



HAL
open science

Prévisibilité des précipitations ouest africaines (échelles intrasaisonniers et saisonnières) au travers des simulations type DEMETER et des observations

Lotfi Bouali

► **To cite this version:**

Lotfi Bouali. Prévisibilité des précipitations ouest africaines (échelles intrasaisonniers et saisonnières) au travers des simulations type DEMETER et des observations. Climatologie. Université de Bourgogne, 2009. Français. NNT: . tel-00413297

HAL Id: tel-00413297

<https://theses.hal.science/tel-00413297>

Submitted on 5 Feb 2010

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 DE BOURGOGNE

ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENT, SANTÉ, STIC »

THÈSE DE DOCTORAT

Spécialité Géographie option Climatologie

Présentée le 25 Mai 2009, par

Lotfi BOUALI

**Prévisibilité et prévision statistico-dynamique des
saisons des pluies associées à la mousson ouest
africaine à partir d'ensembles
multi-modèles**

Directeurs de thèse

Bernard FONTAINE et Nathalie PHILIPPON

Jury

M. Jean-François ROYER
M. Vincent MORON
M. Serge JANICOT
M. Pascal ROUCOU

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Remerciements

Je tiens à remercier les personnes impliquées de près ou de loin dans mon travail de recherche.

Tout d'abord, mon directeur de thèse Bernard Fontaine, pour avoir dirigé ce travail bien qu'il soit difficile d'exprimer en quelques mots ma reconnaissance envers lui. Sa patience, sa disponibilité et ses conseils m'ont permis de vivre une expérience stimulante, enrichie par son expertise et sa rigueur scientifiques qui influenceront longtemps mes projets professionnels.

Ce travail n'aurait également pas pu être mené sans l'implication de Nathalie Philippon, co-encadrante de mon travail, qui a pris le temps de m'expliquer les bases de la climatologie et qui a fait preuve d'une grande écoute et d'une grande aide pendant mes trois années au CRC. Un grand merci d'avoir accepté de « coacher » mon travail de près.

Merci à Nadège Martiny, Maître de conférence à l'université de Bordeaux 1, pour les discussions que j'ai eues avec elle, qui ont été très enrichissantes pour moi pendant la première année de ma thèse, au CRC, puis aux conférences AMMA à Bamako et à Niamey.

Je remercie les collègues du CRC et du département de géographie, notamment mes nombreux camarades de bureau ; Viviane, Romain, Benjamin, Pascal, Samuel, Julien, Expédit, Ernest et Nicolas. Merci Michèle pour la relecture attentive de ma thèse.

Enfin, merci à ma famille et à Sabrina qui m'ont soutenu durant mes études.

Lotfi Bouali

Sommaire

SOMMAIRE	1
LISTES DES ACRONYMES	4
INTRODUCTION	6
CHAPITRE 1. Base de données utilisées	11
1.1 Données issues de MCG	12
1.1.1 Données du projet DEMETER	12
1.1.2 Données du projet ENSEMBLES	15
1.2 Données de références	17
1.2.1 Base de données CRU	17
1.2.2 Le fichier de précipitations CMAP	18
1.2.3 Les données atmosphériques des Réanalyses Américaines	18
1.2.4 La TSM du Met Office Hadley Centre	20
1.3 Les cartes numérisées du forum PRESAO	20
<i>Synthèse du chapitre</i>	23
CHAPITRE 2. Méthodes utilisées	24
2.1 Outils statistiques de prévisions	25
2.1.1 Approche dynamique	25
2.1.2 Approche statistiques	27
2.1.2.1 <i>Les indices régionalisés</i>	28
2.1.2.2 <i>L'analyse composite</i>	28
2.1.2.3 <i>Régression linéaire multiple</i>	29
2.1.2.4 <i>Analyse en Composantes Principales (ACP)</i>	30
2.1.2.5 <i>Analyse Canonique des Corrélations (ACC)</i>	30
2.1.2.6 <i>Méthode Bayésienne</i>	32
2.1.3 Approche statistico-dynamique "MOS" (Model Output statistics)	35
2.2 Tests d'évaluation des prévisions	36
2.2.1 Tests pour variables continues	37
2.2.1.1 <i>Biais et erreur quadratique moyenne</i>	37
2.2.1.2 <i>Coefficient de corrélation linéaire</i>	37
2.2.1.3 <i>Le "LEPS" (Linear Error in Probability Space)</i>	37
2.2.2 Tests pour variables quantitatives	39
2.2.2.1 <i>Kappa</i>	39
2.2.2.2 <i>Le "RPSS" (Ranked Probability Skill Scores)</i>	40
2.2.2.3 <i>Le "ROC" (Relative Operating Characteristics)</i>	40
<i>Synthèse du chapitre</i>	41
CHAPITRE 3. La Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO)	35
3.1 Circulation à grande échelle	36
3.2 Situation géographique en Afrique de l'ouest	39
3.2.1 Cumul moyen des précipitations	39
3.2.2 La végétation	40

3.2.3	Le relief	40
3.3	Éléments majeurs du système MAO	42
3.3.1	Énergie statique humique et température de surface de la mer	42
3.3.2	Dynamique atmosphérique	44
3.4	Cycle saisonnier des précipitations	46
3.5	Variabilité interannuelle	47
3.5.1	Forçage de l'océan Atlantique	49
3.5.2	Forçage de l'océan Pacifique	51
3.5.3	Forçage de l'océan Indien	52
3.5.4	Forçage de la Méditerranée	53
En synthèse		54
CHAPITRE 4.	Diagnostic des simulations DEMETER et prévision des précipitations sahéliennes	62
4.1	Aspects moyens de la pluviométrie sahéliennes et de circulation atmosphérique en Afrique de l'ouest dans DEMETER	63
4.1.1	La pluviométrie sahélienne	63
4.1.1.1	<i>Cumuls moyen et répartition sur le semestre mai-octobre</i>	63
4.1.1.2	<i>Cycles saisonniers et variabilité interannuelle</i>	64
4.1.2	Paramètres océano-atmosphériques	71
4.1.2.1	<i>L'énergie statique humide</i>	72
4.1.2.2	<i>Le vent à 850hPa</i>	74
4.1.2.3	<i>La pression au niveau de la mer</i>	75
4.1.2.4	<i>Le vent à 500hPa</i>	76
4.1.2.5	<i>Le vent à 200hPa</i>	78
4.1.2.6	<i>La température en surface</i>	79
4.2	Prévision des précipitations sahéliennes	82
4.2.1	Prévision de l'indice Sahélien	82
4.2.1.1	<i>Définition du prédicteur et des prédicteurs</i>	83
4.2.1.2	<i>Performance des approches de prévisions</i>	85
4.2.1.3	<i>Diagnostic sur les années bien prévues par l'approche MOS</i>	93
4.2.2	Prévision des champs de précipitations sahéliennes	96
4.2.2.1	<i>Définition du prédicteur et des prédicteurs</i>	96
4.2.2.2	<i>Reproductibilité du champ des précipitations sahéliennes</i>	97
4.2.2.3	<i>Performances des approches MOS</i>	102
4.2.2.3.1	<i>Approche MOS basée sur les précipitations DEMETER</i>	103
4.2.2.3.2	<i>Approche MOS basée sur la dynamique atmosphérique DEMETER</i>	105
En synthèse		110
CHAPITRE 5.	Simulation des précipitations ouest africaines dans le projet ENSEMBLES	112
5.1	Analyse des aspects moyens de la pluviométrie ouest africaine dans la version 2 des données ENSEMBLES	113
5.1.1	<i>Cycle saisonnier et variabilité interannuelle</i>	114
5.1.2	<i>Évolution temporelle et reproductibilité de la composante haute fréquence</i>	119
5.1.3	<i>Évolution de la relation linéaire TSM / précipitations sahéliennes</i>	122
5.2	Prévision saisonnières dans ENSEMBLES et dans PRESAO	125
5.2.1	<i>Degré d'accord dans la distribution spatiale entre les prévision et PRESAO</i>	128

5.2.2	<i>Capacité des prévisions à bien à bien distinguer les anomalies pluvieuses et sèches</i>	129
5.2.3	<i>Compétence des prévisions probabilistes par rapport à celle de la climatologie</i>	131
<i>En synthèse</i>		132
CONCLUSION		134
LISTE DES FIGURES		138
LISTE DES TABLEAUX		143
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		145
PUBLICATIONS		156

Liste des acronymes

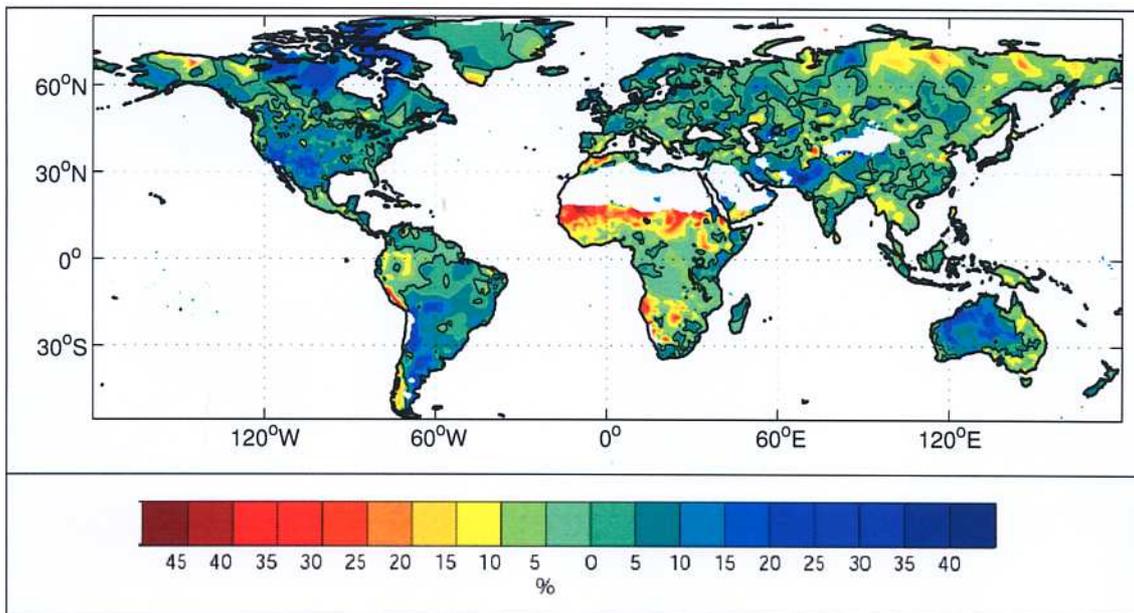
ACC	: Analyse des Corrélations Canoniques
ACMAD	: African Centre of Meteorological Application for Development
ACP	: Analyse en Composantes Principales
AEJ	: African Easterly Jet
AMIP-II	: Atmospheric Model Intercomparison Project II
AMMA	: African Monsoon Multidisciplinary Analyses
CEA	: Commissariat de l'Energie Atomique
CEDEAO	: Communauté Économique Des États de l'Afrique de l'Ouest
CILSS	: Comité permanent Inter-état de Lutte Contre la Sécheresse au Sahel
CMAP	: Climate prediction center Merged Analysis Precipitation
CRU	: Climate Research Unit
CTE	: Coefficient Temporel d'Expansion
DEMETER	: Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-inTERannual prediction
DOE	: Department Of Energie
ECMWF	: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ENSO	: El-Nino Southern Oscillation
ERA	: European Re-Analysis
ESH	: Energie Statique Humide
EQM	: Erreur Quadratique Moyenne
FAO	: Food and Agriculture Organization of the United Nations
FIT	: Front Inter-Tropical
HadiSST1	: Hadley sea ice and Sea Surface Temperature version 1
TEJ	: Tropical Easterly Jet
JOST	: Jet d'Ouest Sub-Tropical
LEPS	: Linear Error in Probability Space
MAO	: Mousson d'Afrique de l'Ouest
MBD	: Méthode Bayésienne Développée
MBS	: Méthode Bayésienne Simple
MCG	: Modèle de Circulation Général
MMEM	: Multi-Model Ensemble Mean
MOS	: Model Output Statistics
NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Center for Environmental Prediction
NERSC	: National Energy Research Supercomputing Center
OMM	: Organisation Météorologique Mondiale
PRESAO	: PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest
R1	: Réanalyses américaines version 1
R2	: Réanalyses américaines version 2
RLM	: Regression Linéaire Multiple
RLS	: Régression Linéaire Simple
ROC	: Relative Operating Characteristics
RPSS	: Ranked Probability Skill Score

RSOI	: Reduced Space Optimal Interpolation
STL1	: Sea Temperature level 1
SVD	: Décomposition en Valeurs singulières
TSM	: Température de Surface de la Mer
TOA	: Terre-Océan-Atmosphère
WAMI	: West African Monsoon Index
ZCIT	: Zone de Convergence Inter-Tropicale

Introduction

La prévision saisonnière des précipitations en Afrique de l'Ouest est devenue, ces dernières décennies, un des enjeux majeurs et une question cruciale pour l'économie et les sociétés des pays ouest africains. En effet, depuis la fin des années 1960, les cumuls annuels enregistrés dans ces régions ont assez brutalement basculé d'une situation excédentaire à une autre très déficitaire (Fig. 1), sans précédent. Les années anormalement sèches se sont succédées de façon exceptionnelle, générant ainsi une tendance négative à long terme de la pluviométrie qui installa la période de sécheresse la plus importante durant le XX^e siècle sur notre planète (Fontaine et Janicot, 1993, et les références associées).

Figure 1 : Différence (%) des précipitations moyennes annuelles entre les périodes 1970-2000 et 1950-1969, divisée par les précipitations moyennes annuelles de la période 1950-2000. Les points de grille pour lesquels les cumuls annuels moyens sont inférieurs à 100 mm ont été mis en valeurs manquantes. Données mensuelles du CRU (0,5° x 0,5°) exprimées en mm. (Louvet 2008).



Il faut aussi savoir que les populations de ces régions ont toujours payé un très lourd tribut à la variabilité interannuelle des saisons des pluies en raison de la dépendance directe des modes de production agricole, des économies locales, et donc de la vie des gens, aux aléas climatiques. Un rapport du PNUE (Programme des Nations Unies pour l'Environnement,

2001), montre d'ailleurs que les populations d'Afrique de l'Ouest subiront de toute façon les impacts associés au changement climatique même si les projections des modèles de climat ne convergent pas toutes encore sur le signe des anomalies futures. Ainsi, la question du risque de persistance de longues périodes anormalement sèches ou pluvieuses est-il bien réel ? C'est une question de toute première importance pour les pays et les habitants de la sous-région ouest africaine du Sahel (Ardoin *et al.*, 2003).

Les conséquences catastrophiques de la dernière longue période de sécheresse au Sahel des années 1970 et 1980 ont entraîné une forte mobilisation de la communauté scientifique, en matière de ressources en eau, de santé et de sécurité alimentaire des populations locales. Cela pose le problème de la dépendance économique des pays affectés, du développement de leur agriculture et de leur élevage. C'est dans ce contexte que le projet international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine), initié par des chercheurs français, a vu le jour en 2001. Ce projet réunit plus de 60 laboratoires européens, africains et américains afin de mieux prévoir et mieux faire connaître les moussons africaines moins médiatiques que leurs sœurs d'Asie ou d'Amérique du Sud. Comme signalé lors de la conférence de presse de février 2005, l'originalité de ce projet tient à l'ampleur de ses campagnes de mesures, à son caractère pluridisciplinaire et à ses retombées potentielles pour le développement. Parmi ces dernières, il faut citer bien sûr la prévision des précipitations saisonnières liées à la MAO (Mousson d'Afrique de l'Ouest) en raison de son impact sur l'organisation et la vie même des populations (AMMA, 2005). Notons que plusieurs programmes de recherches et expériences de terrain ont précédés ce projet : GATE (1974), WAMEX (1979), COPT (1981), HAPEX-Sahel (1992), WAMP (1997) et CATCH (1997).

Depuis le lancement du projet AMMA, les études diagnostiques visant à améliorer notre compréhension de la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest se sont multipliées. Elles ont visé notamment à mieux décrypter les mécanismes et la complexité du système MAO à différentes échelles de temps et d'espace afin d'améliorer les outils de diagnostic et de prévision. Au premier rang de ces outils, il y a, bien entendu, les modèles de climat MCGs (Modèles de Circulation Générale) dans lesquels une partie de la complexité du système climatique est représentée. Les MCGs se sont, ces vingt dernières années, améliorés ; ils se sont complexifiés en prenant en compte non seulement l'atmosphère, mais aussi les autres composantes du système, tels que l'océan, les continents, les glaces au travers de modules de couplage, de schémas d'interactions. Malheureusement, les modèles disponibles actuellement

souffrent de plusieurs lacunes dans la représentation des processus et la reproduction des mécanismes, ce qui conduit à un certain manque de réalisme du climat simulé. Quand, par ailleurs, on regarde le réalisme de ces modèles en comparant leurs sorties aux observations, en termes de champs moyens et de téléconnexions, force est de constater que l'amélioration reste partielle. Ceci est particulièrement vrai sur l'aire d'extension de la MAO où les modèles reproduisent encore mal les cumuls et les cycles annuels des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest, et plus encore au Sahel. Il est, par exemple, encore difficile de les utiliser directement en mode prévisionnel au-delà des temps météorologiques (quelques jours). Ceci vaut plus encore quand on s'intéresse aux champs de précipitations. En effet, les modèles peinent particulièrement à simuler sous les tropiques où les mécanismes de petite échelle associés, par exemple, au déclenchement de la convection qui jouent sur les instabilités verticales sont fortes, ainsi bien entendu que l'intermittence des pluies. La conséquence est importante : pour obtenir une prévision de saison des pluies satisfaisante, on ne peut se permettre de ne regarder que les sorties pluviométriques. Il faut, en fait, recourir à toute une chaîne méthodologique permettant de sélectionner l'information (multivariée) utile dans les simulations après comparaison avec le monde réel, puis à l'utiliser pour produire la prévision, ce qui inclut le plus souvent une part d'adaptation statistique à partir de la dynamique atmosphérique mieux simulée par les modèles. Cette thèse s'inscrit pleinement dans cet effort et s'intègre dans le programme scientifique AMMA.

Les objectifs principaux de ce travail consistent en effet (i) à analyser les sorties directes de certains MCGs ayant participé à deux expériences internationales de prévisions saisonnières (DEMETER et ENSEMBLES), puis (ii) à proposer, à partir de ces modèles, une méthodologie permettant d'améliorer la prévision des précipitations sahéliennes, après (iii) comparaison des résultats obtenus au regard de leur réalisme, leurs robustesse et significativité statistique et leur utilité potentielle en tenant compte des prévisions probabilistes issues du forum PRESAO (PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest).

Ceci a dicté une présentation en cinq chapitres.

Au **chapitre 1**, nous présenterons les différentes bases de données utilisées, notamment celles qui ont été produites par les MCGs ayant participé aux deux grandes expériences internationales de prévisions numériques multimodèles DEMETER et ENSEMBLES, ainsi que les données de références et cartes numérisées des prévisions issues

des forums PRESAO qui établissent annuellement un consensus entre approches numériques et statistiques pour la prochaine saison des pluies en Afrique de l'Ouest.

Le **chapitre 2** détaillera les méthodes et outils statistiques utilisés pour l'élaboration de la chaîne méthodologique de prévision des précipitations saisonnières, après avoir rappelé certaines particularités de celles-ci et l'intérêt de ce type d'exercice pour les populations. On présentera les différentes approches possibles (dynamique, statistique et statistico-dynamique), ainsi que les tests appliqués sur les résultats.

Le **chapitre 3** est une revue non exhaustive des connaissances en matière de climatologie ouest africaine pour mieux analyser par la suite les résultats de prévision produits aux chapitres 4 et 5. On évoquera ainsi quelques phénomènes ou mécanismes impliqués dans le système MAO, ainsi que le rôle des surfaces, la dynamique atmosphérique et les connexions avec les différents océans.

Les **chapitres 4 et 5** sont fondés sur l'analyse des sorties de modèles climatiques ayant participé à deux grandes expériences internationales de prévision multi-simulations et multi-modèles : les expériences DEMETER et ENSEMBLES. Ces chapitres constituent en fait une même entité : il s'agit de définir la meilleure chaîne méthodologique possible à partir des sorties de ces modèles pour essayer d'améliorer la qualité des prévisions, mais aussi de discuter la qualité des résultats obtenus à la lumière de ce que l'on peut obtenir avec d'autres méthodes ou à partir d'autres expériences de prévision telles les forums PRESAO. Pour des raisons didactiques évidentes, nous avons préféré présenter ces différentes analyses en deux chapitres, organisés sur la base des données et périodes disponibles parce que celles-ci sont différentes et évitant dans la mesure du possible les redondances.

Après avoir rappelé les aspects moyens des précipitations et de la dynamique de mousson au travers de l'expérience DEMETER, le **chapitre 4** présentera les résultats de plusieurs exercices complémentaires de prévision des précipitations sahéliennes de la saison juillet-août, prévisions élaborées selon différentes méthodes et produites sous forme d'indice régionalisé (Kraus, 1977), puis sous forme de champs.

Le **chapitre 5** sera dévolu à la description des aspects moyens de la pluviométrie sahélienne et de ses connexions avec les champs de température de surface de la mer des trois

grands bassins océaniques et de la Méditerranée, en utilisant la version 2 des données ENSEMBLES. Aussi, dans ce chapitre seront évaluées les performances des prévisions PRESAO et des deux MCG utilisés dans ENSEMBLES.

Chapitre 1

Bases de données utilisées

Dans ce chapitre seront présentées les données sur lesquelles on s'appuiera pour évaluer dans quelle mesure l'utilisation des sorties directes des Modèles de Circulation Générale (MCGs) couplés océan-atmosphère est pertinente pour la prévision des précipitations sahéliennes associées à la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO).

Ces données peuvent être réparties en trois catégories :

- les données issues des MCGs utilisés dans le cadre des projets européens DEMETER et ENSEMBLES,
- les données de référence : il s'agit de deux bases de données relatives à la pluviométrie (CRU -Climate Research Unit- et CMAP -Climate prediction center Merged Analysis Precipitation-), deux autres relatives aux champs de la dynamique atmosphérique (réanalyses américaines R1, R2) et une dernière pour les champs de la température de surface de la mer (TSM) observées (HadiSST1 -Hadley ice Sea Surface Temperature version 1-),
- les cartes numérisées de prévision des précipitations issues des forums PRESAO (PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest).

1.1 Données issues de MCG

1.1.1 Données du projet DEMETER

Fondé sur le programme Provost (Palmer *et al.*, 2000), le projet DEMETER (Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-inTERannual prediction; Palmer *et al.*, 2004) a été coordonné par le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF, <http://www.ecmwf.int/research/DEMETER>) suite à la collaboration entre plusieurs laboratoires de recherches européens (Tab. 1.1). Il s'appuie sur sept modèles couplés océan-atmosphère fonctionnant en mode prévision et initialisés par les réanalyses européennes ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005). Ainsi, soixante-trois prévisions (9 simulations x 7 modèles) qui diffèrent par leurs initialisations et par les modèles couplés utilisés, sont proposées sur des échéances de six mois, ceci quatre fois par an. Les initialisations sont effectuées le 1er des mois de février, mai, août et novembre. Ce projet visait donc à construire un ensemble de prévisions saisonnières sur l'ensemble du globe sur la période 1958 - 2001. Néanmoins, tous les modèles n'ont pas fourni des prévisions depuis 1958; seules les années 1980 à 2001 ont été simulées par l'ensemble des modèles (Rogel *et al.*, 2006).

Les principaux objectifs ayant motivé la mise en place du projet DEMETER sont :

- rassembler pour la première fois des simulations de plusieurs MCGs couplés européens sur un même système d'archivage et faire en sorte que leurs formats soient les mêmes,
- faire progresser le concept de prévisions multimodèles et montrer sa faisabilité et son efficacité (Palmer *et al.*, 2004),
- constituer une base de données de prévisions saisonnières riche et homogène, disponible pour la communauté scientifique dans le but d'améliorer notre compréhension des mécanismes climatiques et d'évaluer la qualité de nos prévisions,
- et enfin, étudier deux domaines d'application : les maladies tropicales en Afrique et l'agriculture en Europe.

Tableau 1.1 : Caractéristiques et combinaisons des modèles atmosphériques et océaniques utilisés par les partenaires du projet DEMETER (Palmer *et al.* 2004). Entre parenthèses, dans la 1^{ère} (3^{ème} et 5^{ème}) colonne, sont données les abréviations de chaque modèle utilisées dans le système d'archivage de DEMETER et dans la suite de ce manuscrit (le nombre de niveaux verticaux).

Partenaires	Modèles atmosphériques	Résolutions	Modèles océaniques	Résolutions
CERFACS ¹ (CRFC)	ARPEGE	T63 (31)	OPA 8.2	2.0° x 2.0° (31)
ECMWF ² (SCWF)	IFS	T95 (40)	HOPE-E	1.4° x 0.3°-1.4° (29)
INVG ³ (SCNR)	ECHAM-4	T42 (19)	OPA 8.1	2.0° x 0.5°-1.5° (31)
LODYC ⁴ (LODY)	IFS	T95 (40)	OPA 8.2	2.0° x 2.0° (31)
Météo-France ⁵ (CNRM)	ARPEGE	T63 (31)	OPA 8.0	182 GP x 152 GP (31)
Met Office ⁶ (UKMO)	HadAM3	2.5° x 3.75° (19)	GloSea OGCM basé dans HadCM3	1.25° x 0.3°-1.25° (40)
MPI ⁷ (SMPI)	ECHAM-5	T42 (19)	MPI-OMI	2.5° x 0.5°-2.5° (23)

¹ European Centre for Research and Advanced Training in Scientific Computation, France.

² European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, International organization.

³ Istituto Nazionale de Geofisica e Vulcanologia, Italy.

⁴ Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie, France.

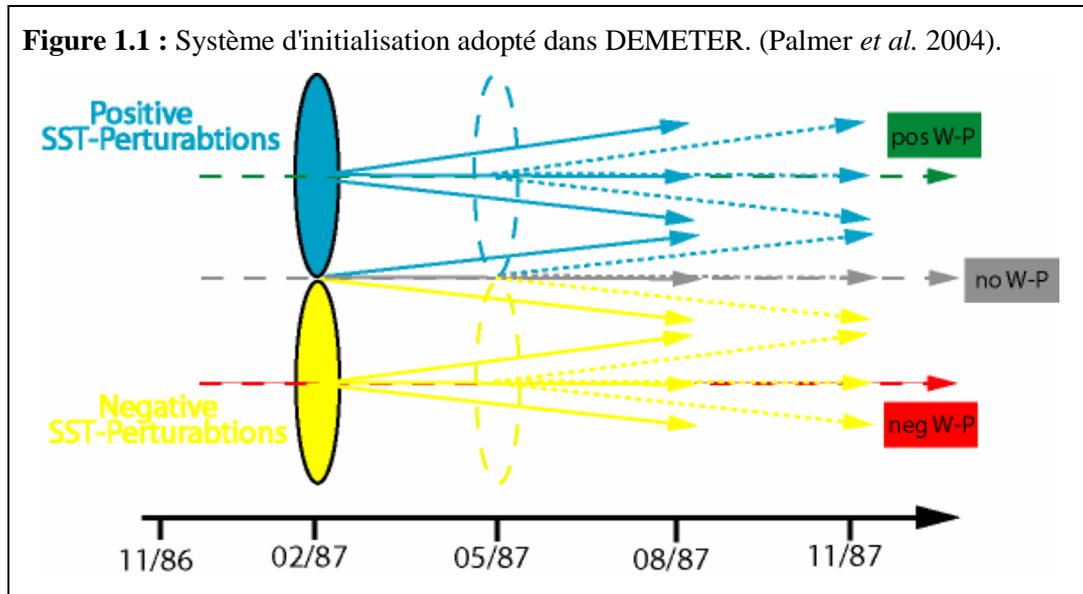
⁵ Centre National de Recherches Météorologiques, France.

⁶ United Kingdom. Meteorological office.

⁷ Max-Planck Institut fur Meterologie, Germany.

Pour chacun des modèles du projet DEMETER (excepté celui du MPI), les incertitudes liées à l'état initial sont représentées par un ensemble de neuf conditions initiales différentes par le biais de trois océans différents (Fig. 1.1) : un océan de contrôle non modifié basé sur les réanalyses européennes ERA-40 (en gris), un océan forcé par des forces de tension de vent négatives (en rouge) et un troisième par des forces de tension de vent positives (en vert). À chacun de ces trois océans, trois types de TSMs (Températures de Surface de la Mer) ont été appliqués : un champ de TSM non modifié et deux champs de TSMs modifiés par des perturbations positives et négatives (les ovales donnant naissance aux flèches bleues/jaunes). Au final, une seule simulation reste sans perturbation appliquée quelle que soit la tension du vent ou de la TSM (simulation de contrôle); huit simulations sont donc perturbées. Cette procédure est répétée tous les trois mois, à chaque réinitialisation du modèle couplé.

Le modèle du MPI a été quant à lui initialisé avec 9 autres conditions initiales différentes. Elles sont fondées sur une méthode couplée entre un système d'assimilation de données océaniques et les sorties du modèle ECMWF.



Les données DEMETER couvrent l'ensemble du globe, océans et continents, avec une résolution spatiale carrée de 2.5° en longitude x 2.5° en latitude pour deux pas de temps différents : journalier et mensuel. Celles qui sont utilisées dans cette étude sont mensuelles et concernent les mois de juillet, août et septembre. Elles sont issues de l'initialisation du 1er mai. Le choix des paramètres sélectionnés (Tab. 1.2) dans ce travail suit les recommandations éditées dans le sous-groupe de travail 1.1.3 du projet AMMA-EUROPE (www.u-bourgogne.fr/climatologie/AMMA_D1.1.3).

Néanmoins, Ce choix se justifie par :

- le rôle que peuvent avoir les paramètres hauteur géopotentielle (Z), humidité spécifique (Q) et température (T) dans le forçage continental en terme d'énergie statique humide (ESH) en surface (850hPa dans DEMETER).
- l'impact du vent (composantes zonale et méridienne U et V) à différents niveaux géopotentiels (trois sont disponibles dans DEMETER: les niveaux 200, 500 et 850hPa) sur la circulation atmosphérique à la base de la MAO.
- l'existence d'un lien direct entre les paramètres cités ci-dessus et le champ de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest (Fontaine *et al.*, 1995 et 1999; Janicot *et al.*, 1998 et Philippon et Fontaine 2002).

Tableau 1.2 : Tableau récapitulatif des paramètres DEMETER sélectionnés.

Paramètres	Unités	Niveaux	Données de référence
<i>hauteur géopotentielle (Z)</i>	m ² /s ²	850hPa	NCEP (R2)
<i>humidité spécifique (Q)</i>	kg/kg	850hPa	NCEP (R2)
<i>température (T)</i>	k	850hPa	NCEP (R2)
<i>température à 1m (STL1)</i>	k	1m	HadiSST
<i>vent zonal (U)</i>	m/s	850hPa	NCEP (R1 et R2)
		500hPa	NCEP (R2)
		200hPa	NCEP (R2)
<i>vent méridien (V)</i>	m/s	850hPa	NCEP (R1 et R2)
		500hPa	NCEP (R2)
		200hPa	NCEP (R2)
<i>Précipitation (P)</i>	m/s	surface	CRU, CMAP

1.1.2 Données du projet ENSEMBLES

Financé par la Commission Européenne et coordonné par le Meteorological Office du Hadley Centre, le projet ENSEMBLES (<http://www.ENSEMBLES-eu.org>) a été initié en 2004 dans la perspective d'aider à l'accomplissement de certains objectifs du Protocole de Kyoto (Hewitt et Griggs, 2004). À l'ouverture de la dernière conférence AMMA au Niger (mai 2008), le directeur du projet ENSEMBLES, M. Paul van der Linden, avait rappelé les trois principaux objectifs du projet, qui sont :

- la mise en place d'un système de prévisions basé sur un ensemble de modèles européens globaux et régionaux pour étudier le changement climatique,
- quantifier et réduire l'incertitude dans la représentation des processus physiques, chimiques, biologiques et humains liés aux rétroactions avec le système terrestre (ressources en eau, utilisation des terres, la qualité de l'air et le cycle du carbone),
- maximiser l'exploitation des résultats de prévisions en les liant à une gamme d'applications : l'agriculture, la santé, la sécurité alimentaire, l'énergie, les ressources en eau et l'assurance et la gestion des risques météorologiques.

Cependant, scientifiquement, ce projet vise à quantifier l'incertitude des prévisions à différentes échelles de temps et d'espace, dans le cadre du changement climatique, afin de produire des scénarios de l'évolution future du climat. Ce projet a pu bénéficier, entre autres, des expériences DEMETER, d'une réelle amélioration des modèles couplés utilisés (de

nouvelles versions), ainsi que d'observations océaniques plus récentes lors des expériences d'assimilation.

Le projet ENSEMBLES propose deux versions de données climatiques : la première va de 1991 à 2001 et concerne cinq MCGs, alors que la seconde, plus longue, va de 1960 à 2005/2006 et ne concerne que deux MCGs pour le moment (Tab. 1.3). Quatre prévisions mensuelles par an sont réalisées, démarrant au 1er des mois de février, mai, août et novembre. Une fois initialisés, les modèles couplés océan-atmosphère fournissent des prévisions à sept, quatorze, voire cent vingt mois d'échéance (6 pour DEMETER). Les données sélectionnées sont disponibles sur une grille de résolution spatiale carrée de 2.5° en latitude et longitude et concernent les paramètres suivants : les précipitations, la composante zonale et méridionale du vent à 10 m et à 850hPa, la composante zonale du vent à 500 et 200hPa et l'humidité spécifique à 850hPa pour la version 1. Pour la version 2, nous avons utilisé les précipitations et le vent à 850, 500 et 200hPa.

Tableau 1.3 : Les partenaires du projet ENSEMBLES.

(source:http://www.ecmwf.int/research/EU_projects/ENSEMBLES/table_experiments/index.html)

Partenaires	Modèles atmosphériques	Modèles océaniques	Version	Échéance de prévision
European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)	IFS	HOPE	1 et 2	7 mois
Météo-France (MTFCE)	ARPEGE4	OPA	1 et 2	7 mois
Met Office (GLOSEA)	GLOSEA		1	14 mois
Met Office (DPSYS)	DPSYS		1	120 mois
Institut fuer Meereskunde/Geomar Kiel (IFMK)	ECHAM5	OM1	1	7 mois

L'étude réalisé avec la version 1 sera présentée à la fin de ce manuscrit sous forme d'article (Philippon *et al.*, 2009). Cependant, dans le cadre de ce travail, nous présentons, essentiellement, les résultats obtenus avec les données de la version 2 afin de:

- évaluer les compétences des simulations pluviométriques par rapport aux prévisions dites « consensuelles » issues du forum PRESAO (dépendantes d'un consensus entre les équipes participantes et les prévisionnistes locaux),

- évaluer les compétences des modèles ENSEMBLES à reproduire les précipitations sahéliennes, et leurs relations avec la TSM.

1.2 Les données de références

1.2.1 Base de données CRU

La première base de données pluviométrique utilisée est celle du Climate Research Unit de l'Université East Anglia (New *et al.*, 1999, 2000). Ces données sont mensuelles et couvrent toutes les surfaces terrestres (à l'exception de l'Antarctique) sur une grille carrée de 0.5° en latitude et longitude pour la période 1901-2002 (version TS2.0, Mitchell *et al.*, 2004). Pour construire cette base et combler les manques, les séries temporelles de dix-neuf mille huit cents stations à l'origine de cette base de données ont d'abord été transformées en anomalies relatives à la moyenne 1961 - 1990 (climatologie), puis interpolées directement sur des observations en utilisant un algorithme de moyenne pondérée sur les huit stations les plus proches, et enfin corrigées par validation croisée, puis comparées avec d'autres jeux de données.

Les données CRU utilisées présentent l'avantage d'avoir :

- bénéficié de la même méthode pour la construction de toutes les séries temporelles,
- une résolution spatiale plus élevée que l'ensemble des données qui existent sur la même période,
- la fenêtre temporelle la plus étendue parmi l'ensemble des données ayant la même résolution spatiale,
- et d'un accès libre (<http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/data/index-table.html>) pour différentes versions des données CRU mises à jours régulièrement (New *et al.*, 1999, 2000, 2002 ; Mitchell *et al.*, 2002, 2004).

Cependant, il est important de noter que le nombre de stations pluviométriques utilisées pour la constitution de ces données a fortement diminué sur l'Europe et l'ensemble du globe à partir des années 1990 (Mitchell *et al.*, 2004). Ceci laisse penser que cette diminution affecte le continent africain à un degré encore plus important.

Nous avons calculé deux indices de précipitations sahéliennes nommés SRI_1 et SRI_2 (pour Sahelian Rainfall Index 1 et 2, calculés par formule 1 du chapitre 2) documentant le

même domaine 13°N-18°N / 18°W-18°E et pour deux saisons - juillet-août et juillet-août-septembre - mais qui diffèrent par la fenêtre temporelle : le premier concerne la période courte récente 1980-2000 et le second la période longue 1959-2000.

1.2.2 Le fichier de précipitations CMAP

Construit par Xie et Arkin (1997) au sein du Climate Prediction Center en appliquant leur propre algorithme (Xie et Arkin, 1996), le fichier CMAP (Climate prediction center Merged Analysis Precipitation) couvre l'ensemble du globe de 1979 à 2006 avec une résolution spatiale carrée de 2.5° de longitude et latitude, et en pas de temps mensuel et pentadaire. Les principales sources pluviométriques utilisées pour sa constitution sont les données des pluviomètres du Global Precipitation Climatology Centre, les données de satellites, ainsi que les données du modèle numérique du NCEP/NCAR (Xie *et al.*, 2003). En effet, les observations satellitaires ont, dans un premier temps, été fusionnées avec les données du modèle numérique suivant la méthode d'estimation du maximum de vraisemblance, puis le résultat a été combiné avec les observations issues des pluviomètres. L'intérêt principal de cette méthode est de conserver les avantages de chaque source de données dans le produit final. Dans des études de comparaison avec d'autres données pluviométriques, Huffman *et al.* (1997) et Gruber *et al.* (2000) soulignent la bonne qualité du fichier CMAP, bien qu'ils constatent aussi des différences significatives sur les océans extratropicaux. En fait, deux versions CMAP existent, la différence portant sur l'intégration ou non des réanalyses du NCEP/NCAR. Nous avons utilisé les données mensuelles de la version ne comprenant pas les réanalyses afin de leur donner un sens plus proche des observations en nous affranchissant de la modélisation numérique.

1.2.3 Données atmosphériques des Réanalyses Américaines

La première version des réanalyses américaines (R1, Kalnay *et al.*, 1996) a été produite suite au projet commun entre le NCEP (National Center for Environmental Prediction) et le NCAR (National Center for Atmospheric Research). Issues d'un modèle numérique selon un système complexe d'assimilation de données provenant de différentes sources (stations, radiosondages, observations par bateau et par avion...), les réanalyses R1 se répartissent sur une maille régulière de 2.5° en longitude x 2.5° en latitude pour un nombre important de variables dynamiques et thermodynamiques. Ces données sont disponibles sur dix-sept

niveaux de pression (de 1 000 hPa à 10 hPa), toutes les six heures, sur la période allant de 1948 à nos jours.

Le problème majeur de ces données, notamment pour la zone africaine, est la rupture brutale d'homogénéité dans les séries temporelles de 1967/1968 (Poccard *et al.*, 2000). Cependant, sur la période postérieure à 1968, plusieurs travaux ont montré la cohérence de ces données sur l'Afrique de l'Ouest par rapport aux données de pluviomètres, de satellites et des réanalyses européennes (Mo et Higgins, 1996; Diedhiou *et al.*, 1999 et Janicot *et al.*, 2001). Ainsi, Camberlin *et al.* (2001) recommandent de n'utiliser les réanalyses R1 en Afrique qu'à partir de 1968. Pour cette raison, nous devons être attentif avant d'interpréter nos résultats sur la période antérieure à 1968.

Lors de la seconde conférence internationale des réanalyses, Kanamitsu *et al.* (2002) ont signalé plusieurs erreurs humaines pendant et après les phases d'élaboration de la version R1 : si, pour la plupart des analyses, ces erreurs n'avaient que des conséquences mineures, elles affectaient de façon importante quelques études, d'où le lancement en 1998 du projet AMIP-II (Atmospheric Model Intercomparison Project II) de la deuxième version des réanalyses américaines (R2, Kanamitsu *et al.*, 2002) par le DOE (Department Of Energie) du NERSC (National Energy Research Supercomputing Center). Cette nouvelle version, qui a considérablement bénéficié de la version antérieure (expérience, infrastructures, ensemble de données et ressources humaines), a permis une réelle amélioration de la restitution du cycle de l'eau, notamment grâce à l'utilisation des données observées de précipitations dans les calculs hydrologiques. Maurer *et al.* (2001) ont constaté que les R2 avaient des champs d'humidité des sols, de températures de basses couches, des budgets hydrologiques des surfaces continentales et des flux radiatifs océaniques plus réalistes que les R1. Les schémas de convection et de couche limite ont amélioré les profils verticaux de vapeur d'eau, donnant plus d'humidité dans les basses couches à la nouvelle version. Dans notre étude, nous nous limiterons à la période 1980-2000 pour les réanalyses R2 et à la période 1959 - 2000 pour la version R1. Les paramètres sélectionnés sont représentés, comme pour DEMETER, dans le tableau 1.2.

Trois indices décrivant la dynamique atmosphérique ont été calculés avec les réanalyses : le TEJ (Tropical Easterly Jet), l'AEJ (African Easterly Jet), et le MOD_{850_x} (module du vent à 850 hPa, voir Eq. 1.1). Les TEJ et AEJ décrivent la dynamique atmosphérique en haute et moyenne troposphère (200 et 500 hPa) de 1980 à 2000 et sur les domaines 5°N-15°N / 20°W-200°E et 3°N-13° / 20°W-20°E respectivement. Le module du

vent à 850 hPa documente la circulation atmosphérique au sommet de la couche de mousson (Fontaine *et al.*, 1995). Il a été calculé au-dessus du domaine 3°N-13°N / 20°W-20°E (Moron *et al.*, 2004) par la formule suivante :

$$MOD_{850-x} = \sqrt{U_{850}^2 + V_{850}^2} \quad (1.1)$$

où, x est égale à 1 ou 2 selon la version des réanalyses et U_{850} et V_{850} sont les composantes zonale et méridienne du vent à 850hPa.

1.2.4 La TSM du Met Office Hadley Centre

Les données de température de surface de la mer (TSM) utilisées ici proviennent du fichier HadiSST1 (Hadley Sea Ice and Sea Surface Temperature version 1), élaboré au Meteorological Office Hadley Centre par Rayner *et al.* (2003). Ces données sont disponibles sur la période allant de 1871 à aujourd'hui sur une grille régulière de 1° x 1°, avec un pas de temps mensuel.

Les principales motivations pour l'élaboration de ce fichier étaient l'utilisation d'une TSM encore plus réaliste pour le forçage des modèles atmosphériques dans les simulations du climat récent, afin de mieux comprendre les variations climatiques naturelles et humaines, et l'évaluation des performances des modèles couplés océan-atmosphère. En plus des améliorations apportées sur les versions précédentes (fichiers GISST) en termes d'homogénéité et de tendance, le fichier HadiSST1 a bénéficié de l'utilisation d'une nouvelle technique d'interpolation : RSOI (Reduced Space Optimal Interpolation, Kaplan *et al.*, 1997). Cette technique est plus rigoureuse pour la reconstruction des manques que celle utilisée pour l'élaboration des fichiers GISST1-3 (Parker *et al.*, 1995; Rayner *et al.*, 1996) basée sur une interpolation par analyse en composantes principales (ACP). Parmi les avantages du fichier HadiSST1, on note sa mise à jour mensuelle et son accessibilité en ligne (<http://badc.nerc.ac.uk/data/hadisst/>).

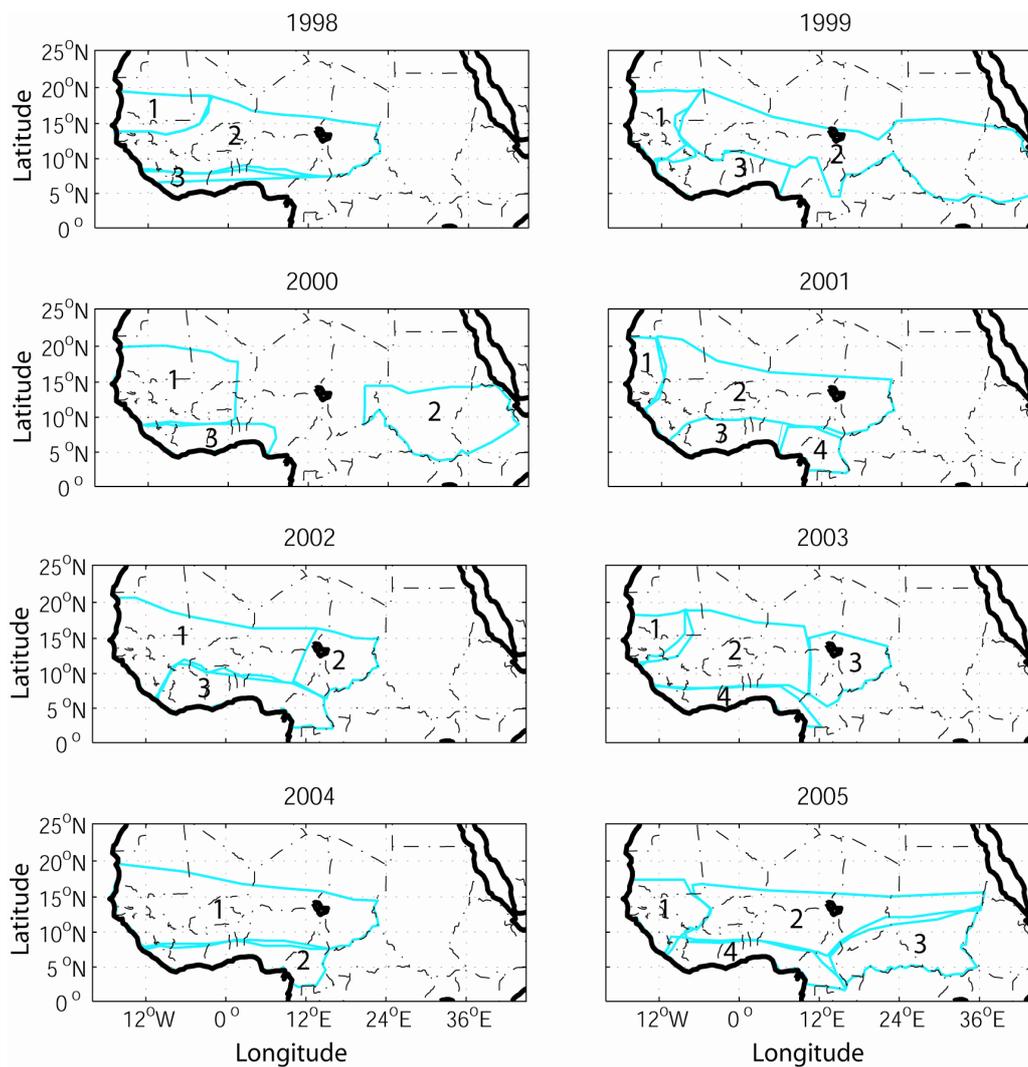
1.3 Les cartes numérisées du forum PRESAO

Initié en 1998 par le Centre Africain pour les Applications de la Météorologie au Développement (ACMAD), avec l'appui de différents partenaires (OMM, FAO, CEA, CILSS et CEDEAO - voire la liste des acronymes), PRESAO (PREvision Saisonnière en Afrique de l'Ouest) est un forum annuel dont l'intérêt principal est de créer un cadre de rencontres entre

chercheurs, opérateurs de différents secteurs (agriculture, eau, santé, environnement...) et décideurs afin d'échanger et de partager des connaissances, des expériences et des visions sur les conditions climatiques en Afrique de l'Ouest au cours de la saison des pluies à venir (ACMAD, 2003). Un bulletin climatique de prévision saisonnière est ainsi établi par consensus entre des prévisions de modèles numériques forcés ou couplés océan-atmosphère, des prévisions de modèles statistiques et les prévisionnistes locaux. Des cartes climatiques sont notamment produites auxquelles, sur une région donnée, sont associées trois probabilités : P1, P2 et P3 pour les catégories pluvieuse, normale et sèche ($P1 + P2 + P3 = 100 \%$). La figure 1.2 présente les huit cartes produites lors des forums PRESAO pendant la période allant de 1998 à 2005. Dans le tableau associé en figure 1.2 sont indiquées les probabilités pour chacune des régions, par rapport à la climatologie de 1961-1990.

Étant donné la résolution spatiale similaire (en $2.5^\circ \times 2.5^\circ$) des MCGs de DEMETER et d'ENSEMBLES, nous avons, dans un premier temps, superposé leur grille sur les cartes PRESAO. Ensuite, les points de grille compris dans chacune des régions de la carte de prévision ont été sélectionnés et se sont vu attribuer la catégorie de la probabilité maximale. Par exemple, les points de grille tombant dans la région 1 ont été considérés en 1998 comme pluvieux (Fig. 1.2).

Figure 1.2 : Les cartes PRESAO utilisées et leurs probabilités (x 100) associées (Pluvieuse / Normale / Sèche) par rapport à la climatologie de 1961-1990.



Régions	1	2	3	4
Années				
1998	40/35/25	30/40/30	25/40/35	---
1999	25/40/35	40/40/20	45/35/20	---
2000	35/45/20	45/30/25	25/35/40	---
2001	30/40/30	30/45/25	40/35/25	30/40/30
2002	25/45/30	40/30/30	20/40/40	---
2003	45/35/20	30/50/20	20/50/30	20/30/50
2004	30/40/30	25/40/35	---	---
2005	45/35/20	20/50/30	35/45/20	25/35/40

Synthèse du chapitre

Nous avons décrit dans ce chapitre les principales bases de données utilisées tout au long de cette étude : les sorties directes des modèles couplés des projets DEMETER et ENSEMBLES, les données CRU et CMAP relatives à la pluviométrie observée, le fichier HadiSST1 relatif à la températures de surface de la mer observée, les deux versions des réanalyses américaines (R1 et R2) pour les paramètres atmosphérique et enfin les carte numérisés du forum PRESAO. Cependant, quelques limitations doivent être mentionnées pour les résultats à venir par la nature de ces données :

- la dynamique atmosphérique dans DEMETER et ENSEMBLES n'est décrite que sur 3 niveaux : 850, 500 et 200hPa. En effet, considérer le flux de mousson à 850hPa et l'AEJ à 500hPa, comme il l'a été fait dans notre étude, peut affecter une partie de nos résultats puisque le premier est plutôt présent entre 925 et 1 000hPa et le second entre 600 et 650hPa (Fontaine et Janicot, 1993 ; Parker *et al.* 2005).
- pas ou peu de données pluviométriques CRU vers le nord Sahel.
- problèmes liés aux cartes PRESAO. En effet, les régions changent d'une année à l'autre puisque les pays ne participent pas toujours de façon systématique aux forums. De plus, étant donnée la taille des régions et la sensibilité des tests statistiques aux petits échantillons, il serait peut être préférable d'utiliser une grille de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ afin d'avoir plus de point de grille à comparer.

Chapitre 2

Méthodes utilisées

Ce chapitre est dédié à la description des méthodes et outils statistiques utilisés tout au long de cette étude. Son objectif n'est pas de se substituer à la littérature déjà existante (Saporta, 2006 ; Wilks *et al.*, 2006 ; Jolliffe et Stephenson, 2003 ; et autres ouvrages) à laquelle pourra toujours se référer le lecteur pour plus de détails, mais de lui permettre d'avoir une description orientée sur nos objectifs de prévision des précipitations sahéliennes.

Parmi la multitude d'outils statistiques disponibles, nous avons utilisé :

- des indices régionalisés et des méthodes de diagnostic (analyse composite et analyse en composantes principales), de diagnostic et de prévision (régressions linéaires simple et multiple, et analyse canonique des corrélations) et de prévision (méthodes bayésiennes).
- des tests de précision et de performance : calcul des biais et de l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM), corrélations linéaires (r) et Linear Error in Probability Space (LEPS) pour des variables continues, mais aussi les scores de Kappa (K), Relative Operating Characteristics (ROC) et le Ranked Probability Skill Score (RPSS) pour des variables qualitatives.

2.1 Outils statistiques de prévisions

La famine causée par la persistance des années sèches au début des années 1980 a été le déclencheur d'une prise de conscience collective, faisant de la prévision saisonnière des anomalies de précipitations un enjeu majeur dans cette région (Garric *et al.*, 2002). Les fluctuations climatiques de ces trois dernières décennies sur les pays sahéliens d'Afrique de l'Ouest ont fait de la prévision des précipitations à l'échéance de quelques mois, dans cette région, un besoin de plus en plus nécessaire pour la population locale. Ceci tient aux faibles cumuls de pluies enregistrés en dehors de la saison de mousson (juin à septembre, Ward, 1998 ; Ali *et al.*, 2004), à la forte variabilité interannuelle et décennale de la mousson au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle (Sultan et Janicot, 2004 ; Folland *et al.*, 1986 ; Janicot *et al.*, 2001) et, par conséquent, à son impact sur les ressources en eau, la santé, l'agriculture et la sécurité alimentaire.

En effet, l'intérêt de la prévision saisonnière ayant considérablement évolué ces dernières années (Palmer et Anderson, 1994), les efforts de la communauté scientifique ont porté sur trois approches différentes et complémentaires (Hastenrath, 1995) :

- une approche purement dynamique basée sur les modèles numériques (Kumar *et al.*, 1996 ; Brankovic et Palmer, 1997 ; Palmer, 2000, 2004).
- une seconde, purement statistique (Barnett et Preisendorfer, 1987 ; Barnston, 1994 ; Ward et Folland, 1991 ; Vautard *et al.*, 1996 ; Fontaine *et al.*, 1999 ; Philippon, 2002).
- et, enfin, une dernière combinant à la fois les modèles numériques et l'approche statistique (Sarda *et al.*, 1996 ; Feddersen *et al.*, 1998 ; Garric *et al.*, 2002 ; Paeth et Hense, 2003 ; Shongwe *et al.*, 2006 ; Bouali *et al.*, 2007 ; Bouali *et al.*, 2008).

Les trois approches sont décrites ci-dessous.

2.1.1 L'approche dynamique

L'idée d'une prévision numérique du temps fut introduite, dès 1922, par le Britannique Lewis Fry Richardson lorsqu'il envisagea de faire résoudre numériquement, par des milliers de personnes rassemblées dans un immense amphithéâtre, les équations de la prévision du comportement de l'atmosphère développées par Vilhelm Bjerkness en 1904. Alors que cette idée fut un échec total, faute de moyens de calcul appropriés, l'évolution de la prévision numérique a été progressive, d'abord avec l'apparition de modèles de circulation générale

(MCG) atmosphérique pendant les années 1970, puis avec le développement des concepts de MCG couplés océan-atmosphère au début des années 1990 et des modèles climatiques régionaux (MCR) à aire limitée vers la fin des années 1990, ceci jusqu'à la mise en place de projets (comme Seasonal Forecasting, Provost, DEMETER et ENSEMBLES) impliquant la collaboration de plusieurs laboratoires de recherche et l'utilisation de plusieurs modèles simultanément (Déqué, 2003).

Cette approche, dont le développement fut étroitement lié aux progrès en matière d'outils de calcul informatique (Coiffier, 2000), repose sur les équations générales de la mécanique des fluides (Le Treut, 1998), en considérant au mieux les phénomènes physiques océaniques et atmosphériques, et les interactions entre les composantes du système Terre-Océan-Atmosphère. Schématiquement, l'atmosphère est découpée au moyen de boîtes sous forme de grille horizontale avec plusieurs niveaux verticaux, où chaque boîte est décrite par différents paramètres (vent, humidité, température, pression, nébulosité, etc.). Si on suppose connu l'état de l'atmosphère au temps t , alors, il sera possible d'en déduire son état futur au temps $t + \Delta t$. Cependant, comme la taille des boîtes est grossière (actuellement pas moins de 50 km à l'horizontale), le modèle est moins apte à bien représenter les phénomènes sous-maille. Certains processus physiques importants, voire essentiels, doivent ainsi faire l'objet de paramétrisations plus ou moins réalistes (comme les précipitations). À cela, il convient d'ajouter d'autres sources d'erreurs potentielles, telles celles qui sont liées à la qualité des données initiales (au temps $t = 0$), à la densité et/ou représentativité de leur couverture (faibles dans les océans et les régions peu peuplées), mais aussi à leur anisotropie puisque toutes les directions et parties d'une région donnée ne sont pas également documentées. Enfin, il faut tenir compte de la croissance des erreurs inhérentes aux méthodes de calcul numérique adoptées.

Ces dernières années, cependant, une nouvelle technique de prévision par approche dynamique a pu émerger, grâce à la multiplication du nombre des simulations numériques et du nombre des MCGs à disposition de la communauté : il s'agit de la prévision multimodèle (Barnston *et al.*, 2003 ; Shukla *et al.*, 2000 ; Palmer *et al.*, 2002, 2004). L'objectif d'une telle technique est de réduire les erreurs de prévision en combinant divers modèles indépendants et/ou diverses simulations d'un même modèle. Toutefois, l'amélioration prévue en utilisant la prévision multimodèle n'est pas toujours aussi robuste que prévue, et les résultats sur l'avantage de cette technique apparaissent parfois contradictoires. Kang et Yoo (2006) résument le débat scientifique concernant cette technique en deux questions : la prévision

multimodèle donne-t-elle de meilleurs résultats que le modèle le plus performant ? Faut-il faire, en ce cas, une simple moyenne ou une moyenne pondérée des modèles ?

En effet, bien que l'amélioration systématique des scores de prévision utilisant cette technique ait été signalée par plusieurs études (Kharin et Zwiers, 2002 ; Krishnamurti *et al.*, 2000 ; Palmer *et al.*, 2004), d'autres études ont montré que le gain en termes de prévision saisonnière était marginal par rapport à celui obtenu avec le meilleur modèle (Doblas-Reyes *et al.*, 2000 ; Graham *et al.*, 2000 ; Peng *et al.*, 2002). La question d'obtenir une combinaison particulière des modèles pour produire la meilleure prévision saisonnière possible n'est pas facile non plus, les avis sont partagés. Certaines études ont, par exemple, démontré qu'une approche multimodèle, associant des poids différents à chaque modèle (nommé superensemble), a une capacité relativement meilleure qu'une approche fondée sur un seul modèle de prévisions ou sur une simple moyenne issue de plusieurs modèles de prévisions (Krishnamurti *et al.*, 2000 ; Pavan et Doblas-Reyes, 2000 ; Yun *et al.*, 2003). Toutefois, plusieurs travaux récents ont montré qu'un superensemble ne fait pas mieux qu'une simple moyenne lorsque la période d'étude est courte (Kharin et Zwiers, 2002 ; Peng *et al.*, 2002).

Dans le cadre de ce travail, nous avons opté pour une approche multimodèle correspondant, pour la prévision d'indices, à la moyenne de l'ensemble des simulations disponibles, donc une moyenne calculée sur neuf fois sept (63) prévisions, et, pour la prévision de champs, à la moyenne des simulations dans chaque MCG, donc sept moyennes calculées chacune sur neuf prévisions.

2.1.2 Approche statistique

Depuis la mise en place du réseau météorologique mondial par l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale), de nombreuses analyses statistiques ont été menées afin de mieux comprendre la variabilité interannuelle des précipitations régionales. Des relations entre les précipitations et d'autres paramètres climatiques ont été découvertes, y compris pour des paramètres observés avant la saison des pluies entre des zones éloignées géographiquement. C'est l'existence de liens physiques suffisamment forts et robustes entre certains paramètres qui est ici considérée comme source de prévisibilité et est à la base de la prévision statistique.

Les outils statistiques utilisés dans le cadre de ce travail sont :

2.1.2.1 Les indices régionalisés *IR*

La méthode utilisée ici pour le calcul des indices régionalisés est celle de Kraus (1977). Elle permet de synthétiser des informations délimitées dans l'espace et dans le temps.

Les points de grille délimités par deux latitudes et deux longitudes d'un paramètre donné (précipitations par exemple) ont d'abord été standardisés dans le temps (pour s'affranchir des unités de mesures et des ordres de grandeur) :

$$P_{pi} = (V_{pi} - \bar{V}_p) / \sigma_p \quad (2.1)$$

où V_{pi} , \bar{V}_p et σ_p sont respectivement la valeur réelle du point p pour l'année i , la moyenne et l'écart type du point p sur une période donnée,

puis moyennés pour chaque année i :

$$IR_i = \frac{1}{n} \times \sum_{p=1}^n P_{pi} \quad (2.2)$$

où n est le nombre de points disponibles.

2.1.2.2 L'analyse composite

Cette méthode, simple à mettre en œuvre, est souvent utilisée en climatologie pour voir si un signal préalablement défini dans une variable climatique x se retrouve aussi sur une seconde variable y (Von Storch et Zwiers, 1999). Il s'agit, par exemple, de construire deux échantillons contenant les valeurs prises par les vents en surface lorsque les précipitations sahéliennes correspondent respectivement aux fortes anomalies positives et négatives. Ce lien statistique peut être testé grâce à un test en t de Student en calculant la différence des moyennes de ces deux échantillons.

Von Storch et Zwiers (1999) rappellent que l'un des avantages de l'analyse composite est qu'aucune hypothèse n'est émise sur la nature de la relation (linéaire ou non-linéaire) entre les deux variables étudiées. Moron (1994) la considère comme complémentaire de la méthode des corrélations linéaires. En effet, l'analyse composite est utilisable lorsque les relations sont non-linéaires et/ou lorsque les extrêmes de distribution ont une grande importance. D'ailleurs, Philippon (2002) recommande, pour s'assurer que les échantillons représentent bien l'état pris par y pour tout le signal dans x , de tester différents seuils d'anomalies pour la variables x .

L'analyse composite a été utilisée dans plusieurs études (Lamb, 1978a et b ; Hastenrath, 1999 ; Janicot, 1992a et b) pour caractériser les structures pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Ici, elle a été exploitée pour vérifier si un signal océano-atmosphérique lié aux précipitations sahéliennes détecté dans les observations est également reproduit par les MCGs.

2.1.2.3 Régression linéaire multiple (RLM)

La régression linéaire multiple permet d'expliquer une variable de réponse (prédicteur) y par une série de variables explicatives x_i (variables prédictives) en recherchant *a priori* une relation linéaire entre elles.

Si on dispose de plusieurs observations (dans le temps par exemple) du couple (y, x_i) , alors le modèle de la régression linéaire multiple sera donné par :

$$y_j = b_0 + \sum_{i=1}^k b_i x_{ij} + \varepsilon(x)_j \quad (2.3)$$

où y_j est la j ème observation de la variable expliquée, x_{ij} est la j ème observation de la i ème variables explicative, k et $\varepsilon(x)_j$ sont respectivement le nombre de variables explicatives et le résidu de l'observation j , b_i les coefficients de la régression et b_0 la coordonnée à l'origine.

Notons que la construction d'un modèle de RLM exige d'avoir plus d'observations que de variables explicatives, tandis que la distribution des $\varepsilon(x)_j$ est, quant à elle, supposée suivre une loi normale.

Saporta (1990, 2006) suggère d'utiliser la méthode dite des moindres carrés afin de trouver les coefficients de la régression estimés (\hat{b}_0 et \hat{b}_i) qui donnent la meilleure approximation de y_i , de telle sorte que $\hat{y}_j = \hat{b}_0 + \sum_{i=1}^k \hat{b}_i x_{ij}$, où, \hat{y}_j est la j ème observation estimée. Une fois les coefficients de régression ajustés sur les j observations et les prédicteurs connus pour la $j+1$ ème observation, on applique alors le modèle pour prédire la valeur de y correspondant à cette nouvelle observation.

Dans le cas où nous ne disposons que d'un seul prédicteur, on parle alors de régression linéaire simple (RLS).

2.1.2.4 L'analyse en composante principale (ACP)

Cette méthode a été utilisée pour extraire des modes cohérents de variabilité spatio-temporelles dans les champs de précipitations simulées par les modèles numériques en Afrique de l'Ouest. Son principe est de remplacer n variables x_1, \dots, x_n corrélées entre elles, par de nouvelles variables c_1, \dots, c_n appelées composantes principales (CP). Ces composantes sont des combinaisons linéaires non corrélées entre elles et de variance maximale des variables initiales (Saporta, 1990). Lorsque l'espace représente les variables (les points de grille des précipitations par exemple), et le temps les observations (1980 à 2000), l'ACP permet de représenter l'information à l'aide d'un nombre réduit de vecteurs propres représentant l'espace et de composantes principales (coefficients temporels) représentant le temps. Ceci facilite grandement la détermination des modes de variabilité temporelle et spatiale des unités géographiques considérées, tout en mettant en évidence certaines ressemblances ou oppositions dans les structures spatiales et évolution dans le temps.

Cependant, la procédure de maximisation de la variance peut provoquer la création de composantes artificielles ne représentant pas de véritables structures spatiales. Richman (1986) montre qu'il y a alors intérêt à procéder à une rotation des axes factoriels. Cela consiste à redistribuer l'information contenue dans les k premières composantes entre k nouvelles composantes : les CP issues d'une ACP avec rotation permettent de mieux individualiser et stabiliser les structures spatiales.

Notons que l'ACP a été employée dans le but de définir le mode de précipitations sahéliennes dans les MCGs.

2.1.2.5 L'analyse canonique des corrélations (ACC)

Considérée comme centrale en analyse de données et d'un intérêt théorique essentiel, l'ACC est une méthode fondamentale de l'analyse statistique multivariée qui, par ailleurs englobe d'autres méthodes comme l'Analyse en Composantes Principales, l'Analyse Factorielle Discriminante, l'Analyse des Correspondances et les Régressions Linéaires Simple et Multiple (Saporta, 2006). L'ACC est utilisée dans ce travail pour ajuster les sorties de MCGs et améliorer les scores des simulations (Feddersen *et al.*, 1998). Elle permet de mettre en évidence des relations linéaires entre deux ensembles de variables différents $X(x_1, \dots, x_p)$ et $Y(y_1, \dots, y_q)$ comprenant n observations. Son principe est de construire deux nouveaux

ensembles de variables $U(= a_1x_1 + a_2x_2 + \dots + a_px_p)$ et $V(= b_1y_1 + b_2y_2 + \dots + b_py_p)$ qui seront des combinaisons linéaires des variables initiales les plus corrélées possible, tels que u_i soit orthogonal à u_{i-1} et v_i orthogonal à v_{i-1} , (Saporta, 2006 ; Shongwe *et al.*, 2006). Ici, les deux variables initiales X et Y représentant respectivement des sorties directes de MCGs et la pluie sahélienne observée, sont considérés comme le couple prédicteurs/prédictants.

L'ACC fut introduite par Hotelling en 1936, mais n'a été utilisée en météorologie que plus de trente ans après, avec les premières études réalisées par Glahn (1965), Barnett et Preisendorfer (1987), Nicholls (1987) et Graham *et al.* (1987a et b). En se basant sur ces premiers travaux, Barnston (1994) élabore un schéma dans lequel est définie, en plus des étapes nécessaires à la réalisation d'une ACC, une étape post-ACC sur chacune des deux variables X et Y comportant la standardisation, puis la réalisation d'une ACP, afin de leur donner le même poids et de ne conserver que leurs parts de variance les plus pertinentes (informatives).

Dans ce travail, le choix de l'Analyse Canonique des Corrélations a été motivé par :

- la possibilité de mettre en liaison deux champs différents (ce que ne permettent pas les méthodes utilisant des indices régionalisés) où les variables représentent l'espace et les observations le temps ;
- les erreurs systématiques des sorties de MCGs en termes de localisation spatiale des valeurs de certains champs (Landman et Goddard, 2002 ; Shongwe *et al.*, 2006) à l'image notamment des champs de précipitations (sur le Sahel par exemple) ;
- la nécessité de coupler un signal de large échelle (250 km dans les MCGs utilisés) à un signal d'échelle plus fine (50 km pour la pluie du CRU).

Dans cette étude, l'ACC a été utilisée sur le superensemble formé par les sept moyennes des MCGs (Ward et Navarra, 1997) disponibles dans DEMETER, et non pas sur leur moyenne (MMEM). Ainsi, la matrice des données DEMETER (précipitations ou dynamique atmosphérique) introduite dans l'ACC contient vingt et une fois sept observations (147 lignes), alors que la matrice des observations a été dupliquée sept fois pour avoir la même taille.

Les résultats issus de l'ACC donnent accès à plusieurs types d'informations. Nous en retiendrons trois :

- les coefficients temporels d'expansion (CTEs) : un pour le prédicteur et l'autre pour le prédicteur, ainsi que leur cross corrélation ;
- le champ de corrélation homogène, obtenu en corrélant le champ du prédicteur à son CTE. Ce champ permet de connaître la dynamique temporelle du prédicteur et sa structure spatiale associée ;
- le champ de corrélation hétérogène, calculé en corrélant le champ du prédicteur au CTE du prédicteur. Ce champ est intéressant dans une optique de prévision. Dans notre cas, il nous informe de la capacité des variables considérées comme prédicteurs potentiels à prévoir la pluie sahélienne observée.

Notons qu'il existe d'autres méthodes permettant d'extraire les principaux modes couplés entre deux variables. La méthode de décomposition en valeurs singulières (SVD), par exemple, extrait les modes qui maximisent les covariances (corrélation pour l'ACC) entre deux variables (Bretherton *et al.*, 1992).

2.1.2.6 Méthode bayésienne

L'avantage majeur de la méthode bayésienne est de combiner des données observées du passé et des données de modèle numérique du présent pour améliorer la qualité des prévisions (Coelho *et al.*, 2004). Son principe est de mettre à jour et actualiser une variable disponible *a priori*, lorsqu'une nouvelle variable devient disponible par la suite (Bayes, 1763). Dans ce contexte, une information préalable sur une variable y peut être représentée mathématiquement par une fonction de densité de probabilité $p(y)$. Si on dispose d'une connaissance initiale sur $p(y)$ au temps $t-n$ (où n est le pas de temps de prévision, ici égal à deux mois puisque les indices d'observation utilisés sont sélectionnés en moyennant mars et avril) et qu'une nouvelle variable x , ayant une relation physique avec y , devient disponible au temps t , alors il sera possible de mettre à jour $p(y)$ utilisant la probabilité $p(x/y)$ pour obtenir la fonction de densité de probabilité conditionnelle *a posteriori* $p(y/x)$ en se servant du théorème de Bayes :

$$p(y/x) = \frac{p(y) \times p(x/y)}{p(x)} \quad (2.4)$$

Ici, la formule de Bayes a été utilisée dans ce travail comme suit :

$$p(R_t / M_t) = \frac{p(R_t) \times p(M_t / R_t)}{p(M_t)} \quad (2.5)$$

où R et M sont respectivement la pluie réelle (observée) et la pluie modélisée.

Telle qu'elle a été décrite par Coelho *et al.* (2003, 2004 et 2006), la méthode bayésienne inclut trois étapes :

1) le choix de la distribution *a priori* $p(R_t)$ avec un modèle empirique : pour cette méthode, deux distributions *a priori* ont été testées :

- a) la première distribution est basée sur la régression linéaire simple entre l'indice des précipitations observées en juillet-août (R) et l'indice synthétique global de la TSM Niño3.4 (ψ pour plus de simplification dans les formules, Tab. 2.1) en mars-avril.
- b) une seconde distribution basée sur la régression linéaire multiple entre la pluie observée en juillet-août et cinq indices de TSM en mars-avril : quatre indices locaux de TSM (Tab. 2.1) en plus de l'indice Niño3.4.

L'utilisation de ces deux distributions permettra de comparer la part de variance que peut apporter chacun des deux types d'indices (global/local). Quant à l'utilisation d'indices de TSM, elle est, elle, justifié par le rôle que peut avoir cette variable sur la pluie en Afrique de l'Ouest (Lamb, 1978a et b ; Hastenrath, 1984 et 1990 ; Druyan, 1991 ; Lamb et Pepler, 1991 ; Folland *et al.*, 1991 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Janicot 1997 ; Janicot *et al.*, 2001 ; et bien d'autres).

Tableau 2.1 : Limites géographiques des cinq indices de TSM utilisés dans les méthodes bayésiennes.

Indices TSM	Latitude	Longitude
Niño3.4	5°S-5°N	170°W-120°W
Mer Méditerranée	30°N-40°N	10°E-37°E
Golfe de Guinée	5°S-5°N	10°W-10°E
Atlantique Sud-Est	15°S-30°S	20°W-15°E
Atlantique Nord-Est	15°N-30°N	35°W-10°E

Prenons l'exemple de la première distribution. Pour prévoir la pluie sahélienne observée de JA (R), le modèle empirique utilise une régression linéaire simple avec le Niño3.4 en MA (ψ) comme prédicteur. Ce modèle est donné par la formule suivante : $R_t = \beta_0 + \beta_1\psi_t + \varepsilon_t$ avec, β_0 et β_1 les paramètres de la régression, ε_t un résidu aléatoire et t l'indice de l'année à prévoir. Il peut être écrit plus explicitement par la formule probabiliste gaussienne :

$$R \sim N(\mu_{ot}, \sigma_{ot}^2) \quad (2.6)$$

avec une moyenne μ_{ot} donnée par la fonction linéaire $\mu_{ot} = \beta_0 + \beta_1 \psi_t$

Étant donnée la courte période d'étude (21 années seulement), nous utilisons la méthode de validation croisée "leave-one-out" (voir 2.1.4) pour estimer les performances réelles du modèle en évitant toute surestimation des scores. Cependant, la moyenne μ_{ot} et l'écart type σ_{ot} d'une année particulière t prévue sont estimés par $\hat{\mu}_{ot} = \hat{\beta}_0 + \hat{\beta}_1 \psi_t$ et $\hat{\sigma}_{ot} = \hat{\sigma}_o \left[1 + \frac{1}{n} + \frac{(\psi_t - \bar{\psi}_t)^2}{n S_t^2} \right]^{1/2}$ respectivement, tel que : $n = 20$ le nombre d'années utilisées dans la validation croisée, $\bar{\psi}_t = 1/n \sum_{i \neq t} \psi_i$ représente la moyenne de la climatologie du prédicteur, $S_t = 1/n \sum_{i \neq t} [\psi_i - \bar{\psi}_t]$ et $\hat{\sigma}_o = \left[1/(n-2) \sum_{i \neq t} (R_i - \mu_{oi})^2 \right]^{1/2}$ l'écart type de l'estimation du modèle empirique.

2) la modélisation de la probabilité $p(M_t / R_t)$ en utilisant la pluie modélisée (M) en JA : cette probabilité est estimée par régression linéaire simple entre l'indice M et le résultat de l'étape précédente par le modèle probabiliste suivant :

$$M_t / R_t \sim N(\alpha + \beta R_t, \sigma_t'^2) \quad (2.7)$$

avec α et β les paramètres de la régression, $\sigma_t' = \sqrt{\gamma \mathcal{N}_t}$, $V_t = S_{MEM}^2 / m$ est la variance des neuf simulations données par chaque MCG de DEMETER et $\gamma = \frac{1}{n-2} \sum_{t=1}^n \left[(V^{-1}) \times (\bar{M}_t - \hat{\alpha} - \hat{\beta} R_t) \right]^2$ est une constante.

3) la détermination de la distribution *a posteriori* $p(R_t / M_t)$: en appliquant le théorème de Bayes, il a été démontré par Lee (1997) qu'avec une distribution gaussienne pour $p(R_t)$ (Eq. 2.6) et $p(M_t / R_t)$ (Eq. 2.7), la distribution de la probabilité *a posteriori* est aussi gaussienne et s'obtient par la formule suivante :

$$R_t / M_t \sim N(\mu_t, \sigma_t''^2) \quad (2.8)$$

telles que la moyenne μ_t et la variance $\sigma_t''^2$ sont obtenues par :

$$\frac{1}{\sigma_t^2} = \frac{1}{\sigma_{ot}^2} + \frac{\beta^2}{\mathcal{W}_t} \quad (2.9)$$

$$\frac{\mu_t}{\sigma_t^2} = \frac{\mu_{ot}}{\sigma_{ot}^2} + \frac{\beta^2}{\mathcal{W}_t} \left(\frac{\bar{M}_t - \alpha}{\beta} \right) \quad (2.10)$$

Notons, enfin, que nous avons utilisé le test de Kolmogorov-Smirnov pour tester la normalité des différentes distributions utilisée (Wilks *et al.*, 2006). Les résultats seront commentés au chapitre 4.

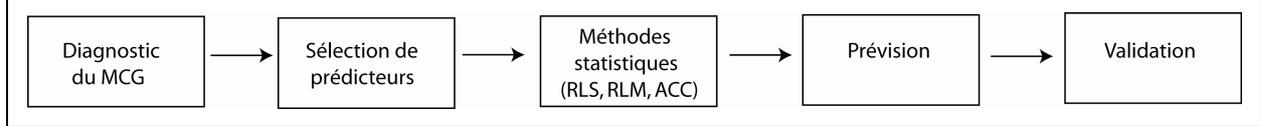
2.1.3 Approche statistico-dynamique

La modélisation statistico-dynamique (MOS pour Model Output Statistics) est une technique mixte de prévision du climat qui consiste à combiner des méthodes statistiques avec les sorties directes des modèles numériques (Wilks, 1995 ; Wilks *et al.*, 2006 ; Garric *et al.*, 2002). Son principe est de déterminer statistiquement une relation entre une variable observable à prédire et un ensemble de variables issues directement des MCGs (Glahn et Lowry, 1972).

Conformément au schéma de Hastenrath *et al.* (1995), la mise en place de cette approche se déroule en cinq étapes successives (Fig. 2.1) :

- 1) réaliser une étude diagnostique sur les sorties du MCG afin de comprendre les différents mécanismes climatiques en interaction directe et/ou indirecte avec la variable à prévoir ;
- 2) tester puis sélectionner différents prédicteurs potentiels ;
- 3) utiliser des méthodes statistiques afin de mettre en liaison la variable observée à prévoir avec les prédicteurs potentiels déjà sélectionnés dans les MCGs. Ainsi, le modèle de prévision est construit en utilisant les n valeurs du couple prédictant-prédicteur. Par exemple, si un MCG initialisé au mois m nous fournit, au bout de quelques heures (voire quelques jours parfois), N années de prévision pour le mois $m + \Delta m$ (où, Δm est le temps d'avance de prévision et $n=N-1$), alors le modèle statistico-dynamique est construit à partir des n valeurs ;
- 4) les données de l'année n'ayant pas servi à la construction du modèle sont utilisées pour prévoir la valeur observée de cette année ;
- 5) comparer enfin le résultat de l'étape précédente à l'observation afin de vérifier et valider les performances de la prévision.

Figure 2.1 : Schéma de prévision par approche statistico-dynamique. (adapté de Hastenrath *et al.*, 1995).



Parmi les avantages du MOS :

- la correction des biais systématiques des sorties de MCGs en termes de localisation spatiale des valeurs de certains champs (Landman et Goddard, 2002) à l'image notamment des champs de précipitations ;
- la réalisation des prévisions avec un temps d'avance suffisant pour des décideurs (Shongwe *et al.*, 2006) tels que, par exemple, les gouvernements africains et étrangers, certaines agences, ainsi que des ONG et l'OMS ;
- le couplage du signal de large échelle (dynamique atmosphérique ou température de surface de la mer) au signal d'échelle plus fine (ici, la pluie sahélienne) : désagrégation. (Louvet *et al.*, 2005).

Étant donné la courte période commune (1980-2001) entre les différents MCGs du projet DEMETER, nous avons utilisé pour l'élaboration des étapes 3, 4 et 5, la méthode de validation croisée décrite ci-dessous.

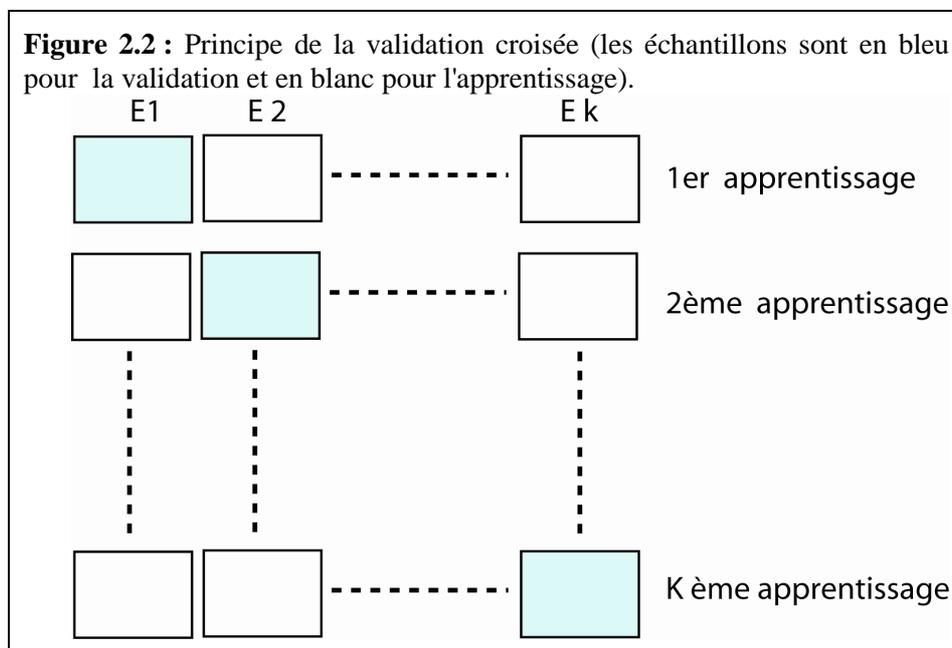
2.2 Tests d'évaluation des prévisions

Historiquement, l'évaluation de la qualité des différentes méthodes de prévision du temps est une question centrale qui se pose depuis au moins 1884 (Murphy, 1996). Différents tests statistiques existent qui permettent à chaque fois de mesurer la relation entre observation (*OB*) et prévision (*PR*) ou ensemble de prévisions (Wilks *et al.*, 2006). Parmi ces tests, le biais, l'Erreur Quadratique Moyenne (EQM), le coefficient de corrélation linéaire r et le LEPS (Linear Error in Probability Space) ont été sélectionnés pour des variables continues. Nous avons aussi utilisé le K (Kappa), le RPSS (Ranked Probability Skill Score) et le ROC (Relative Operating Characteristics) pour des variables qualitatives. Notons que ces tests visent, non seulement, à mesurer la précision des prévisions, mais aussi la performance des modèles.

Un point important doit cependant être mentionné. Souvent, lorsque le nombre d'observations est restreint, la qualité de la méthode de prévision est évaluée sur le même

ensemble de données ayant servi à son développement. Cela conduit à des scores surestimés et optimisés seulement sur l'ensemble des données disponibles. Cette inflation de compétences est parfois connu sous le nom de « compétences artificielles », et est un problème pour évaluer les performances d'un système de prévision. Pour cela, nous avons employé avec la méthode dite « de validation croisée » développée par Lachenbruch et Mickey en 1968. Elle est fondée sur une technique d'échantillonnage et consiste à estimer la performance réelle d'un modèle à partir d'observations n'ayant pas servi à sa conception. Pour cela, les observations sont scindées en k (souvent 2) échantillons de même taille afin de réaliser k ajustements (entraînements) en ôtant à chaque fois un échantillon pour estimer la performance du modèle à l'itération k (Bishop, 1997). À la fin, les paramètres et performances du modèle sont obtenus en calculant leurs moyennes respectives par l'utilisation de toutes les itérations. Cette méthode de répartition est considérée comme la plus adaptée lorsque le nombre d'observations est restreint (Michaelsen, 1987 ; Elsner et Schmertmann, 1994).

La limite naturelle de la validation croisée correspond au cas où le nombre d'observations disponibles est égal au nombre d'échantillons k . Ce cas, utilisé ici, est connu sous le nom de 'leave one-out cross-validation' (Wilks *et al.*, 2006 ; Plutowski, 1994) puisque l'estimation de performance n'est réalisée que sur une seule observation (Monari, 1999).



2.2.1 Tests utilisés pour les variables continues

2.2.1.1 Le biais et Erreur Quadratique Moyenne (EQM)

Le biais et l'EQM (Eq. 2.11) mesurent l'écart entre les grandeurs physiques réelles et prévues. Ces scores ont été utilisés pour voir si les précipitations en Afrique de l'Ouest étaient surestimées ou sous-estimées par les MCGs et les méthodes de prévisions. La différence entre ces deux test est que l'EQM est calculée par le carré des erreurs liées aux prévisions. Il est donc plus sensible aux grands écarts que le biais, ainsi qu'aux valeurs aberrantes.

$$EQM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (PR - OB)^2 \quad (2.11)$$

2.2.1.2 Le coefficient de corrélation linéaire (r)

L'étude des corrélations linéaires est très utilisée en climatologie, ce coefficient ayant pour objet de mesurer l'intensité de la liaison linéaire entre deux variables (Saporta, 2006).

Le coefficient de corrélation linéaire r entre les variables OB et PR s'obtient par le rapport : $r = \frac{\text{cov}(PR, OB)}{\sigma_{PR} \times \sigma_{OB}}$

où σ_{PR}, σ_{OB} sont les écarts types de PR et OB respectivement, et $\text{cov}(PR, OB)$ leur covariance.

La significativité statistique de la liaison linéaire est obtenue en utilisant le test de Bravais-Pearson, compte tenu du nombre réel de degrés de liberté des séries. Cependant, ce coefficient est souvent transformé en variance expliquée r^2 , mesurant ainsi la part de l'information totale de OB prise en compte par PR et exprimée en %.

2.2.1.3 Le LEPS (Linear Error in Probability Space)

Contrairement au test précédent, le LEPS pénalise moins les grosses erreurs pouvant intervenir dans un contexte extrême (probabilité faible) que les petites erreurs correspondant à un contexte normal (probabilité forte) puisqu'il considère les différences de position entre valeurs observées et prévues dans leurs distributions de probabilité cumulée respectives et non simplement leur différence de valeurs.

Le LEPS a été introduit par Ward et Folland (1991) puis révisé par Potts *et al.* (1996) et se calcule par l'équation suivante :

$$LEPS = 3 \times (1 - |P_f - P_v| + P_f^2 - P_f + P_v^2 - P_v) - 1 \quad (2.12)$$

où P_f et P_v consistent respectivement en la position de la prévision et la position de l'observation dans la distribution de probabilité cumulée.

Ce score varie de -1 (score donné lorsque l'on prévoit l'inverse d'une situation observée) à 2 (pour le cas d'une observation parfaitement prévue). La prévision correcte d'une situation moyenne ($P_v = 0.5$) donne des valeurs de LEPS de 0.5.

2.2.2 Tests utilisés pour les variables qualitatives

Dans le cadre de la prévision saisonnière, il est illusoire de croire que nous pouvons connaître la valeur exacte de la quantité d'eau qui va réellement tomber. Cependant, on peut se demander si la saison sera plutôt sèche ou pluvieuse qu'une saison normale. Pour cela, afin d'évaluer la performance des modèles de prévision à produire p événements discrets (ici trois : Pluvieuse, Normale et Sèche) dans un espace de n points nous avons utilisé trois tests basés sur le tableau de contingence 3x3 ci-dessous :

P		Observations			S+N+P
		S	N	P	
Prévisions	S	n_{11}	n_{12}	n_{13}	$n_{1.}$
	N	n_{21}	n_{22}	n_{23}	$n_{2.}$
	P	n_{31}	n_{32}	n_{33}	$n_{3.}$
S+N+P		$n_{.1}$	$n_{.2}$	$n_{.3}$	$n_{.}$

avec S pour les anomalies $< -0.5 \sigma$, N entre -0.5σ , et 0.5σ et $P > 0.5 \sigma$.

2.2.2.1 Le Kappa

Développé par Cohen (1960), ce coefficient est utilisé pour évaluer le degré d'accord entre deux cartes (observation et prévision par exemple) quant à la manière de classer en p catégories un ensemble de n points d'une même variable. L'avantage du Kappa est double : d'une part, il donne plus de poids à l'erreur entre classes extrêmes (S en P ou inversement) qu'entre classes voisines, et, d'autre part, il prend en compte la proportion d'accords due au hasard P_h en plus de la proportion d'accords réels P_r . Le coefficient Kappa se calcule en appliquant la formule suivante :

$$K = \frac{P_r - P_h}{1 - P_h} \quad (2.12)$$

$$\text{avec, } P_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^p n_{ii} \text{ et } P_h = \frac{1}{n^2} \sum_{i=1}^p n_{.i} n_{i.}$$

Si les deux cartes concordent parfaitement, alors seule la diagonale du tableau de contingence est non nulle. Ainsi, $P_h = 0$ et $P_r = 1$ traduisant un K maximal égal à 1 (May, 1994 ; Jenness et Wynne, 2005 ; Saporta, 2006).

2.2.2.2 Le RPSS (Ranked Probability Skill Score)

Basé sur le calcul d'une fonction de densité de probabilités, le RPSS est un des scores les plus utilisés pour l'évaluation des prévisions probabilistes discrètes. Weigel *et al.* (2006) le définissent comme étant le gain de l'amélioration de la prévision par rapport à une référence (souvent la climatologie : Wilks, 1995). Il s'obtient par la formule suivante (Muller *et al.*, 2005) :

$$RPSS = 1 - \frac{RPS_{obs}}{RPS_{c\lim}} \quad (2.13)$$

$$\text{avec, } RPS = \sum_{i=1}^p \left(\frac{n_{.i} - n_{i.}}{n_t} \right)^2.$$

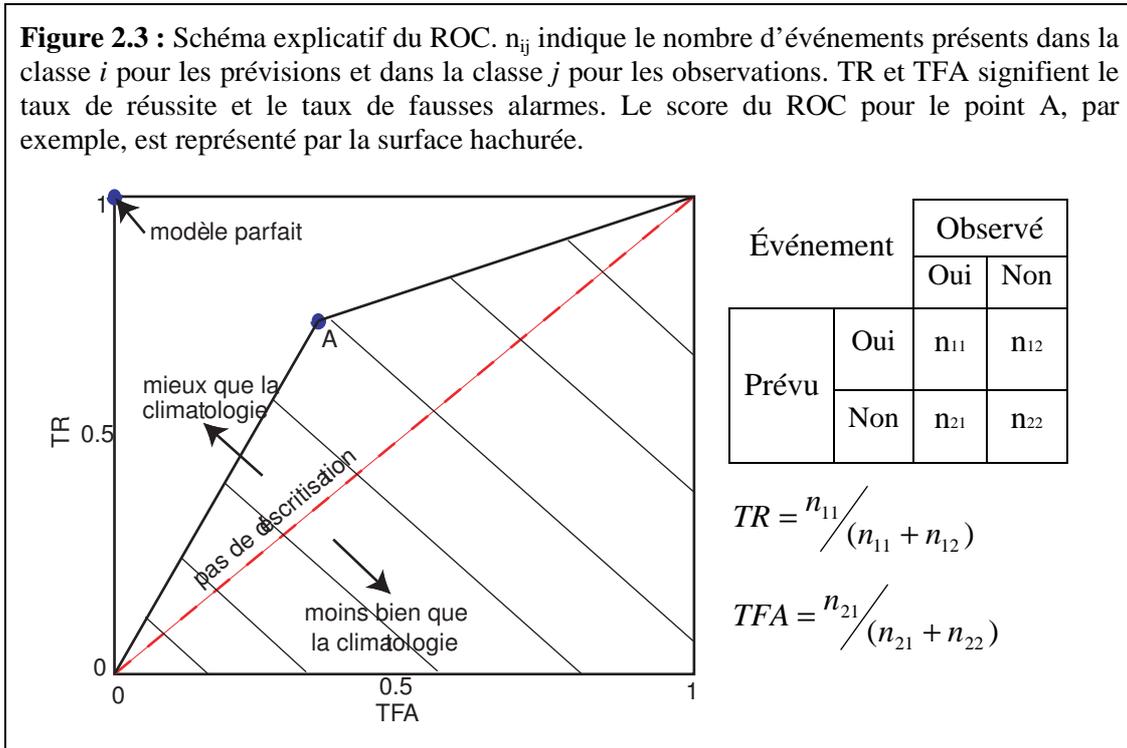
Pour une prévision identique à la climatologie, le RPSS est égal à 0, alors qu'il vaut 1 pour une prévision parfaite. L'intérêt de ce score est de prendre en compte l'ensemble des simulations disponibles dans le calcul de la fonction de densité de probabilités.

2.2.2.3 Le ROC (Relative Operating Characteristics)

Utilisé pour évaluer la compétence des modèles à prévoir des événements binaires (sec/pas sec ou pluvieux/pas pluvieux...), la surface de la courbe ROC se calcule en utilisant une méthode dite des « trapèzes » pour mesurer l'aire (partie hachurée de la Fig. 2.3) délimitée par le taux de réussite TR et le taux de fausses alarmes TFA (Mason et Graham, 1999, 2002). L'utilisation du ROC a été motivée par la difficulté des modèles à prévoir les anomalies sèches par rapport aux anomalies humides.

Pour un score égal à la climatologie, le ROC vaut 0.5 (la diagonale). Un score proche de 1 signifie que le modèle est très performant (il est parfait lorsque TR = 1 et TFA = 0). En deçà de 0.5, le modèle fait moins bien que la climatologie (au-dessous de la diagonale). La

configuration $TR=0$, $TFA=0$ correspond au cas où le modèle n'arrive pas à simuler l'événement observé désiré.



Synthèse du chapitre 2

Dans ce chapitre, l'accent a été mis sur la description des différents outils statistiques utilisés, en orientant la présentation selon notre problématique. Nous avons opté, d'une part, pour des méthodes fondées sur des indices (calcul d'indices régionalisé, régression linéaire simple et multiple et méthodes bayésiennes) et, d'autre part, pour des méthodes ciblées pour des champs (analyse en composantes principales et analyse canonique des corrélations). Enfin, nous avons présenté les quelques tests statistiques qui seront utilisés pour valider les différentes méthodes de prévision des précipitations sahéliennes.

Les résultats issus de ces approches méthodologiques seront présentés au chapitre 4 à partir des modèles DEMETER et au chapitre 5 à partir des modèles ENSEMBLES.

Chapitre 3

Description de la mousson d’Afrique de l’Ouest

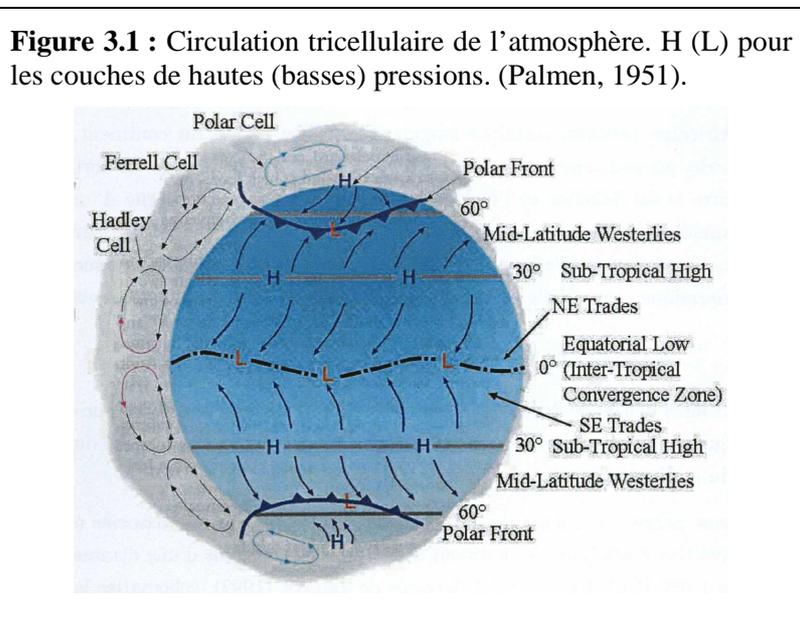
La première partie de ce chapitre s’attache à décrire la circulation atmosphérique à grande échelle à la base de la Mousson d’Afrique de l’Ouest (MAO).

Les deux parties suivantes sont dédiées à la présentation de la situation géographique (cumuls de précipitations, répartition de végétation et relief) et des phénomènes locaux permettant de mieux comprendre la MAO à plus fine échelle.

Enfin, les deux dernières parties sont consacrées à la description du cycle saisonnier des précipitations ouest africaines et leur variabilité interannuelle en fonction des grands bassins océaniques.

3.1 Circulation à grande échelle

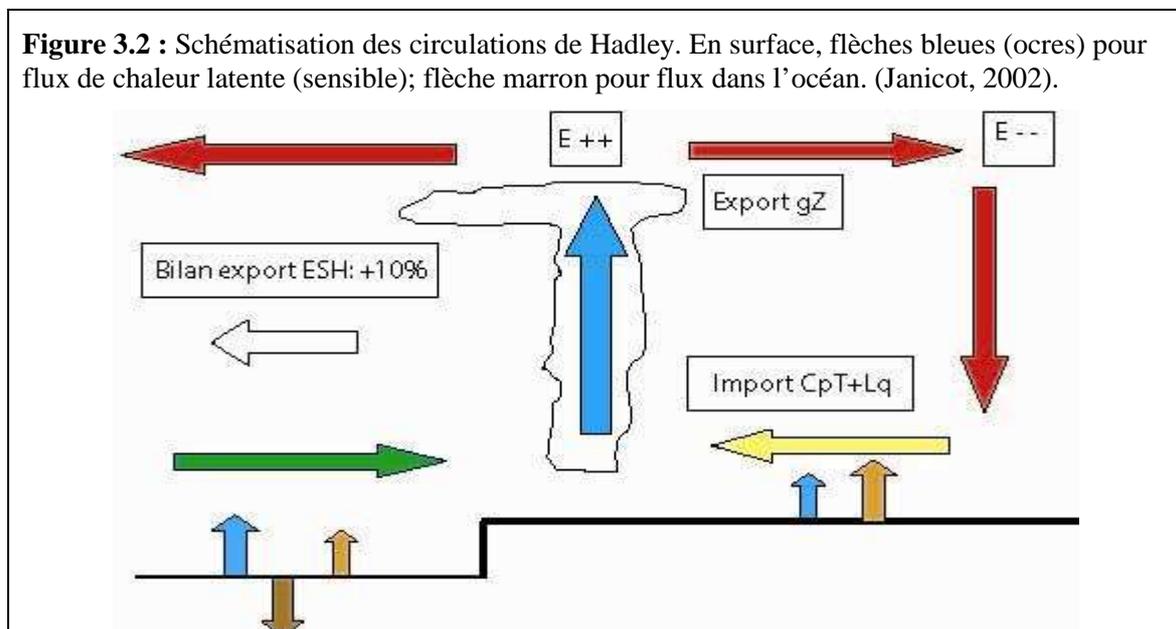
La distribution énergétique non uniforme dans le système Terre-Océan-Atmosphère (TOA) entre les régions sources dont le bilan radiatif est excédentaire (l'équateur et les basses couches) et les régions puits dont le bilan radiatif est déficitaire (les pôles et les hautes couches) est à l'origine de la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire (Dhonneur, 1985 ; Sohn et Smith, 1992 ; Malardel, 2005). Afin de rééquilibrer ces gradients d'énergie entre sources et puits, une circulation méridienne et verticale se met en place entre les pôles et l'équateur. Cependant, la force de Coriolis, induite par la rotation terrestre, empêche le transfert direct d'énergie entre ces deux types de régions et ne permet pas la création d'une cellule unique capable de transporter l'énergie.



Palmen (1951) décrit, dans un modèle de circulation générale atmosphérique ne comprenant ni les continents ni les océans, trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles (Fig. 3.1) : les cellules de Hadley qui se trouvent entre l'équateur et 30° N et S, intégrant l'Afrique de l'Ouest et la zone de circulation de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO), les cellules de Ferrel qui se situent aux latitudes moyennes (de 30°N à 60°N et de 30°S à 60°S) et enfin les cellules polaires au nord de 60°N et au sud de 60°S. Contrairement à la vue idéalisée des cellules du modèle de Palmen, les cellules de Hadley, notamment, sont dissymétriques et fortement modulées par le cycle saisonnier. La cellule de l'hémisphère sud (nord) s'intensifie en été (hiver) boréal et conduit au déplacement en direction du nord (sud) de la Zone de Convergence InterTropicale, la ZCIT. Cette zone de

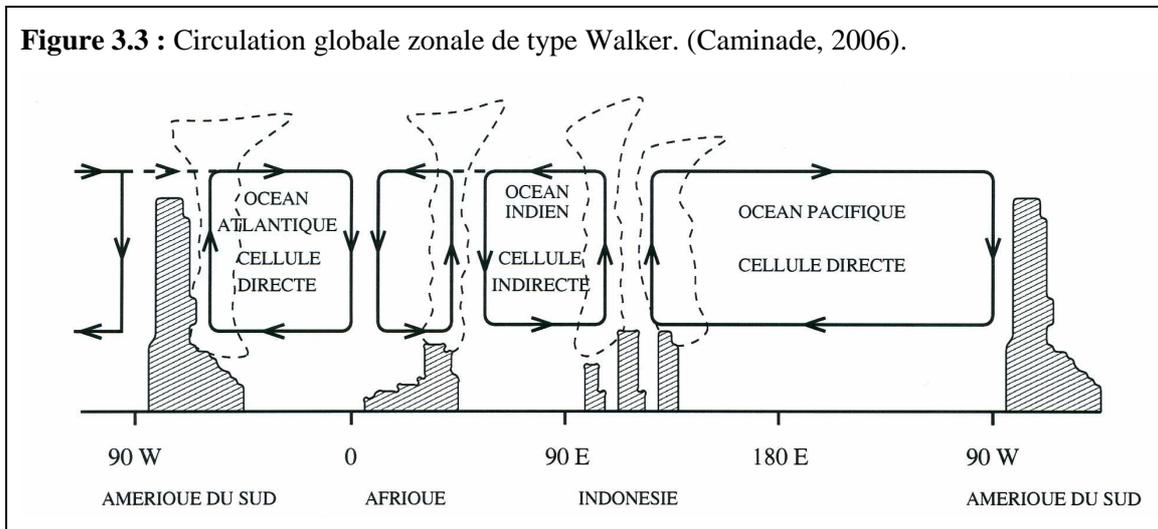
convergence entre les cellules des hémisphères nord et sud a été définie par Janicot et Fontaine (1993) comme étant le lieu où l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale, caractérisant ainsi une zone de convection profonde humide au voisinage de l'équateur. La trace au sol de la zone de confluence des vents des deux hémisphères est associée à une zone de convergence sèche appelée le Front InterTropical (FIT), moins développé verticalement et plus au nord que la ZCIT.

Au regard du déplacement de l'air, les cellules de Hadley sont caractérisées par deux branches verticales : une première branche ascendante au-dessus des principales zones sources d'énergie (zone équatoriale) et une seconde descendante au-dessus des zones puits (subtropiques vers 30°N et 30°S) avec un mouvement de l'air allant des puits vers les sources dans les basses couches et des sources vers les puits dans les couches hautes de la troposphère (15 km). Janicot (2002) schématise ce type de circulation (Fig. 3.2) en intégrant la mousson africaine et l'opposition océan-continent, par un transport des énergies sensible et latente ($C_p T + Lq$, flèche jaune) dans les basses couches pour alimenter la branche ascendante (flèche bleue) au niveau de l'équateur, et par une transformation en énergie potentielle (gZ) en altitude donnant lieu à d'importants systèmes convectifs. Afin d'équilibrer la perte d'énergie des basses couches, les subsidences alimentent la surface en énergie sensible (air sec, flèches rouges) provenant des hautes couches par compression adiabatique.



Outre le transfert d'énergie méridien et vertical par la circulation de Hadley, une autre circulation de type est-ouest (circulation zonale type Walker, Fig. 3.3) se met en place en réponse aux contrastes existant entre d'une part les eaux chaudes des régions ouest des

bassins océaniques et les régions froides à l'est, et d'autre part entre les continents chauds à faible capacité calorifique et les océans plus froids à forte inertie thermique. On distingue deux groupes de cellules de type Walker : le groupe Pacifique/Atlantique transportant les chaleurs latente et sensible vers l'est et l'énergie géopotentielle vers l'ouest, et le groupe Afrique/océan Indien caractérisé par une circulation inverse de celle du précédent groupe.



Comme pour les circulations de Hadley, celles de type Walker sont caractérisées par des zones d'ascendance générant des systèmes pluvieux et des zones de subsidence entraînant l'atténuation des systèmes nuageux en amont. Toutefois, elles présentent la particularité d'être moins forcées par le cycle saisonnier en raison de la faible variation annuelle des gradients thermiques océaniques zonaux et de leur positionnement aux basses latitudes. Dans une étude récente, Zhao et Moore (2007) montrent que la baisse des précipitations sur l'AO durant la seconde moitié du XX^e siècle est associée à une branche ascendante de Hadley plus faible et une branche descendante de Walker plus intense.

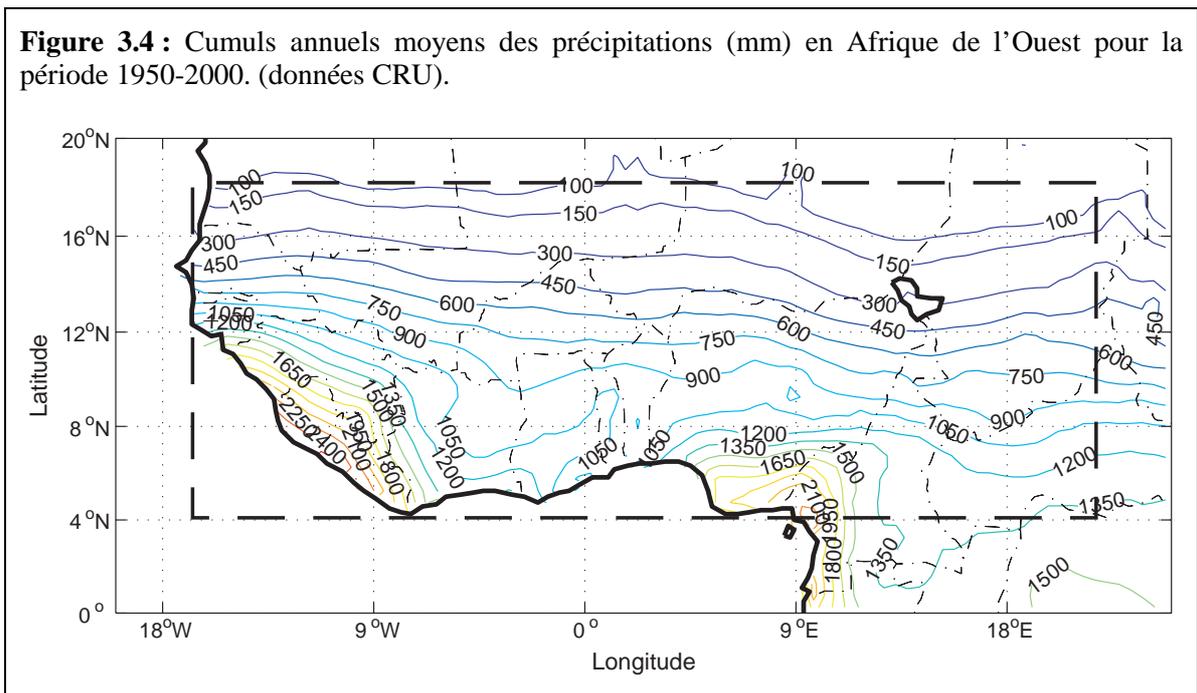
L'Afrique de l'Ouest définie dans cette étude par la zone qui s'étend, en longitude, de la côte Atlantique ($17^{\circ}W$) jusqu'à l'est de la cuvette du lac Tchad ($20^{\circ}E$), et, en latitude, des marges sud du Sahara ($18^{\circ}N$) au golfe de Guinée ($4^{\circ}N$, rectangle de la Fig. 3.6), s'inscrit dans ces types de circulation globale avec, toutefois, des éléments régionaux particuliers décrits plus loin en partie 3.3.

La mousson : en arabe, le mot mousson se prononce « *mawssim* », ce qui signifie tout simplement en français « *saison* ». Dans un cadre général, la mousson représente le renversement saisonnier de la direction des vents et concerne, à l'échelle planétaire, les régions comprises entre $30^{\circ}W-170^{\circ}E / 25^{\circ}S-35^{\circ}N$ (Ramage, 1971). L'Afrique de l'Ouest en fait partie.

3.2 Situation géographique

3.2.1 Cumul annuel moyen des précipitations

La figure 3.4 présente les cumuls annuels moyens de précipitations sur l’Afrique de l’Ouest pour la période 1950-2000. On constate un fort gradient nord-sud des précipitations annuelles au nord de 12°N, avec des cumuls annuels allant de 100 à 400 mm sur le Sahel (13°N à 18°N). Ces cumuls proviennent uniquement de la pénétration sur le continent du flux de mousson, entre juillet et septembre pendant l’été boréal, à laquelle sont associés des systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS ou lignes de grains) responsables de la majorité des pluies sahéliennes (D’Amato et Lebel, 1998). Au sud de 12°N, le gradient devient est-ouest sur les côtes Atlantique avec deux maxima, l’un au niveau des massifs montagneux de la Guinée (Fouta-Djalon et monts Nimba) à l’ouest, et l’autre vers le mont Cameroun (Adamaoua) et la vallée du Niger à l’est, avec des cumuls annuels de précipitations qui dépassent les 2 500 mm.



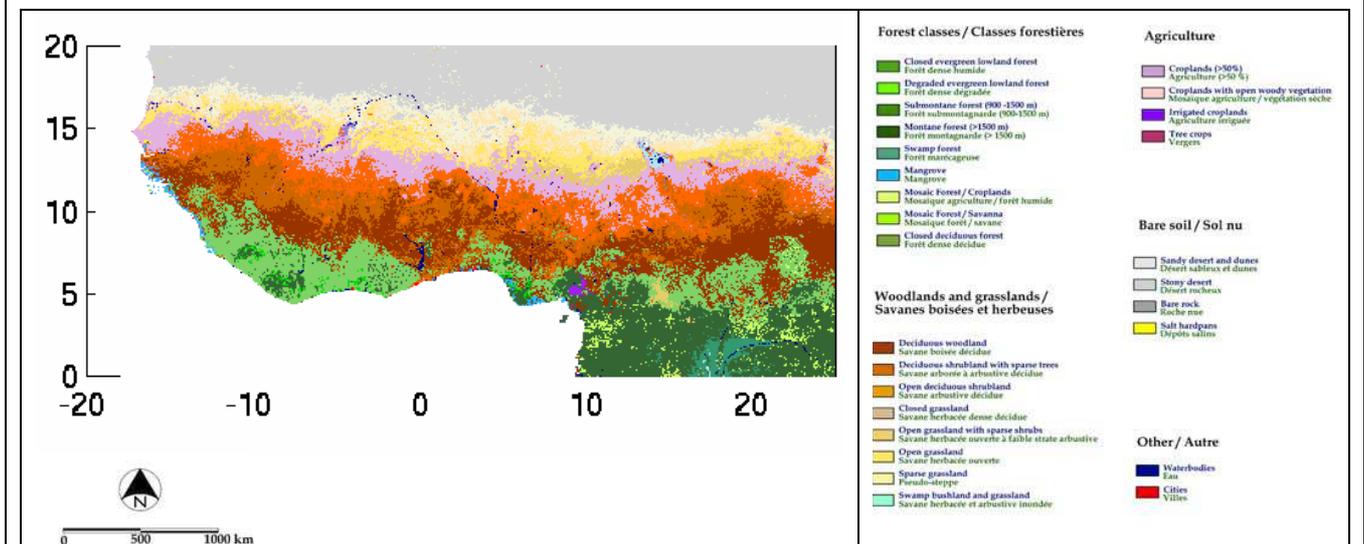
Entre ces deux massifs montagneux, les cumuls annuels de précipitations sont bien plus faibles (entre 1 050 et 1 200 mm/an environ) et dessinent le « V Baoulé » (Buckle, 1996) qui résulte d’une divergence des vents synoptiques, mais aussi des brises en lien avec le tracé de côte, ainsi que de la présence d’un upwelling qui s’installe le long de la côte en été boréal (Louvet, 2008).

3.1.1 La végétation

Les formations végétales en Afrique de l’Ouest s’organisent clairement par bandes zonales (Fig. 3.5) avec un gradient nord-sud de la densité végétale suivant les ressources en eau des sols. Telle qu’elle a été définie par Mayaux (2003), la couverture végétale sur notre région d’étude s’organise en trois grandes zones entre le golfe de Guinée et le Sahara :

- les forêts : on retrouve des forêts denses, essentiellement sur le long de la côte du golfe de Guinée; des forêts montagnardes et sub-montagnarde vers le mont Cameroun, le Libéria, la Guinée et le Sierra Leone ; des forêts de mangrove sur l’extrême côte ouest et enfin des forêts humide sur les cotes du Libéria, Côte d’Ivoire, Ghana et Togo ;
- la savane : on distingue la savane boisée décidue au nord des forêts humides (sur le domaine soudano-guinéen) ; la savane arborée au-dessus du domaine soudano-sahélien ; la savane arbustive sur le nord du Cameroun et enfin la savane herbacée autour du lac du Tchad, au Niger et au Mali ;
- l’agriculture : on observe des terres cultivées (50 % des cultures) sur toute la ceinture sahélienne ; de la végétation sèche (30 %) plus au sud, de l’agriculture irriguée et des vergers au bord du fleuve Niger (Mali).

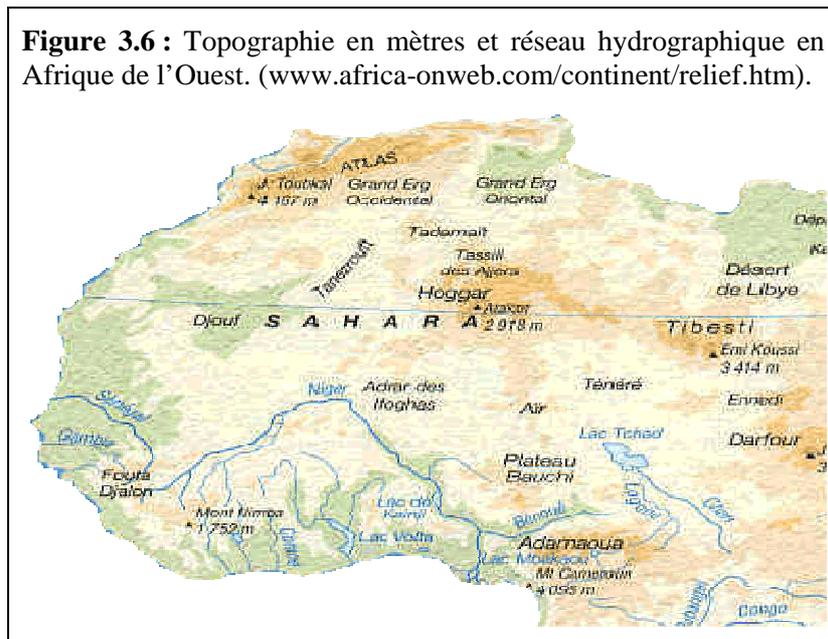
Figure 3.5 : Occupation du sol sur l’Afrique de l’Ouest. (image GLC2000).



3.1.2 Le relief

L’Afrique de l’Ouest se caractérise, globalement, par un relief assez simple (Fig. 3.6), composé de vastes plaines, de plateaux de faible altitude (200 m en moyenne) et de massifs montagneux. Les plaines occupent la bordure littorale sur le Sénégal et la Gambie, tandis qu’à

l'intérieur les bas plateaux dominant. Les plateaux de moyenne altitude et les massifs montagneux marquent les bordures sud et nord-est de l'Afrique de l'Ouest. Parmi les principales chaînes de montagnes les plus élevées, on trouve : au sud-ouest, le Fouta-Djalou et les monts Nimba avec des altitudes comprises entre 1 500 et 1 750 m; au sud-est, le mont Cameroun qui atteint les 4 100 m et, au nord-est, le Hoggar et le Tibesti, respectivement à 2 900 et 3 400 m.

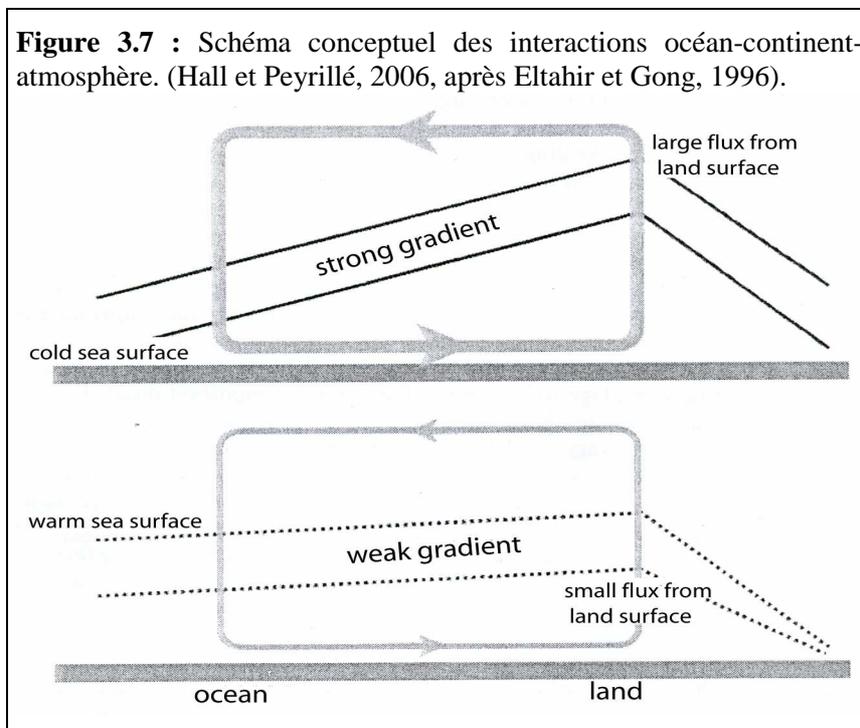


Bien que la topographie de l'Afrique de l'Ouest ne soit pas suffisante pour conditionner la circulation atmosphérique associée à la MAO comme en Asie, elle joue un rôle non négligeable aux échelles régionale et locale. En effet, Semazzi et Sun (1997) ont montré le rôle des massifs de l'Atlas et du Hoggar sur les précipitations sahéliennes en été boréal par l'apparition d'une circulation anticyclonique à l'est des massifs et d'une circulation cyclonique à l'ouest, qui renforcent le flux de mousson et favorisent l'advection d'humidité jusqu'au Sahel. Quant aux massifs de l'Adamaoua, ils jouent le rôle de barrière temporaire à la MAO en l'empêchant d'avancer vers le nord au début de la saison des pluies (Suchel, 1988). Enfin, seuls les monts du Fouta-Djallon favorisent une remontée plus au nord des précipitations, tandis que le plateau Bauchi contrôle localement la convection et conditionne partiellement la formation des lignes de grains.

3.2 Éléments majeurs du système MAO

3.2.1 Énergie statique humide et température de surface de la mer

À l'échelle du domaine Atlantique-Afrique, la répartition inégale du bilan radiatif entre, d'une part, l'océan Atlantique et, d'autre part, la partie ouest du continent africain, est un facteur majeur dans le processus de mise en place de la MAO et de sa pénétration sur le continent. Cette opposition océan-continent installe des gradients thermiques et énergétiques importants dans les basses couches qui génèrent une circulation atmosphérique particulière permettant de les rééquilibrer : c'est la circulation de mousson. Webster *et al.* (1998) montrent, en outre, que le gradient de température entre l'océan et le continent est à la base de la circulation de mousson et que celle-ci est renforcée si le gradient d'humidité est pris en considération. Le rôle de ces gradients dans les basses couches de l'atmosphère sur la dynamique de la MAO a été mis en évidence par Eltahir et Gong (1996), puis récemment par Fontaine et Philippon (2003) et Hall et Peyrillé (2006). Ils montrent que l'évolution du flux de mousson correspondrait à une réponse dynamique de l'atmosphère aux contrastes énergétiques et que l'intensité du flux est liée à l'intensité du gradient d'entropie des basses couches, comme le montre la figure 3.7.



Ces études associent une circulation intense du flux de mousson à un gradient de température fort dans les basses couches, et une circulation moins intense à un gradient plus faible.

Le transfert d'énergie dans l'atmosphère, tel qu'il a été appréhendé par Riehl (1969) en introduisant la notion d'énergie statique humide (ESH) par addition de trois types d'énergie (sensible, potentielle et latente), est donné par l'équation suivante :

$$ESH = C_p T + gZ + Lq \quad (3.1)$$

avec :

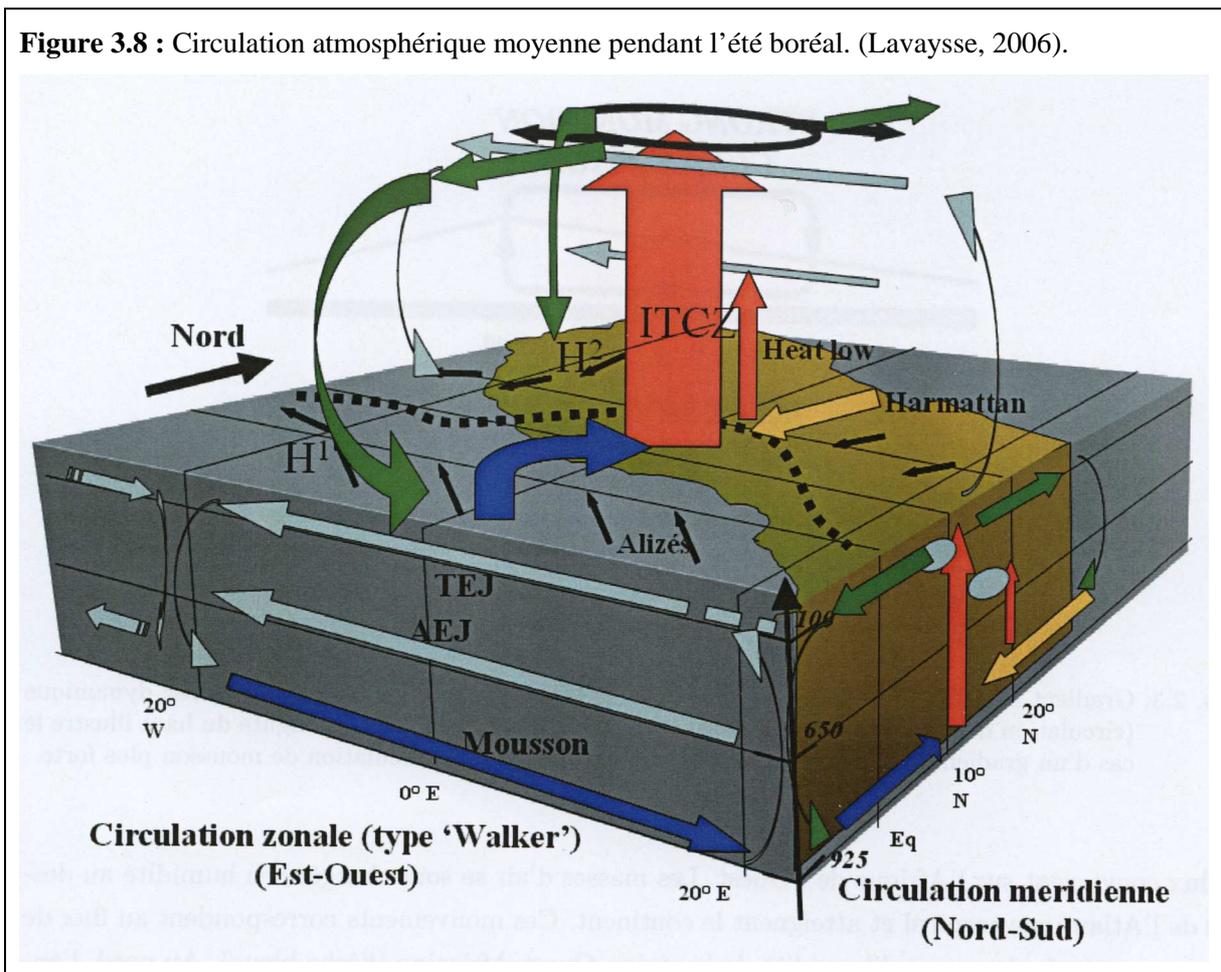
- $C_p T$ est l'**énergie sensible** avec C_p , la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($1004 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$) et T la température absolue de l'air (en *Kelvin*),
- gZ est l'**énergie potentielle** avec g , l'accélération gravitationnelle (9.81 m.s^{-2}) et Z l'altitude géopotentielle (en *km*),
- Lq est l'**énergie latente** avec L la chaleur latente de condensation de l'eau ($2.501 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$) et q l'humidité spécifique (kg.kg^{-1}).

Peyrillé (2006) souligne l'importance de l'ESH et l'impact de ces gradients à deux échelles différentes : d'une part, à l'échelle locale où le gradient vertical d'ESH joue sur les systèmes pluvio-gènes et, d'autre part, à l'échelle régionale où le gradient horizontal d'ESH affecte l'intensité de la circulation de la MAO. En effet, Eltahir (1996) précise que, sur le continent, le gradient horizontal d'ESH reflète la distribution de la végétation et de l'humidité du sol, alors que Zheng et Eltahir (1998) constatent qu'une modification de la végétation (déforestation) sur la côte guinéenne a un impact significatif direct sur la dynamique atmosphérique associée à la circulation de mousson *via* les gradients d'ESH. L'impact de l'humidité du sol a aussi été abordé par Philippon et Fontaine (2002). Ils soulignent, en se basant sur les travaux théoriques d'Emanuel (1995), qu'une anomalie positive d'humidité de sol renforcerait la circulation de mousson à travers une modification de la couche limite et l'augmentation des flux de chaleurs depuis la surface vers l'atmosphère. Enfin, Fontaine *et al.* (1999) et Philippon (2002) montrent l'efficacité d'une prévision statistique des précipitations sahéliennes en prenant en compte des indices régionaux documentant des gradients d'ESH d'avril-mai entre l'océan et le continent.

3.2.2 Dynamique atmosphérique

Le schéma de la figure 3.8 illustre la circulation atmosphérique moyenne associée à la MAO en été boréal. La position septentrionale de la ZCIT (Fig. 3.8, flèche rouge) à cette période de l'année s'explique par l'apparition d'une forte dépression thermique (Heat Low) sur le Sahara, alimentée par le forçage radiatif dû à la position apparente du soleil. Sur l'Atlantique tropical nord, l'anticyclone des Açores se renforce et donne naissance à un flux de nord-ouest apportant de l'humidité sur le continent. Les alizés de sud-est, issus de l'anticyclone de Sainte-Hélène, soufflent au-dessus de l'Atlantique tropical sud, se renforcent et se chargent en vapeur d'eau sur le golfe de Guinée, puis traversent l'équateur en prenant une composante sud-ouest (vers 5°N) sous l'effet de la composante horizontale de la force de Coriolis, atteignant ainsi le continent (vers 10°-18°N) avec d'avantage d'humidité : c'est l'établissement du flux de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (flèche bleue).

Figure 3.8 : Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal. (Lavaysse, 2006).



Sur le continent, des vents chauds et secs de nord-est (flux de l'harmattan, flèche jaune) associés à une masse d'air d'origine continentale soufflent sur l'AO depuis le nord. La rencontre en surface entre deux flux opposés en contenu de vapeur d'eau et de chaleur thermique, l'harmattan d'une part et la MAO d'autre part, forme le FIT (Adefolalu, 1983), positionné au nord de la ZCIT vers 20°N. L'ensemble du système subit un mouvement méridien saisonnier. Et le déplacement de la zone de convection profonde de 5°N au printemps/automne à 10°N en été boréal marque le démarrage de la saison de mousson sur l'AO (Sultan, 2002).

En altitude, la circulation atmosphérique est caractérisée par la présence de deux vents d'est : le Jet d'Est Tropical (TEJ pour Tropical Easterly Jet) et le Jet d'Est Africain (AEJ pour African Easterly Jet), considérés par Grist et Nicholson (2001) comme les éléments fondamentaux de la variabilité interannuelle des pluies africaines.

Le premier jet (TEJ) est localisé entre 5°N et 15°N et est présent en haute troposphère entre 150 et 200 hPa. Ce vent thermique est associé à grande échelle à la circulation de type Walker qui exporte de la masse vers l'ouest et a pour origine la libération de chaleur latente liée à la mousson indienne, ainsi que le contexte orographique des massifs montagneux du Tibet (Janicot et Fontaine, 1993). Positionné sur l'océan Indien au printemps boréal, le TEJ s'étend jusqu'à l'AO en été boréal, où il se renforce (-16 à -20 m/s) à partir de 20°E en altitude, sous l'influence de la convection profonde de la ZCIT et de la cellule sud de Hadley. Chen et Van-Loon (1987) ont relié un affaiblissement de la circulation de la mousson dans les basses couches et du TEJ, à un Pacifique est et central anormalement chaud, alors que Palmer *et al.* (1992) et Janicot *et al.* (2001) ont notamment montré le lien fort entre l'affaiblissement du TEJ, le renforcement des vents sur l'Atlantique tropical nord et la faible advection de l'humidité vers l'AO, un schéma cohérent avec une MAO moins intense pendant les événements ENSO chauds.

Le second (AEJ), généré par les gradients de température et d'humidité en surface (Burpee, 1972 ; Thorncroft et Blackburn, 1999 ; Cook, 1999) entre l'Atlantique plus frais et le Sahara surchauffé, souffle en moyenne troposphère vers 600 hPa. Il est localisé entre 15°W et 15°E, atteignant une vitesse moyenne entre 13 et 15 m/s pendant l'été boréal. Burpee (1972) attribue l'existence de l'AEJ à la baroclinicité de surface et à l'inversion du gradient de température dans la moyenne troposphère, alors que Cook (1999) ajoute à cela le rôle que peut avoir la diminution de la température au sol pendant la MAO. Un autre facteur semble aussi important que les gradients de température, celui de la TSM dans le golfe de Guinée,

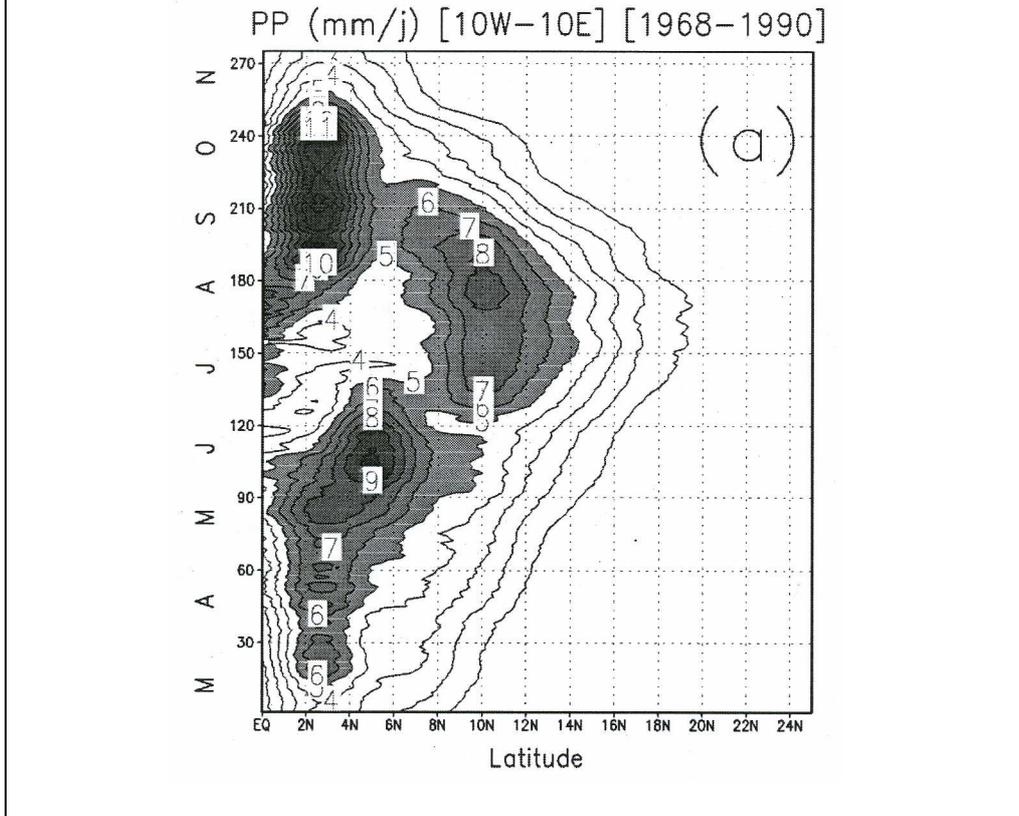
généralement frais sous l'effet de la remontée des eaux froides vers la surface en réponse au développement du flux de mousson. Messenger *et al.* (2004) ont montré, avec le modèle climatique régional MAR, qu'une TSM chaude sur le golfe de Guinée entraîne une baisse de l'intensité de l'AEJ et une augmentation du transport d'humidité de l'océan vers le continent jusqu'à 12°N. Il apparaît que ce jet joue aussi un rôle important dans le climat sahélien (Moncrief et Miller, 1976). Des études numériques (Lafore et Moncrief, 1989 ; Weisman et Rotunno, 2004) ont permis de montrer que l'AEJ organise la convection et, notamment, les systèmes convectifs les plus développés (les lignes de grains), soit en orientant le système, soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches. Enfin, c'est au sein de ce courant que les ondes d'est africaines peuvent prendre naissance.

En plus de ces deux jets, on note aussi l'existence d'un vent d'ouest en haute troposphère (vers 200 hPa et 30°N) appelé le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST), lié à la circulation de Hadley et qui a pour origine la conservation du moment angulaire d'ouest sur le côté polaire de la cellule de Hadley. Sa position vers 35°N entre juillet et août signe une cellule de Hadley nord bien marquée. Contrairement à ce qui se passe en hiver, le JOST s'affaiblit en été du fait d'un gradient de température moins intense entre le pôle nord et l'équateur (Peyrillé, 2006).

3.3 Cycle saisonnier des précipitations

Les précipitations en Afrique de l'Ouest sont modulées, entre autres, par le déplacement méridien de la ZCIT et liées à son cycle saisonnier. On observe sur la figure 3.9 une évolution régionale des précipitations saisonnières avec deux grands régimes pluviométriques : un régime guinéen avec un cycle bimodal dominé par deux pics pluviométriques en juin et en octobre et une petite saison sèche de juin à juillet, et un régime soudano-sahélien unimodal, dit de mousson, entre juillet et septembre, dû essentiellement aux systèmes convectifs associés à la migration rapide de la ZCIT vers le nord (Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; Louvet *et al.*, 2003).

Figure 3.9 : Diagramme Hovmoeller du cycle saisonnier moyen des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E pour la période 1968-1990. (Sultan, 2002).

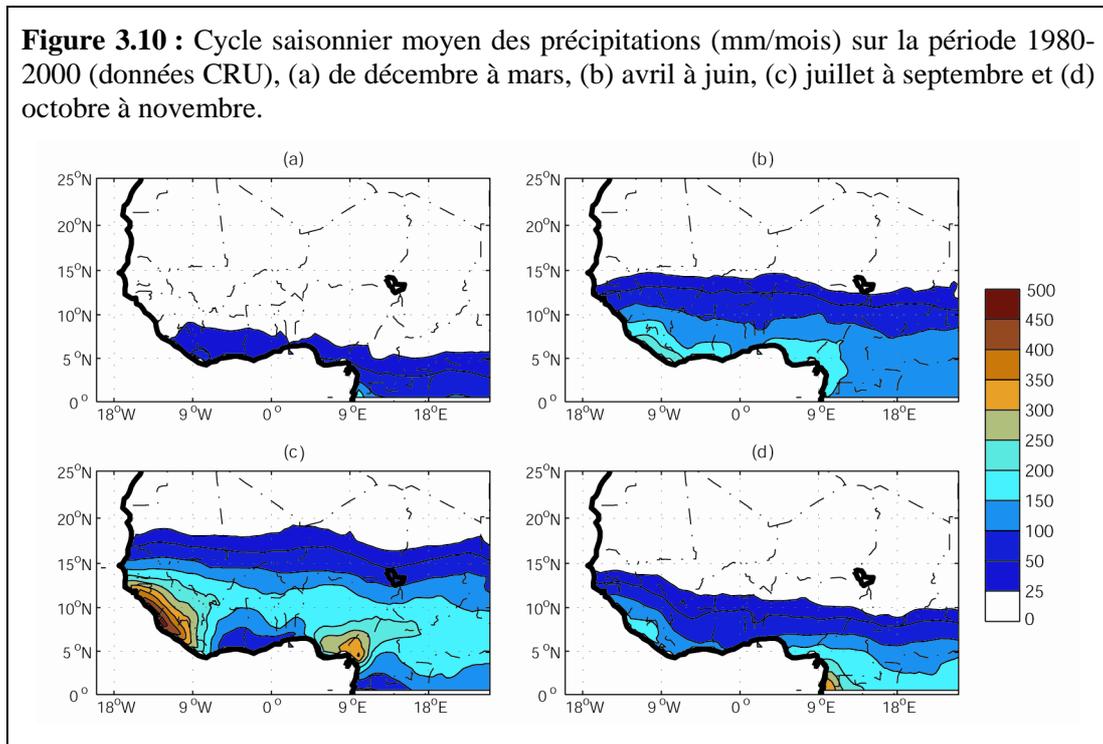


La mise en place des précipitations associées à la mousson à travers le déplacement méridien de la ZCIT apparaît très clairement en figure 3.10 sur le cycle annuel moyen des précipitations (calculé pour la période 1980-2000) pour les quatre saisons :

- hiver boréal (décembre à mars, Fig. 3.10a) : c'est la grande saison sèche en AO, les cumuls sont très faibles (50 mm sur la côte sud), voire nuls sur l'ensemble de la région. Cette répartition est due à la présence de la ZCIT sur l'océan puisque c'est à cette période de l'année qu'elle occupe sa position la plus méridionale (vers 2°N) ;
- printemps boréal (avril à juin, Fig. 3.10b) : cette saison est caractérisée par une nette augmentation des précipitations au sud de 11°N (entre 100 et 250 mm), surtout entre mai et juin (non montrés) ; c'est la première saison des pluies guinéenne. Au nord de 11°N (le Sahel) la saison sèche se prolonge. Cette opposition Guinée/Sahel est due essentiellement aux sauts méridiens successifs de la ZCIT vers le nord ;
- été boréal (de juillet à septembre, Fig. 3.10c) : la ZCIT occupe sa position la plus septentrionale après un saut rapide de 5°N à 10°N en début d'été lors de la mise en place de la mousson sur la zone soudano-sahélienne. Ce saut s'accompagne d'un

accroissement des précipitations (100 à 150 mm) sur le Sahel : c'est la saison des pluies au Sahel. *A contrario*, la zone guinéenne connaît sa petite saison sèche ;

- automne boréal (d'octobre à novembre, Fig. 3.10d) : il correspond à la seconde saison des pluies sur la Guinée et donc à une forte diminution des pluies sur le Sahel, signature d'un retrait progressif vers le sud (5°N) de la ZCIT.

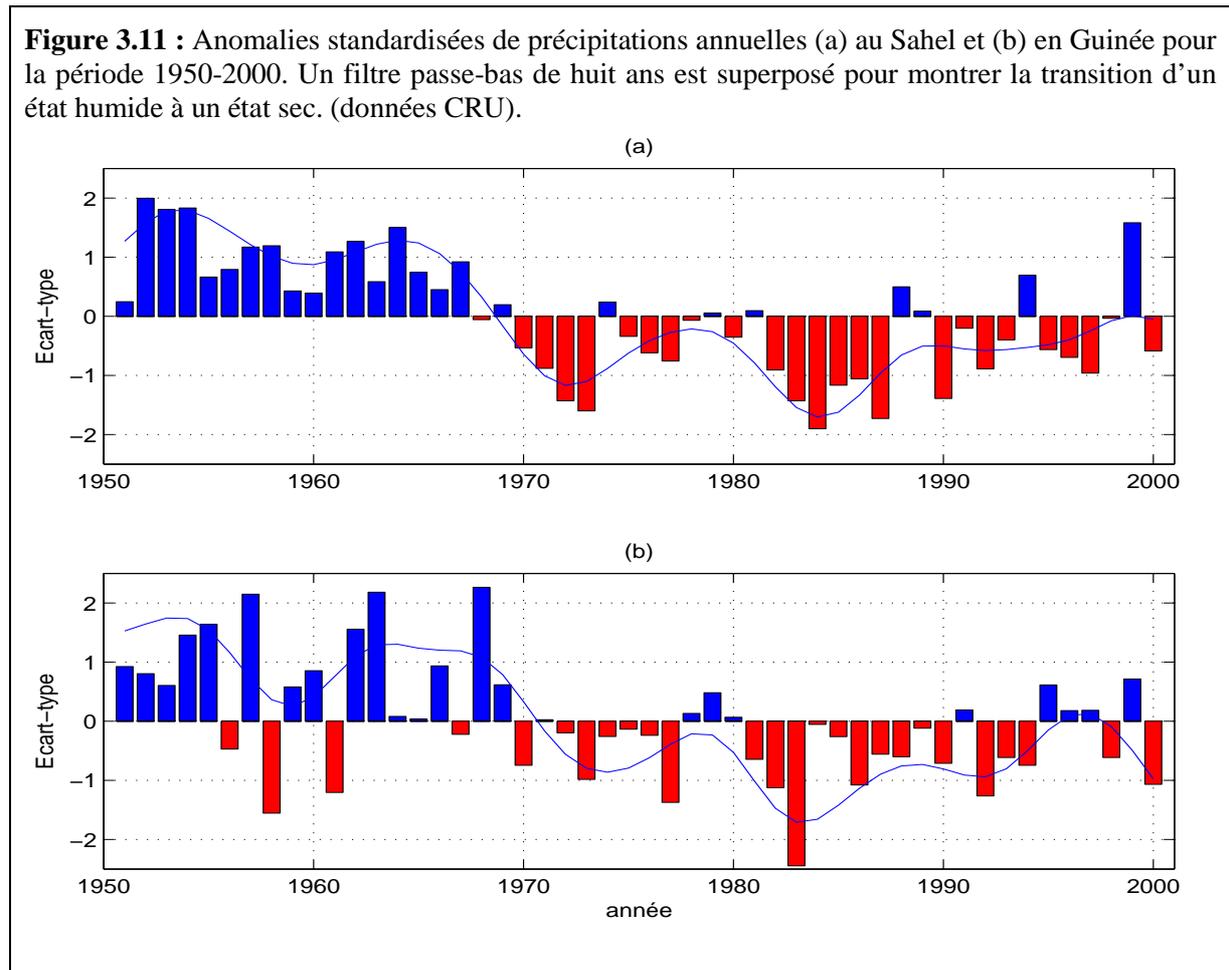


3.4 Variabilité interannuelle

La pluviométrie saisonnière en Afrique de l'Ouest est soumise à une certaine variabilité interannuelle. L'étude menée par Bigot *et al.* (1997) montre que cette zone possède une cohérence de variabilité si toute la période depuis 1950 est prise en compte avec, cependant, un mode sahélien dominant si cette période est scindée en deux, avant et après 1970 (humide et sèche respectivement).

La figure 3.11 présente ainsi les anomalies standardisées des précipitations annuelles de deux régions de l'Afrique de l'Ouest pour la période 1950 - 2000 : le Sahel et la Guinée. On constate une transition brutale entre un état pluviométrique excédentaire avant 1969 et un état déficitaire après 1970 avec une période particulièrement sèche durant les années 1980. Les travaux de Nicholson (1993) et Le Barbé *et al.* (2002) montrent que cette sécheresse n'a pas été l'exclusivité des régions semi-arides comme le Sahel (Fig. 3.11a), mais a touché aussi la

région guinéenne (Fig. 3.11b). Néanmoins, la dernière décennie (1990-2000) a été marquée par une nouvelle tendance à la hausse avec des années moins sèches que pendant les deux décennies précédentes (Abdou Ali *et al.*, 2004). À cette variabilité temporelle, s'ajoute aussi une certaine organisation spatiale, selon les années. Nicholson (1986), puis Janicot (1992a, b) distinguent des structures décrivant un excédent (+/+) ou un déficit (-/-) global sur l'ensemble de l'AO, et des structures dipolaires d'anomalies pluviométriques de signes opposés entre le Sahel et la région guinéenne (+/- et -/+).

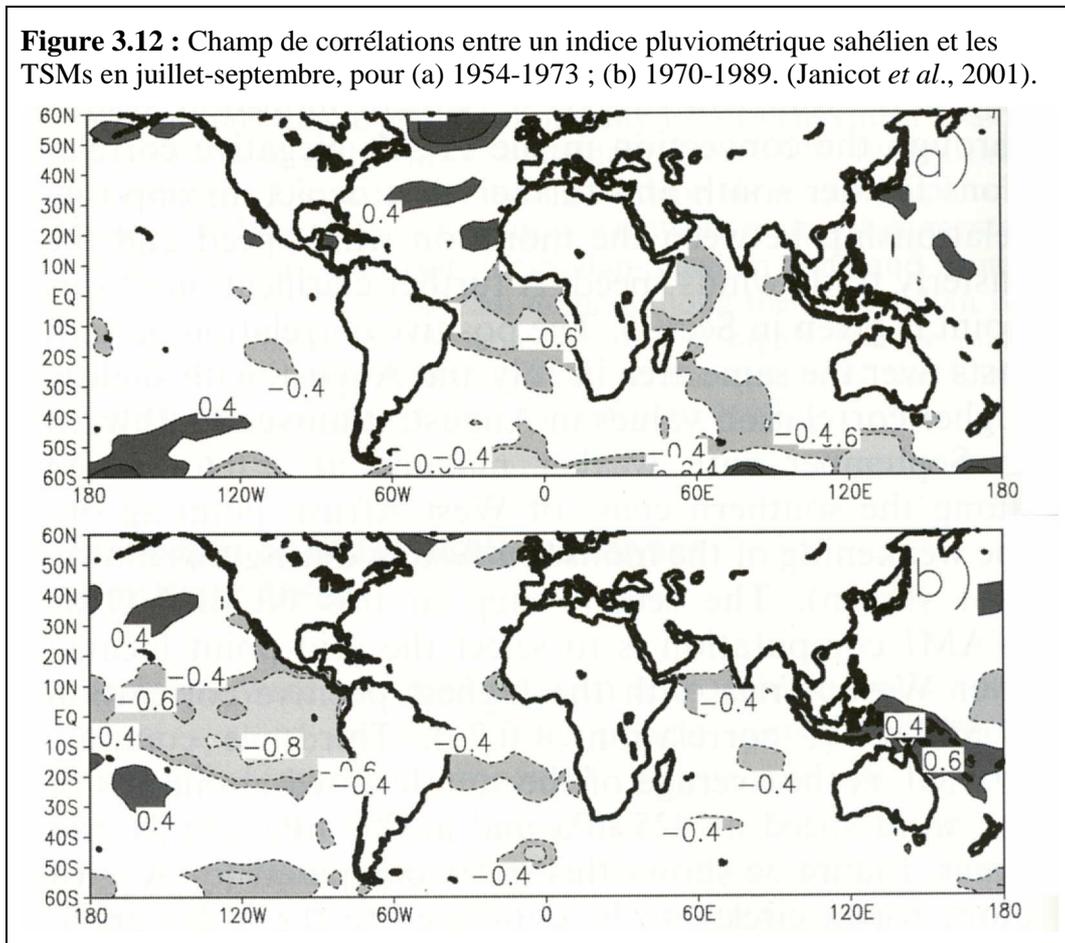


La variabilité spatio-temporelle et les anomalies pluviométriques de la MAO sont fortement liées aux forçages océaniques. Les études diagnostiques réalisées sur la TSM peuvent être résumées selon les trois grands bassins océaniques comme suit.

3.4.1 L'océan Atlantique

Il est considéré comme la principale source d'humidité pour le continent africain. Son impact sur le système MAO a été montré dès la fin des années 1970. En effet, les travaux de

Lamb (1978a, b) ont permis de mettre en évidence l'influence de l'Atlantique tropical sur les précipitations en Afrique de l'Ouest et d'associer le déficit pluviométrique sur le Sahel à une opposition des anomalies de TSM dans l'Atlantique tropical (plus froides au nord et plus chaudes au sud et à l'équateur) qui favorise une ZCIT plus méridionale que la normale. Ces résultats ont été ensuite confirmés, puis étendus à des échelles de temps plus longues par Hastenrath (1984 et 1990), Druyan (1991), Lamb et Pepler (1991) et Janicot (1992b). La figure 3.12a montre les champs de corrélation entre un indice pluviométrique sahélien et les TSMs de juillet à septembre sur une période de cumuls majoritairement excédentaires sur le Sahel (1954-1973). Les valeurs de corrélation mettent en évidence le lien statistique significatif entre la structure dipolaire de l'Atlantique tropical (+0.4 au nord et -0.6 au sud) et les précipitations sahéliennes : ceci caractérise une modulation décennale des téléconnexions Sahel/TSM.



Cependant, Janicot *et al.* (1996) ont montré que la relation des pluies sahéliennes avec la TSM de l'Atlantique a considérablement diminué pour devenir non significative durant la

période sèche (post 1970), au profit d'une relation avec la TSM du Pacifique équatorial est et centre (Fig. 3.12b), en accord avec les travaux de Moron (1994b).

À une échelle plus régionale, Vizy et Cook (2001, 2002) montrent, en utilisant un MCG atmosphérique, la sensibilité des précipitations ouest africaines aux anomalies de TSM sur le golfe de Guinée. Ils associent à des anomalies positives de TSM une forte évaporation sur le golfe de Guinée advectée vers la côte guinéenne.

3.1.1 L'océan Pacifique

Malgré la distance qui sépare le continent africain de l'océan Pacifique, un lien statistique significatif existe entre la TSM de la partie équatoriale est de l'océan Pacifique et les précipitations ouest africaines des trente-cinq dernières années. En effet, à un épisode chaud de l'ENSO (Niño) est associé une saison des pluies déficitaire sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Les études de Janicot (1997) et Janicot *et al.* (1998) expliquent ce lien par un renforcement de la circulation divergente zonale de type Walker et un affaiblissement du flux de mousson et de la cellule sud de la circulation de Hadley. Cela induit une augmentation des alizés sur l'Atlantique tropical nord et une diminution de l'apport de vapeur d'eau sur l'Afrique de l'Ouest.

Clarke et Lebedev (1996) avancent dans leur réflexion qu'un événement chaud type El Niño des années 1990 aurait un impact plus important qu'un même événement au début des années 1940 ou au début des années 1970. D'ailleurs, les travaux de Janicot *et al.* (1996 et 2001) montrent que les téléconnexions entre l'ENSO et les précipitations sahéliennes ne sont pas stationnaires et qu'il existe des périodes où ces téléconnexions sont fortes et d'autres où elles sont faibles et dominées par un autre type de forçage (lié aux TSMs de l'Atlantique tropical et/ou de l'océan Indien). Ils proposent deux hypothèses pour expliquer le renforcement de ces téléconnexions après 1970 (Fig. 3.12b) :

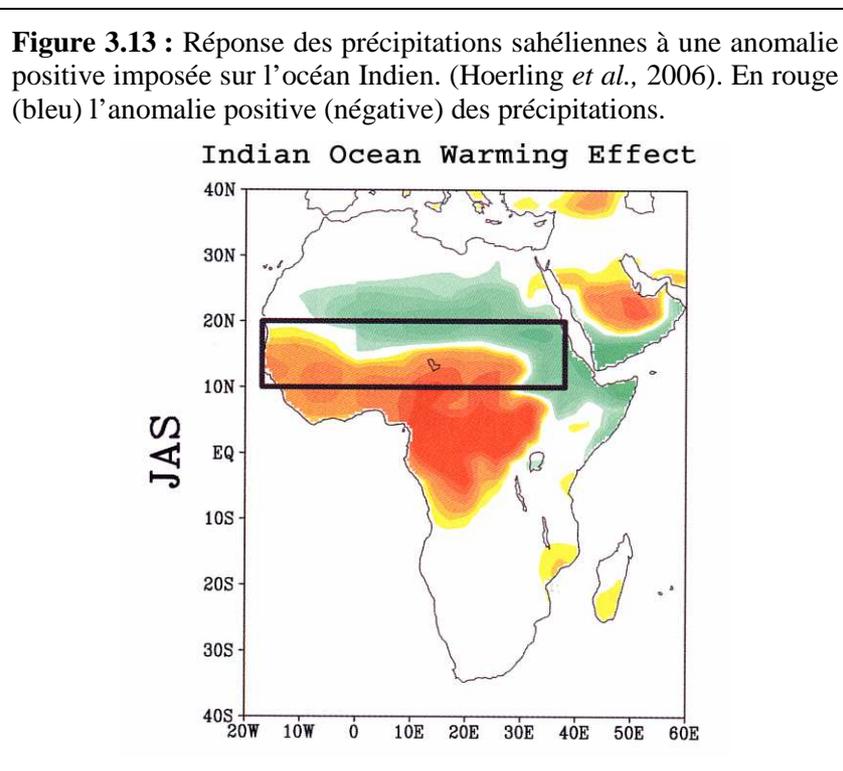
- a) une augmentation de la variabilité interannuelle de l'ENSO et, en particulier, du nombre d'occurrences de ses phases chaudes ;
- b) une contribution positive à l'échelle décennale du changement des TSMs globales sur la téléconnexion ENSO-Sahel.

Ces travaux ont notamment permis de lever la contradiction existant entre les études qui montrent une absence de signal significatif de l'ENSO dans les précipitations sahéliennes

(Stockenius, 1981 ; Nicholson et Entekhabi, 1987, Ropelewski et Halpert, 1987, 1989 ; Nicholson et Kim, 1997) et celles qui mettent bien en évidence l'importance du forçage de l'ENSO sur les fluctuations interannuelles de la MAO (Folland *et al.*, 1986 ; Palmer, 1986 ; Hastenrath *et al.*, 1987 ; Ward, 1992 ; Palmer *et al.*, 1992). Rowell *et al.* (1995) montrent, eux aussi, une corrélation significative entre les TSMs du Pacifique équatorial est et les précipitations sahéniennes à l'échelle interannuelle (pour des périodes inférieures à onze ans), tandis que Ward (1998) montre que cette corrélation est encore plus élevée durant les années de déficit pluviométrique global sur l'Afrique de l'Ouest.

3.1.2 L'océan Indien

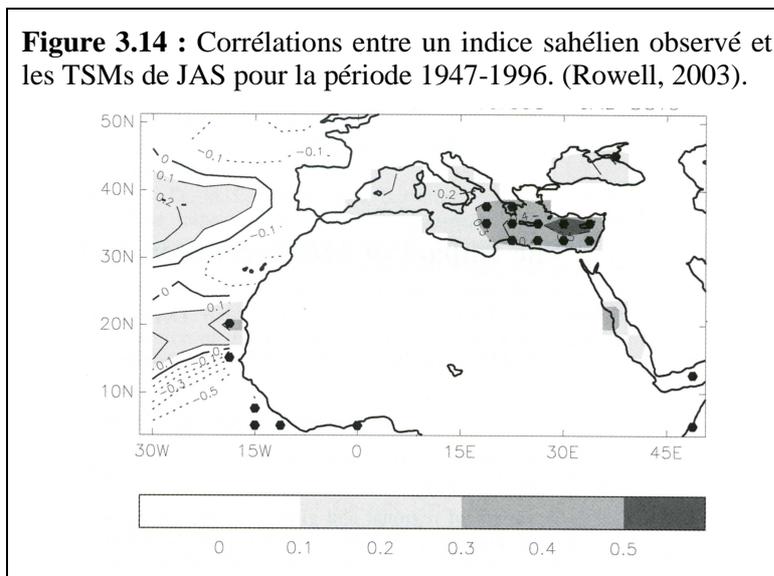
Les travaux de Trzaska *et al.* (1996) ont permis de mettre en évidence un mode (4^e mode) de TSM extratropical d'échelle globale (GE) représentant une tendance multidécennale qui décrit un net renversement hémisphérique (chaud au sud et froid au nord) des anomalies à partir des années 1970. De leur côté, Giannini *et al.* (2003), en décomposant la série temporelle d'un mode de précipitations sahéniennes en haute et basse fréquence (par filtrage), associent à l'échelle multidécennale le déficit pluviométrique au Sahel à des TSMs chaudes dans l'Atlantique de l'hémisphère sud et particulièrement dans l'océan Indien (Giannini *et al.*, 2003).



Dans une étude basée sur différents MCGs atmosphériques forcés et figés par des anomalies positives (+1°C entre 5°N et 5°S et réduite à 0°C à 25°S) de TSMs mensuelles observées sur la période 1950-1990, Hoerling et al. (2006) analysent le rôle de l'océan Indien sur la sécheresse au Sahel et constatent, pendant la saison de mousson (JAS), une augmentation des précipitations au centre et à l'est du Sahel entre 15° et 20°N contre une diminution à l'ouest du Sahel et sur l'Afrique centrale (Fig. 3.13). D'ailleurs, le déficit pluviométrique sur ces régions a été mis en évidence par Hastenrath et Wolter (1992) en l'associant à un réchauffement de l'océan Indien, tandis que Bader et Latif (2003) le considèrent comme une réponse directe à cette anomalie de l'océan Indien. Hoerling et al. (2006) expliquent cette connexion par une cellule de type Walker anormale avec une subsidence accrue à large échelle sur l'Afrique équatoriale associée à de fortes précipitations océaniques sur l'océan Indien surchauffé.

3.1.3 Le cas de la Méditerranée

En plus des trois grands bassins océaniques, la Méditerranée semble aussi influencer le système MAO. Les possibles interactions entre la MOA et la mer Méditerranée n'ont trouvé une place au sein de la communauté scientifique que récemment à travers les études de Raicich *et al.* (2003) et Rowell (2003).



D'ailleurs, ce dernier auteur montre que la corrélation entre un indice de précipitations sahéliennes et les champs de TSMs, tous les deux documentant la saison juillet-septembre, atteint la valeur de +0.57 sur la Méditerranée orientale (Fig. 3.14). Il constate aussi que

l'influence des TSMs de la Méditerranéenne sur le Sahel ($r = +0.47$) sur la période 1947-1996 est d'une ampleur similaire à celle du Pacifique est et un peu plus faible que celle de l'Atlantique. À partir de simulations numériques, il montre qu'une Méditerranée chaude favorise une structure excédentaire des pluies au Sahel.

Synthèse du chapitre

Notre région d'étude, l'Afrique de l'Ouest, appartient au domaine intertropical défini en longitude, de 17°W à 20°E, et en latitude, de 4°N à 18°N. De par sa localisation, son climat est extrêmement dépendant des circulations méridienne de Hadley et zonale de type Walker. Par ailleurs, située dans une région d'opposition méridienne océan-continent, elle est soumise au phénomène de mousson. Les gradients méridiens d'énergie, marqués entre océan et continent et renforcés par la distribution zonale de la végétation, modulent la pénétration du flux de mousson sur le continent. Cependant, outre la circulation de mousson, d'autres éléments régionaux ont un rôle clé dans le système de la MAO : le Tropical Easterly Jet (TEJ), et l'African Easterly Jet (AEJ) en haute et moyenne altitude.

La mousson ouest africaine représente la principale source de pluie pour la population locale. Elle se caractérise par un flux sud-ouest qui s'établit dès la fin du mois de juin, s'intensifie entre juillet et août, puis s'affaiblit à partir du mois de septembre. Ainsi, le total des cumuls annuels des précipitations au Sahel se concentre seulement sur ces mois.

Enfin, notons que cette région, et notamment sa partie nord, a connu globalement depuis le début du siècle précédent, une transition brutale entre un état pluviométrique excédentaire avant 1969 et un état pluviométrique déficitaire après 1970. Ce basculement dans les anomalies a souvent été associé à un changement/modification du forçage océanique à travers les TSMs.

Chapitre 4

Diagnostic des simulations DEMETER et prévision des précipitations sahéliennes

Comme annoncé en introduction, ce chapitre et le suivant sont complémentaires. Ils utilisent essentiellement les sorties de modèles climatiques ayant participé aux deux grandes projets européens de prévision multi-simulations et multi-modèles : les projets DEMETER et ENSEMBLES.

Dans la première partie de ce chapitre seront analysées les précipitations sahéliennes et la dynamique atmosphérique associée à la MAO dans les simulations DEMETER (initialisées au mois de mai). Les paramètres sélectionnés sont ceux définis dans le cadre du sous-groupe de travail 1.1.3 du projet AMMA (http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/AMMA_D1.1.3) : champs de précipitations, vent à 200, 500 et 850hPa, humidité spécifique, température, géopotentiel et pression de surface au niveau de la mer.

La deuxième partie est dévolue aux résultats issus des méthodes statistiques développées pour l'élaboration des prévisions des cumuls de précipitations sahéliennes de la saison juillet-août. Les prédicteurs, considérés sous forme d'indices et de champs sont employés en synchrone (mais issus des simulations du mois de mai) avec le prédicteur et la fenêtre temporelle choisie est 1980-2000, commune aux 7 modèles de circulation générale (MCG) utilisés dans le projet DEMETER. Quant au prédicteur (précipitations sahéliennes), il sera considéré d'abord en tant qu'indice pluviométrique régionalisé, puis en tant que champ.

Les résultats présentés dans ce chapitre ont fait l'objet de deux articles donnés en annexe (Bouali *et al.* 2007 et Bouali *et al.* 2008).

4.1 Analyse des aspects moyens de la pluviométrie sahélienne et de la circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest dans DEMETER

Cette analyse utilise deux approches distinctes mais complémentaires :

- la première, fondée sur une approche en points de grille, permet d'obtenir une image complète des champs moyens et des répartitions spatiales,
- la seconde, qui utilise différents indices régionaux, permet d'obtenir un signal climatique plus robuste, facilement interprétable et surtout de travailler sur le temporel et la saisonnalité des signaux.

4.1.1 La pluviométrie sahélienne

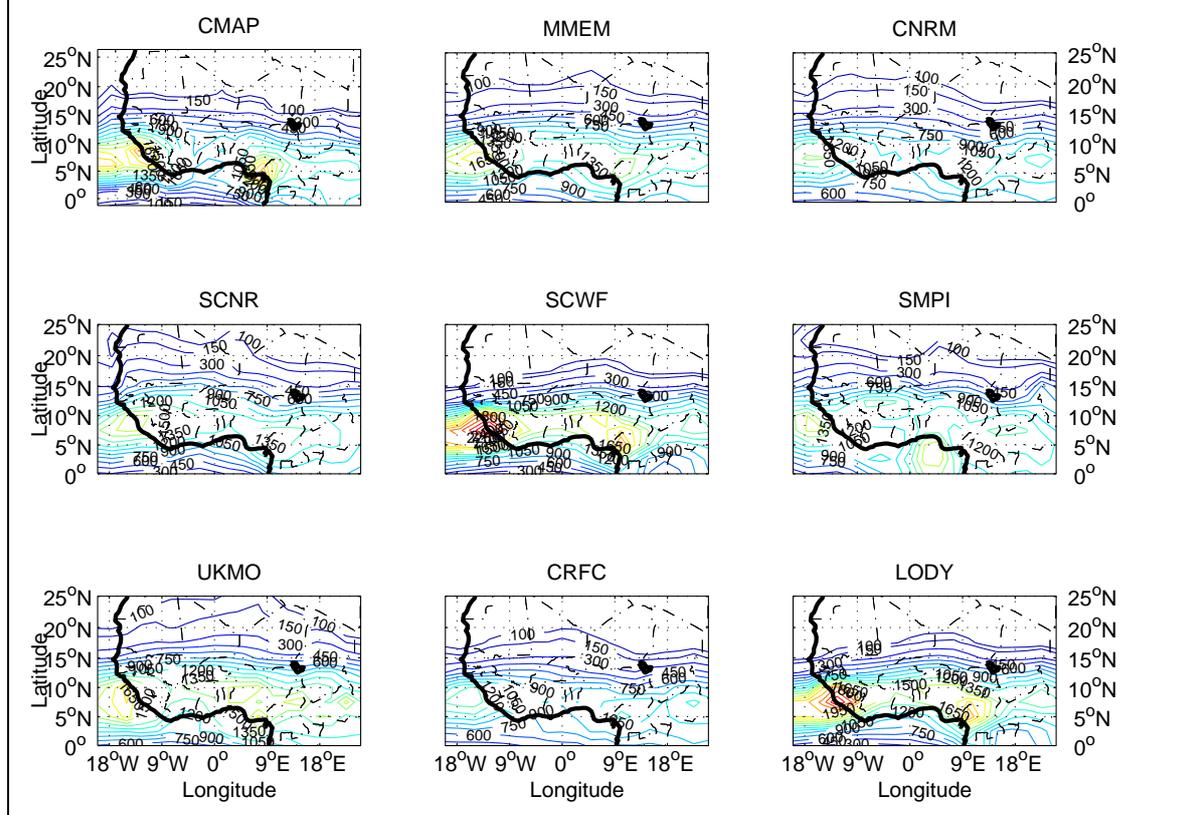
4.1.1.1 Cumuls moyens et répartition sur le semestre mai-octobre

Dans cette section, nous comparons les cumuls moyens et les répartitions spatiales des précipitations moyennes du semestre mai-octobre observées (CMAP) et simulées (DEMETER). Cette comparaison est effectuée par points de grille de même résolution spatiale ($2^{\circ}5 \times 2^{\circ}5$).

À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.1), les précipitations présentent une **configuration spatiale similaire** dans l'observation et dans les simulations DEMETER sur la période 1980-2000 **aux échelles larges**. Dans les deux cas on observe un gradient nord-sud clair, une bande sahélienne à faibles cumuls et une bande guinéenne bien arrosée, avec des maxima sur les monts du Fouta-Djalon, les monts guinéens et les massifs du Cameroun. En revanche, certaines **caractéristiques climatiques régionales ne sont pas bien reproduites dans DEMETER** : on observe par exemple des différences bien marquées en termes de localisation et de quantité simulées dans les MCGs (excepté pour le SCWF et le LODY). En effet, les isohyètes remontent beaucoup plus au nord - jusqu'à 25°N - dans certains modèles et les maxima pluviométriques sont souvent sous-estimés - biais de 700 à 1000 mm sur 6 mois de cumuls -, voire mal localisés comme pour le modèle du SMPI, en raison d'une **sous-évaluation de l'orographie dans les MCGs**. Ce défaut préalablement constaté par Mo et Higgins (1996), indique que les modèles sont incapables de résoudre les gradients topographiques trop marqués.

Par ailleurs, les modèles du SCWF et du LODY reproduisent correctement la limite nord du Sahel mais surestiment sur la bande guinéenne - biais de 300 mm -.

Figure 4.1 : Cumuls moyens des précipitations observées (CMAP) et simulées (modèles DEMETER) en Afrique de l'Ouest pour la période 1980-2000 et pendant le semestre mai-octobre (en mm).



4.1.1.2 Cycles saisonniers et variabilité interannuelle

Dans cette section nous présentons et comparons le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des précipitations sahéliennes observées (CRU et CMAP) et simulées par les MCGs du projet DEMETER.

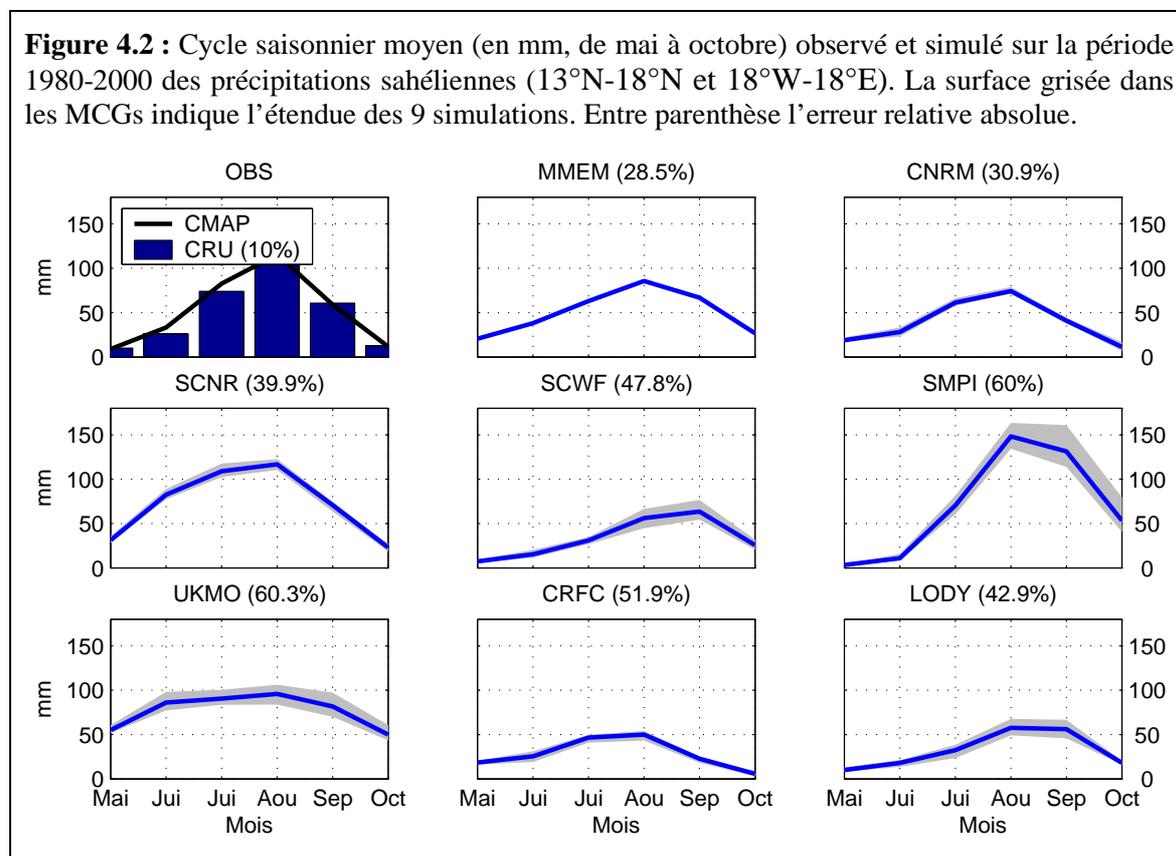
La méthode utilisée s'appuie sur le calcul d'indices pluviométriques sahéliens régionaux (13°N-18°N et 18°W-18°E, Eq. 2.2 du chapitre 2) pour la période commune 1980-2000. Cette période est caractérisée par une succession assez unique d'anomalies déficitaires (Fig. 3.9b du chapitre 3) qui ont eu, comme on le sait, des conséquences dramatiques pour les populations. Notons que Moron *et al.* (2003) montrent, à partir de 21 simulations, que certains MCGs utilisés reproduisent mieux la variabilité interannuelle des précipitations sahéliennes au cours de la période pluvieuse qu'au cours de la période sèche (après et avant 1980). La figure 4.2 présente les cycles saisonniers observés et simulés (trait bleu et surface grisée pour la moyenne et l'étendue -minimum et maximum- des 9 simulations de chaque MCG) des précipitations sahéliennes. On observe que les différentes simulations de chacun des modèles convergent bien vers un même cycle saisonnier (à l'exception du mois de septembre dans le

modèle du SMPI), souvent mal reproduit. Au cours du semestre mai-octobre **des écarts d'amplitude et de saisonnalité entre l'observation et les modèles sont ainsi observés**. En effet, la saisonnalité est moins marquée dans le modèle UKMO entre juillet et septembre, inexistante entre août et septembre pour le LODY, voire inversée entre août et septembre pour le SCWF. D'ailleurs le cycle saisonnier de ce dernier modèle présente un retard d'un mois avec un pic pluviométrique en septembre (en août pour l'observation).

Afin de quantifier ces écarts, nous avons calculé un indice de fiabilité (l'erreur relative absolue, Eq. 4.1) qui permet d'estimer les différences mensuelles cumulées entre l'observation (CMAP) et le MCG en prenant en compte à la fois la saisonnalité et son amplitude. Cet indice est donné par la formule suivante :

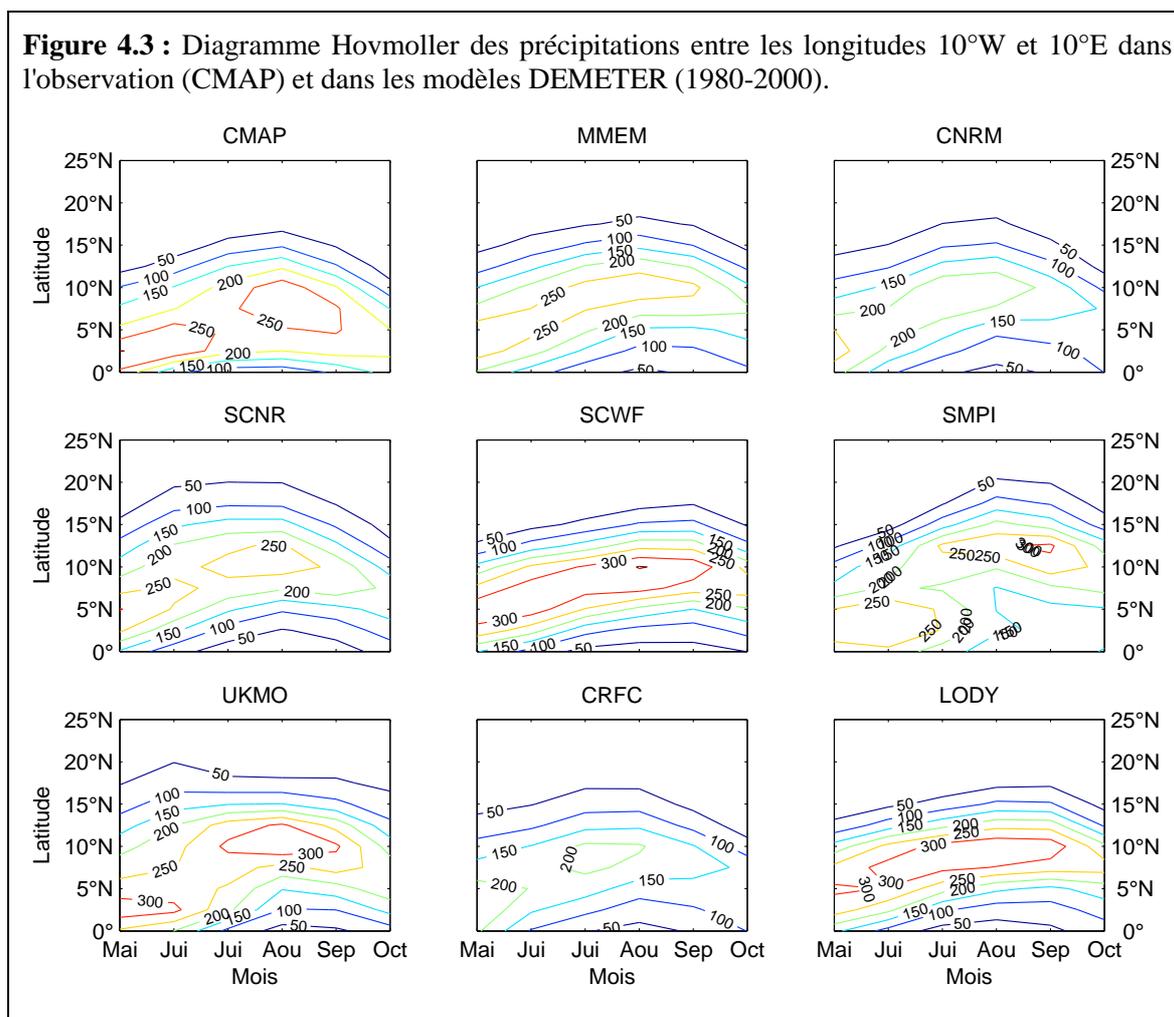
$$100 \times \frac{\sum |CMAP - MCG|}{\sum CMAP} \quad (4.1)$$

Les résultats montrent des différences majeures qui varient entre 30% pour le MMEM à plus de 50% pour les modèles du SMPI, UKMO et CRFC, alors que le cycle saisonnier du CRU présente un écart de 10% seulement par rapport à celui du CMAP en grande partie dû à la nature des données CRU : pas de précipitations sur les océans (de 16°.5W à 18°W).



Notons aussi que le saut en latitude du mois de juin (Fig. 4.3), c'est-à-dire la remontée rapide vers le nord de la ZCIT (Sultan et Janicot 2000 ; Louvet *et al.* 2003 ; Drobinski *et al.* 2005) qui se traduit par une augmentation soudaine des précipitations, est mal reproduit par les modèles du CNRM, SCWF et du MEMM, alors que le modèle du LODYC l'anticipe au mois de mai. Ces différences révèlent que **l'avancée de la ZCIT durant la saison de mousson est moins réaliste** dans certains modèles.

Figure 4.3 : Diagramme Hovmoller des précipitations entre les longitudes 10°W et 10°E dans l'observation (CMAP) et dans les modèles DEMETER (1980-2000).

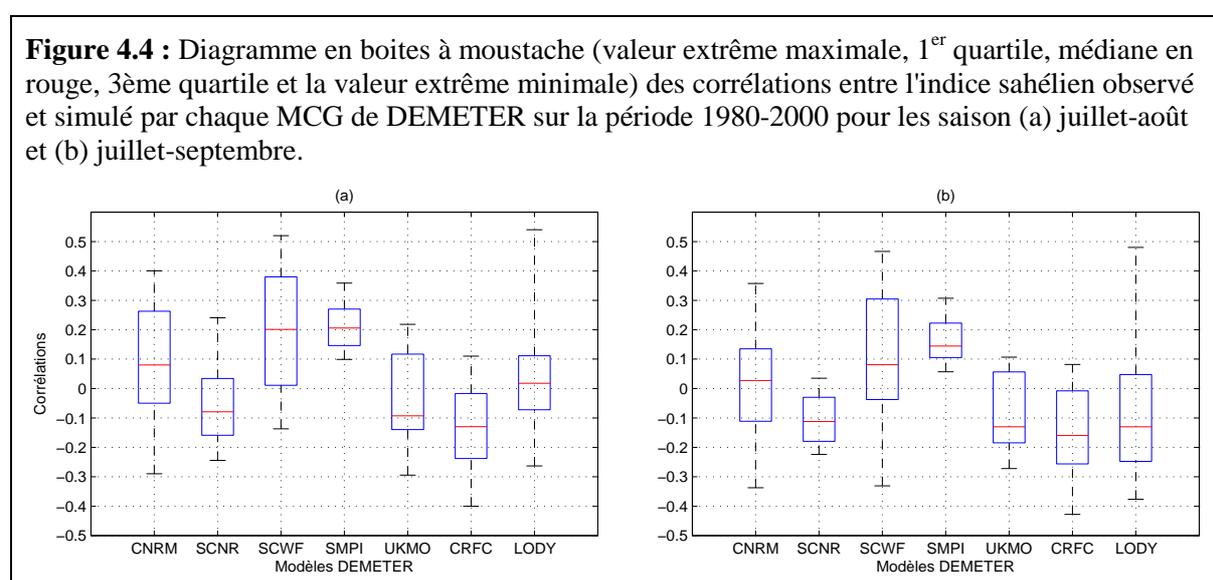


L'étude du cycle saisonnier des précipitations sahéliennes sur la période 1980-2000 révèle des différences notables entre l'observation et les modèles en termes d'amplitude, de phase du cycle saisonnier et du saut de mousson. Pour ces raisons, et afin de mieux optimiser la reproductibilité des précipitations sahéliennes dans DEMETER, nous avons comparé le réalisme de la variabilité interannuelle pour 2 saisons : Juillet à Août (JA) et Juillet à Septembre (JAS).

Que choisir, « Juillet-Août » ou « Juillet-Septembre » ?

Pour répondre à cette question une analyse de corrélations linéaires a été réalisée. Les corrélations entre l'indice sahélien observé et les 63 indices sahéliens simulés dans DEMETER pour les périodes JA et JAS sont documentées sur la figure 4.4 par modèles.

Les résultats montrent que, malgré un faible nombre de corrélations significatives ($r > 0.41$) pour les deux saisons, celle de JA est mieux simulée dans DEMETER. En effet, environ 75% (45 sur 63) des indices de JA produisent des corrélations supérieures à celles de JAS. Par ailleurs, 10% (7 sur 63) des indices font l'inverse de l'observation pendant JAS (contre 3 en JA). On constate aussi que la médiane (trait rouge) des 9 simulations de chaque MCG est un peu plus élevée pendant JA que pendant JAS.



Les coefficients de corrélation, calculés à partir d'un indice sahélien sur la période 1980-2000 (Fig. 4.4), montrent également que la variabilité interannuelle des pluies au Sahel n'est pas bien reproduite dans les simulations DEMETER. Ceci aboutit à un premier constat.

Même si les valeurs varient d'une simulation à l'autre, force est de constater que les corrélations sont faibles et peu significatives : elles n'atteignent le seuil significatif de 95% que pour quatre simulations, les autres valeurs variant entre -0.3 et 0.3.

Le tableau 4.1 montre les corrélations entre l'indice sahélien observé et simulé par chacun des modèles DEMETER mais sur une base mensuelle, soit pour les mois de juillet, août et septembre pris séparément. On constate deux choses. D'une part, la hiérarchie entre les modèles diffère d'un mois à l'autre, avec d'ailleurs le plus souvent des corrélations non significatives. D'autre part, les scores diminuent avec l'échéance des simulations. En effet, les modèles initialisés au mois de mai ne parviennent plus à reproduire la variabilité des

précipitations sahéliennes ($r < 0$) après 4 mois de simulation (septembre). Ceci est lié à l'amplification des erreurs au début des simulations après un certain nombre d'itérations (Lorenz, 1993) mais aussi pour partie par le couplage océan-atmosphère : les écarts entre TSM observée et simulée grandissent au fil du temps ce qui fait que les TSMs calculées deviennent de moins en moins réalistes.

Tableau 4.1 : Coefficients de corrélation entre l'indice sahélien observé (CRU) et simulé dans DEMETER pour les mois de juillet, août et septembre. * pour les valeurs significatives au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson). Les grisés signalent les coefficients de corrélation les plus faibles des 3 mois pour chaque modèle.

	MMEM	CNRM	SCNR	SCWF	SMPI	UKMO	CRFC	LODY
Juillet	0.26	0.05	0.39*	0.17	-0.03	0.07	-0.21	0.14
Août	0.26	0.49*	-0.08	0.05	0.26	0.33*	-0.11	-0.21
Septembre	-0.36*	-0.11	-0.3*	0.4*	0.15	-0.53*	-0.54*	-0.04

Cette chute des scores, constatée ici avec l'indice pluviométrique sahélien, a été aussi observée sur des indices de dynamique atmosphérique. Le tableau 4.2 présente ainsi le mois donnant la plus faible corrélation pendant la saison juillet à septembre entre réanalyses et simulations pour trois indices décrivant la dynamique de mousson issue des réanalyses et des modèles DEMETER: le JEA, le JET et le MOD_{850_2} . On constate que DEMETER reproduit mal la variabilité interannuelle des indices JEA et MOD_{850_2} pendant le mois de septembre, en accord donc avec ce que nous avons observé sur l'indice pluviométrique sahélien. En revanche les corrélations avec le JET ne chutent en septembre que dans 2 modèles (SCNR et SMPI).

Tableau 4.2 : Le mois donnant la plus faible corrélation entre des indices de la dynamique atmosphérique des réanalyses (NCEP/DOE) et de DEMETER. J, A et S indiquent les mois de juillet, août et septembre. (période 1980-2000).

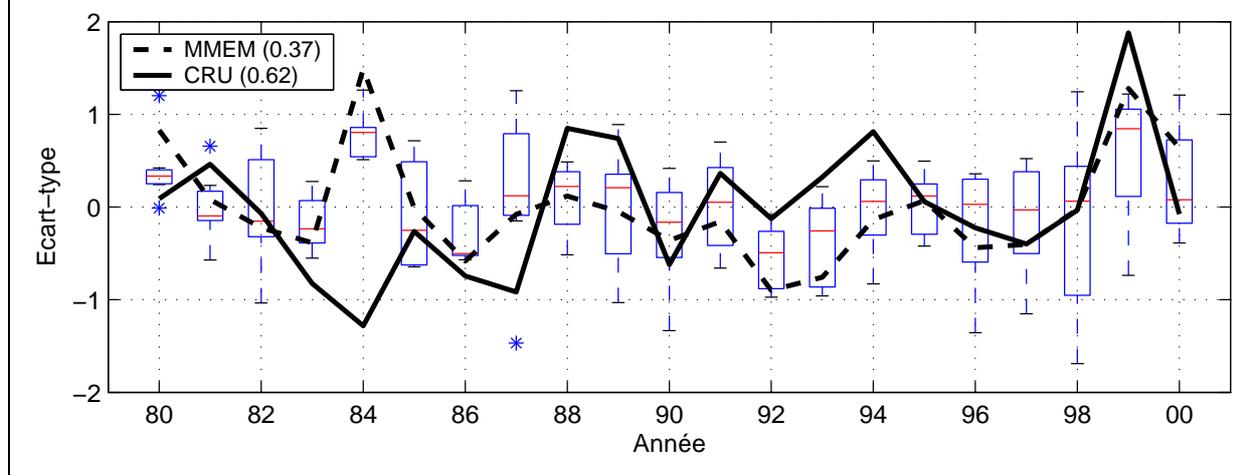
	MMEM	CNRM	SCNR	SCWF	SMPI	UKMO	CRFC	LODY
JEA	S	S	A	S	S	S	S	J
JET	A	A	S	A	S	A	A	A
MOD_{850_2}	S	J	S	S	S	S	S	S

Aussi pour donner plus de confiance aux méthodes statistiques de prévisions développées dans la suite de ce travail nous avons choisi la saison juillet-août.

Il convient donc maintenant de poser une question fondamentale : la variabilité pluviométrique sahélienne interannuelle est-elle bien prise en compte dans les modèles de

DEMETER durant la saison choisie ? La réponse est clairement non. **La figure 4.5 révèle un comportement différent du modèle moyen (MMEM) par rapport aux observations (CRU), et une variabilité interannuelle très mal reproduite avec une corrélation de +0.16.** En effet, il est rare que les années anormalement sèches et anormalement pluvieuses du modèle moyen correspondent aux mêmes anomalies dans l'observation. L'année 1984, la plus sèche de notre série, en est le parfait exemple. Aucune des 63 simulations ne parvient à reproduire correctement cette année cruciale : elles font l'inverse de ce qui est observé (Fig. 4.5, année 1984). Si maintenant nous isolons les années où les anomalies sont les mêmes dans l'observation et dans le MMEM, on s'aperçoit que les quantités sont - le plus souvent - différentes (ex : 1999). Par ailleurs la variance calculée avec l'indice simulé (0.37) montre une dispersion nettement plus faible des anomalies autour de leur moyenne et donc une courbe plus plate que celle de l'indice observé (0.62) : les années extrêmes sont, donc, difficilement simulées dans DEMETER.

Figure 4.5 : Anomalies standardisées de précipitations sahéliennes de la saison JA. L'indice sahélien a été calculé sur le domaine allant de 13°N à 18°N et de 18°W à 18°E à partir des données du CRU (0,5° x 0,5°, trait plein) et des données DEMETER (2.5° x 2.5°, trait discontinu pour le MMEM et le diagramme en boîte à moustache pour les 7 modèles). Entre parenthèses sont données les variances.



Considérons maintenant comme années déficitaires les années inférieures à -0.5 écart-type (σ), et comme années excédentaires les années supérieures à 0.5σ . Ainsi pour la période JA, l'indice sahélien observé (CRU) compte 5 années anormalement déficitaires, et l'indice DEMETER en compte 3 (Tab. 4.3), soit à peu près la même proportion observée et simulée. **Cependant, l'adéquation entre années déficitaires est très faible puisque seulement une année (1986) est anormalement sèche dans les observations et dans DEMETER. De plus, l'année extrêmement déficitaire (1984) est considérée comme extrêmement excédentaire dans les simulations.** Il en est de même pour les années

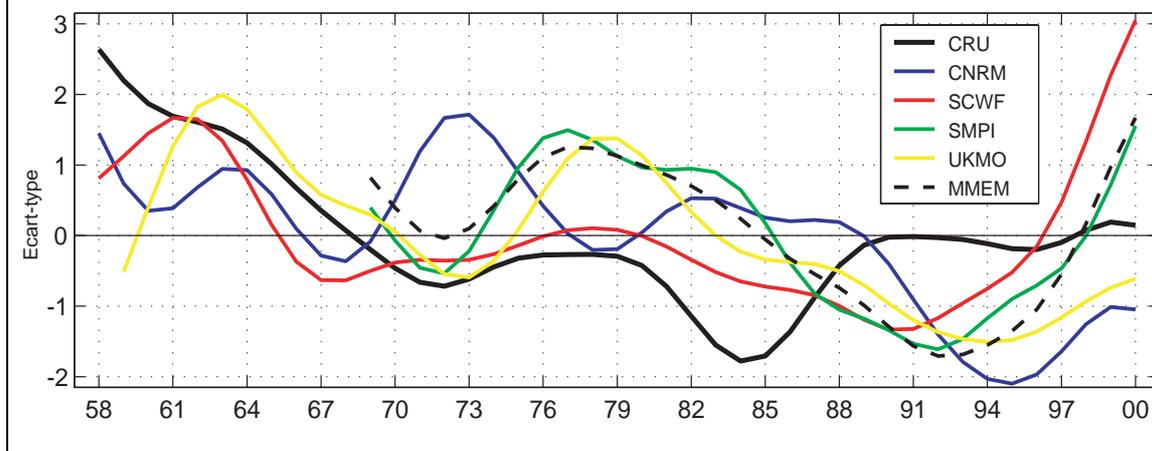
pluvieuses : les indices CRU et DEMETER en comptent le même nombre (4) ; en revanche, une seule année est correctement simulée pour cette catégorie. Enfin, 8 années normales sont correctement simulées par DEMETER sur les 12 relevées dans les observations.

Tableau 4.3 : Tableau de contingence obtenu entre les courbes pleines et discontinues de la figure 4.2. Les années déficitaires correspondent aux anomalies inférieures à -0.5σ , excédentaires aux anomalies supérieures à 0.5σ et normales aux anomalies comprises entre -0.5σ et 0.5σ .

Observation DEMETER	$< -0.5\sigma$	$[-0.5\sigma : 0.5\sigma]$	$> 0.5\sigma$	Total
$< -0.5\sigma$	1	2	0	3
$[-0.5\sigma : 0.5\sigma]$	3	8	3	14
$> 0.5\sigma$	1	2	1	4
Total	5	12	4	21

La figure 4.6 montre enfin que les précipitations sahéliennes observées (CRU) évoluent d'une période pluvieuse entre 1950 et 1960 vers une autre plus sèche entre 1970 et 1990 (Folland *et al.* 1986 ; Ward 1998). Cependant ceci n'est pas complètement retrouvé avec les simulations. Si en effet les modèles simulent bien la tendance à la baisse entre 1960 et 1970, ils n'arrivent pas à reproduire les fortes anomalies négatives ayant eu cours après 1970. Ainsi, pour le modèle CNRM les deux périodes anormalement sèches 1972-1973 et 1982-1984 sont simulées anormalement pluvieuses, alors que la sécheresse post 1990 est retrouvée. Les modèles du SMPI et de l'UKMO produisent après 1973, une décennie humide, qui est pourtant extrêmement déficitaire dans l'observation. La reprise des précipitations durant les années 1990 est reproduite mais avec un décalage de 4 à 6 ans. En fait le modèle du SCWF est le seul qui semble bien générer la sécheresse des années 1980. D'ailleurs, pour ce modèle la corrélation entre la basse fréquence de l'indice sahélien observé et simulé sur la période 1969-2000 est de +0.34 (significative au seuil de 95%) alors qu'elle se situe entre -0.11 et -0.18 pour les MEM, SMPI et UKMO. Le modèle du CNRM donne une corrélation négative et significative (seuil 99%) de -0.55. Ces scores montrent une composante basse fréquence assez mal reproduite durant la période déficitaire dans les simulations DEMETER.

Figure 4.6 : La composante basse fréquence (filtre de 8 ans) des indices de précipitations sahéliennes observées (CRU) et simulées (DEMETER). Seuls les modèles dont la série temporelle est supérieure à 30 ans sont utilisés. Le modèle moyen (MMEM) est calculé sur ces 4 modèles.



En conclusion, nous pouvons dire que les simulations DEMETER reproduisent correctement les champs saisonniers moyens des précipitations en Afrique de l'Ouest bien que le cycle saisonnier des précipitations sahéliennes et la remontée progressive vers le nord de la ZCIT ne soient pas réalistes. La variabilité interannuelle est, quant à elle, mal reproduite par les modèles DEMETER ($r = 0.16$ dans le Sahel), ce à quoi il faut ajouter la composante basse fréquence (> 8 ans) durant la période sèche des années 1980.

4.1.2 Paramètres océano-atmosphériques

Le phénomène majeur de la circulation atmosphérique susceptible d'engendrer des précipitations au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (AO) en été boréal est la mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO).

Dans cette section nous comparons la circulation atmosphérique moyenne associée à la MAO dans DEMETER à celle des réanalyses NCEP/DOE sur la période 1980-2000. L'objectif ici est de décrire parmi un ensemble des paramètres ceux qui peuvent être utilisés comme prédictors potentiels dans nos modèles de prévision. Les paramètres retenus sont ceux proposés par le sous groupe de travail 1.1.3 du projet AMMA : les vents sur les 3 niveaux géopotentiels disponibles dans DEMETER ; 850, 500 et 200hPa, les champs de pression et de température en surface et le contenu énergétique à 850hPa. Nous avons identifié les prédictors potentiels en faisant appel à deux méthodes complémentaires :

- d'une part, des corrélations entre prédictant et paramètres retenus ont été calculées afin de documenter les téléconnexions prédictant/prédicteur (intensité et localisation) et les signaux prédictifs parmi l'ensemble analysé.
- d'autre part, des composites ont été appliquées sur les champs de la dynamique atmosphérique de DEMETER et des réanalyses. Les valeurs seuils retenues pour la construction des composites ou échantillons sec et humide en fonction de l'indice de précipitations sahéliennes de JA sont -0.5σ et 0.5σ . Les années sélectionnées sont données dans le tableau 4.4.

Tableau 4.4 : Années utilisées pour établir les composites sèche et humide dans l'observation.

	Composite sèche (< -0.5)	Composite humide (> 0.5)
Indice de précipitations sahéliennes en JA	1983, 84, 86,87, 90	88, 89, 94, 99

L'ensemble des résultats est présenté en figures 4.7 à 4.12. Nous nous focaliserons ici sur le modèle moyen (MMEM).

4.1.2.1 L'énergie statique humide (850hPa)

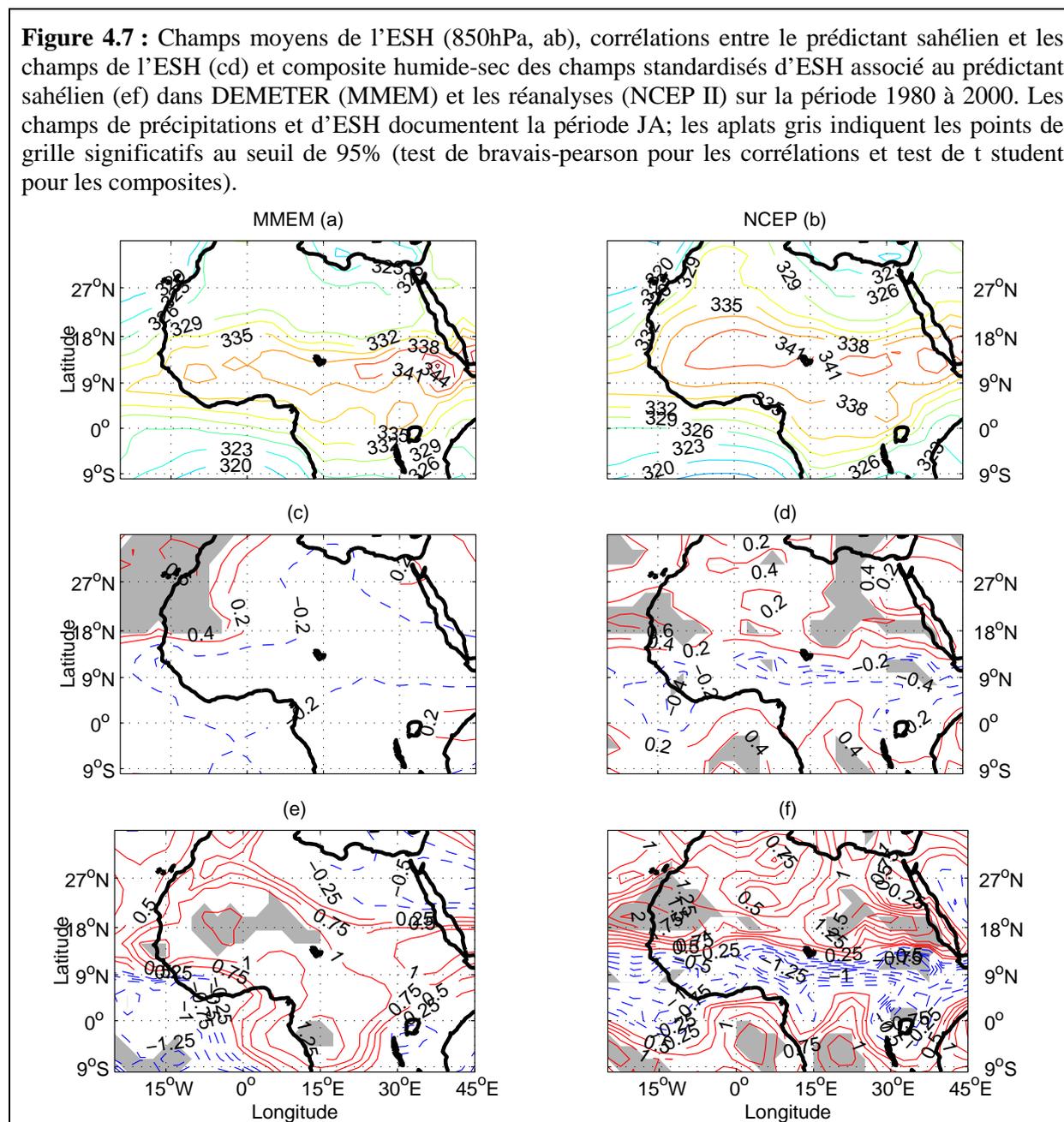
Le contenu énergétique en Afrique de l'Ouest en JA est caractérisé par des valeurs maximales de 341kJ/kg au-dessus du Sahel (12°-18°N, Fig. 4.7b), qui signent, dans les réanalyses, la convergence des flux au sein de la ZCIT. Le modèle moyen (MMEM) positionne ces maxima plus au sud (10°-16°N) et à l'est de 5°W et les sous-estime avec des valeurs ne dépassant pas les 338kJ/kg (Fig. 4.7a) : l'isoligne 341kJ/kg se situe à l'extrême est de notre zone d'étude. Au sud de 16°N, DEMETER reproduit convenablement le gradient sud/nord de l'ESH alors qu'au contraire, les gradients entre Sahel et Sahara en été boréal sont mal représentés. En effet, l'isoligne 332kJ/kg qui affecte une grande partie du Sahara dans les réanalyses n'atteint que le nord du Sahel, limitant ainsi les forts gradients à la latitude 18°N.

La carte de corrélations (Fig. 4.7d) montre, avec les réanalyses, un lien significatif entre précipitations sahéliennes et ESH à l'extrême Ouest du Sahel. Ce lien est en partie présent dans DEMETER (entre 20°W et 0°, Fig. 4.7c), mais on voit que les téléconnexions entre le Sahel et la partie orientale de la Méditerranée et le golfe de Guinée ne sont pas correctement simulées.

La composite réalisée sur les réanalyses NCEP/DOE (Fig. 4.7f) montre que par rapport aux années les plus déficitaires, les années les plus excédentaires se caractérisent par un

surplus (valeurs positives) d'énergie au nord de 13°N et au sud de l'équateur, et un déficit d'énergie entre ces deux latitudes, avec aussi une différence significative entre anomalies au sud de l'équateur et sur le Sahel à l'ouest de 13°W et à l'Est de 14°E. Toutefois, la perte d'ESH enregistrée dans les réanalyses entre l'équateur et 13°N durant les années excédentaires n'est pas simulée dans DEMETER (Fig. 4.7e). En effet, cette bande est caractérisée, dans les simulations, par un excédent énergétique sur le continent. Ceci confirme notre hypothèse d'une ZCIT mal simulée.

Figure 4.7 : Champs moyens de l'ESH (850hPa, ab), corrélations entre le prédicteur sahélien et les champs de l'ESH (cd) et composite humide-sec des champs standardisés d'ESH associé au prédicteur sahélien (ef) dans DEMETER (MMEM) et les réanalyses (NCEP II) sur la période 1980 à 2000. Les champs de précipitations et d'ESH documentent la période JA; les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 95% (test de bravais-pearson pour les corrélations et test de t student pour les composites).



4.1.2.2 Le vent à 850hPa

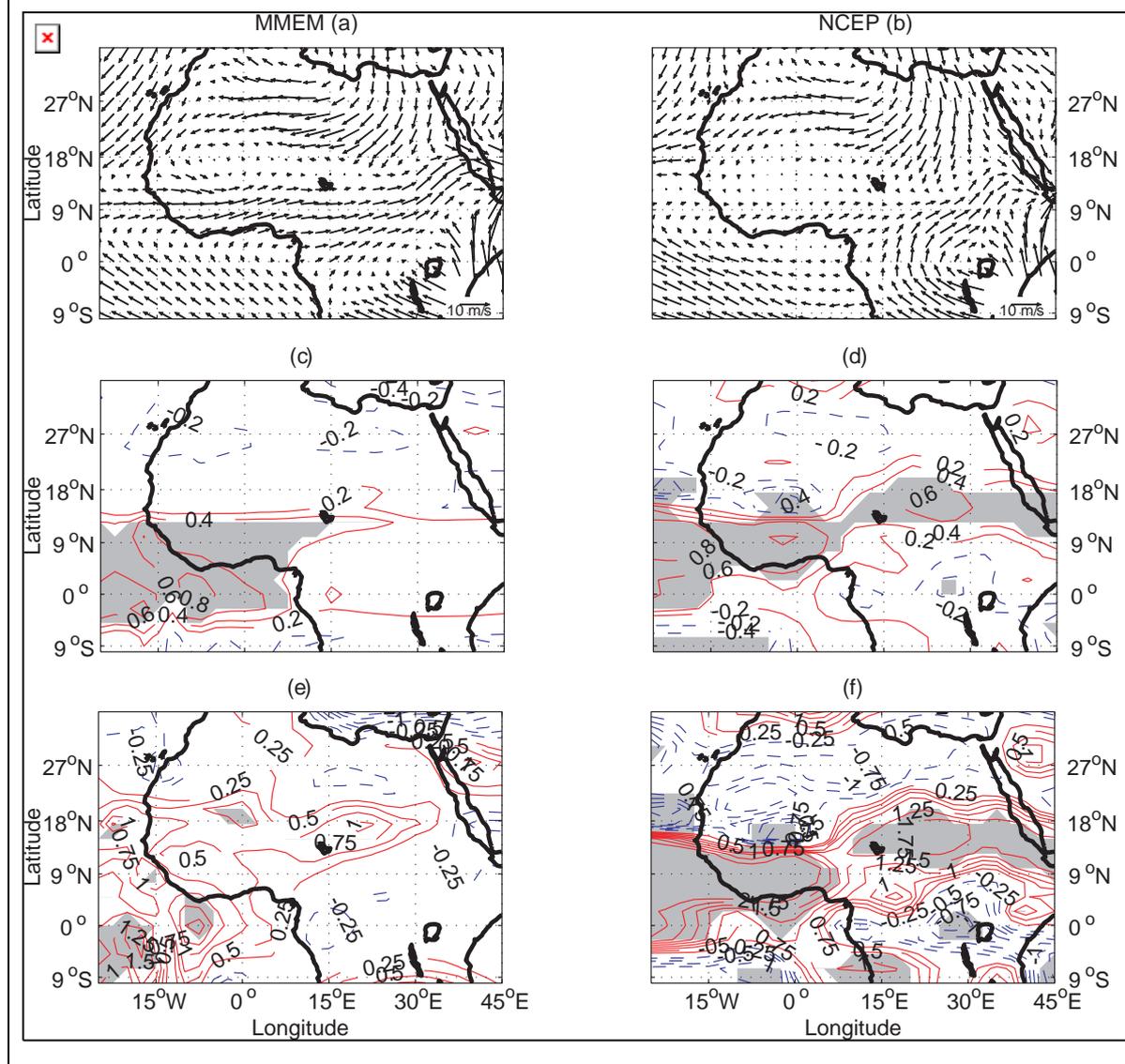
La surface géopotentielle 850hPa (1500 m d'altitude environ) représente dans DEMETER le niveau disponible le mieux associé au sommet du flux de mousson. Ici le modèle moyen (MEM) simule globalement bien les vents à 850hPa avec, cependant, une exception. En effet, vers 10°N (Fig. 4.8a et b), les flux d'ouest (de mousson) venant de l'Atlantique sont plus importants dans DEMETER, ce qui devrait être favorable aux transports d'humidité vers le continent. Les flux de sud-est issus de l'anticyclone de Sainte Hélène, et les flux de nord-est issus de la Méditerranée sont bien reproduits.

Les corrélations (Fig. 4.8c et d) confirment aussi l'accord entre DEMETER et les réanalyses pour la composante zonale du vent d'ouest à 850hPa, avec des valeurs significatives (au seuil de 99%) entre l'équateur et 15°N : les précipitations excédentaires au Sahel sont bien associées aux vents forts soufflant depuis l'Atlantique équatorial en direction du continent. Cependant, alors que les corrélations maximales localisées sur le golfe de Guinée dans DEMETER ne sont pas observées dans les réanalyses, celles de la bande 10°N et 18°N à l'Est de 15°E sont complètement ignorées par le modèle moyen.

Les composites (Fig. 4.8ef) mettent en évidence les difficultés des simulations à bien reproduire la différence entre années anormalement sèches et pluvieuses, bien que des valeurs significatives vers 18°N et 5°W et au dessus du golfe de Guinée soient en partie simulées. Le rôle des vents à 850hPa, en relation avec le flux de mousson vers le continent, est moins important dans les simulations. On constate aussi que DEMETER associe aux anomalies pluvieuses une composante zonale d'Est faible entre 2°S et 9°S (valeurs positives) et des vents d'Harmattan moins intenses que dans les réanalyses.

Enfin, on remarque que les similitudes entre cartes de corrélation et composites (Fig. 4.8df) attestées dans les réanalyses n'apparaissent pas vraiment dans DEMETER (Fig. 4.8ce). Ceci s'explique surtout par le fait que les simulations DEMETER ne reproduisent pas correctement les anomalies de la composante zonale du vent à 850hPa durant les années extrêmement déficitaires ou excédentaires (Tab. 4.4).

Figure 4.8 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vent à 850hPa. Seule la composante zonale U est représentée sur c, d, e et f.



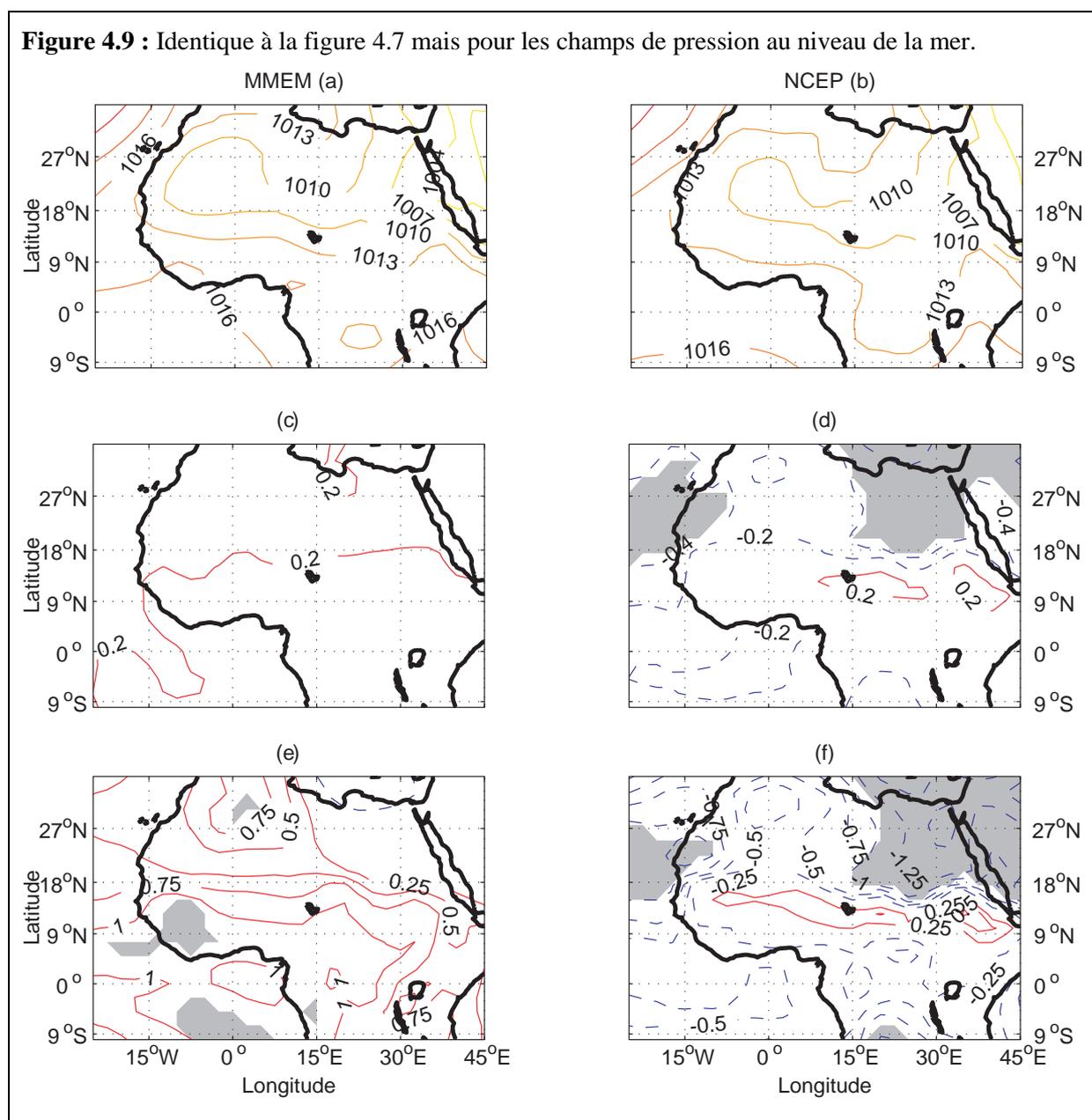
4.1.2.3 Le champ de pression au niveau de la mer

La période étudiée (JA) se caractérise par de basses pressions thermiques au dessus du Sahara bien simulées par DEMETER mais plus creuses (Fig. 4.9a et b). Au sud de 12°N, cet accord disparaît puisque DEMETER enregistre une extension jusqu'à 7°N de hautes pressions (1016hPa, Fig. 4.9a) associées à l'anticyclone permanent de Sainte-Hélène (positionné au sud de 7°S dans les NCEP). Il faut savoir aussi qu'en septembre (non montré) la dépression amorce sa descente dans les réanalyses vers 14°N alors qu'elle reste positionnée sur le Sahara dans les simulations. **L'analyse des corrélations (Fig. 4.9cd) montre par ailleurs un désaccord total entre la variabilité interannuelle des champs simulés et réanalysés.** En effet, le lien fort qui apparaît dans les réanalyses entre précipitations sahéliennes observées et

champs de pression au dessus de la Méditerranée orientale et de la bande comprise entre 18°N et 25°N dans l'Atlantique, n'est pas reproduit dans DEMETER.

Les cartes composites (Fig. 4.9ef) révèlent également que la structure observée d'anomalies négatives sur la Méditerranée et d'anomalies positive sur le Sahel, qui favorise un apport en humidité depuis le golfe de Guinée, n'est pas non plus retrouvée par DEMETER. En fait, les simulations produisent bien une anomalie négative en Méditerranée mais celle-ci est déportée vers le nord et non significative, avec de plus, contrairement aux réanalyses, une anomalie positive sur tout l'Atlantique.

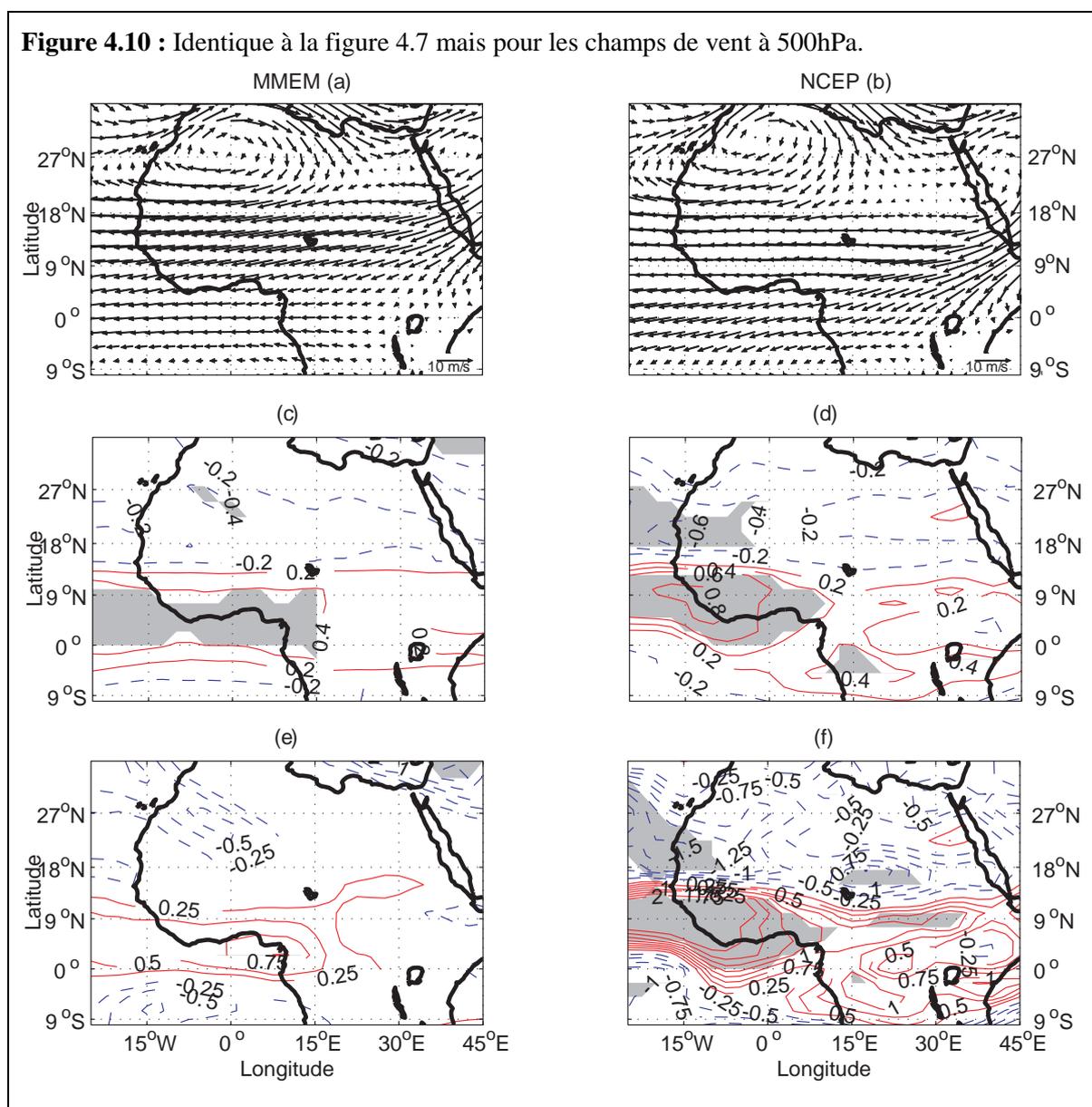
Figure 4.9 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de pression au niveau de la mer.



4.1.2.4 Le vent à 500hPa

Le niveau géopotential 500hPa, seul niveau documentant la moyenne troposphère dans les données DEMETER disponibles, ne décrit que partiellement le JEA puisque celui-ci se localise plutôt entre 600 et 700hPa (Parker *et al.* 2005). Toutefois un flux d'Est des couches moyennes sur l'Afrique de l'Ouest apparaît bien dans DEMETER. Ses maxima sont cependant situés à l'ouest de 25°E dans les réanalyses (Fig. 4.10b). S'il occupe à peu près la même position, il diffère par sa vitesse : dans les simulations, il atteint jusqu'à 17m/s (Fig. 4.10a) contre 14m/s par les réanalyses à l'ouest de 15°E. Ce renforcement, associé au JEA dans le modèle moyen (MEM), peut s'expliquer par des gradients de température plus prononcés entre l'Atlantique et le Sahara dus notamment aux faibles températures sur le golfe de Guinée (Fig. 4.12a), ce qui joue sur la composante thermique du vent au niveau du jet.

Figure 4.10 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vent à 500hPa.



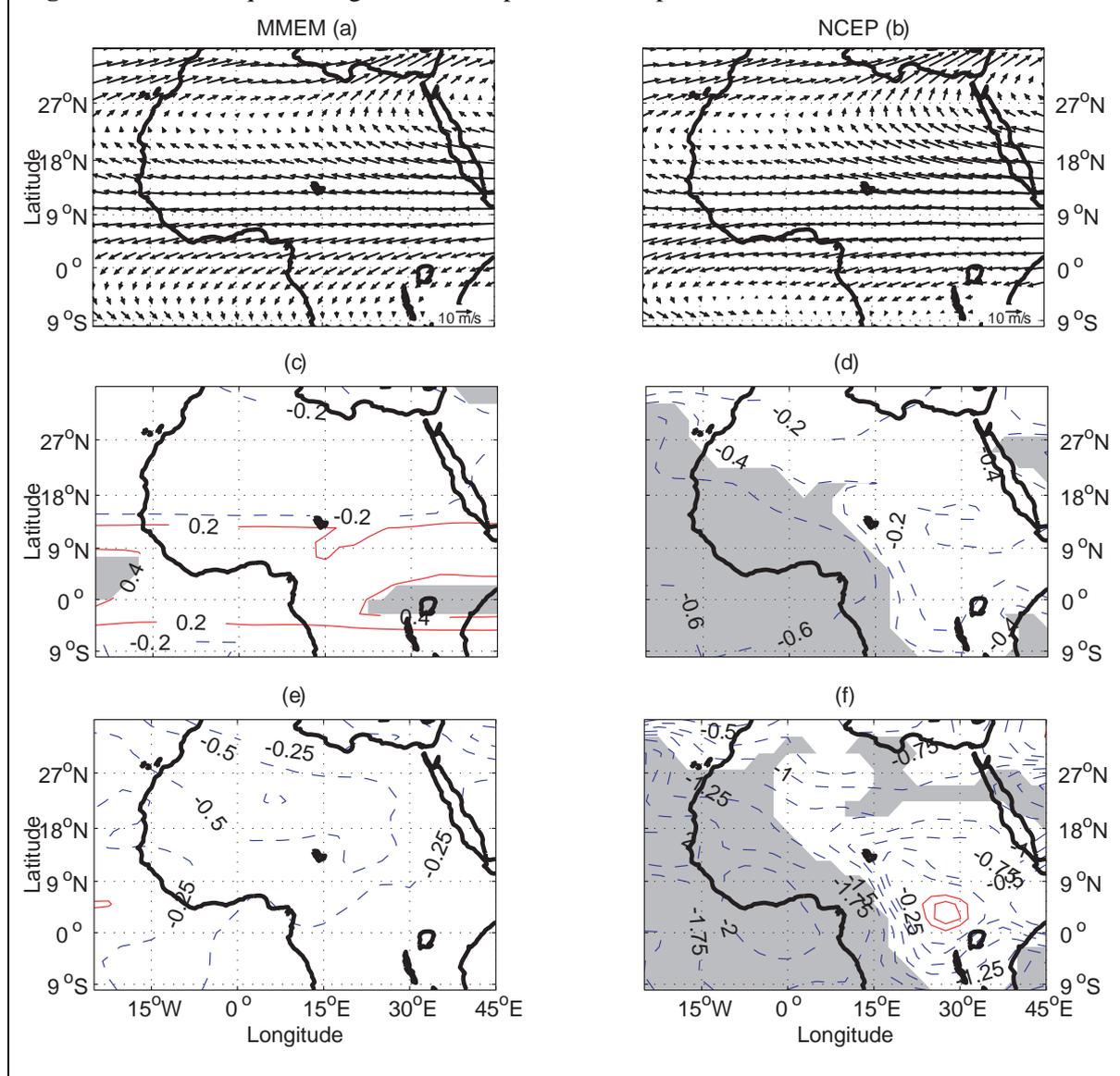
Dans les réanalyses, les corrélations (Fig. 4.10d) entre les précipitations sahéliennes et la composante zonale du vent à 500hPa montrent un gradient fort vers 15°N-16°N sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest et jusqu'à l'Atlantique avec des corrélations négatives au nord et positives au sud. Ainsi, au sud de ce jet se positionne la convection humide (ZCIT) et au nord la convection sèche dans l'aire des basses pressions thermiques sahariennes (Heat Low).

Ce gradient est simulé dans DEMETER (Fig. 4.10c) mais il faut noter deux choses: d'une part les corrélations négatives et non significatives au nord révèlent un flux d'Est plus faible au nord de 16°N ; d'autre part, les faibles corrélations positives mais significatives (0.4 dans DEMETER contre 0.8 dans les NCEP) attestent d'un flux d'Est plus fort que dans les réanalyses au sud de 15°N. La carte composite réalisée sur les données NCEP (Fig. 4.10f) montre clairement que les années excédentaires sur le Sahel sont marquées par un affaiblissement du JEA au sud du Sahel. Ceci reste non significatif dans DEMETER (Fig. 4.10e).

4.1.2.5 Le vent à 200hPa

En haute troposphère (200hPa), les champs de vent issus des réanalyses et de DEMETER (Fig. 4.11a et b) sont quasi similaires. Ils se caractérisent sur toute la bande comprise entre 5°N et 18°N par un flux de composante Est intense sur le continent qui signale la présence du TEJ. Les corrélations entre l'indice sahélien et le vent zonal à 200hPa réanalysés (Fig. 4.11d) montrent des valeurs négatives sur toute la fenêtre et significatives sur l'Afrique de l'Ouest et l'océan Atlantique. Cette structure est très cohérente puisqu'elle révèle qu'un TEJ puissant est associé à des précipitations sahéliennes plus abondantes, et inversement pour un TEJ affaibli. Les corrélations avec DEMETER (Fig. 4.11c) révèlent une tout autre structure; elles associent aux fortes pluies sahéliennes un flux d'Est moins intense au nord de 15°N avec, d'ailleurs, un affaiblissement du TEJ au sud, ce qui est identique à ce qui a été dit à propos de la composante zonale du vent à 500hPa (Fig. 4.10c). Ce schéma indique que DEMETER ne reproduit pas correctement la corrélation interannuelle entre précipitations et vent zonal d'altitude (200hPa). Les cartes composites associées aux pluies (Fig. 4.11e et f) n'apportent pas de nouveaux éléments par rapport aux corrélations si ce n'est qu'elles montrent clairement que les pluies sahéliennes excédentaires ne sont pas associées à un TEJ plus fort dans DEMETER.

Figure 4.11 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vents à 200hPa.



4.1.2.6 La température de surface

Les champs de température de surface observés (Hadisst) et simulés (DEMETER) sont présentés en figure 4.12. Ils documentent seulement les océans (TSM) dans les observations alors qu'ils concernent toutes les surfaces dans les simulations (STL1, température à 1m de la surface).

On observe, globalement, que DEMETER reproduit correctement les champs moyens des températures de surface avec tout de même l'exception de la bande comprise entre l'équateur et 12°S. En effet, dans cette ceinture, l'océan simulé est surchauffé, avec un écart de +2°C (Fig. 4.12a). Dans l'Atlantique équatorial, le refroidissement des côtes guinéennes (upwelling) est plus faible dans DEMETER (écart de 1.5°C), mais plus au nord, la

ressemblance est meilleure. Ces configurations sur deux régions dont l'influence est connue sur les précipitations sahéliennes devraient modifier les circulations méridienne et zonale dans les simulations.

Les corrélations entre l'indice de précipitations sahéliennes et les champs de températures dans l'observation et dans DEMETER (Fig. 4.12c et e) montrent un bon accord. En effet, les corrélations observées, significatives avec l'Est de la Méditerranée, le nord de l'Atlantique et l'Atlantique nord l'équatorial (Fig. 4.12d), apparaissent aussi clairement avec les simulations (Fig. 4.12c), bien que les corrélations avec le Pacifique Est soient plus faibles dans DEMETER.

Les cartes composites (Fig. 4.12e et f) indiquent que les années excédentaires (de 1980 à 2000) se caractérisent par des anomalies de températures chaudes sur la Méditerranée, le golfe de Guinée et l'Atlantique nord, et des anomalies négatives sur l'Atlantique est équatorial et le Pacifique, ceci aussi bien dans l'observation que dans DEMETER

Figure 4.12 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de températures de surface.

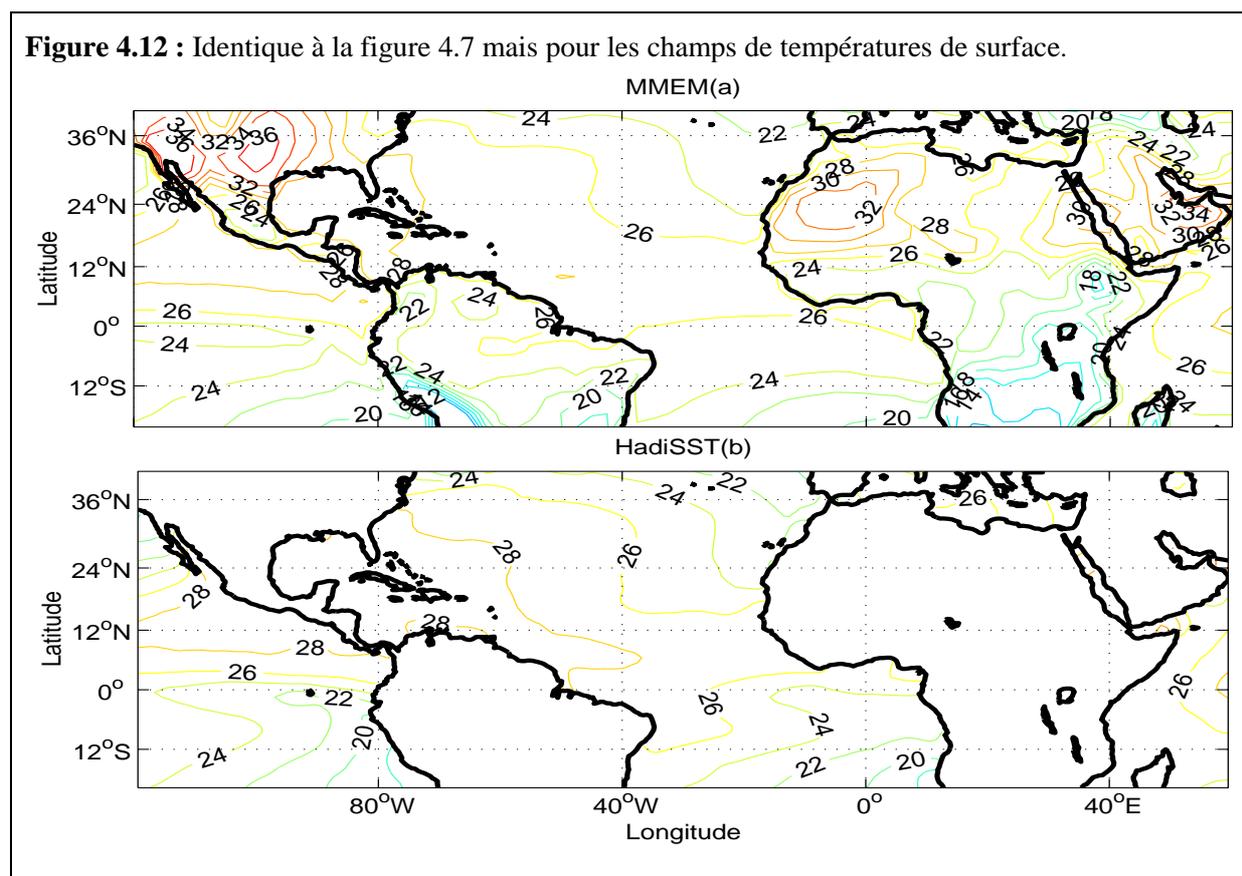
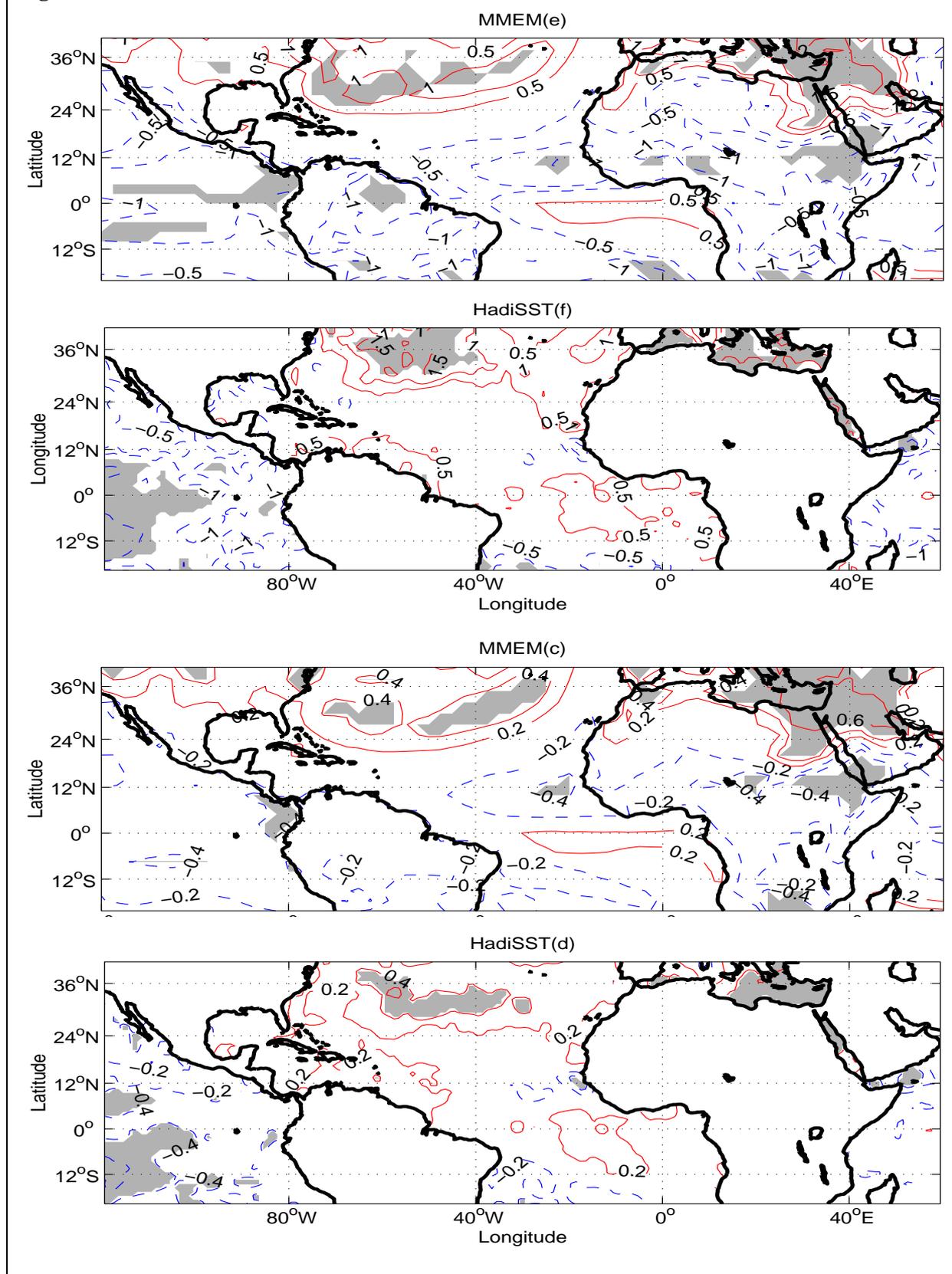


Figure 4.12 : suite.



4.2 Prévision des précipitations sahéliennes

Le but de cette section est d'évaluer d'une part les potentialités des simulations DEMETER à prévoir les précipitations sahéliennes de juillet-août et d'autre part de les comparer aux résultats obtenus par des approches statistiques. Deux approches différentes ont été utilisées :

- la première est fondée sur l'utilisation d'un prédictant sahélien défini au travers d'un indice régionalisé ;
- la seconde est fondée sur un prédictant sahélien avec une approche de champs (en points de grille).

4.2.1 Prévision de l'indice sahélien

Dans cette partie nous présentons 2 méthodes statistiques différentes pour la prévision d'un indice sahélien et nous comparons les scores obtenus avec ceux issus directement des simulations DEMETER, considérées comme une référence :

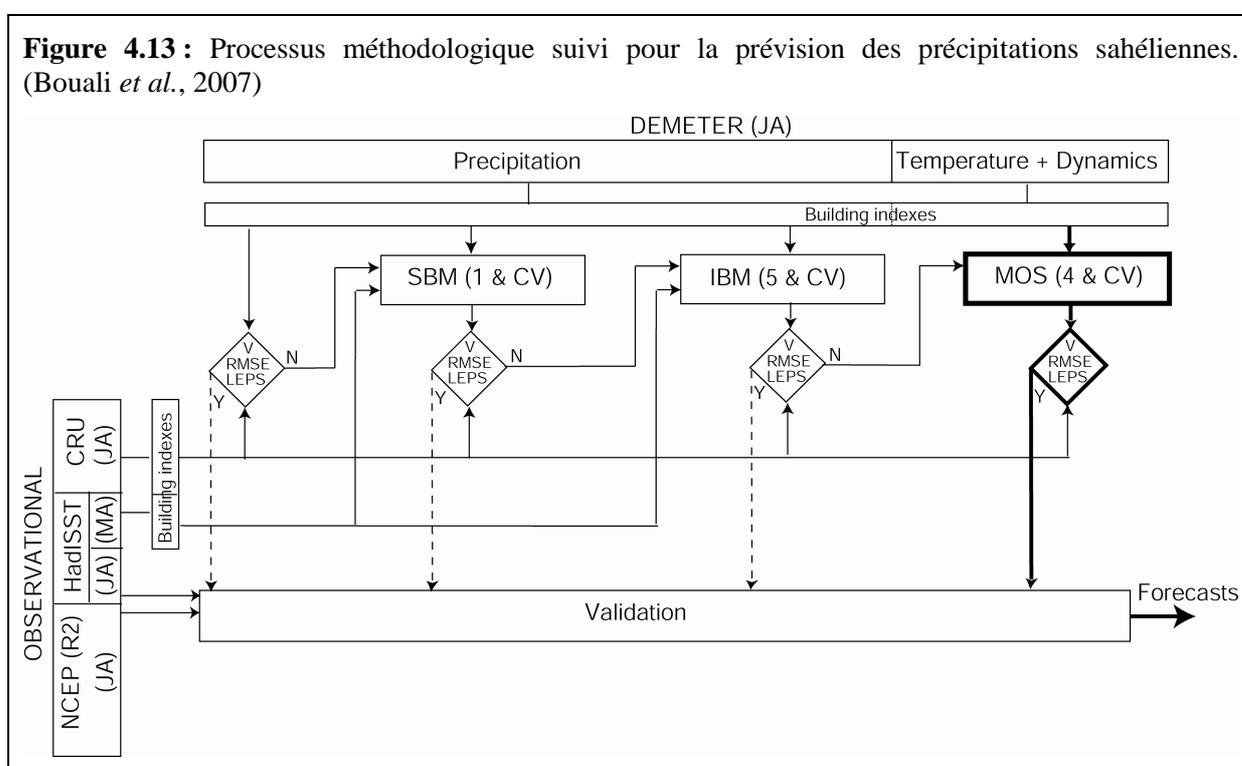
1. une méthode bayésienne combinant à la fois les champs de précipitations de DEMETER de juillet - août et des indices de TSM de mars - avril. Cette méthode sera utilisée de deux façons : avec l'indice global de TSM Niño3.4 puis en le combinant à 4 autres indices régionaux de TSM (Tab. 2.1 du chapitre 2). Ces deux façons seront désignées par les acronymes MBS (Méthode Bayésienne Simple) et MBD (Méthode Bayésienne Développée), respectivement.
2. une méthode statistico-dynamique basée sur une régression linéaire multiple (RLM) et 4 indices décrivant la dynamique atmosphérique simulée par DEMETER. Cette méthode porte le nom de MOS (pour Model Output Statistic, ou modélisation statistico-dynamique) dans la littérature (Glahn et Lowry 1972 ; Hastenrath *et al.* 1995 ; Wilks 1995 et 2006 ; Garric *et al.* 2002).

Les prévisions des méthodes statistique et numérique ont été développées pour le modèle moyen (MEM) et aussi pour chaque modèle individuellement, en utilisant la technique dite de validation croisée (Michaelsen 1987 ; Wilks 2006, voir chapitre 1).

Le diagramme de la figure 4.13 résume l'ensemble du processus méthodologique suivi. Cette méthodologie, qui peut être utilisée sur d'autres régions, se déroule en 4 étapes :

- étape 1 : construction des prédicteurs (indices des précipitations ouest et centre sahéliens observés) et des prédictants (indices de SST observée; et indices de la dynamique atmosphérique simulée par DEMETER).
- étape 2 : comparaison des scores obtenus avec les précipitations directement issues de DEMETER et avec les 3 approches statistiques (MBS, MBD et MOS).
- étape 3 : sélection de l'approche appropriée à la prévision des précipitations sahéliennes en se basant sur les performances de chaque approche.
- étape 4 : diagnostic sur les MCGs afin d'expliquer les performances et la qualité de nos prévisions.

Figure 4.13 : Processus méthodologique suivi pour la prévision des précipitations sahéliennes. (Bouali *et al.*, 2007)



4.2.1.1 Définition du prédicteur et des prédictants

Deux prédicteurs sahéliens, définis dans le cadre du projet AMMA-EU, ont été sélectionnés. La période retenue est toujours celle commune aux 7 MCGs de DEMETER : (198-2000). Leurs limites géographiques sont représentées en figure 4.14 (en bleu). Le premier prédicteur, "WSAH" (pour Sahel Ouest), se localise dans la partie occidentale de la zone soudano-sahélienne, intégrant le Sénégal, la Gambie, le sud-ouest de la Mauritanie et l'extrême ouest du Mali. Le second, appelé "CSAH" (pour Sahel Centre), concerne le sud-est

de la Mauritanie, le centre du Mali, le sud-ouest du Niger et l'extrême nord du Burkina Faso et du Nigeria.

Le choix de ces deux régions sahéniennes se justifie par la particularité de la région ouest de la zone sahéenne (Klaus 1975 ; Kidson 1975 ; Nicholson 1980 ; Janicot 1992b et Moron 1994b). En effet, Nicholson (1980) en subdivisant l'Afrique de l'Ouest en 19 zones de pluies montre que même si l'ensemble du Sahel se caractérise par une forte cohérence spatiale, la façade ouest présente des fluctuations pluviométriques légèrement différentes. Les études de Janicot (1992b) et de Moron (1994b) confirment ce constat et montrent clairement par classifications hiérarchiques ascendantes pour le premier auteur, et par analyse factorielle avec rotation Varimax pour le second, la singularité du Sahel occidental par rapport au Sahel central. Les paramètres retenus pour élaborer la méthode de prévision MOS sont ceux décrits en partie 4.1.2. Pour chaque paramètre nous avons défini 3 à 4 indices régionaux pour avoir un total de 20 prédicteurs potentiels. Leurs localisations et limites sont données en figure 4.14 (en rouge).

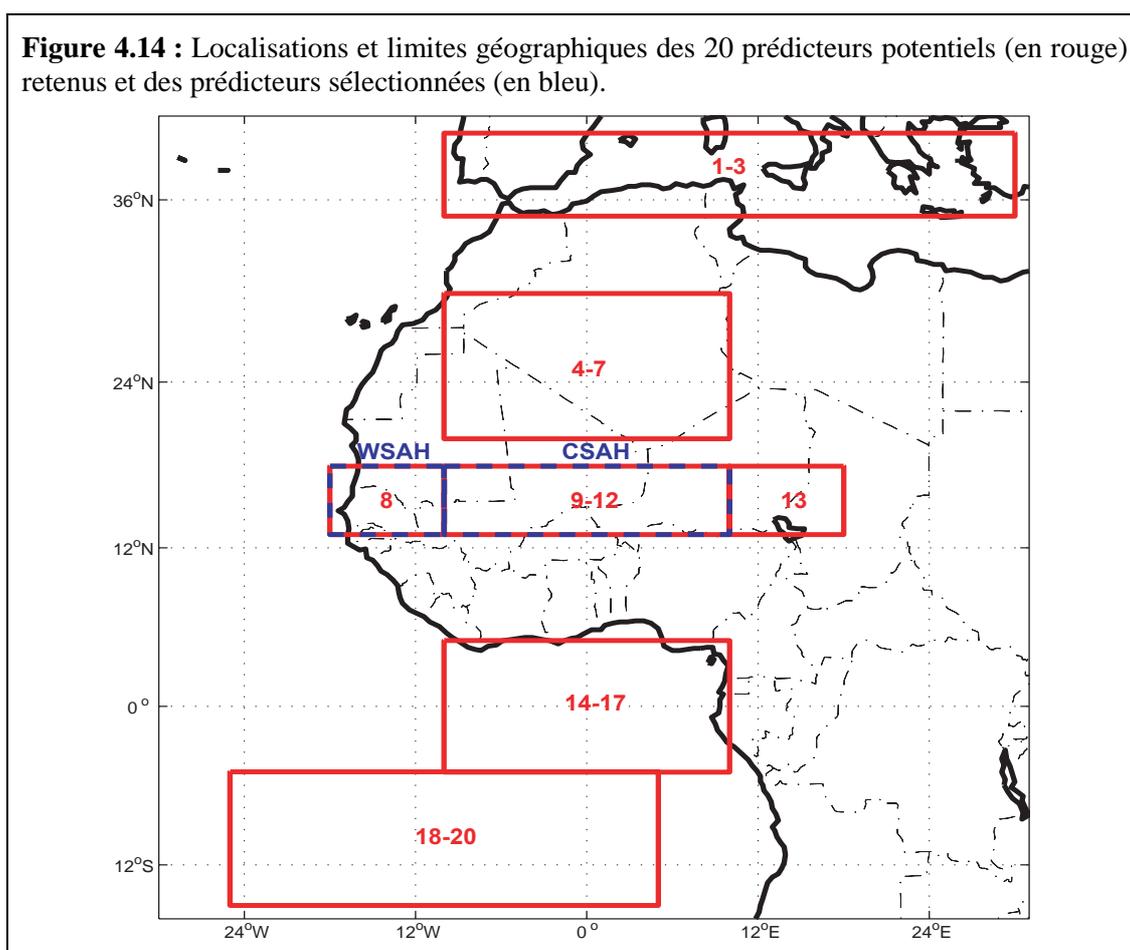


Figure 4.14 : (suite). Les lettres W et C entre parenthèses désignent les prédicteurs sélectionnés par la méthode développée pour les deux prédicteurs WSAH et CSAH respectivement.

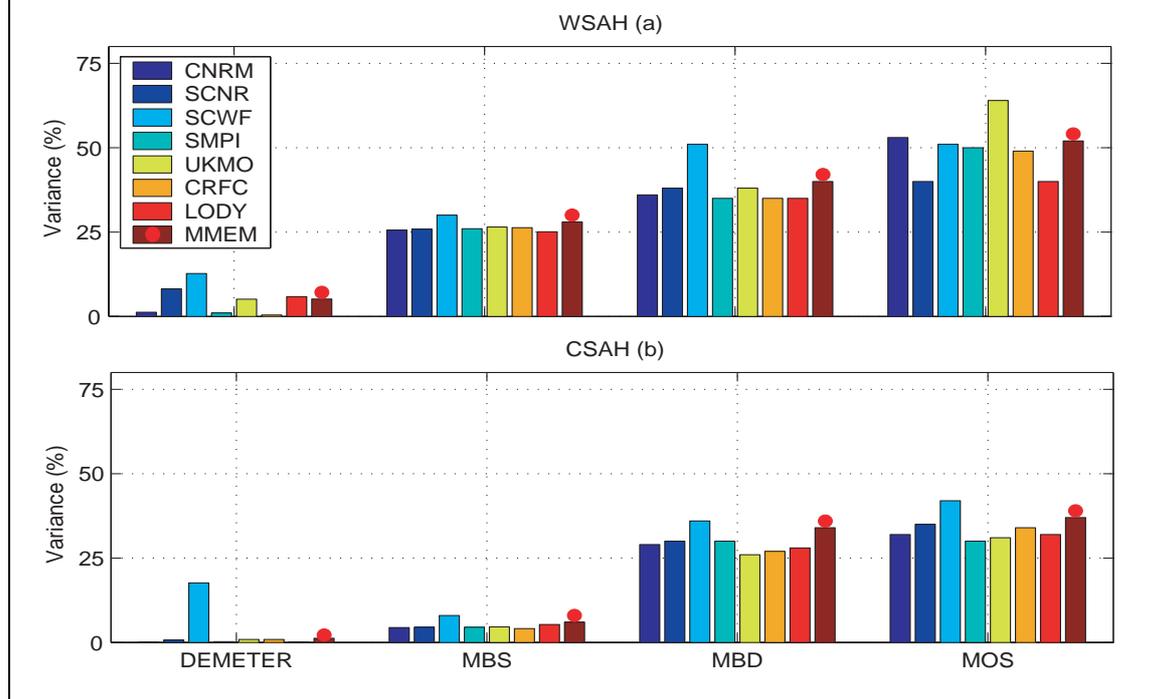
Paramètre		Indice	Latitude	Longitude
Précipitations		CSAH	13°N - 18°N	10°W - 10°E
		WSAH	13°N - 18°N	18°W - 10°W
Energie statique Humide à 850hPa		8 (C)	13°N - 18°N	18°W - 10°W
		9 (C)	13°N - 18°N	10°W - 10°E
		13 (W)	13°N - 18°N	10°E - 18°E
		18 (W)	15°S - 5°S	25°W - 5°E
		1	35°N - 40°N	10°W - 30°E
Température		14	5°S - 5°N	10°W - 10°E
		19 (W)	15°S - 5°S	25°W - 5°E
		2 (W, C)	35°N - 40°N	10°W - 30°E
Pression		4	20°N - 30°N	10°W - 10°E
		20	15°S - 5°S	25°W - 5°E
		3	35°N - 40°N	10°W - 30°E
Vent zonal à	200hPa	5, 10, 15 (C)	5°S - 5°N	10°W - 10°E
	500hPa	6, 11, 16	13°N - 18°N	10°W - 10°E
	850hPa	7, 12, 17	20°N - 30°N	10°W - 10°E

4.2.1.2 Performances des approches de prévisions

Le but de cette étape est d'évaluer la qualité et de comparer entre elles les 3 approches (statistique, statistico-dynamique et numérique) en se basant sur 4 scores de performance: la variance expliquée (V), la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le LEPS et le ROC (ces scores sont détaillés au chapitre 1). De telles comparaisons nous permettront de choisir dans l'étape suivante la meilleure façon d'utiliser les produits DEMETER pour la prévision des précipitations sahéliennes.

La variance expliquée par chaque approche est donnée en figure 4.15 pour les deux prédicteurs sahéliens (WSAH et CSAH).

Figure 4.15 : Variance expliquée par DEMETER et les 3 méthodes de prévision utilisées (MBS, MBD et MOD) pour les deux prédicteurs (WSAH et CSAH) et pour chacun des MCG de DEMETER. Le modèle moyen (MMEM) est représenté par une barre sur laquelle est superposée un point rouge.



Tout d’abord il faut noter que pour chaque approche la variance du modèle moyen (MMEM) est très proche de ce que peut donner le meilleur MCG. Cela s’explique par une amélioration des performances due entièrement à l’information collective issue de tous les modèles (Krishnamurti *et al.* 2000).

Deuxièmement, il y a une différence systématique des performances entre les deux prédicteurs : les scores (Tab. 4.5) sont toujours plus élevés sur l’Ouest que sur le Centre du Sahel (sauf pour les précipitations issues directement du modèle SCWF, Fig. 4.15). Ceci met en avant certaines différences en termes de variabilité interannuelle et de téléconnexions sur les deux régions. La région ouest sahélienne est, par exemple, plus étroitement liée à l’ENSO dans les observations que ne l’est le centre sahélien (corrélation de -0.55 et -0.21 avec le Niño3.4 en Juillet-août, respectivement). C’est la raison pour laquelle l’approche Bayésienne simple (MBS) explique plus de variance avec l’indice WSAH qu’avec l’indice CSAH : 28% contre seulement 6% (tableau 4.5 et Fig. 4.15). En revanche, le prédicteur CSAH est plus sensible aux anomalies de SST régionales, comme celles qui se développent dans le golfe de Guinée et la Méditerranée. En effet, la variance expliquée augmente de 28% (de 6% à 34%) avec l’approche Bayésienne développée alors qu’elle n’augmente que de 12% (28% à 40%) avec WSAH (tableau 4.5 et Fig. 4.15).

Enfin, le tableau 4.5 montre que les trois approches statistiques améliorent les scores obtenus directement par les simulations DEMETER. L'approche MOS est la plus efficace, un fait qui est certainement dû à la capacité des MCGs de DEMETER de mieux reproduire la dynamique atmosphérique que les champs de précipitations. Cette caractéristique est commune aux MCGs (couplés et forcés, Moron *et al.* 2004) lors des simulations de la MAO. Pour le Sahel occidental, l'approche MOS explique environ 50% de la variance totale contre 5% avec les précipitations issues de DEMETER. Elle enregistre à la fois un LEPS élevé (0.56) et une erreur relativement faible (1.02), signe d'une reproduction correcte de la variabilité interannuelle des précipitations ouest sahéliennes. Bien que moins élevés que sur WSAH, les scores pour CSAH sont importants même si le gain par rapport à DEMETER est moindre : 37% contre 1% pour la variance, 0.31 contre 0.18 pour LEPS et 1.14 contre 1.49 pour la RMSE.

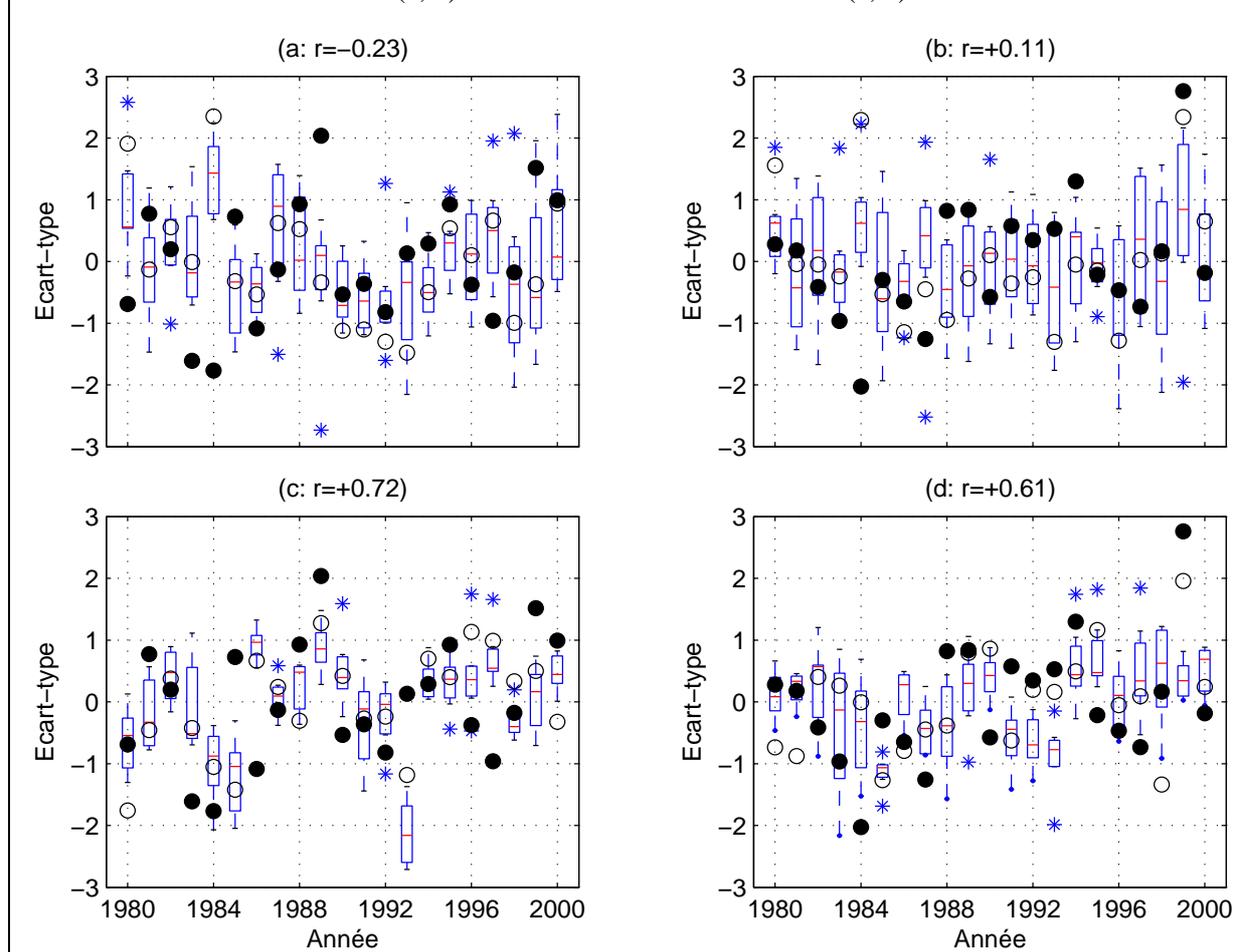
Tableau 4.5 : Scores de performance (variance, LEPS et RMSE, ROC) des quatre approches de prévisions utilisées pour les prédictants ouest et centre (entre parenthèses) sahélien. Les scores donnés concernent le modèle moyen (MMEM).

	Variance (%)	LEPS	RMSE	ROC	
				H	S
DEMETER	05 (01)	0.07 (0.18)	1.30 (1.49)	0.57 (0.42)	0.46 (0.25)
MBS	28 (06)	0.31 (0.17)	1.42 (1.62)	0.54 (0.43)	0.54 (0.43)
MBD	40 (34)	0.32 (0.30)	1.35 (1.40)	0.57 (0.42)	0.53 (0.49)
MOS	52 (37)	0.56 (0.31)	1.02 (1.14)	0.63 (0.49)	0.67 (0.62)

La difficulté des MCGs de DEMETER à reproduire les années sèches (Tab. 4.5) est moins apparente quand on utilise une approche MOS. En effet, alors que le score de ROC est relativement élevé avec les anomalies humides (0.63 contre 0.57 pour l'indice WSAH et 0.49 contre 0.42 pour l'indice CSAH), il est significativement amélioré pour les anomalies sèches (0.67 contre 0.46 et 0.62 contre 0.25 pour WSAH et CSAH, respectivement). On constate aussi que même les méthodes Bayésiennes peinent à améliorer le ROC produit par DEMETER surtout pour les années humides.

La figure 4.16 montre aussi que les valeurs convergent mieux vers les mêmes prévisions avec l'approche MOS que dans les précipitations DEMETER (faibles longueurs des boîtes à moustaches en c et d par rapport à a et b). De plus, l'écart entre l'observation (cercles pleins) et le MMEM (cercles vides) est moins important avec le MOS pour 13 années sur la période 1980-2000, et ceci pour les deux prédictants retenus. Aussi, les corrélations passent de -0.23 et 0.11 avec DEMETER à 0.72 et 0.61 avec l'approche MOS avec les indices WSAH et CSAH respectivement.

Figure 4.16 : Anomalies standardisées des précipitations simulées par DEMETER (a, b) et prévues par l'approche MOS (c, d). Cercles blancs et noirs pour le modèle moyen (MMEM) les observations (CRU). Les boîtes à moustaches représentent la distribution des anomalies standardisées des 7 MCGs et le symbole * les valeurs exceptionnelles. A gauche (a, c) pour les précipitations ouest sahéliennes et à droite pour les précipitations centre sahéliennes. Les corrélations données r sont calculées entre les observations et DEMETER (a, b) et entre les observation et MOS (c, d).



Afin de mieux illustrer la capacité de l'approche MOS à reproduire correctement les anomalies de précipitations, deux années contrastées sont maintenant sélectionnées :

- L'année 1984 qui intervient suite à l'événement ENSO de 1982 - 1983 et qui est associée à un Atlantique sud-Est anormalement chaud (Drüyan 1991), est considérée comme une des années les plus sèches au Sahel africain au cours du XX^e siècle (Janicot *et al.* 1993).
- L'année 1989 qui suit l'événement ENSO de 1988, est, quant à elle, considérée comme très humide ($>0.5\sigma$) au regard des anomalies de précipitations enregistrées sur notre période d'étude (Fig. 4.16, surtout pour le prédicteur ouest).

Le tableau 4.6 révèle qu'aucun MCG ne simule correctement l'anomalie sèche de 1984 sur tout le Sahel (ouest et centre), alors que seulement 3 des 7 modèles (SMPI, CRFC et

LODY) simulent l’anomalie positive de 1989 sur l’ouest ou le centre du Sahel. Seul en effet le modèle du CNRM reproduit cette anomalie sur toute la région d’étude. On constate surtout que tous les modèles DEMETER simulent plus de précipitations en 1984 qu’en 1989, à l’inverse donc des observations.

Les figures 4.17, 4.18 et 4.19 montrent enfin les différences entre 1989 et 1984 pour 3 champs : la température en surface, le vent et l’énergie statique humide à 850hPa, les paramètres choisis pour illustrer le manque de prévisibilité dans certains modèles de circulation générale.

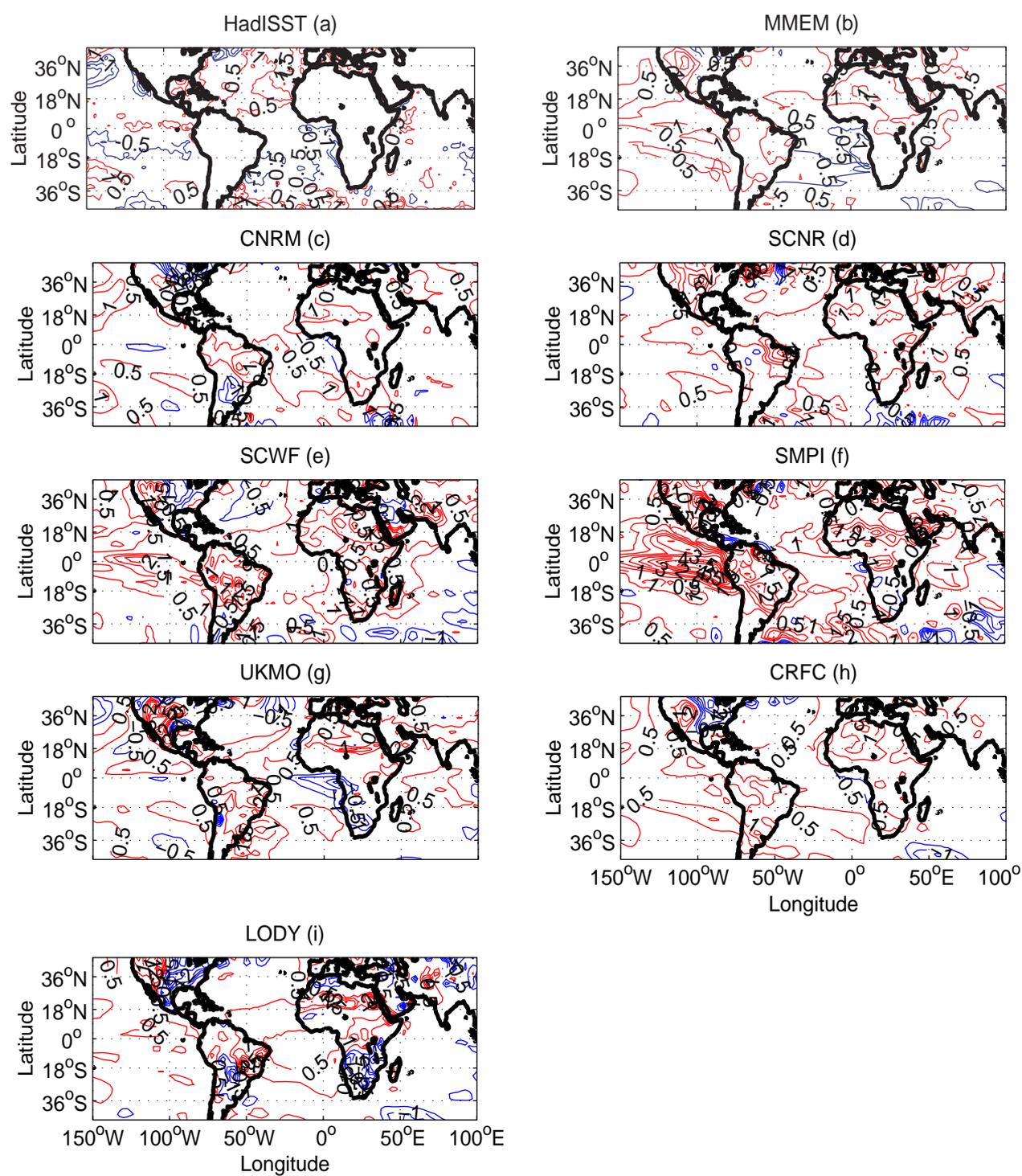
Tableau 4.6 : Anomalies standardisées en écart-type pour les observations (CRU), DEMETER (MEM) et l’approche MOS (MEM) en 1984 et 1989. Les anomalies standardisées des 7 MCGs de DEMETER sont données à titre indicatif. * désigne les anomalies correctement prévues par rapport à l’observation (écart type inférieur à -0.5σ pour 1984 et supérieur à 0.5σ pour 1989). Entre parenthèse pour le CSAH. Les anomalies ont été calculées sur la période 1980 - 2000.

	1984	1989		1984	1989
CRU	-1.77 (-2.03)	2.04 (0.84)	SCWF	0.70 (0.75)	-0.64 (-1.13)
MOS	-1.05* (-0.01)	1.27* (0.8*)	SMPI	1.63 (1.04)	0.09 (0.66*)
MEM	2.35 (2.29)	-0.38 (-0.28)	UKMO	0.98 (0.07)	0.22 (-0.07)
CNRM	1.94 (-0.08)	0.67* (0.91*)	CRFC	1.43 (0.38)	0.27 (-0.17)
SCNR	0.68 (0.62)	-2.73 (-1.62)	LODY	2.25 (2.23)	0.1 (0.33)

La différence 1989-1984 (très humide - très sèche) dans les températures de surface observées (Fig. 4.17a) montre que l’année excédentaire au Sahel se caractérise par un réchauffement relatif de la Méditerranée, du Pacifique équatorial Est et de l’ouest de l’océan Indien avec des écarts compris entre $+0.5$ et $+1^\circ\text{C}$, et par un refroidissement du Pacifique Est-sud et de l’Atlantique sud avec des écarts qui varient entre -0.5 et -1.5°C . L’anomalie positive enregistrée dans l’observation sur la Méditerranée est correctement reproduite par l’ensemble des modèles, à l’exception des modèles du LODY. Au dessus de l’Atlantique sud, 4 modèles reproduisent une partie de l’anomalie négative des observations : les CNRM, SMPI, UKMO, CRFC. Les plus fortes divergences sont en fait enregistrées sur le Pacifique tropical Est où les modèles ne simulent pas l’opposition entre les différences observées au nord et au sud de l’équateur (à l’exception du UKMO). Le modèle SMPI produit un Pacifique extrêmement chaud pendant l’année pluvieuse de 1989 avec des écarts qui peuvent atteindre jusqu’à 5.5°C . En ce qui concerne le modèle moyen (Fig. 4.17b), on remarque qu’il reproduit bien le

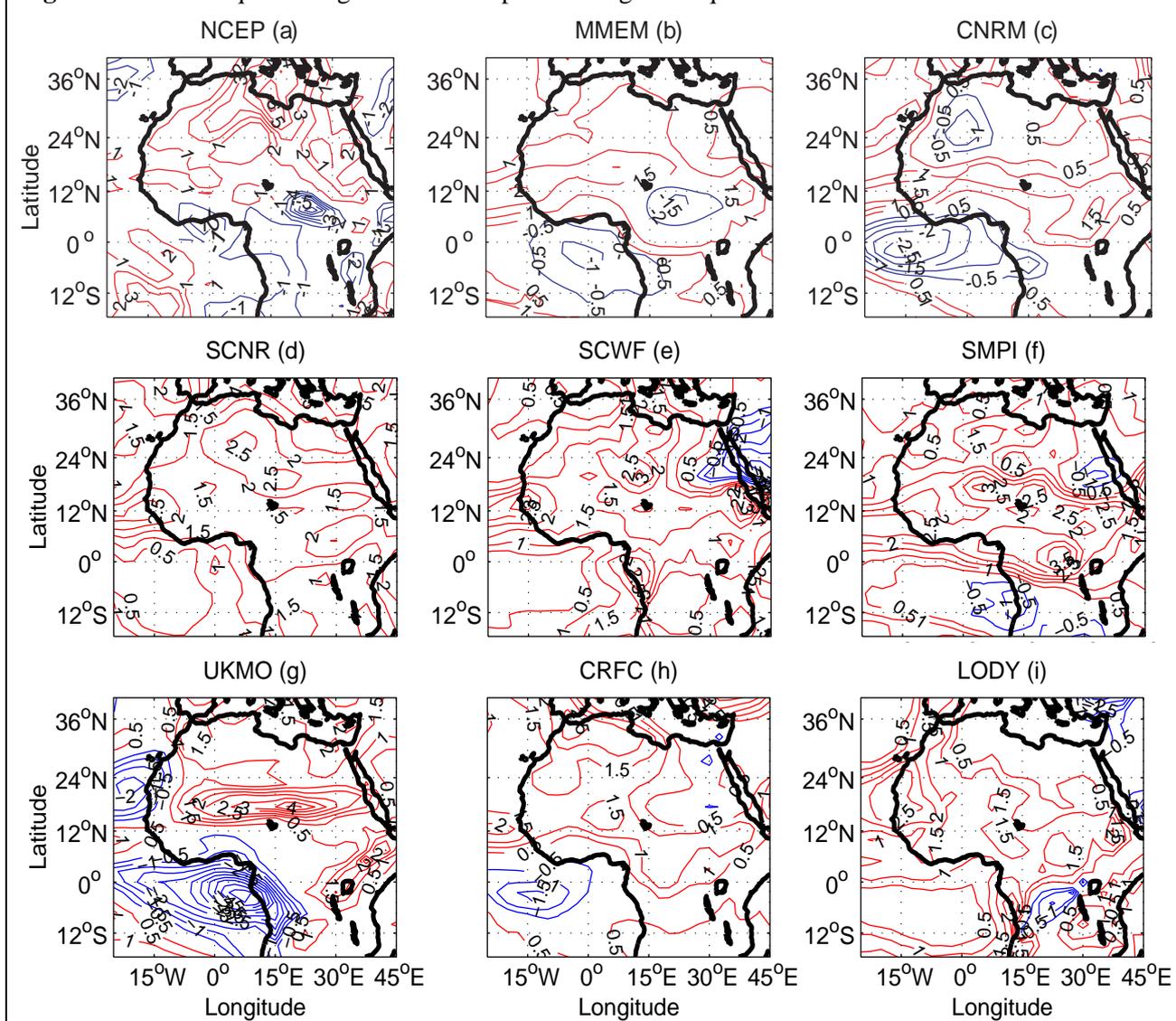
refroidissement de l'Atlantique sud et le réchauffement de la Méditerranée durant l'année pluvieuse 1989. D'ailleurs, 3 prédicteurs sont sélectionnés dans le champ de température de surface dans ces deux régions avec l'approche MOS (Fig. 4.14) : 2 pour le prédicteur WSAH et 1 pour CSAH.

Figure 4.17 : Différences (en °C) entre 1989 et 1984 dans le champ de température en surface. La température observée (HadISST) est utilisée comme référence.



L'année 1989 (excédentaire) se caractérise, par rapport à 1984 (déficitaire) par un surplus énergétique sur toute l'Afrique au nord de 10°N et un déficit au sud de cette latitude et au-dessus du golfe de Guinée (Fig. 4.18 a). Les gradients énergétiques au dessus du continent sont amoindris durant l'année humide 1989. Cette configuration est propice à une localisation plus septentrionale de la ZCIT.

Figure 4.18 : identique à la figure 4.17 mais pour l'énergie statique humide à 850hPa.

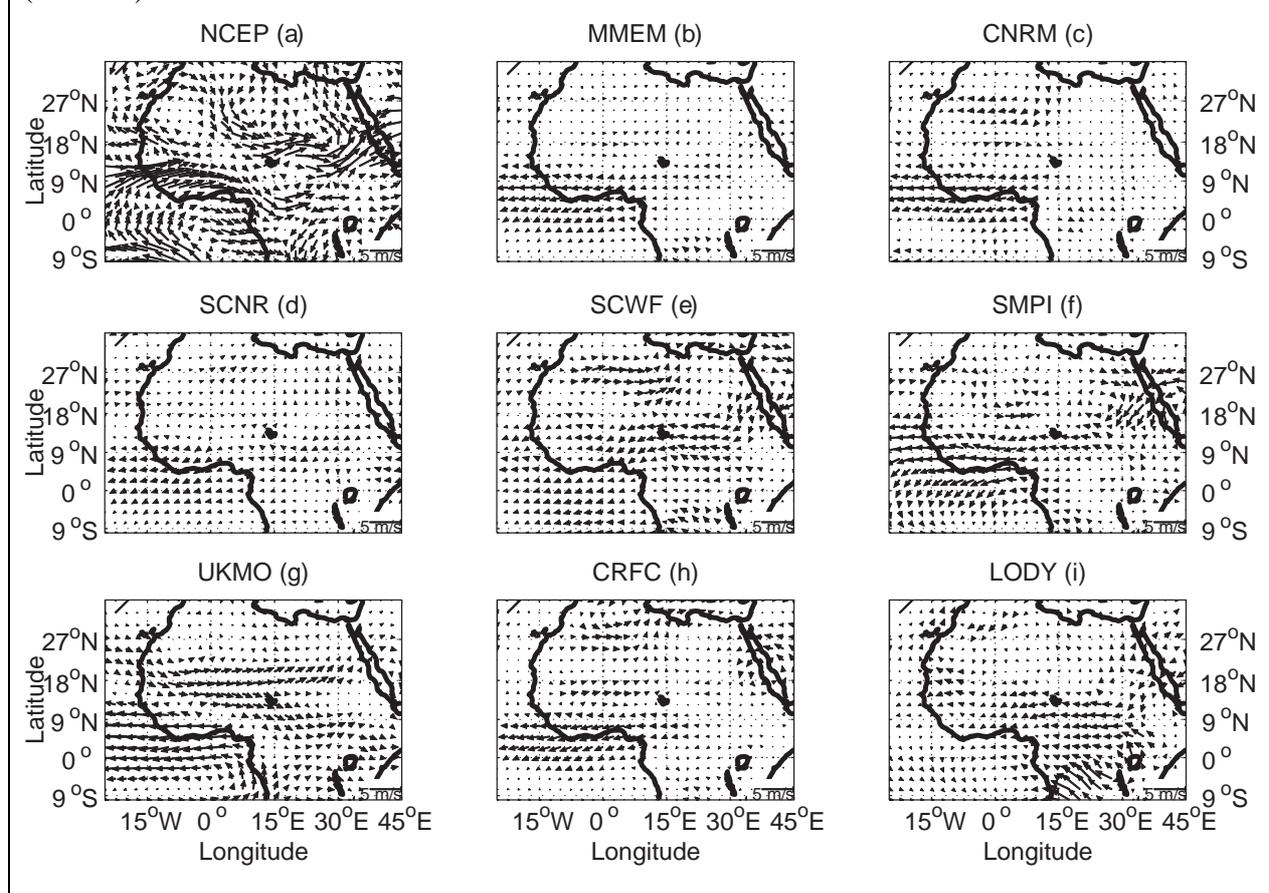


Certains modèles DEMETER reproduisent assez mal la différence entre 1989 et 1984 : les modèles SCNR, SCWF, LODY ne simulent pas la diminution d'énergie sur le golfe de Guinée durant la saison des pluies au Sahel, alors que SMPI la simule plus au sud. En revanche, les modèles CNRM, UKMO et CRFC présentent des configurations spatiales assez proches de celles issues des réanalyses, en dépit de certains déplacements des maxima positifs/négatifs vers le Sud. Observons enfin que le modèle moyen reproduit correctement les

caractéristiques de l'année humide 1989 : 4 prédicteurs sont sélectionnés dans le champ de l'ESH dans ces deux régions pour l'approche MOS (Fig. 4.14) : 2 pour le prédicteur WSAH et 2 pour CSAH.

La figure 4.19 illustre un important désaccord entre les modèles de DEMETER et les réanalyses. En effet, la variation du flux de mousson (vents à 850hPa) fort en 1989 et faible en 1984 n'est reproduit par aucun MCG : les modèles simulent des anomalies d'Est entre l'équateur et 12°N alors qu'elles sont d'ouest dans les réanalyses.

Figure 4.19 : Différences 1984-1989 (Juillet-Août) dans le champ de vent à 850hPa dans les réanalyses (NCEP II) et dans DEMETER.



On note aussi que comme l'ESH sur l'océan Atlantique sud, les anomalies de température au dessus du Golfe de Guinée, du nord Atlantique et du Pacifique tropical Est entre 5 ° S et 5 ° N sont correctement prévues dans le MEM. C'est certainement la raison pour laquelle seule l'approche MOS reproduit correctement les anomalies de 1984 et 1989 dans l'ouest et le centre du Sahel (Tab. 4.6), puisqu'elle sélectionne 4 (sur 4) prédicteurs régionaux dans les champs de température et d'ESH pour prévoir les précipitations sur le Sahel Occidental et 3 (sur 4) pour le Sahel central (voir tableau de la figure 4.14).

4.2.1.3 Diagnostic sur les années bien prévues par l'approche MOS

Nous allons décrire ici la dynamique atmosphérique qui caractérise les années bien prévues (Tab. 4.7) par l'approche MOS. Les résultats de l'analyse composite réalisée sur les années humides et sèches bien prévues sont présentés en figures 4.20 et 4.21, pour les champs de température, de pression en surface et de vent à 850hPa. Considérons d'abord l'ouest du Sahel.

Tableau 4.7 : Années bien prévues par l'approche MOS et utilisées pour établir les composites sèches et humides pour les deux prédicteurs sahéliens (entre parenthèses pour le centre du Sahel).

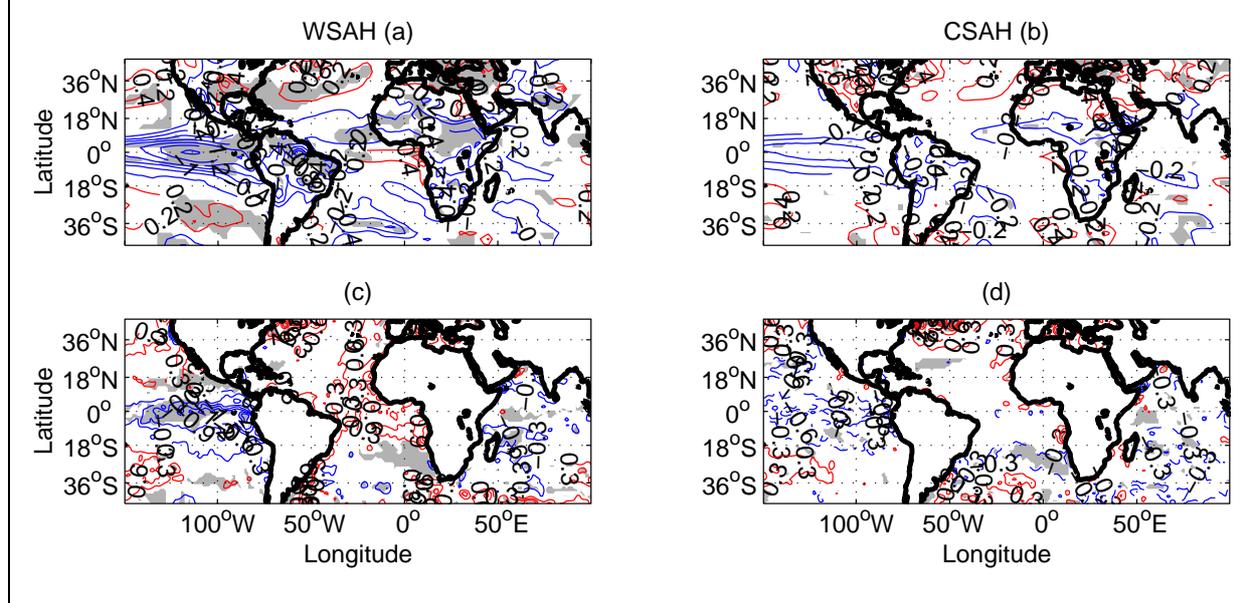
		Anomalie prévue	
		Sèche	Pluvieuse
Anomalie observée	Sèche	1980, 1983, 1984, 1991 (1985, 1986, 1987)	
	Pluvieuse		1989, 1994, 1995, 1999 (1989, 1994, 1999)

Le prédicteur ouest sahélien

Sur les 21 années de la période d'étude, 8 sont bien prévues (Tab. 4.7) : 4 sont anormalement pluvieuses (1989, 94, 95 et 99 avec une anomalie > 0.5) et 4 sont sèches (1980, 83, 84 et 91 avec une anomalie < -0.5). Les années pluvieuses (sèches) dans l'observation (Fig. 4.20c) se caractérisent par des événements de type LNSO (ENSO) dans un Pacifique tropical Est, une Méditerranée et un golfe de Guinée relativement chauds (frais) et un Atlantique sud-Est frais (chaud). Les anomalies au dessus du Pacifique tropical Est et de la Méditerranée sont surestimées par le modèle moyen mais leurs structures spatiales ainsi que les anomalies de l'Atlantique sont assez bien reproduites (Fig. 4.20a). Ceci explique en partie le bon résultat du MOS pour ces années. Dans DEMETER la composite associe une anomalie négative de température de surface au dessus de l'Afrique de l'Ouest à plus de précipitations au Sahel. Les composites réalisées sur la pression et les vents à 850hPa dans les réanalyses (Fig. 4.21c) montrent un renforcement des vents d'ouest entre l'équateur et 12°N et un affaiblissement des vents de nord-Est entre 15°N et 24°N entraînant un apport conséquent d'humidité sur l'ouest du Sahel en provenance de l'Atlantique surchauffé (Fig. 4.20c). L'accord entre les champs de vent et de pression dans les réanalyses et dans DEMETER est moins important que celui entre les températures observées du Hadley Center et simulées par DEMETER. En effet, si l'accentuation des vents d'ouest entre 5°N et 12°N et l'apport en humidité de l'océan sont bien reproduits, il n'en est pas de même pour les vents au-delà de

20°N et en deçà de l'équateur, et pour les champs de pression au dessus de la Méditerranée et du golfe de Guinée.

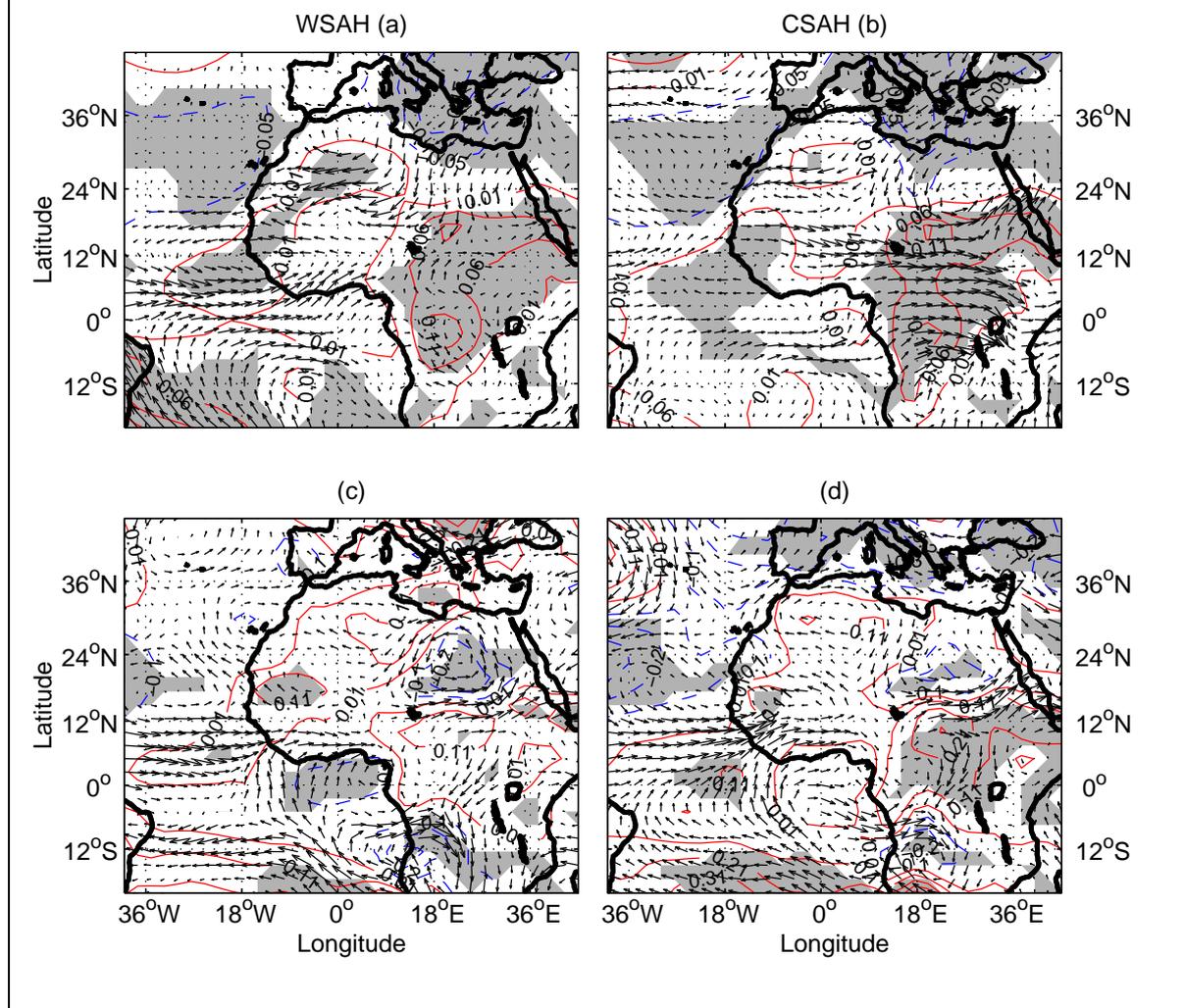
Figure 4.20 : Composites de températures de surface humide-sèche pour les années bien prévues par l'approche MOS dans (a, b) le modèle moyen de DEMETER et (c, d) dans l'observation. En gris les différences significatives au seuil de 90%.



Le prédictant centre sahélien

Avec ce prédictant, 6 années sont correctement prévues : 3 sont anormalement pluvieuses (1989, 94, 99, anomalie > 0.5) et 3 sont sèches (1985, 86, 87, anomalie < -0.5). Les champs de température et de pression (Fig. 4.20bd et Fig. 4.21bd) montrent un bon accord, contrairement aux champs de vent à 850hPa où DEMETER simule un renforcement entre 5°N et 12°N décalé vers l'Est et sur le continent (Fig. 4.21b). Les prédictants WSAH et CSAH partagent les mêmes années humides, bien prévues (1989, 94, 99). Par ailleurs, les composites des champs de températures (Fig. 4.20bd) montrent des signaux faibles et non significatifs, particulièrement sur le Pacifique équatorial Est. Ceci établit le faible lien entre précipitations centre sahéniennes et événements ENSO et pourrait expliquer la faible prévisibilité des précipitations dans cette région avec l'approche Bayésienne MBS (Fig. 4.14). La figure 4.21d signale enfin un renforcement important du flux de mousson : l'accord entre les réanalyses et DEMETER est plus important avec les champs de pression qu'avec les vents à 850hPa, particulièrement entre l'équateur et 12°N.

Figure 4.21 : Identique à la figure 4.20 mais pour les champs de pression en surface et du vent à 850hPa.



4.2.2 Prévision des champs de précipitations sahéliennes

Dans cette section nous développons 2 modèles de prévision des champs de précipitations sahéliennes (et non plus comme précédemment des indices) et nous comparons leurs performances à celle des précipitations issues de DEMETER. Ces modèles se basent sur une approche statistico-dynamique : pour le premier (MOS_1) les précipitations modélisées par DEMETER sont utilisées. Pour le deuxième (MOS_2) nous utilisons la dynamique atmosphérique modélisée.

L'analyse canonique des corrélations a été utilisée en validation croisée (voir section 2.1.4 du chapitre 2) afin de limiter toute surestimation des performances. Les résultats donnés ici se réfèrent au modèle moyen (MEM).

4.2.2.1 Définition du prédicteur et des prédicteurs

Le prédicteur sahélien retenu documente les points de grille du champ de précipitations observées (CRU) comprises, en latitude, entre 10°N et 20°N, et en longitude, entre 18°W et 18°E. Il concerne la région qui comprend le sud de la Mauritanie, le Sénégal, la Gambie, la Guinée-Bissau, le nord de la Guinée, le centre et le sud du Mali et du Niger, le Burkina-Faso, le nord du Bénin, du Cameroun et du Nigeria, et l'extrême ouest du Tchad (Fig. 4.22, rectangle discontinu).

Les prédicteurs du premier modèle de prévision sont les champs de précipitations DEMETER sur toute la région affectée par le flux de mousson d'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.22, rectangle 1). Pour le second, 4 champs de la dynamique atmosphérique simulée par DEMETER ont été utilisés sur un domaine plus large (Fig. 4.22, rectangle 2): le vent et l'ESH à 850hPa qui ont été combinés pour obtenir le flux de l'ESH (FESH, Eq. 4.2), et la composante zonale du vent à 500hPa.

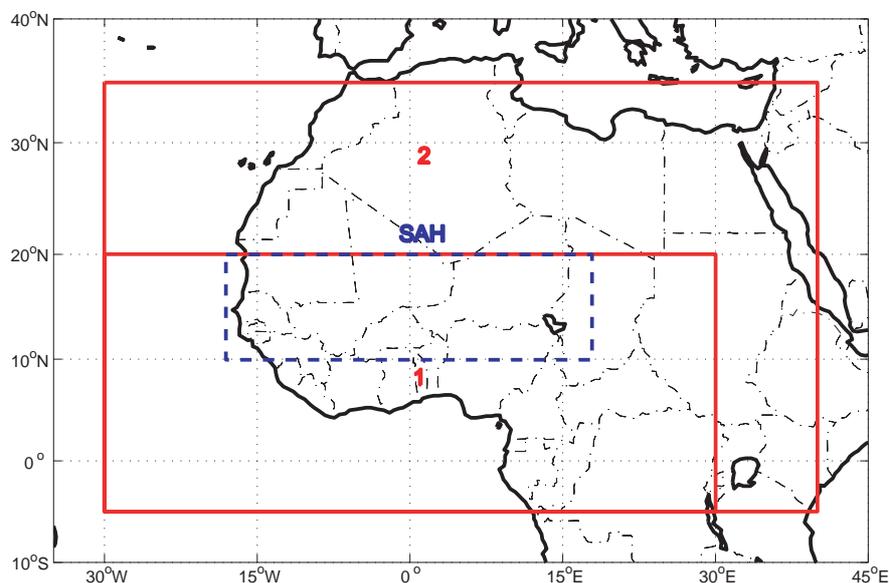
Les composantes zonales et méridiennes du paramètre FESH ont été calculées comme suit :

$$\left. \begin{aligned} FUESH &= U \times ESH \\ FVESH &= V \times ESH \end{aligned} \right\} \quad (4.2)$$

où, U et V sont les composantes zonale et méridienne du vent à 850hPa, et ESH l'énergie statique humide (voir chapitre 3, équation 3.1) à 850hPa.

L'ensemble prédictant/prédicteurs concerne la période juillet-août.

Figure 4.22 : Localisation et limites géographiques du prédictant (rectangle bleu) et des prédicteurs (rectangle rouge).



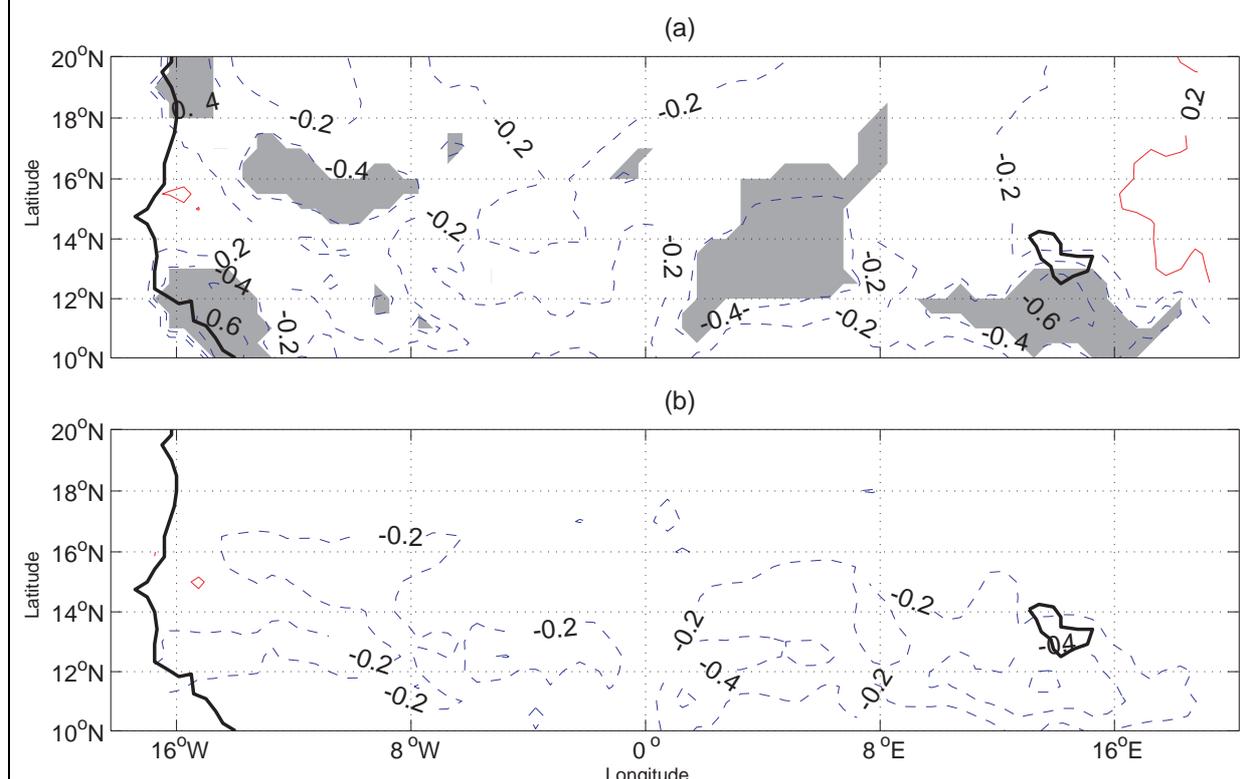
Paramètres utilisés	Champ	Latitude	Longitude
Précipitations observées (prédictant)	SAH	10°N-20°N	18°W-18°E
Précipitations de DEMETER (prédicteur de la 1 ^{ère} méthode)	1	5°S-20°N	30°W-30°E
Flux d'ESH à 850hPa et vent zonal à 500hPa de DEMETER (prédicteurs de la 2 nd méthode)	2	5°S-35°N	30°W-35°E

4.2.2.2 Reproductibilité des champs de précipitations sahéliennes

La figure 4.23 présente les champs de corrélation et de LEPS calculés point à point entre les précipitations observées (CRU) et les précipitations simulées par le modèle moyen (MEM) de DEMETER, interpolées à la résolution spatiale de 0.5° en latitude x 0.5° en longitude. Les corrélations (Fig. 4.23a) montrent des valeurs nulles, voire négatives, sur la majeure partie de la bande sahélienne. Ces valeurs deviennent légèrement positives (jusqu'à près de 0,3) pour certains points de grille de la partie centrale du Sahel lorsque les précipitations CRU sont agrégées à la résolution DEMETER (2,5° x 2,5°). Néanmoins, elles ne sont pas statistiquement significatives au seuil de confiance de 95%. La carte des LEPS (Fig. 4.23b) affiche des valeurs négatives qui atteignent -0.4 au sud de 15°N, en accord avec les cartes de corrélations.

La performance de DEMETER dans la reproduction de la variabilité interannuelle du champ de précipitations sahéniennes est donc très faible (Fig. 4.22). Le coefficient de corrélation entre l'indice sahélien de précipitations observées (SRI_1) et le même indice simulé par DEMETER sur la période 1980 - 2000 est, rappelons-le, de 0.16 seulement, soit moins de 3% de la variance commune (Tab. 4.8).

Figure 4.23 : Carte de (a) corrélation et de (b) LEPS point-à-point entre les précipitations observées (CRU) et celles du modèle moyen de DEMETER. Les aplats gris indiquent les corrélations significatives au seuil de 95%. (période 1980-2000).



Les faibles scores obtenus en utilisant les pluies DEMETER ne peuvent pas être attribués seulement aux problèmes de paramétrisation des précipitations puisque 7 modèles différents sont utilisés pour la construction du modèle moyen sur la période 1980 - 2000. Ils pourraient aussi être le fait de :

- l'échec des MCGs à simuler la variabilité pluviométrique sur la période récente déficitaire (Moron *et al.* 2003).
- la translation spatiale des champs simulés par rapport à ceux observés au dessus de l'Afrique de l'Ouest (Cook et Vizy 2006).

Afin d'illustrer le premier point, une série d'analyses a été réalisée. On a cherché tout d'abord à évaluer la reproductibilité de la dynamique atmosphérique via l'indice MOD_{850_1}

(Eq. 1.1 du chapitre1). La corrélation entre l'indice MOD_{850_1} , calculé avec les réanalyses (R2) et avec DEMETER est de +0.51 (Tab. 4.8), une valeur significative au seuil de 95% et largement supérieure à ce qui est obtenu pour les précipitations ($r = 0.16$). Ceci montre que les modèles de DEMETER sont en mesure de reproduire une partie de la variabilité interannuelle de la dynamique de la MAO durant la période récente (1980 - 2000). De plus, cette variabilité interannuelle est significativement liée aux précipitations sahéniennes et produit une corrélation de 0.52, soit plus de 25% de la variance commune.

Cependant, l'information commune entre les réanalyses et DEMETER dans la dynamique atmosphérique ne se traduit pas dans les champs de précipitations : la corrélation entre les indices SRI_1 et MOD_{850_1} des données CRU et NCEP/DOE est de +0.74, elle n'atteint que +0.25 lorsque les deux indices sont calculés dans DEMETER (Tab. 4.8).

Tableau 4.8 : Coefficients de corrélation entre différentes combinaisons des précipitations sahéniennes observées (CRU), simulées (DEMETER), du module du vent à 850hPa des réanalyses (NCEP) et simulé (DEMETER). Les corrélations sont données pour deux périodes : 1980 - 2000 (63 simulations DEMETER sont utilisées) et 1959 - 2000 (27 simulations DEMETER sont utilisées). Les symboles "*" et "-" signifient respectivement des corrélations significatives au seuil de 95% et une corrélation non calculée.

	Totale	Haute Fréquence	Basse Fréquence
SRI (CRU/DEMETER)			
1980 - 2000	0.16	-	-
1959 - 2000	0.28	0.13	0.53*
MOD850 (NCEP/DEMETER)			
1980 - 2000	0.51*	-	-
1959 - 2000	0.22	0.28	0.35
SRI-MOD850 (CRU/NCEP)			
1980 - 2000	0.74*	-	-
1959 - 2000	0.63*	0.47*	0.87*
SRI-MOD850 (DEMETER)			
1980 - 2000	0.25	-	-
1959 - 2000	0.29	0.12	0.67*
SRI-MOD850 (CRU/DEMETER)			
1980 - 2000	0.52*	-	-
1959 - 2000	0.41	0.25	0.50*

La figure 4.24 présente l'évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20ans sur la période 1959 - 2000 de la prévisibilité potentielle (PP) des indices SRI_2 et MOD_{850_2} de DEMETER. Cette valeur montre le degré de prévisibilité de la variabilité interannuelle d'une variable décrivant la dynamique atmosphérique où les précipitations peut être décrite selon deux composantes : l'une potentiellement prévisible, l'autre imprévisible. A l'aide d'un ensemble de simulations forcées par les mêmes anomalies de TSM, mais initialisées à des

dates différentes, il est donc possible d'évaluer la part de prévisibilité provenant du forçage océanique. La similitude entre les simulations est due au forçage océanique (σ_{SST}^2), alors que la différence est due à la variabilité interne (σ_{VINT}^2) de l'atmosphère, en lien avec les multiples dates d'initialisations. Ces variances sont calculées par les équations suivantes:

$$\sigma_{VINT}^2 = \frac{1}{N(n-1)} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^n (x_{ij} - \bar{x}_i)^2 \quad (4.3)$$

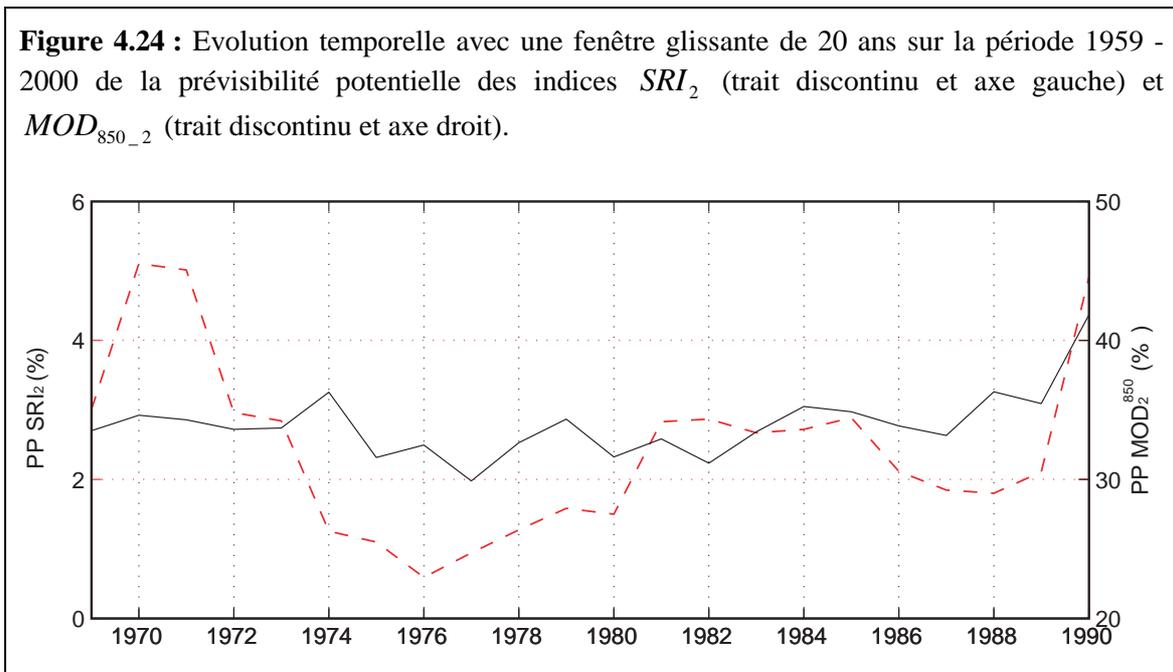
$$\sigma_{EN}^2 = \frac{1}{(N-1)} \sum_{i=1}^N (\bar{x}_i - \bar{\bar{x}})^2 \quad (4.4)$$

$$\sigma_{SST}^2 = \sigma_{EN}^2 - \frac{1}{n} \sigma_{VINT}^2 \quad (4.5)$$

avec, x la variable considérée, i l'indice d'une année, N le nombre total des années (ici = 21), j l'indice de la simulation, n le nombre de simulation (9 ici), \bar{x}_i et $\bar{\bar{x}}$ la moyenne et la moyenne de climatologie de l'ensemble des simulations.

Le PP (prévisibilité potentielle) représente le ratio $\sigma_{SST}^2 / \sigma_{EN}^2$ (variance forcée/variance totale, Rowell, 1998) et donne la limite supérieure des scores de corrélations.

Notons que, sur la période 1959 - 2000, le modèle moyen (MMEM) est calculé avec 27 simulations seulement (9 simulations x 3 MCGs : ECMWF, CNRM et UKMO), les seules disponibles.



On constate que la prévisibilité (PP) de l'indice SRI_2 est très faible et constamment inférieure à 4% (trait discontinu, axe gauche). Le coefficient PP de l'indice MOD_{850_2} qui décrit la dynamique de mousson (trait continu, axe droit) est environ 10 fois plus élevé (~40%) que celui des précipitations. Ce résultat montre la capacité des modèles à bien reproduire la variabilité interannuelle de la dynamique de mousson et leur grande difficulté à faire de même pour les précipitations sahéliennes.

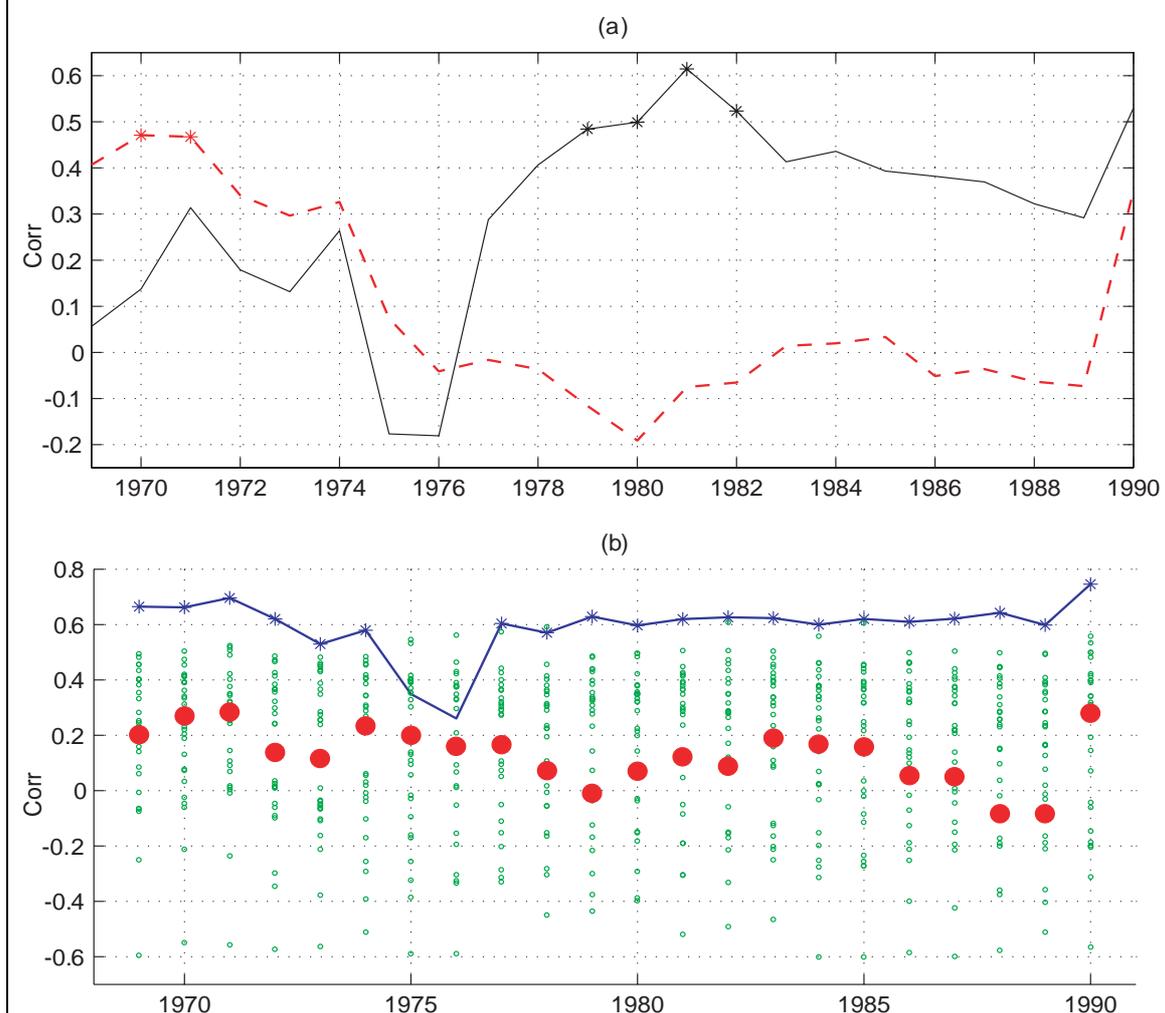
Les corrélations sur fenêtres glissantes de 20ans, entre les indices SRI_2 observés et simulés et les indices MOD_{850_2} des réanalyses et de DEMETER sont données en figure 4.25a. Leurs corrélations croisées apparaissent en figure 4.25b, alors que les corrélations calculées sur l'intégralité de la période 1959 - 2000 sont dans le tableau 4.8, pour les données brutes et les données avant et après filtrage à 8 ans (basses et hautes fréquences, BF et HF, Ward, 1998).

On constate que la composante basse fréquence dans DEMETER est mieux prise en compte ($r = +0.53$) que la composante haute fréquence sur la période 1959 – 2000 ($r = +0.13$). Ce résultat corrobore des études antérieures, en particulier celle de Moron *et al.* (2003), qui a observé une meilleure capacité des MCGs à simuler la composante basse fréquence des précipitations sahéliennes. En outre, la figure 4.25a (trait discontinu) révèle que, comme dans Moron *et al.* (2003), les modèles reproduisent mieux la variabilité des précipitations sahéliennes durant la période anormalement humide (1959 - 1980, $\sim r = +0.48$) que pendant la période anormalement sèche (1981 - 1999, $r \sim 0$). Les corrélations significatives observées sur les deux périodes 1960 - 1979 et 1961 - 1980 (marquées par *) sont essentiellement dues à la basse fréquence et donc à la tendance à la baisse de la pluviométrie, bien simulée par les modèles.

La variabilité interannuelle de la dynamique de mousson DEMETER est mieux reproduite : la corrélation élevée et significative au seuil de 95% ($r = +0.51$) sur la période courte 1980 - 2000. Cependant, la faible corrélation calculée sur toute la période 1959 - 2000 se limite en réalité à la période anormalement excédentaire 1959 - 1986 (Fig. 4.25b, trait continu,) et ne peut pas être considérée comme un échec des modèles DEMETER. Ceci pourrait être dû à la qualité des données NCEP/NCAR et à la rupture constatée au milieu des années 70 sur le domaine ouest africain, précisée dans le chapitre 1. Bien que la relation entre les indices SRI_2 observé et MOD_{850_2} des réanalyses (Fig. 4.25b, trait continu,) soit forte ($r \sim +0.6$, voir aussi Tab. 4.8), elle est complètement ignorée dans DEMETER ($r \sim +0.2$ pour le

modèle moyen). Ceci montre que dans les modèles, les variabilités respectives de la dynamique atmosphérique et des précipitations sahéliennes sont relativement indépendantes. Par ailleurs, si la dynamique atmosphérique de basses couches (vent à 850hPa) associée à la MAO dans les simulations DEMETER est assez bien reproduite, la variabilité des précipitations sahéliennes reste mal simulée.

Figure 4.25 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1959 - 2000 des corrélations entre (a) indices SRI_2 CRU et DEMETER (trait discontinu) et indices MOD_{850_2} NCEP et DEMETER (trait continu), et (b) SRI_2 CRU et MOD_{850_2} NCEP (trait) et SRI_2 et MOD_{850_2} de DEMETER (points). Les points rouges concernent le modèle moyen (MMEM) calculé sur seulement 27 simulations. Les points verts représentent les 27 simulations. * indique les corrélations significatives au seuil de 95%.



4.2.2.3 Performance des approches statistico-dynamiques (MOS) :

Nous mesurons maintenant les performances respectives des deux approches statistico-dynamiques développées pour la prévision des champs de précipitations sahéliennes.

4.2.2.3.1 Approche fondée sur les champs de précipitations de DEMETER (MOS_1) :

Le développement de cette approche a été justifié par les résultats de la partie précédente (4.2.2.2), qui démontrent que l'utilisation directe des champs de précipitations DEMETER conduit à des scores extrêmement faibles, sur le Sahel (Fig. 4.23).

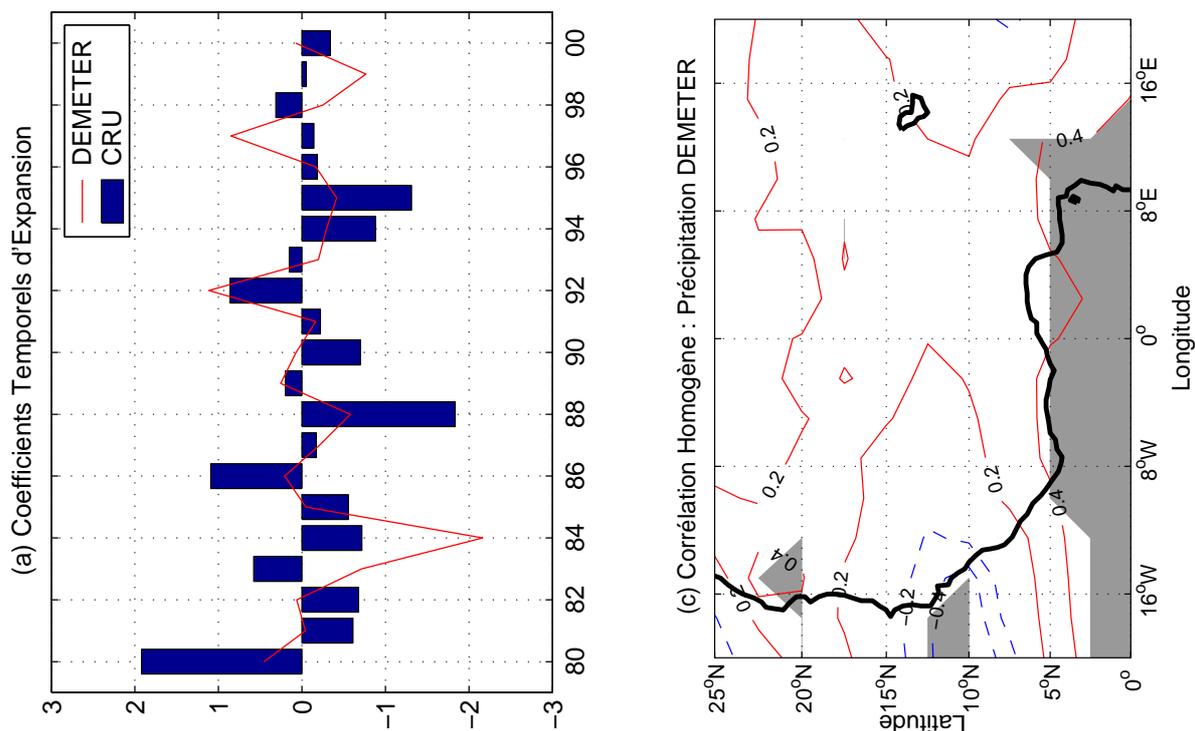
Le premier mode de l'ACC réalisée entre les précipitations sahéliennes observées (CRU) et simulées par DEMETER (Fig. 4.26) révèle que globalement les champs de corrélations homogènes (Fig. 4.26c) et hétérogènes (Fig. 4.26b) enregistrent des valeurs positives. Toutefois elles associent plus de précipitations ($r > 0$ mais non significatives) au sud du Sahel dans l'observation à des pluies abondantes sur le golfe de Guinée dans DEMETER. Ce désaccord spatial montre que les modèles simulent une ZCIT trop méridionale et des flux d'humidité qui ne pénètrent pas assez à l'intérieur du continent pour générer des convergences efficaces. La corrélation entre les coefficients temporels d'expansion de l'ACC n'est pas significative au seuil de 95% (+0.41) et le 1^{er} mode (Tab. 4.9a) indique que moins de 2% de variance des précipitations sahéliennes observées sont expliqués par 9% de la variance des précipitations simulées.

Tableau 4.9 : Caractéristiques du 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU) et le modèle moyen DEMETER pour l'approche (a) MOS_1 et (b) MOS_2 . Variance expliquée par les champs hétérogènes (ligne 2) et homogènes (lignes 3 dans MOS_1 et 4, 5 et 6 dans MOS_2). La dernière ligne présente la corrélation entre les coefficients temporels d'expansion. Entre parenthèses sont données les variances retenues préalablement par ACP. * indique les corrélations significatives au seuil de 95%.

(a)			(b)		
MOS1	Mode ACC	1^{er}	MOS2	Mode ACC	1^{er}
CRU (74%)	précipitations	1.31%	CRU (74%)	précipitations	28.06%
DEMETER (82%)	précipitations	9.32%	DEMETER (82%)	flux zonal ESH (850hPa)	10.4%
corrélation		0.41	DEMETER (82%)	flux méridien ESH (850hPa)	14.8%
			DEMETER (82%)	vent zonal (500hPa)	16%
			corrélation		0.42*

Les prévisions établies par l'approche statistico-dynamique MOS_1 montrent des performances presque similaires à celles obtenues avec les prévisions de DEMETER au Sahel. La figure 4.27a indique des erreurs qui dépassent parfois les 40 mm/mois sur la bande 10°N - 16°N et atteignent jusqu'à 90 mm/mois (100 mm/mois dans DEMETER) à l'ouest du Fouta-Djalon.

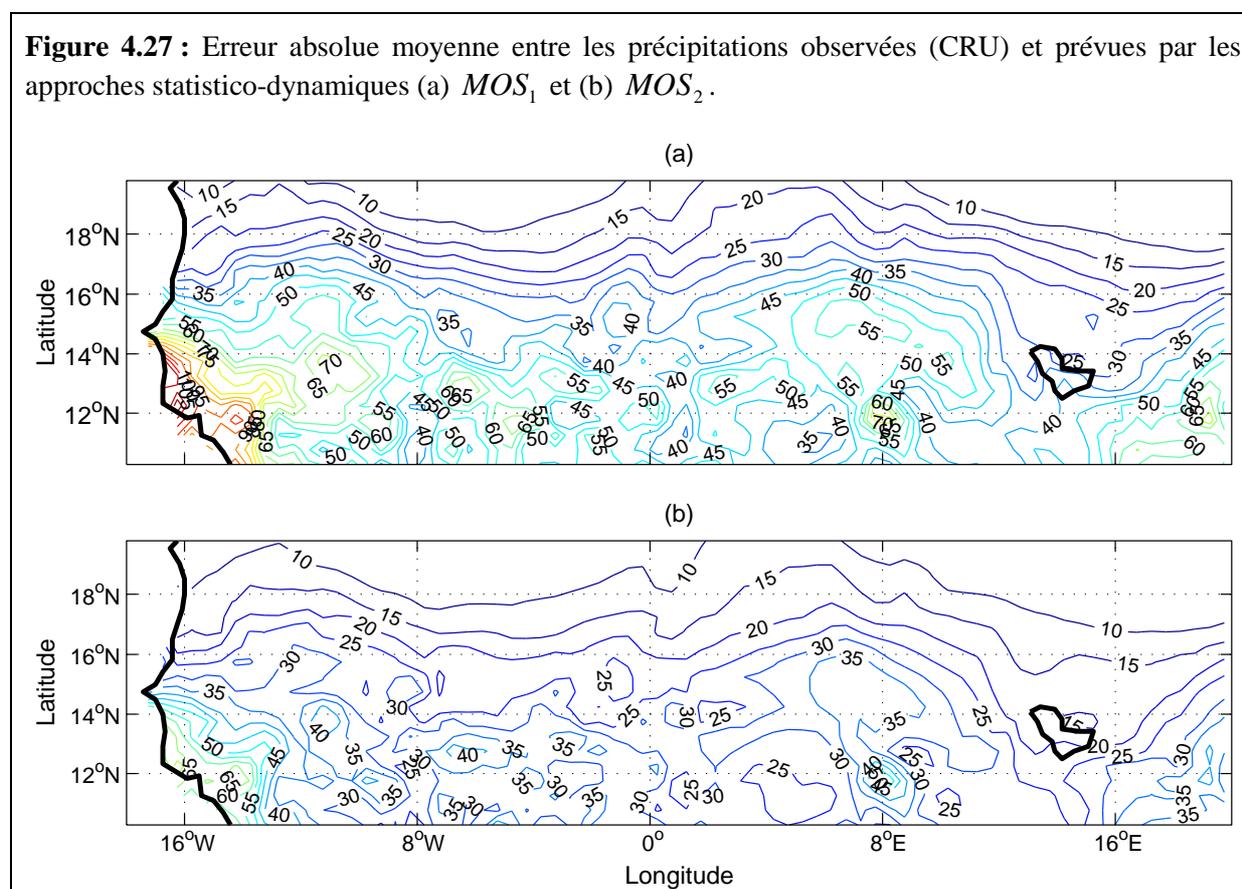
Figure 4.26 : 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU) et les précipitations DEMETER. (a) Coefficients temporel d'expansion. (b) Champ de corrélation hétérogène. (c) Champ de corrélation homogène. Les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 90% (période 1980 - 2000).



Les scores de LEPS (~ 0.2 , Fig. 4.30a) quant à eux montrent des valeurs relativement plus élevées au sud du Sahel qu'avec les sorties directes DEMETER (LEPS est < 0). Ceci reste toutefois plus faible qu'une prévision basée sur la simple climatologie (= 0.5). **Ces valeurs sont donc trop faibles pour envisager une quelconque prévision se basant sur les pluies DEMETER.**

Compte tenu des faibles scores de l'approche MOS_1 et faute d'une meilleure prise en compte de la dynamique atmosphérique dans DEMETER (voir partie 4.2.2.2) nous avons décidé d'appliquer la même méthodologie de prévision sur ce qui constitue le point fort des modèles de circulation générale, la dynamique atmosphérique simulée.

Figure 4.27 : Erreur absolue moyenne entre les précipitations observées (CRU) et prévues par les approches statistico-dynamiques (a) MOS_1 et (b) MOS_2 .

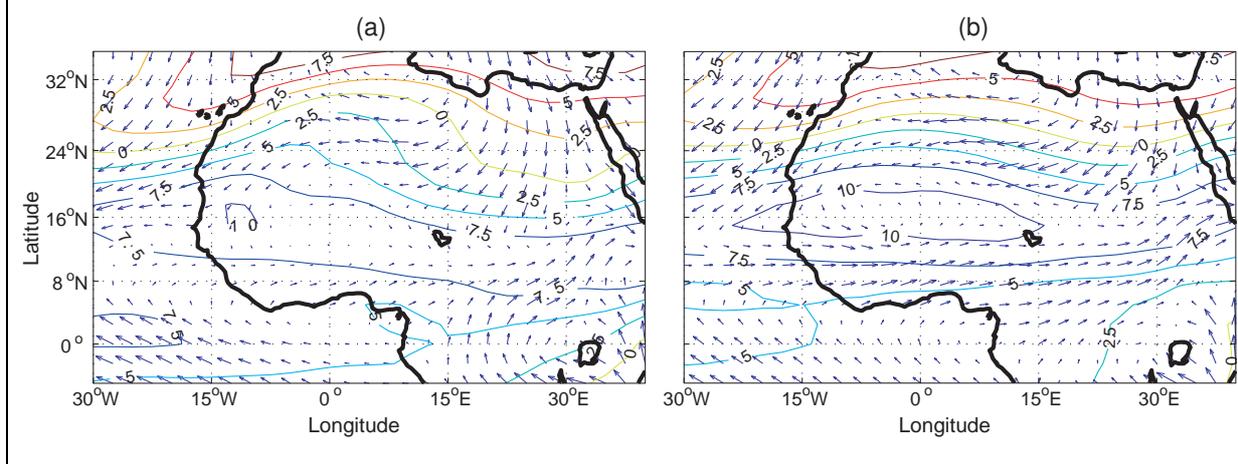


4.2.2.3.2 Approche fondée sur les champs de la dynamique atmosphérique de DEMETER MOS_2 :

Une série d'analyses canoniques des corrélations a été réalisée sur plusieurs paramètres, séparément puis selon différentes combinaisons. La combinaison présentée ici prend à la fois la composante zonale du vent à 500hPa et le flux de l'ESH à 850hPa.

La figure 4.28 montre les champs moyens du flux de l'ESH (vecteurs) à 850hPa et du vent zonal (contours) à 500hPa moyennés sur la saison juillet - août dans (a) les réanalyses NCEP/DOE et (b) dans DEMETER (MMEM). On constate que les deux bases de données sont en accord, même si le modèle moyen simule un flux d'ESH trop zonal entre 8°N et 10°N, et une composante zonale du vent à 500hPa plus forte entre 14°N et 20°N.

Figure 4.28 : Champs moyens du flux d'ESH (vecteurs) à 850hPa et du vent zonal (contours) à 500hPa pour la saison juillet - août sur la période 1980 – 2000, (a) dans réanalyses NCEP/DOE et (b) dans le modèle moyen (MMEM) de DEMETER..



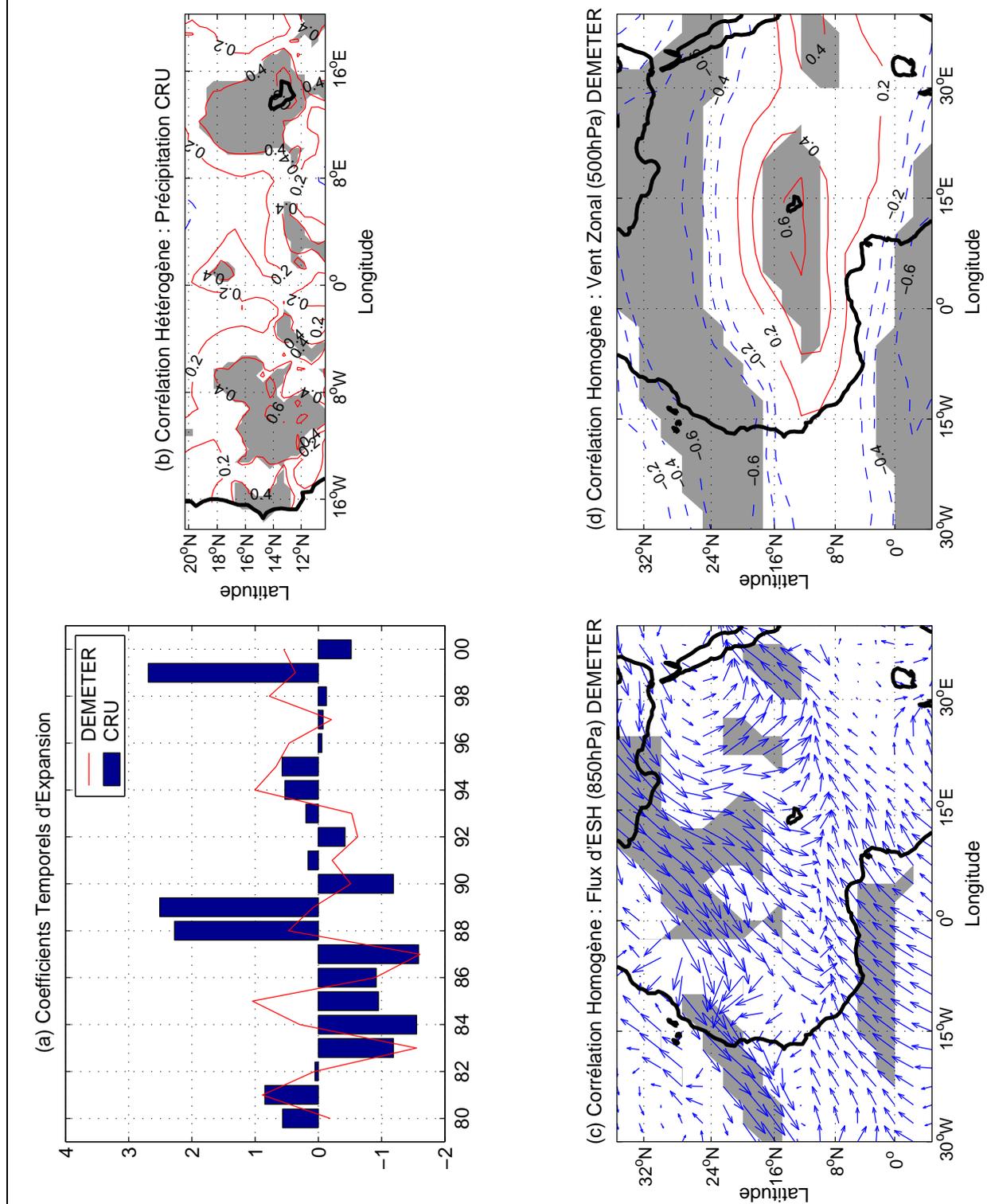
Le premier mode ACC (Fig. 4.29) associe plus de précipitations ($r > +0.4$) au Sénégal et à l'ouest du Mali et du lac du Tchad (Fig. 4.29b) à deux aspects:

1. un renforcement significatif du flux de l'ESH en provenance du golfe de Guinée et de la Méditerranée favorisant une forte convergence (Fig. 4.28a comparée à la Fig. 4.28b),
2. un JEA faible et plus au nord (au nord de 16°N, Fig. 4.29d).

Ce mode explique 28.1% de la variance des précipitations sahéliennes observées avec 14.8% et 10.4% de variance des composantes zonale et méridienne du flux de l'ESH à 850hPa, et 16% de variance du vent zonal à 500hPa (Tab. 4.9b). Les coefficients temporels d'expansion sont en assez bon accord : leur corrélation de +0.42, bien que faible, est significative au seuil de 95% avec quelques années déficitaires (1983 et 87) et excédentaires (1994) bien prévues.

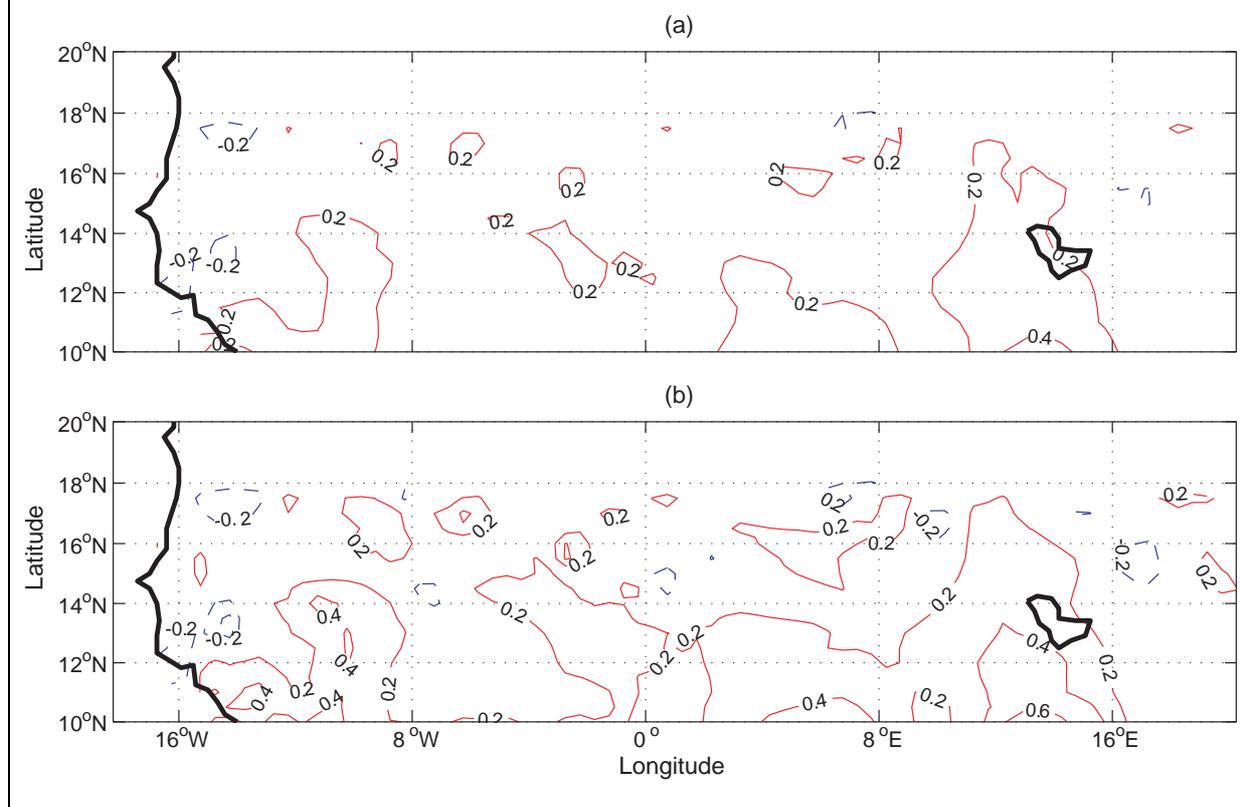
Notons que chacun des 3 modes suivants n'explique pas plus de 3% de la variance totale des pluies observées.

Figure 4.29 : 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU), et le flux d'ESH à 850hPa et la composante zonale du vent à 500hPa de DEMETER. (a) Coefficients temporels d'expansion. (b) Champ de corrélations hétérogènes. (c et d) Champs de corrélations homogènes. Les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 90% (période 1980-2000).



Les prévisions établies à partir de ce modèle sont donc meilleures que celles issues directement des simulations DEMETER, ou de l'approche statistico-dynamique MOS_1 basée sur les pluies simulées. En effet, l'erreur absolue moyenne (Fig. 4.27b) entre précipitations observées (CRU) et prévues (MOS_2) ne dépasse pas 25 mm/mois au nord de 15°N, mais atteint 50 mm/mois à l'ouest du Fouta-Djalon et à l'Est du plateau Jos. Par ailleurs, les scores de LEPS (Fig. 4.30b) sont ici plus élevés (entre 0.2 et 0.4) qu'avec les deux approches précédentes (Fig. 4.23b et Fig. 4.30a); les années déficitaires et excédentaires sont aussi mieux reproduites.

Figure 4.30 : Cartes de LEPS entre précipitations observées et prévues par les deux approches statistico-dynamiques (a) MOS_1 et (b) MOS_2 .



Enfin, les corrélations point-à-point entre précipitations sahéliennes observées et prévues révèlent que plus de 10% des points de grille présentent une corrélation supérieure à +0.5, le seuil requis pour la prévision opérationnelle des précipitations. Ce taux plus élevé que celui obtenu par DEMETER (0%) et l'approche MOS_1 (2%), est toutefois trop faible pour envisager une quelconque prévision opérationnelle des précipitations sahéliennes.

La question est donc de savoir d'où vient le réalisme du 1^{er} mode de l'ACC. Afin d'évaluer la relation entre la dynamique atmosphérique associée à ce 1^{er} mode et la

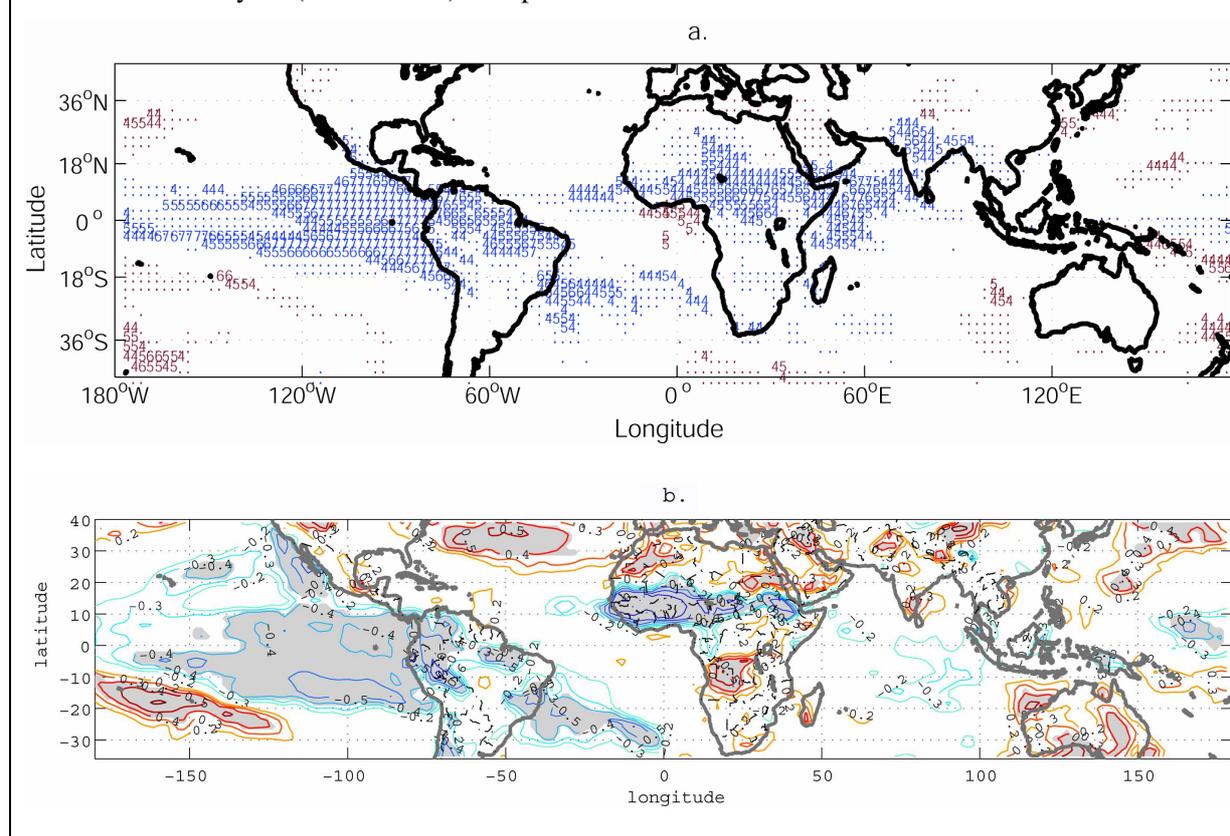
température de surface de la mer de DEMETER, nous avons calculé les corrélations entre le coefficient temporel d'expansion de ce mode (trait continu de la Fig. 4.29a) et les champs de température de surface (niveau 1) de chacun des 7 MCGs de DEMETER sur toute la bande 40°S - 40°N. Les résultats sont donnés en figure 4.31a, où les chiffres représentent le nombre de modèles montrant des corrélations significatives (seuil de 95%) en chaque point de grille : en rouge (en bleu) les corrélations positives (négatives) significatives. Dans tous les modèles le 1^{er} mode ACC est significativement corrélé (négativement) avec les TSMs dans le Pacifique équatorial Est. La figure 4.31b montre des résultats similaires pour la température à 2m de la surface issue des réanalyses (NCEP/DOE) dans le Pacifique équatorial Est.

L'affaiblissement du JEA observé dans les modèles et le renforcement du flux d'ESH en provenance du golfe de Guinée et de la Méditerranée orientale sont couplés avec des anomalies négatives de température dans l'est du Pacifique équatorial et l'ouest de l'Océan Indien, et positives dans le Golfe de Guinée (Fig. 4.31a). Ces téléconnexions sont en accord avec de nombreuses études utilisant des données d'observations et montrant l'influence des TSM du Pacifique équatorial Est sur les précipitations de l'Afrique de l'Ouest (Lamb 1978a ; Folland *et al.* 1986 et Janicot *et al.* 1996, 1998, 2001). Les corrélations négatives dans l'ouest de l'océan Indien et sur une partie du sous-continent indien sont moins apparentes dans les observations. Néanmoins, ces signaux peuvent indiquer une modulation de l'intensité de la mousson indienne dans les modèles qui en retour modifie les températures dans l'océan par le biais de la tension de surface exercée par les vents et sur le continent par le biais des pluies et de l'évaporation. Ceci couple les systèmes de mousson d'Afrique de l'Ouest et d'Asie du sud. En revanche, les corrélations positives avec les TSMs du golfe de Guinée sont moins concordantes avec les observations puisque un Atlantique sud chaud favorise une position plus au sud de la ZCIT (Lamb 1978b ; Druyan 1991 ; Fontaine et Janicot 1996 ; Fontaine *et al.* 1998). Le réchauffement des TSMs dans le golfe de Guinée tend à augmenter cependant le contenu en ESH de la masse d'air et donc l'humidité disponible. Dans quelques modèles, des corrélations positives sont également enregistrées sur la Méditerranée (points rouges), en cohérence avec Rowell (2001, 2003).

Ainsi, malgré de sérieux problèmes liés à la simulation de la variabilité interannuelle des précipitations et les performances modérées des modèles en termes de dynamique atmosphérique de la MAO, les MCGs impliqués dans DEMETER reproduisent assez bien les téléconnexions avec les champs de TSM. Ceci explique le réalisme du 1^{er} mode de l'ACC

puisque les structures de TSM régulent en grande partie les gradients méridiens d'ESH via la température et l'humidité.

Figure 4.31 : (a) corrélation entre le coefficient temporel d'expansion de la dynamique atmosphérique associée au 1^{er} mode de l'ACC (trait continu de la Fig. 8a) et les champs de température de surface des 7 MCGs de DEMETER. Les chiffres indiquent le nombre de modèles ayant des corrélations significatives au seuil de 95%. En rouge (bleu) les corrélations positives (négatives). Le symbole '.' est utilisé lorsque moins de 4 modèles donnent des corrélations significatives. (b) corrélation entre l'indice sahélien SRI1 et les champs de température à 2m de la surface des réanalyses (NCEP/DOE). Il représente la référence.



Synthèse du chapitre

Deux points majeurs peuvent être retenus vis-à-vis des prévisions de précipitations sahéliennes. Ils concernent :

- La prévision avec les modèles numériques DEMETER

Ce chapitre a mis en évidence certaines incohérences dans la simulation des précipitations sahéliennes durant la saison de Mousson d'Afrique de l'Ouest : une sous-estimation des pluies sahéliennes en raison d'une sous-évaluation de l'orographie dans les MCGs ; des écarts d'amplitude et de saisonnalité entre les cycles saisonniers observés et simulés et une ZCIT moins réaliste dans les

modèles. De plus, la variabilité interannuelle est mal reproduite dans DEMETER avec une corrélation de +0.16 pour le modèle moyen (MMEM). Ainsi l'année 1984, la plus sèche sur notre période d'étude (1980-2000), est établie comme très pluvieuse par DEMETER. En dépit de ces incohérences, DEMETER produit une dynamique atmosphérique (ESH à 850hPa, vents à 850 et 500hPa et pression au niveau de la mer et température en surface) plus réaliste que les précipitations sahéliennes, faisant d'elle un bon prédicteur pour les pluies sahéliennes.

- La prévision avec les modèles statistique et statistico-dynamique

Les performances des modèles développés dans ce chapitre surpassent systématiquement ceux des MCGs lorsque la dynamique atmosphérique de DEMETER est utilisée. En effet, l'utilisation des précipitations directement simulées par DEMETER pour prévoir la pluie sahélienne est discutable et dépend surtout du type de prédictant utilisé : faible lorsqu'il s'agit d'un champ en point de grilles et plus modéré pour des indices régionalisés. L'utilisation de la dynamique atmosphérique comme prédicteur dans une approche statistico-dynamique (MOS) améliore donc significativement les résultats de prévision en terme de variabilité interannuelle.

Chapitre 5

Simulation des précipitations Ouest Africaines dans le projet ENSEMBLES

La première partie de ce chapitre sera consacrée à la description des aspects moyens de la pluviométrie Sahélienne et de ses connexions avec les champs de température de surface de la mer des trois grands bassins océaniques et de la Méditerranée, en utilisant la version 2 des données ENSEMBLES. Cette version propose des données climatiques de 2 MCGs (Météo France et Centre Européen ECMWF) sur la période 1960 – 2005/2006 sur 7 mois d'échéance.

La seconde partie sera elle consacrée à évaluer les performances des prévisions PRESAO et des 2 MCGs utilisés dans ENSEMBLES pour prévoir les anomalies pluvieuses, normales et sèches des précipitations en Afrique de l'Ouest (Sahel et golfe de Guinée).

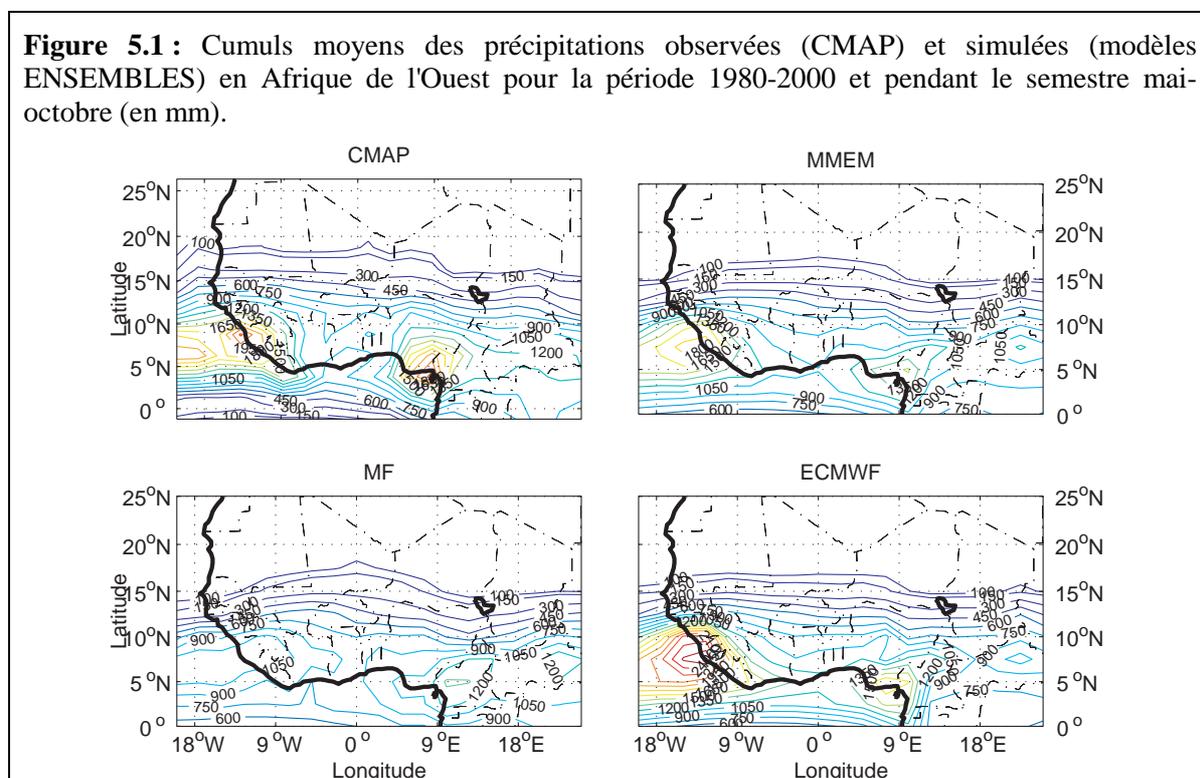
5.1 Analyse des aspects moyens de la pluviométrie ouest africaine dans la version 2 des données ENSEMBLES

Dans cette partie nous présentons le cumul moyen des précipitations ouest africaines sur le semestre mai à octobre, le cycle saisonnier des précipitations sahéniennes, l'évolution de la ZCIT et la variabilité interannuelle des précipitations sahéniennes simulées. Nous aborderons aussi les connexions TSM observée et précipitations sahéniennes modélisées.

Cumul et répartition moyen sur le semestre mai - octobre

Nous confrontons dans cette section les répartitions spatiales et totaux du semestre mai - octobre des précipitations CMAP et des modèles ENSEMBLES par point de grille de même résolution ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$). La répartition des précipitations montre une configuration spatiale similaire dans l'observation et dans les simulations sur la période 1980 - 2000 (Fig. 5.1). Dans les deux cas on retrouve, des maxima de précipitations dans les massifs montagneux guinéens et de l'Adamaoua et un fort gradient nord - sud des précipitations sur la bande sahénienne ($20^\circ\text{N} - 14^\circ\text{N}$) allant de 100mm à 450mm. L'isohyète 100mm se positionne tout de même, dans les simulations, plus au sud (15°N) que dans l'observation (19°N) à l'extrême ouest.

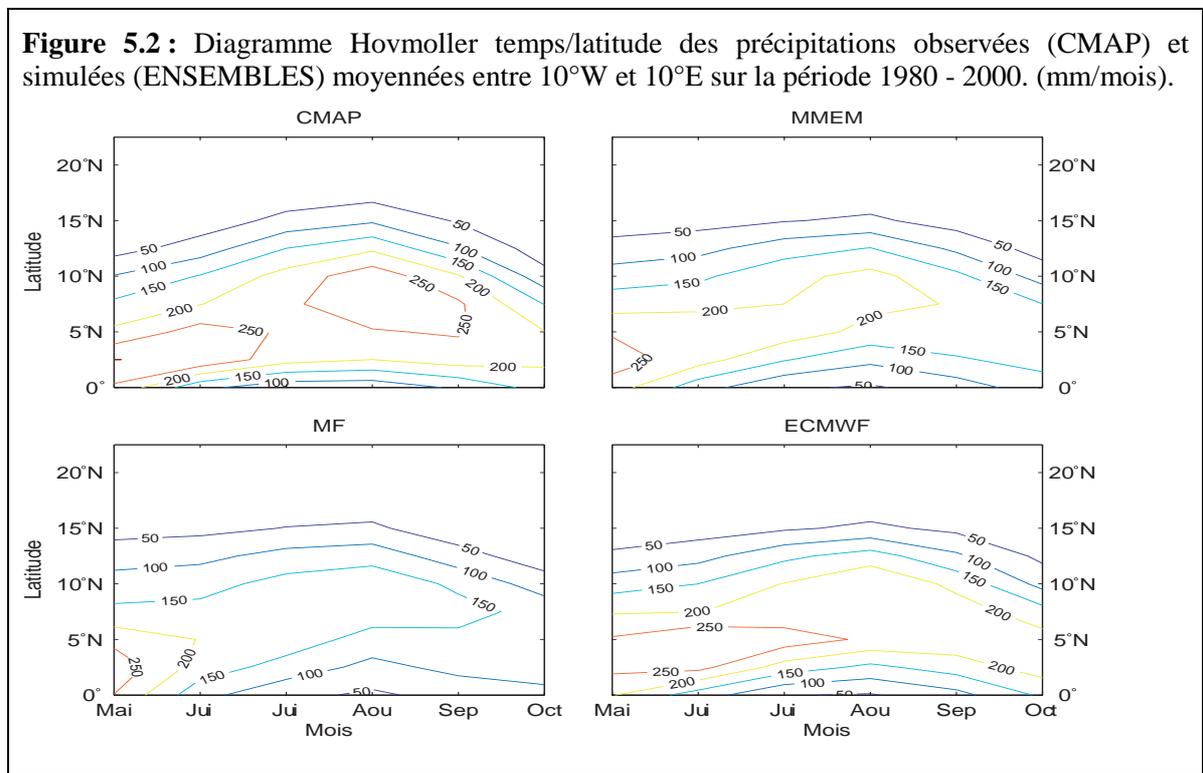
Figure 5.1 : Cumuls moyens des précipitations observées (CMAP) et simulées (modèles ENSEMBLES) en Afrique de l'Ouest pour la période 1980-2000 et pendant le semestre mai-octobre (en mm).



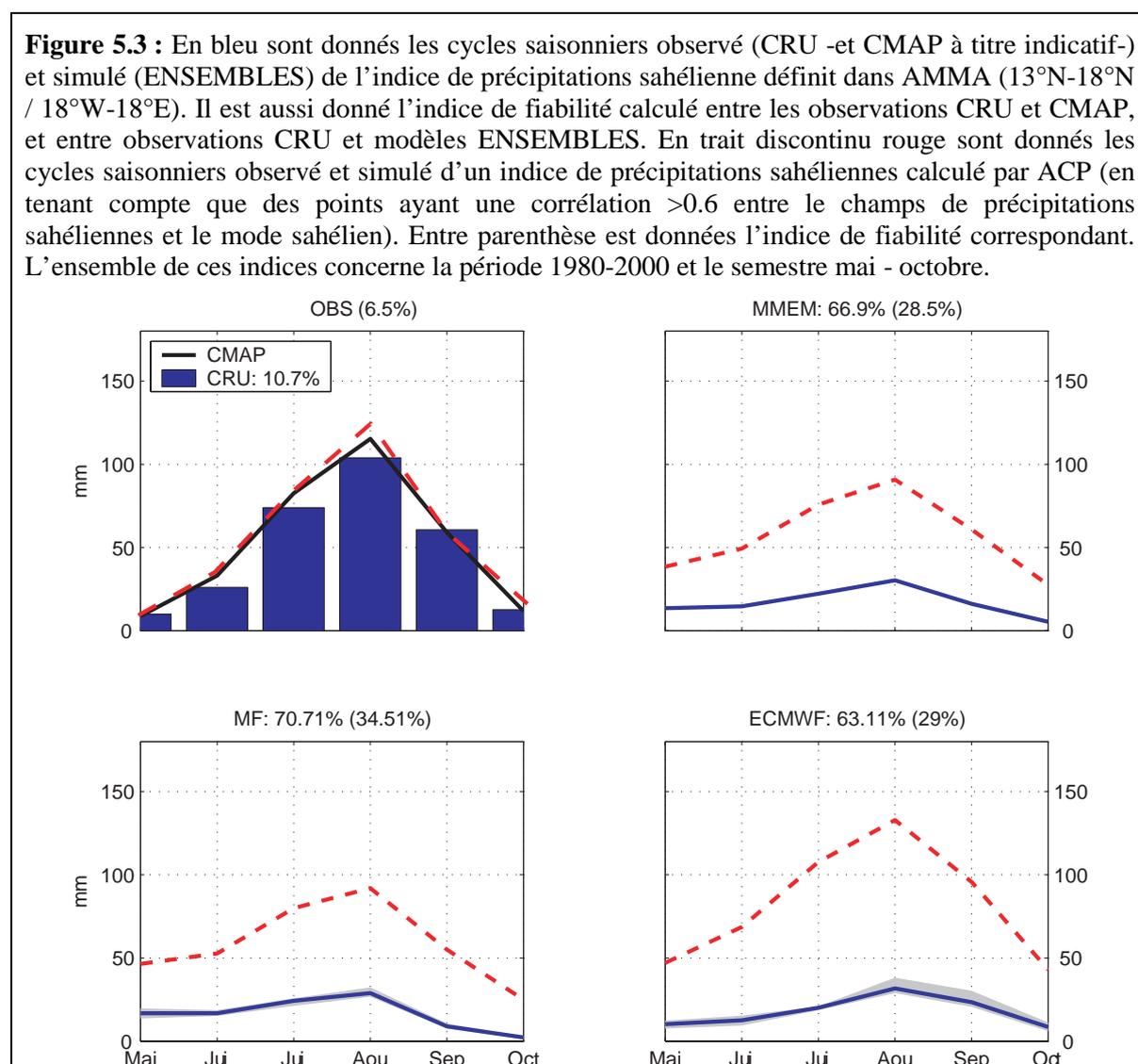
Concernant les quantités de pluies, on constate que le modèle moyen et celui de Météo-France sous-estiment les maxima pluviométriques. Ils enregistrent un déficit compris entre 700 et 1000mm sur les monts guinéens et le Fouta-Djalon et entre 400 et 500mm sur l'Adamaoua. **Le modèle du centre Européen simule mieux les cumuls de précipitations avec des maxima plus marqués que dans le modèle de Météo-France même s'il produit un excédent pluviométrique de 150mm sur les monts guinéens.**

5.1.1 Cycles saisonniers et variabilité interannuelle

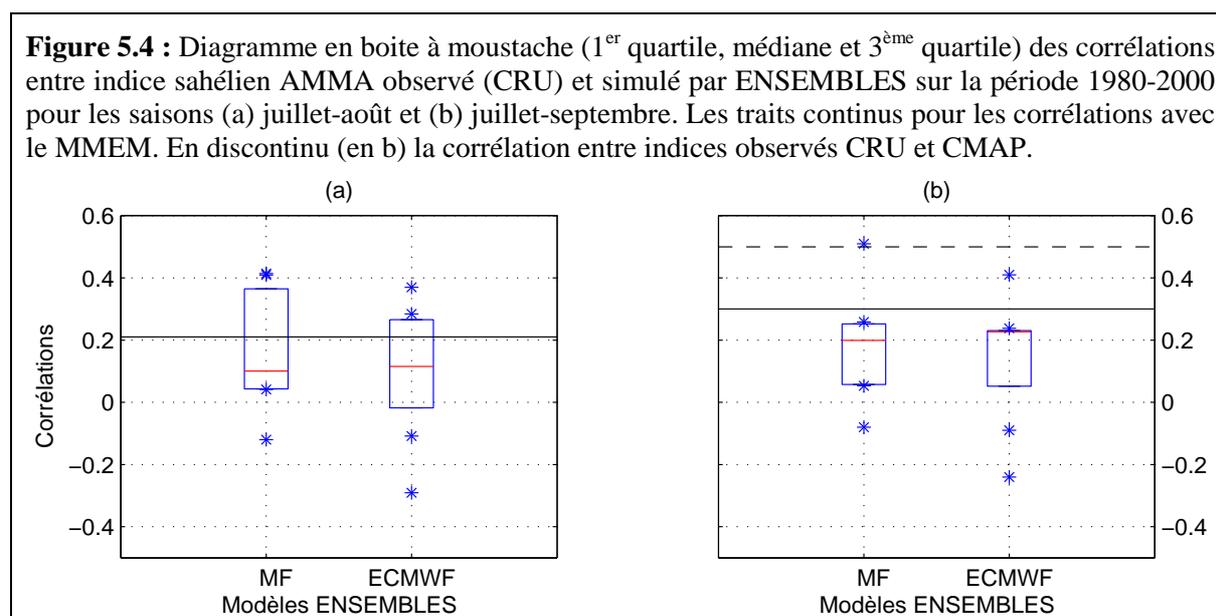
Une des principales caractéristiques associée à la répartition moyenne des précipitations ouest africaines est la migration saisonnière de la ZCIT, vers le nord, liée au démarrage de la saison des pluies sur Sahel (*Sultan et Janicot, 2000 et 2003; Drobinski et al., 2005*). Ce mouvement méridien est caractérisé, dans l'observation (CMAP, Fig. 5.2) par une transition rapide entre une première latitude d'équilibre à 5°N, de mai à juin, et une seconde latitude d'équilibre à 10°N, de juillet à août. **Le balancement de la ZCIT entre deux positions d'équilibres est mal reproduit dans les simulations ENSEMBLES.** En effet, les modèles ne simulent ni le saut de la ZCIT ni le pic pluviométrique du mois d'août vers 10°N où ils enregistrent un déficit de 50 à 100mm. Ceci s'explique par une ZCIT qui stagne trop sur sa première position d'équilibre dans les modèles.



La figure 5.3 détaille le cycle saisonnier observé et simulé (trait bleu et surface grisée pour la moyenne et l'étendue -minimum et maximum- des 9 simulations de chaque MCG) des précipitations sahéniennes. On constate que la saisonnalité est assez bien simulée dans les modèles avec une augmentation de précipitations à partir du mois de juin, un maximum de pluie en août puis un retour progressif à la situation initiale à partir de septembre. En revanche, les données ENSEMBLES sous-estiment beaucoup les quantités précipitées pendant la saison des pluies, en accord avec **une ZCIT qui ne remonte pas jusqu'au Sahel** (Fig. 5.2). Alors que l'observation CMAP enregistre un cumul de 225mm pendant les mois de juillet et août, les modèles simulent un cumul compris entre 80 et 90mm. L'indice de fiabilité (Eq. 4.1 du chapitre 4) révèle des écarts importants qui varient entre 63 et 71%, dus essentiellement à une amplitude du cycle saisonnier mal simulée.



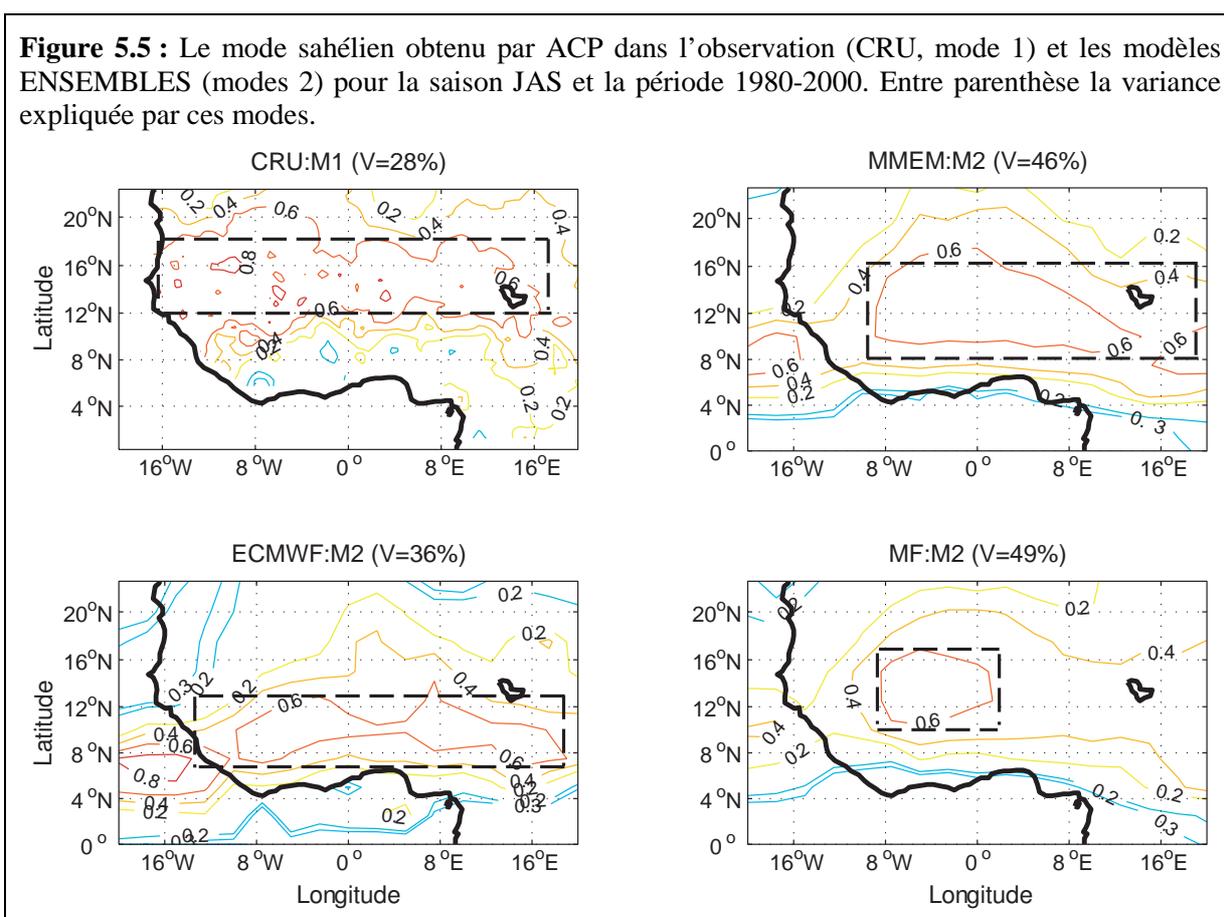
Les coefficients de corrélation calculés entre indices des précipitations sahéniennes observées et simulées par chacun des modèles d'ENSEMBLES pour les deux saisons JA et JAS sont documentés sur la figure 5.4. Rappelons que ces indices documentent le même domaine 13°N-18°N / 18°W-18°E la même période 1980-2000. Contrairement aux simulations DEMETER, les corrélations ne chutent pas systématiquement lorsque le mois de septembre est pris en considération. En effet, la longueur de la boîte à moustache des deux modèles, le nombre de simulation produisant l'inverse des observations ($r < 0$), et le nombre de simulations significativement corrélées, au seuil de 95%, avec l'observation ($r > 0.43$) sont les mêmes pour les deux saisons. En revanche, la médiane des corrélations (trait rouge) pour les deux modèles est plus élevée en JAS qu'en JA (0.2 contre 0.08 pour MF et 0.23 contre 0.1 pour ECMWF). Ceci montre que plus de 50% des simulations produisent des corrélations supérieures à 0.2 lorsque septembre est pris en compte (28% seulement pour JA). **Le modèle moyen MEMM (traits continus) en JAS donne une corrélation de 0.3 contre seulement 0.2 pour JA.**



Les corrélations entre les indices SRI_1 CRU et ENSEMBLES pour les mois de juillet, août et septembre séparément montre que, contrairement à certains modèles DEMETER, les deux modèles ENSEMBLES n'enregistrent pas de diminution significative des scores avec la durée des simulations. Bien au contraire, le modèle ECMWF passe de +0.22 au mois d'août à +0.38 en septembre, alors que MF donne une valeur de +0.3 pour ces deux mois. **Ceci démontre une possible amélioration du couplage océan-atmosphère dans ENSEMBLES en comparaison de DEMETER.**

Cependant, les faibles quantités de précipitations simulées par ENSEMBLES malgré une bonne reproduction de la saisonnalité (Fig. 5.3) et le nombre de simulations ayant des corrélations supérieures à 0.43 (seuil à 95%, seulement 2 pour JAS, Fig. 5.4), montrent clairement que les limites géographiques du Sahel (13°N-18°N / 18°W-18°E) proposées par AMMA ne sont pas adaptées au Sahel simulé par les MCGs d'ENSEMBLES. En effet, la figure 5.5 montre que le mode sahélien obtenu par ACP avec les deux modèles ENSEMBLES ainsi qu'avec le modèle moyen MMEM est décalé par rapport à celui obtenu sur les observations (données CRU). De plus, le mode sahélien est le 1^{er} mode dans l'observation, mais le 2nd dans les simulations. Quant aux variances, elles sont plus élevées qu'avec les données CRU (36% et 46% contre 28%) ce qui révèle que l'aspect grande échelle est valorisé dans les modèles.

Ne retenant que les points de grille corrélés à 0.6 et plus (rectangles dans la figure 5.5), nous avons calculé de nouveaux indices sahéliens. Le cycle saisonnier de ces nouveaux indices sahéliens est donné en figure 5.3 (lignes rouges discontinues).



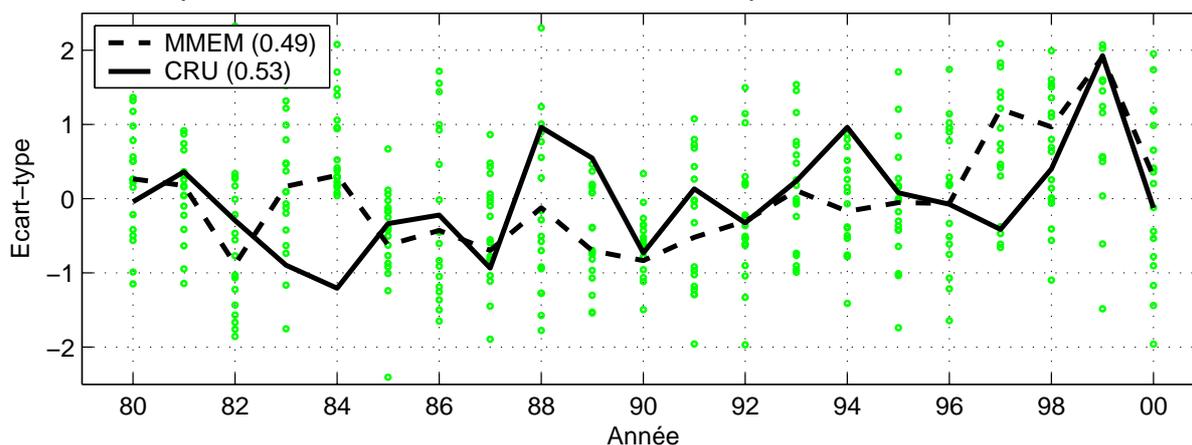
On constate que l'indice de fiabilité est nettement amélioré avec des valeurs qui ne dépassent pas les 35% dans les modèles (valeurs entre parenthèses), une saisonnalité bien

marquée et surtout une amplitude assez proche de l'observation. **D'ailleurs la différence entre le Sahel tel qu'il a été défini dans AMMA et calculé par ACP dans les observations (CRU) est très faible avec un indice de fiabilité de moins de 7% et un cycle saisonnier identique (lignes continue et discontinue dans les observations, Fig. 5.3). La variabilité interannuelle est elle aussi assez bien reproduite par le modèle moyen avec une corrélation de 0.5 pour la saison JAS (ligne discontinu, Fig. 5.4b).**

Cependant, en raison de la meilleure représentation de la variabilité interannuelle des précipitations sahéniennes du mois de septembre nous retiendrons la saison JAS comme saison des pluies. De plus, nous avons gardé pour les observations les limites géographiques définies dans le projet AMMA (13°N-18°N / 18°W-18°E) alors que pour les modèles nous avons retenu les limites repérées par l'ACP (rectangles de la figure 5.5).

La figure 5.6 montre que la variabilité interannuelle est assez bien reproduite avec une corrélation de +0.5, significative au seuil de 95%, une tendance à la hausse similaire à partir des années 90 et une dispersion autour de la moyenne comparable (variance de ~0.5 pour ENSEMBLES et le CRU). Cependant, on remarque que les 18 simulations enregistrent des écarts différents, voire inversés pour une même année. La sécheresse de 1984 n'est pas simulée par les données ENSEMBLES.

Figure 5.6 : Anomalies standardisées de précipitations sahéniennes de la saison JAS. En trait continu l'indice sahélien observé (CRU) et en trait discontinu le modèle moyen d'ENSEMBLES (MMEM). Les points verts indiquent les 18 simulations d'ENSEMBLES. Entre parenthèses sont données les variances.



La table de contingence (Tab. 5.1) révèle que parmi les 4 années ayant des anomalies déficitaires ($< -0.5 \sigma$) dans l'observation 2 sont correctement simulées (1987 et 90) alors qu'aucune année n'est simulée dans la catégorie excédentaire. Par ailleurs, le modèle moyen d'ENSEMBLES reproduit 6 années comme déficitaires, 4 d'entre elles ne le sont pas (1982, 85, 89 et 91). Concernant les années excédentaires ($> 0.5 \sigma$), une année sur quatre (1999) est

bien simulée et une année est considérée comme déficitaire (1989). Les modèles semblent donc avoir un biais, plus sec qu'humide.

Tableau 5.1 : Table de contingence obtenue pour la saison JAS (1980-2000).					Les années déficitaires (S) correspondent aux anomalies inférieures à -0.5σ , excédentaires (P) correspondent aux anomalies supérieures à 0.5σ et normales (N) aux anomalies comprises entre -0.5σ et 0.5σ .
Observation ENSEMBLES	S	N	P	Total	
S	2	3	1	6	
N	2	8	2	12	
P	0	2	1	3	
Total	4	13	4	21	

5.1.2 Évolution temporelle et corrélation r

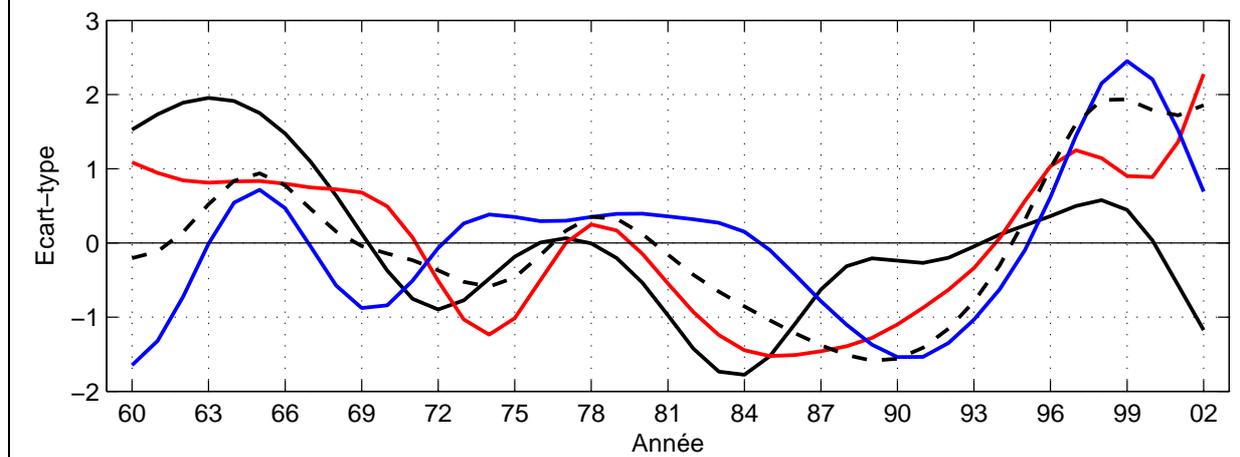
Dans cette section nous exploitons l'ensemble de la période de la version 2 des données ENSEMBLES : de 1960 à 2001.

La composante basse fréquence BF (Fig. 5.7) des indices de précipitations sahéliennes confirme la bonne reproduction de l'augmentation des pluies au Sahel à partir des années 90 (cf. Fig. 3.5) dans les deux modèles ENSEMBLES. Inversement, avant 1990 les modèles se comportent différemment : le modèle du ECMWF (en bleu) simule la période 72-84 comme étant excédentaire, alors qu'elle se limite aux années 77-78 dans les observations. Les sécheresses de 82-84 et 72-73 sont complètement ignorées par ce modèle. Le modèle MF (en rouge) quant à lui simule bien la composante basse fréquence et donne une corrélation de +0.61 sur toute la période 60-00, significative au seuil de 99%. Tout de même, ce modèle enregistre un décalage temporel de 2 à 3ans. Le modèle moyen (en tirets) simule lui aussi correctement la composante basse fréquence ($r = +0.43$), contrairement au modèle du centre Européen ($r = -0.04$).

La composante haute fréquence HF, plus importante pour notre problématique de prévision, n'est pas reproduite par les modèles ENSEMBLES particulièrement avec MF qui montre une corrélation de -0.03. Le modèle européen enregistre une corrélation de 0.28, bien que significative au seuil de 90, elle présente moins de 10% de variance commune. Le modèle moyen reproduit, quant à lui, seulement 3% de la variance totale. La difficulté des modèles à reproduire la composante haute fréquence s'explique en partie par le fait que les processus physiques impliqués dans la simulation des précipitations ne sont pas spécifiquement résolus

dans tout modèle et doivent être paramétrés. Ainsi, la simulation précise des précipitations est un grand défi pour tout MCG actuel.

Figure 5.7 : La composante basse fréquence (filtrage à 8ans) des indices de précipitations sahéniennes observées (CRU, trait noir continu) et simulées (ENSEMBLES, en bleu ECMWF, en rouge MF et en discontinu le MMEM) sur la période 1960-2002.



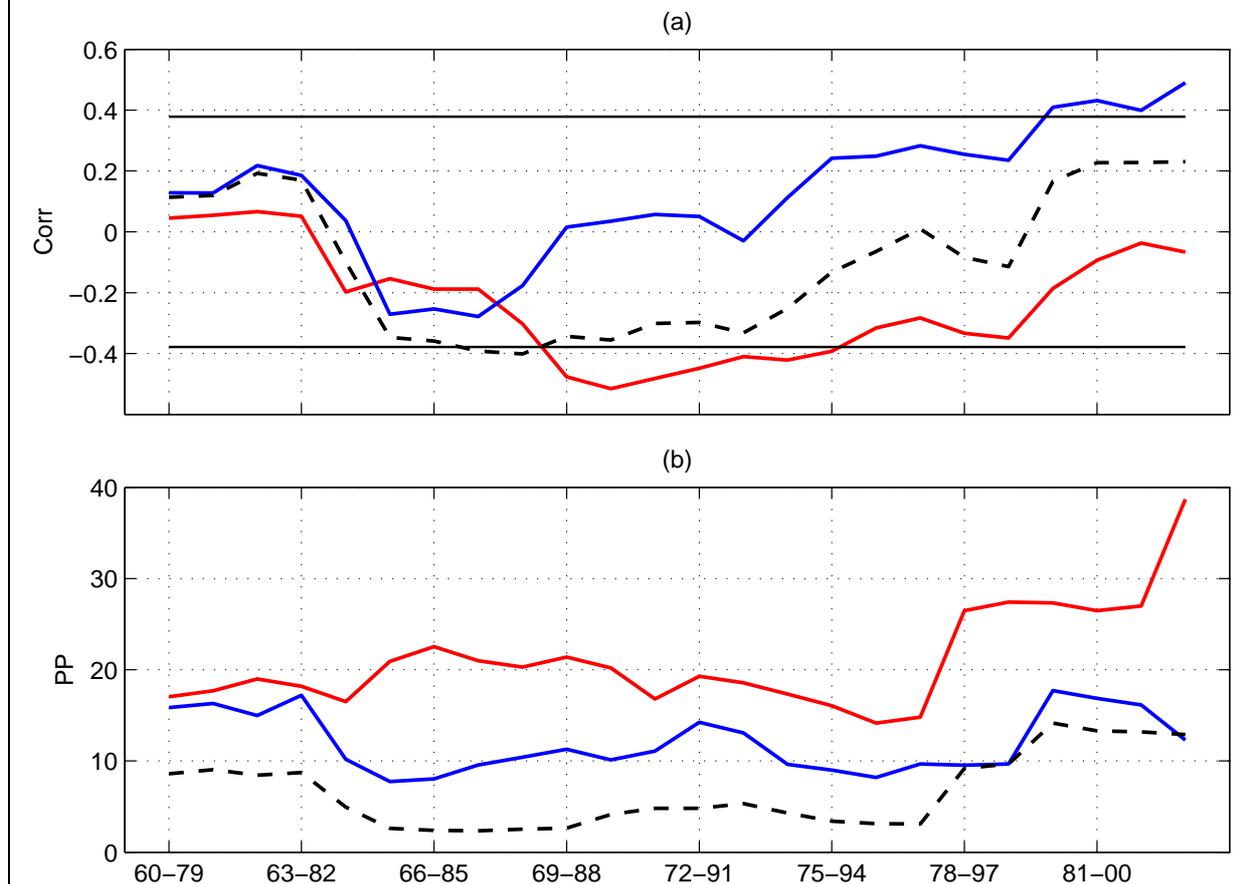
Avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960-2002 la figure 5.8a affiche l'évolution temporelle des performances d'ENSEMBLES à reproduire la composante haute fréquence HF de l'indice *SRI*. On constate qu'à l'exception du modèle ECMWF sur la période 1980-2002, ENSEMBLES ne simule pas correctement la composante HF. De plus, l'évolution des corrélations est différente d'un modèle à l'autre. MF se caractérise par des valeurs positives constantes jusqu'à 63-82 ($r \sim 0.07$) suivie d'une diminution des corrélations jusqu'à 70-89 ($r = -0.52$) puis d'une augmentation progressive jusqu'en 82-01 ($r \sim 0$). Le modèle du ECMWF enregistre une corrélation moyenne de 0.15 avant 64-83 suivie d'une chute des scores moins importante ($r = -0.26$) et plus courte (jusqu'en 65-84) qu'avec MF, et enfin un accroissement plus important des corrélations ($r > 0.38$, significative au seuil 90%). Le modèle moyen est synchrone avec ECMWF bien que la phase d'accroissement soit moins importante (r atteint la valeur de 0.22).

Contrairement aux études de Sperber et Palmer (1996) et Sud et Lau (1996) menées dans le cadre du projet AMIP (Atmospheric Model Intercomparison Project; Gates, 1992) qui montrent que les MCGs utilisés dans leurs études simulent mieux la composante HF des précipitations sahéniennes pendant la période excédentaire (avant 1970) que pendant la période déficitaire (après 1970), on remarque que, globalement les modèles ENSEMBLES reproduisent mal la composante haute fréquence HF de l'indice *SRI* quelle que soit la période. Ceci est cohérent avec l'étude de Moron *et al.* (2003) qui révèlent que parmi les 4 MCGs forcés utilisés dans leur étude, 3 ne simulent pas correctement la composante HF de la

période excédentaire 60-70. Ceci peut être expliqué par un forçage océanique trop faible ou mal pris en considération dans les modèles.

La part de variance associée au forçage océanique (PP) sur toute la période varie en moyenne entre 14% (ECMWF) et 26% (MF) indiquant qu'au moins 74% de la variabilité HF reste imprévisible dans les simulations ENSEMBLES (PP vari dans DEMETER de 12% à 14%). L'évolution temporelle de ce forçage océanique avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960 - 2002 est représentée sur la figure 5.8b.

Figure 5.8 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960 - 2002 (a) des corrélations entre la composante haute fréquence des indices *SRI* CRU et ENSEMBLES et (b) de la prévisibilité potentielle PP des indices *SRI* simulés dans ENSEMBLES (bleu pour ECMWF, rouge pour MF et discontinu pour MMEM). En (a), les traits horizontaux noirs indiquent le seuil de significativité à 90%.



On constate que le forçage océanique est assez stable dans le temps par phase mais varie de façon différente dans les deux modèles et le modèle moyen MMEM. Il représente entre 17% et 22% pour le modèle de Météo-France jusqu'en 77-96 puis atteint 27% et enfin 38% en 83-02. Pour le modèle du centre Européen, la part du forçage océanique fluctue autour de 10% entre 63-82 et 79-98, et est égale à 18% en moyenne avant et après ces deux périodes. Le

modèle moyen, quant à lui suit la tendance de l'ECMWF mais avec des valeurs de PP plus faible.

La diminution des corrélations pendant les périodes 64-83 et la progression des corrélations à partir de 79-98 (Fig. 5.8a) peuvent être expliquées donc par le forçage océanique (Fig. 5.8a, à un degré moindre pour MF). Cependant, la progression des corrélations entre 69-88 et 79-98 ne peut être attribuée au seul rôle des TSMs. Ce pourrait être dû au changement de la relation linéaire entre les températures de surface de la mer et les précipitations sahéliennes mal simulées dans les modèles ENSEMBLES.

5.1.3 Évolution de la relation linéaire TSM / précipitations sahéliennes

Sachant que le forçage océanique est le forçage principal s'appliquant sur les précipitations sahéliennes, et afin de comprendre la faible reproductibilité et prévisibilité potentielle de ces dernières, nous avons exploré les relations pluies / TSM dans les modèles.

Les corrélations linéaires entre l'indice de précipitations sahéliennes *SRI* et 4 indices de TSM documentant Niño3.4, la Méditerranée (voir Tab. 2.1 du chapitre 2), le golfe de Guinée (15°W-15°E / 5°S-5°N) et l'océan Indien (40°E-60°E / 5°S-10°N), en hautes fréquences, sont données dans le tableau 5.2. On constate que les modèles ENSEMBLES ne simulent pas bien les relations entre TSM et précipitations sahéliennes à l'exception du modèle ECMWF pour l'indice Niño3.4 ($r = -0.51$ contre -0.52 avec l'observation). Le modèle de Météo-France produit une relation linéaire significative au seuil de 95% mais positive contrairement à l'observation. Par contre il simule assez bien les téléconnexions avec le golfe de Guinée ($r = -0.36$ contre -0.26 avec l'observation). Ce poids trop fort du golfe de Guinée peut être dû au biais chaud systématique engendré par la plupart des modèles couplés dans cette région (Caminade, 2008, Tompkins and Feudale, 2009). Seul le modèle moyen MMEM reproduit bien les signes des corrélations mais celles-ci sont très faibles (sauf pour le golfe de Guinée). La relation entre pluie sahélienne et TSMs de Méditerranée est ignorée par les modèles bien qu'elle n'est pas significative même avec les données CRU non plus, sur la période. La variabilité des pluies sahéliennes telle que simulée dans les modèles n'a donc que très peu de lien avec le contexte TSM observé. Ceci signifie que les modèles couplés ne font ni la bonne variabilité de TSM par rapport aux observations ni les bons liens avec la dynamique atmosphérique puis les pluies.

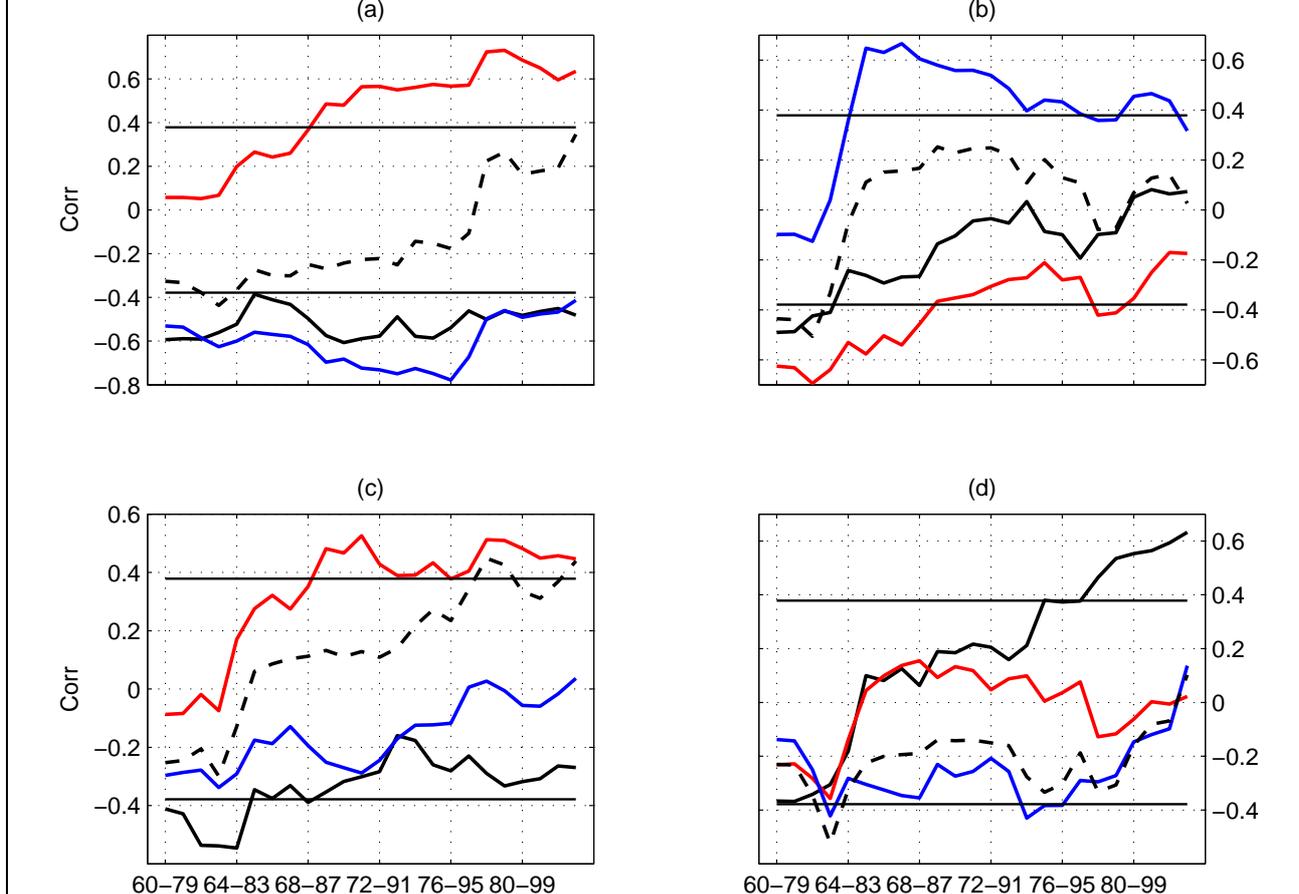
Tableau 5.2 : Coefficients de corrélation entre la composante HF de 4 indices de TSMs observée (HadiSST1, en MA) et la composante HF de l'indice SRI du CRU et d'ENSEMBLES (1960–2002, JA). * et ** indiquent des corrélations significatives aux seuils de 90 et 95%.

Indices SRI Indices TSM	CRU	MF	ECMWF	MMEM
Niño3.4	-0.52**	0.38**	-0.51**	-0.06
GGUI	-0.26*	-0.36**	0.13	-0.18
IND	-0.34**	0.22	-0.18	-0.15
MEDIT	0.23	-0.08	-0.13	0.04

La figure 5.9 montre l'évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960-2002 des corrélations entre la composante haute fréquence des indices *SRI* CRU (trait continu noir) ou ENSEMBLES (trait bleu pour l'ECMWF, rouge pour le MF et en discontinu pour le MMEM) et la composante haute fréquence des mêmes indices de TSMs utilisés précédemment.

Concernant l'indice de TSM Niño3.4 (Fig. 5.9a) on observe que le modèle Météo-France (en rouge) reproduit une relation linéaire positive avec les précipitations sahéliennes qui devient significative au seuil de 95% (jusqu'à 0.73) après 68-87. Cette liaison n'est évidemment pas cohérente avec les observations (trait continu plein) qui enregistrent des corrélations négatives entre -0.4 et -0.6, bien reproduites avec le modèle ECMWF (entre -0.75 et -0.55, en bleu). Au contraire, ce dernier modèle simule mal les téléconnexions avec le golfe de Guinée (Fig. 5.9b) par rapport au modèle MF qui imite assez bien les observations. Comme pour l'indice Niño3.4, le modèle de Météo-France ne simule pas non plus la téléconnexion avec l'océan Indien (Fig. 5.9c), surtout après 68-87, et le modèle du centre Européen la reproduit mal mais à un degré moindre. Pour la Méditerranée, les observations montrent deux phases au cours desquelles la relation linéaire a fortement évolué. Après la période 75-94, la relation devient significative mais est complètement ignorée par les modèles, alors qu'avant 75/94 les corrélations ne sont pas significatives avec une évolution temporelle entre 63-82 et 68-87 bien simulée par le modèle MF.

Figure 5.9 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960 - 2002 des corrélations entre la composante haute fréquence des indices *SRI* CRU (trait continu noir) ou ENSEMBLES (trait bleu pour le modèle du ECMWF, le rouge pour le MF et en discontinu pour le MMEM) et la composante haute fréquence des indices TSMs (a) Niño3.4, (b) GGUI, (c) IND et (d) MEDIT. les traits horizontaux noirs indiquent le seuil de significativité à 90%.



Dans le tableau 5.3 sont répertoriées les 43 années que forment les 3 indices de TSM observée sur le Pacifique Est, le golfe de Guinée et la Méditerranée selon les 8 (2^3) combinaisons possibles d'anomalies positives et négatives. On constate que les combinaisons les plus fréquentes (ligne grisée), qui correspondent aux pourcentages d'occurrences les plus élevés, sont les combinaisons 2, 7 et 8. Les téléconnexions avec le Sahel pour ces trois combinaisons sont mal reproduites par ENSEMBLE puisque le taux d'années pluvieuses et sèches est différent entre les simulations et les observations. La combinaison 2 est la plus fréquente et associée à un Sahel pluvieux de la convection locale du golfe de Guinée et de la Méditerranée et une anomalie négative dans le Pacifique Est. Cette configuration associe aussi plus d'années pluvieuses que d'années sèches avec modèle moyen (valeurs entre parenthèse). Cependant, la combinaison n° 8 montre que les modèles ENSEMBLES sont plus sensibles aux anomalies de grande échelle puisque le taux d'années pluvieuses et sèches reste le même que celui de la combinaison 2 alors que le golfe de Guinée et la Méditerranée

changent de signes. La combinaison n° 7, de signes opposés à celle du n° 2, est plus favorable à un Sahel sec que pluvieux dans l'observation alors que MEMM lui affecte le même taux (~18%).

Tableau 5.3 : Fréquence d'apparition (colonne 5) des 16 combinaisons (colonnes 2-4) d'anomalies standardisées positives et négatives des TSMs observées (HadiSST1) de la Méditerranée (MEDIT), le golfe de Guinée (GGUI) et les océans Pacifique (Niño3.4) sur la période 1960-2002. Pourcentages d'occurrence des anomalies standardisées positives et négatives des précipitations sahéniennes observées en fonction de la TSM (colonnes 6-7, entre parenthèse pour le MEMM). En gris les trois combinaisons les plus fréquentes.

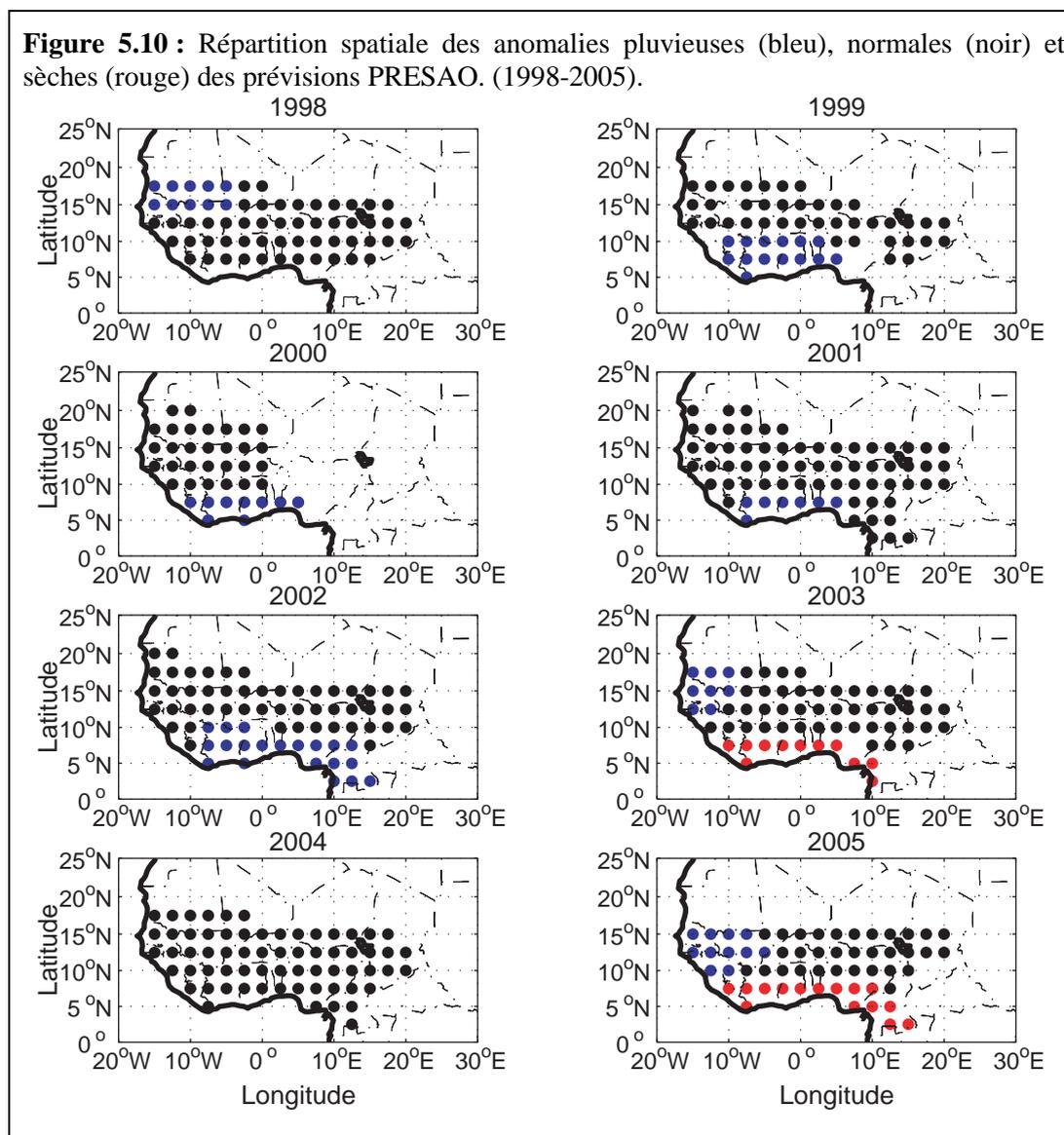
N°	MEDIT	GGUI	Niño3.4	% des occurrences	% Sahel pluvieux	% Sahel Sec
1	+	+	+	9.3		
2	+	+	-	18.6	33.33 (25.53)	4 (11.54)
3	+	-	+	9.3		
4	+	-	-	11.63		
5	-	+	+	4.65		
6	-	+	-	13.95		
7	-	-	+	16.28	11.11 (19.23)	24 (17.65)
8	-	-	-	16.28	18 (23.53)	22.22 (11.54)
Total	20⁺, 23⁻	19⁺, 24⁻	18⁺, 25⁻	100%		

5.2 Prévisions saisonnières d'ENSEMBLES et de PRESAO

Dans cette partie nous évaluons et comparons la capacité des prévisions saisonnières d'ENSEMBLES et de PRESAO à reproduire les anomalies Pluvieuses ($P, > 0.5 \sigma$), Normales (N , entre -0.5σ et 0.5σ) et Sèches ($S, < -0.5 \sigma$) des précipitations en Afrique de l'Ouest. Il est important de noter, ici, que les prévisions du forum PRESAO se basent sur des MCGs et des modèles statistiques mais aussi sur la connaissance locale des prévisionnistes ouest africain, en considérons la climatologie 1961-1990.

La figure 5.10 montre la répartition spatiale des anomalies P (points bleus), N (points noirs) et S (points rouges) en fonction des probabilités attribuées lors des forum PRESAO (Fig. 1.2 du chapitre 1). On constate que sur la période 1998 à 2005 seules les années 2003 et 2004 présentent des anomalies sèches sur la zone guinéenne alors que l'année 2004 a été prévue comme entièrement normale. De plus, les prévisions PRESAO favorisent davantage

les anomalies normales (plus de points noirs) signe d'une prise de risque très faible lors du consensus.

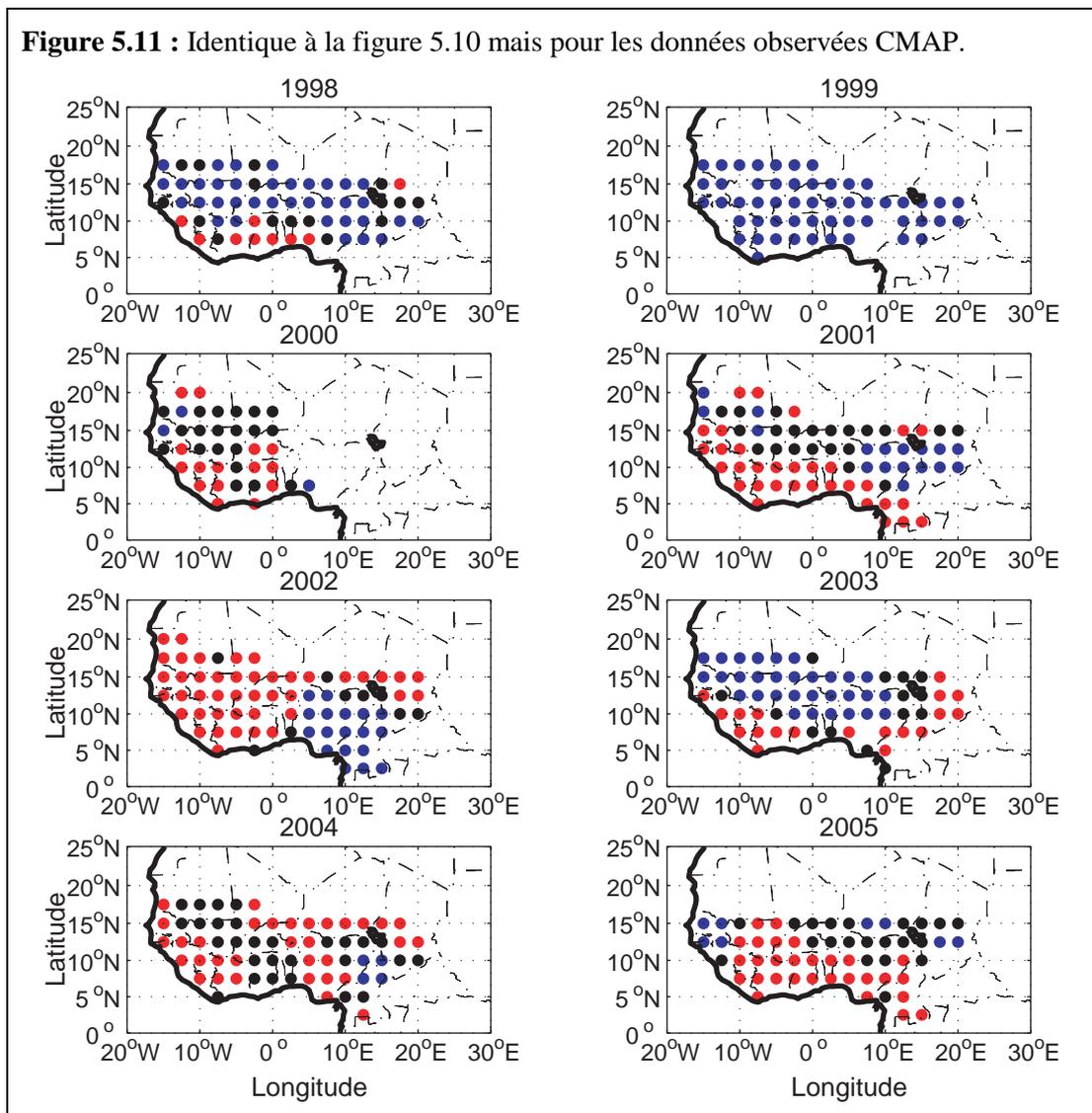


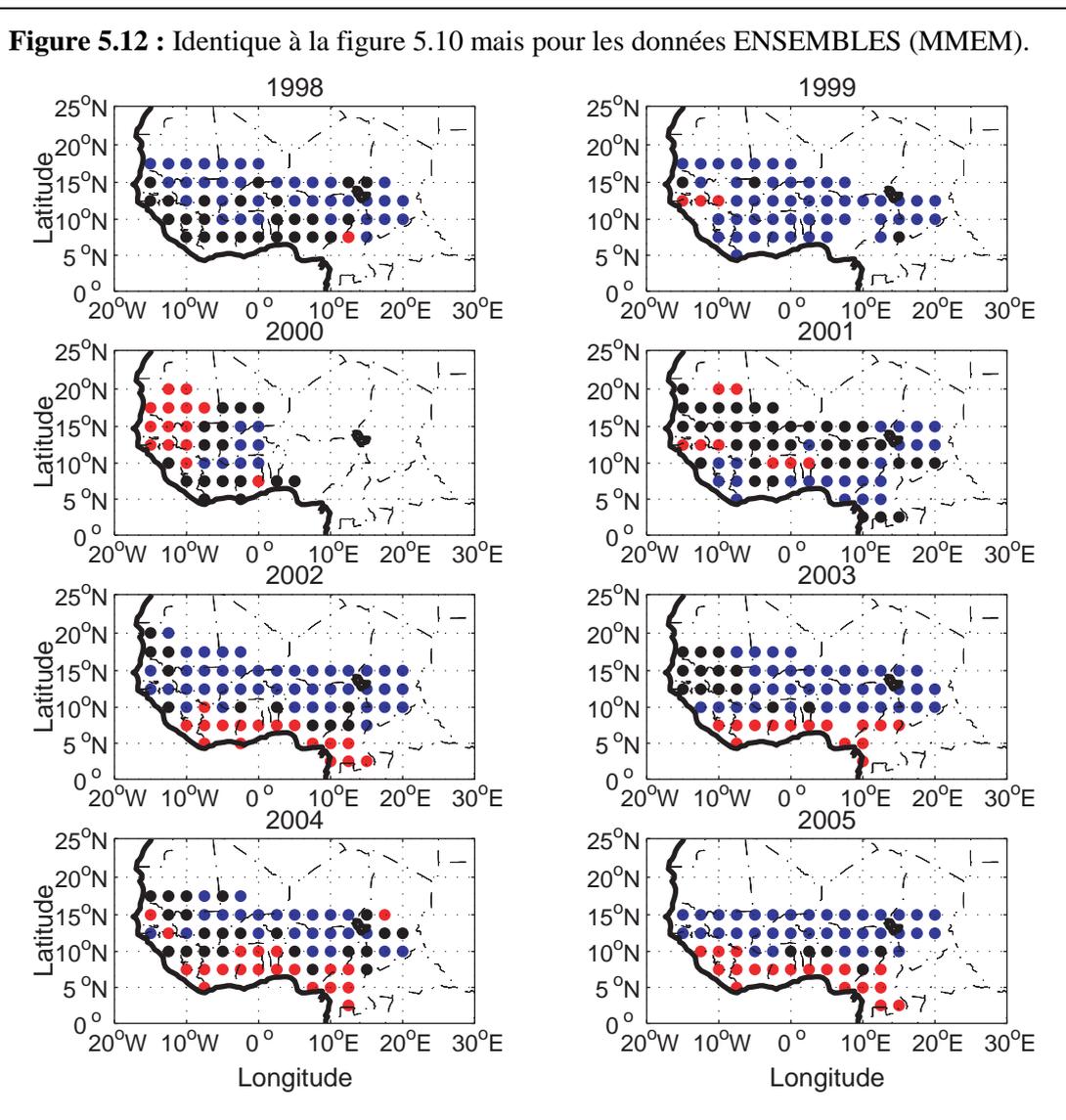
Les figures 5.11 et 5.12 montrent les distributions des mêmes années et mêmes points de grille PRESAO mais dans les observations (CMAP) et dans les simulations ENSEMBLES (MMEM) en se basant sur la climatologie observée dans les observations CRU entre 1961 et 1990 (même climatologie que PRESAO). On remarque que, contrairement à PRESAO, la présence d'anomalies normales n'est pas dominante dans les observations et dans ENSEMBLES. L'année 1999, particulièrement pluvieuse sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest est bien reproduite par le modèle moyen.

Dans la suite de ce travail nous nous focaliserons sur 3 questions principales pour comparer les prévisions PRESAO et ENSEMBLES aux données CMAP:

1. Quel est le degré d'accord (la concordance) dans la distribution spatiale entre les prévisions et l'observation ?
2. Quelle est la capacité des prévisions à discriminer anomalies pluvieuses et sèches ?
3. Quel est le réalisme des prévisions probabilistes par rapport à la climatologie ?

Figure 5.11 : Identique à la figure 5.10 mais pour les données observées CMAP.





5.2.1 Degré d'accord dans la distribution spatiale entre les prévisions et l'observation

Le coefficient kappa (Tab. 5.4) montre que l'accord entre la distribution spatiale des prévisions (PRESAO et ENSEMBLES) et celle des données CMAP est faible, voire très faible et ne dépasse jamais 0.33 sur toute la période 1998 - 2002. Cependant on remarque que le kappa est légèrement supérieur avec les modèles ENSEMBLES ce qui révèle une meilleure reproduction spatiale que PRESAO (valeurs soulignées). Les scores obtenus par PRESAO en 2003 et en 2005 sont nettement plus élevés (valeurs en gras) que dans les autres années. Ceci montre que durant ces deux années les modèles utilisés dans le consortium ont bien prévu la remontée de la ZCIT au nord puisqu'on constate une opposition entre la bande soudano-sahélienne (pluvieuse à l'Ouest et normale au centre) et la bande guinéenne (sèche, 2003 et

2005 en figure 5.10). Concernant les prévisions ENSEMBLES, on s'aperçoit que le score obtenu par le modèle moyen est assez proche du meilleur modèle individuel (2003 à 2005) et parfois plus élevé (1998 à 2002).

Tableau 5.4 : Le coefficient kappa entre les données de références CMAP et les prévisions (PRESAO et ENSEMBLES) pour la période 1998-2005. Les valeurs soulignées et en gras indiquent respectivement le maximum par année et par modèle.

Années Prévisions	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
PRESAO	0.06	0.15	0.07	0.17	0.02	0.27	0.18	0.28
MMEM	<u>0.15</u>	0.31	<u>0.10</u>	0.23	<u>0.06</u>	0.29	0.30	0.28
ECMWF	0.08	0.20	0.07	<u>0.24</u>	0.04	0.19	0.32	0.15
MF	0.07	0.26	0.09	0.16	0.05	0.32	0.26	0.32

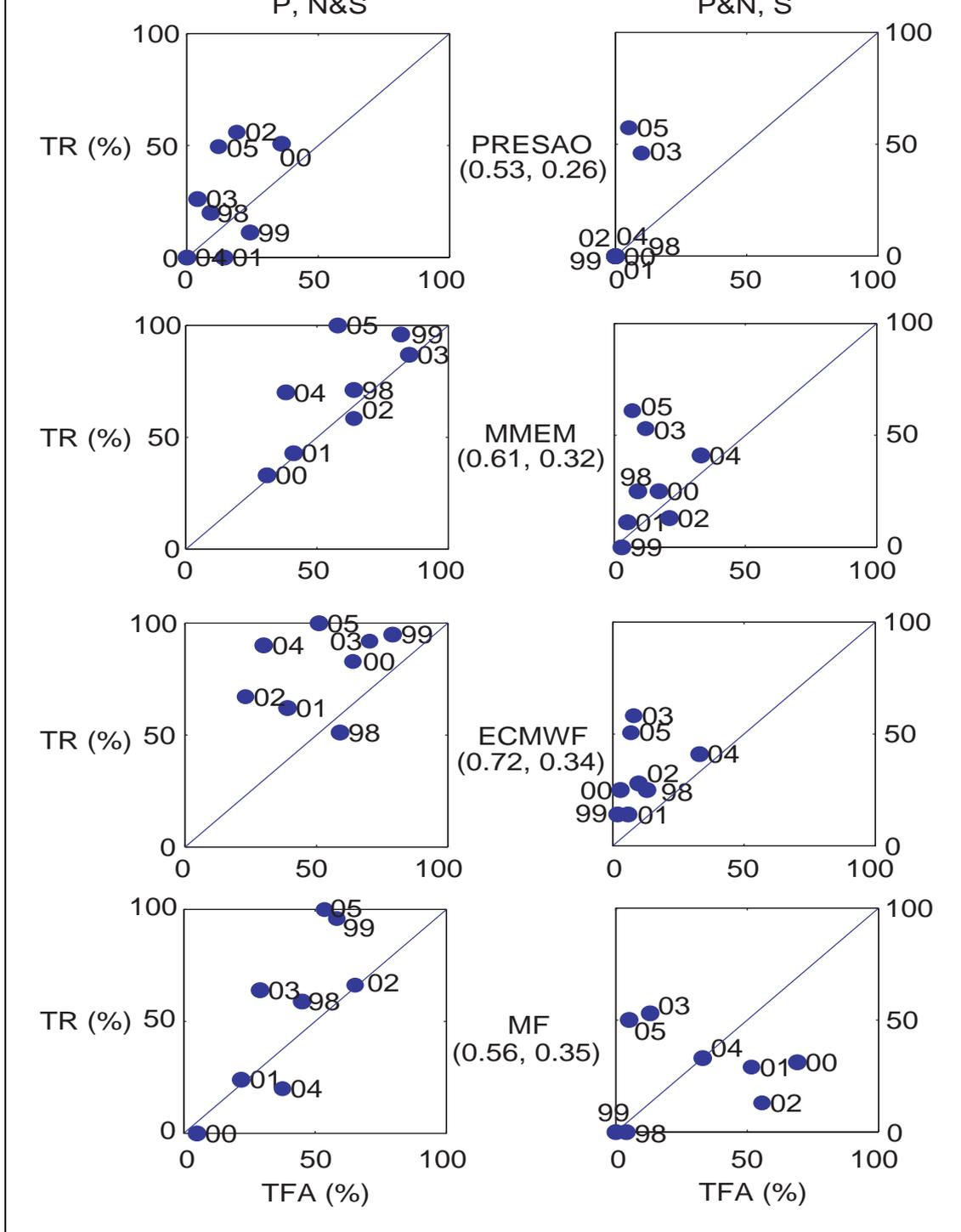
5.2.2 Capacité des prévisions à bien distinguer les anomalies pluvieuses et sèches

Afin d'étudier la capacité des prévisions à bien discrétiser les anomalies pluvieuses et sèches nous avons transformé les trois classes P, N et S en deux groupes puis calculé leurs ROC: anomalies pluvieuses contre anomalies normales et sèches d'une part (Fig. 5.13, à gauche) et anomalies pluvieuse et normale contre anomalie sèche (Fig. 5.13, à droite).

Tout d'abord, on constate que les prévisions consensuelles et numériques reproduisent mieux les anomalies pluvieuses (ROC entre 0.53 et 0.72) que les anomalies sèches (ROC entre 0.26 et 0.35). Pour cette dernière classe les scores sont nettement inférieurs à ce que peut donner la climatologie (ROC = 0.5). De plus le taux de réussite (TR) dépasse plus souvent les 50% avec la classe P qu'avec la classe S : 3 (2000, 2002 et 2005) contre 1 (2005) pour PRESAO et 6 (1998 à 1999 et 2002 à 2005) contre 2 (2003 et 2005) pour le modèle moyen.

Les prévisions issues de PRESAO reproduisent mal les classes extrêmes (0.52 pour P et 0.26 pour S) par rapport à celles d'ENSEMBLES (0.61 pour P et 0.32 pour S). Le TR dépasse les 80% certaines années (1999 et 2005) avec ENSEMBLES. On remarque cependant que pour les années où le forum PRESAO prévoit un golfe de Guinée sec (2003 et 2005, Fig. 5.10) les prévisions sont aussi bonnes qu'avec les simulations numériques (même emplacement sur la figure 5.13 à droite). Les modèles ECMWF et MF semblent prendre plus risque à prévoir les anomalies pluvieuses et sèches respectivement puisque le taux de fausses alarmes (TFA) dépasse les 50% certaines années.

Figure 5.13 : Diagrammes et scores (entre parenthèses) du ROC entre les données de références CMAP et les prévisions (PRESAO et ENSEMBLES) pour la période 1998 - 2005. A gauche (P, N&S) pour discrétiser les anomalies pluvieuses et à droite (P&N, S) pour discrétiser les anomalies sèches. TR et TFA définissent respectivement le taux de réussite et le taux de fausses alarmes.



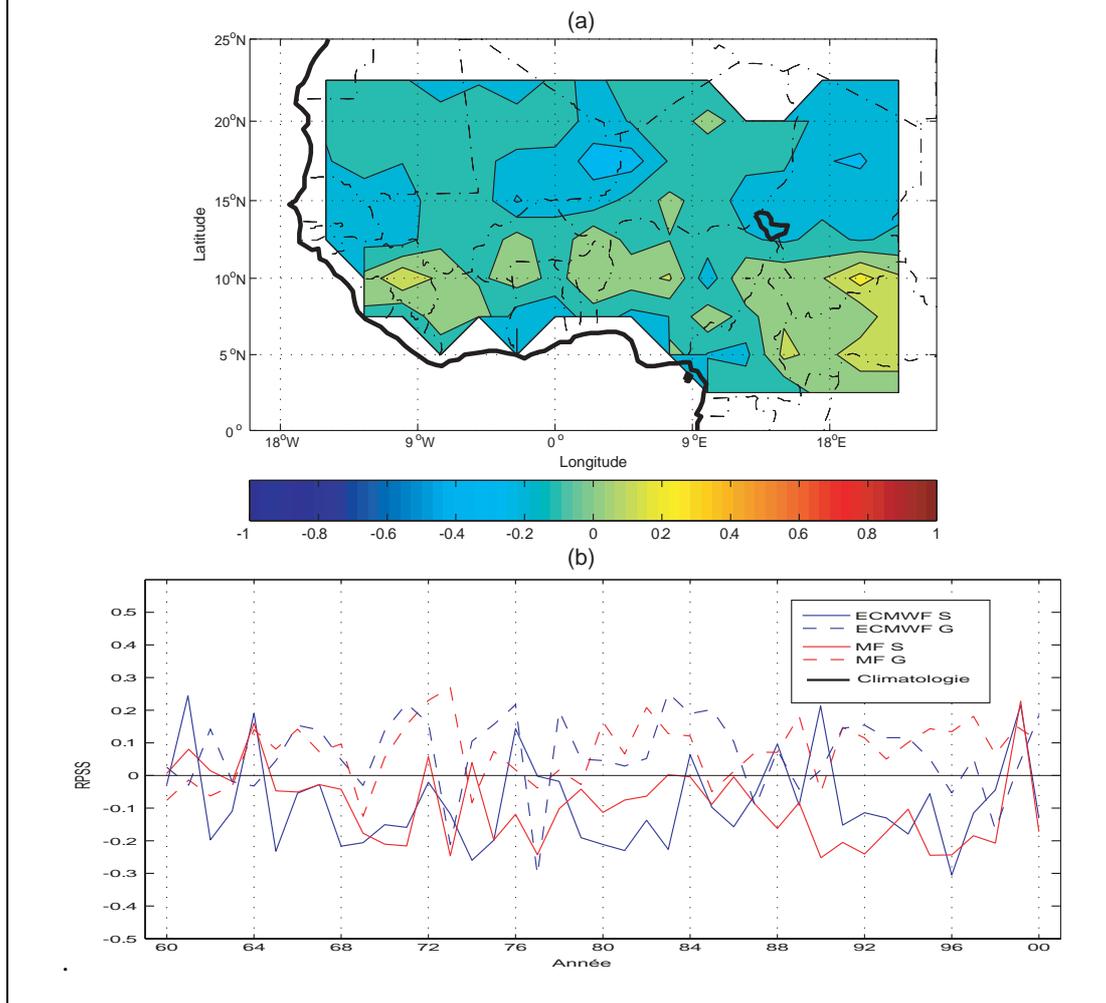
5.2.3 Compétence des prévisions probabilistes par rapport à celle de la climatologie

Les scores utilisés précédemment montrent que les prévisions saisonnières des précipitations (PRESAO et ENSEMBLES) ne permettent pas de reproduire l'état pluviométrique réel de l'Afrique de l'Ouest (mauvaises distributions spatiales et discrétisation des anomalies extrêmes). Cependant, le seul moyen de caractériser la qualité réelle des prévisions est de les comparer à la climatologie ou la persistance. Aussi est-il important de voir si les simulations ENSEMBLES nous donnent une meilleure prévision de la mousson africaine que celle fournie par la climatologie.

Pour cela, on représente sur la figure 5.14a le score du RPSS moyen sur la période 1960 – 2000 du modèle moyen. On constate que sur l'Afrique de l'Ouest le RPSS est faible et varie entre -0.4 et 0.2. Ceci montre que l'amélioration des prévisions, par rapport à la climatologie, est quasi nulle et donc que l'utilisation directe des prévisions de précipitations d'ENSEMBLES sur notre région d'étude n'apporte aucune information. Cependant, on remarque des différences quant au modèle moyen à reproduire les régions au nord et sud de 12.5°N avec des valeurs nulles voire négatives au nord et des valeurs légèrement positives au sud.

Pour confirmer cette différence nous avons calculé le RPSS pour la bande sahélienne et la bande guinéenne dans les 2 modèles ENSEMBLES. Les résultats de la figure 5.14b confirment, globalement, la difficulté des modèles à reproduire le Sahel surtout durant la période sèche des années 80 où les valeurs sont inférieures au RPSS de la climatologie. Bien que faible aussi, le RPSS de la zone guinéenne est meilleur que climatologie pour la plupart des années.

Figure 5.14 : (a) RPSS moyen pour le modèle moyen sur la période 1960 - 2000. (b) RPSS calculé pour chaque modèle et pour la bande sahélienne (S) et guinéenne (G).



Synthèse du chapitre 5

Les résultats des études diagnostiques menées dans ce chapitre sur les précipitations ouest africaines simulées dans le cadre du projet ENSEMBLES montrent :

- Un désaccord entre les précipitations sahéniennes observées et simulées durant la saison de Mousson d’Afrique de l’Ouest : des maxima pluviométriques mal simulés, une ZCIT plus au sud et un cycle saisonnier d’amplitude plus faible ;

- Une corrélation de 0.3 entre l'indice de précipitations sahéniennes observées et simulées reflétant une possible amélioration du couplage océan-atmosphère entre dans les simulations ENSEMBLES.
- Une difficulté des modèles à reproduire la composante haute fréquence qui s'explique en partie par le fait que les processus physiques impliqués dans la simulation des précipitations ne sont pas spécifiquement résolus dans tout modèle et doivent être paramétrés.
- Bien que faible, une légère meilleure reproduction de la distribution spatiale des pluies ouest africaines qu'avec les prévisions consensuelles PRESAO.
- Que globalement les prévisions (numériques et PRESAO) discrétisent mieux les anomalies pluvieuses que sèches.
- Que l'amélioration des prévisions, par rapport à la climatologie, est très faible.

Conclusion et perspectives

Suite aux recommandations proposées par la communauté scientifique AMMA trois principaux objectifs étaient assignés à ce travail de recherche. Le premier était d'analyser les sorties directes des modèles de circulation générale de l'atmosphère utilisés dans le cadre du projet DEMETER. Le second était de proposer une nouvelle méthodologie de prévision des précipitations saisonnières au Sahel en utilisant les sorties directes des MCG les mieux simulées, c'est-à-dire celles relatives à la dynamique atmosphérique qui explique la pénétration de la mousson ouest africaine dans le continent, et, par conséquent, la pluie au Sahel pendant la saison de mousson d'été boréal. Le troisième objectif enfin, consistait à analyser et comparer les prévisions probabilistes issues du forum PRESAO et du projet ENSEMBLES.

Pour répondre à ces objectifs, nous nous sommes appuyés sur 7 bases de données : 4 d'entre elles sont utilisées comme références (CRU, CMAP, réanalyses américaines -R1 et R2- et la TSM), les simulations (précipitations et dynamique atmosphérique) des projets européens DEMETER et ENSEMBLES et enfin les cartes numérisées du forum PRESAO. Ces bases de données ont été décrites dans le chapitre 1.

Le deuxième chapitre s'est attaché à la description des différentes approches utilisées pour la prévision des précipitations ouest africaines : approches statistique, dynamique et statistico-dynamique. Des tests de précision et de performance ont aussi été définis (EQM, r, LEPS, K, ROC et RPSS). Ce chapitre ne voulant pas se substituer à la littérature, déjà assez exhaustive sur le sujet, la présentation ne s'est focalisée que sur les objectifs de prévision des précipitations sahéliennes préalablement définis.

De la même façon, le troisième chapitre s'est attaché à la description des cadres physique et géographique de l'Afrique de l'Ouest, ainsi qu'aux éléments majeurs du système Mousson d'Afrique de l'Ouest, intéressant à connaître dans le cadre de la prévision saisonnière ou pouvant jouer un rôle sur ses résultats. Nous avons donc seulement exposé les interactions reconnues entre les pluies d'Afrique de l'ouest d'une part et les dynamiques

atmosphérique et océanique d'autre part. Ce chapitre a été réalisé en se basant sur pas moins de 40 articles scientifiques traitant directement ou indirectement différentes hypothèses pour tenter d'expliquer la baisse des précipitations sur notre région d'étude et les conséquences qui s'en sont suivies pour l'économie et la population des pays affectés.

Le chapitre 4 présente le cœur de notre travail. Il a fait l'objet de deux publications en 2007 et 2008. Quatre conclusions peuvent être tirées directement des résultats :

- Pendant la saison des pluies sahélienne au sens large (mai à octobre), les MCGs de DEMETER présentent, en terme de précipitations, des écarts d'amplitude et de saisonnalité caractéristiques avec l'observation, en raison principalement d'une avancée moins réaliste de la ZCIT durant la saison de mousson. En terme de variabilité interannuelle les corrélations entre indices observés et simulés sont très faibles et non significatives, les coefficients variant de -0.3 à 0.3.
- Toutefois la dynamique atmosphérique simulée est bien meilleure. Certains modèles reproduisent partiellement les connexions connues avec les pluies ouest africaines. Le modèle moyen (MMEM), par exemple, reproduit assez correctement les téléconnexions avec l'ESH à l'extrême ouest du Sahel, les vents forts en surface (850hPa dans DEMETER documentant le WAMI) depuis l'Atlantique équatorial en direction du continent, les flux d'Est (JEA) sur l'Afrique de l'Ouest et la température à 1m de la surface au dessus de l'Est de la Méditerranée, le nord de l'Atlantique et l'Atlantique nord-équatorial.
- L'approche statistico-dynamique permet d'améliorer nettement les scores obtenus directement à partir des pluies brutes des MCGs DEMETER puisqu'on atteint 40% de la variance totale expliquée (contre 10% pour DEMETER), les performances étant meilleures lorsque la dynamique atmosphérique simulée est utilisée.
- Le score du modèle moyen (MMEM) est très proche de ce que peut donner le meilleur MCG utilisé individuellement, cela quelle que soit la méthode utilisée (par indice ou par champs). Ceci montre qu'une approche multi-ensemble est plus performante qu'une approche multi-runs sur un modèle et que seule l'approche d'ensemble permet de retrouver dans les MCGs les téléconnexions responsables d'une bonne prévision de la pluie au Sahel.

Enfin, le chapitre 5 a montré que les deux MCGs utilisés dans le cadre du projet ENSEMBLES ont profité d'un meilleur couplage océan-atmosphère que ceux ayant concouru à l'expérience DEMETER : la variabilité interannuelle des précipitations sahélienne y est assez bien reproduite, du moins pour la saison Juillet Août Septembre ($r \sim 0.5$ contre 0.16 pour DEMETER). Les modèles simulent correctement les liens entre pluies sahéliennes et les indices de TSM Niño3.4 et GGUI (sur le golfe de Guinée). Cependant, nous avons remarqué que la composante haute fréquence, importante pour notre problématique (prévision de précipitations sahélienne), reste encore mal reproduite dans les précipitations.

Nous avons montré enfin que, contrairement aux prévisions ENSEMBLES, les prévisions probabilistes PRESAO fondées sur un consensus, ne peuvent pas détecter les anomalies extrêmes (humides ou sèches) qui sont pourtant les plus problématiques pour les populations, et donc les plus intéressantes pour un regard sociétal (taux de fausses alarmes $> 50\%$). L'amélioration des prévisions, par rapport à la climatologie, est très faible dans PRESAO et ENSEMBLES (RPSS entre -0.4 et 0.2).

Perspectives de recherches

Les résultats de notre étude offrent à la communauté AMMA plusieurs perspectives de recherches intéressantes autour de la prévision des précipitations qui pourraient être développées dans les prochaines années. Il s'agit là bien sûr d'un effort international, dans lequel l'étude présentée dans ce mémoire s'insère complètement mais ne saurait en constituer l'épine dorsale. C'est la raison pour laquelle seule deux voies sont ici listées.

La première concerne la mise en place d'un système de prévision opérationnelle appliquant la méthodologie développée au chapitre 4. Cette approche semble en effet nécessaire si l'on veut réellement mesurer l'apport de la prévision statistico-dynamique pour les utilisateurs finaux et en temps réel. Dans ce sens, l'idée serait d'alimenter notre modèle méthodologique par des sorties directes de MCGs initialisés en mode prévision par des observations du mois de mai de l'année en cours, après bien sûr étude préalable visant à sélectionner les sorties les mieux simulées.

La seconde voie serait de tester notre méthodologie sur les sorties directes de modèles régionaux ou/et des modèles globaux à meilleure résolution sur la région d'intérêt. En effet, dans le premier cas il serait par exemple possible de réaliser un « zoom » sur l'Afrique de l'Ouest à l'aide d'un modèle régional afin de capter les signaux d'échelles fines. Ces signaux, qui peuvent aussi être obtenus avec des modèles globaux de fine résolution, pourraient être utilisés comme prédicteurs potentiels de la pluie au Sahel.

Liste des figures

CHAPITRE 1.

- Figure 1.1 : Système d'initialisation adopté dans DEMETER. (Palmer *et al.* 2004) _____ **14**
- Figure 1.2 : Les cartes PRESAO utilisées et leurs probabilités (x 100) associées (Pluvieuse / Normale / Sèche) _____ **22**

CHAPITRE 2.

- Figure 2.1 : Schéma de prévision par approche statistico-dynamique. (adapté de Hastenrath *et al.*, 1995) _____ **36**
- Figure 2.2 : Principe de la validation croisée (les échantillons sont en bleu pour la validation et en blanc pour l'apprentissage) _____ **37**
- Figure 2.3 : Schéma explicatif du ROC. n_{ij} indique le nombre d'événements présents dans la classe i pour les prévisions et dans la classe j pour les observations. TR et TFA signifient le taux de réussite et le taux de fausses alarmes. Le score du ROC pour le point A, par exemple, est représenté par la surface hachurée _____ **41**

CHAPITRE 3.

- Figure 3.1 : Circulation tricellulaire de l'atmosphère. H (L) pour les couches de hautes (basses) pressions. (Palmen, 1951) _____ **43**
- Figure 3.2 : Schématisation des circulations de Hadley. En surface, flèches bleues (ocres) pour flux de chaleur latente (sensible); flèche marron pour flux dans l'océan. (Janicot, 2002) _____ **44**
- Figure 3.3 : Circulation globale zonale de type Walker. (Caminade, 2006) _____ **45**
- Figure 3.4 : Cumuls annuels moyens des précipitations (mm) en Afrique de l'Ouest pour la période 1950-2000. (Données CRU) _____ **46**
- Figure 3.5 : Occupation du sol sur l'Afrique de l'Ouest. (Image GLC2000) _____ **47**
- Figure 3.6 : Topographie en mètres et réseau hydrographique en Afrique de l'Ouest. (www.africa-onweb.com/continent/relief.htm) _____ **48**
- Figure 3.7 : Schéma conceptuel des interactions océan-continent-atmosphère. (Hall et Peyrillé, 2006, après Eltahir et Gong, 1996) _____ **49**
- Figure 3.8 : Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal. (Lavaysse, 2006) _____ **51**
- Figure 3.9 : Diagramme Hovmoeller du cycle saisonnier moyen des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E pour la période 1968-1990. (Sultan, 2002) _____ **54**
- Figure 3.10 : Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/mois) sur la période 1980-2000 (données CRU), (a) de décembre à mars, (b) avril à juin, (c) juillet à septembre et (d) octobre à novembre _____ **55**
- Figure 3.11 : Anomalies standardisées de précipitations annuelles (a) au Sahel et (b) en Guinée pour la période 1950-2000. Un filtre passe-bas de huit ans est superposé pour montrer la transition d'un état humide à un état sec. (Données CRU) _____ **56**
- Figure 3.12 : Champ de corrélations entre un indice pluviométrique sahélien et les TSMs en juillet-septembre, pour (a) 1954-1973 ; (b) 1970-1989. (Janicot *et al.*, 2001) _____ **57**

- Figure 3.13 : Réponse des précipitations sahéliennes à une anomalie positive imposée sur l’océan Indien. (Hoerling *et al.*, 2006) 59
- Figure 3.14 : Corrélations entre un indice sahélien observé et les TSMs de JAS pour la période 1947-1996. (Rowell, 2003) 60
- CHAPITRE 4.**
- Figure 4.1 : Cumuls moyens des précipitations observées (CMAP) et simulées (modèles DEMETER) en Afrique de l’Ouest pour la période 1980-2000 et pendant le semestre mai-octobre (en mm) 64
- Figure 4.2 : Cycle saisonnier moyen (en mm, de mai à octobre) observé et simulé sur la période 1980-2000. La surface grisée dans les MCGs indique l’étendue des 9 simulations. Entre parenthèse l’erreur relative absolue 65
- Figure 4.3 : Diagramme Hovmoller des précipitations entre les longitudes 10°W et 10°E dans l’observation (CMAP) et dans les modèles DEMETER (1980-2000) 66
- Figure 4.4 : Diagramme en boîtes à moustache (valeur extrême maximale, 1^{er} quartile, médiane en rouge, 3^{ème} quartile et la valeur extrême minimale) des corrélations entre l’indice sahélien observé et simulé par chaque MCG de DEMETER sur la période 1980-2000 pour les saison (a) juillet-août et (b) juillet-septembre 67
- Figure 4.5 : Anomalies standardisées de précipitations sahéliennes de la saison JA. L’indice sahélien a été calculé sur le domaine allant de 13°N à 18°N et de 18°W à 18°E à partir des données du CRU (0,5° x 0,5°, trait plein) et des données DEMETER (2,5° x 2,5°, trait discontinu pour le MMEM et le diagramme en boîte à moustache pour les 7 modèles). Entre parenthèses sont données les variances 69
- Figure 4.6 : La composante basse fréquence (filtre de 8 ans) des indices de précipitations sahéliennes observées (CRU) et simulées (DEMETER). Seuls les modèles dont la série temporelle est supérieure à 30 ans sont utilisés. Le modèle moyen (MMEM) est calculé sur ces 4 modèles 71
- Figure 4.7 : Champs moyens de l’ESH (850hPa, ab), corrélations entre le prédictant sahélien et les champs de l’ESH (cd) et composite humide-sec des champs standardisés d’ESH associé au prédictant sahélien (ef) dans DEMETER (MMEM) et les réanalyses (NCEP II) sur la période 1980 à 2000. Les champs de précipitations et d’ESH documentent la période JA; les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 95% (test de bravais-pearson pour les corrélations et test de t student pour les composites) 73
- Figure 4.8 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vent à 850hPa. Seule la composante zonale U est représentée sur c, d, e et f 75
- Figure 4.9 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de pression au niveau de la mer 76
- Figure 4.10 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vent à 500hPa 77
- Figure 4.11 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de vents à 200hPa 79
- Figure 4.12 : Identique à la figure 4.7 mais pour les champs de températures de surface 80
- Figure 4.13 : Processus méthodologique suivi pour la prévision des précipitations sahéliennes. (Bouali *et al.*, 2007) 83
- Figure 4.14 : Localisations et limites géographiques des 20 prédicteurs potentiels (en rouge) retenus et des prédicteurs sélectionnées (en bleu). Les lettres W et C entre parenthèses désignent les prédicteurs sélectionnés par la méthode développée pour les deux prédictants WSAH et CSAH respectivement 84

- Figure 4.15 : Variance expliquée par DEMETER et les 3 méthodes de prévision utilisées (MBS, MBD et MOD) pour les deux prédicants (WSAH et CSAH) et pour chacun des MCGs de DEMETER. Le modèle moyen (MMEM) est représenté par une barre sur laquelle est superposée un point rouge 86
- Figure 4.16 : Anomalies standardisées des précipitations simulées par DEMETER (a, b) et prévues par l'approche MOS (c, d). Cercles blancs et noirs pour le modèle moyen (MMEM) les observations (CRU). Les boîtes à moustaches représentent la distribution des anomalies standardisées des 7 MCGs et le symbole * les valeurs exceptionnelles. A gauche (a, c) pour les précipitations ouest sahéliennes et à droite pour les précipitations centre sahéliennes. Les corrélations données r sont calculées entre les observations et DEMETER (a, b) et entre les observation et MOS (c, d) 88
- Figure 4.17 : Différences (en °C) entre 1989 et 1984 dans le champ de température en surface. La température observée (HadiSST) est utilisée comme référence 90
- Figure 4.18 : identique à la figure 4.17 mais pour l'énergie statique humide à 850hPa 91
- Figure 4.19 : Différences 1984-1989 (Juillet-Août) dans le champ de vent à 850hPa dans les réanalyses (NCEP II) et dans DEMETER 92
- Figure 4.20 : Composites de températures de surface humide-sèche pour les années bien prévues par l'approche MOS dans (a, b) le modèle moyen de DEMETER et (c, d) dans l'observation. En gris les différences significatives au seuil de 90% 94
- Figure 4.21 : Identique à la figure 4.20 mais pour les champs de pression en surface et du vent à 850hPa 95
- Figure 4.22 : Localisation et limites géographiques du prédicant (rectangle bleu) et des prédicteurs (rectancgle rouge) 97
- Figure 4.23 : Carte de (a) corrélation et de (b) LEPS point-à-point entre les précipitations observées (CRU) et celles du modèle moyen de DEMETER. Les aplats gris indiquent les corrélations significatives au seuil de 95%. (Période 1980-2000) 98
- Figure 4.24 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1959-2000 de la prévisibilité potentielle des indices SRI_2 (trait discontinu et axe gauche) et MOD_{850_2} (trait discontinu et axe droit) 100
- Figure 4.25 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1959-2000 des corrélations entre (a) indices SRI_2 CRU et DEMETER (trait discontinu) et indices MOD_{850_2} NCEP et DEMETER (trait continu), et (b) SRI_2 CRU et MOD_{850_2} NCEP (trait) et SRI_2 et MOD_{850_2} de DEMETER (points). Les points rouges concernent le modèle moyen (MMEM) calculé sur seulement 27 simulations. Les points verts représentent les 27 simulations. * indique les corrélations significatives au seuil de 95% 102
- Figure 4.26 : 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU) et les précipitations DEMETER. (a) Coefficients temporel d'expansion. (b) Champ de corrélation hétérogène. (c) Champ de corrélation homogène. Les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 90% (période 1980-2000) 104
- Figure 4.27 : Erreur absolue moyenne entre les précipitations observées (CRU) et prévues par les approches statistico-dynamiques (a) MOS_1 et (b) MOS_2 105
- Figure 4.28 : Champs moyens du flux d'ESH (vecteurs) à 850hPa et du vent zonal (contours) à 500hPa pour la saison juillet - août sur la période 1980-2000, (a) dans réanalyses NCEP/DOE et (b) dans le modèle moyen (MMEM) de DEMETER. 106

Figure 4.29 : 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU), et le flux d'ESH à 850hPa et la composante zonale du vent à 500hPa de DEMETER. (a) Coefficients temporels d'expansion. (b) Champ de corrélations hétérogènes. (c et d) Champs de corrélations homogènes. Les aplats gris indiquent les points de grille significatifs au seuil de 90% (période 1980-2000) _____ **107**

Figure 4.30 : Cartes de LEPS entre précipitations observées et prévues par les deux approches statistico-dynamiques (a) MOS_1 et (b) MOS_2 _____ **108**

Figure 4.31 : (a) corrélation entre le coefficient temporel d'expansion de la dynamique atmosphérique associée au 1^{er} mode de l'ACC (trait continu de la Fig. 8a) et les champs de température de surface des 7 MCGs de DEMETER. Les chiffres indiquent le nombre de modèles ayant des corrélations significatives au seuil de 95%. En rouge (bleu) les corrélations positives (négatives). Le symbole '.' est utilisé lorsque moins de 4 modèles donnent des corrélations significatives. (b) corrélation entre l'indice sahélien SRI1 et les champs de température à 2m de la surface des réanalyses (NCEP/DOE). Il représente la référence _____ **110**

CHAPITRE 5.

Figure 5.1 : Cumuls moyens des précipitations observées (CMAP) et simulées (modèles ENSEMBLES) en Afrique de l'Ouest pour la période 1980-2000 et pendant le semestre mai-octobre (en mm) _____ **113**

Figure 5.2 : Diagramme Hovmoller temps/latitude des précipitations observées (CMAP) et simulées (ENSEMBLES) moyennées entre 10°W et 10°E sur la période 1980-2000. (mm/mois) _____ **114**

Figure 5.3 : En bleu sont donnés les cycles saisonniers observé (CRU -et CMAP à titre indicatif) et simulé (ENSEMBLES) de l'indice de précipitations sahélienne défini dans AMMA (13°N-18°N / 18°W-18°E). Il est aussi donné l'indice de fiabilité calculé entre les observations CRU et CMAP, et entre observations CRU et modèles ENSEMBLES. En trait discontinu rouge sont donnés les cycles saisonniers observé et simulé d'un indice de précipitations sahéliennes calculé par ACP (en tenant compte que des points ayant une corrélation >0.6 entre le champs de précipitations sahéliennes et le mode sahélien). Entre parenthèse est données l'indice de fiabilité correspondant. L'ensemble de ces indices concerne la période 1980-2000 et le semestre mai - octobre _____ **115**

Figure 5.4 : Diagramme en boîte à moustache (1^{er} quartile, médiane et 3^{ème} quartile) des corrélations entre indice sahélien AMMA observé (CRU) et simulé par ENSEMBLES sur la période 1980-2000 pour les saisons (a) juillet-août et (b) juillet-septembre. Les traits continus pour les corrélations avec le MEM. En discontinu (en b) la corrélation entre indices observés CRU et CMAP _____ **116**

Figure 5.5 : Le mode sahélien obtenu par ACP dans l'observation (CRU, mode 1) et les modèles ENSEMBLES (modes 2) pour la saison JAS et la période 1980-2000. Entre parenthèse la variance expliquée par ces modes _____ **117**

Figure 5.6 : Anomalies standardisées de précipitations sahéliennes de la saison JAS. En trait continu l'indice sahélien observé (CRU) et en trait discontinu le modèle moyen d'ENSEMBLES (MEM). Les points verts indiquent les 18 simulations d'ENSEMBLES. Entre parenthèses sont données les variances _____ **118**

Figure 5.7 : La composante basse fréquence (filtrage à 8ans) des indices de précipitations sahéliennes observées (CRU, trait noir continu) et simulées (ENSEMBLES, en bleu ECMWF, en rouge MF et en discontinu le MEM) sur la période 1960-2002 _____ **120**

- Figure 5.8 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960-2002 (a) des corrélations entre la composante haute fréquence des indices *SRI* CRU et ENSEMBLES et (b) de la prévisibilité potentielle PP des indices *SRI* simulés dans ENSEMBLES (bleu pour ECMWF, rouge pour MF et discontinu pour MMEM). En (a), les traits horizontaux noirs indiquent le seuil de significativité à 90% 121
- Figure 5.9 : Évolution temporelle avec une fenêtre glissante de 20 ans sur la période 1960-2002 des corrélations entre la composante haute fréquence des indices *SRI* CRU (trait continu noir) ou ENSEMBLES (trait bleu pour le modèle du ECMWF, le rouge pour le MF et en discontinu pour le MMEM) et la composante haute fréquence des indices TSMs (a) Niño3.4, (b) GGUI, (c) IND et (d) MEDIT. Les traits horizontaux noirs indiquent le seuil de significativité à 90% 124
- Figure 5.10 : Répartition spatiale des anomalies pluvieuses (bleu), normales (noir) et sèches (rouge) des prévisions PRESAO. (1998-2005) 126
- Figure 5.11 : Identique à la figure 5.10 mais pour les données observées CMAP 127
- Figure 5.12 : Identique à la figure 5.10 mais pour les données ENSEMBLES (MMEM) 128
- Figure 5.13 : Diagrammes et scores (entre parenthèses) du ROC entre les données de références CMAP et les prévisions (PRESAO et ENSEMBLES) pour la période 1998 - 2005. A gauche (P, N&S) pour discrétiser les anomalies pluvieuses et à droite (P&N, S) pour discrétiser les anomalies sèches. TR et TFA définissent respectivement le taux de réussite et le taux de fausses alarmes 130
- Figure 5.14 : (a) RPSS moyen pour le modèle moyen sur la période 1960-2000. (b) RPSS calculé pour chaque modèle et pour la bande sahélienne (S) et guinéenne (G) 132

Liste des tableaux

CHAPITRE 1.

Tableau 1.1 : Caractéristiques et combinaisons des modèles atmosphériques et océaniques utilisés par les partenaires du projet DEMETER (Palmer <i>et al.</i> 2004). Entre parenthèses, dans la 1 ^{ère} (3 ^{ème} et 5 ^{ème}) colonne, sont données les abréviations de chaque modèle utilisées dans le système d'archivage de DEMETER et dans la suite de ce manuscrit (le nombre de niveaux verticaux)	13
Tableau 1.2 : Tableau récapitulatif des paramètres DEMETER sélectionnés	15
Tableau 1.3 : Les partenaires du projet ENSEMBLES	16

CHAPITRE 2.

Tableau 2.1 : Limites géographiques des cinq indices de TSM utilisés dans les méthodes bayésiennes	33
--	-----------

CHAPITRE 4.

Tableau 4.1 : Coefficients de corrélation entre l'indice sahélien observé (CRU) et simulé dans DEMETER pour les mois de juillet, août et septembre. * pour les valeurs significatives au seuil de 95% (test de Bravais-Pearson). Les grisés signalent les coefficients de corrélation les plus faibles des 3 mois pour chaque modèle	68
Tableau 4.2 : Le mois donnant la plus faible corrélation entre des indices de la dynamique atmosphérique des réanalyses (NCEP/DOE) et de DEMETER. J, A et S indiquent les mois de juillet, août et septembre. (période 1980-2000)	68
Tableau 4.3 : Tableau de contingence obtenu entre les courbes pleines et discontinues de la figure 4.2. Les années déficitaires correspondent aux anomalies inférieures à -0.5σ , excédentaires aux anomalies supérieures à 0.5σ et normales aux anomalies comprises entre -0.5σ et 0.5σ	70
Tableau 4.4 : Années utilisées pour établir les composites sèche et humide dans l'observation	72
Tableau 4.5 : Scores de performance (variance, LEPS et RMSE, ROC) des quatre approches de prévisions utilisées pour les prédicants ouest et centre (entre parenthèses) sahélien. Les scores donnés concernent le modèle moyen (MMEM)	87
Tableau 4.6 : Anomalies standardisées en écart-type pour les observations (CRU), DEMETER (MMEM) et l'approche MOS (MMEM) en 1984 et 1989. Les anomalies standardisées des 7 MCGs de DEMETER sont données à titre indicatif. * désigne les anomalies correctement prévues par rapport à l'observation (écart type inférieur à -0.5σ pour 1984 et supérieur à 0.5σ pour 1989). Entre parenthèse pour le CSAH. Les anomalies ont été calculées sur la période 1980-2000	89
Tableau 4.7 : Années bien prévues par l'approche MOS et utilisées pour établir les composites sèches et humides pour les deux prédicants sahéliens (entre parenthèses pour le centre du Sahel)	93
Tableau 4.8 : Coefficients de corrélation entre différentes combinaisons des précipitations sahéliennes observées (CRU), simulées (DEMETER), du module du vent à 850hPa des réanalyses (NCEP) et simulé (DEMETER). Les corrélations sont données pour deux	

périodes : 1980 - 2000 (63 simulations DEMETER sont utilisées) et 1959-2000 (27 simulations DEMETER sont utilisées). Les symboles "*" et "-" signifient respectivement des corrélations significatives au seuil de 95% et une corrélation non calculée **99**

Tableau 4.9 : Caractéristiques du 1^{er} mode de l'ACC entre les précipitations observées (CRU) et le modèle moyen DEMETER pour l'approche (a) MOS_1 et (b) MOS_2 . Variance expliquée par les champs hétérogènes (ligne 2) et homogènes (lignes 3 dans MOS_1 et 4, 5 et 6 dans MOS_2). La dernière ligne présente la corrélation entre les coefficients temporels d'expansion. Entre parenthèses sont données les variances retenues préalablement par ACP. * indique les corrélations significatives au seuil de 95% **103**

CHAPITRE 5.

Tableau 5.1 : Table de contingence obtenue pour la saison JAS (1980-2000) **119**

Tableau 5.2 : Coefficients de corrélation entre la composante HF de 4 indices de TSMs observée (HadiSST1) et la composante HF de l'indice SRI du CRU et d'ENSEMBLES (1960-2002). * et ** indiquent des corrélations significatives aux seuils de 90 et 95% **123**

Tableau 5.3 : Fréquence d'apparition (colonne 5) des 16 combinaisons (colonnes 2-4) d'anomalies standardisées positives et négatives des TSMs observées (HadiSST1) de la Méditerranée (MEDIT), le golfe de Guinée (GGUI) et les océans Pacifique (NINO3.4) sur la période 1960-2002. Pourcentages d'occurrence des anomalies standardisées positives et négatives des précipitations sahéliennes observées en fonction de la TSM (colonnes 6-7, entre parenthèse pour le MEM). En gris les trois combinaisons les plus fréquentes **125**

Tableau 5.4 : Le coefficient kappa entre les données de références CMAP et les prévisions (PRESAO et ENSEMBLES) pour la période 1998-2005. Les valeurs soulignées et en gras indiquent respectivement le maximum par année et par modèle **129**

Références bibliographiques

- ACMAD (2003):** Forum PRESAO 2003, *communiqué de presse*.
- Adefolalu, D. O (1983):** Monsoon Onset in West Africa - Application of Satellite Imagery, *archives for meteorology geophysics and bioclimatology*, B(32), 219-230.
- Ali, A. et T. Lebel (2004):** Rainfall estimation in the Sahel. Part I : Error Function, *Journal of Applied Meteorology*, 44, 11, 1691–1706.
- Ali, A., A. Amani. et T. Lebel (2004):** Estimation des pluies au Sahel: utilisation d'un modèle d'erreur pour évaluer les réseaux sol et produits satellitaires, *Sécheresse*, 3, 15, p. 271-278.
- Ardoin, S., E. Lubès-Niel, E. Servat, A. Dezetter, J.F. Boyer (2003):** analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest : caractérisation de la situation de la décennie 1990. In : Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions (ed. E. Servat, W. Najem, C. Leduc, A. Shakeel), 223-228. IAHS Pub. 278.
- Barnett, T. P. et R. Preisendorfer (1987):** Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperature determined by canonical analysis, *Monthly Weather Review*, 115, 1825-1850.
- Barnston, A.G (1994):** Linear Statistical Short-Term Climate Predictive Skill in the Northern Hemisphere, *Journal of Climate*, 7, 1513–1564.
- Barnston, A.G., S. Mason., L. Goddard., D. G. Dewitt. et S. E. Zebiak (2003):** Multimodel ensembling in seasonal climate forecasting at IRI, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84, 1783–1796.
- Bayes, T (1763):** An essay towards solving a problem in the doctrine of chance, *Philosophical Transaction of the Royal Society*, 53, 370-418.
- Bigot, S., P. Camberlin., V. Moron. et Y. Richard (1997):** Structures spatiales de la variabilité des précipitations en Afrique : une transition climatique à la fin des années 1960, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de la Terre et des Planètes*, Paris, 324, 181-188.
- Bishop, C. M (1997):** Neural Networks for Pattern Recognition, third edition, *Clarendon Press*, Oxford.
- Bretherton, C. S., C. Smith. et J. M. Wallace (1992):** An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data, *Journal of Climate.*, 5, 541-560.
- Brankovic, C. et T.N. Palmer (1997):** Atmospheric seasonal predictability and estimates of ensemble size, , *Monthly Weather Review*, 125, 859-874.
- Bouali, L., N. Philippon. et B. Fontaine (2007):** Validation and predictability of the July-August sahelian rainfall in the DEMETER coupled simulations, *Climate Dynamics*, submitted.
- Bouali, L., N. Philippon., B. Fontaine. et J. Lemond (2008):** Performance of DEMETER calibration for rainfall forecasting purposes: Application to the July–August Sahelian rainfall, *Journal of Geophysical Research*, 113, D15111, doi:10.1029/2007JD009403.
- Burpee, R (1972):** The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa, *Journal of Atmospheric Sciences*, 29, 77–90.
- Camberlin, P., S. Janicot. et I. Pocard (2001):** Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between african rainfall and tropical Sea Surface Temperature: Atlantic vs. ENSO, *International Journal of Climatology*, 21, 973-1005.
- Camberlin, P. et N. Philippon (2002):** The East African March–May Rainy Season: Associated

- Atmospheric Dynamics and Predictability over the 1968–97 Period, *Journal of Climate*, 15, 9, 1002-1019.
- Caminade, C (2006):** Rôle de l’océan et influence des émissions d’origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique, *thèse de doctorat*, Université de Toulouse III.
- Chen, T.C. et H. van Loon (1987):** Interannual Variation of the Tropical Easterly Jet, *Monthly Weather Review*, 115, 1739–1759.
- Clarke, A. J. et A. Lebedev (1996):** Long term changes in the equatorial Pacific trade winds, *Journal of Climate*, 9, 1020-1029.
- Coelho, C. A. S., S. Pezzuli., M. Balmaseda., F. J. Doblas-Reyes. et D. B. Stephenson (2003):** Skill and reliability of coupled model seasonal forecasting systems: A Bayesian assessment of ENSO forecasts from ECMWF, *ECMWF Technical Memorandum*, 426, 17 pp.
- Coelho, C. A. S., S. Pezzuli., M. Balmaseda., F. J. Doblas-Reyes. et D. B. Stephenson (2004):** Forecast calibration and combination: a simple approach for ENSO, *Journal of Climate*, 17, 1504-1516.
- Coelho, C. A. S., D. B. Stephenson., F. J. Doblas-Reyes., M. Balmaseda., A. Guetter. et G. J. van Oldenborgh (2006):** A Bayesian approach for multi-model downscaling: Seasonal forecasting of regional rainfall and river flows in South America, *Meteorological Applications*, 13, 73-82.
- Cohen, J (1960):** A coefficient of agreement for nominal scales, *Educational and Psychological Measurement*, 20, 37–46.
- Coiffier, J (2000) :** Un demi-siècle de prévision numérique du temps, *La Météorologie*, 8, 30.
- Cook, K.H (1999):** Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation, *Journal of Climate*, 12, 1165–1184.
- Cook, K.H. et E.K. Vizy (2006):** Coupled Model Simulations of the West African Monsoon System: Twentieth- and Twenty-First-Century Simulations, *Journal of Climate*, 19, 3681–3703.
- D'Amato, N. et T. Lebel (1998):** On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability, *International Journal of Climatology*, 18, pp. 955–974.
- Déqué, M (2003) :** La prévision numérique à l’échelle saisonnière : que sait-on faire et que peut-on espérer ? *La Météorologie*, 41.
- Dhonneur, G (1985) :** Traité de météorologie tropicale, *Direction de la météorologie*, Paris, 151p.
- Diedhiou, A., S. Janicot., A. Viltard., P. de Felice. et H. Laurent (1999):** Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: Results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses, *Climate Dynamics*, 15, 795-822.
- Doblas-Reyes, F. J., M. Déqué. et J. P. Piedelièvre (2000):** Multi-model spread and probabilistic seasonal forecasts in PROVOST, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 126, 2069–2088.
- Drobinski, P., B. Sultan. et S. Janicot (2005):** Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset, *Geophysical Research Letter*, 32, L01705, doi:10.1029/2004GL020710.
- Druyan, L. M (1991):** The sensitivity of sub-Saharan precipitation to Atlantic SST, *Climate Change*, 18, 17–36.
- Elsner, J. et C. Schmertmann (1994):** Assessing Forecast Skill through Cross Validation, *Weather Forecasting*, 9, 619–624.
- Eltahir, E. A. B (1996):** Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics, *Journal of Geophysical Research*, 101(D2), 4255–4268.

- Eltahir, E.A.B. et C. Gong (1996):** Dynamics of wet and dry years in West Africa, *Journal of Climate*, 9, 1030-1042.
- Emanuel, K.A (1995):** On thermally direct circulations in moist atmospheres, *Journal of Atmospheric Sciences*, 52, 1529-1534.
- Feddersen, H., A. Navarra. et M.N. Ward (1999):** Reduction of Model Systematic Error by Statistical Correction for Dynamical Seasonal Predictions, *Journal of Climate*, 12, 1974–1989.
- Folland, C.K., J.A. Owen., M.N. Ward. et A.W. Colman (1991):** Prediction of seasonal rainfall in the Sahel region of Africa using empirical and dynamical methods, *Journal of Forecasting*, 10, 21-56.
- Folland, C.K., T.N. Palmer. et D.E. Pather (1986):** Sahel rainfall and worldwide sea temperature, *Nature*, 320, 602-607.
- Fontaine, B. et S. Janicot (1993):** L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, 1 : 28-53.
- Fontaine, B. et Janicot. S (1996):** Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types, *Journal of Climate*, 9, 2935-2940.
- Fontaine, B., S. Trzaska. et S. Janicot (1998):** Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments, *Climate Dynamics*, 14, 353-368
- Fontaine, B., S. Janicot. et V. Moron (1995):**, Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-89), *Journal of Climate*, 8, 1503-1510.
- Fontaine, B., N. Philippon. et P. Camberlin (1999):** An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997), *Geophysical Research Letters*, 26, 2041-2044.
- Garric, G., H. Douville. et M. Déqué (2002):** Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over West-Africa, *International Journal of Climatology*, 22, 331-345.
- Gates, W.L (1992):** AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73, 1962-1970.
- Giannini, A., R. Saravanan. Et P. Chang (2003):** Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales, *Science*, 302, 1027-1030.
- Glahn, H.R. et D.A. Lowry (1972):** The use of Model Output Statistics (MOS) in objective weather forecasting, *Journal of Applied Meteorology*, 11, 1203-1211.
- Glahn, H.R (1965):** Objective weather forecasting by statistical methods, *The Statistician*, 15, 5, 111-142.
- Graham, R.J., A.D.L. Evans, K.R. Mylne, M.S.J Harrison. et K.B. Robertson (2000):** An assessment of seasonal predictability using atmospheric general circulation models, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 126, 2211–2240.
- Grist, J.P. et S.E. Nicholson (2001):** A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel, *Journal of Climate*, 14, (7), 1337-1359.
- Gruber, A., X. Su., M. Kanamitsu. et J. Schemm (2000):** The Comparison of Two Merged Rain Gauge–Satellite Precipitation Datasets, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 2631–2644.
- Graham, N.E., J. Michaelsen. et T.P. Barnett (1987):** An Investigation of the El Niño-Southern Oscillation Cycle With Statistical Models 1. Predictor Field Characteristics, *Geophysical Research Letter*, 92(C13), 14,251–14,270.

- Graham, N.E., J. Michaelsen. et T.P. Barnett (1987):** An Investigation of the El Niño-Southern Oscillation Cycle With Statistical Models 2. Model Results, *Geophysical Research Letter*, 92(C13), 14,271–14,289.
- Hall, N.M.J. et P. Peyrillé (2006):** Dynamics of the West African Monsoon, *J. Phys.* IV, France, 139, 81-99. © *EDP Sciences*, Les Ulis. DOI: 10.1051/jp4:2006139007.
- Hastenrath, S (1984):** Interannual Variability and Annual Cycle: Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic Sector, *Monthly Weather Review*, 112, 1097–1107.
- Hastenrath, S (1985):** Climate and Circulation of the Tropics, *Kluwer Academic Publishers*.
- Hastenrath, S (1990):** Decadal-scale changes of the circulation in the tropical Atlantic sector associated with Sahel drought, *International Journal of Climatology*, 10,459-472.
- Hastenrath, S (1995):** Recent advances in tropical climate prediction, *Journal of Climate*, 8, 1519-1532.
- Hastenrath, S (1999):** Equatorial Mid-Tropospheric Easterly Jet over Eastern Pacific, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 77, 701-709.
- Hastenrath, S. et K. Wolter (1992):** Large-scale patterns and long-term trends of circulation variability associated with Sahel rainfall anomalies, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70, 1045-1056.
- Hastenrath, S., L. Greischar. et J. van Heerden (1995) :** Prediction of the summer rainfall over South Africa, *Journal of Climate*, 8, 1511-1518.
- Hewitt, C.D. et D.J. Griggs (2004):** Ensembles-Based Predictions of Climate Changes and Their Impacts, *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 85(52), doi:10.1029/2004EO520005.
- Hoerling, M., J. Hurrell., J. Eischeid. et A. Phillips (2006):** Detection and Attribution of Twentieth-Century Northern and Southern African Rainfall Change, *Journal of Climate*, 19, 3989–4008.
- Hotelling, H (1936):** Relations between two sets of variates, *Biometrika*, 28, 321-377.
- Huffman, J.G., R.F. Adler., P.A. Arkin., A. Chang., R. Ferraro., A. Gruber., J. Janowiak., R.J. Joyce., A. McNab., B. Rudolf., U. Schneider. et P. Xie (1997):** The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Data Set, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 5-20.
- Janicot, S (1992):** Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: Regionalizations and typings, *Journal of Climate*, 5, 489–497.
- Janicot, S (1992):** Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II: associated surface and air mass characteristics, *Journal of Climate*, 5, 499–511.
- Janicot, S (1997):** ENSO Impact on atmospheric circulation and convection over the tropical Atlantic and West Africa, *Annales Geophysicae*, 15, 471-475.
- Janicot, S., V. Moron. et B. Fontaine (1996):** Sahel droughts and ENSO dynamics, *Geophysical Research Letters*, 23, 515-518.
- Janicot, S. et B. Fontaine (1993) :** L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest, *La Météorologie*, 8, 28-53.
- Janicot, S., S. Trzaska. et I. Pocard (2001):** Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations, *Climate Dynamics*, 18, 303-320.
- Janicot, S., A. Harzallah., B. Fontaine. et V. Moron (1998):** West African Monsoon Dynamics and Eastern Equatorial Atlantic and Pacific SST Anomalies (1970–88), *Journal of Climate*, 11, 1874–1882.
- Janicot, S (2002):** La Mousson d'Afrique de l'Ouest : des téléconnexions à la variabilité synoptique, *thèse d'Habilitation à Diriger des Recherches*, Université Paris 6.

- Jenness, J. et J. Judson Wynne (2005):** Cohen's Kappa and classification table metrics 2.0: An ArcView 3.x extension for accuracy assessment of spatially explicit models, Open-File Report OF 2005-1363. Flagstaff, AZ: U.S. Geological Survey, *Southwest Biological Science Center*, 86 p.
- Jolliffe, I.T. et D.B. Stephenson (2003):** Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science, *John Wiley and Sons*, Chichester, ISBN 0-471-49759-2.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu., R. Kistler., W. Collins., D. Deaven., L. Gandin., M. Iredell., S. Saha., G. White., J. Woollen., Y. Zhu., M. Chelliah., W. Ebisuzaki., W. Higgins., J. Janowiak., K. Mo., C. Ropelewski., J. Wang., A. Leetmaa., R. Reynolds., R. Jenne. et D. Joseph (1996):** The NCEP-NCAR 40 year Reanalyses Project, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437-471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki., J. Woollen., S-K Yang., J.J. Hnilo., M. Fiorino. et G.L. Potter (2002):** NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1631-1643.
- Kang, I. et J.H. Yoo (2006):** Examination of multi-model ensemble seasonal prediction methods using a simple climate system, *Climate Dynamics*, 26(2-3), 285.
- Kaplan, A., Y. Kushnir., M.A. Cane. et M.B. Blumenthal (1997):** Reduced space optimal analysis for historical datasets: 136 years of Atlantic sea surface temperatures, *Journal of Geophysical Research*, 102, 27835–27860.
- Kharin, V.V., F.W. Zwiers (2002):** Climate prediction with multi-model ensembles, *Journal of Climate*, 15, 793–799.
- Kidson, J.W (1975):** Tropical Eigenvector Analysis and the Southern Oscillation, *Monthly Weather Review*, 103, 187–196.
- Klaus, D (1975):** Periodische und statistische Beziehungen zwischen den jährlichen H/iufigkeiten der Grogwetterlagen Europas und der räumlichen Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen in Teilen Wesafrikas, *Erdkunde*, 29, 248-267.
- Kraus, E.B (1977):** Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports, *Monthly Weather Review*, 105, 1009-1018.
- Krishnamurti, T.N., C.M. Kishtawal., Z. Zhan., T. Larow., D. Bachiochi., E. Williford., S. Gadgil. et S. Surendran (2000):** Multimodel ensemble forecasts for weather and seasonal climate, *Journal of Climate*, 13, 4196-4216.
- Kumar, A., M. Hoerling., M. Ji., A. Leetmaa. et P. Sardeshmukh (1996):** Assessing a GCM's Suitability for Making Seasonal Predictions, *Journal of Climate*, 9, 115–129.
- Lachenbruch, P.A. et M.R. Mickey (1968):** Estimation of Error Rates in Discriminant Analysis, *Technometrics*, 10, pp1, 10.
- Lamb, P.J (1978a):** Large scale tropical surface circulation patterns associated with sub-saharan weather anomalies, *Tellus*, 30, 240-251.
- Lamb, P.J (1978b):** Case studies of tropical Atlantic surface circulations patterns during recent sub-saharan weather anomalies: 1967 and 1968, *Monthly Weather Review*, 106, 482-491.
- Lamb, P.J (1982):** Persistence of Subsaharan drought, *Nature*, 299 (September), 46-47.
- Lamb, P.J (1985):** Rainfall in sub-Saharan West Africa during 1941-83, *Zeitschr. Gletscherkunde Glazialgeologie*, 21, 131- 139.
- Lamb, P.J. et R.A. Peppler (1991):** West Africa. Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies, *M. H. Glantz, R. W. Katz, and N. Nicholls, Eds.*, Cambridge University Press, 121–189.
- Landman, W.A. et L. Goddard (2002):** Statistical recalibration of GCM forecasts over Southern Africa using model outputs statistics, *Journal of Climate*, 15, 2038-2055.

- Lavaysse, C (2006):** Étude des relations Onde – Convection – Pluie et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l’Ouest, *thèse de doctorat*, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Le Treut, H (1998):** La modélisation numérique du climat : un outil en pleine évolution, *document du Laboratoire de Météorologie Dynamique (CNRS et UPMC)*.
- Le Barbé, L., T. Lebel. et D. Tapsoba (2002):** Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90, *Journal of Climate*, 15, 187–202.
- Lee, P.M (1997):** Bayesian statistics: An introduction, 2nd edition, *Arnold*, 344pp.
- Lorenz, E.N (1993):** The Essence of Chaos, *Univ. of Washington Press*, Seattle, 227 p.
- Louvet, S (2008):** modulation intrasaisonnière de la mousson d’Afrique de l’Ouest et impacts sur les vecteur du paludisme à Ndiop (Sénégal) : diagnostics et prévisibilité, *thèse de doctorat*, Université de Bourgogne.
- Louvet, S., B. Fontaine. et P. Roucou (2003):** Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979-2001), *Geophysical Research Letters*, 30, doi:10.1029/2003GL018058.
- Louvet, S., Y. Richard. et B. Fontaine (2005) :** Changement d’échelle et sortie climatique régionalisées, *Environnement, Risque et Santé*, 4, 2.
- L’Hôte, Y., G. Mahé., B. Somé. et J.P. Triboulet (2002):** Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 : the drought continues, *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques*, 47 (4), p. 563-572.
- Malardel, S (2005):** Fondamentaux de météorologie, à l’école du temps, *CEPADUES*.
- Mason, S.J. et N.E. Graham (1999):** Conditional Probabilities, Relative Operating Characteristics, and Relative Operating Levels, *Weather and Forecasting*, 14, 713–725.
- Mason, S.J et N.E Graham (2002):** Areas beneath the relative operating characteristics (ROC) and levels (ROL) curves: statistical significance and interpretation, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128, pp. 2145–2166.
- Maurer, E., G.M. O'Donnell. et D.P Lettenmaier (2001):** Evaluation of the Land Surface Water Budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE Reanalyses using an Off-line Hydrologic Model, *Journal of Geophysical Research*, 106, 16, p. 17.841-17.862.
- May, S.M (1994):** Modelling observer agreement - an alternative to kappa, *Journal of Clinical Epidemiology*, 47, 11, 1315 - 1324.
- Mayaux, P., E. Bartholomé., A. Cabral., M. Cherlet., P. Defourny., A. Di Gregorio., O. Diallo., M. Massart., A. Nonguierma., J.-F. Pekel., C. Pretorius., C. Vancutsem., M. Vasconcelos (2003):** The Land Cover Map for Africa in the Year 2000, GLC2000 database, *European Commission Joint Research Centre*, (<http://www-gem.jrc.it/glc2000>).
- Messenger, C., Gallee, H. et Bresseur. O (2004):** Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years, *Climate Dynamics*, 22, 249-266.
- Michaelsen, J (1987):** Cross-validation in statistical climate forecast models, *Journal of Applied Meteorology*, 26, 589-600.
- Mitchell, T.D., T.R. Carter., P.D Jones., M. Hulme. et M. New (2004):** A comprehensive set of high resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100), *Tyndall Centre*, Working Paper, 55.

- Mitchell, T.D., M. Hulme. et M. New (2002):** Climate data for political areas. *Area*, 34:109-112.
- Mo, K.C et R.W. Higgins (1996):** Large-scale atmospheric moisture transport as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalyses, *Journal of Climate*, 9, 1531–1545.
- Monari, G (1999):** Sélection de modèles non linéaires par leave-one out : étude théorique et application des réseaux de neurones au procédé de soudage par points, *thèse paris 6*.
- Moncrieff, M.W. et M.J. Miller (1976):** The dynamics *and*. simulation of tropical squall lines, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 102, 373-394.
- Moron, V (1994):** Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933-1990), *International Journal of Climatology*, 14, 325-341.
- Moron, V., N. Philippon. et B. Fontaine (2003):** Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST, *Geophysical Research Letter*, 30 (23), 2221, doi:10.1029/2003GL018006.
- Moron, V., N. Philippon. et B. Fontaine (2004):** Simulation of West African monsoon index in four Atmospheric General Circulation Models forced by prescribed sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2004JD004760.
- Müller W.A., C. Appenzeller., F. Doblas-Reyes. et M.A. Liniger (2005):** A Debaised Ranked Probability Skill Score to Evaluate Probabilistic Ensemble Forecasts with Small Ensemble Size, *Journal of Climate*, 18, 1513-1523.
- Murphy, A.H (1996):** The Finley Affair: A Signal Event in the History of Forecast Verification. *Weather Forecasting*, 11, 3–20.
- New, M., M. Hulme. et J. Phil (1999):** Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part 1: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology, *Journal of Climate*, 12, 829-856.
- New, M., Hulme. M, Jones Phil (2000):** Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part II: Development of a 1961-96 Monthly Grids of Terrestrial Surface, *Journal of Climate*, 13, 2217-2238.
- New, M., D. Lister., M. Hulme. et I. Makin (2002):** A high-resolution data set of surface climate over global land areas, *Climate Research*, 21, 1–25.
- Nicholls, N (1987):** The Use of Canonical Correlation to Study Teleconnections, *Monthly Weather Review*, 115, 393–399.
- Nicholson, S.E (1985):** Sub-Saharan rainfall 1981-84, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 1388-1391.
- Nicholson, S.E (1980):** The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa, *Monthly Weather Review*, 108, 473–487.
- Nicholson, S.E (1986):** The Spatial Coherence of African Rainfall Anomalies: Interhemispheric Teleconnections, *Journal of Applied Meteorology*, 25, 1365–1381.
- Nicholson, S.E. et D. Entekhabi (1987):** Rainfall variability in equatorial and southern Africa: Relationships with sea surface temperatures along the southwestern coast of Africa, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 561–578.
- Nicholson, S.E (1993):** An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade, *Journal of Climate*, 6, 1463–1466.
- Nicholson, S.E. et Kim. J (1997):** The relationship of the El Nino–Southern Oscillation to African rainfall, *International Journal of Climatology*, 17, 117–135.
- Nicholson, S.E. et J.P. Grist (2003):** The Seasonal Evolution of the Atmospheric Circulation over West Africa and Equatorial Africa, *Journal of Climate*, 16, 1013–1030.

- Paeth, H. et A. Hense (2003):** Seasonal forecast of sub-sahelian rainfall using cross validated model output statistics, *Meteorologische Zeitschrift*, 12, 157-173.
- Palmer, T.N. et D.L.T. Anderson (1994):** The prospects for seasonal forecasting: A review paper, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120, 755–793.
- Palmer, T., N.A. Alessandri., U. Andersen., P. Cantelaube., M. Davey., P. Décluse., M. Déqué., E. Diez., J.F. Doblas-Reyes., H. Feddersen., R. Graham., S. Gualdi., J.F. Guérémy., R. Hagedorn., M. Moshen., N. Keenlyside., M. Latif., A. Lazar., E. Maisonnave., V. Marletto., A.P. Morse., B. Orfila., P. Rogel., J. M. Terres, et M.C. Thomson (2004):** Development of a European Multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER), *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 853-872.
- Palmer, T.N., C. Brankovic. et D.S. Richardson (2000):** A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 2013-2034.
- Palmer, T. N (1986):** Influence of the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans on Sahel rainfall, *Nature*, 322, 251–253.
- Palmer, T., C. Branković., P. Viterbo. et M. Miller (1992):** Modeling Interannual Variations of Summer Monsoons, *Journal of Climate*, 5, 399–417.
- Parker, D., C. Thorncroft., R. Burton. et A. Diongue-Niang (2005):** Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 1461–1482.
- Parker, D.E., M. Jackson. et E.B. Horton (1995):** The 1961-1990 GISST2.2 sea surface temperature and sea-ice climatolog, CRTN 63, *Hadley Centre, Meteorological Office, UKMO*, 42pp.
- Pavan, V., F.J. Doblas-Reyes (2000):** Multi-model seasonal hindcasts over the Euro-Atlantic: skill scores and dynamic features, *Climate Dynamics*, 16, 611–625.
- Peng, P., A. Kumar. et H. Van den Dool (2002):** Analysis of multimodel ensemble predictions for seasonal climate anomalies, *Journal of Geophysical Research*, 107, 4710, doi:10.1029/2002JD002712.
- Peyrillé, P (2006):** Étude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel, *thèse de doctorat*, Université Toulouse III.
- Philippon, N. et B. Fontaine (1999):** A new statistical predictability scheme for July-September Sahel rainfall (1968-1994), *Comptes Rendus de Acadmie des Sciences*, 329, p 1-6.
- Philippon, N. et B. Fontaine (2002):** The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness?, *Annales Geophysicae*, 20, 575-582.
- Philippon, N (2002):** Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations saisonnières en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostic (1968-1998) et applications (2000-2001), *thèse de doctorat*, Centre de Recherche de Climatologie.
- Philippon, N., P. Camberlin. et N. Fauchereau (2002):** Empirical Predictability study of October-December East African rainfall, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 128, 2239-2256.
- Philippon, N., F. Doblas-Reyes., P.M. Ruti. et L. Bouali (2009):** Seasonal reproducibility and predictability of the West African Monsoon in coupled GCMs, Special Issue on the West African Monsoon. Soumis à *Climate Dynamics*.
- Plutowski, M.E (1994):** Selecting training exemplars for neural network learning, *Ph.D. Thesis*, Department of Computer Science and Engineering, The University of California, San Diego.
- Poccard, I., S. Janicot. et P. Camberlin (2000):** Comparison of rainfall structures between

- NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa, *Climate Dynamics*, 16, 12, 897-915.
- Potts, J. M., C.K. Folland., I.T. Jolliffe. et D. Sextond (1996):** Revised LEPS scores for assessing climate model simulations and long-rang forecasts, *Journal of Climate*, 9, 34-53.
- Raicich, F., N. Pinardi. et A. Navarra (2003):** Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean, *International Journal of Climatology*, 23, 173-186.
- Rayner, N.A., E.B. Horton., D.E. Parker., C.K. Folland. et R.B. Hackett (1996):** Version 2.2 of the global sea-ice and sea surface temperature data set, 1903-1994, *Climate Research Technical Note*, 74, 21p.
- Rayner, N.A., D.E. Praker., E.B. Horton., C.K. Folland., L.V. Alexander. et D.P. Rowell (2003):** Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since late nineteenth century, *Journal of Geophysical Research*, 108, doi:10.1029/2002JD002670.
- Richman, M.B (1986):** Rotation of principal components, *Journal of Climatology*, 7, 5, p.293-335.
- Riehl, H (1969) :** Sur le rôle des tropiques dans la circulation générale de l'atmosphère, *Weather*, 24.
- Rogel, P., Y. M. Tourre., V. Benoit. et L. Jarlan (2006):** Tropical Atlantic moisture availability and precipitation over West Africa: Application to DEMETER hindcasts, *Geophysical Research Letter*, 33, L21711, doi:10.1029/2006GL027178.
- Ropelewski C.F. et M.S. Halpert (1987):** Global and regional patterns associated with the ENSO, *Monthly Weather Review*, 115, 1606-1626.
- Ropelewski C.F. et M.S. Halpert (1989):** Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, *Journal of Climate*, 2, 268-284.
- Rowell, D.P., C.K. Folland., K. Maskell. et M.N. Ward (1995):** Variability of summer rainfall over Tropical North Africa (1906-1992): Observations and modelling, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 121, 669-704.
- Rowell, D.P (1998):** Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multidecadal GCM Simulations, *Journal of Climate*, 11, 109-120.
- Rowell, D.P (2001):** Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel, : *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 127, 1683-1706.
- Rowell, D.P (2003):** The Semazzi impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season, *Journal of Climate*, 16, 849-862.
- Saporta, G (1990) :** Probabilités, analyse des données et statistique, *Editions Technip*, Paris, 493p.
- Saporta, G (2006) :** Probabilités, analyse des données et statistique, 2^{ème} Ed, *Editions Technip*, Paris.
- Sarda, J., G. Plaut., C. Pires. et R. Vautard (1996):** Statistical and dynamical long-range atmospheric forecasts: Experimental comparison and hybridization, *Tellus*, 48A, 518-537.
- Semazzi, F.H.M. et L. Sun (1997):** The Role of Orography in Determining the Sahelian Climate, *International Journal of Climatology*. 17(6): 581.
- Shongwe, M.E., W. A. Landman. et S.J. Mason (2006):** Performance of recalibrating systems for GCM forecasts for South Africa, *International Journal of Climatology*, 26, 1567-1585.
- Shukla, J., J. Anderson., D. Baumhefner., C. Brankovic., Y. Chang., E. Kalnay., L. Marx., T. Palmer., D. Paolino., J. Ploshay., S. Schubert., D. Straus., M. Suarez. et J. Tribbia (2000):** Dynamical Seasonal Prediction, *Bulletin of the American Meteorolical Society*, 81, 2593-2606.
- Sohn, B.J. et E.A. Smith (1992):** The Modulation of the Low-Latitude Radiation Budget by Cloud and Surface Forcing on Interannual Time Scales, *Journal of Climate*, 5, 831-846.

- Sperber, K.R. et T. Palmer (1996):** Interannual tropical rainfall variability in general circulation model simulations associated with the Atmospheric Model Intercomparison Project, *Journal of Climate*, 9, 2727-2750.
- Stoeckenius, T (1981):** Interannual Variations of Tropical Precipitation Patterns, *Monthly Weather Review*, 109, 1233–1247.
- Sultan, B (2002):** Étude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intra-saisonnière de la convection. Applications à la sensibilité des rendements agricoles, *Thèse de doctorat*, Université de Paris VII, 283 pp.
- Suchel, J.B (1988):** Les climats du Cameroun, *thèse d'état*, université de Saint Etienne.
- Sultan, B. et S. Janicot (2004):** La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles intra-saisonnières. 1ère partie : Analyse diagnostique de la mise en place de la mousson et de la variabilité intra-saisonnière de la convection, *Sécheresse*, 15(4), 1-10.
- Sultan, B. et S. Janicot (2003):** The West African Monsoon Dynamics. Part II: The Preonset and Onset of the Summer Monsoon, *Journal of Climate*, 16, 3407–3427.
- Sultan, B. et S. Janicot (2000):** Abrupt shift of ITZC over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophysical Research Letter*, 27(20), 3353-3356.
- Thorncroft, C.D. et M. Blackburn (1999):** Maintenance of the African easterly jet, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 125(555), 763-786.
- Tompkins, A. et L. Feudale (2009):** West African Monsoon seasonal precipitation forecasts in ECMWF System 3 with a focus on the AMMA SOP, submitted to *Weather Forecasting Special AMMA Issue*.
- Trzaska, S., V. Moron. et B. Fontaine (1996):** Global Atmospheric Response To Specific Linear-Combinations Of The Main SST Modes. Part I: Numerical Experiments and Preliminary-Results, *Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences V*, 14, P, 1066-1077.
- Uppala, S.M., P.W. Kållberg. et A.J. Simmons (2005) :** The ERA-40 reanalysis, *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, 131, pp. 2961–3012.
- Vautard, R., C. Pires. et G. Plaut (1996):** Long-Range Atmospheric Predictability Using Space–Time Principal Components, *Monthly Weather Review*, 124, 288–307.
- Vizy, E.K. et K.H. Cook (2001):** Mechanisms by which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic sea surface temperatures anomalies can influence African rainfall, *Journal of Climate*, 14, 795-821.
- Vizy, E.K. et K.H. Cook (2002):** Development and application of a mesoscale climate model for the tropic : Influence of sea surface temperature anomalies on the West African Monsoon, *Journal of Geophysical Research*, 107, doi:10.1029/2001JD000686.
- Von Storch, H. et F.W. Zwiers (1999):** Statistical analysis in climate research, *Cambridge University press*, Cambridge, 484p.
- Ward, M.N (1992):** Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields and Sahelian rainfall variability, *Journal of Climate*, 5, 454–475.
- Ward, N. M (1998):** Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales, *Journal of Climate*, 11, 3167-3191.
- Ward, M. N. et C. K. Folland (1991):** Prediction of seasonal rainfall in the North Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature, *International Journal of Climatology*, 11, 711–743.
- Ward, N. M. et A. Navarra (1997):** Pattern analysis of SST forced variability in ensemble GCM simulations: Examples over Europe and the tropical pacific, *Journal of Climate*, 10, 2210–2220.
- Webster, P.J., V.O. Magana., T.N. Palmer., J. Shukla., R.A. Tomas., M. Yanai. et T. Yasunari**

- (1998): The monsoon: Processes, predictability and prediction, *Journal of Geophysical Research*, 103, 14451-14510.
- Weigel, A.P., M.A. Liniger et C. Appenzeller (2007):** Generalization of the Discrete Brier and Ranked Probability Skill Scores for Weighted Multimodel Ensemble Forecasts, *Monthly Weather Review*, 135, 2778–2785.
- Weisman, M.L. et R. Rotunno (2004):** “A theory of strong, long-lived squall lines” revisited, *Journal of Atmospheric Sciences*, 61, p. 361-382.
- White, F (1986):** La végétation de l'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique, *UNESCO / AETFAT / UNSO*, 384 p.
- Wilks, D. S (1995):** Statistical methods in the atmospheric sciences, San Diego, *California Academic Press*.
- Wilks, D. S., R. Dmowska., D. Harmatan. et H. T. Rossby (2006):** Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, 2nd edition, *Elsevier*, International Geophysics Sciences, Academic Press.
- Xie, P. et P.A. Arkin (1996):** Analyses of Global Monthly Precipitation Using Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Predictions, *Journal of Climate*, 9, 840–858.
- Xie, P. et P.A. Arkin (1997):** Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78, 11, p. 2539-2558.
- Xie, P., J.E. Janowiak., P.A. Arkin., R. Adler., A. Gruber., R. Ferraro., G.J. Huffman. et S. Curtis (2003):** GPCP Pentad Precipitation Analyses: An Experimental Dataset Based on Gauge Observations and Satellite Estimates, *Journal of Climate*, 16, 2197–2214.
- Yun, W.T., L. Stefanova. et T.N Krishnamurti (2003):** Improvement of the superensemble technique for seasonal forecasts, *Journal of Climate*, 16, 3834–3840.
- Zhao, H. et G.W.K. Moore (2007):** Trends in the boreal summer regional Hadley and Walker circulations as expressed in precipitation records from Asia and Africa during the latter half of the 20th century, *International Journal of Climatology*, DOI: 10.1002/joc.1580.
- Zheng, X. et E.A.B. Eltahir (1998):** The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons, *Journal of Climate*, 11, 2078–2096.

Publications

Bouali, L., N. Philippon. et B. Fontaine (2007): Validation and predictability of the July-August sahelian rainfall in the DEMETER coupled simulations, *Climate Dynamics*, en cours de publication.

Bouali, L., N. Philippon., B. Fontaine. et J. Lemond (2008): Performance of DEMETER calibration for rainfall forecasting purposes: Application to the July–August Sahelian rainfall, *Journal of Geophysical Research*, 113, D15111, doi:10.1029/2007JD009403.

Philippon, N., F. Doblas-Reyes., P.M. Ruti. et L. Bouali (2009): Seasonal reproducibility and predictability of the West African Monsoon in coupled GCMs, Special Issue on the West African Monsoon. *Climate Dynamics*, en cours de publication