010)) pour la période 2040-2059 (par rapport à la période 1950-2000) pour la saison de Mai à Septembre.

7.2.4.2 La mise à disposition de service web pour les participants au projet AMMA-2050 : cas du portail RCP-Agro <http://retd1.teledetection.fr/climap/proj/>

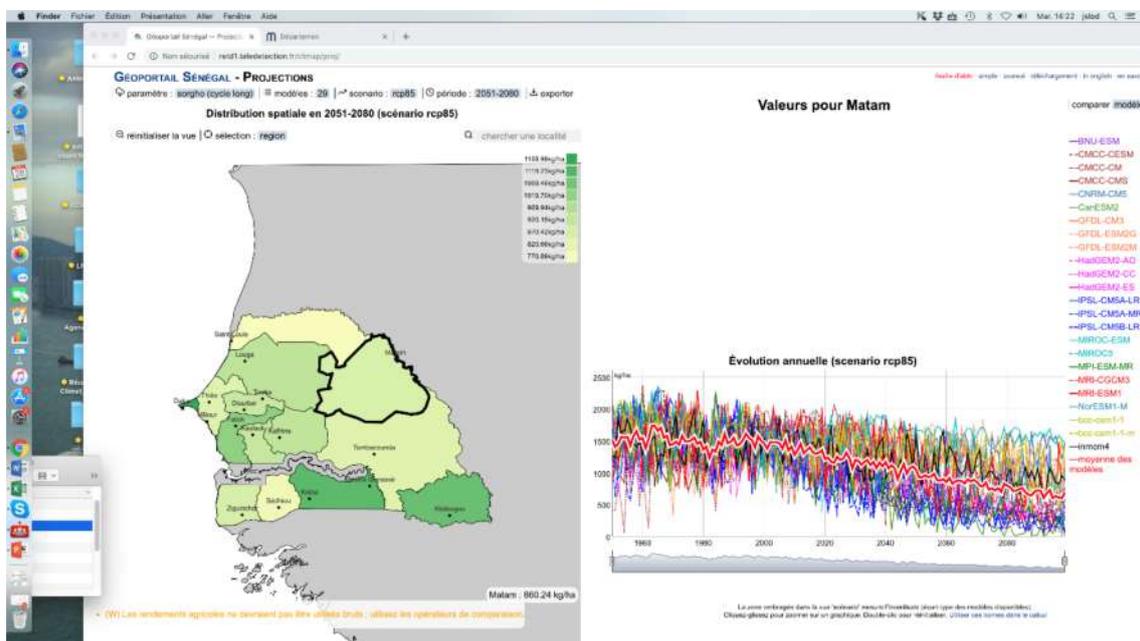


FIGURE 7.6 – Interface du portail d’expérimentation agro <http://retd1.teledetection.fr/climap/proj/>. Le cas présenté ici est le cas de la région de Matam au Nord-Est du Sénégal délimitée par le contour épais noir. A gauche : la distribution spatiale sous le scénario RCP8.5 (2051-2080) du Sorgho (cycle long) ; A droite : Evolution temporelle des rendements de Sorgho (cycle long) sur la période récente et dans les projections climatiques pour les modèles individuels et le multi-modèle. Les courbes de rendements ont été obtenues par moyenne géographique sur la région de Matam.

La base de données corrigées (version EWEMBI) a également été utilisée comme données de forçage pour le modèle d’impact SARRA-O dans le cadre du projet AMMA-2050. De nombreux ensembles de simulations ont été réalisés. Certains résultats issus de ces simulations ont été

publiés dans Famien *et al.* (2018). Afin de faciliter l'accès à ces résultats et pour promouvoir le projet, un portail web a été mis en place. Ce portail propose pour différentes zones du Sénégal les ensembles de projections climatiques des différentes variables météorologiques corrigées ainsi que des rendements agronomiques pour différents types de culture. Il a été présenté à l'ensemble des participants en phase d'expérimentation, incluant les acteurs du terrain du Sénégal (Figure 7.6), et a eu beaucoup de succès. A ce jour, une mise à jour est en cours de réalisation et permettra d'intégrer l'ensemble des résultats issus du projet sur l'Afrique de l'Ouest.

7.2.4.3 Autres exemples d'applications

Cette base de données a également été utilisée dans plusieurs travaux de recherche dont la liste non exhaustive est présentée dans le Tableau 7.1.

7.3 SYNTHÈSE DU CHAPITRE

L'objectif de ce travail a été d'une part, d'étudier et analyser l'évolution à court et long terme du climat ouest-africain sur la base des sorties de GCMs corrigées par la méthode CDFt et d'autre part, de regarder l'impact de la correction de biais sur les rendements agricoles. Pour réaliser ce travail de correction de biais, nous avons utilisé la base de données WFDEI comme données de référence. Cependant, une inter-comparaison entre 3 jeux d'observations (WFD, WFDEI et EWEMBI) a été effectuée. Elle révèle des différences importantes observées dans ces données particulièrement sur le rayonnement solaire. Les performances de la méthode ont été évaluées de plusieurs manières. Premièrement, différentes données corrigées sur la base de périodes de calibration différentes (1979-1996, 1996-2013 et 1979-2013) ont été comparées aux observations afin d'évaluer la sensibilité de la méthode au choix de la période de calibration. L'étude de sensibilité a montré que la réduction du biais est plus importante en utilisant la période de calibration 1979-2013. Deuxièmement, nous avons comparé les sorties corrigées avec CDFt et celles obtenues avec la méthode de correction de biais utilisée dans le cadre du projet ISIMIP qui elle utilise l'ancienne version des données WATCH comme données de référence. Cette comparaison a été effectuée à partir de quelques indicateurs agro-climatiques. Elle montre que la CDFt corrige bien la moyenne climatologique et préserve la tendance des modèles. Par contre, certaines différences apparaissent lorsqu'elle est comparée à la méthode utilisée dans le projet ISIMIP et montrent que la qualité de la correction est fortement liée aux données de référence. Finalement, plusieurs simulations d'impacts ont été effectuées à partir des sorties corrigées CDFt, ISIMIP, des observations et sont comparées entre elles. Les simulations d'impact montrent une baisse des rendements agricoles d'ici 2099 et que cette baisse est sensible aux données d'entrée.

TABLEAU 7.1 – Liste des utilisateurs de la base de données corrigées AMMA-2050.

Users name	Project or Institut	Type of use
Amit Kumar Srivastava	Institute of Crop Science and Resource Conservation (University of Bonn)	Crop modelling and impact assessment
Anne Gobin	Flemish Institute for Technological Research : Mol, Belgium	
Benjamin Sultan	AMMA-2050	Crop modelling and impact assessment
Berenger Koffi	PhD Student/Université Jean Lorougnon Guede de Daloa (Côte d'Ivoire)	Climat change impacts on water resources in the Lobo river (Ivory coast)
Dave Rowell	AMMA-2050, HyCRISTAL CI4Tea	Climate metrics atlas
Dimitri Defrance	AMMA-2050	Crop modelling and impact assessment
Gode Bola	PhD Student/University of Kinshasa	Climat change impacts on water resources in the Congo Basin
Kathryn Nicklin	AMMA-2050	Crop modelling and impact assessment
Marco Gaetani	LABEL-IPSL	ToE detection
Marie-Jeanne SAMBOU	ACASIS	Variability of high impact event over Senegal
Nathan J. Rickards	AMMA-2050	Hydrology
Neha Mittal	HyCRISTAL CI4Tea project	Climate metrics for tea stakeholders
Ponnambalam Rameshwaran	AMMA-2050	Hydrology
Sandrine Combere	ACASIS	

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail de thèse visait les objectifs suivants :

1. Comprendre la variabilité des pluies ouest-africaines à l'échelle décennale à multi-décennale ;
2. Évaluer la capacité des modèles de climat à reproduire cette variabilité et les mécanismes associés ;
3. Contribuer à l'analyse des mécanismes associés aux projections climatiques ouest-africaines sur le 21^{ème} siècle ;
4. Effectuer la correction de biais des modèles et leur application pour la quantification de l'évolution des rendements agricoles.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons eu recours à plusieurs bases de données dont des jeux de données d'observations (CRU, ERA-Interim, ERA20CM, HadISST, WFD, WFDEI, EWEMBI et GEWEX/SRB), et à la base de données des modèles du projet CMIP5. Notre démarche s'est organisée dans une approche statistique et diagnostique autour de quatre points essentiels. Dans un premier temps, il s'est agi pour nous de déterminer les modes de covariations SST-Précipitations aux échelles décennale et multi-décennale afin d'identifier les modes océaniques pouvant aider à comprendre les variations de la mousson ouest-africaine, ce en combinant analyses conjointes par SVD, EOF et régression. En deuxième lieu, nous avons identifié des indices régionaux caractéristiques de la dynamique atmosphérique continentale liée à la dépression thermique saharienne et la dépression thermique d'Arabie afin d'évaluer par une méthodologie similaire le rôle de ces facteurs dynamiques sur la variabilité des précipitations ouest-africaines. En troisième lieu, nous avons analysé, toujours avec la même méthodologie, l'évolution long-terme de la mousson africaine et les différentes trajectoires prises au sein de l'ensemble des modèles de climat dans les projections climatiques, en y ajoutant un point d'investigation sur les extrêmes pluviométriques. Enfin, nous avons appliqué des corrections de biais sur les sorties quotidiennes des modèles CMIP5 et pu ainsi quantifier l'évolution à venir des rendements agricoles en Afrique et la sensibilité liée à ces corrections. Les principales conclusions auxquelles nous sommes parvenus au terme de ce travail de thèse sont listées ci-dessous :

- L'analyse des liens SST-MAO à travers la SVD et l'ACP a permis de déterminer trois modes décennaux océaniques (AMO, IPO et IDV) dont l'influence sur les pluies de mousson a été établie dans les observations. Par ailleurs l'examen de la dynamique atmosphérique régionale a mis en évidence la DTS et la DTA dont l'évolution modifient de façon significative la circulation atmosphérique régionale aussi bien dans la tendance long-terme qu'à l'échelle décennale. Ces différents modes détectés ont ensuite été examinés pour les modèles CMIP5 dans les simulations de contrôle préindustrielles (une référence de la variabilité interne de chaque modèle) et dans les simulations historiques. Ces analyses d'évaluation des modes

océaniques de variabilité décennale (AMO, IPO et IDV) et des modes atmosphériques sahariens (DTS et DTA) ont permis de mettre en évidence les similarités entre les structures simulées de ces sources de variabilité et celles des observations. En revanche, la structure de ces sources de variabilité et l'amplitude de leurs signaux restent un challenge pour les modèles de climat, en particulier pour le mode IDV. L'utilisation des diagrammes de Taylor a permis de fournir une évaluation de synthèse des performances des modèles dans la représentation de ces différentes sources de variabilité. Ils montrent une surestimation de la variabilité dans la plupart des modèles. Enfin, un classement des modèles, prenant en compte tous les paramètres climatiques ayant été évalués, a permis de montrer que la moyenne multi-modèle détient le meilleur score d'évaluation en été et se positionne en 4^{ème} et 6^{ème} place au printemps et en automne respectivement.

- L'évaluation du rôle des SST sur la mousson d'été ouest-africaine à l'échelle décennale à travers une analyse en SVD a montré que les modèles CMIP5 reproduisent correctement les modes dominants de covariabilité dans les simulations de contrôle avec des structures de SST cohérentes par rapport à celles déduites des observations, avec cependant pour la plupart une sous-estimation de la fraction de covariance expliquée. En revanche, dans les simulations historiques, l'analyse en SVD produit des résultats moins robustes rendant plus délicat la mise en évidence des liens décennaux entre les SST et les précipitations ouest-africaines.
- L'analyse de l'influence de l'AMO sur la mousson africaine montre que les modèles reproduisent en moyenne des réponses en précipitations plus ou moins correctes sur l'Afrique de l'Ouest selon les modes. La réponse en précipitation à l'indice de l'AMO est cohérente avec les observations avec cependant une structure zonale située plus au Sud dans les deux types de simulations et des amplitudes moins importantes par rapport aux observations. Cette structure zonale de précipitation est liée au déplacement latitudinal de la ZCIT qui entraîne l'advection du flux d'humidité sur le continent et renforce les précipitations sur la région ouest-africaine. Par ailleurs, l'intensification du signal historique par rapport au signal de contrôle, en particulier pour les SST de l'Atlantique tropical nord et les précipitations sahéliennes, suggère l'existence d'un forçage externe d'origine anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle, en particulier la diminution de la concentration d'aérosols de pollution industrielle dans l'atmosphère à partir de la deuxième moitié du 20^{ème} siècle.
- L'examen de l'influence de l'IPO dans les modèles CMIP5 montrent pour la plupart d'entre eux une réponse en précipitation cohérente avec leur structure atmosphérique correspondante. Une phase chaude de l'IPO entraîne un déficit pluviométrique sur la région ouest-africaine. Cette baisse des précipitations en Afrique de l'ouest s'explique par une perturbation de la circulation zonale de Walker lors des phases chaudes de l'IPO avec une inhibition de la convection sur l'Afrique et l'océan Indien et une intensification de la convection sur l'océan Pacifique tropical. Les simulations historiques montrent une réponse de leur circulation à grande échelle cohérente avec celle des simulations de contrôle, signant ainsi une variabilité décennale naturelle dominante.
- Sur l'océan Indien, les structures de SST associées à l'indice de l>IDV montrent des anomalies positives similaires à l'IPO dans les simulations de contrôle, mais globalement positives sur tous les bassins dans les simulations historiques suggérant un possible lien de ce mode avec le mode AMO et IPO. Dans les simulations de contrôle, une phase positive de l>IDV produit un déficit de précipitation sur l'Afrique de l'Ouest à travers un renforcement de la subsidence sur l'Afrique de l'Ouest et de la convergence sur le Pacifique. Dans les simulations historiques les forçages dynamiques associés à une phase positive de l>IDV restituent mal la subsidence et les baisses des précipitations ouest-africaines vues dans les obser-

vations et dans les simulations de contrôle. L'impact de ce forçage se limite au domaine régional Pacifique-Indien et est faible et peu robuste dans l'Afrique. L'inversion du signal dans les simulations forcées et sa limitation spatiale peut éventuellement s'expliquer par le déphasage entre l>IDV et l'IPO à partir des années 1980 lié à l'augmentation des gaz à effets de serre.

- Nous avons exploré également l'influence simultanée des trois bassins océaniques sur les pluies de mousson. Cette analyse a montré d'une part que le mode AMO est quasiment indépendant des deux autres modes dans les observations et dans les simulations de contrôle, et plus fortement corrélés dans les simulations historiques. Une augmentation des précipitations sahéliennes est nette pour des combinaisons « AMO chaud et IPO froid - IDV froid » (et la combinaison opposée), dans les observations et dans la majorité des simulations de contrôle avec des amplitudes plus faibles. En revanche, les combinaisons « AMO chaud et IPO chaud - IDV chaud » (et la combinaison opposée), favorisent une atténuation du signal de pluie induit par la phase de l'AMO, entraînant parfois une inversion de ce signal. Ainsi on peut suggérer que l'impact des modes océaniques sur les pluies sahéliennes à l'échelle décennale, qui est net dans les observations sur la période 1901-2005, résulte fortement de phasages favorables entre ces modes océaniques. Dans les simulations historiques, on a en moyenne comme dans le multi-modèle de contrôle un impact pluviométrique des combinaisons « favorables » des modes AMO, IPO et IDV, mais avec une structuration des champs pluviométriques plus faible.
- L'examen de l'influence des trois modes océaniques détectés pour les saisons de printemps et d'automne montre que dans les observations les structures de SST des trois modes océaniques sont similaires à celles de l'été pour ces deux autres saisons avec des signaux un peu plus nets en automne. Ici également, le multi-modèle historique présente des structures de poids plus forts que dans les simulations de contrôle suggérant comme pour l'été, l'existence d'un forçage externe anthropique venant se superposer à la variabilité décennale naturelle de l'AMO, possiblement liée à l'évolution des émissions en aérosols sulfatés. Pour une phase positive de l'IPO, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des excédents au printemps et des déficits en automne. Les simulations produisent cependant des champs différents, avec un dipôle zonal de pluie (déficit à l'ouest, excédent à l'est) au printemps et de forts excédents en automne. Comme pour l'été, la variabilité naturelle interne reste dominante, par contre les téléconnexions de grande échelle sont moins fortes qu'en été rendant plus faible le contrôle de l'IPO sur les précipitations ouest-africaines pour ces deux saisons. Enfin, pour une phase positive de l>IDV, les champs d'anomalies de précipitations dans les observations montrent des déficits assez généralisés au printemps et localisés sur la côte guinéenne et l'Afrique centrale en automne. Les simulations présentent une similarité assez modérée au printemps, et au contraire des anomalies positives de précipitations en automne.
- L'analyse du rôle de la dynamique atmosphérique régionale a permis de montrer à l'échelle de la variabilité décennale, que dans la période historique des observations, l'AMO a un très fort impact à la fois sur les précipitations sahéliennes et sur les températures et les basses pressions sahariennes, une phase positive de l'AMO induisant une hausse des températures au-dessus de Sahara et un creusement de la DTS et de la DTA, conduisant à un renforcement des pluies sur le Sahel. Ceci a pour conséquence de produire une corrélation positive entre la DTS et les précipitations sahéliennes dans les observations et les simulations historiques, que l'on considère surestimée car cela n'est pas présent dans les simulations de contrôle. Ceci ne reflète donc pas la réalité de la dynamique atmosphérique associée qui ne montre pas de relation significative entre DTS et précipitations sahéliennes, et s'oppose à nombre de résultats publiés dans la littérature scientifique. Par ailleurs, la mise en évidence du rôle majeur de la DTA, dont le renforcement favorise le transport du

flux d'humidité à l'intérieur du continent et un excédent de précipitations sur l'ensemble de la zone sahélienne, est un résultat nouveau, qui ressort des simulations de contrôle et des simulations historiques, même après élimination de l'influence de l'AMO. Ceci incite donc à la prudence dans les interprétations des relations aux échelles décennales entre la dynamique des basses pressions sahariennes et la mousson ouest-africaine en été. Finalement, la variabilité décennale des pluies au Sahel, une fois éliminée l'influence de l'AMO (et aussi des deux autres modes IPO et IDV), apparaît pilotée principalement, pour la zone « Sahel Est » par l'activité de la DTA, et pour la zone « Sahel Ouest » par la structure de dipôle méridien de température sur l'Atlantique intertropical.

- L'étude de l'évolution long-terme de la mousson d'Afrique de l'Ouest dans les modèles CMIP5 sur la période 1901-2099 à travers une analyse en SVD a montré que les modèles reproduisent des modes dominants de covariabilité faisant ressortir des structures de précipitations assez différentes d'un modèle à un autre sur l'Afrique de l'ouest dans un contexte de réchauffement climatique. On montre ainsi la nécessité de ne pas se limiter à l'analyse de la moyenne multi-modèle, contrairement à de nombreux travaux qui se basent sur le dipôle pluviométrique sahélien comme structure moyenne unique qui émerge à la fin du siècle. Nous avons déconstruit cette structure moyenne en 5 groupes discriminés en fonction d'une dynamique d'échelles globales ou régionales. L'analyse des trajectoires des modèles dans le plan des observations montre que cette diversité de structure de précipitations prend des directions diverses au cours du 21^{ème} siècle, et que la période de transition des années 1990 peut déjà traduire l'empreinte du changement climatique.
- L'examen des tendances des événements extrêmes dans les projections climatiques et leurs relations avec certains facteurs de forçage d'échelle régionale montre une tendance à la hausse de l'intensité des facteurs de forçage sur le Sahel pendant le 21^{ème} siècle, et une contribution de plus en plus accrue des pluies extrêmes dans le cumul total des pluies sur cette région, globalement corrélée positivement avec l'intensification de ces facteurs de forçage. Ainsi malgré le fait que les modèles de climat ne simulent pas de manière réaliste les interactions entre la convection de méso-échelle et la dynamique atmosphérique environnante, on peut quand même obtenir des relations diagnostiques modérément robustes (suivant les modèles) par des indicateurs dynamiques et thermodynamiques de grande échelle.
- Enfin, nous avons étudié l'évolution à court et long terme du climat ouest-africain sur la base des sorties des modèles CMIP5 corrigées par la méthode CDF-t et nous avons quantifié l'impact de ces corrections de biais sur les rendements agricoles. Les résultats montrent que la CDF-t corrige bien la moyenne climatologique et préserve la tendance des modèles. Par contre, certaines différences apparaissent lorsqu'elle est comparée à la méthode utilisée dans le projet ISIMIP et montrent que la qualité de la correction est fortement liée aux données de référence. Ainsi nous avons effectué plusieurs simulations d'impact agronomique à partir des sorties corrigées CDF-t et ISIMIP, et de plusieurs jeux d'observations, qui ont été comparées entre elles. Ces simulations montrent une baisse des rendements agricoles d'ici la fin du siècle et montrent que cette baisse est sensible aux données d'entrée. Ces résultats sont nettement mis évidence lorsque nous examinons les résultats issus de la correction de biais s'appuyant sur la base de données EWEMBI.

PERSPECTIVES

Les perspectives envisageables au terme de ce travail de thèse concernent plusieurs axes importants :

La poursuite des analyses de la variabilité pluviométrique sur le printemps et l'automne

Le Chapitre 4 a initié l'étude de la variabilité décennale à multi-décennale des précipitations en Afrique de l'ouest pour les saisons de printemps et d'automne, et de l'influence des trois modes de variabilité océaniques. On pourrait étendre cette analyse en y intégrant l'étude des processus atmosphériques liés à la zone dépressionnaire continentale, et en examinant les évolutions long-terme des projections climatiques

L'approfondissement de l'analyse du rôle de la DTA

Le Chapitre 5 a mis en évidence le rôle majeur de la DTA dans la variabilité décennale des précipitations sahéniennes indépendamment de facteurs externes comme l'AMO, et la surestimation probable de la DTS. De plus la variabilité décennale des pluies au Sahel apparaît pilotée principalement, pour la zone « Sahel Est » par l'activité de la DTA, et pour la zone « Sahel Ouest » par la structure de dipôle méridien de température sur l'Atlantique intertropical. Des études plus fines de processus sur la dynamique de la DTA et des tests de sensibilité ciblés sur ses couplages avec l'advection de vapeur d'eau et l'équilibre radiatif pourraient être développées pour mieux quantifier le rôle de la DTA sur la mousson africaine.

L'analyse de la prévision décennale

En Afrique de l'Ouest, l'économie des pays est fortement tributaire des fluctuations du climat de cette région. Le développement de services climatiques comporte un potentiel important pour les stratégies d'adaptation. Jusqu'à maintenant les efforts se sont portés sur la prévision saisonnière et sur les projections climatiques. La prévision décennale, qui va au-delà de la prévision interannuelle jusqu'à la décennie ou plus, est aussi une échelle de temps qui intéresse les décideurs publics, et le développement de protocoles de modélisation adaptés est en pleine émergence depuis l'expérience CMIP5. L'Afrique de l'ouest est une région privilégiée dans ce contexte, vu en particulier l'impact des modes océaniques de variabilité décennale comme l'AMO. Nous avons montré dans le Chapitre 4 que l'impact que l'AMO sur les pluies sahéniennes peut être modulé significativement par le phasage avec les autres modes océaniques. On pourrait explorer les conséquences de ces combinaisons de modes océaniques sur les performances des prévisions décennales par des expériences de sensibilité par bassin océanique.

Méthodes de corrections de biais multivariées appliquées sur les nouvelles simulations CMIP6

Le Chapitre 7 a montré la nécessité d'effectuer des corrections de biais sur les sorties de modèles climatiques afin de produire des simulations d'impacts réalistes. La méthode utilisée effectuait des corrections, variable par variable. Des méthodes bivariées se développent actuellement car il est nécessaire, comme on l'a observé par exemple, de pouvoir corriger conjointement précipitation et température. Ce type de méthodes pourraient être appliqué aux nouvelles simulations de l'exercice CMIP6 sur l'Afrique.

Evolution des précipitations extrêmes dans les projections climatiques

Le Chapitre 7 a montré l'augmentation de la contribution de la part des extrêmes de pluies sur le Sahel en été dans les projections climatiques et leurs liens avec des facteurs de forçages régionaux. Cependant les modèles de climat ne simulent pas de manière réaliste les systèmes de convection de méso-échelle. L'utilisation de modèles beaucoup mieux adaptés représentant de manière explicite les processus de convection (comme le modèle CP4 développé dans le projet du FCFA/UK) doivent être exploités pour pouvoir mieux quantifier l'évolution de ces phénomènes sous la contrainte du changement climatique, mais aussi mieux répondre aux questions d'attribution du changement climatique lors d'évènements extrêmes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Ackerley D., Booth B. B., Knight S. H., Highwood E. J., Frame D. J., Allen M. R. et Rowell D. P.** 2011. Sensitivity of twentieth-century Sahel rainfall to sulfate aerosol and CO₂ forcing. *Journal of Climate*, 24(19) : 4999–5014.
- Alexander M. A., Kilbourne K. H. et Nye J. A.** 2014. Climate variability during warm and cold phases of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) 1871–2008. *Journal of Marine Systems*, 133 : 14–26.
- Ba J., Keenlyside N. S., Latif M., Park W., Ding H., Lohmann K., Mignot J., Menary M., Otterå O. H., Wouters B. et al.** 2014. A multi-model comparison of Atlantic multidecadal variability. *Climate dynamics*, 43(9-10) : 2333–2348.
- Bader J.** 2003. The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 30(22).
- Bader J. et Latif M.** 2005. North Atlantic Oscillation response to anomalous Indian Ocean SST in a coupled GCM. *Journal of climate*, 18(24) : 5382–5389.
- Baines P. G. et Folland C. K.** 2007. Evidence for a rapid global climate shift across the late 1960s. *Journal of Climate*, 20(12) : 2721–2744.
- Baron C., Sultan B., Balme M., Sarr B., Traore S., Lebel T., Janicot S. et Dingkuhn M.** 2005. From GCM grid cell to agricultural plot : scale issues affecting modelling of climate impact. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, 360(1463) : 2095–2108.
- Berg A., Lintner B., Findell K. et Giannini A.** 2017. Soil moisture influence on seasonality and large-scale circulation in simulations of the West African monsoon. *Journal of Climate*, 30(7) : 2295–2317.
- Bi E. G., Gachon P., Vrac M. et Monette F.** 2017. Which downscaled rainfall data for climate change impact studies in urban areas? Review of current approaches and trends. *Theoretical and applied climatology*, 127(3-4) : 685–699.
- Biasutti M.** 2013. Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive : FORCED RAINFALL TRENDS IN THE SAHEL. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(4) : 1613–1623.
- Biasutti M. et Giannini A.** 2006. Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophysical Research Letters*, 33(11) : L11706.
- Biasutti M., Held I. M., Sobel A. H. et Giannini A.** 2008. SST forcings and Sahel rainfall variability in simulations of the twentieth and twenty-first centuries. *Journal of Climate*, 21(14) : 3471–3486.

- Biasutti M., Sobel A. H. et Camargo S. J.** 2009. The role of the Sahara low in summertime Sahel rainfall variability and change in the CMIP3 models. *Journal of Climate*, 22(21) : 5755–5771.
- Booth B. B., Dunstone N. J., Halloran P. R., Andrews T. et Bellouin N.** 2012. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*, 484(7393) : 228.
- Burpee R. W.** 1972. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1) : 77–90.
- Caminade C., Terray L. et Maisonnave E.** 2006. West African monsoon response to greenhouse gas and sulphate aerosol forcing under two emission scenarios. *Climate dynamics*, 26(5) : 531–547.
- Carlson A. E., Ullman D. J., Anslow F. S., He F., Clark P. U., Liu Z. et Otto-Bliesner B. L.** 2012. Modeling the surface mass-balance response of the Laurentide Ice Sheet to Bølling warming and its contribution to Meltwater Pulse 1A. *Earth and Planetary Science Letters*, 315 : 24–29.
- Chadwick R.** 2016. Which aspects of CO₂ forcing and SST warming cause most uncertainty in projections of tropical rainfall change over land and ocean? *Journal of Climate*, 29(7) : 2493–2509.
- Chalmers N., Highwood E. J., Hawkins E., Sutton R. et Wilcox L. J.** 2012. Aerosol contribution to the rapid warming of near-term climate under RCP 2.6. *Geophysical Research Letters*, 39(18).
- Charney J. G.** 1975. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428) : 193–202.
- Chauvin F., Roehrig R. et Lafore J.-P.** 2010. Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes. *Journal of Climate*, 23(10) : 2544–2561.
- Chiang J. C. et Friedman A. R.** 2012. Extratropical cooling, interhemispheric thermal gradients, and tropical climate change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 40.
- Cook K. H.** 1999. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of climate*, 12(5) : 1165–1184.
- Cook K. H.** 2008. Climate science : the mysteries of Sahel droughts. *Nature Geoscience*, 1(10) : 647.
- Cook K. H. et Vizy E. K.** 2015. Detection and analysis of an amplified warming of the Sahara Desert. *Journal of Climate*, 28(16) : 6560–6580.
- Dai A.** 2013. The influence of the inter-decadal Pacific oscillation on US precipitation during 1923–2010. *Climate dynamics*, 41(3-4) : 633–646.
- Dai A., Fyfe J. C., Xie S.-P. et Dai X.** 2015. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability. *Nature Climate Change*, 5(6) : 555.
- Dalu G. A., Gaetani M., Lavaysse C., Flamant C., Evan A. T. et Baldi M.** 2018. Simple solutions for the summer shallow atmospheric circulation over North Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(712) : 765–779.

- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N. et Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656) : 553–597.
- Delworth T. L. et Mann M. E. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16(9) : 661–676.
- Déqué M. 2007. Frequency of precipitation and temperature extremes over France in an anthropogenic scenario : model results and statistical correction according to observed values. *Global and Planetary Change*, 57(1) : 16–26.
- Deser C. et Phillips A. 2017. An overview of decadal-scale sea surface temperature variability in the observational record. *CLIVAR Exchanges/PAGES Magazine joint issue on Decadal Climate Variability*, 25(1).
- Deser C., Phillips A. S. et Hurrell J. W. 2004. Pacific interdecadal climate variability : Linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *Journal of Climate*, 17(16) : 3109–3124.
- Diallo I., Giorgi F., Deme A., Tall M., Mariotti L. et Gaye A. T. 2016. Projected changes of summer monsoon extremes and hydroclimatic regimes over West Africa for the twenty-first century. *Climate dynamics*, 47(12) : 3931–3954.
- Diatta S. et Fink A. H. 2014. Statistical relationship between remote climate indices and West African monsoon variability. *International Journal of Climatology*, 34(12) : 3348–3367.
- Dieppois B., Durand A., Fournier M., Diedhiou A., Fontaine B., Massei N., Nouaceur Z. et Sebag D. 2014. Low-frequency variability and zonal contrast in Sahel rainfall and Atlantic sea surface temperature teleconnections during the last century. *Theoretical and Applied Climatology*, 121(1-2) : 139–155.
- Dingkuhn M., Baron C., Bonnal V., Maraun F., Sarr B., Sultan B., Clopes A. et Forest F. 2003. Decision support tools for rainfed crops in the Sahel at the plot and regional scales. *Decision support tools for smallholder agriculture in Sub-Saharan Africa : A practical guide*, pages 127–39.
- Dixon R. D., Daloz A. S., Vimont D. J. et Biasutti M. 2017. Saharan heat low biases in CMIP5 models. *Journal of Climate*, 30(8) : 2867–2884.
- Dixon R. D., Vimont D. J. et Daloz A. S. 2018. The relationship between tropical precipitation biases and the Saharan heat low bias in CMIP5 models. *Climate dynamics*, 50(9-10) : 3729–3744.
- Donat M. G., Lowry A. L., Alexander L. V., O’Gorman P. A. et Maher N. 2016. More extreme precipitation in the world’s dry and wet regions. *Nature Climate Change*, 6(5) : 508.
- Dong B. et Dai A. 2015. The influence of the interdecadal Pacific oscillation on temperature and precipitation over the globe. *Climate dynamics*, 45(9-10) : 2667–2681.

- Dong B. et Sutton R.** 2015. Dominant role of greenhouse-gas forcing in the recovery of Sahel rainfall. *Nature Climate Change*, 5(8) : 757.
- Dong L. et McPhaden M. J.** 2017. Why has the relationship between Indian and Pacific Ocean decadal variability changed in recent decades? *Journal of Climate*, 30(6) : 1971–1983.
- Dong L., Zhou T., Dai A., Song F., Wu B. et Chen X.** 2016. The footprint of the inter-decadal Pacific oscillation in Indian Ocean sea surface temperatures. *Scientific reports*, 6 : 21251.
- Dutra E.** 2015. Report on the current state-of-the-art Water Resources Reanalysis. Technical report, Tech. Rep. D.
- Edwards P. N.** 2011. History of climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Climate Change*, 2(1) : 128–139.
- Enfield D. B., Mestas-Nuñez A. M. et Trimble P. J.** 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10) : 2077–2080.
- Evan A. T. et Flamant C.** 2014. Water vapor in the Saharan Heat Low : A theory of interannual to decadal scale variability in the summertime circulation over West Africa.
- Famien A. M., Janicot S., Ochou A. D., Vrac M., Defrance D., Sultan B. et Noel T.** 2018. A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method—a contribution to agricultural impact studies. *Earth System Dynamics*, 9(1) : 313.
- Fasullo J.** 2012. A mechanism for land–ocean contrasts in global monsoon trends in a warming climate. *Climate dynamics*, 39(5) : 1137–1147.
- Field C. B., Barros V., Stocker T. F. et Dahe Q.** 2012. *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation : special report of the intergovernmental panel on climate change*. Cambridge University Press.
- Flohn H.** 1964. *Investigations on the tropical easterly jet*. Dümmler.
- Folland C. K., Boucher O., Colman A. et Parker D. E.** 2018. Causes of irregularities in trends of global mean surface temperature since the late 19th century. *Science advances*, 4(6) : eaao5297.
- Folland C. K., Palmer T. N. et Parker D. E.** 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901–85. *Nature*, 320(6063) : 602.
- Fontaine B., Gaetani M., Ullmann A. et Roucou P.** 2011. Time evolution of observed July–September sea surface temperature–Sahel climate teleconnection with removed quasi-global effect (1900–2008). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D4).
- Fontaine B., Garcia-Serrano J., Roucou P., Rodriguez-Fonseca B., Losada T., Chauvin F., Gervois S., Sijikumar S., Ruti P. et Janicot S.** 2010. Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon : observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations. *Climate Dynamics*, 35(1) : 95–114.
- Friedman A. R., Hwang Y.-T., Chiang J. C. et Frierson D. M.** 2013. Interhemispheric temperature asymmetry over the twentieth century and in future projections. *Journal of Climate*, 26(15) : 5419–5433.

- Frieler K., Lange S., Piontek F., Reyer C. P., Schewe J., Warszawski L., Zhao F., Chini L., Denvil S., Emanuel K. et al.** 2017. Assessing the impacts of 1.5 C global warming—simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b). *Geoscientific Model Development*, 10(12) : 4321.
- Fu Q., Liou K., Cribb M., Charlock T. et Grossman A.** 1997. Multiple scattering parameterization in thermal infrared radiative transfer. *Journal of the atmospheric sciences*, 54(24) : 2799–2812.
- Gaetani M., Flamant C., Bastin S., Janicot S., Lavaysse C., Hourdin F., Braconnot P. et Bony S.** 2017. West African monsoon dynamics and precipitation : the competition between global SST warming and CO₂ increase in CMIP5 idealized simulations. *Climate dynamics*, 48(3-4) : 1353–1373.
- Gaetani M., Fontaine B., Roucou P. et Baldi M.** 2010. Influence of the Mediterranean Sea on the West African monsoon : Intraseasonal variability in numerical simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D24).
- Giannini A.** 2010. Mechanisms of climate change in the semiarid African Sahel : the local view. *Journal of Climate*, 23(3) : 743–756.
- Giannini A. et Kaplan A.** 2018. The role of aerosols and greenhouse gases in Sahel drought and recovery. *Climatic Change*, pages 1–18.
- Giannini A. et Kaplan A.** 2019. The role of aerosols and greenhouse gases in Sahel drought and recovery. *Climatic change*, 152(3-4) : 449–466.
- Giannini A., Salack S., Lodoun T., Ali A., Gaye A. et Ndiaye O.** 2013. A unifying view of climate change in the Sahel linking intra-seasonal, interannual and longer time scales. *Environmental Research Letters*, 8(2) : 024010.
- Giannini A., Saravanan R. et Chang P.** 2003. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science (New York, N.Y.)*, 302(5647) : 1027–1030.
- Gupta A. S., Jourdain N. C., Brown J. N. et Monselesan D.** 2013. Climate drift in the CMIP5 models. *Journal of Climate*, 26(21) : 8597–8615.
- Gupta A. S., Muir L. C., Brown J. N., Phipps S. J., Durack P. J., Monselesan D. et Wijffels S. E.** 2012. Climate drift in the CMIP3 models. *Journal of Climate*, 25(13) : 4621–4640.
- Haarsma R. J., Selten F. M., Weber S. L. et Kliphuis M.** 2005. Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. *Geophysical Research Letters*, 32(17).
- Hagos S. M. et Cook K. H.** 2008. Ocean warming and late-twentieth-century Sahel drought and recovery. *Journal of Climate*, 21(15) : 3797–3814.
- Han W., Meehl G. A., Hu A., Alexander M. A., Yamagata T., Yuan D., Ishii M., Pegion P., Zheng J., Hamlington B. D. et al.** 2014a. Intensification of decadal and multi-decadal sea level variability in the western tropical Pacific during recent decades. *Climate dynamics*, 43(5-6) : 1357–1379.
- Han W., Vialard J., McPhaden M. J., Lee T., Masumoto Y., Feng M. et de Ruijter W. P.** 2014b. Indian Ocean Decadal Variability : A Review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(11) : 1679–1703.

- Han W., Vialard J., McPhaden M. J., Lee T., Masumoto Y., Feng M. et De Ruijter W. P.** 2014c. Indian Ocean decadal variability : A review. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(11) : 1679–1703.
- Hannachi A., Jolliffe I. et Stephenson D.** 2007. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science : A review. *International journal of climatology*, 27(9) : 1119–1152.
- Harris I., Jones P., Osborn T. et Lister D.** 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology*, 34(3) : 623–642.
- He J. et Soden B. J.** 2015. Anthropogenic weakening of the tropical circulation : The relative roles of direct CO2 forcing and sea surface temperature change. *Journal of Climate*, 28(22) : 8728–8742.
- Hersbach H., Peubey C., Simmons A., Berrisford P., Poli P. et Dee D.** 2015. ERA-20CM : A twentieth-century atmospheric model ensemble. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691) : 2350–2375.
- Hodson D. L. R., Sutton R. T., Cassou C., Keenlyside N., Okumura Y. et Zhou T.** 2010. Climate impacts of recent multidecadal changes in Atlantic Ocean Sea Surface Temperature : a multimodel comparison. *Climate Dynamics*, 34(7-8) : 1041–1058.
- Huffman G. J., Adler R. F., Morrissey M. M., Bolvin D. T., Curtis S., Joyce R., McGavock B. et Susskind J.** 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of hydrometeorology*, 2(1) : 36–50.
- Hulme M. et Tosdevin N.** 1989. The tropical easterly jet and Sudan rainfall : a review. *Theoretical and applied climatology*, 39(4) : 179–187.
- Iizumi T., Takikawa H., Hirabayashi Y., Hanasaki N. et Nishimori M.** 2017. Contributions of different bias-correction methods and reference meteorological forcing data sets to uncertainty in projected temperature and precipitation extremes. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*.
- Iizumi T., Yokozawa M., Sakurai G., Travasso M. I., Romanenkov V., Oettli P., Newby T., Ishigooka Y. et Furuya J.** 2014. Historical changes in global yields : major cereal and legume crops from 1982 to 2006. *Global ecology and biogeography*, 23(3) : 346–357.
- Janicot S., Gaetani M., Hourdin F., Giannini A., Biasutti M., Mohino E., Xue Y., Boone A., Gaye A., Salack S. et al.** 2015. The recent partial recovery in sahel rainfall : a fingerprint of greenhouse gases forcing. *Gewex News*, 27 : 11–4.
- Janicot S., Trzaska S. et Pocard I.** 2001. Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics*, 18(3-4) : 303–320.
- Joly M. et Voltaire A.** 2009. Influence of ENSO on the West African monsoon : temporal aspects and atmospheric processes. *Journal of Climate*, 22(12) : 3193–3210.
- Joly M., Voltaire A., Douville H., Terray P. et Royer J.-F.** 2007. African monsoon teleconnections with tropical SSTs : validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics*, 29(1) : 1–20.
- Joshi M. K. et Kucharski F.** 2017. Impact of Interdecadal Pacific Oscillation on Indian summer monsoon rainfall : an assessment from CMIP5 climate models. *Climate Dynamics*, 48(7) : 2375–2391.

- Joshi M. K. et Rai A.** 2015. Combined interplay of the Atlantic multidecadal oscillation and the interdecadal Pacific oscillation on rainfall and its extremes over Indian subcontinent. *Climate Dynamics*, 44(11-12) : 3339–3359.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., Dreyfus G., Falourd S., Hoffmann G., Minster B., Nouet J., Barnola J.-M., Chappellaz J. et al.** 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800,000 years. *science*, 317(5839) : 793–796.
- Kaiser H. F.** 1960. The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and psychological measurement*, 20(1) : 141–151.
- Kallache M., Vrac M., Naveau P. et Michelangeli P.-A.** 2011. Nonstationary probabilistic downscaling of extreme precipitation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 116(D5).
- Keenlyside N. S., Ba J., Mecking J., Omrani N.-E., Latif M., Zhang R. et Msadek R.** 2016. North Atlantic multi-decadal variability—mechanisms and predictability. In *Climate change : Multidecadal and beyond*, pages 141–157. World Scientific.
- Knight J. R., Folland C. K. et Scaife A. A.** 2006. Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Kossin J., Knapp K., Vimont D., Murnane R. et Harper B.** 2007. A globally consistent reanalysis of hurricane variability and trends. *Geophysical Research Letters*, 34(4).
- Kouressy M., Dingkuhn M., Vaksman M. et Heinemann A. B.** 2008. Adaptation to diverse semi-arid environments of sorghum genotypes having different plant type and sensitivity to photoperiod. *Agricultural and Forest Meteorology*, 148(3) : 357–371.
- Krishnamurthy L. et Krishnamurthy V.** 2016. Decadal and interannual variability of the Indian Ocean SST. *Climate dynamics*, 46(1-2) : 57–70.
- Krishnamurti T.** 1971. Tropical east-west circulations during the northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8) : 1342–1347.
- Lange S.** 2017a. ISIMIP2 bias-correction fact sheet.
- Lange S.** 2017b. Bias correction of surface downwelling longwave and shortwave radiation for the EWEMBI dataset. *Earth System Dynamics Discussions*, 2017 : 1–30.
- Lavaysse C., Flamant C., Evan A., Janicot S. et Gaetani M.** 2015. Recent climatological trend of the Saharan heat low and its impact on the West African climate. *Climate Dynamics*.
- Lavaysse C., Flamant C. et Janicot S.** 2010. Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmospheric Science Letters*, 11(4) : 255–264.
- Lavaysse C., Flamant C., Janicot S., Parker D. J., Lafore J.-P., Sultan B. et Pelon J.** 2009. Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective. *Climate Dynamics*, 33(2-3) : 313–330.
- Lebel T. et Ali A.** 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2) : 52–64.
- Liu Y., Chiang J. C., Chou C. et Patricola C. M.** 2014. Atmospheric teleconnection mechanisms of extratropical North Atlantic SST influence on Sahel rainfall. *Climate dynamics*, 43(9-10) : 2797–2811.

- Liu Z.** 2012. Dynamics of interdecadal climate variability : A historical perspective. *Journal of Climate*, 25(6) : 1963–1995.
- Lorenz E. N.** 1956. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction.
- Lu J.** 2009. The dynamics of the Indian Ocean sea surface temperature forcing of Sahel drought. *Climate dynamics*, 33(4) : 445–460.
- Mann M. E.** 2004. On smoothing potentially non-stationary climate time series : ON SMOOTHING CLIMATE TIME SERIES. *Geophysical Research Letters*, 31(7) : n/a–n/a.
- Mantua N. J., Hare S. R., Zhang Y., Wallace J. M. et Francis R. C.** 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6) : 1069–1079.
- Maraun D., Wetterhall F., Ireson A., Chandler R., Kendon E., Widmann M., Brienen S., Rust H., Sauter T., Themeßl M. et al.** 2010. Precipitation downscaling under climate change : Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user. *Reviews of Geophysics*, 48(3).
- Marteau R., Sultan B., Moron V., Baron C., Traoré S. B. et Alhassane A.** 2010. Démarrage de la saison des pluies et date de semis du mil dans le sud-ouest du Niger. In *XXIIIe colloque de l'Association Internationale de Climatologie. Risques et changement climatique*, pages 379–384.
- Martin E. R., Thorncroft C. et Booth B. B. B.** 2014. The Multidecadal Atlantic SST—Sahel Rainfall Teleconnection in CMIP5 Simulations. *Journal of Climate*, 27(2) : 784–806.
- Martin E. R. et Thorncroft C. D.** 2014. The impact of the AMO on the West African monsoon annual cycle : Impact of AMO on West African Monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 140(678) : 31–46.
- Meehl G. A., Goddard L., Murphy J., Stouffer R. J., Boer G., Danabasoglu G., Dixon K., Giorgetta M. A., Greene A. M., Hawkins E., Hegerl G., Karoly D., Keenlyside N., Kimoto M., Kirtman B., Navarra A., Pulwarty R., Smith D., Stammer D. et Stockdale T.** 2009. Decadal Prediction : Can It Be Skillful? *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(10) : 1467–1485.
- Meehl G. A. et Hu A.** 2006. Megadroughts in the Indian Monsoon Region and Southwest North America and a Mechanism for Associated Multidecadal Pacific Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 19(9) : 1605–1623.
- Meehl G. A., Stocker T. F., Collins W. D., Friedlingstein P., Gaye T., Gregory J. M., Kitoh A., Knutti R., Murphy J. M., Noda A. et al.** 2007. Global climate projections.
- Michelangeli P.-A., Vrac M. et Loukos H.** 2009. Probabilistic downscaling approaches : Application to wind cumulative distribution functions. *Geophysical Research Letters*, 36(11).
- Miles M. W., Divine D. V., Furevik T., Jansen E., Moros M. et Ogilvie A. E.** 2014. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 41(2) : 463–469.
- Mochizuki T., Kimoto M., Watanabe M., Chikamoto Y. et Ishii M.** 2016. Interbasin effects of the Indian Ocean on Pacific decadal climate change. *Geophysical Research Letters*, 43(13) : 7168–7175.

- Mohino E., Janicot S. et Bader J.** 2011. Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Climate Dynamics*, 37(3-4) : 419–440.
- Monerie P.-A., Fontaine B. et Roucou P.** 2012. Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D16).
- Monerie P.-A., Sanchez-Gomez E. et Boé J.** 2017. On the range of future Sahel precipitation projections and the selection of a sub-sample of CMIP5 models for impact studies. *Climate dynamics*, 48(7-8) : 2751–2770.
- Newman M., Alexander M. A., Ault T. R., Cobb K. M., Deser C., Di Lorenzo E., Mantua N. J., Miller A. J., Minobe S., Nakamura H. et al.** 2016. The Pacific decadal oscillation, revisited. *Journal of Climate*, 29(12) : 4399–4427.
- Nicholson S. E. et Dezfuli A. K.** 2013. The Relationship of Rainfall Variability in Western Equatorial Africa to the Tropical Oceans and Atmospheric Circulation. Part I : The Boreal Spring. *Journal of Climate*, 26(1) : 45–65.
- North G. R., Bell T. L., Cahalan R. F. et Moeng F. J.** 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110(7) : 699–706.
- Oettli P., Sultan B., Baron C. et Vrac M.** 2011. Are regional climate models relevant for crop yield prediction in West Africa? *Environmental Research Letters*, 6(1) : 014008.
- Oliver J. E.** 2005. *Walker Circulation*, pages 797–798. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Panthou G., Vischel T. et Lebel T.** 2014. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, 34(15) : 3998–4006.
- Park J.-Y., Bader J. et Matei D.** 2015. Northern-hemispheric differential warming is the key to understanding the discrepancies in the projected Sahel rainfall. *Nature communications*, 6 : 5985.
- Park J.-y., Bader J. et Matei D.** 2016. Anthropogenic Mediterranean warming essential driver for present and future Sahel rainfall. *Nature Climate Change*, 6(10) : 941.
- Pennell C. et Reichler T.** 2011. On the effective number of climate models. *Journal of Climate*, 24(9) : 2358–2367.
- Peyrille P.** 2006. *Etude idéalisée de la mousson ouest-africain à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel*. Th. de Doctorat, Toulouse 3.
- Piani C., Weedon G., Best M., Gomes S., Viterbo P., Hagemann S. et Haerter J.** 2010. Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *Journal of Hydrology*, 395(3) : 199–215.
- Pinker R. et Laszlo I.** 1992. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. *Journal of Applied Meteorology*, 31(2) : 194–211.
- Polyakov I. V., Alexeev V. A., Bhatt U. S., Polyakova E. I. et Zhang X.** 2010. North Atlantic warming : patterns of long-term trend and multidecadal variability. *Climate Dynamics*, 34(2-3) : 439–457.
- Pu B. et Cook K. H.** 2010. Dynamics of the West African westerly jet. *Journal of Climate*, 23(23) : 6263–6276.

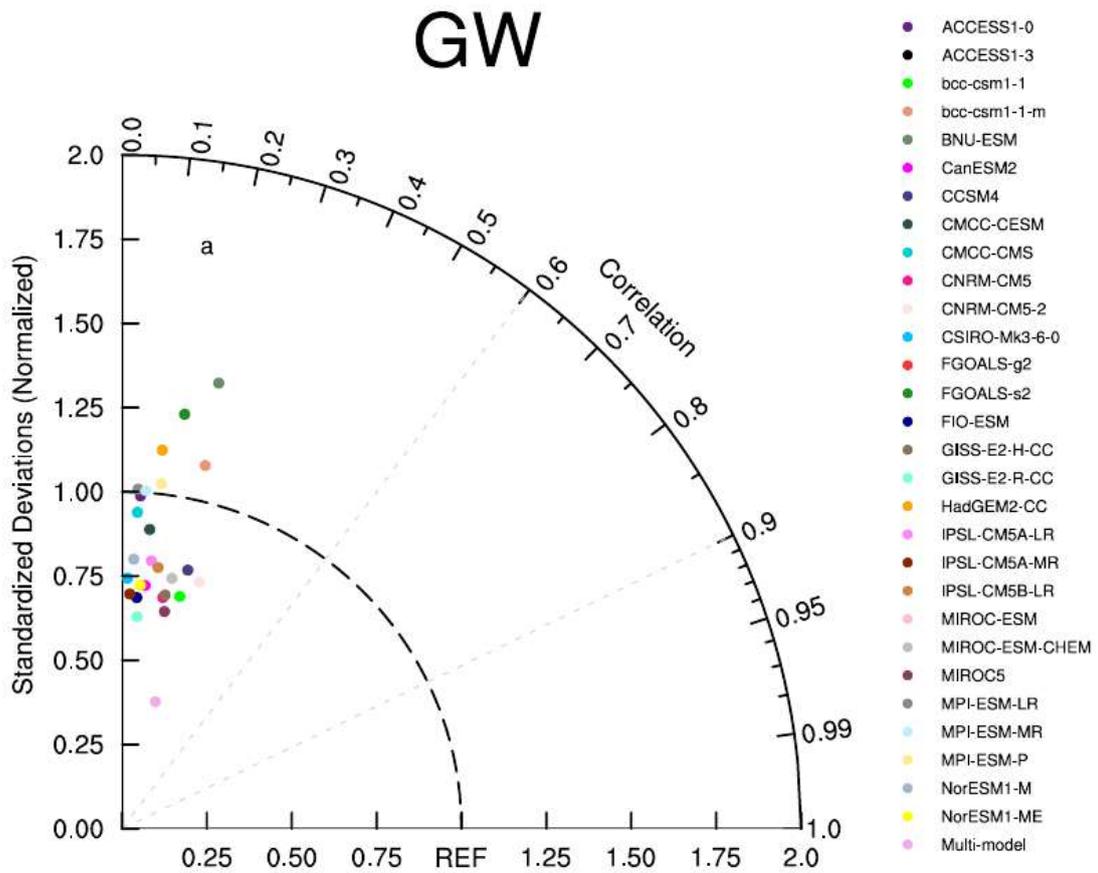
- Pu B. et Cook K. H.** 2012. Role of the West African westerly jet in Sahel rainfall variations. *Journal of Climate*, 25(8) : 2880–2896.
- Raju K. S., Sonali P. et Kumar D. N.** 2017. Ranking of CMIP5-based global climate models for India using compromise programming. *Theoretical and applied climatology*, 128(3-4) : 563–574.
- Rayner N. A.** 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research*, 108(D14).
- Rodríguez-Fonseca B., Mohino E., Mechoso C. R., Caminade C., Biasutti M., Gaetani M., Garcia-Serrano J., Vizy E. K., Cook K., Xue Y., Polo I., Losada T., Druyan L., Fontaine B., Bader J., Doblas-Reyes F. J., Goddard L., Janicot S., Arribas A., Lau W., Colman A., Vellinga M., Rowell D. P., Kucharski F. et Voltaire A.** 2015. Variability and Predictability of West African Droughts : A Review on the Role of Sea Surface Temperature Anomalies. *Journal of Climate*, 28(10) : 4034–4060.
- Roehrig R., Bouniol D., Guichard F., Hourdin F. et Redelsperger J.-L.** 2013. The present and future of the West African monsoon : a process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *Journal of Climate*, 26(17) : 6471–6505.
- Rowell D. P.** 2003. The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate*, 16(5) : 849–862.
- Rowell D. P., Folland C. K., Maskell K. et Ward M. N.** 1995. Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–92) : Observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121(523) : 669–704.
- Salack S., Klein C., Giannini A., Sarr B., Worou O. N., Belko N., Bliefernicht J. et Kunstman H.** 2016. Global warming induced hybrid rainy seasons in the Sahel. *Environmental Research Letters*, 11(10) : 104008.
- Santer B. D., Taylor K., Gleckler P. J., Bonfils C., Barnett T. P., Pierce D., Wigley T., Mears C., Wentz F., Brüggemann W. et al.** 2009. Incorporating model quality information in climate change detection and attribution studies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(35) : 14778–14783.
- Stackhouse Jr P. W., Gupta S. K., Cox S. J., Zhang T., Mikovitz J. C. et Hinkelman L. M.** 2011. The NASA/GEWEX surface radiation budget release 3.0 : 24.5-year dataset. *GEWEX News*, 21(1) : 10–12.
- Stocker T., Qin D., Plattner G., Tignor M., Allen S., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V. et Midgley P.** 2013. IPCC, 2013 : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1535 pp.
- Sultan B., Baron C., Dingkuhn M., Sarr B. et Janicot S.** 2005. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon. *Agricultural and forest meteorology*, 128(1-2) : 93–110.
- Sultan B., Guan K., Kouressy M., Biasutti M., Piani C., Hammer G., McLean G. et Lobell D. B.** 2014. Robust features of future climate change impacts on sorghum yields in West Africa. *Environmental Research Letters*, 9(10) : 104006.
- Sultan B. et Janicot S.** 2000. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20) : 3353–3356.

- Sultan B. et Janicot S.** 2003. The West African Monsoon Dynamics. Part II : The “Preonset” and “Onset” of the Summer Monsoon. *Journal of Climate*, 16(21) : 3407–3427.
- Sultan B., Roudier P., Quirion P., Alhassane A., Muller B., Dingkuhn M., Ciais P., Guimberteau M., Traore S. et Baron C.** 2013. Assessing climate change impacts on sorghum and millet yields in the Sudanian and Sahelian savannas of West Africa. *Environmental Research Letters*, 8(1) : 014040.
- Sutton R. T. et Dong B.** 2012. Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, 5(11) : 788.
- Sutton R. T. et Hodson D. L.** 2005. Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *science*, 309(5731) : 115–118.
- Sylla M. B., Giorgi F., Pal J. S., Gibba P., Kebe I. et Nikiema M.** 2015. Projected changes in the annual cycle of high-intensity precipitation events over West Africa for the late twenty-first century. *Journal of Climate*, 28(16) : 6475–6488.
- Taylor C. M., Belušić D., Guichard F., Parker D. J., Vischel T., Bock O., Harris P. P., Janicot S., Klein C. et Panthou G.** 2017. Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*, 544(7651) : 475.
- Taylor C. M., Lambin E. F., Stephenne N., Harding R. J. et Essery R. L.** 2002. The influence of land use change on climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 15(24) : 3615–3629.
- Taylor K. E.** 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 106(D7) : 7183–7192.
- Taylor K. E., Stouffer R. J. et Meehl G. A.** 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) : 485–498.
- Thorncroft C. et Blackburn M.** 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555) : 763–786.
- Thorncroft C. et Hoskins B.** 1994a. An idealized study of African easterly waves. I : A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518) : 953–982.
- Thorncroft C. et Hoskins B.** 1994b. An idealized study of African easterly waves. II : A nonlinear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120(518) : 983–1015.
- Ting M., Kushnir Y., Seager R. et Li C.** 2009. Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic. *Journal of Climate*, 22(6) : 1469–1481.
- Ting M., Kushnir Y., Seager R. et Li C.** 2011. Robust features of Atlantic multi-decadal variability and its climate impacts. *Geophysical Research Letters*, 38(17).
- Titchner H. A. et Rayner N. A.** 2014. The Met Office Hadley Centre sea ice and sea surface temperature data set, version 2 : 1. Sea ice concentrations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(6) : 2864–2889.
- Trenberth K. E. et Shea D. J.** 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters*, 33(12).
- Undorf S., Polson D., Bollasina M., Ming Y., Schurer A. et Hegerl G.** 2018. Detectable impact of local and remote anthropogenic aerosols on the 20th century changes of West African and South Asian monsoon precipitation. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 123(10) : 4871–4889.

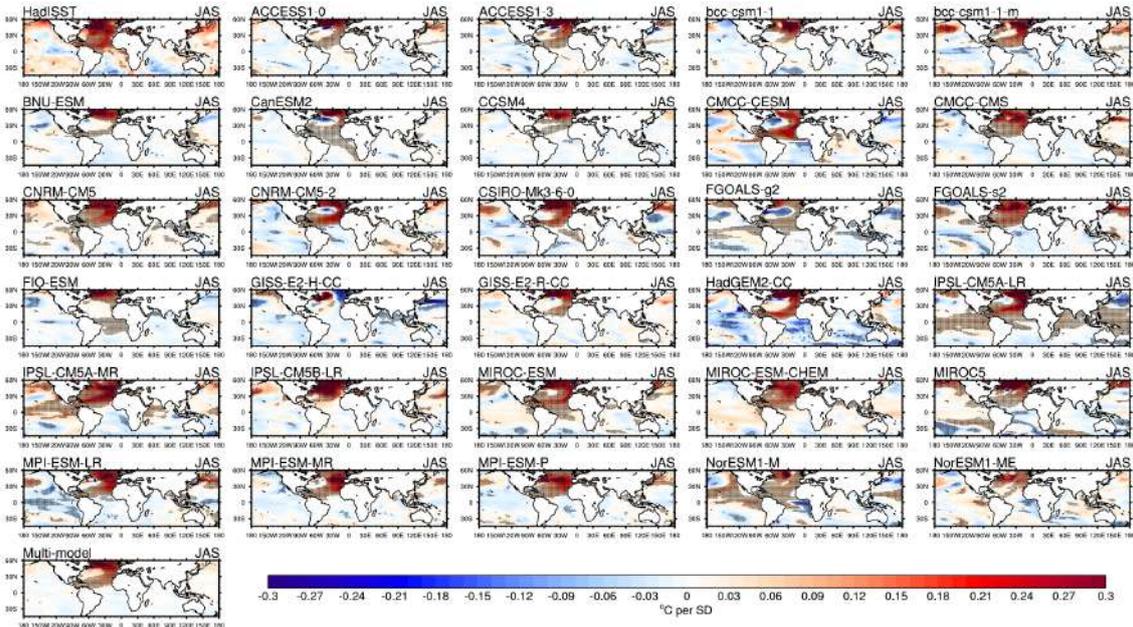
- Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Bechtold V. D. C., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Berg L. V. D., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen I., Janssen P. a. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. et Woollen J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612) : 2961–3012.
- Van Oldenborgh G., Te Raa L., Dijkstra H. et Philip S. 2009. Frequency-or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Science*, 5(3) : 293–301.
- Van Vuuren D. P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F. et al. 2011. The representative concentration pathways : an overview. *Climatic change*, 109(1-2) : 5.
- Villamayor J. et Mohino E. 2015. Robust Sahel drought due to the Interdecadal Pacific Oscillation in CMIP5 simulations. *Geophysical Research Letters*, 42(4) : 2014GL062473.
- Viltard A., Laurent H. et Defelice P. 1990. Lower-Tropospheric Cyclonic Vortices in Northern Africa in Summer. *Monthly Weather Review*, 118(4) : 818–823.
- Vizy E. K. et Cook K. H. 2009. A mechanism for African monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 114(D1).
- Vizy E. K. et Cook K. H. 2012. Mid-twenty-first-century changes in extreme events over northern and tropical Africa. *Journal of Climate*, 25(17) : 5748–5767.
- Vizy E. K., Cook K. H., Crétat J. et Neupane N. 2013. Projections of a wetter Sahel in the twenty-first century from global and regional models. *Journal of Climate*, 26(13) : 4664–4687.
- Vrac M., Drobinski P., Merlo A., Herrmann M., Lavaysse C., Li L. et Somot S. 2012. Dynamical and statistical downscaling of the French Mediterranean climate : uncertainty assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12 : 2769–2784.
- Vrac M., Noël T. et Vautard R. 2016. Bias correction of precipitation through Singularity Stochastic Removal : Because occurrences matter. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*.
- Wang C., Dong S., Evan A. T., Foltz G. R. et Lee S.-K. 2012. Multidecadal Covariability of North Atlantic Sea Surface Temperature, African Dust, Sahel Rainfall, and Atlantic Hurricanes. *Journal of Climate*, 25(15) : 5404–5415.
- Wang Z. 2013. On the response of Southern Hemisphere subpolar gyres to climate change in coupled climate models. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 118(3) : 1070–1086.
- Ward Jr J. H. et Hook M. E. 1963. Application of an hierarchical grouping procedure to a problem of grouping profiles. *Educational and Psychological Measurement*, 23(1) : 69–81.
- Warszawski L., Frieler K., Huber V., Piontek F., Serdeczny O. et Schewe J. 2014. The inter-sectoral impact model intercomparison project (ISI-MIP) : project framework. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9) : 3228–3232.

- Weedon G., Gomes S., Viterbo P., Österle H., Adam J., Bellouin N., Boucher O. et Best M.** 2010. The WATCH forcing data 1958-2001 : A meteorological forcing dataset for land surface and hydrological models. *Watch Tech. Rep.*, 22 : 41.
- Weedon G. P., Balsamo G., Bellouin N., Gomes S., Best M. J. et Viterbo P.** 2014. The WFDEI meteorological forcing data set : WATCH Forcing Data methodology applied to ERA-Interim reanalysis data. *Water Resources Research*, 50(9) : 7505–7514.
- Wilks D. S.** 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences*, volume 100. Academic press.
- Wu M.-L. C., Reale O., Schubert S. D., Suarez M. J., Koster R. D. et Pegion P. J.** 2009. African easterly jet : Structure and maintenance. *Journal of Climate*, 22(17) : 4459–4480.
- Yu K., D’Odorico P., Bhattachan A., Okin G. S. et Evan A. T.** 2015. Dust-rainfall feedback in West African Sahel. *Geophysical Research Letters*, 42(18) : 7563–7571.
- Zeng N., Neelin J. D., Lau K.-M. et Tucker C. J.** 1999. Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, 286(5444) : 1537–1540.
- Zhang R. et Delworth T. L.** 2006. Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical Research Letters*, 33(17).
- Zhang R., Delworth T. L., Sutton R., Hodson D. L., Dixon K. W., Held I. M., Kushnir Y., Marshall J., Ming Y., Msadek R. et al.** 2013. Have aerosols caused the observed Atlantic multidecadal variability? *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(4) : 1135–1144.
- Zhang Y., Wallace J. M. et Battisti D. S.** 1997. ENSO-like interdecadal variability : 1900–93. *Journal of climate*, 10(5) : 1004–1020.

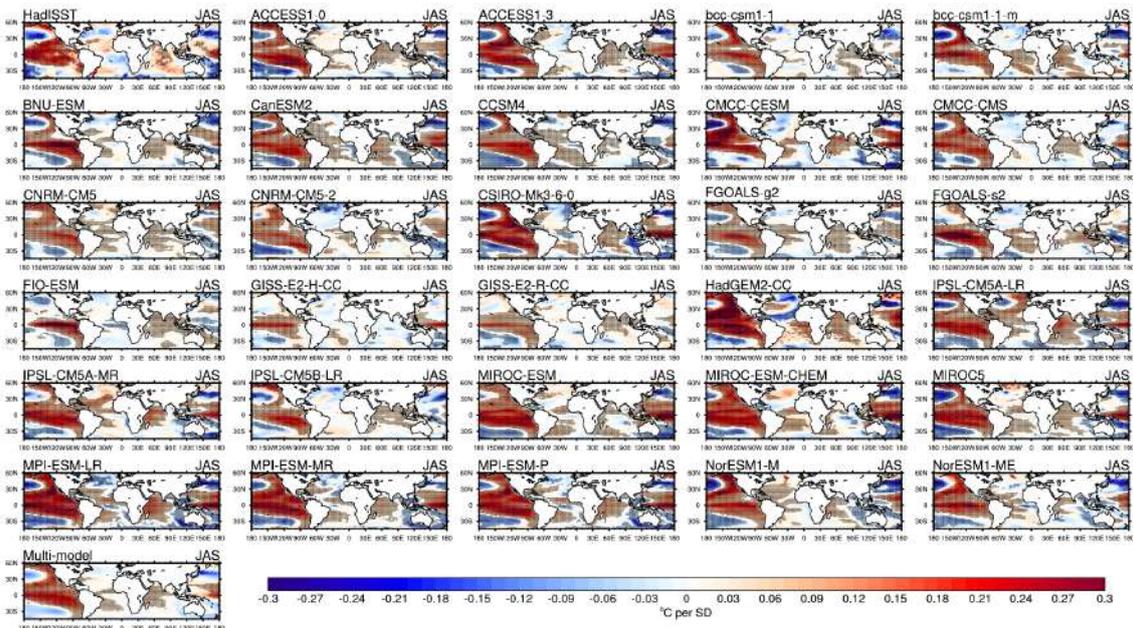
ANNEXES



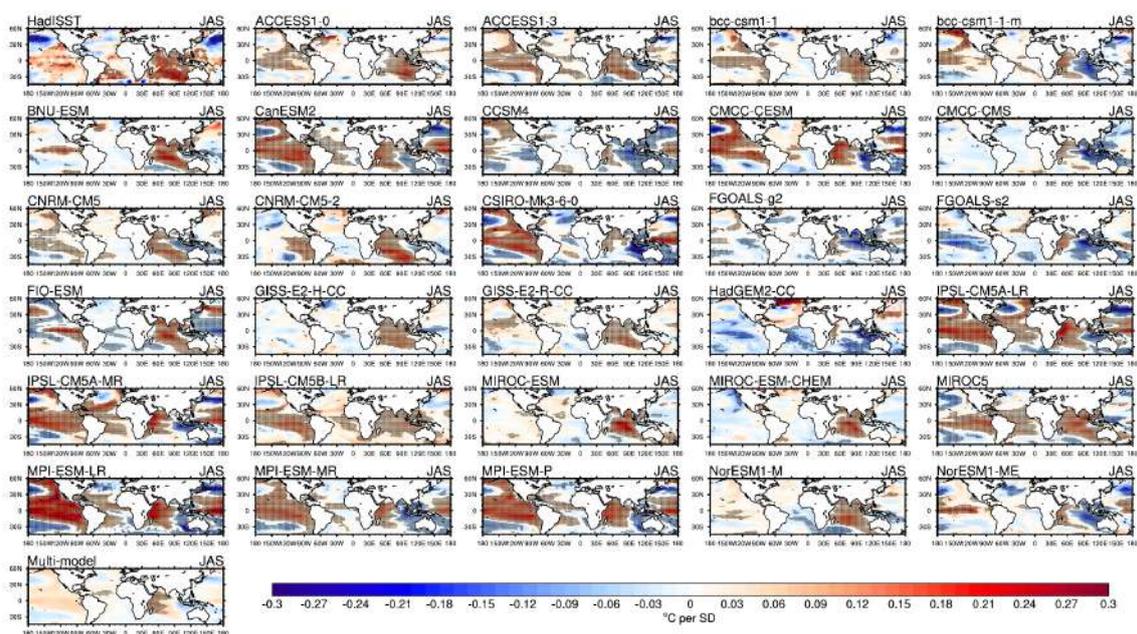
Annexe A.1 – Diagramme de Taylor des structures spatiales associée aux indices du GW, de l'AMO, de l'IPO et de l'IDV.



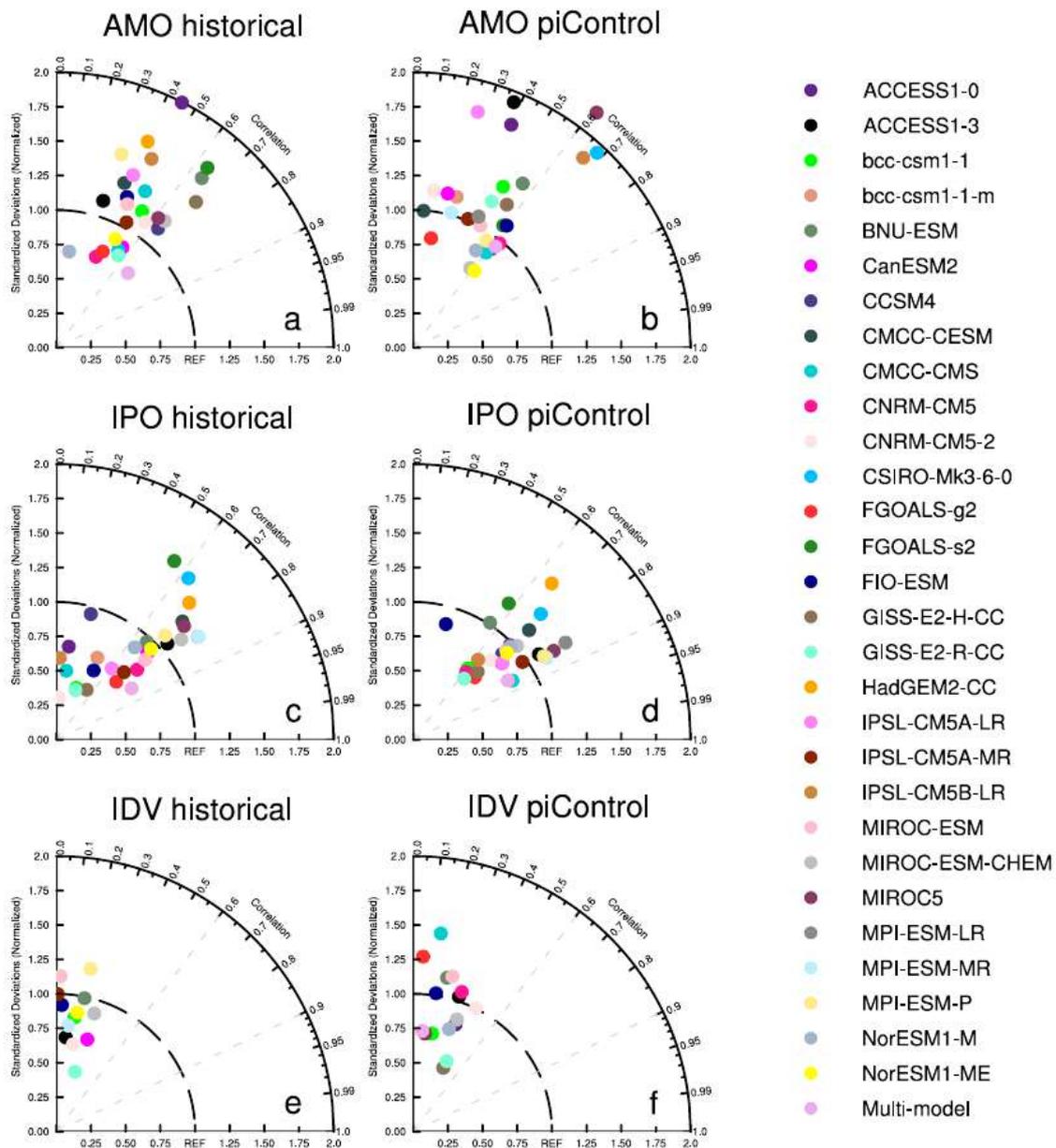
Annexe A.2 – Structures spatiales de SST en JAS associées à l’indice de l’AMO dans les simulations de contrôle préindustrielle. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l’indice de l’AMO.



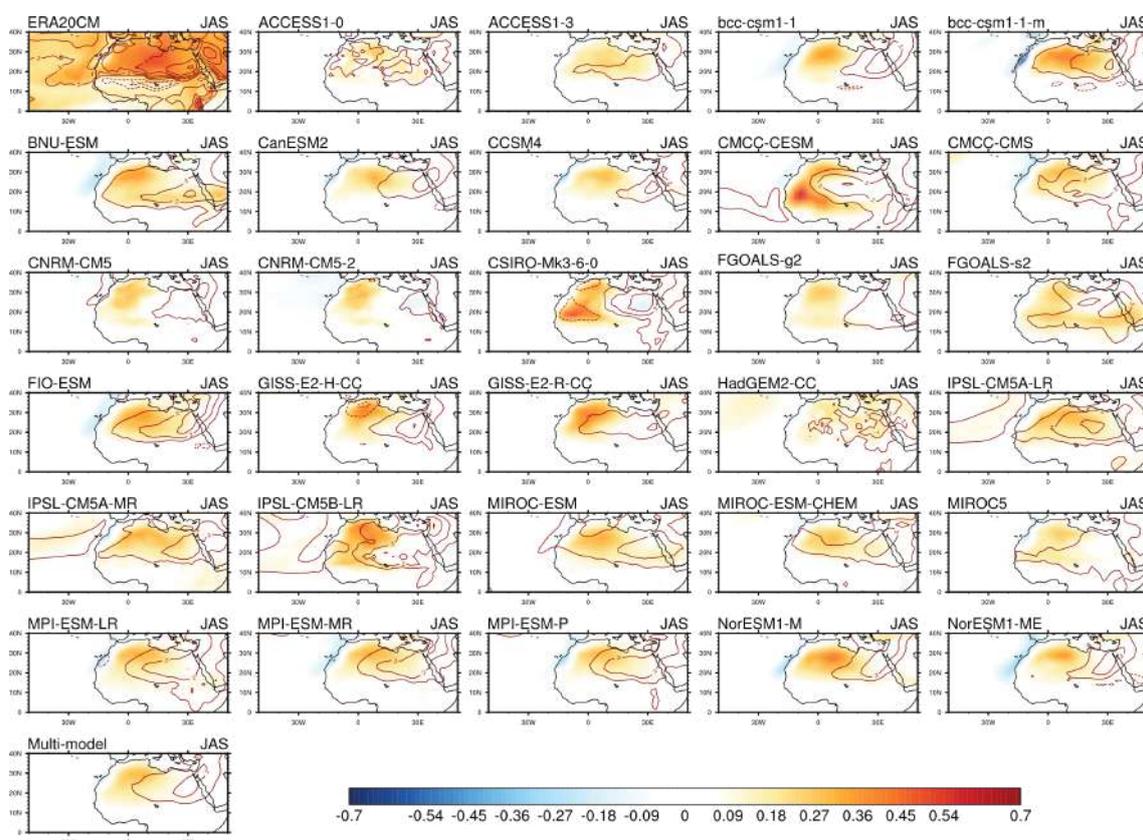
Annexe A.3 – Structures spatiales de SST en JAS associées à l’indice de l’IPO dans les simulations de contrôle préindustrielles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l’indice de l’IPO.



Annexe A.4 – Structures spatiales de SST en JAS associées à l’indice de l’IDV dans les simulations de contrôle préindustrielles. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies non standardisées de SST sur l’indice de l’IDV.



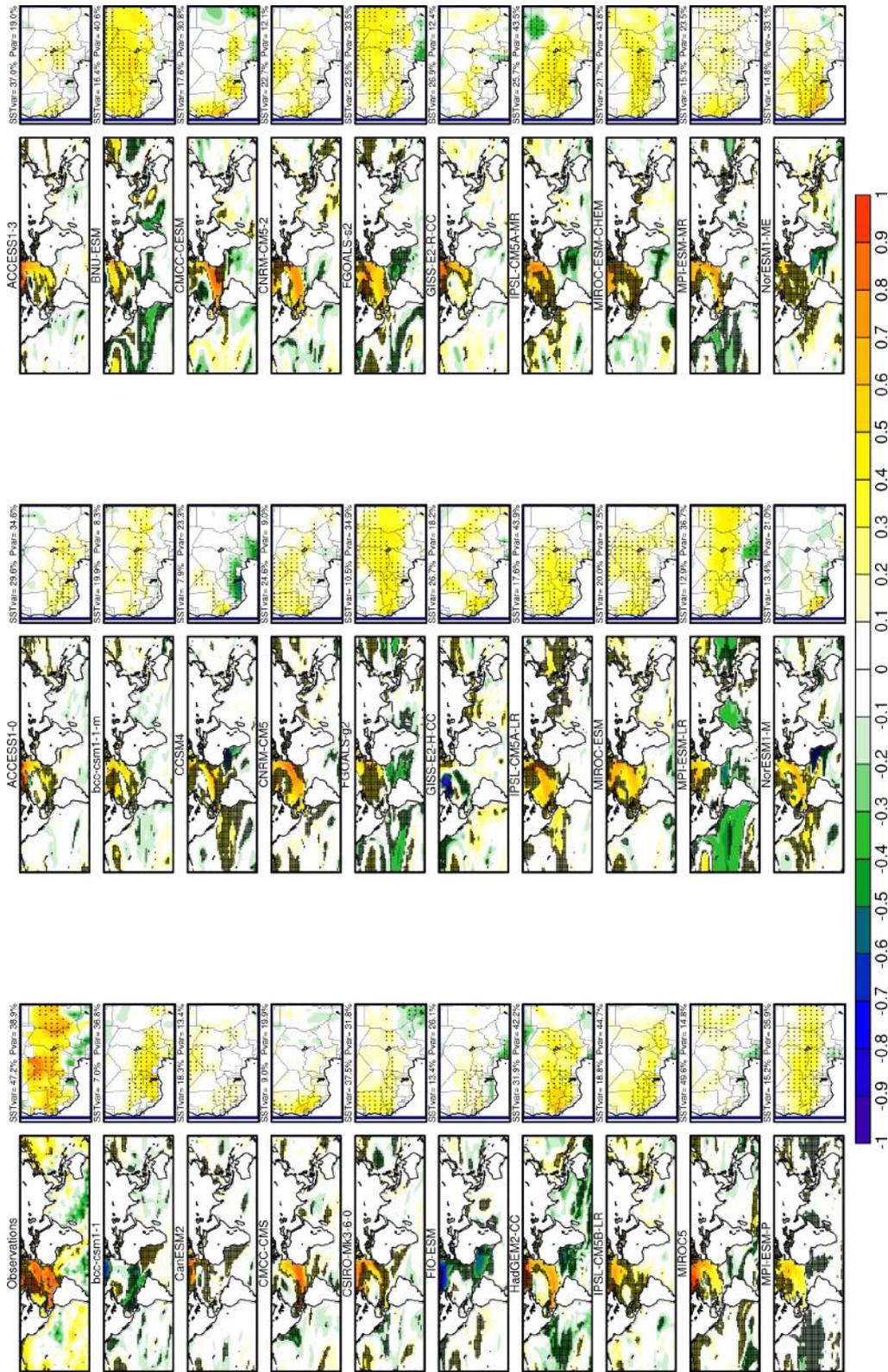
Annexe A.5 – Diagramme de Taylor des structures spatiales associée aux indices du GW, de l’AMO, de l’IPO et de l’IDV.



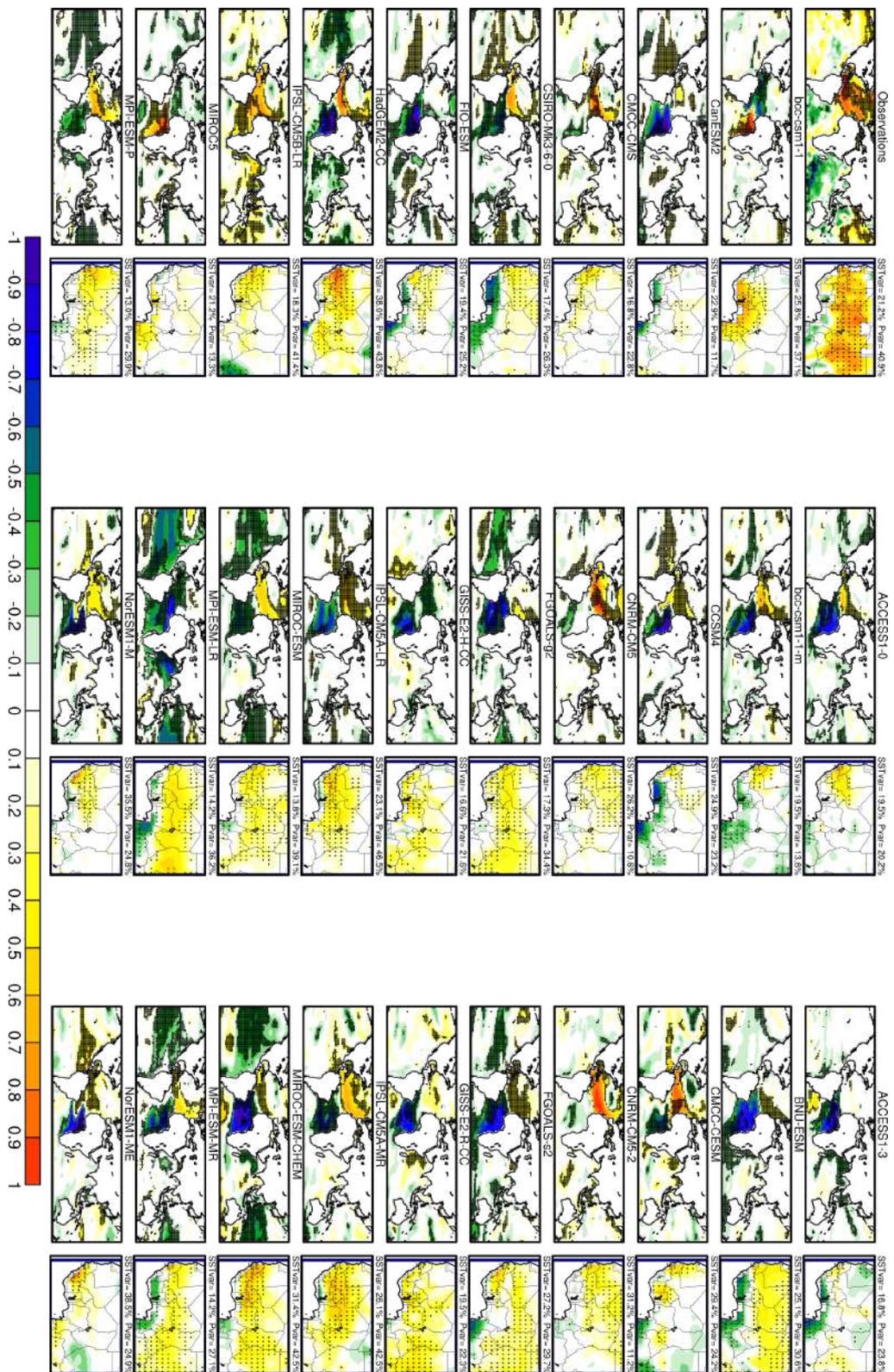
Annexe A.6 – Structures spatiales de SST en JAS associées à l'indice décennal de la DTS dans les simulations de contrôle. Les structures ont été obtenues par régression linéaire des anomalies décennales de la température à 2m sur l'indice de la DTS.

Annexe A.7 – Fraction de variance (en %) dans les bandes décennale et long-terme pour les observations et les modèles issus des simulations de contrôle. La fraction de variance est obtenue par le quotient entre la variance du signal décennale ou long-terme et celle du signal brute

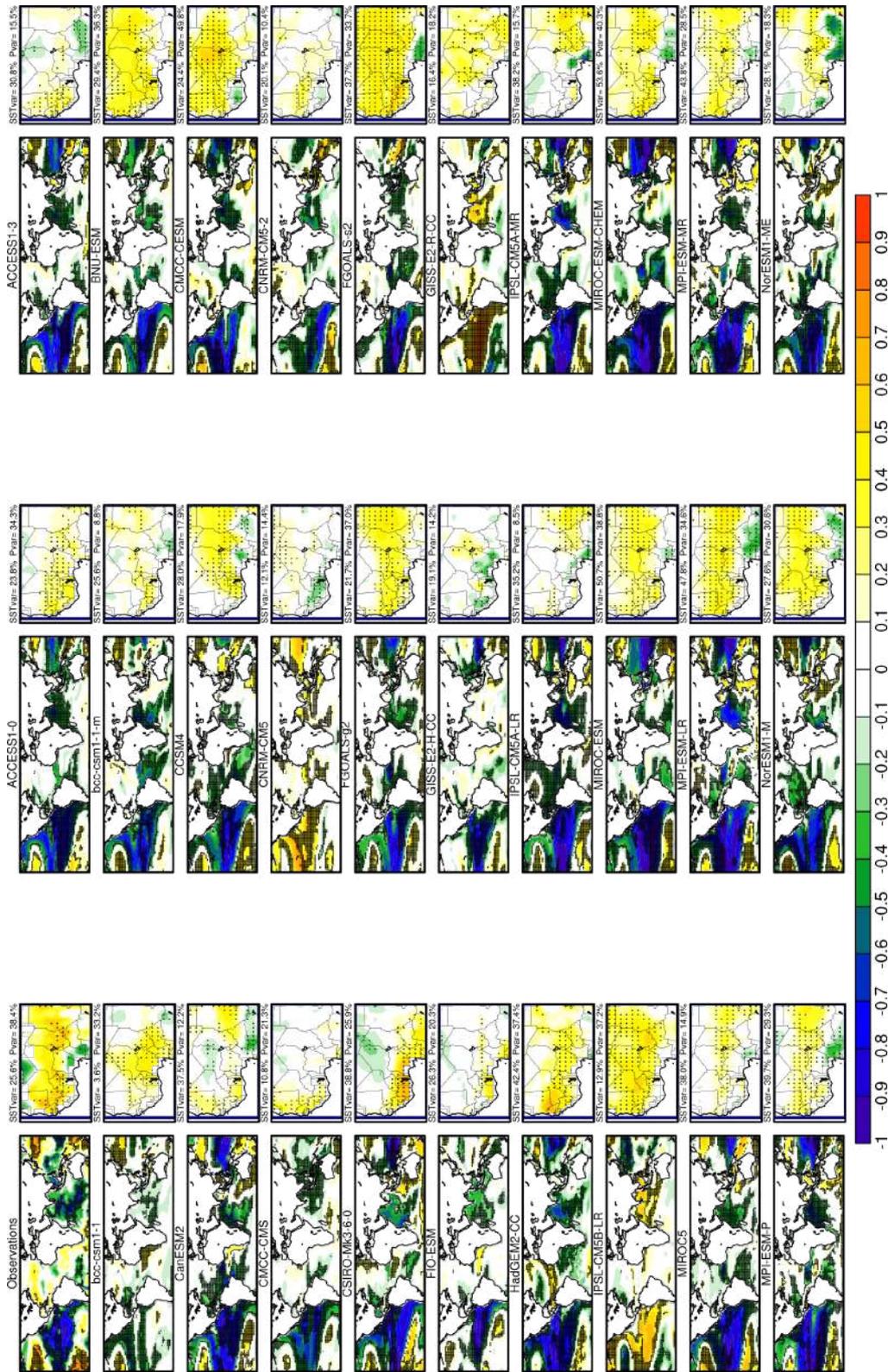
MODELS	SAHEL	SAHEL-EST	SAHEL-OUEST	DTS	DTA
	decadal	decadal	decadal	decadal	decadal
Observations	41.4%	45.1%	29.6%	21.3%	22.8%
ACCESS1-0	22.0%	17.7%	25.4%	27.7%	18.9%
ACCESS1-3	20.1%	16.8%	18.8%	18.1%	20.8%
bcc-csm1-1	19.2%	19.9%	20.9%	19.7%	19.5%
bcc-csm1-1-m	16.5%	17.9%	16.5%	17.2%	18.5%
BNU-ESM	25.7%	23.9%	26.7%	20.0%	18.2%
CanESM2	21.3%	18.7%	20.3%	21.2%	17.2%
CCSM4	17.5%	17.3%	19.3%	15.0%	19.9%
CMCC-CESM	28.4%	25.4%	26.6%	26.3%	13.8%
CMCC-CMS	18.7%	17.7%	19.7%	18.8%	13.9%
CNRM-CM5	18.0%	19.3%	17.4%	20.7%	19.4%
CNRM-CM5-2	20.2%	16.2%	21.8%	24.1%	16.8%
CSIRO-Mk3-6-0	24.6%	23.6%	24.6%	26.3%	23.5%
FGOALS-g2	23.5%	23.1%	19.4%	22.4%	20.9%
FGOALS-s2	22.7%	20.6%	26.3%	19.2%	20.2%
FIO-ESM	17.9%	18.9%	18.6%	12.3%	18.0%
GISS-E2-H-CC	16.3%	15.3%	19.4%	12.9%	17.8%
GISS-E2-R-CC	18.4%	17.0%	22.0%	17.5%	16.3%
HadGEM2-CC	32.0%	23.5%	28.7%	19.6%	24.0%
IPSL-CM5A-LR	22.6%	21.8%	23.7%	19.5%	19.9%
IPSL-CM5A-MR	24.6%	24.6%	22.6%	22.5%	19.9%
IPSL-CM5B-LR	21.7%	20.8%	23.5%	24.6%	23.8%
MIROC-ESM	29.9%	29.3%	24.5%	21.5%	28.7%
MIROC-ESM-CHEM	25.3%	21.0%	27.5%	15.0%	21.3%
MIROC5	18.8%	18.8%	21.0%	21.3%	21.5%
MPI-ESM-LR	24.8%	23.8%	23.8%	21.0%	22.2%
MPI-ESM-MR	21.5%	18.6%	22.0%	19.5%	20.0%
MPI-ESM-P	23.1%	22.7%	22.9%	16.1%	20.6%
NorESM1-M	21.0%	21.8%	19.9%	22.1%	18.9%
NorESM1-ME	18.7%	19.2%	20.1%	16.8%	15.0%
Moyenne MM	21.9%	20.5%	22.2%	20.0%	19.6%



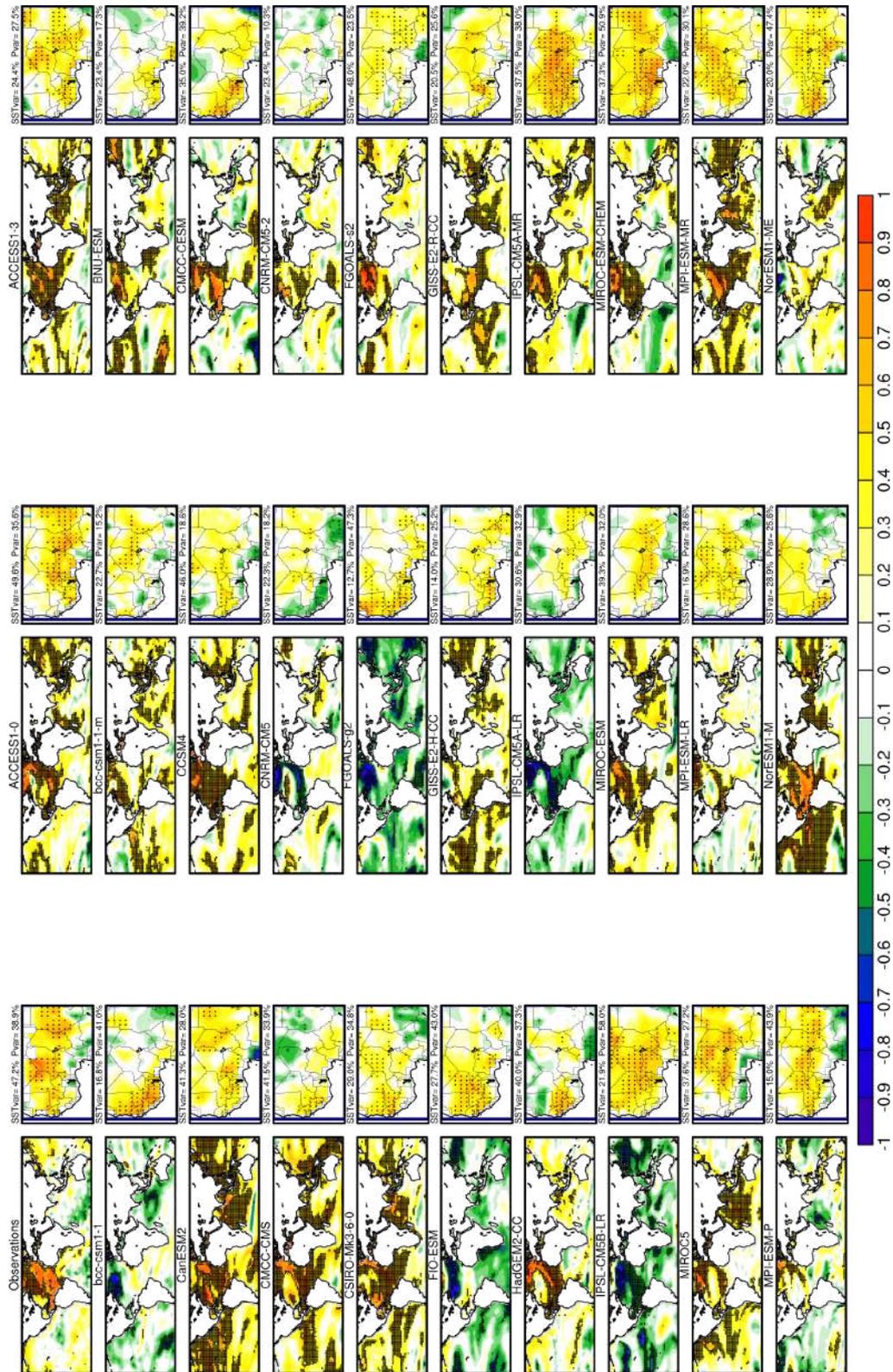
Annexe A.8 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST de l'atlantique nord (74°W-10°E; 0°-60°N) et les précipitations sahéliennes (18°W-10°E; 10°-20°N).



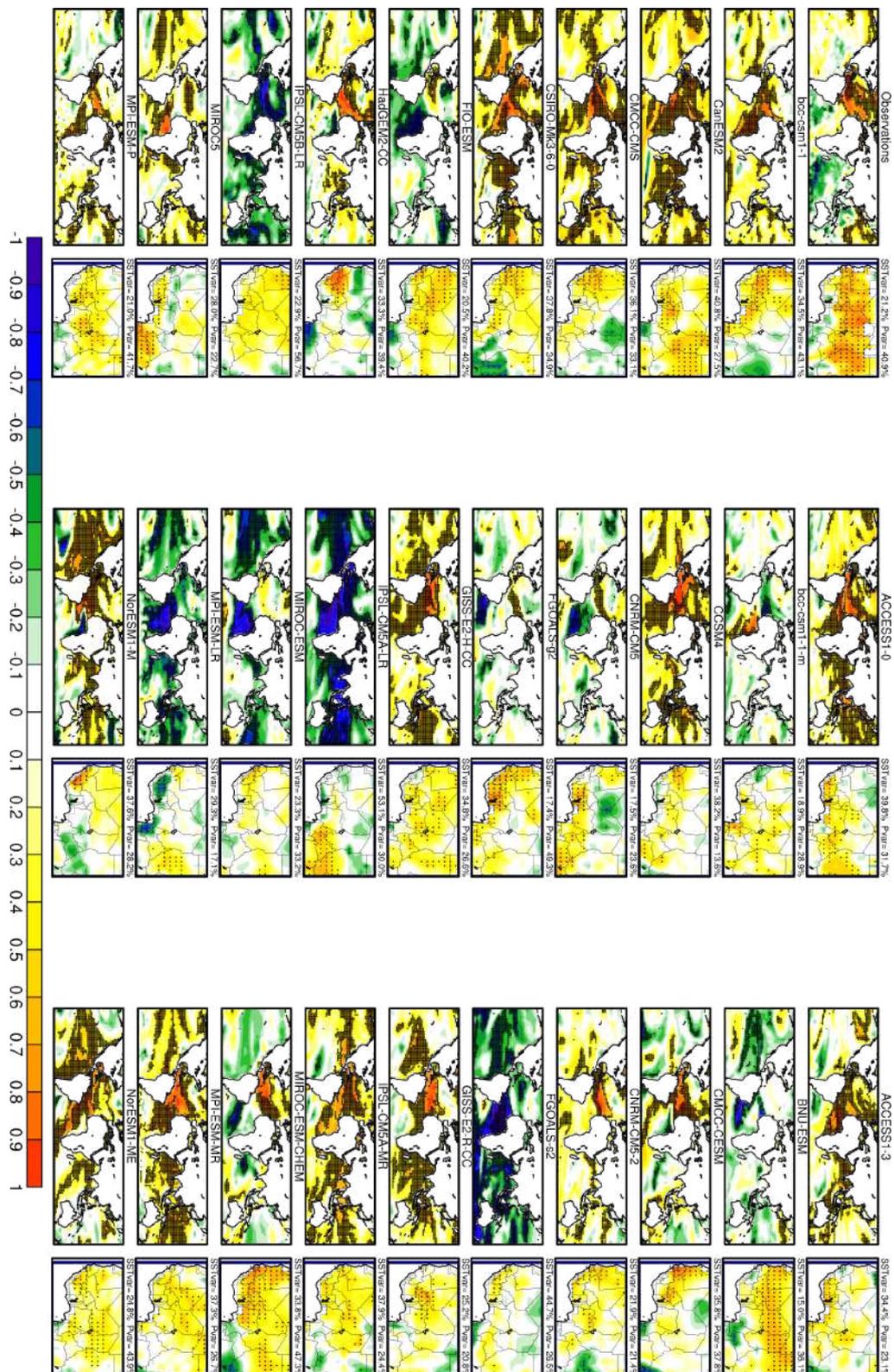
Annexe A.9 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST de l'atlantique tropical (74° W-10° E; 30° S-30° N) et les précipitations sahéliennes (18° W-10° E; 10°-20° N).



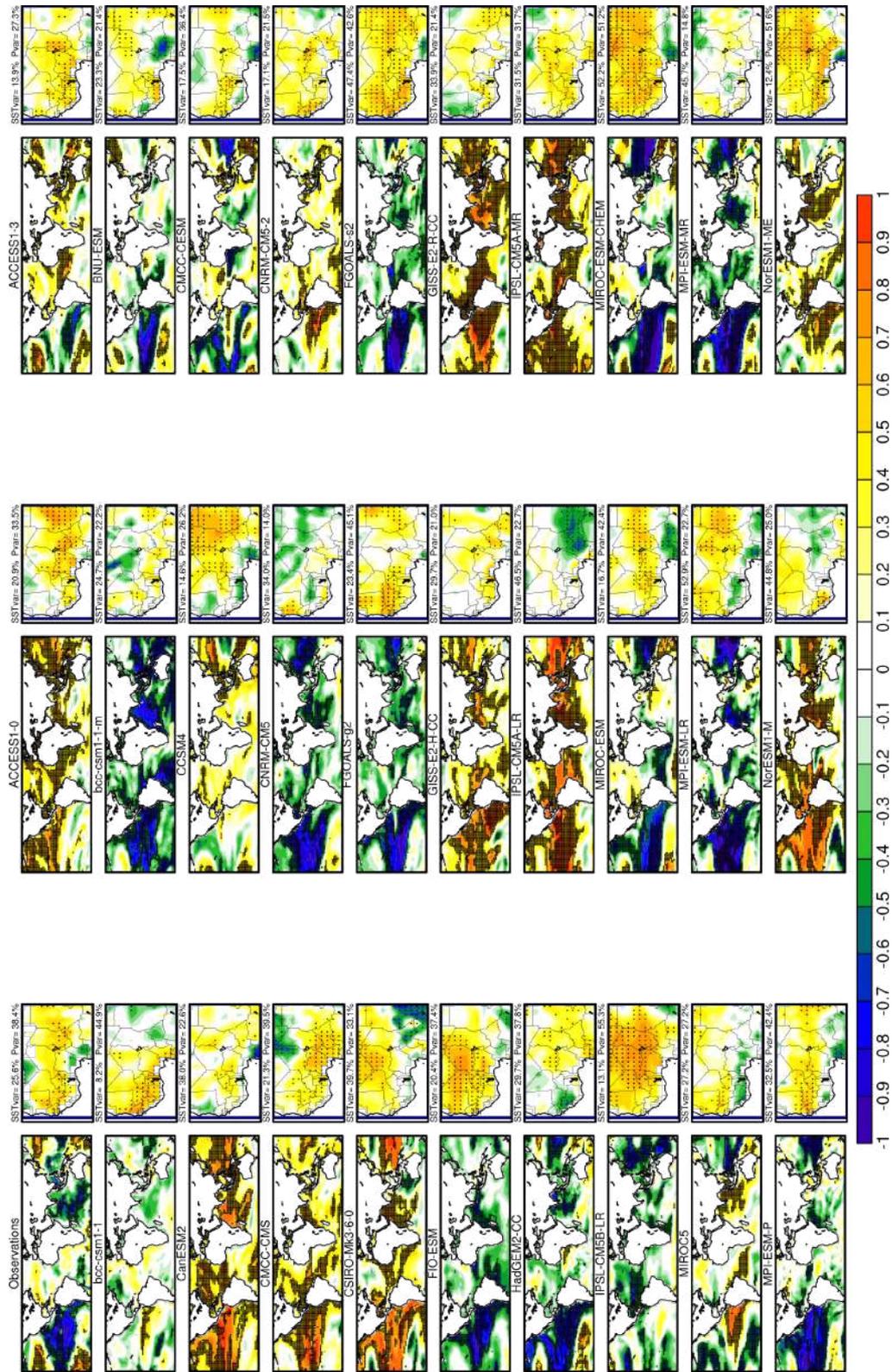
Annexe A.10 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en été pour les observations et les simulations de contrôle préindustrielles issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les champs de SST du pacifique tropical (120°E-74°W ; 30°S-30°N) et les précipitations sahéliennes (18°W-10°E ; 10°-20°N).



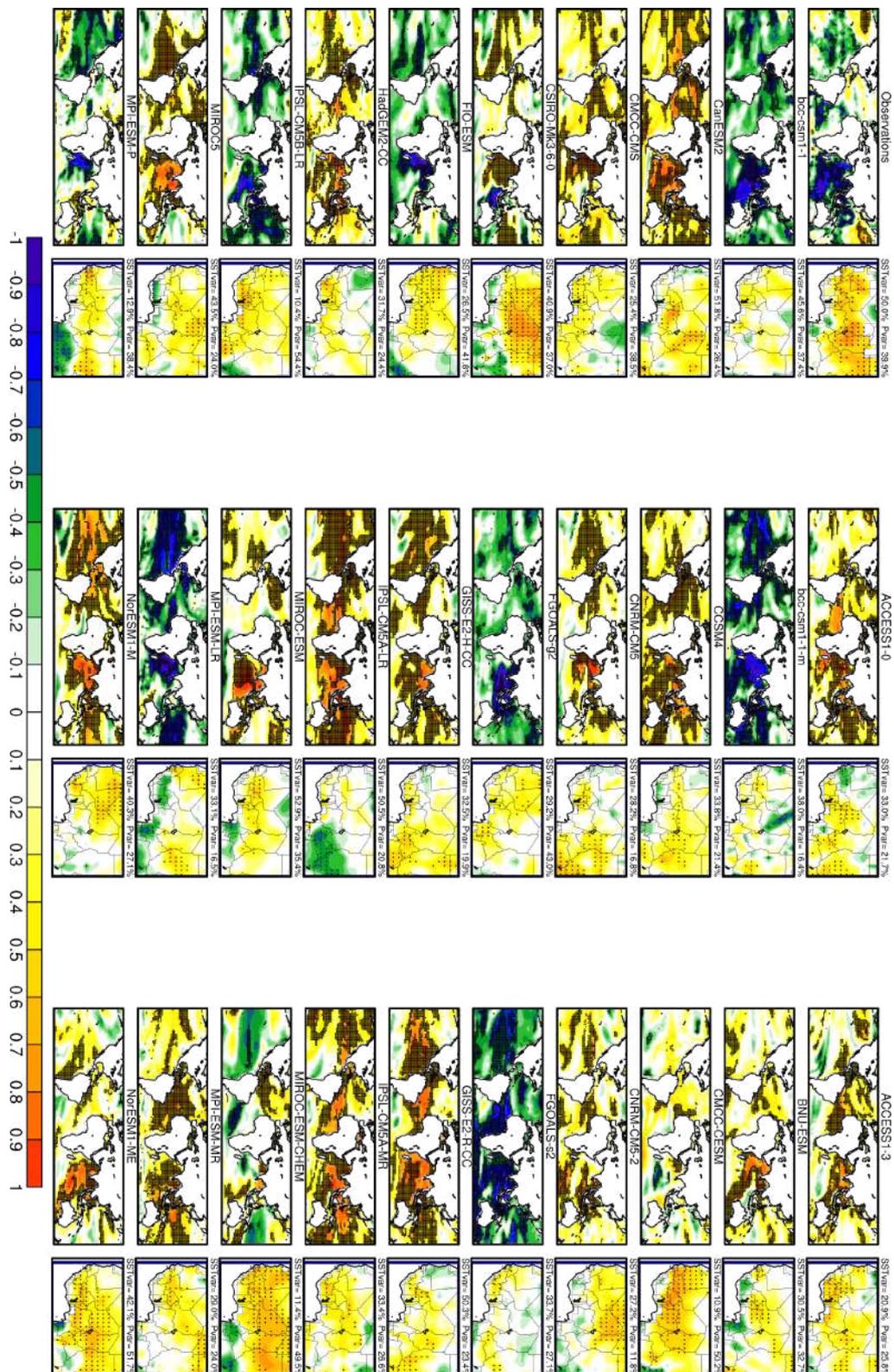
Annexe A.12 – Idem que la Annexe A.8 mais pour les simulations historiques.



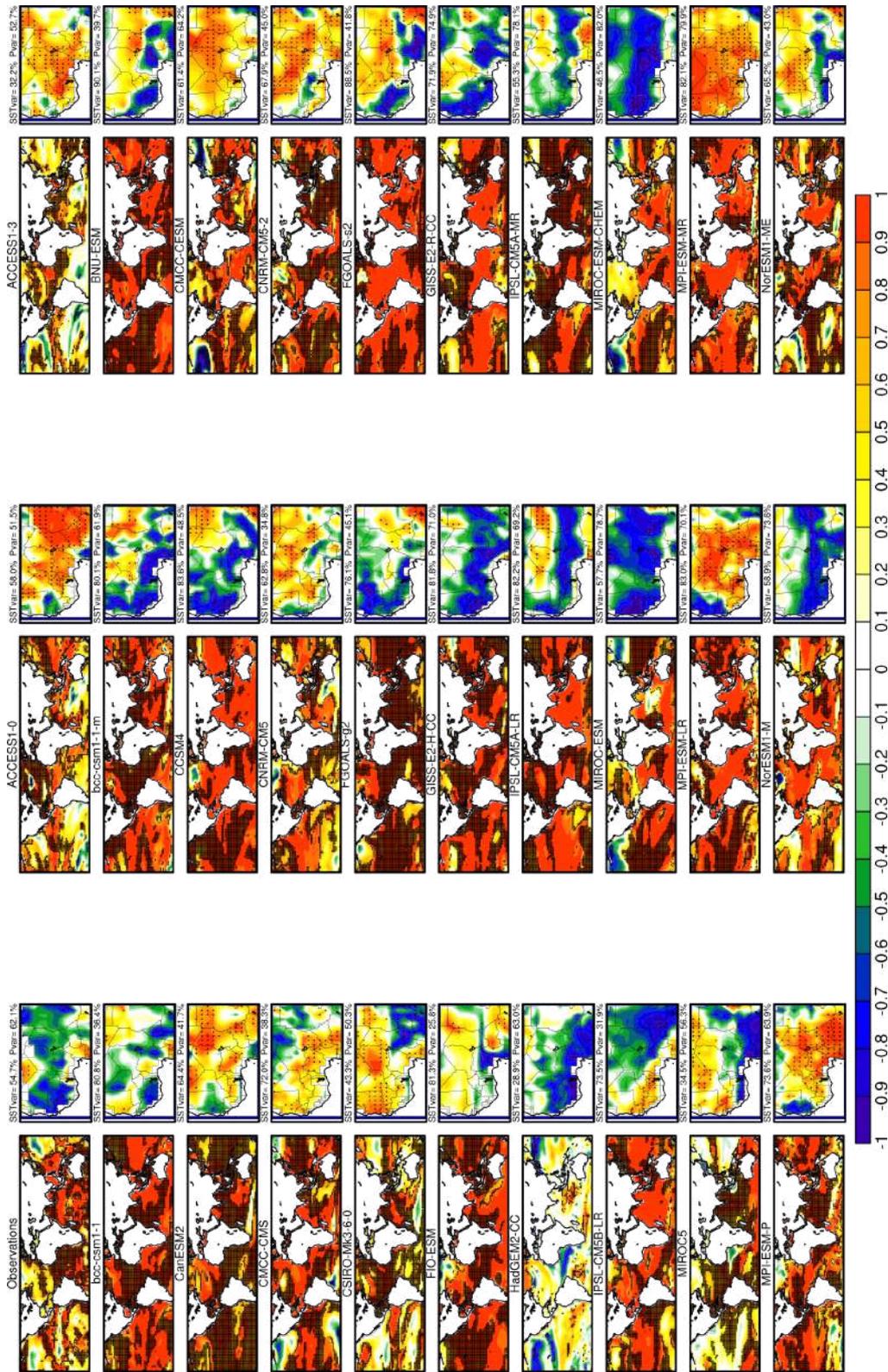
Annexe A.13 – Idem que la Annexe A.9 mais pour les simulations historiques.



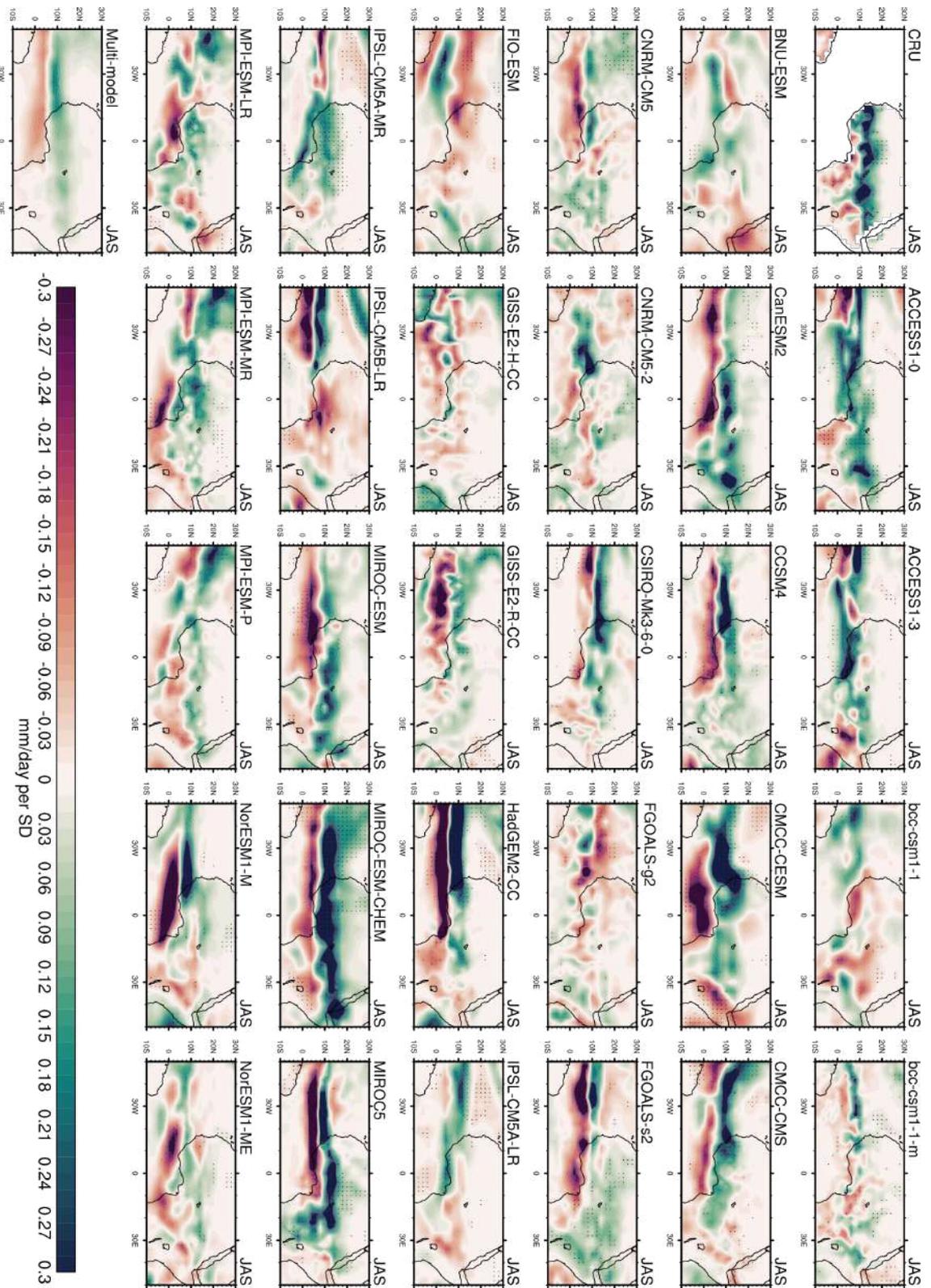
Annexe A.14 – Idem que la Annexe A.10 mais pour les simulations historiques.



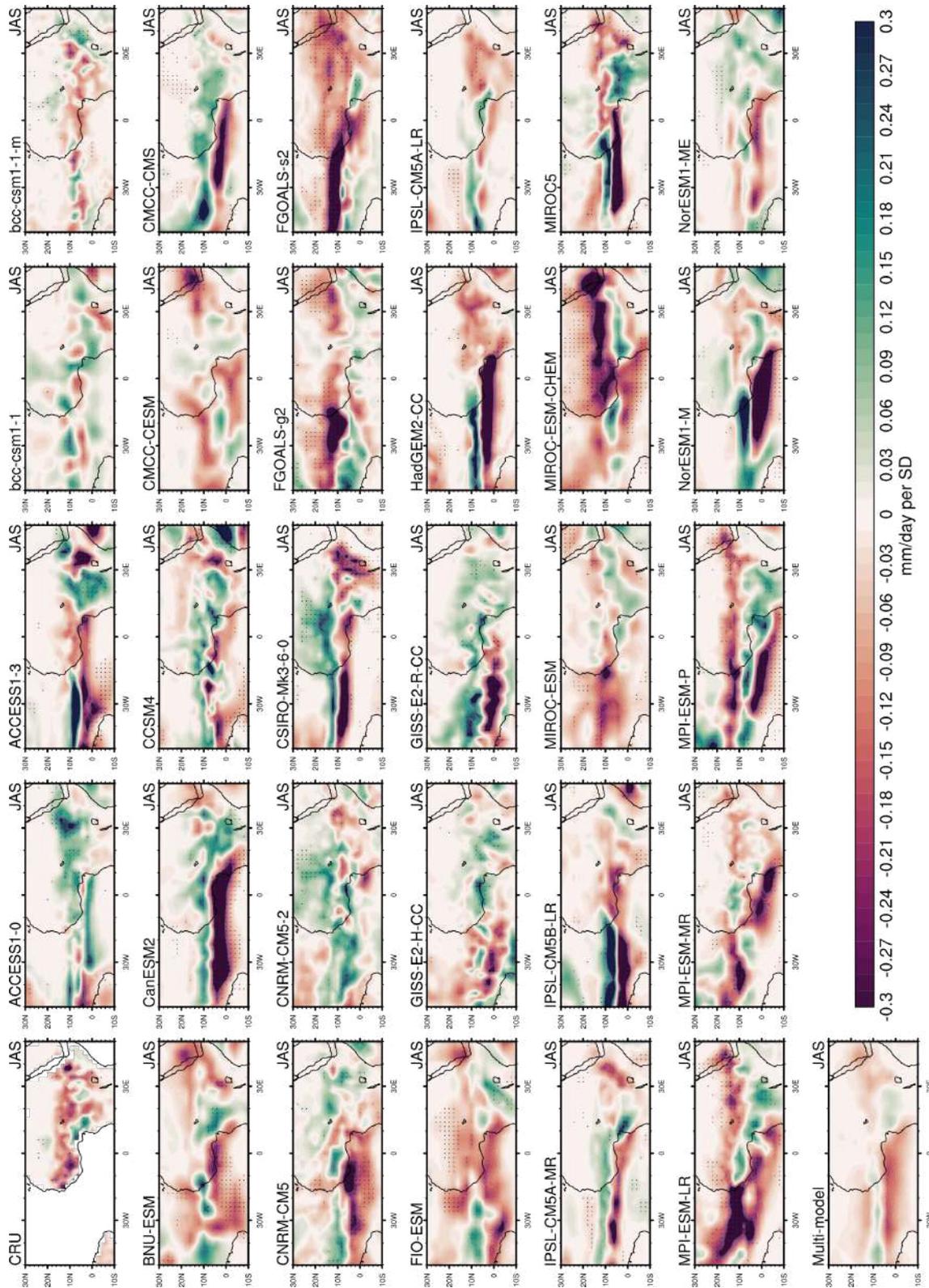
Annexe A.15 – Idem que la Annexe A.8 mais pour les simulations historiques.



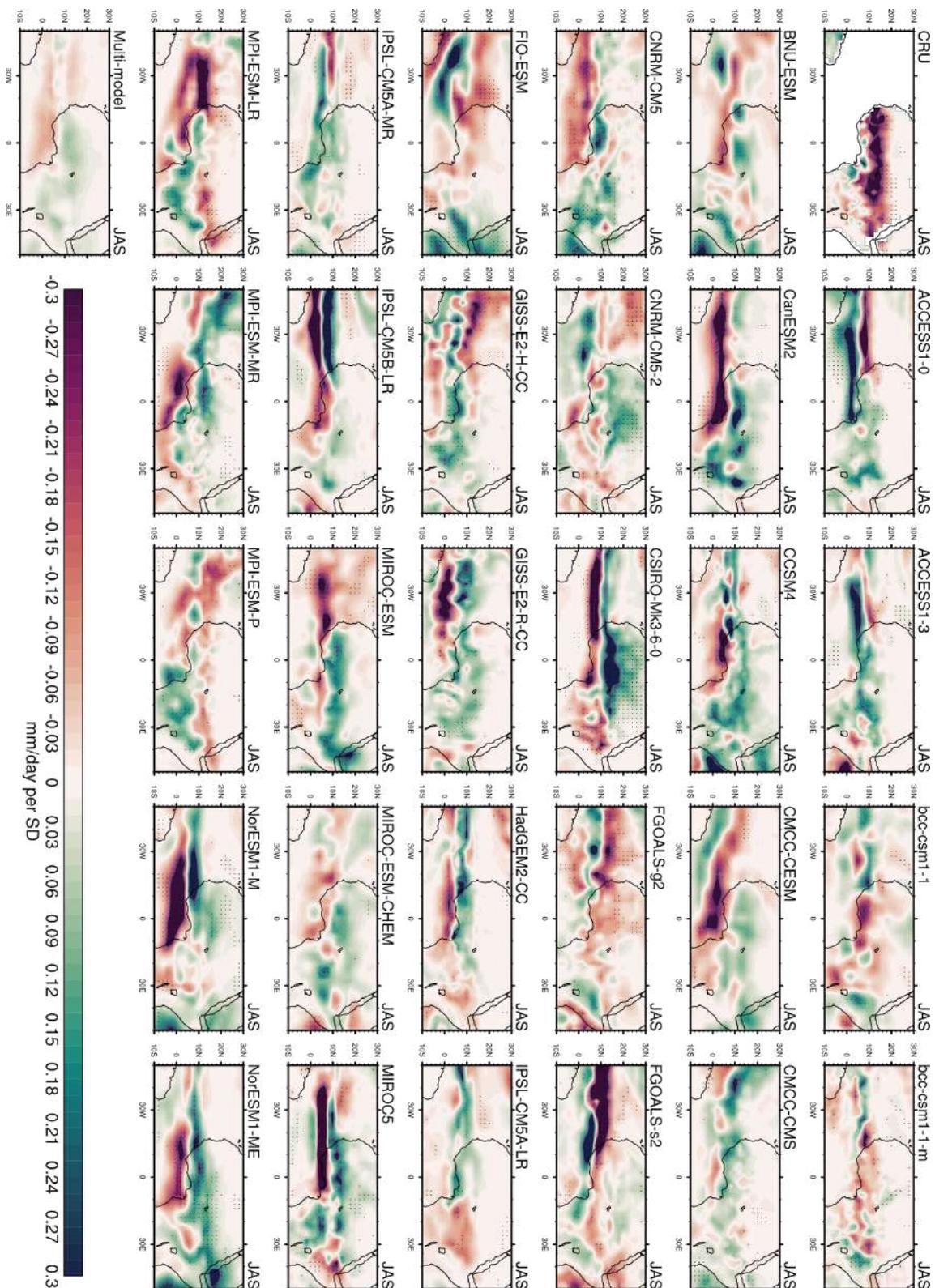
Annexe A.16 – Carte homogène des SST, carte hétérogène des précipitations du 1^{er} mode en été pour les observations et les simulations historiques issues de 29 GCMs. La SVD a été calculée en utilisant les anomalies long-terme de SST globale et les précipitations ouest-africaines (19.5°W-22.5°E; 1.4°N-23.5°N). Pour observations et les modèles individuels les pointillés indiquent les zones où la corrélation est significative à 95% (test de Monte Carlo).



Annexe A.17 – Régression sur l'indice de l'AMO simulé des anomalies filtrées de précipitations en été (JAS) (mm/day par Standard Déviation) dans les simulations historiques.



Annexe A.18 – Idem que la Annexe A.17 mais pour l'IPO.



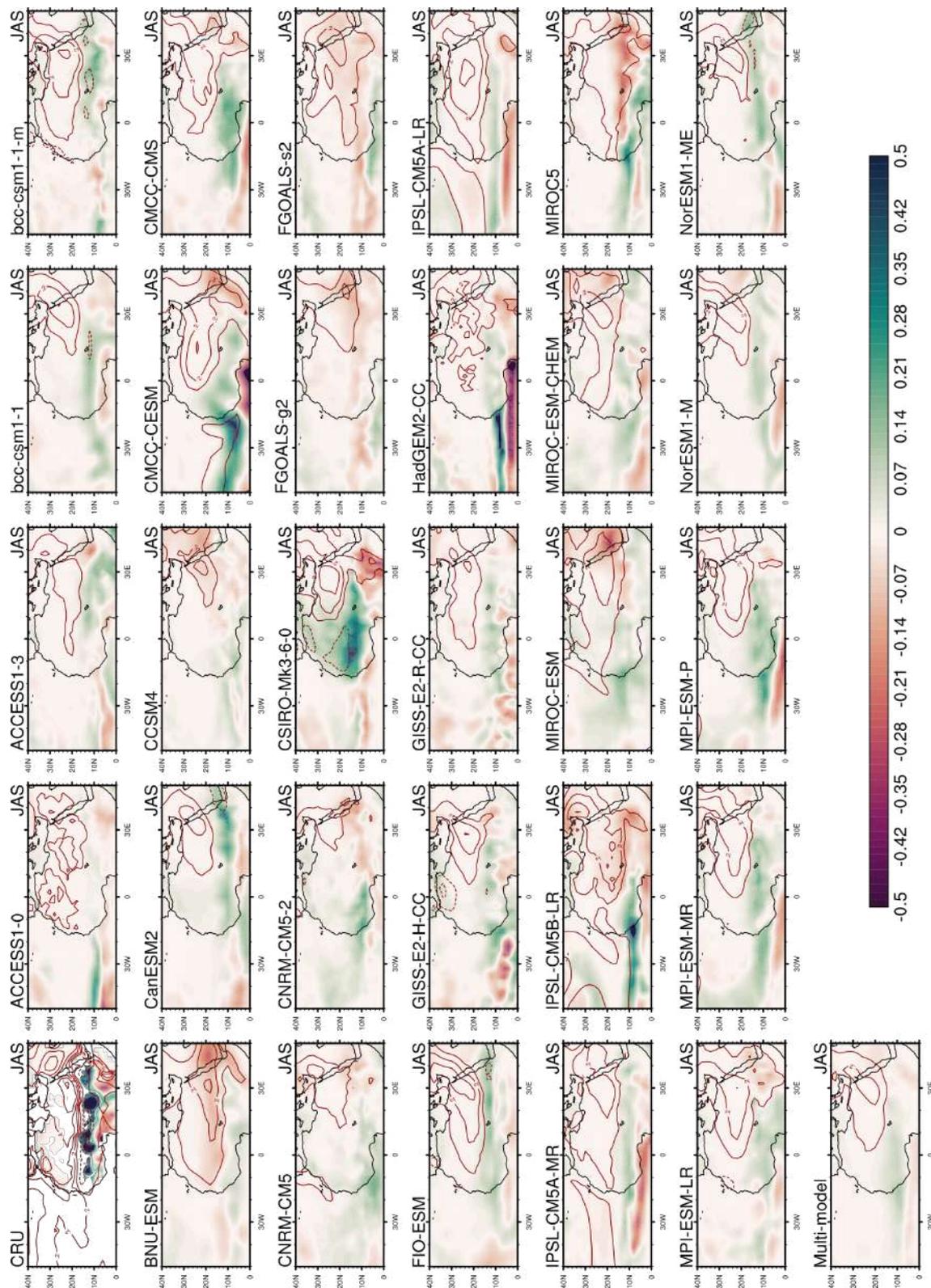
Annexe A.19 – Idem que la Annexe A.17 mais pour l’IDV.

Obs						ACCESS1-0						ACCESS1-3						bcc-csm1-1						bcc-csm1-1-m					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	0.06	0.05	0.89	0.85	AMO	1.00	-0.02	-0.11	0.06	0.07	AMO	1.00	-0.05	-0.04	0.07	0.03	AMO	1.00	-0.05	-0.05	0.07	0.04	AMO	1.00	-0.16	0.04	0.02	-0.01
IPO	0.06	1.00	0.44	0.54	0.09	IPO	-0.02	1.00	0.28	0.25	0.15	IPO	-0.05	1.00	0.35	0.12	0.03	IPO	-0.05	1.00	0.40	0.04	0.09	IPO	-0.16	1.00	0.34	0.06	0.05
IDV	0.05	0.44	1.00	0.24	0.01	IDV	-0.11	0.28	1.00	0.13	0.11	IDV	-0.04	0.35	1.00	0.06	0.12	IDV	-0.05	0.40	1.00	-0.01	0.06	IDV	0.04	0.34	1.00	0.01	-0.07
DTS	0.69	0.54	0.24	1.00	0.69	DTS	0.06	0.25	0.13	1.00	0.46	DTS	0.07	0.12	0.06	1.00	0.41	DTS	0.07	0.04	-0.01	1.00	0.12	DTS	0.02	0.06	0.01	1.00	0.40
DTA	0.85	0.09	0.01	0.69	1.00	DTA	0.07	0.15	0.11	0.46	1.00	DTA	0.03	0.03	0.12	0.41	1.00	DTA	0.04	0.09	0.06	0.12	1.00	DTA	-0.01	0.05	-0.07	0.40	1.00
BNU-ESM						CanESM2						CCSM4						CMCC-CESM						CMCC-CMS					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	-0.01	0.02	0.04	0.11	AMO	1.00	-0.01	-0.02	0.01	0.01	AMO	1.00	0.03	-0.06	0.09	0.01	AMO	1.00	0.10	0.18	0.04	0.15	AMO	1.00	-0.15	-0.07	0.04	0.05
IPO	-0.01	1.00	0.20	0.05	0.09	IPO	-0.01	1.00	0.75	0.12	-0.09	IPO	0.03	1.00	0.02	0.07	-0.04	IPO	0.10	1.00	0.56	0.07	0.10	IPO	-0.15	1.00	0.00	0.05	0.09
IDV	0.02	0.20	1.00	-0.03	0.03	IDV	-0.02	0.75	1.00	0.10	-0.06	IDV	-0.06	0.02	1.00	0.00	0.01	IDV	0.18	0.56	1.00	0.07	0.09	IDV	-0.07	0.00	1.00	-0.05	0.08
DTS	0.04	0.05	-0.03	1.00	0.49	DTS	0.01	0.12	0.10	1.00	0.27	DTS	0.09	0.07	0.00	1.00	0.15	DTS	0.04	0.07	0.07	1.00	0.18	DTS	0.04	0.05	-0.05	1.00	0.18
DTA	0.11	0.09	0.03	0.49	1.00	DTA	0.01	-0.09	-0.06	0.27	1.00	DTA	0.01	-0.04	0.01	0.15	1.00	DTA	0.15	0.10	0.09	0.18	1.00	DTA	0.05	0.09	0.08	0.18	1.00
CNRM-CM5						CNRM-CM5-2						CSIRO-Mk3-6-0						FGOALS-g2						FGOALS-s2					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	0.18	0.11	0.00	0.12	AMO	1.00	-0.18	0.27	-0.08	0.06	AMO	1.00	-0.13	-0.15	0.05	0.15	AMO	1.00	0.20	0.24	0.04	0.05	AMO	1.00	-0.13	0.09	0.09	0.05
IPO	0.18	1.00	0.29	-0.05	0.14	IPO	-0.18	1.00	0.23	0.02	0.01	IPO	-0.13	1.00	0.58	0.04	0.07	IPO	0.20	1.00	-0.04	0.05	0.08	IPO	-0.13	1.00	-0.31	0.17	0.09
IDV	0.11	0.29	1.00	-0.08	0.06	IDV	0.27	0.23	1.00	0.02	0.04	IDV	-0.15	0.58	1.00	-0.07	0.07	IDV	0.24	-0.04	1.00	-0.04	0.00	IDV	0.09	-0.31	1.00	0.03	-0.00
DTS	0.00	-0.05	-0.08	1.00	0.01	DTS	-0.08	0.02	0.02	1.00	-0.04	DTS	0.05	0.04	-0.07	1.00	-0.10	DTS	0.04	0.05	-0.04	1.00	0.01	DTS	0.09	0.17	0.03	1.00	0.14
DTA	0.12	0.14	0.06	0.01	1.00	DTA	0.06	0.01	0.04	-0.04	1.00	DTA	0.15	0.07	0.07	-0.10	1.00	DTA	0.05	0.08	0.00	0.01	1.00	DTA	0.05	0.09	-0.00	0.14	1.00
FIO-ESM						GISS-E2-H-CC						GISS-E2-R-CC						HadGEM2-CC						IPSL-CM5A-LR					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	-0.12	-0.14	0.00	-0.01	AMO	1.00	0.10	0.20	-0.05	0.12	AMO	1.00	0.06	0.05	0.11	0.08	AMO	1.00	-0.17	0.40	0.08	0.12	AMO	1.00	0.28	0.24	0.09	0.11
IPO	-0.12	1.00	0.39	0.04	0.03	IPO	0.10	1.00	-0.14	0.07	-0.01	IPO	0.06	1.00	0.38	-0.03	0.09	IPO	-0.17	1.00	-0.16	0.16	0.04	IPO	0.28	1.00	0.75	0.23	0.18
IDV	-0.14	0.39	1.00	-0.03	0.03	IDV	0.20	-0.14	1.00	-0.00	0.01	IDV	0.05	0.38	1.00	0.03	0.08	IDV	0.40	-0.16	1.00	0.03	-0.04	IDV	0.24	0.75	1.00	0.22	0.23
DTS	0.00	0.04	-0.03	1.00	0.39	DTS	-0.05	0.07	-0.00	1.00	0.07	DTS	0.11	-0.03	0.03	1.00	0.22	DTS	0.08	0.16	0.03	1.00	0.44	DTS	0.09	0.23	0.22	1.00	0.44
DTA	-0.01	0.03	0.03	0.39	1.00	DTA	0.12	-0.01	0.01	0.07	1.00	DTA	0.08	0.09	0.08	0.22	1.00	DTA	0.12	0.04	-0.04	0.44	1.00	DTA	0.11	0.18	0.23	0.44	1.00
IPSL-CM5A-MR						IPSL-CM5B-LR						MIROC-ESM						MIROC-ESM-CHEM						MIROC5					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	0.30	0.28	0.14	0.11	AMO	1.00	-0.05	0.07	0.09	0.19	AMO	1.00	0.11	-0.03	0.12	0.21	AMO	1.00	0.16	0.16	0.11	0.17	AMO	1.00	0.16	-0.06	-0.01	-0.00
IPO	0.30	1.00	0.67	0.23	0.13	IPO	-0.05	1.00	0.59	-0.09	-0.06	IPO	0.11	1.00	0.01	0.08	0.10	IPO	0.16	1.00	-0.08	0.01	0.10	IPO	0.16	1.00	0.27	0.08	0.13
IDV	0.28	0.67	1.00	0.27	0.14	IDV	0.07	0.59	1.00	0.01	0.07	IDV	-0.03	0.01	1.00	-0.01	0.09	IDV	0.16	-0.08	1.00	-0.05	0.02	IDV	-0.06	0.27	1.00	0.06	0.14
DTS	0.14	0.23	0.27	1.00	0.42	DTS	0.09	-0.09	0.01	1.00	0.16	DTS	0.12	0.08	-0.01	1.00	0.27	DTS	0.11	0.01	-0.05	1.00	0.23	DTS	-0.01	0.08	0.06	1.00	0.28
DTA	0.11	0.13	0.14	0.42	1.00	DTA	0.19	-0.06	0.07	0.16	1.00	DTA	0.21	0.10	0.09	0.27	1.00	DTA	0.17	0.10	0.02	0.23	1.00	DTA	-0.00	0.13	0.14	0.28	1.00
MPI-ESM-LR						MPI-ESM-MR						MPI-ESM-P						NorESM1-M						NorESM1-ME					
	AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA
AMO	1.00	-0.15	-0.08	0.08	0.05	AMO	1.00	-0.08	-0.03	-0.01	0.04	AMO	1.00	-0.09	-0.06	0.04	0.09	AMO	1.00	0.30	0.13	0.11	0.05	AMO	1.00	0.06	-0.29	-0.05	-0.00
IPO	-0.15	1.00	0.80	0.12	0.10	IPO	-0.08	1.00	0.46	0.12	0.09	IPO	-0.06	1.00	0.64	0.10	0.08	IPO	0.30	1.00	0.14	0.15	0.05	IPO	0.06	1.00	0.40	0.11	0.01
IDV	-0.08	0.80	1.00	0.12	0.13	IDV	-0.03	0.46	1.00	0.04	0.08	IDV	-0.06	0.64	1.00	0.05	0.10	IDV	0.13	0.14	1.00	0.00	0.09	IDV	-0.29	0.40	1.00	0.01	0.07
DTS	0.08	0.12	0.12	1.00	0.25	DTS	-0.01	0.12	0.04	1.00	0.30	DTS	0.04	0.10	0.05	1.00	0.28	DTS	0.11	0.15	0.00	1.00	0.31	DTS	-0.05	0.11	0.01	1.00	0.30
DTA	0.05	0.10	0.13	0.25	1.00	DTA	0.04	0.09	0.08	0.30	1.00	DTA	0.09	0.08	0.10	0.28	1.00	DTA	0.05	0.05	0.09	0.31	1.00	DTA	-0.00	0.01	0.07	0.30	1.00

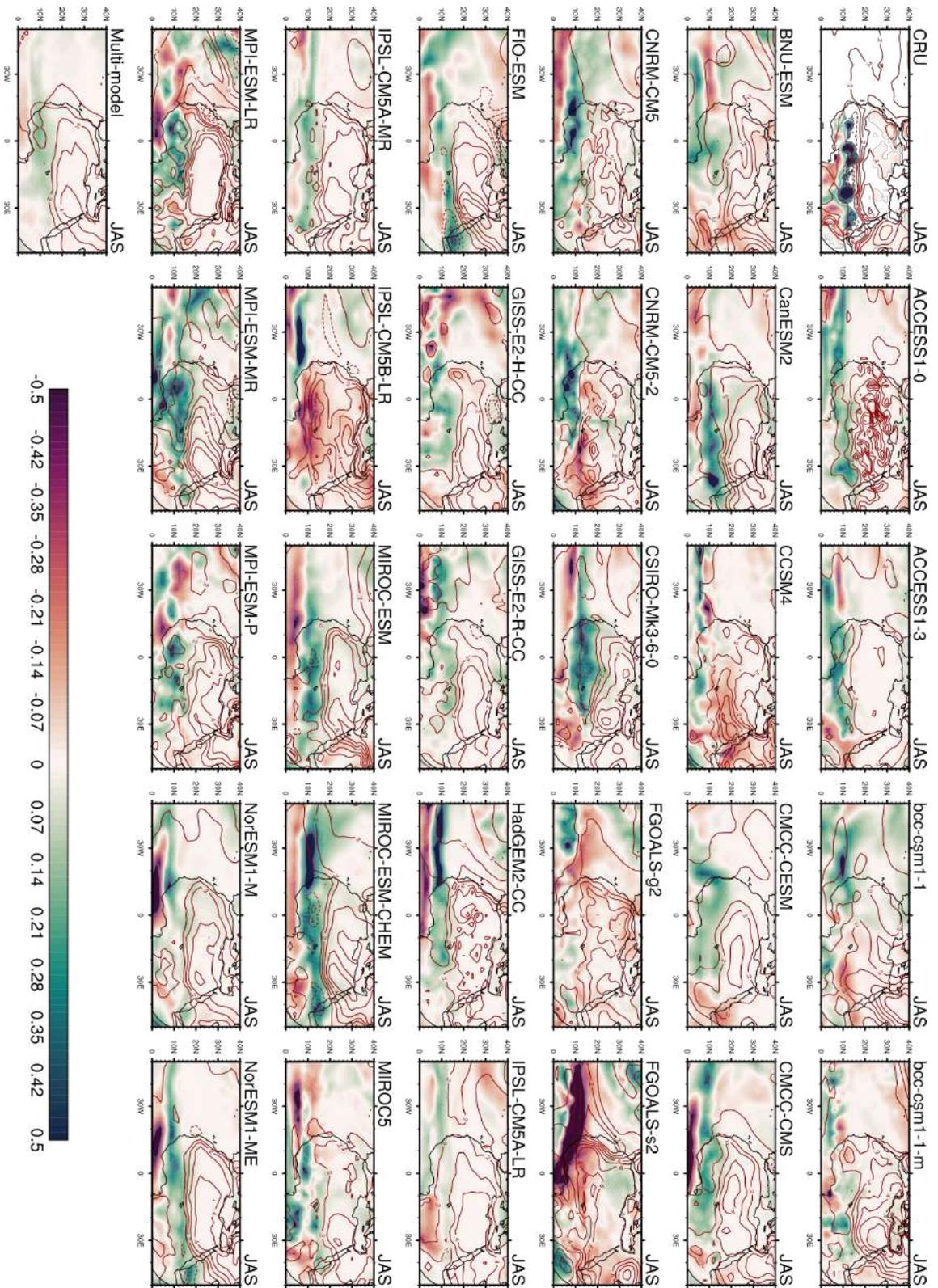
Annexe A.20 – Table de corrélation croisée entre l'AMO, l'IPO, l>IDV, la DTS et la DTA pour les observations et 29 modèles CMIP5

Obs						ACCESS1-0						ACCESS1-3						bcc-csm1-1						bcc-csm1-1-m					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.06	0.05	0.69	0.85		1.00	0.50	0.51	0.34	0.39		1.00	0.12	0.42	0.32	0.14		1.00	0.39	0.56	0.16	0.21		1.00	0.27	0.43	0.20	0.13	
0.06	1.00	0.44	0.54	0.09		0.50	1.00	0.56	0.49	0.58		0.12	1.00	0.43	0.15	0.09		0.39	1.00	0.73	0.18	0.20		0.27	1.00	0.82	0.25	0.23	
0.05	0.44	1.00	0.24	0.01		0.51	0.56	1.00	0.28	0.42		0.42	0.43	1.00	0.30	0.17		0.56	0.73	1.00	0.18	0.17		0.43	0.82	1.00	0.19	0.25	
0.69	0.54	0.24	1.00	0.69		0.34	0.49	0.28	1.00	0.61		0.32	0.15	0.30	1.00	0.47		0.16	0.18	0.18	1.00	0.23		0.20	0.25	0.19	1.00	0.49	
0.85	0.09	0.01	0.69	1.00		0.39	0.58	0.42	0.61	1.00		0.14	0.09	0.17	0.47	1.00		0.21	0.20	0.17	0.23	1.00		0.13	0.23	0.25	0.49	1.00	
BNU-ESM						CanESM2						CCSM4						CMCC-CESM						CMCC-CMS					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.54	0.60	0.09	0.29		1.00	0.65	0.79	0.38	0.26		1.00	0.43	0.55	0.29	0.18		1.00	0.20	0.32	0.03	0.21		1.00	0.81	0.62	0.30	0.19	
0.54	1.00	0.53	0.10	0.07		0.65	1.00	0.79	0.36	0.46		0.43	1.00	0.80	0.21	0.24		0.20	1.00	0.63	0.05	0.23		1.00	1.00	0.60	0.37	0.24	
0.60	0.53	1.00	-0.03	0.14		0.79	0.79	1.00	0.39	0.38		0.55	0.80	1.00	0.19	0.20		0.32	0.63	1.00	0.04	0.11		0.82	0.80	1.00	0.24	0.17	
0.09	0.10	-0.03	1.00	0.37		0.38	0.36	0.39	1.00	0.45		0.29	0.21	0.19	1.00	0.33		0.03	0.05	0.04	1.00	0.14		0.30	0.37	0.24	1.00	0.25	
0.29	0.07	0.14	0.37	1.00		0.46	0.26	0.38	0.45	1.00		0.18	0.24	0.20	0.33	1.00		0.21	0.20	0.11	0.14	1.00		0.19	0.24	0.17	0.25	1.00	
CNRM-CM5						CNRM-CM5-2						CSIRO-Mk3-6-0						FGOALS-g2						FGOALS-s2					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.56	0.41	0.25	0.27		1.00	0.41	0.52	0.11	0.12		1.00	0.19	0.05	0.31	0.42		1.00	0.77	0.86	0.28	0.26		1.00	0.31	0.60	0.30	0.26	
0.56	1.00	0.72	0.20	0.24		0.41	1.00	0.76	0.06	0.15		0.19	1.00	0.55	0.08	0.32		0.77	1.00	0.88	0.24	0.23		0.31	1.00	0.68	0.22	0.25	
0.41	0.72	1.00	0.23	0.33		0.52	0.76	1.00	0.02	0.14		0.05	0.55	1.00	-0.08	0.24		0.86	0.88	1.00	0.27	0.28		0.60	0.68	1.00	0.21	0.22	
0.25	0.20	0.23	1.00	0.01		0.11	0.06	0.02	1.00	-0.00		0.31	0.08	-0.08	1.00	0.18		0.28	0.24	0.27	1.00	0.13		0.30	0.22	0.21	1.00	0.46	
0.27	0.24	0.33	0.01	1.00		0.12	0.15	0.14	-0.00	1.00		0.42	0.32	0.24	0.18	1.00		0.26	0.23	0.28	0.13	1.00		0.26	0.25	0.22	0.46	1.00	
FIO-ESM						GISS-E2-H-CC						GISS-E2-R-CC						HadGEM2-GC						IPSL-CM5A-LR					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.42	0.58	-0.04	0.04		1.00	-0.01	-0.03	-0.03	-0.16		1.00	0.65	0.51	0.18	0.35		1.00	0.12	0.42	0.35	0.27		1.00	0.39	0.41	0.28	0.17	
0.42	1.00	0.62	0.17	0.04		-0.01	1.00	0.81	0.22	0.23		0.65	1.00	0.89	0.23	0.38		0.12	1.00	0.50	0.31	0.27		0.39	1.00	0.89	0.41	0.33	
0.58	0.62	1.00	0.06	0.09		-0.03	0.81	1.00	0.23	0.17		0.51	0.89	1.00	0.22	0.39		0.42	0.50	1.00	0.53	0.41		0.41	0.89	1.00	0.38	0.31	
-0.04	0.17	0.06	1.00	0.31		-0.03	0.22	0.23	1.00	0.15		0.18	0.23	0.22	1.00	0.25		0.35	0.31	0.53	1.00	0.62		0.28	0.41	0.38	1.00	0.51	
0.04	0.04	0.09	0.31	1.00		-0.16	0.23	0.17	0.15	1.00		0.35	0.38	0.39	0.25	1.00		0.27	0.27	0.41	0.62	1.00		0.17	0.33	0.31	0.51	1.00	
IPSL-CM5A-MR						IPSL-CM5B-LR						MIROC-ESM						MIROC-ESM-CHEM						MIROC5					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.31	0.58	0.31	0.27		1.00	0.74	0.66	0.39	0.28		1.00	0.45	0.57	0.24	0.29		1.00	-0.18	0.38	0.32	0.44		1.00	0.46	0.74	0.24	0.37	
0.31	1.00	0.73	0.35	0.29		0.74	1.00	0.84	0.34	0.31		0.45	1.00	0.38	0.16	0.22		-0.18	1.00	-0.01	0.08	0.04		0.46	1.00	0.63	0.22	0.33	
0.58	0.73	1.00	0.43	0.35		0.66	0.84	1.00	0.31	0.23		0.57	0.38	1.00	0.21	0.25		0.38	-0.01	1.00	0.21	0.13		0.74	0.63	1.00	0.15	0.40	
0.31	0.35	0.43	1.00	0.44		0.39	0.34	0.31	1.00	0.29		0.24	0.16	0.21	1.00	0.41		0.32	0.08	0.21	1.00	0.35		0.24	0.22	0.15	1.00	0.46	
0.27	0.29	0.35	0.44	1.00		0.28	0.31	0.23	0.29	1.00		0.29	0.22	0.25	0.41	1.00		0.44	0.04	0.13	0.35	1.00		0.37	0.33	0.40	0.46	1.00	
MPI-ESM-LR						MPI-ESM-MR						MPI-ESM-P						NorESM1-M						NorESM1-ME					
AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA		AMO	IPO	IDV	DTS	DTA	
1.00	0.46	0.72	0.24	0.27		1.00	0.65	0.91	0.17	0.33		1.00	0.21	-0.09	-0.02	0.10		1.00	0.76	0.69	0.29	0.22		1.00	0.51	0.43	0.31	0.27	
0.46	1.00	0.79	0.30	0.20		0.65	1.00	0.64	0.19	0.09		0.21	1.00	0.36	0.02	0.16		0.76	1.00	0.77	0.28	0.28		0.51	1.00	0.41	0.18	0.10	
0.72	0.79	1.00	0.37	0.29		0.91	0.64	1.00	0.21	0.28		-0.09	0.36	1.00	0.08	0.30		0.69	0.77	1.00	0.21	0.24		0.43	0.41	1.00	0.15	0.29	
0.24	0.30	0.37	1.00	0.27		0.17	0.19	0.21	1.00	0.29		-0.02	0.02	0.08	1.00	0.34		0.29	0.28	0.21	1.00	0.34		0.31	0.18	0.15	1.00	0.40	
0.27	0.20	0.29	0.27	1.00		0.33	0.09	0.28	0.29	1.00		0.10	0.16	0.30	0.34	1.00		0.22	0.28	0.24	0.34	1.00		0.27	0.10	0.29	0.40	1.00	

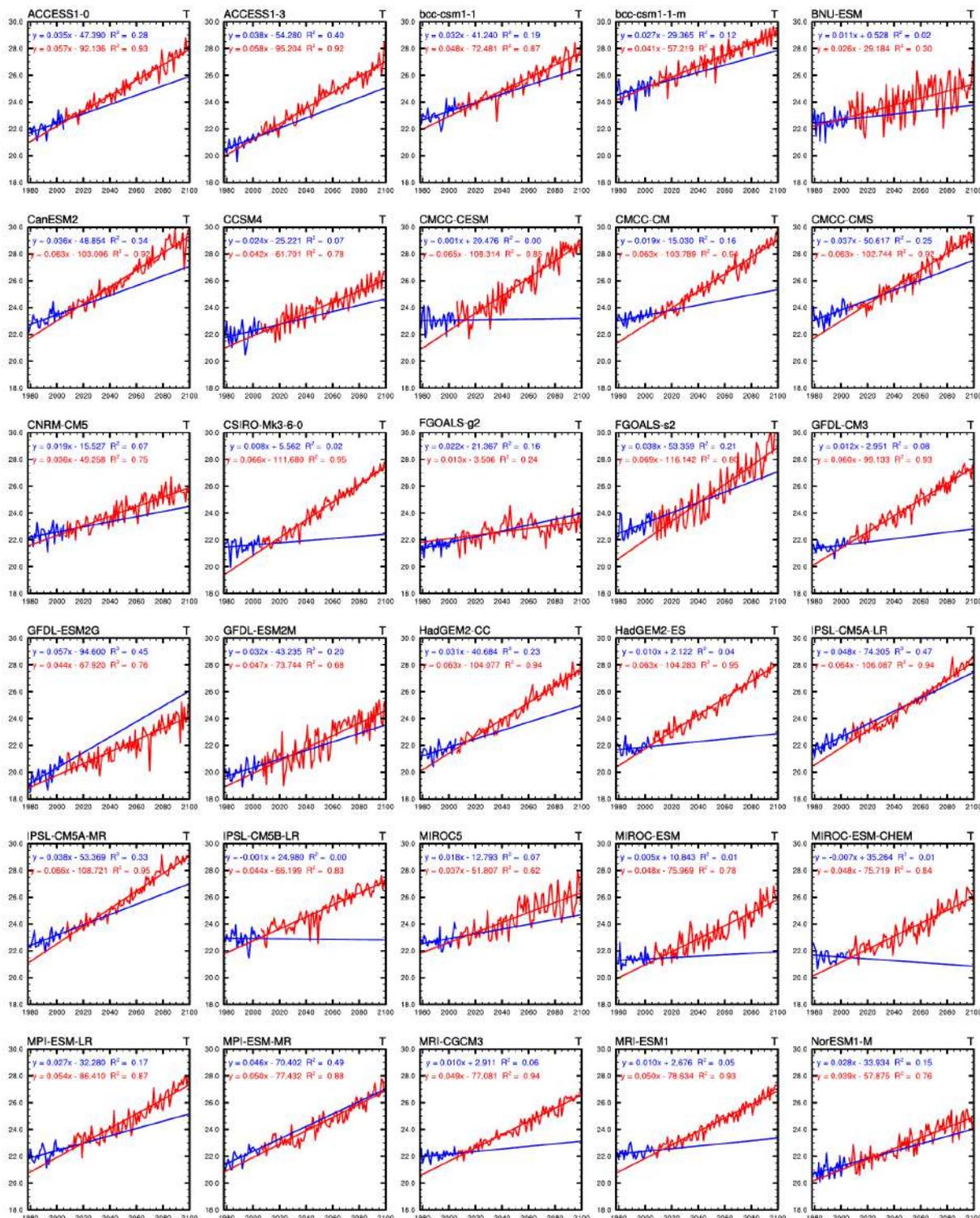
Annexe A.21 – Idem que la Annexe A.20 mais pour les simulations historiques.



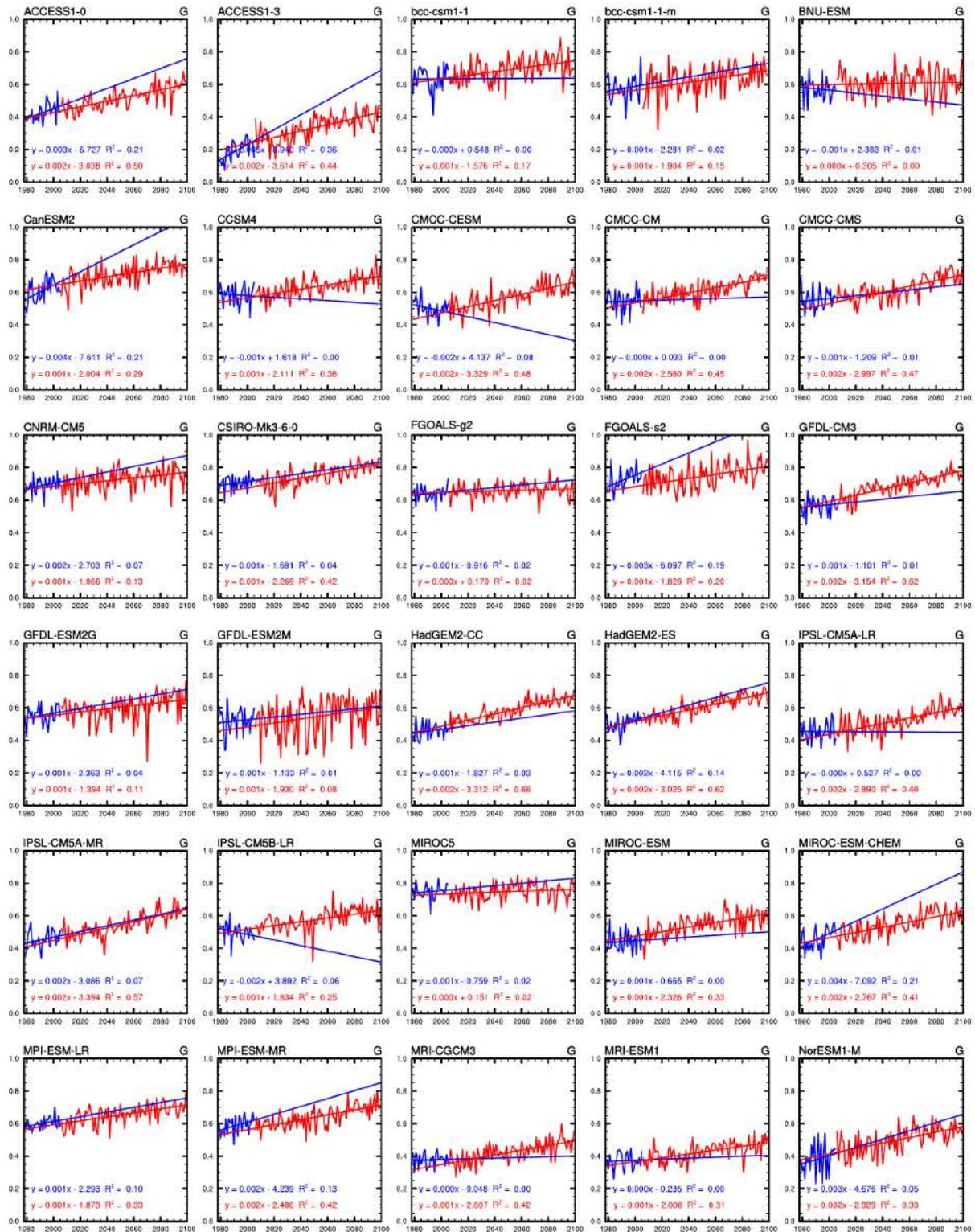
Annexe A.22 – Cartes de régression des anomalies décennales de précipitations (couleurs) et de température de l'air à 2 mètres (contours rouges) sur l'indice de la DTA pour les données d'observations, 29 modèles CMIP5 et le multi-modèle en été dans les simulations de contrôle.



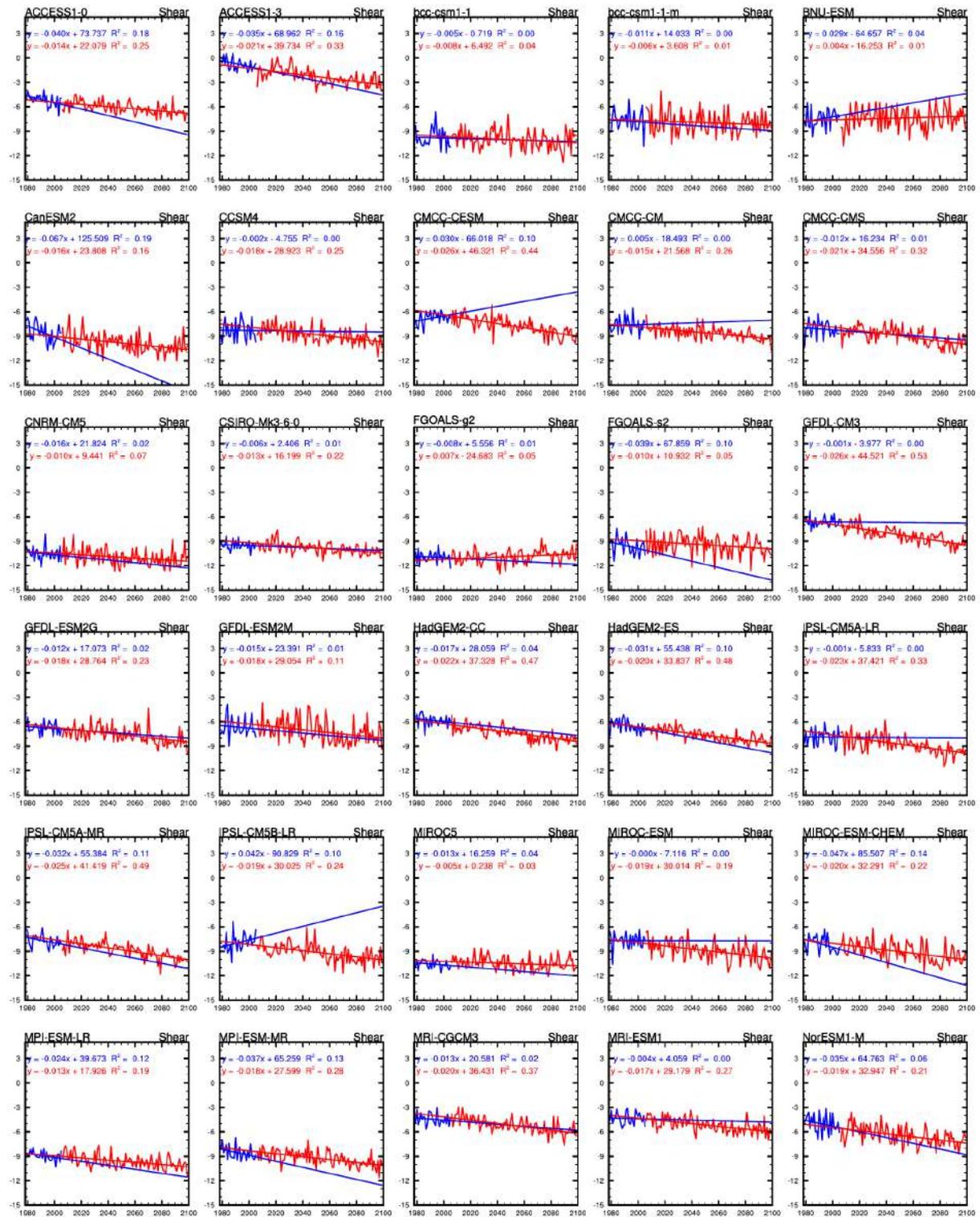
Annexe A.23 – Idem que la Annexe A.22 mais pour les simulations historiques.



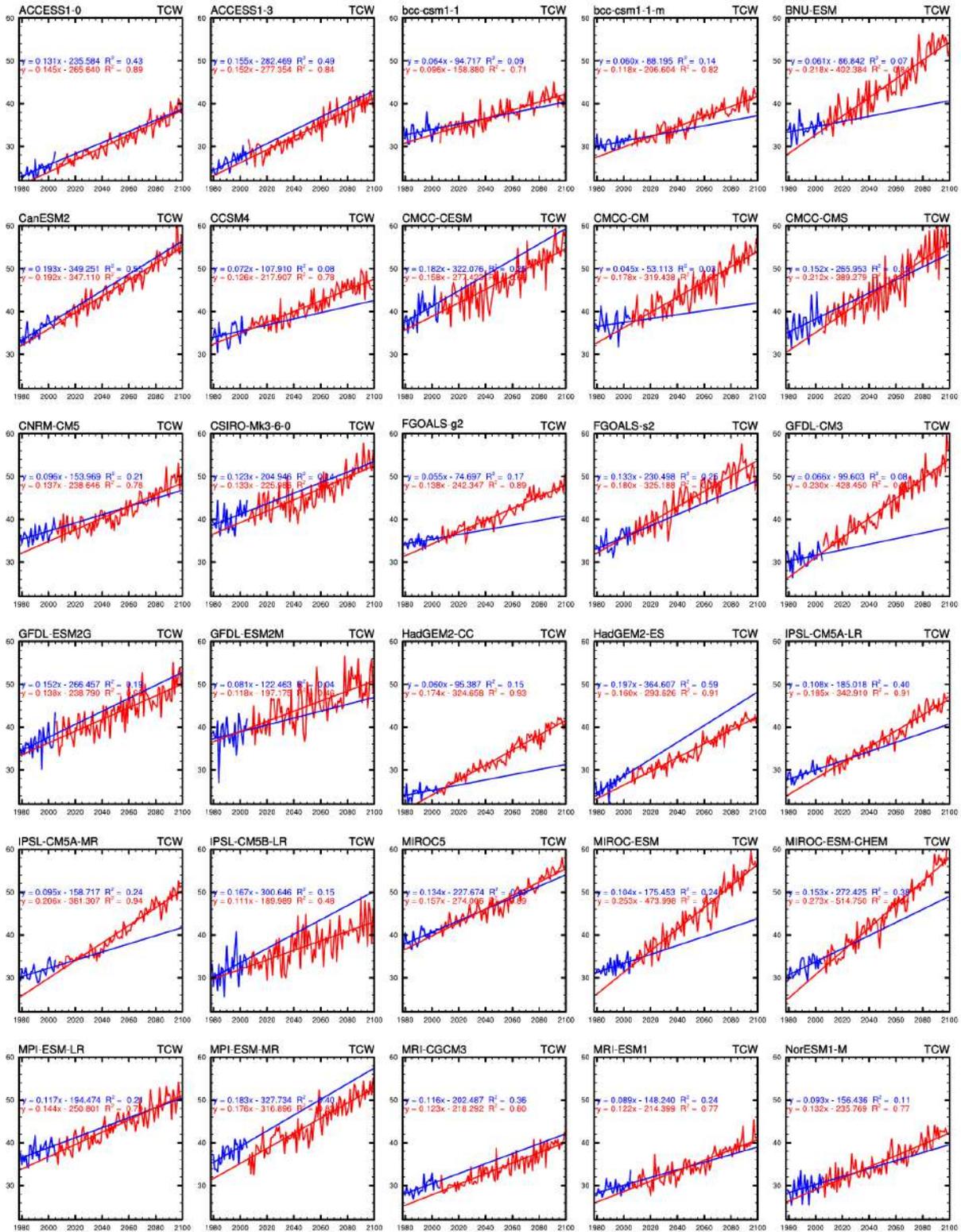
Annexe A.24 – Évolution de la température de l'air à 850hPa (en °C) sur le Sahel pendant le 20^{ème} et le 21^{ème} siècle en été.



Annexe A.25 – Idem que Annexe A.24 mais pour le gradient méridien de température.



Annexe A.26 – Idem que Annexe A.24 mais pour le cisaillement vertical de vent entre 600hPa et 925hPa.



Annexe A.27 – Idem que Annexe A.24 mais pour l'eau précipitable.

