



ECOLE NATIONALE
DE LA MÉTÉOROLOGIE

ENM

C.E.R.F.A.C.S.



Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

Prévision saisonnière sur l'Afrique de l'Ouest, à partir des produits DEMETER

*sous la direction de Philippe ROGEL, Chercheur au CERFACS
et Yves TOURRE, Chercheur à MEDIAS FRANCE.*

Vincent BENOIT
Rapport de stage

MASTER OASC
année 2004/2005

Rapport n°1004

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Philippe Rogel et Yves Tourre de m'avoir proposé ce sujet qui fut des plus intéressants. Tous deux ont su m'apporter leurs connaissances ainsi que leurs encouragements au cours des différentes phases de mon travail.

Je souhaite également exprimer toute ma gratitude à l'ensemble de l'équipe *Global Change and Climate Modelling* du CERFACS pour leur accueil et leur aide. Je pense particulièrement à Eric Maisonneuve, Cyril Caminade et Christophe Cassou qui m'ont permis d'avancer dans mon étude. Je n'oublie pas l'équipe CSG qui m'a aidé, à de nombreuses reprises, à résoudre mes démêlées informatiques.

Table des matières

Remerciements	1
Résumé court	3
Résumé long	4
Introduction	6
1 Evaluations préliminaires des prévisions DEMETER	8
1.1 Prévisions des températures de surface de la mer	9
1.1.1 Prévisions durant les mois précédents la mousson d'été	9
1.1.2 Prévisions pendant la saison des pluies	12
1.2 Prévisions des précipitations sur l'Afrique de l'ouest pendant la mousson d'été	14
1.3 Conclusion	16
2 Les différents régimes de précipitations pendant la mousson d'été	17
2.1 Etude des données climatologiques	17
2.2 Prévisions des principaux modes de variabilité avec les simulations DEMETER	21
2.2.1 Définition du score de <i>Relative Operating Characteristics</i>	21
2.2.2 Le ROC et les prévisions DEMETER	22
3 Prévision de la zone de convergence intertropicale	24
3.1 Critère de détection de la position de la zone de convergence intertropicale	24
3.2 Etude de la confluence du vent	25
3.2.1 Approche déterministe	25
3.2.2 Prévisions par les terciles	26
4 Etude de la convergence du flux d'humidité	28
4.1 Choix des prédicteurs	28
4.2 Prévisions des premiers modes de variabilité	32
5 Prévisions des précipitations	34
5.1 Elaboration du "modèle" de prévision	34
5.2 Analyse des résultats	35
Conclusion et perspectives	38
Bibliographie	39
Annexes	40

Résumé court

La variabilité climatique de l'Afrique de l'Ouest est principalement liée à la mousson. L'un des enjeux majeurs de la recherche actuelle est d'arriver à prévoir le démarrage et l'intensité de la mousson d'été. Le projet européen DEMETER devrait permettre d'évaluer ce type de prévisions. Coordonné par le ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts), ce projet fournit des "prévisions" à six mois d'échéance à partir des 1^{ers} février, mai, août et novembre sur toute la période allant de 1958 à 2001. Les prévisions sont issues de sept modèles couplés océan-atmosphère. Certains résultats sont accessibles sur le site internet www.ecmwf.int/research/era du ECMWF.

Mon travail a consisté, dans un premier temps, à analyser les résultats déjà obtenus en terme de prévision des températures de surface des océans tropicaux voisins et des précipitations sur le Sahel par le projet DEMETER. Cette étude a permis de fournir un premier aspect des possibilités de prévisions de précipitations à partir des simulations DEMETER : les scores étant faibles, pour affiner les prévisions, nous avons cherché des prédictors liés à la dynamique du phénomène physique capables d'être utilisés par un modèle statistique.

Un prédictor lié à la position de la zone de convergence intertropicale semble pouvoir être facilement associé aux précipitations. Dans un premier temps, nous avons essayé d'étudier comment le point de confluence du vent méridien à l'est de l'océan Atlantique pouvait être associé aux précipitations pendant la saison des pluies sur le Sahel. Cependant les fluctuations de ce champ sont mal représentées par les modèles et les observations issues de la ré-analyse ERA40 ; ceci est probablement dû à l'échelle spatiale qu'il représente.

Ces premiers résultats nous ont donc conduits à considérer un autre champ représentatif à une échelle plus grande. Pour cela, nous avons étudié les relations statistiques entre les précipitations sur notre zone d'étude et la convergence du flux d'humidité sur l'Atlantique tropical. Afin de ne pas être "parasité" par des phénomènes de trop petites échelles spatio-temporelles, nous avons cherché des relations de corrélation entre les premiers modes de l'analyse en composantes principales de chaque champ (en utilisant les matrices de corrélation). Ceci nous a permis de créer de nouveaux prédictors issus de la convergence d'humidité présentant une prévisibilité meilleure que pour le champ précédent. Nous pouvons donc proposer un modèle dynamico-statistique de prévision saisonnière des précipitations dont nous analysons de manière préliminaire les résultats.

Résumé long

Le climat de l'Afrique de l'Ouest est caractérisé par la succession de saisons sèches et humides. Ces dernières sont le résultats du régime de mousson. Le but de notre étude est de proposer un modèle dynamico-statistique de prévisions saisonnières des précipitations au cours de la mousson d'été. Pour cela, nous utilisons les prévisions du projet européen DEMETER. Celui-ci, issu d'une collaboration entre sept laboratoires, propose un ensemble de 63 prévisions (9×7 , où 9 représente le nombre de prévisions effectuées par chaque laboratoire) à 6 mois d'échéance entre 1980 et 2001. Nous disposons, pour toute cette période, de quatre prévisions par an : chacune d'entre elles étant initialisée respectivement au 1^{er} février, mai, août et novembre.

L'analyse des premiers résultats calculés par les membres du projet DEMETER permettent de proposer un fil directeur à notre travail. Concrètement, nous voyons que les conditions de surface sur l'océan Atlantique sont bien prévues par le modèle. Nous nous sommes particulièrement attachés à analyser la région tropicale de cet océan puisque c'est à cet endroit, notamment, que l'océan interagit avec l'atmosphère pendant la mousson d'été. Cependant, malgré des conditions océaniques propices à l'instauration du phénomène climatique dans les modèles, ceux-ci n'arrivent pas à recréer les précipitations pendant la saison des pluies. En effet, l'étude des différents scores de prévisions disponibles sur le site internet de l'ECMWF montre que les prévisions climatologiques fournissent des scores plus élevés que ceux fournis par DEMETER. Pour obtenir de meilleures prévisions, il faut donc mettre en place un modèle dynamico-statistique utilisant les prévisions DEMETER comme prédicteurs.

La mise en place d'un nouveau système de prévisions passe par la compréhension de la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Pour cela, une analyse en composantes principales sur les champs observés de précipitations nous a permis de mettre en évidence trois modes principaux de variabilité des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. L'étude de ces régimes montre que les précipitations durant la saison des pluies sont principalement liées à la position de la zone de convergence intertropicale (Inter-Tropicale Convergence Zone, en anglais : ITCZ), d'une part, et aux conditions thermiques des océans voisins d'autre part. De ce fait, nous avons proposé de modéliser les précipitations à partir de la position de l'ITCZ sur l'océan Atlantique Est à 20°W. Ce choix, qui parut intéressant du point de vue physique, n'a pas permis d'aboutir à un modèle de précipitations. En effet, ce paramètre n'est pas prévisible par les modèles pendant la saison des pluies : le coefficient de corrélation entre les prévisions et les observations est très proche de 0 pour les mois de juin, juillet et août. Ce résultat est probablement la conséquence de l'échelle spatiale, trop locale, que représente ce paramètre pour des prévisions saisonnières.

Nous analyserons alors un nouveau prédicteur qui prenne en compte la position de l'ITCZ et les conditions de surface de l'océan Atlantique tropical. Pour cela, nous calculons la divergence du flux d'humidité sur l'océan Atlantique tropical. Une analyse en composantes principales de ce champ fait ressortir un premier mode de variabilité lié à la position de l'ITCZ et deux autres modes associés aux conditions thermiques de surface de l'océan Atlantique tropical. Ces trois modes sont bien simulés par les prévisions DEMETER. De plus, ces différents modes sont corrélés avec les régimes de précipitations correspondants. Aussi allons-nous pouvoir essayer de proposer un modèle de prévision à partir de relations statistiques entre ce champ et les précipitations.

Le modèle dont nous nous servons utilise le lien statistique entre la probabilité pour un mode de précipitations d'être plus humide que la normale et celle pour le mode correspondant de convergence du flux d'humidité d'être plus élevée que la normale. A partir de ces relations, nous pouvons, pour chaque

mode mis en évidence au cours de l'analyse en composantes principales, fournir une probabilité, pour la saison à venir, d'assister à une période plus sèche ou plus humide. Nous fournissons, alors, des prévisions de précipitations dont les scores sont plus élevés que ceux obtenus par les prévisions DEMETER.

Introduction

Le climat de l'Afrique de l'Ouest est caractérisé par l'alternance de deux saisons : sèche et humide. Cette dernière est associée au régime de mousson présent entre les mois de juin et septembre. Ce phénomène est dû à la remontée de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans le Golfe de Guinée et au creusement d'une dépression thermique sur le Sahara. Ceci favorise alors une advection d'air froid et humide sur les régions sub-sahariennes, permettant alors la mise en place d'ondes d'est et d'une convection profonde sur le Sahel sous forme de lignes de grain. On constate alors un brusque saut vers le nord de l'ITCZ associé au phénomène de mousson d'été. Cette dernière affecte les régions situées entre 5°N et 20°N et à l'Ouest de 20°E jusqu'à la côte.

De nombreuses études ont été menées pour comprendre les mécanismes saisonniers de mise en place et de maintien de cette convection (Fontaine et Janicot [4], Messager, Gallée et Brasseur [7]). Il a également été mis en évidence une grande variabilité interannuelle de ce phénomène (Tourre et White [14]). L'un des enjeux actuels de la recherche est donc de prévoir les caractéristiques de la mousson à des échéances saisonnières. Les prévisions obtenues à partir du projet européen DEMETER pourraient permettre de répondre à ces problèmes.

Issu d'une collaboration entre sept laboratoires européens¹, ce projet vise à construire une série de prévisions saisonnières sur l'ensemble du globe entre les années 1958 et 2001. Les simulations sont toutes effectuées à partir de modèles couplés océan-atmosphère. Ce projet est basé sur une approche multimodèle de la prévision. En effet, chaque laboratoire a réalisé neuf prévisions à partir de neuf analyses différentes : les données ERA40 (réanalyses effectuées pour la période 1958-2001 par l'ECMWF) sont utilisées pour fournir une première analyse et les autres états initiaux sont obtenus à partir de perturbation de celle-ci. De plus, l'ensemble couplé "modèle atmosphérique et modèle océanique" est différent pour chaque laboratoire. Ainsi pour chaque échéance nous obtenons un ensemble de 63 membres (9 prévisions \times 7 modèles) consistant la prévision qui diffèrent par l'état initial et le modèle couplé utilisé. En fait, tous les modèles n'ont pas fourni de prévisions depuis 1958 ; seules les années 1980 à 2001 ont été simulées par tous les modèles. C'est donc la période que nous retiendrons pour notre étude.

Les prévisions sont effectuées à six mois d'échéance. Nous possédons quatre prévisions pour chaque année : la première débute au 1^{er} février, la seconde au 1^{er} mai, la troisième au 1^{er} août et la dernière au 1^{er} novembre.

Dans un premier temps, nous analyserons les résultats déjà obtenus et disponibles sur le site internet du ECMWF (www.ecmwf.int/research/demeter). Cette analyse nous permettra d'estimer la qualité générale des prévisions DEMETER sur les océans qui jouent un rôle majeur dans la dynamique de la mousson (avec l'analyse des températures de surface de la mer en particulier) et d'envisager une méthodologie pour la prévision des précipitations. Par la suite, nous verrons quels sont les principaux régimes de précipitations sur notre zone d'étude afin de choisir des prédicteurs qui soient physiquement liés à la

¹CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique), ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts), INGV (Istituto Nazionale de Geophysica e Vulcanologia), LODYC (Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie), Météo-France (avec le Centre National de Recherches Météorologiques : CNRM), UKMO (United Kingdom Met Office) et MPI (Max-Planck Institut für Meteorologie).

mousson africaine.

Nous étudierons donc la prévision de la position de l'ITCZ ainsi que celle de la convergence du flux d'humidité. A partir des différentes analyses que nous aurons faites, nous essayerons de proposer un modèle de prévisions des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest pendant la mousson d'été. Le principe envisagé pour effectuer ces prévisions sera de fournir des relations statistiques entre les précipitations et des paramètres qui sont représentés par les modèles de façon dynamique (Garric, Douville et Déqué [5]).

Chapitre 1

Evaluations préliminaires des prévisions DEMETER

Quelques résultats préliminaires ont été établis par les membres du projet DEMETER. En effet, ils ont montré que seuls les résultats obtenus dans les régions tropicales pouvaient être utilisés à l'échelle régionale (cf. Palmer et al. [8]). De plus, de nombreux scores de prévisions ont été calculés sur diverses régions du globe pour différents champs. A partir de ces coefficients, disponibles sur le site internet de l'ECMWF, nous allons chercher à qualifier les simulations DEMETER sur les zones qui concernent notre étude.

Dans un premier temps, nous analyserons les résultats obtenus sur les températures de surface de la mer (Sea Surface Temperature, en anglais : SST). En effet, de nombreux auteurs (Bader et Latif [2], Messenger, Gallée et Brasseur [7], Fontaine et Janicot [4]) ont montré qu'il existait une relation entre les anomalies de SST des océans tropicaux Indien et Atlantique pendant l'été et le printemps boréal et la variabilité de la mousson africaine. L'analyse de ces champs est donc importante pour la prévision de la mousson africaine. En effet, elle fournit un indice sur la prévision de la dynamique de la mousson. De plus, les SST font partie des champs généralement les mieux prévus par les modèles. Leur analyse nous permettra donc de nous faire une idée des capacités de fournir des prévisions saisonnières en utilisant une méthode multimodèle.

Par la suite, nous verrons quels sont les résultats obtenus avec DEMETER sur les champs de précipitations. Nous focaliserons notre analyse sur la saison des pluies (c'est à dire les mois d'été boréal) pour étudier uniquement la prévision de la mousson africaine.

A partir des résultats des simulations DEMETER, différents scores ont été calculés. Ici, deux optiques de prévisions sont mises en confrontation.

Les premiers scores fournis par l'ECMWF permettent de donner une vision déterministe. Dans ce cas, la prévision que l'on propose est la moyenne de toutes les simulations effectuées. On peut donc associer à notre prévision les coefficients habituels : écart-type, corrélation... Toutefois, cette approche n'est pas toujours très pertinente pour la prévision saisonnière. En effet, le caractère chaotique de l'atmosphère entraîne souvent des différences considérables pour des états initiaux très proches. L'outil déterministe ne prend pas en compte la dispersion obtenue. Une autre approche a été envisagée pour le calcul des scores : c'est la vision probabiliste. Dans ce cas, on ne propose pas une seule prévision mais un ensemble de prévisions. L'information fournie se fait au travers de probabilité d'occurrence d'un événement. Une fonction de densité de probabilité est ainsi associée pour chaque échéance et chaque événement.

Tous les scores calculés utilisent les données de la ré-analyse ERA40 comme données climatologiques. Seules les précipitations ne sont pas comparées à ces données. Dans ce cas, on utilise les valeurs du GPCP (Global Precipitation Climatology Project), projet américain de la NASA dont le but était de créer une climatologie des précipitations sur le globe en utilisant des mesures in situ et satellites (les

données sont disponibles sur le site internet <http://cics.umd.edu/yin/GPCP/>). Les différents scores sont calculés sur les champs d'anomalies. En effet, cela permet de diminuer voire d'effacer les biais systématiques des modèles utilisés. Cette méthode n'est pas la plus optimale puisque nous considérons que le biais des modèles est constant alors qu'a priori, il doit dépendre de l'intensité du signal prévu.

Nous disposons, pour cette étude, de moyennes sur deux périodes différentes de simulation : entre les 2^{èmes}, 3^{èmes} et 4^{èmes} mois de simulation, ainsi qu'entre les 4^{èmes}, 5^{èmes} et 6^{èmes} mois. Pour la première échéance, les moyennes sont donc effectuées sur mars, avril et mai, d'une part, et juin, juillet et août, d'autre part. Pour la seconde, elles sont décalées d'un mois : février-mars-avril et mai-juin-juillet.

1.1 Prévisions des températures de surface de la mer

Nous savons que les SST des océans tropicaux Atlantique et Indien ont une influence sur les caractéristiques de la mousson africaine. Toutefois, l'impact de ces paramètres ne peut pas être placé au même niveau pour la saison précédant la mousson et pour la saison des pluies. En effet, dans le premier cas, les températures influent sur l'initialisation du phénomène alors que, dans le second cas, elles sont associées à son maintien.

Ainsi choisirons-nous d'étudier d'abord les SST pendant le printemps boréal puis pendant la saison des pluies.

1.1.1 Prévisions durant les mois précédents la mousson d'été

La mousson est un phénomène climatique qui présente une grande variabilité interannuelle. Aussi est-il intéressant d'analyser comment les prévisions DEMETER permettent de recréer les variations de SST au cours du temps. Nous analyserons donc des séries temporelles sur toute la période de simulation, soit de 1980 à 2001. Cependant, toutes les zones des océans n'ont pas la même influence sur la mousson. Aussi faudra-t-il examiner des cartes spatiales de prévisions moyennées sur toute la durée de simulation.

Pour faire une étude temporelle, nous disposons de données moyennées sur la boîte *Atlantic3* (ATL3), qui correspond à la zone définie par la bande [20°W ; 0] de longitude et [3°N ; 3°S] de latitude, et les boîtes *Indian Ocean Dipole* (IOD), qui regroupe les zones (10°N, 10°S, 50°E, 70°E) et (0, 10°S, 90°E, 110°E).

De plus, on sait que le gradient de SST à travers l'ITCZ dans l'océan Atlantique est un facteur qui caractérise la mousson sur l'Afrique de l'ouest (Rajagopalan, Kushnir et Turre [10]). Pour cela, nous analyserons également la différence des moyennes de SST des boîtes (25°N, 5°N, 55°W, 15°W) et (0, 20°S, 30°W, 10°E), que l'on appellera *Tropical Atlantic Meridional Mode*.

Dans les figures du tableau 1.1, on fait apparaître, pour chaque année, la valeur de la variable observée (points rouges), les terciles issus des simulations des modèles (barrettes vertes) et la moyenne des prévisions (points bleus). Sur ces mêmes graphiques, figurent également la valeur des terciles de toutes les observations sur la période (délimitée par les droites horizontales en tirés rouges) et ceux de la moyenne de toutes les prévisions (représenté par les droites en tirets bleus).

Divers coefficients ont été calculés pour permettre une meilleure analyse des séries temporelles :

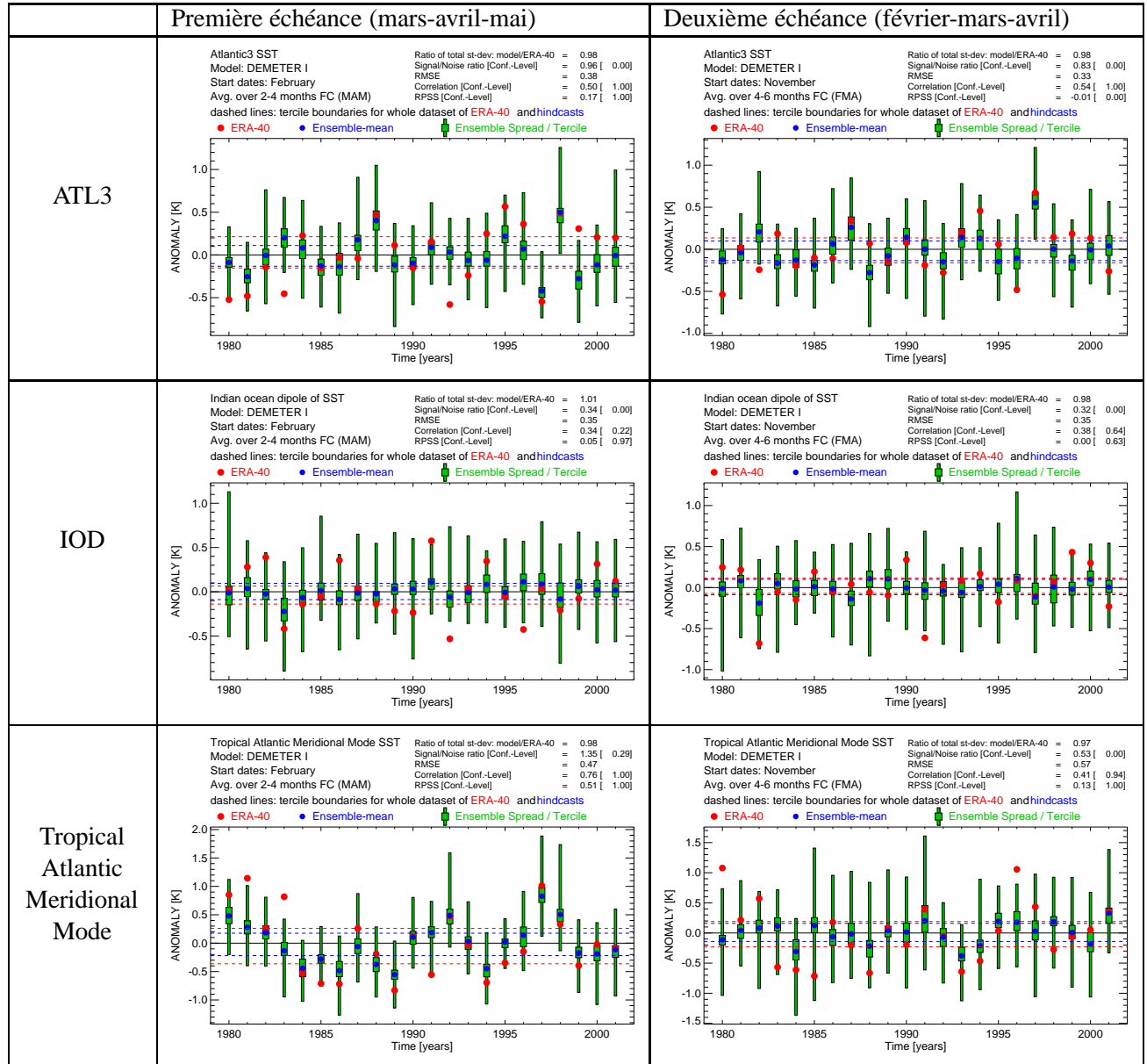
- le quotient entre l'écart-type des moyennes des prévisions et des observations,
- la rapport signal / bruit,
- l'erreur quadratique moyenne définie par la relation :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (P_i(obs) - P_i(previ))^2}$$

où les $P_i(x)$ désignent la probabilité d'obtenir l'évènement x à la date correspondant à la simulation i et où n est le nombre total de simulation. Ce paramètre représente l'erreur moyenne que commet le modèle sur toute la période prévue.

- le coefficient de corrélation entre les anomalies prévues et observées,
- le RPSS (Ranked Probability Skill Score). Ce coefficient permet de comparer l'erreur quadratique moyenne des prévisions effectuées par l'ensemble des modèles et de la climatologie en terme de probabilité. On compare donc la probabilité donnée par un modèle d'être dans un tercile particulier avec celle de la climatologie où tous les terciles sont équiprobables. Ce score tient également compte de l'observation.

Chaque colonne du tableau 1.1 correspond à une échéance différente. A gauche, on trouve la moyenne des simulations entre les 2^{èmes} à 4^{èmes} mois (soit les mois de mars, avril et mai), alors qu'à droite, les moyennes sont effectuées sur les 4^{èmes} à 6^{èmes} mois (soit février, mars et avril).



TAB. 1.1 – Evolution temporelle des anomalies de SST pour les simulations DEMETER et la climatologie ERA40 pendant la période précédant la période des pluies (à droite, prévisions sur les 2^{ème} à 4^{ème} mois ; à gauche 4^{ème} à 6^{ème})

Une première comparaison des graphiques et des coefficients associés montre que, en ce qui concerne les prévisions de SST sur les zones définies pour chaque océan, les deux échéances sont semblables. On pourra donc analyser plus particulièrement la première et associer les mêmes résultats à la seconde.

Pour l'étude du gradient méridien de SST dans l'Atlantique, les résultats se dégradent quand on utilise des échéances plus lointaines.

Un point important, commun à tous les graphiques présentés, est que l'ensemble des prévisions permet, quasiment tout le temps, de donner un intervalle dans lequel l'observation se situe : l'observation est comprise entre la prévision la plus petite et la plus grande. Ceci est un élément particulièrement intéressant car même si les résultats sont mauvais, cela permet de donner un intervalle dans lequel l'état réel se situera. De ce fait, on peut également essayer d'améliorer les prévisions en réduisant l'intervalle fourni par les simulations DEMETER.

De plus, les prévisions dans les boîtes des deux océans montrent que le modèle arrive à recréer la variabilité du signal observé. En effet, le quotient des écart-types est, dans les deux cas, très proche de 1. Toutefois, les scores de l'océan Indien sont plus faibles. Le coefficient de corrélation des valeurs prévues et observées est plus faible (≈ 0.35). On a donc un modèle capable de recréer des variations du même ordre de grandeur que les phénomènes physiques mais avec des valeurs moins liées linéairement aux champs observés que ce qui peut être fait dans l'océan Atlantique où la corrélation est voisine de 0.5.

Le gradient dans l'océan Atlantique pour la première échéance, suscite les mêmes commentaires que les prévisions de SST dans l'Atlantique. A l'échéance suivante, la situation est la même que pour l'océan Indien.

En terme de prévision probabiliste, les résultats obtenus à la première échéance sont encourageants particulièrement dans l'océan Atlantique. Toutefois, il est clair que l'utilisation des prévisions DEMETER à 6 mois d'échéance a moins d'intérêt. En effet, dans ce cas, la climatologie propose de meilleures prévisions.

L'analyse des séries temporelles nous a permis de comprendre où se situaient les problèmes des simulations DEMETER. Il semble que les prévisions à l'échéance la plus lointaine ne soient pas utilisables. Toutefois, si nous devons utiliser ces prévisions pour la mousson, la construction des différents modèles nous obligerait à considérer uniquement la première échéance où il semble que tous les éléments soient correctement simulés pour initialiser le phénomène de mousson.

Il nous faut donc maintenant analyser la distribution spatiale de la prévision des SST. Pour cela, nous allons analyser les coefficients de corrélation des anomalies de prévisions et d'observations qui sont calculés sur la période 1980-2001. Ces coefficients sont représentés sur les figures 1.1.

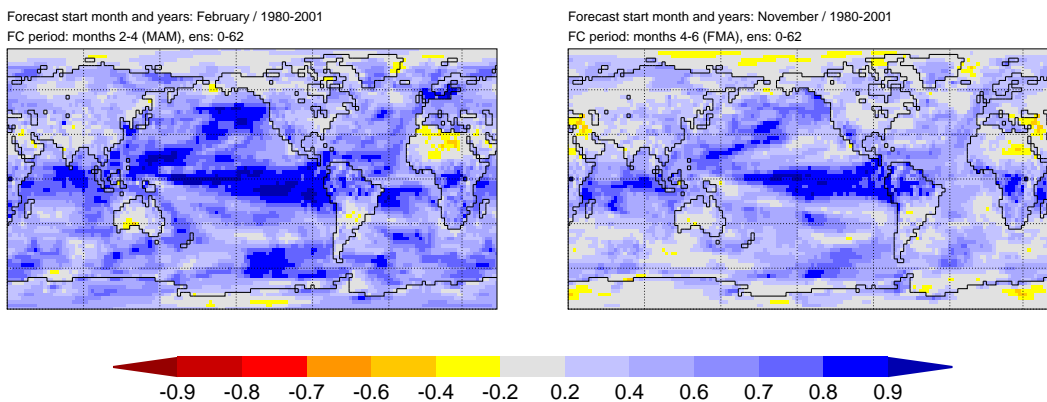


FIG. 1.1 – Coefficient de corrélation des anomalies de SST prévues et observées pour les mois de mars-avril-mai à gauche (prévisions à 2 mois d'échéance) et février-mars-avril à droite (prévisions à 4 mois)

La comparaison des cartes pour les deux échéances montre que la dégradation seulement remarquée pour le gradient méridien de SST dans les séries temporelles est, en fait, généralisée aux zones d'études. Toutefois, les prévisions de la deuxième échéance sont d'une qualité peu éloignée des prévisions de la première.

La qualité des prévisions de l'Atlantique tropical est confirmée. En ce qui concerne l'océan Indien, il semble que les prévisions fournies précédemment soient erronées par la zone considérée. En effet, en moyenne, le coefficient de corrélation dans cet océan est de l'ordre de 0.6 à 0.7.

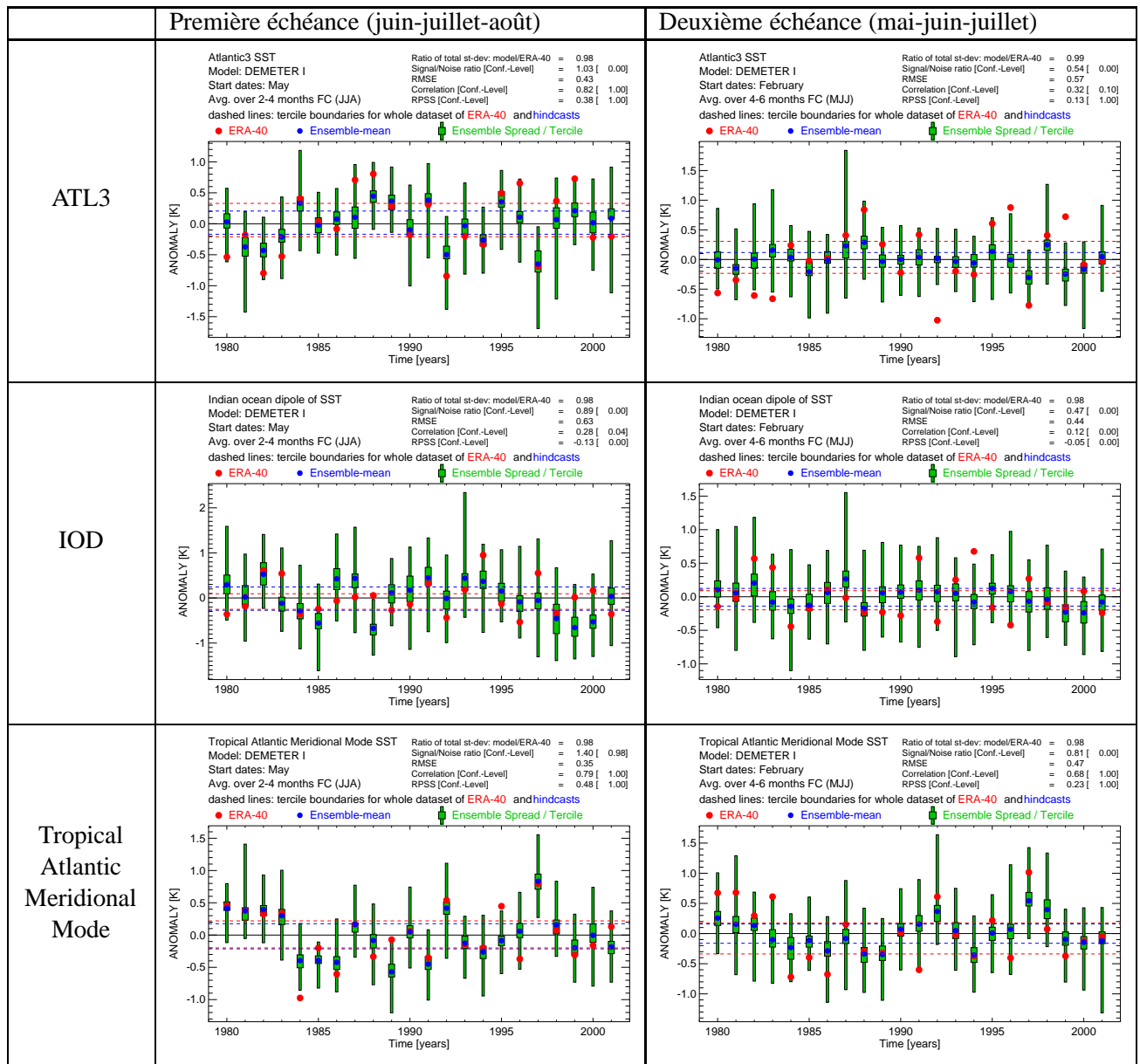
Les résultats obtenus avec les séries temporelles se confirment. Il semble donc que les simulations DEMETER soient capables de rendre de compte de l'état de l'océan qui permette d'initialiser la mousson. A priori, l'état du système climatique au dessus des océans avoisinant l'Afrique pourra être utilisé pour la prévision des précipitations pendant la mousson.

Sur les cartes précédentes, une région présente des scores très élevés : l'océan Pacifique tropical. Bien que cette zone du globe ne correspondent pas à notre étude, il pourrait être intéressant d'analyser ces résultats. Cela nous donnera une idée des résultats que nous pourrions obtenir dans le cadre de la prévision saisonnière. Il faut donc comprendre pourquoi les prévisions sont meilleures ici afin de les améliorer ailleurs. Une première hypothèse pour expliquer ces résultats pourrait être la qualité de l'analyse sur cette région. En effet, pour surveiller le phénomène ENSO (El-Niño Southern Oscillation), l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) a mis en place un système d'observation très concentrées dans cette région.

Analysons maintenant les SST pendant la saison des pluies afin de voir si le modèle est capable de simuler les éléments qui contribuent au maintien de la mousson.

1.1.2 Prévisions pendant la saison des pluies

Pour analyser les prévisions de SST pendant la saison des pluies, nous utiliserons les mêmes graphiques que dans la partie précédente (cf tableau 1.2). Dans ce cas, les échéances correspondent aux mois de juin-juillet-août et de mai-juin-juillet.



TAB. 1.2 – Evolution temporelle des anomalies de SST pour les simulations DEMETER et la climatologie ERA40 pendant la mousson africaine (à droite, prévisions sur les 2^{ème} à 4^{ème} mois ; à gauche 4^{ème} à 6^{ème})

De manière générale, on constate une dégradation entre la première et la seconde échéance avec les coefficients de corrélation, principalement dans la boîte ATL3.

Toutefois, pour les deux échéances, on constate que la distribution permet encore de borner les observations et que le modèle arrive à recréer la variabilité naturelle du signal.

En terme de corrélation, les résultats obtenus restent corrects pour les deux échéances. Seule la deuxième échéance de l’océan Indien présente une faible corrélation (0.12).

Les prévisions dans l’océan Indien ne sont pas utilisables pour cette saison. En effet, le RPSS est, pour les deux échéances, négatif. Il semble donc que les prévisions dans l’océan Indien ne devraient pas être utilisés dans notre modèle. Nous allons, toutefois, vérifier cela avec l’analyse des champs spatiaux.

On représente, sur les figures 1.2, les coefficients de corrélation entre les anomalies de SST prévues et observées.

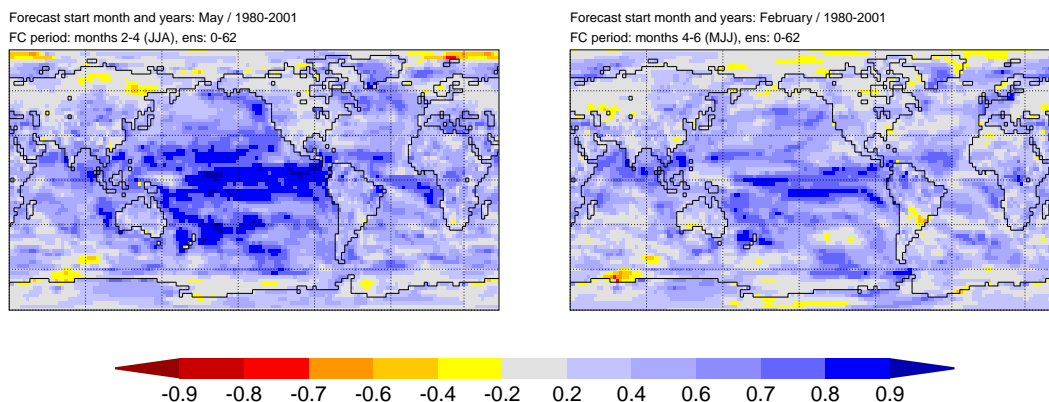


FIG. 1.2 – Coefficient de corrélation des anomalies de SST prévues et observées pour les mois de juin-juillet-août à gauche (prévisions à 2 mois d'échéance) et mai-juin-juillet à droite (prévisions à 4 mois)

Les cartes des figures 1.2 confirment la dégradation entre les deux échéances d'étude.

Toutefois, la prévision sur l'océan Indien semble meilleure que ce que l'on avait dans les graphiques précédents. En fait, en moyenne, le coefficient de corrélation est de 0,5 dans tout le bassin à la première échéance. La qualité des prévisions dans l'Atlantique est confirmée pour la première échéance.

A la seconde échéance, seuls le nord de l'océan Indien et l'Atlantique sont correctement prévus, malgré des coefficients moins bons.

L'analyse de ces résultats nous a permis de mettre en évidence les défauts des prévisions DEMETER dans les océans Atlantique et Indien. Clairement, il semble plus judicieux de fonder notre étude sur des champs situés au-dessus de l'Atlantique que de l'Indien. En effet, les résultats des simulations DEMETER tendent à montrer que les conditions de maintien de la mousson africaine sont nettement mieux simulées dans l'Atlantique.

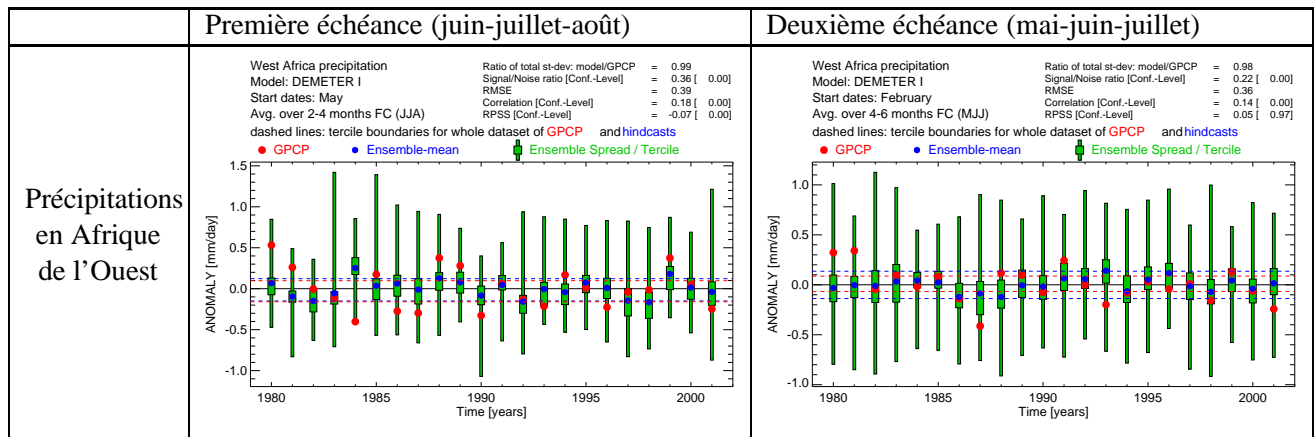
Analysons maintenant les prévisions de précipitations pendant la mousson sur l'Afrique de l'Ouest.

1.2 Prévisions des précipitations sur l'Afrique de l'ouest pendant la mousson d'été

L'étude des prévisions des champs de SST dans les océans Atlantique et Indien nous a donné des éléments pour choisir des zones pour définir des prédictors. Toutefois, il est important, avant de concevoir un quelconque modèle, de connaître la qualité des prévisions du champ de précipitations.

Dans cette partie, nous allons donc analyser les prévisions de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest pendant les mois d'été. Pour la première échéance, on analysera les moyennes sur les mois de juin, juillet et août ; pour la seconde, sur les mois de mai, juin et juillet.

Comme dans les parties précédentes, nous allons commencer par étudier les séries temporelles du champ de précipitations prévues sur l'Afrique de l'Ouest. On considèrera uniquement les points "terre" inclus dans la zone définie par les bandes [20°W ; 25°E] de longitude et [0 ; 25°N] de latitude. Les graphiques du tableau 1.3 sont les mêmes que ceux présentés auparavant.



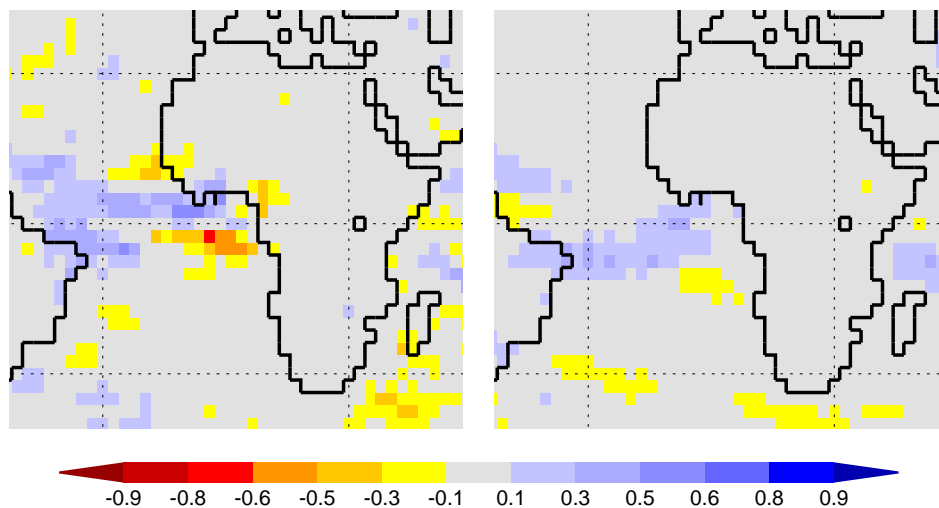
TAB. 1.3 – Evolution temporelle des anomalies de précipitations pour les simulations DEMETER et la climatologie GPCP pendant la mousson africaine (à droite, prévisions sur les 2^{ieme} à 4^{ieme} mois ; à gauche 4^{ieme} à 6^{ieme})

Un trait général des prévisions DEMETER est qu’elles arrivent très bien à recréer une variabilité proche du signal naturel. C’est une chose que nous avons observée pour les champs de SST et que nous observons à nouveau ici.

Cependant, l’amplitude des distributions pour les deux échéances est très grande (jusqu’à 2,3 mm par jour). De plus, le champs prévu est très mal corrélé avec les observations. Il semble donc qu’il n’y ait pas de liaison entre les champs prévus et observés. Ceci est confirmé par l’étude des cartes (figures non présentées) de coefficients de corrélation calculés sur les anomalies de précipitations pour les deux échéances. En effet, ces cartes donnent des valeurs de corrélations qui sont, en moyenne, à peine positives.

Les prévisions faites pendant la mousson d’été africaine ne permettent pas de fournir un état pluviométrique correspondant à la réalité. Toutefois, le seul moyen que l’on puisse fournir pour caractériser la mousson à l’échelle saisonnière est la climatologie. Aussi est-il important de voir si les simulations DEMETER nous donnent une meilleure prévision de la mousson africaine que celle que nous fournirait la climatologie.

Pour répondre à cela, on représente, sur les figures 1.4, le RPSS sur l’Afrique pour les deux échéances étudiées.



TAB. 1.4 – RPSS des précipitations pour les mois de juin-juillet-août à gauche (prévisions à 2 mois d’échéance) et mai-juin-juillet à droite (prévisions à 4 mois)

Les résultats présentés sur les cartes des figures 1.4 sont indiscutables. Il n'y a aucun apport des prévisions par rapport à la climatologie. En effet, sur le Sahel, la valeur du RPSS est proche de 0 en tous points.

De ce fait, l'utilisation des prévisions de précipitations dans le cadre de la mousson africaine ne peut se faire uniquement avec l'utilisation des simulations DEMETER.

1.3 Conclusion

L'étude préliminaire des prévisions DEMETER a permis de montrer quels étaient les éléments sur lesquels la prévision saisonnière pouvait s'appuyer. Il faudra essayer de mettre en place un modèle dynamico-statistique à partir de champ situé au-dessus de l'océan Atlantique. En effet, nous avons vu que, sur cette région, les prévisions DEMETER simulaient correctement les SST, qui sont liées à la dynamique de la mousson.

Nous allons maintenant essayer de mettre en place un modèle de prévision des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest pendant la saison des pluies ; c'est à dire de juin à septembre.

Chapitre 2

Les différents régimes de précipitations pendant la mousson d'été

Le but de notre étude est de proposer un modèle dynamico-statistique de prévisions des précipitations pendant la mousson africaine. Aussi faut-il, dans un premier temps, essayer de comprendre quels sont les principaux régimes qui contrôlent ce paramètre. Par la suite, nous étudierons la prévisions de ces différents modes par les simulations DEMETER.

2.1 Etude des données climatologiques

Afin de mener à bien notre analyse, nous utilisons les données climatologiques établies au département *Climatic Research Unit* de l'Université de Norwich (données CRU). Cette climatologie fournit l'intensité des précipitations, exprimée en mm/mois, pour chaque mois sur une grille de 0.5° de longitude et de latitude. En ce qui nous concerne, nous analyserons les données pour toute la saison et non par mois. Il faut donc commencer par effectuer une moyenne sur la saison des pluies, c'est à dire entre juin et septembre.

De plus, on cherche à connaître les différents modes de précipitations sur les régions concernées par la mousson uniquement. De ce fait, nous utiliserons seulement les données sur le continent.

Afin de mettre en évidence les différents régimes existant pendant la mousson, nous effectuerons une analyse en composantes principales (ACP)¹ (Wilks [15]) sur notre champ observé de précipitations. Le travail est effectué entre 20.25°W et 20.25°E de longitude et 4.75°N et 20.25°N de latitude.

Notre étude vise à mettre en évidence les principaux modes de variabilité des précipitations. Aussi effectuerons-nous l'ACP sur la matrice des corrélations de précipitations ; c'est à dire avec des variables centrées et réduites. De plus, nous supprimons en chaque point la tendance linéaire afin de ne pas isoler un premier mode qui n'aurait aucune réalité physique, mais qui serait uniquement lié à des variations linéaires des précipitations. En effet, le but n'est pas ici d'étudier les tendances séculaires des précipitations mais de comprendre la variabilité interannuelle de la mousson.

La figure 2.1 présente la variance expliquée par chaque mode en fonction de celui-ci. Nous montrons uniquement les dix premiers modes car, au delà, les signaux isolés s'apparentent surtout à du bruit et sont probablement tous dégénérés.

¹L'analyse en composantes principales (ACP) décompose le champs une sommes de structures spatiales (les modes) associés à une variation temporelle (les composantes principales).

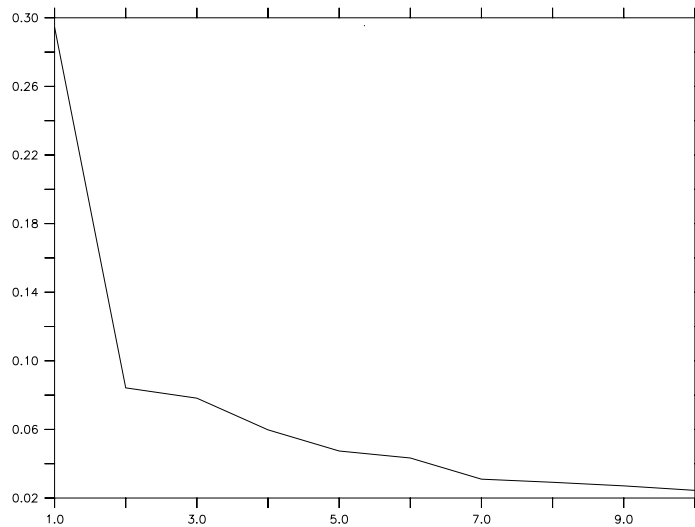


FIG. 2.1 – Pourcentage de variance totale (en ordonnées) des dix premiers modes (en abscisses) issus de l'analyse en composantes principales (en abscisses) du champ de précipitations moyennés sur les mois de juin à septembre

La figure 2.1 permet d'isoler le premier mode qui explique environ 28% de la variance totale du signal. Les autres modes semblent être, quant à eux, dégénérés ; aussi est-il possible que l'ACP ait créé des modes qui soient en fait la combinaison linéaire de plusieurs modes réels de l'atmosphère. Pour vérifier cela, nous avons effectué une rotation avec le critère VARIMAX (Richman [11]) sur les dix premiers modes mis en évidence par l'ACP qui représentent environ 72% de variance totale. Cet outil effectue une rotation sur les différents vecteurs propres (les modes) issus de l'ACP de telle sorte que la variance régionale expliquée par chaque régime soit maximale. A l'issue de ce travail, les différents modes ne sont plus orthogonaux dans l'espace deux à deux.

Les résultats de la rotation nous donnent des modes très semblables aux premiers obtenus. Nous pouvons donc garder nos résultats initiaux pour étudier les précipitations pendant la mousson. En effet, l'utilisation de la rotation trouve un intérêt pour la suppression des dégénérescences qui, de toute évidence, n'existent pas ici.

L'analyse que nous venons de faire doit nous permettre de simplifier le signal afin de ne garder que les modes de variabilité significatifs pour notre étude. Pour cela, nous garderons les régimes qui permettent d'expliquer au moins 40% de la variance du signal initial sur les régions affectées par la mousson.

La figure 2.2 présente le pourcentage de variance totale représenté par les trois premiers modes issus de l'ACP. Ces trois régimes sont de manière générale représentatifs de la zone que nous voulons étudier. Nous pouvons expliquer environ 40% de la variance du signal initial, et localement plus de 60%. De ce fait, nous pourrions restreindre l'analyse du champ de précipitations pendant la mousson d'été sur l'Afrique de l'Ouest à ces trois modes.

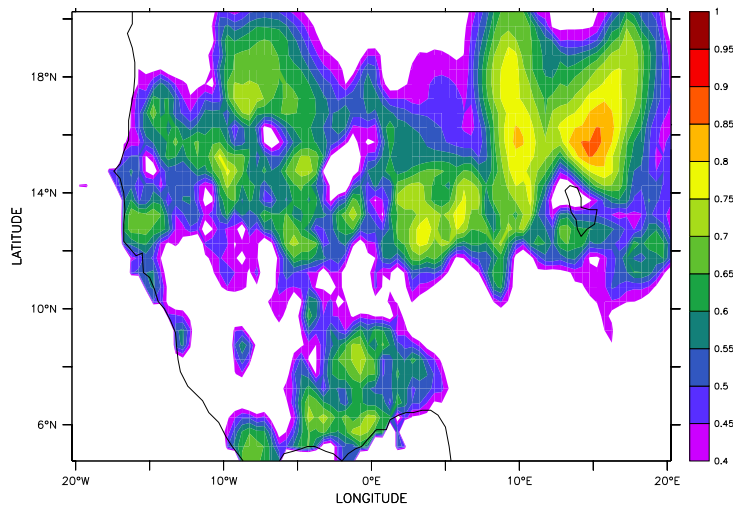


FIG. 2.2 – Pourcentage total de variance des trois premiers modes de l'ACP du champ de précipitations

Nous avons ainsi simplifier le champ de précipitations pour le réduire aux modes principaux de variabilité pendant la mousson africaine. L'étude de chacun de ces modes va donc nous permettre d'appréhender certaines causes de variabilité interannuelle de la mousson. Pour cela, nous analyserons chaque mode séparément.

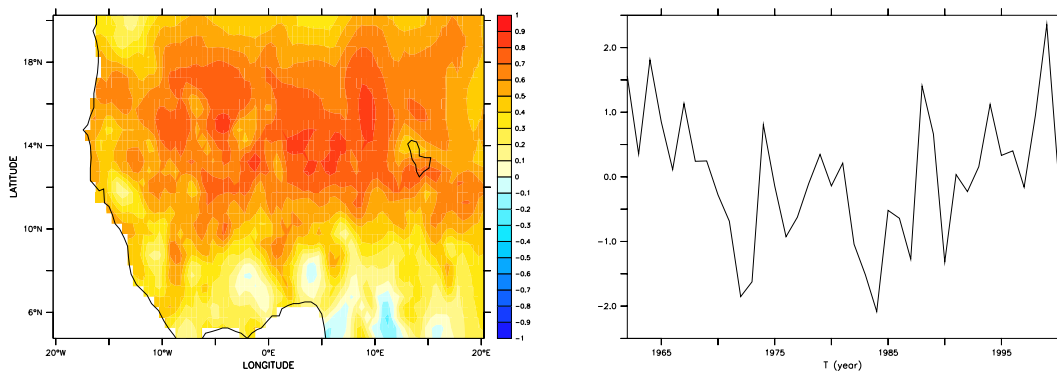


FIG. 2.3 – Premier mode de variabilité du champ de précipitation (à gauche) avec la composante principale associée (à droite)

Les figures 2.3 représentent le premier régime de précipitations et la composante principale qui lui est associé. Pour ce mode, le signal est concentré sur le Sahel ; par conséquent, ce mode est appelé régime sahélien. Il est caractérisé par une variabilité basse fréquence qui induit une période de sécheresse entre 1970 et 1990.

Ce régime s'explique principalement par la variation de position de l'ITCZ et le régime des lignes de grain. La superposition de la composante principale avec la position de l'ITCZ à 17°W (cf. figure 3.1 p.25) laisse apparaître une bonne corrélation. Ainsi les précipitations pendant la mousson africaine sont, en partie, dues aux variations de la position de l'ITCZ. Ceci nous donne alors un premier paramètre que l'on pourra essayer de prendre comme prédicteur dans notre modèle de prévision des précipitations.

Nous cherchons donc maintenant à comprendre les causes des deux autres modes retenus pour notre étude.

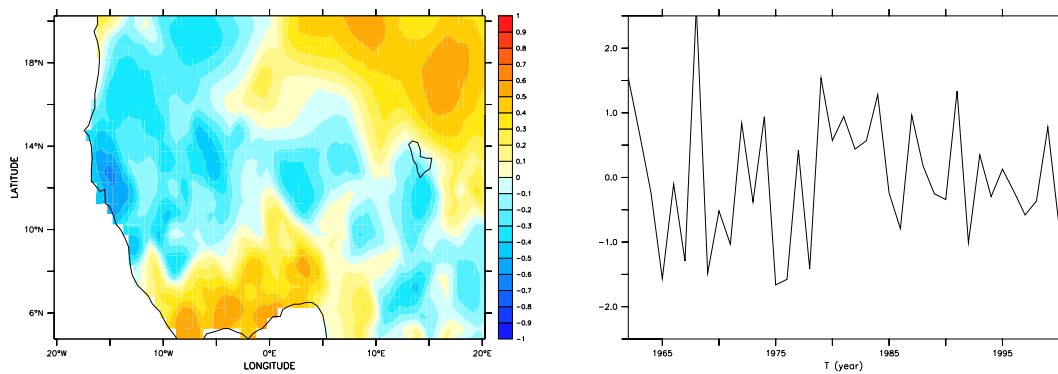


FIG. 2.4 – *Second mode de variabilité du champ de précipitation (à gauche) avec la composante principale associée (à droite)*

Le second mode de variabilité des précipitations pendant la mousson en Afrique de l'Ouest et la composante principale qui lui est associée sont représentés sur les figures 2.4. Ce régime présente une structure en tripôle : un pôle positif sur la Côte d'Ivoire, un second sur le Chad et un pôle négatif sur le Sénégal.

La structure en tripôle de ce mode reste assez problématique. Dans notre étude, nous n'avons pas pu mettre en évidence les paramètres physiques qui permettent de l'expliquer. Toutefois, il semble qu'il y ait une forte corrélation entre la composante principale de ce mode et les SST de l'océan Atlantique au niveau de l'équateur. En fait, l'étude est compliquée par le signal que représente ce mode. Il semble que l'on est affaire à un mode hybride entre un régime purement sénégalais et le troisième mode dit "régime de mousson" (cf figures 2.5). Le noyau isolé au nord-est de la carte ne s'apparente pas, quant à lui, à un mode connu.

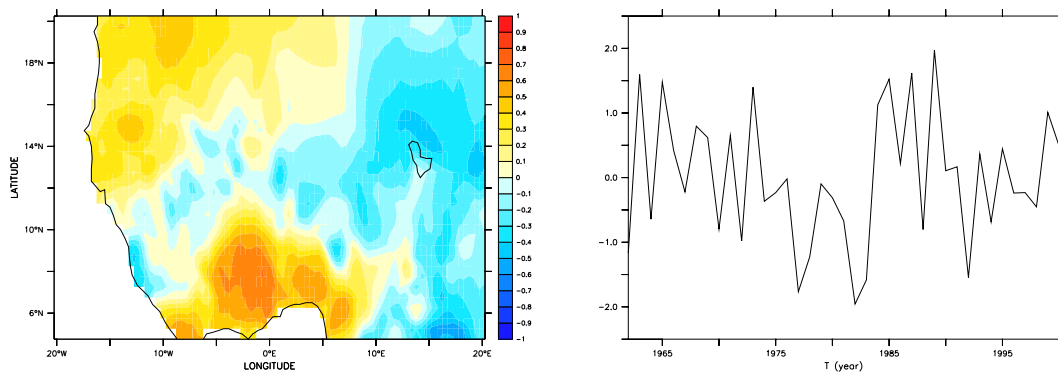


FIG. 2.5 – *Troisième mode de variabilité du champ de précipitation (à gauche) avec la composante principale associée (à droite)*

Le troisième mode de variabilité des précipitations est, quant à lui, plus localisé. En effet, il affecte principalement les zones côtières du Golfe de Guinée. Tout comme le premier régime, ce mode présente une variabilité basse fréquence.

Jusqu'à présent, nous n'avons pas encore mis en évidence le lien entre les SST et les précipitations qui apparaissent souvent dans la littérature. Pour cela, nous allons étudier les corrélations entre ce mode de variabilité et les SST sur tout le globe. Nous représentons sur la figure 2.6 le coefficient de corrélation de la composante principale associé à ce mode avec les températures de surface à deux mètres. Nous ne faisons apparaître que les points où la corrélation est significative à 95% au moins.

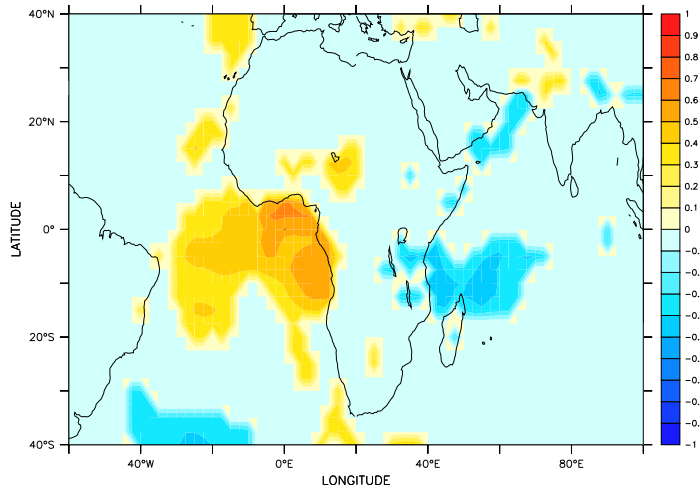


FIG. 2.6 – Coefficient de corrélation entre les températures à 2 mètres et la composante principale du troisième mode de variabilité des précipitations

La figure 2.6 permet d'établir un lien entre les précipitations pendant la mousson et les SST dans l'océan Atlantique tropical. Plus particulièrement, une anomalie positive de température dans le Golfe de Guinée est associée à un régime de mousson plus humide sur les régions côtières à celui-ci. Physiquement, des SST plus chaudes sur le Golfe de Guinée provoque un apport d'humidité plus important à l'atmosphère ce qui favorise la convection. L'impact de l'océan Indien, mis en évidence par Bader et Latif ([2]), apparaît ici sous forme d'un noyau anticorrélé au nord de Madagascar.

2.2 Prévisions des principaux modes de variabilité avec les simulations DEMETER

Dans le chapitre précédent, nous avons analysé le champ complet de précipitations. Or nous venons de voir que nous pouvons nous contenter d'étudier les composantes principales des modes mis en évidence précédemment. Nous allons voir comment les simulations DEMETER arrivent à les prévoir.

2.2.1 Définition du score de *Relative Operating Characteristics*

Dans le cadre de la prévision saisonnière, il est illusoire de croire que nous pourrions connaître la valeur exacte de la quantité d'eau tombée. On cherche plutôt à savoir si la saison sera plus sèche ou plus humide. On utilisera donc des prévisions sous forme de probabilité. Un outil pratique pour qualifier cette prévision est le ROC (Relative Operating Characteristics), que nous allons définir (Mason et Graham [6]).

Considérons un événement quelconque A que l'on veut prévoir. Soit W l'événement où A est prévu et \overline{W} sont contraire. De la même manière, on note E lorsque A a été observé et \overline{E} sinon.

Par définition, le taux de bonnes prévisions représente la probabilité de prévoir A sachant qu'il a été observé ; il vaut $h = p(W/E)$. De la même manière, le taux de fausses alarmes est la probabilité de prévoir A sachant qu'il n'a pas été observé, on a donc $f = p(W/\overline{E})$.

La prévision d'un événement est intimement lié au seuil que l'on se fixe pour dire que l'événement va se produire. En effet, il ne faut pas oublier que nous avons des probabilités que A se produise et il faut donc définir une valeur p à partir de laquelle si $p(A) \geq p$ alors on prévoit A . Ainsi h et f dépendent de p .

On définit la courbe de ROC comme la courbe paramétrée suivante :

$$\begin{cases} y = h(p) \\ x = f(p) \end{cases}$$

où p varie de 0 à 1.

Le ROC est défini comme la surface entre l'axe des abscisses et la courbe de ROC. Mathématiquement on a :

$$ROC = \int_0^1 h(p) \cdot f'(p) dp$$

Le ROC et la courbe de ROC permettent donc de quantifier le nombre de bonnes prévisions par rapport aux fausses alarmes. Le ROC est utilisé pour caractériser l'utilité d'un modèle : au plus il est supérieur à 0.5 et au mieux c'est. La courbe de ROC permet également de définir un seuil de décision pour la prévision d'un événement : c'est lorsque $\frac{h}{f}$ est maximal que l'on choisit le seuil de décision.

A l'aide de ces nouveaux scores, analysons maintenant les simulations DEMETER pour la prévision des composantes principales définies plus haut.

2.2.2 Le ROC et les prévisions DEMETER

Pour analyser nos résultats, nous avons projeté les champs de précipitations prévus par les différents modèles sur les trois premiers modes de l'ACP. Pour chaque série temporelle, nous avons calculé la probabilité que fournissaient les modèles d'être au-dessus ou au-dessous de la médiane pour chaque année. Concrètement, nous obtenons la probabilité pour chaque année d'avoir une anomalie positive et négative de précipitations sur trois zones étudiées : Sahel, Sénégal et coteière.

Nous avons calculé pour chaque composante principale le ROC des anomalies positives et négatives de précipitations (tableau 2.1). De part la définition des classes dans lesquelles sont regroupés les champs prévus, il est évident que les résultats obtenus sont semblables pour les anomalies positives et négatives. De ce fait, nous présenterons seulement les valeurs du ROC pour les anomalies positives de chaque composante principale.

		CEP	CERFACS	CNRM	INGV	LODYC	MPI	UKMO	Multimodèle
PC 1	Anomalie positive	0.45	0.76	0.46	0.56	0.54	0.58	0.59	0.67
PC 2	Anomalie positive	0.62	0.32	0.47	0.77	0.43	0.33	0.49	0.46
PC 3	Anomalie positive	0.55	0.38	0.52	0.71	0.49	0.60	0.77	0.70

TAB. 2.1 – ROC pour les anomalies positives des composantes principales de précipitations prévues par l'ensemble des modèles du projet DEMETER

Les simulations ne sont pas capables de prévoir correctement le régime sénégalais. En effet, pour ce mode, la valeur du ROC est inférieure à 0.5. Les deux autres régimes semblent, quant à eux, correctement prévus. Une question se pose alors : comment expliquer de si mauvais résultats de prévision alors que le second mode n'explique que 8% de la variance totale du signal ?

Les scores utilisés dans le chapitre précédent concernent les terciles. Aussi est-il logique que les scores soient plus faibles lorsque le signal est divisé en trois classes plutôt qu'en deux. De plus, nous ne pouvons comparer le calcul du RPSS et du ROC. En effet, même si de manière générale, les résultats

proposés par ces deux scores conduisent aux mêmes conclusions, le calcul n'est pas le même et les valeurs numériques ne peuvent s'interpréter de la même façon.

Un point important diffère dans le calcul de ces différents résultats. Dans notre cas, les données climatologiques utilisées sont les données CRU que nous avons lissé. Or la référence utilisée pour les résultats proposés sur le site DEMETER est la climatologie du GPCP. Quand bien même ces climatologies auraient des biais faibles, les scores effectués à partir de celles-ci seraient différents.

En outre, pour étudier réellement les régions qui sont le moins bien prévues par les modèles, il faudrait analyser toutes les composantes principales issues de l'ACP. En effet, sur certaines régions, les trois composantes expliquent moins de 10 % de la variance totale du signal. Pour mener une étude plus complète des prévisions de précipitations par DEMETER, il faudrait s'intéresser à toutes les composantes principales. Ici, nous ne le ferons pas car seules les régions affectées par la mousson ont un intérêt pour notre travail.

Les résultats obtenus dans le tableau 2.1 émettent des doutes sur l'utilisation des prévisions multimodèle. En effet, les prévisions obtenus par le modèle de l'INGV proposent des scores plus élevés que ceux du multimodèle. Dans la suite, c'est un élément qu'il faudra garder un mémoire pour tester l'apport de nouvelles prévisions à partir de relations statistiques.

Chapitre 3

Prévision de la zone de convergence intertropicale

Le but de notre étude est de fournir un modèle dynamico-statistique de prévision des précipitations sur l’Afrique de l’Ouest pendant la mousson d’été. De ce fait, nous allons chercher un prédicteur qui soit physiquement relié à la mousson.

La mousson africaine est associée à une remontée vers le nord de la zone de convergence intertropicale (ITCZ). A l’intérieur de celle-ci, la convergence du vent et l’apport d’humidité par les océans permettent la mise en place de convection profonde. C’est pourquoi il nous paraît intéressant d’étudier la position de l’ITCZ comme prédicteur pour un modèle de précipitations pendant la mousson.

3.1 Critère de détection de la position de la zone de convergence intertropicale

Par définition, l’ITCZ caractérise la zone où la convergence du vent horizontal dans les basses couches est maximale. Pour être rigoureux, il faudrait calculer en chaque point la divergence du vent horizontal en chaque point de grille de la zone d’étude et, par une interpolation, déterminer le point du globe où sa valeur est minimale.

Ce critère de détermination représente des difficultés techniques importantes compte tenu de la résolution du modèle. En effet, avec une maille aussi grande (2.5°), on ne peut associer la position de l’ITCZ au point où la divergence est minimale. Il faut donc trouver une fonction qui permettent d’interpoler l’ensemble des valeurs de divergence en fonction de la latitude. Il semblerait qu’une fonction de type $\frac{-\sin(u)}{u}$ permette de solutionner le problème. Toutefois, il n’y a aucune raison pour que la fonction soit la même pour toutes les longitudes et toutes les années.

Pour simplifier notre étude, il faut donc trouver un critère qui permette de mettre en évidence de manière plus simple la position de l’ITCZ.

Sur l’océan, la convergence maximale du vent est associée à la confluence de ce même champ (lieu où le vent méridien s’annule et change de signe). L’une des solutions serait donc de positionner l’ITCZ à partir du critère de confluence. Toutefois, ceci n’est possible que sur les océans puisque sur les continents convection et confluence ne correspondent pas. De plus, nous avons vu que les conditions thermiques de surface de l’océan Indien étaient mal simulées par les prévisions DEMETER. Nous allons donc essayer d’établir un modèle statistique entre la position de l’ITCZ sur l’Atlantique et les précipitations en Afrique de l’Ouest.

Il faut fixer une longitude à laquelle nous allons étudier la position de l’ITCZ. Pour espérer avoir la

corrélation la plus forte avec les précipitations, il est évident qu'il faut se placer le plus à l'est possible du bassin. Toutefois, à 17.5°W de longitude, au-dessus de l'océan, la confluence du vent est dans une phase de transition entre le régime océanique et continental : elle n'indique pas véritablement la position de l'ITCZ, c'est une zone de transition. Nous devons donc nous placer un peu plus à l'ouest, à 20°W où confluence et convergence du vent se situe au même endroit.

Nous prendrons le vent à 850 hPa pour réaliser notre étude car à cette altitude les phénomènes de couches limites n'existent plus. Nous commencerons à analyser la prévision de cette position avec une vision déterministe. Par la suite, nous envisagerons la prévision des terciles avec le calcul du ROC.

3.2 Etude de la confluence du vent

Afin d'obtenir un champ relativement lissé suivant les longitudes, le calcul a été effectué, en moyenne, sur des bandes de longitudes de 5 degrés (soit trois points de grille).

Les figures 3.1 présentent la position de l'ITCZ calculée à 20°W avec les données DEMETER (à droite) et l'anomalie observée à 17°W par Tourre (communication personnelle à gauche, en noir) entre les années 1958 et 1989. Les courbes représentent des valeurs moyennées sur les mois de juillet, août et septembre. Sur la figure de gauche, il est également superposé l'indice de précipitations de Lambs au Sahel (en vert) que nous n'analyserons pas. Les unités des deux courbes sont différentes : à gauche, l'unité est standardisée alors qu'elle ne l'est pas à droite. De ce fait, nous fournirons uniquement des informations sur la corrélation de ces deux courbes.

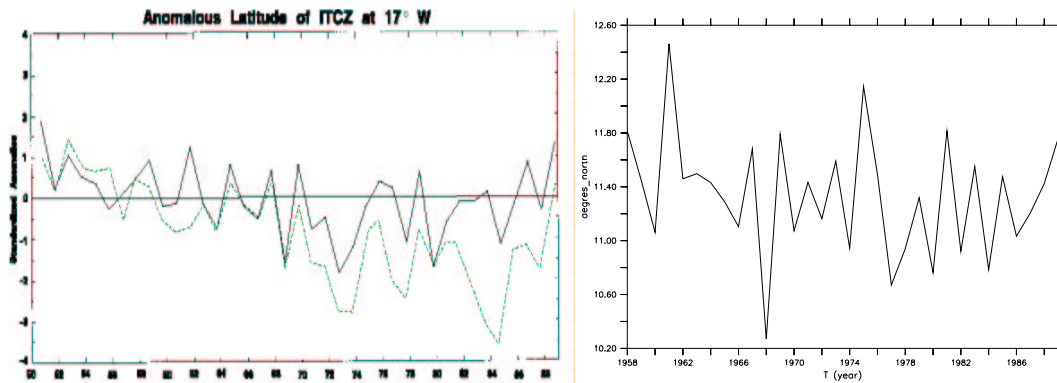


FIG. 3.1 – Anomalie de position de l'ITCZ observée à 17°W entre juillet août et septembre (à gauche). Position de l'ITCZ calculée à partir d'ERA40 à 20°W pour la même période (à droite)

A première vue, ces deux courbes semblent être corrélées. En effet, nous retrouvons des variations proche pendant toute la période. Nous constatons, notamment, une période de sécheresse à partir de 1968 et jusqu'à la fin des années 80. Toutefois, il semble qu'il y ait un décalage entre les deux courbes qui n'est pas le même au début et à la fin de la période. Ceci nous montre donc que la position de l'ITCZ est probablement un paramètre de petite échelle pour les données ERA40.

Aussi n'est-il pas judicieux d'utiliser ces valeurs pour comparer les prévisions et les observations. Toutefois, nous ne disposons que de cette climatologie sur la période allant de 1980 à 2001 et c'est pourquoi nous l'utilisons.

3.2.1 Approche déterministe

Sur la figure 3.2, nous avons représenté le coefficient de corrélation des anomalies prévues par chaque modèle et le multimodèle pour les mois de mai à octobre. De plus, il nous a paru intéressant de voir si

la prévision saisonnière ne pouvait pas être effectuée à partir de la persistance du mois d'avril pour la période considérée.

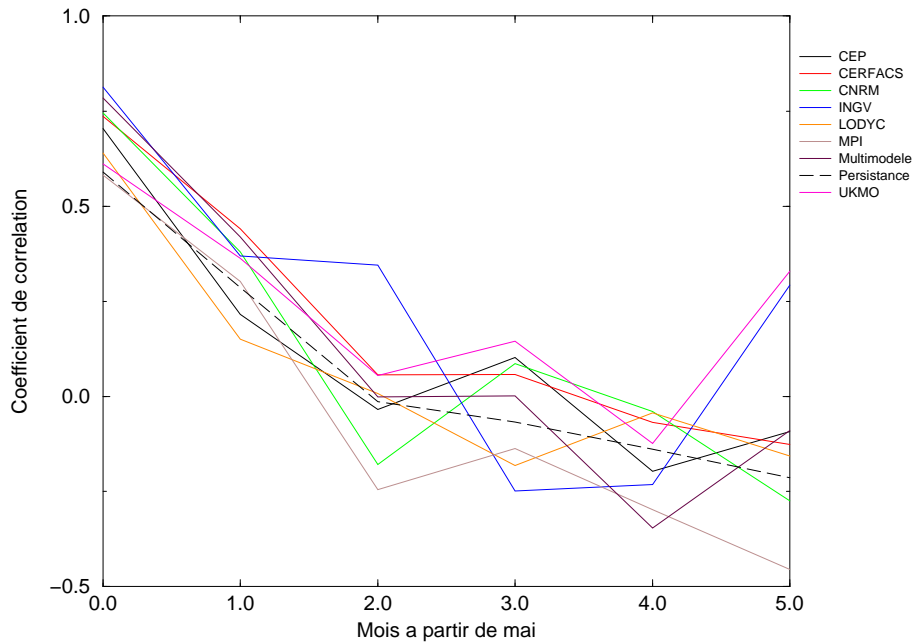


FIG. 3.2 – Coefficient de corrélation des anomalies de position d'ITCZ entre les prévisions et la climatologie ERA40 (en ordonnées) pour chaque mois (en abscisse)

Pour étudier les caractéristiques de la mousson, il faut principalement examiner les mois de juin à septembre.

La figure 3.2 nous montre que les résultats des prévisions DEMETER sur la position de l'ITCZ à partir du critère de confluence du vent ne peuvent être utilisés pour fournir un prédicteur aux précipitations. En effet, pour les mois de juillet et août, le multimodèle ne présente aucune corrélation avec les observations.

De plus, nos résultats sont d'autant plus inutilisables que la persistance du mois d'avril pendant toute la période présente des corrélations du même ordre de grandeur que tous les modèles. Il est donc inutile d'essayer de trouver une relation entre la position de l'ITCZ déterminée par ce critère et les précipitations pendant la mousson puisque le prédicteur présente une très mauvaise prédictabilité. Les prévisions sont identiques pour les autres longitudes de l'océan Atlantique.

3.2.2 Prévisions par les terciles

Pour aller jusqu'au bout de l'étude de cette prévision, nous analyserons la prévision des terciles de la position de l'ITCZ. Il n'est pas utile d'étudier uniquement la prévisions des terciles sur la position de l'ITCZ à 20°W car les résultats obtenus précédemment ne permettent pas de croire à la création d'un modèle pertinent avec ce prédicteur. Toutefois, nous analyserons la position des terciles pour l'ensemble des positions de l'ITCZ sur le bassin Atlantique. En effet, en terme de probabilité, ces terciles pourront fournir des renseignements intéressants.

Dans le tableau 3.1, nous avons calculé le ROC de chaque tercile en tenant compte de la position de l'ITCZ sur l'ensemble du bassin Atlantique. Ce calcul a été effectué pour tous les modèles et le multimodèle.

	Tertile supérieur	Tertile central	Tertile inférieur
CEP	0.34	0.48	0.26
CERFACS	0.52	0.61	0.37
CNRM	0.50	0.55	0.39
INGV	0.29	0.51	0.38
LODYC	0.41	0.52	0.44
MPI	0.38	0.44	0.47
UKMO	0.48	0.58	0.39
Multimodèle	0.44	0.43	0.32

TAB. 3.1 – ROC pour les prévisions des tertiles de position de l'ITCZ sur l'ensemble du bassin pour chaque modèle et le multimodèle

Les valeurs du tableau 3.1 confirment les premiers résultats obtenus dans la partie précédente. En effet, aucun modèle n'est capable de fournir une prévision de la position de l'ITCZ avec des scores élevés, pas même le multimodèle. Nous voyons donc que la position de l'ITCZ n'est pas un prédicteur utilisable dans un modèle statistique. Ceci provient probablement de l'échelle spatiale qu'il représente.

Nous allons devoir trouver un nouveau prédicteur qui possède un meilleur caractère de prévisibilité. De plus, compte tenu des résultats que nous venons d'obtenir, nous essayerons seulement de prévoir les anomalies positives et négatives de précipitations.

Chapitre 4

Etude de la convergence du flux d'humidité

Compte tenu des résultats du chapitre précédent, nous essayerons de trouver un prédicteur qui soit représentatif d'une échelle plus grande.

Nous savons que la mousson africaine est le fruit d'un apport d'humidité par les alizés depuis l'océan Atlantique. De ce fait, il peut être intéressant d'étudier la variabilité de la convergence du flux d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère afin d'établir un lien statistique avec le champ de précipitation. Pour éviter d'être parasité par les phénomènes de couche limite, nous nous placerons au dessus de l'océan Atlantique à 850 hPa. La climatologie utilisée sera, ici aussi, les données ERA40. En effet, elles sont particulièrement adaptées à notre problème puisqu'elles représentent surtout la circulation de grande échelle.

4.1 Choix des prédicteurs

Le travail effectué sur les précipitations a permis de mettre en évidence différents modes de variabilité qui n'ont pas la même échelle temporelle. De ce fait, il semble intéressant de chercher à prévoir ces régimes indépendamment les uns des autres. Pour cela, nous allons réaliser une ACP sur le champ de divergence du flux d'humidité de telle sorte que l'on puisse, d'une part, comprendre les liens de ce champ avec les précipitations, et d'autre part, proposer un modèle qui utilise ces relations statistiques.

Pour pouvoir comparer nos résultats à ceux obtenus avec les précipitations, nous effectuerons l'ACP sur les champs centrés, réduits et sans tendance linéaire.

La figure 4.1 présente le pourcentage de variance totale (en ordonnées) pour les dix premiers modes (en abscisses) issus de l'ACP. Au total, ces dix modes permettent d'expliquer environ 73% de la variance totale du signal initial.

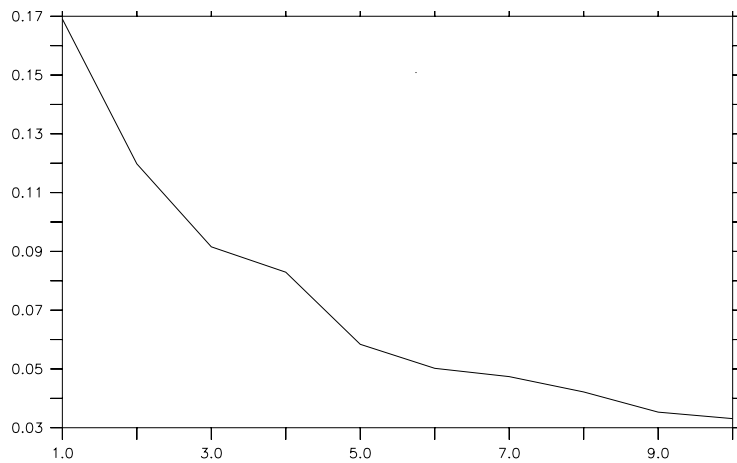


FIG. 4.1 – Fraction de variance totale (en ordonnées) des dix premiers modes de l’analyse en composantes principales (en abscisses) du champ de divergence du flux d’humidité sur les mois de juin à septembre

Le graphique 4.1 laisse penser qu’à partir du cinquième mode, tous les régimes sont dégénérés. Le troisième et le quatrième mode sont également dégénérés. Toutefois, ils ne le sont que l’un avec l’autre alors qu’à partir du cinquième tous les modes semblent être dégénérés avec le mode précédent et suivant. De ce fait, nous chercherons les corrélations qui existent entre les composantes principales de précipitations des trois premiers régimes et celles de ce champ pour les quatre premiers modes.

De plus, nous n’examinons pas les modes suivants car leur variance est trop faible. De tels modes introduiraient du bruit dans notre modèle.

Nous aurions pu ici aussi faire une rotation sur les modes de variabilité issus de l’ACP. Nous ne l’avons pas fait car les modes qui seront utilisés pour notre travail sont relativement bien isolés les uns des autres. De ce fait, il n’est pas utile d’effectuer une quelconque rotation.

Nous avons fait apparaître dans le tableau 4.1 le coefficient de corrélation entre les composantes principales des deux champs. Les valeurs inscrites en rouge sont celles pour lesquelles le coefficient est connu à au moins 95 % de certitude. Nous cherchons uniquement les liaisons établies avec une forte probabilité pour avoir le meilleur modèle possible. On note PC pour composante principale, RR pour les précipitations et Hum pour la convergence d’humidité.

	RR : PC1	RR : PC2	RR : PC3
Hum : PC1	-0.62	-0.14	-0.28
Hum : PC2	0.01	0.40	-0.01
Hum : PC3	0.12	0.14	0.32
Hum : PC4	-0.04	0.03	-0.06

TAB. 4.1 – Corrélations entre les composantes principales des précipitations et de la divergence du flux d’humidité

On remarque clairement que les trois premières composantes principales de chaque champ sont corrélées entre elles. Nous proposerons donc un modèle qui prévoit chaque composante principale de précipitations à partir de la composante principale de convergence du flux d’humidité correspondante.

Nous avons donc mis en évidence un lien statistique entre la convergence du flux d’humidité et les précipitations. Il semble maintenant intéressant de comprendre quels phénomènes physiques sont représentés par ces trois modes de la convergence du flux d’humidité.

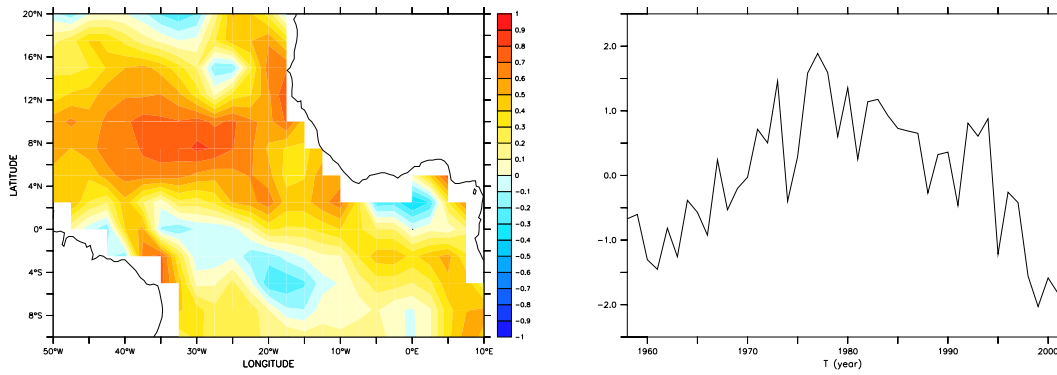


FIG. 4.2 – Premier mode de variabilité de la divergence du flux d’humidité (à gauche) et sa composante principale associée (à droite)

Les figures 4.2 représentent le premier mode de variabilité du champ de convergence du flux d’humidité au-dessus de l’océan Atlantique et la composante principale qui lui est associée. Ce premier régime correspond à un noyau de convergence entre 4 et 12°N de latitude. Nous retrouvons la variabilité basse fréquence déjà observée sur le premier mode de précipitations, ce qui correspond à la forte corrélation calculée dans le tableau 4.1.

L’étude de la position de l’ITCZ, dans le chapitre précédent, nous a déjà permis d’isoler cette région de l’océan Atlantique. Il semble donc que ce premier mode soit lié au variation de celle-ci en intensité et/ou en position. De ce fait, la corrélation entre le flux d’humidité et les précipitations est alors physiquement explicite. Il faut donc montrer que cette région est effectivement reliée à la convergence du vent.

Pour valider notre théorie, nous avons calculé en chaque point du globe le coefficient de corrélation entre la variation du vent méridien et la composante principale associée à ce premier mode. La figure 4.3 représente ce coefficient de corrélation pour lequel sa valeur est connue à 95% de confiance.

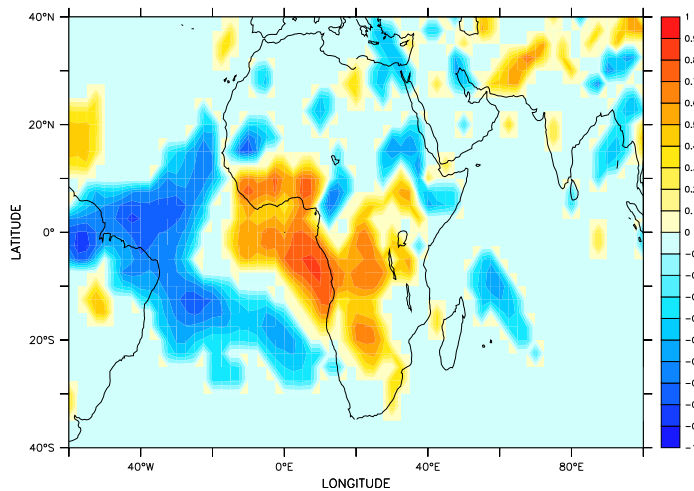


FIG. 4.3 – Coefficient de corrélation entre la composante méridienne du vent et la composante principale du premier mode de variabilité de la divergence du flux d’humidité

Il apparaît un minimum de corrélation (entre -0.7 et -0.8) au dessous de 10°N dans l’océan Atlantique. Ainsi, lorsque la composante du vent méridien diminue, la divergence du flux d’humidité augmente-t-elle et la convergence de ce même flux diminue-t-elle. De plus, la variation d’intensité de la composante méridienne du vent est associée à la variation en position et/ou en intensité de l’ITCZ. Ce premier mode

est donc lié aux variations de l'ITCZ tout comme l'est le mode de variabilité dit sahélien du champ de précipitations.

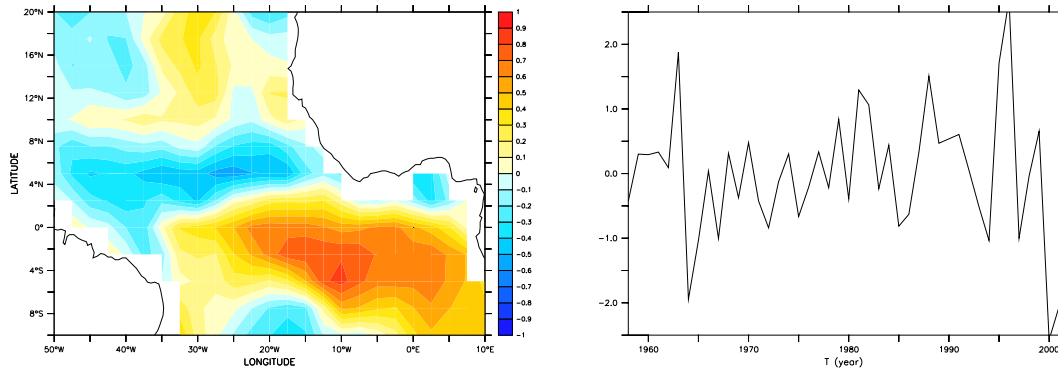


FIG. 4.4 – *Second mode de variabilité de la divergence du flux d'humidité (à gauche) et sa composante principale associée (à droite)*

Le second mode de variabilité de la convergence du flux d'humidité et la composante principale qui lui est associée sont représentés sur les figures 4.4 ci -dessus. Dans ces figures, un noyau de convergence est isolé au sud de l'équateur. L'étude de la corrélation entre ce mode et la température à deux mètres propose une explication physique à ce mode. En effet, nous constatons que la corrélation est importante au niveau du noyau de convergence (entre 0.5 et 0.6). De ce fait, sous l'action d'eaux chaudes, nous assistons à un apport d'humidité de la part des océans qui est contrebalancé par une arrivée d'air plus sec. Ainsi une anomalie positive de température provoque-t-elle une arrivée d'air plus sec et crée-t-elle de la divergence du flux d'humidité. Ce phénomène correspond aux corrélations observées entre température de surface et convergence du flux d'humidité.

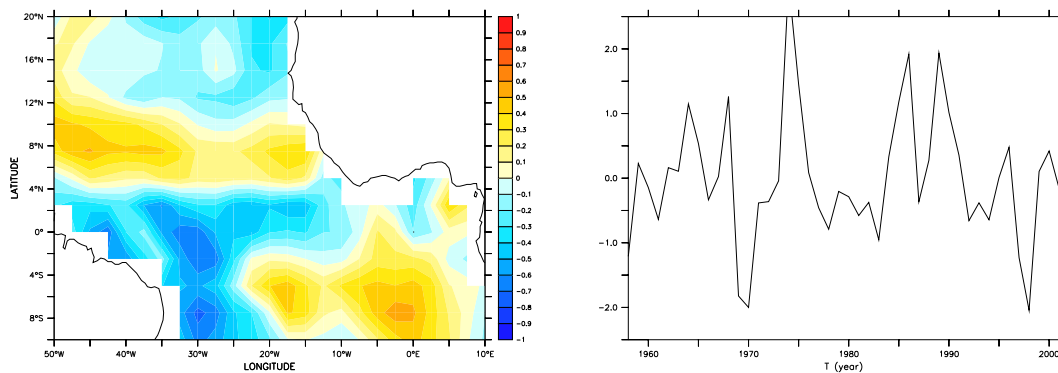


FIG. 4.5 – *Troisième mode de variabilité de la divergence du flux d'humidité (à gauche) et sa composante principale associée (à droite)*

Il nous reste maintenant à comprendre quels phénomènes physiques se cachent derrière le troisième mode de variabilité du champ de divergence du flux d'humidité (cf figure 4.5). Dans ce troisième et dernier régime que nous expliquerons, le signal se situe à l'ouest du bassin en dessous de 4°N.

Là encore, nous relient le champ de convergence du flux d'humidité aux variations des températures à deux mètres. La corrélation est de nouveau locale : le signal est anticorrélé avec les températures au même lieu (entre -0.6 et -0.5). L'explication physique est probablement la même que précédemment.

Ainsi avons-nous établi des liens statistiques et dynamiques entre les trois premiers modes de la

convergence du flux d'humidité et les précipitations. Avant d'étudier les prévisions avec un modèle exploitant ces relations, vérifions que les simulations DEMETER permettent de prévoir correctement nos nouveaux prédicteurs.

4.2 Prévisions des premiers modes de variabilité

A partir des prévisions d'humidité spécifique et de vent horizontal, nous avons calculé la convergence du flux d'humidité que nous avons projeté sur les modes propres issus de l'ACP des données ERA40. Nous disposons donc de 63 prévisions différentes pour chaque composante principale.

Dans un premier temps, nous allons étudier les résultats que nous obtenons en prenant la moyenne d'ensemble de chaque modèle et du multimodèle. De ce fait, nous ne devons pas nous attendre à obtenir des scores de prévisions très élevés. Comme pour l'analyse de la position de l'ITCZ, nous comparerons ces prévisions à la persistance du mois précédent la période : le mois de mai.

Dans le tableau 4.2, nous avons calculé, pour chaque modèle et le multimodèle, le coefficient de corrélation (ACC) et l'erreur quadratique moyenne (RMSE) sur les composantes principales prévues. On note PC_i la ième composante principale prévue du champ de convergence du flux d'humidité.

	ACC			RMSE		
	PC1	PC2	PC3	PC1	PC2	PC3
Persistance	4.10^{-3}	0.26	0.24	1.06	1.15	0.90
CEP	0.11	0.46	0.74	1.03	1.05	0.64
CERFACS	0.29	0.30	0.47	0.98	1.18	0.84
CNRM	0.35	0.29	0.40	0.96	1.19	0.85
INGV	0.34	0.26	0.63	0.98	1.24	0.73
LODYC	0.22	0.43	0.64	1.00	1.08	0.71
MPI	0.18	6.10^{-2}	0.23	1.04	1.40	0.91
UKMO	0.27	-8.10^{-2}	0.47	1.03	1.31	0.82
Multimodèle	0.34	0.32	0.71	0.97	1.13	0.73

TAB. 4.2 – Coefficient de corrélation et RMSE pour chaque modèle, le multimodèle et la persistance du mois de mai

Les résultats obtenus par le multimodèle sont intéressants. Les coefficients de corrélation sont, pour toutes les composantes principales, supérieurs à 0.30. On remarque notamment que la prévision de la dernière composante est très bonne (ACC=0.71). Toutefois, en ce qui concerne la prévision de ces champs, les modèles anglais et allemand sont moins performants. En particulier, pour l'étude du second régime, ces modèles ne pourraient pas être utilisés seuls (ACC≈0).

En ce qui concerne les erreurs quadratiques moyennes, il faut les comparer aux écarts-types de chaque composante. En effet, plus un système a tendance à varier et plus la probabilité que des prévisions de ce système soient éronnées est grande. Dans notre cas, les écarts-types des observations sont les suivantes :

- PC1 : 1.03
- PC2 : 1.19
- PC3 : 0.93

On voit donc que les erreurs quadratiques moyennes sont toutes légèrement inférieures aux écarts-types des observations. De ce fait, le multimodèle est, là encore, un outil intéressant pour prévoir notre champ.

De plus, les résultats obtenus sur la persistance nous encouragent à utiliser les prévisions DEME-

TER. En effet, contrairement à l'analyse du chapitre précédent où les scores obtenus par la persistance étaient du même ordre de grandeur que ceux des modèles, l'utilisation des modèles est bénéfique pour la prévision. La persistance est toujours décorrélée de la climatologie et même anticorrélée pour la première composante principale.

Les résultats que nous venons d'obtenir sont très encourageants pour la suite de notre travail. Nous allons maintenant examiner la prévision de ces mêmes composantes en considérant la totalité des membres prévus et pas seulement leur moyenne.

Pour chaque modèle et pour le multimodèle, nous avons calculé le ROC des anomalies positives et négatives de chaque composante principale. Comme nous l'avons vu au chapitre 2.2.2 p.22, il est inutile de présenter les scores pour les anomalies positives et négatives. Aussi ne présenterons-nous dans le tableau 4.3, que les scores des anomalies positives.

		CEP	CERFACS	CNRM	INGV	LODYC	MPI	UKMO	Multimodèle
PC 1	Anomalie positive	0.55	0.75	0.71	0.78	0.67	0.66	0.75	0.70
PC 2	Anomalie positive	0.80	0.63	0.62	0.68	0.63	0.56	0.69	0.57
PC 3	Anomalie positive	0.73	0.54	0.81	0.77	0.76	0.51	0.76	0.73

TAB. 4.3 – *Le ROC pour les anomalies positives des composantes principales prévues par chaque modèle*

Les résultats du tableau 4.3 confirment ceux obtenus précédemment. On constate que la troisième composante est la mieux prévue par tous les modèles. Les scores obtenus sur la deuxième composante principale sont plus faibles. Nous pouvons nous attendre à obtenir des prévisions moins pertinentes que la climatologie dans un modèle statistique qui utiliserait uniquement cette composante principale.

Chapitre 5

Prévisions des précipitations

Les résultats obtenus dans le chapitre précédent sur la prévision de la convergence du flux d'humidité nous permettent de proposer de nouvelles méthodes de prévisions des précipitations sur le Sahel.

Plusieurs possibilités peuvent être envisagées pour réaliser ces prévisions. En ce qui nous concerne, nous étudierons les prévisions d'un modèle fournissant la probabilité que chaque régime de précipitations soit plus sec ou plus humide.

5.1 Elaboration du "modèle" de prévision

Nous cherchons à connaître la probabilité qu'une saison soit supérieure ou inférieure à la médiane pour chacun des trois régimes étudiés. De plus, les simulations DEMETER nous fournissent la probabilité d'être au-dessus de la médiane pour la convergence du flux d'humidité. Nous devons donc établir un lien entre ces différentes valeurs pour chaque mode de l'étude. Nous présentons ces relations pour chaque mode de manière distincte.

Soit A_1 l'événement "la composante principale du mode 1 de précipitations > médiane de ce mode" et A_2 son complémentaire. On note $p(A_i)$ la probabilité que l'événement A_i se réalise. On utilise les mêmes conventions avec B_i pour le champ de convergence du flux d'humidité.

	B_1	B_2
A_1	16%	80%
A_2	84%	20%

TAB. 5.1 – Probabilités conditionnelles $p(A_i/B_j)$ pour la première composante principale

Les probabilités conditionnelles du tableau 5.1 sont cohérentes avec les résultats obtenus au chapitre 4.1 p.29. En effet, nous avons des probabilités très fortes entre les indices 1 et 2 de chaque composante principale. Ceci correspond bien à la forte anti-corrélation entre les deux composantes principales ($ACC=-0.62$). Nous pouvons, à partir de ces probabilités, établir un lien entre le prédicteur et le champ à prévoir. En effet, on a :

$$p(A_i) = \sum_{j=1}^2 p(A_i/B_j) \cdot p(B_j)$$

Ainsi, à l'aide de la formule précédente et des valeurs du tableau 5.1, nous pouvons calculer, pour chaque année, la probabilité que chaque régime soit plus sec ou plus humide que la valeur médiane.

Pour les seconde et troisième composantes principales, la formule proposée reste valide puisque la démonstration ne fait intervenir que les définitions des différentes probabilités et le caractère complémentaire des B_j . Dans les tableaux 5.2, nous avons calculé les probabilités conditionnelles correspondantes aux second et troisième régimes de précipitations et de convergence du flux d'humidité.

	B_1	B_2		B_1	B_2
A_1	79%	20%	A_1	68%	30%
A_2	21%	80%	A_2	32%	70%

TAB. 5.2 – Probabilités conditionnelles pour la seconde composante principale (à gauche) et pour la troisième composante principale (à droite)

Les probabilités obtenues dans les tableaux 5.2 reflètent les corrélations obtenus au 4.1 p.29. En effet, les anomalies positives sont corrélées entre elles et il en est de même pour les anomalies négatives. De plus, les probabilités sont plus importantes pour la seconde composante principale où les corrélations étaient meilleures.

Maintenant que nous avons proposé un moyen de fournir de nouvelles prévisions de probabilité d'événements plus humide, nous devons analyser les scores obtenus avec ce "modèle".

5.2 Analyse des résultats

La partie précédente nous a permis de mettre en place un système de prévision des anomalies positives et négatives des précipitations concernant les trois régimes mis en évidence au chapitre 2.1 p.20. Compte tenu de la symétrie qu'il existe, par construction, entre les deux courbes, nous présentons seulement les courbes de ROC pour les anomalies négatives de chaque composante principale.

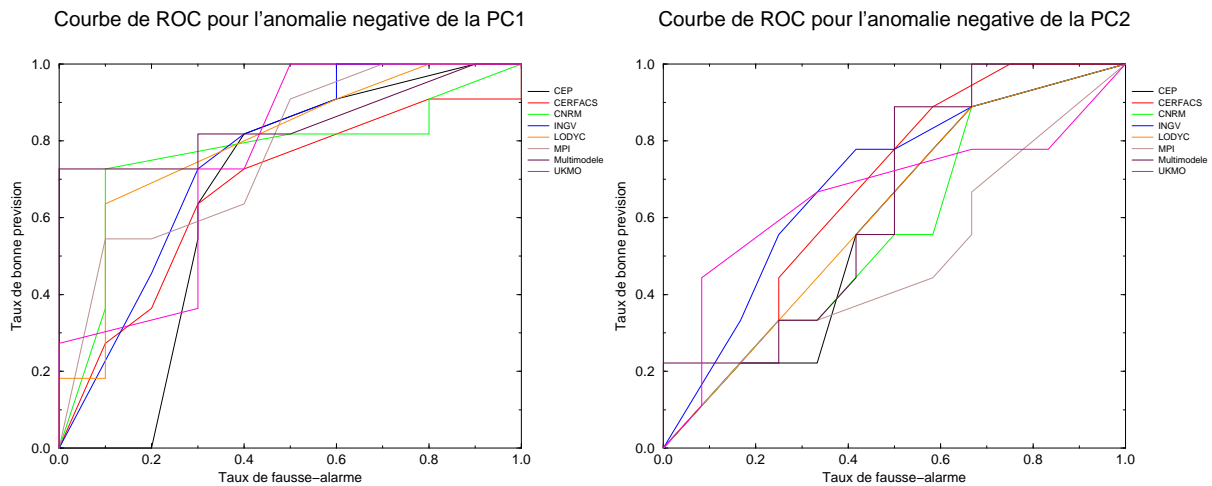


FIG. 5.1 – Courbes de ROC pour les anomalies négatives de la première (à gauche) et de la seconde (à droite) composante principale

Courbe de ROC pour les anomalies negatives de la PC3

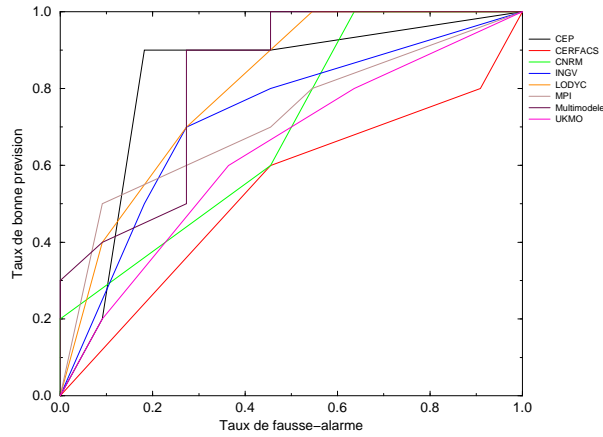


FIG. 5.2 – Courbes de ROC pour les anomalies négatives de la troisième composante principale

Les figures 5.1 et 5.2 montrent des résultats intéressants. En effet, quel que soit le seuil de décision retenu, le nombre de bonnes prévisions est toujours supérieur au taux de fausses alarmes. L'utilité du multimodèle est mise en évidence une nouvelle fois ici. Aucun modèle ne propose de meilleures prévisions pour toutes les composantes principales. De plus, globalement, c'est celui qui fournit des prévisions optimales pour tous les régimes.

L'analyse plus particulière des différentes courbes rappelle des résultats obtenus à la partie précédente. La seconde composante principale est la moins bien prévue et la troisième la mieux prévue.

Le modèle statistique que nous avons élaboré permet de fournir des prévisions des principaux modes de variabilité pour la mousson africaine. Toutefois, il nous faut encore comparer ces résultats avec ceux obtenus par les prévisions DEMETER. En effet, il nous reste à vérifier que notre modèle apporte effectivement des éléments intéressants pour la prévision saisonnière des précipitations pendant la mousson africaine.

Dans le tableau 5.4, nous avons calculé les ROC de chaque modèle pour les anomalies positives des composantes principales. A gauche, nous trouvons les valeurs issues de nos prévisions et à droite, celles fournies par les simulations DEMETER (calculées au chapitre 2.2.2 p22).

	Nos Prévisions			Prévisions DEMETER		
	PC1	PC2	PC3	PC1	PC2	PC3
CEP	0.66	0.58	0.82	0.45	0.62	0.55
CERFACS	0.67	0.67	0.54	0.76	0.32	0.38
CNRM	0.76	0.56	0.69	0.46	0.47	0.52
INGV	0.75	0.69	0.73	0.56	0.77	0.71
LODYC	0.80	0.61	0.80	0.54	0.43	0.49
MPI	0.77	0.49	0.72	0.58	0.33	0.60
UKMO	0.75	0.66	0.64	0.59	0.49	0.77
Multimodele	0.85	0.64	0.82	0.67	0.46	0.70

TAB. 5.3 – ROC pour les anomalies positives des deux systèmes de prévision

De manière évidente, notre système de prévision permet d'augmenter les scores du multimodèle. Les scores obtenus pour le second mode de la convergence du flux d'humidité (cf chapitre 4.3 p33) permettaient de penser que les prévisions de précipitations pour ce même mode seraient moins fiables. Or même si, effectivement, les scores du second mode sont les plus faibles que pour les autres modes,

nous fournirons plus de bonnes prévisions que de fausses alarmes.

Une hypothèse que nous avons formulée était que le second régime de variabilité des précipitations pendant la mousson était mal simulé par DEMETER et de ce fait, les résultats obtenus étaient mauvais. Ici la deuxième composante principale est relativement bien prévue par le multimodèle ce qui signifierait que les résultats généraux des précipitations seraient utilisables. En fait, pour comparer rigoureusement les prévisions DEMETER avec les nôtres, il faudrait proposer un modèle qui fournisse des valeurs numériques de précipitations sur toute la zone d'étude. En effet, nous pourrions alors calculer les mêmes scores que pour DEMETER et faire une comparaison entre ces nouvelles prévisions et les prévisions DEMETER.

Conclusion et perspectives

Notre étude nous a permis de mettre en avant des résultats intéressants pour la prévision saisonnière de la mousson africaine. Nous avons commencé par montrer que le projet DEMETER ne pouvait pas, à partir des prévisions de tous ses modèles, fournir une prévision de précipitations qui soit plus efficace que la climatologie. Toutefois, les conditions de surface, nécessaires à la mise en place du phénomène de mousson, sont correctement simulés par les modèles. Bien que les modèles soient capables de simuler la dynamique de l'océan et de l'atmosphère à l'échelle saisonnière, ils n'intègrent pas les phénomènes de micro-physique, comme la condensation responsable des précipitations. C'est pourquoi nous avons proposé un modèle statistique pour fournir des prévisions de précipitations avec des scores plus élevés.

L'analyse des différents modes de précipitations sur notre zone d'étude a permis de lier le phénomène de mousson avec, d'une part, la position de l'ITCZ et, d'autre part, les conditions de surface des océans tropicaux Atlantique. Le premier mode de variabilité est intimement lié à la position de l'ITCZ et les second et troisième modes seraient, quant à eux, corrélés aux conditions thermiques de surface de l'océan tropical. Toutefois, nous avons vu que la position de l'ITCZ repérée à partir du critère de confluence du vent ne pouvait être utilisée par un modèle statistique de prévisions des précipitations pendant la mousson.

Les relations dynamiques qui existent entre le champ de convergence du flux d'humidité au-dessus de l'océan Atlantique et les précipitations sur l'Afrique de l'Ouest permettent de proposer un modèle de prévisions des précipitations pendant la mousson. Ici encore, les différents modes semblent être associés à la position de l'ITCZ, d'une part, et aux conditions thermiques à la surface des océans d'autre part. Nous avons montré que les différents modes du champ de convergence du flux d'humidité permettent de situer la saison suivante en terme d'anomalies de précipitations pour les principaux modes de variabilité de la mousson. Ce modèle améliore nettement les résultats obtenus avec le projet DEMETER.

Ainsi notre travail a-t-il permis de fournir des prévisions de précipitations meilleures que celles du projet DEMETER. Toutefois, nous n'obtenons aucune valeur numérique de précipitations pendant la mousson. Ceci n'est pas un problème en soi, mais il serait intéressant de proposer un modèle qui fournirait des valeurs de précipitations. En effet, cela permettrait de calculer une multitude de scores que l'on comparerait avec les prévisions DEMETER.

Ce nouveau modèle pourrait utiliser les mêmes prédicteurs que ceux de notre étude ou d'autres qui permettraient par exemple de justifier les phénomènes qui sont représentés par le second mode de variabilité des précipitations. Nous pourrions choisir, par exemple, d'analyser le champ d'énergie statique humide au-dessus des océans. Nous savons que ce champ est une voie possible pour étudier les phénomènes convectifs dans les régions tropicales.

Enfin, une question reste toujours en suspens à la fin de notre travail : quels sont les modes de variabilité de précipitations que les modèles constituant DEMETER n'arrivent pas à reproduire ? En effet, il serait intéressant de comprendre à quels niveaux les modèles constituant DEMETER font des erreurs dans les prévisions de précipitations. Nous avons vu que le deuxième mode de variabilité était mal simulé par ces modèles. Il serait pertinent de comprendre les erreurs de paramétrisation qui existent dans ces modèles pour essayer de les atténuer. Cela permettrait d'augmenter les scores des résultats de la prévision saisonnière.

Bibliographie

- [1] J. C. André, J. Y. Caneill, M. Déqué, P. Rogel, L. Terray, and Y. Tourre. La prévision du climat de l'échelle saisonnière à l'échelle décennale. C. R. Géoscience, 334 :1115–1127, 2002.
- [2] J. Bader and M. Latif. The impact of decadal-scale indian ocean sea surface temperature anomalies on sahelian rainfall and the north atlantic oscillation. Geophysical Research Letters, 30(22) :2169, doi :10.1029/2003GL018426, 2003.
- [3] M. Déqué. Seasonal predictability of tropical rainfall : Probabilistic formulation and validation. Tellus, 53A :500–512, 2001.
- [4] B. Fontaine and S. Janicot. Sea surface temperature fields associated with west african rainfall anomaly types. American Meteorological Society, pages 2935–2940, 1996.
- [5] G. Garric, H. Douville, and M. Déqué. Prospects for improved seasonal predictions of monsoon precipitation over sahel. International Journal of Climatology, 22 :331–345, 2002.
- [6] S. J. Mason and N. E. Graham. Conditional probabilities, relative operating characteristics, and relative operating levels. American Meteorological Society, pages 713–725, 1999.
- [7] C. Messenger, H. Gallée, and O. Brasseur. Precipitation sensivity to regional SST in a regional climate simulation during the west african monsoon for two dry years. Climates Dynamics, 22(2-3) :249–266, 2004.
- [8] T. N. Palmer, A. Alessandri, U. Andersen, P. Cantelaube, M. Davey, P. Délécluse, M. Déqué, E. Diez, F. J. Doblas-Reyes, H. Feddersen, R. Graham, S. Gualdi, J. F. Guérémy, R. Hagedorn, M. Hoshen, N. Keenlyside, M. Latif, A. Lazar, E. Maisonnavé, V. Marletto, A. P. Morse, B. Orfila, P. Rogel, J. M. Terres, and M. C. Thomson. Development of a european multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER). BAMS, pages 853–872, 2004.
- [9] T. N. Palmer, Ć. Brankovic, and D. S. Richardson. A probability and decision-model analysis of PROVOST seasonal multi-model ensemble integrations. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 126 :2013–2034, 2000.
- [10] B. Rajagopalan, Y. Kushnir, and Y. M. Tourre. Observed decadal midlatitude and tropical atlantic climate variability. Geophysical Research Letters, 25(21) :3967–3970, 1998.
- [11] M. B. Richman. Rotation of principal components. Journal of Climatology, 6 :293–335, 1986.
- [12] Y. M. Tourre, B. Rajagopalan, and Y. Kushnir. Dominant patterns of climate variability in the atlantic ocean during the last 136 years. American Meteorological Society, pages 2285–2299, 1999.
- [13] Y. M. Tourre and W. B. White. Evolution of the ENSO signal over the indo-pacific domain. American Meteorological Society, 27(5) :683–696, 1997.
- [14] Y. M. Tourre and W. B. White. Patterns of coherent climate signals in the indian ocean during the 20th century. Geophysical Research Letters, 30(23) :2224, doi :10.1029/2003GL018476, 2003.
- [15] D. Wilks. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Academic Press, 1st edition, 1995. 467pp.

Annexes

Scores calculés avec la méthode de cros-validation

	Prévisions sans cros-validation			Cros-validation		
	PC1	PC2	PC3	PC1	PC2	PC3
CEP	0.66	0.58	0.82	0.67	0.59	0.79
CERFACS	0.67	0.67	0.54	0.69	0.65	0.50
CNRM	0.76	0.56	0.69	0.73	0.56	0.55
INGV	0.75	0.69	0.73	0.75	0.73	0.70
LODYC	0.80	0.61	0.80	0.78	0.54	0.76
MPI	0.77	0.49	0.72	0.72	0.51	0.77
UKMO	0.75	0.66	0.64	0.76	0.70	0.63
Multimodèle	0.85	0.64	0.82	0.79	0.65	0.80

TAB. 5.4 – ROC pour les anomalies positives des deux systèmes de prévision

Ce tableau présente les résultats des prévisions probabilistes pour la méthode proposée dans le rapport et en utilisant la cros-validation. Pour cette dernière, nous avons calculé pour chaque année à prévoir, par exemple 1980, l'ACP sur l'ensemble des autres années sans 1980 pour les précipitations et la divergence du flux d'humidité. Nous avons étudié les probabilités conditionnelles sur ces nouveaux modes. A partir des prévisions de l'année 1980 de la divergence du flux d'humidité, nous avons projeté les prévisions sur l'ACP calculés sans l'année 1980. Cette projection et les probabilités conditionnelles calculées précédemment ont permis de faire une prévision probabiliste des précipitations.

Les données utilisées pour calculer le ROC sont les EOFs sur la période 1962 à 2000 en entier.