



HAL
open science

Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : caractérisation et modélisation

Romain Roehrig

► **To cite this version:**

Romain Roehrig. Variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine : caractérisation et modélisation. Sciences de la Terre. Université Paris-Est, 2010. Français. NNT : 2010PEST1089 . tel-00560954v2

HAL Id: tel-00560954

<https://pastel.hal.science/tel-00560954v2>

Submitted on 6 Jun 2011

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.

THÈSE

Pour l'obtention du grade de

Docteur de l'Université Paris Est

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES, INGÉNIERIE ET ENVIRONNEMENT

Présentée par

Romain ROEHRIG

Variabilité Intrasaisonnière de la Mousson Africaine : Caractérisation et Modélisation

Directeur de thèse : **M. Jean-Philippe Lafore**

Co-direction : **M. Fabrice Chauvin, M. Marc Bocquet**

Soutenue le 19 novembre 2010

JURY

M. Pierre Camberlin	Université de Bourgogne/CRC	Rapporteur
M. Serge Janicot	IRD/LOCEAN	Rapporteur
M. Hervé Douville	CNRM-GAME	Examinateur
M. Nicholas M. J. Hall	Université Paul Sabatier/LEGOS	Examinateur
M. Benjamin Pohl	Université de Bourgogne/CRC	Examinateur

À ma maman, Yann et Jérôme

REMERCIEMENTS

La thèse se termine, une nouvelle page se tourne. Ce mémoire marque d'une certaine manière l'aboutissement de trois années, pendant lesquelles j'ai pu apprécié l'aide, les encouragements et le soutien d'un grand nombre de personnes, que ce soit en les cotoyant au jour le jour, ou simplement en les croisant au détour d'un couloir ou d'une conférence. Tant de personnes à remercier que je risque d'en oublier. Je m'en excuse par avance.

Mes premières pensées vont naturellement à mes encadrants, Jean-Philippe Lafore et Fabrice Chauvin, qui m'ont guidé tout au long de cette thèse, et qui ont su me laisser la liberté dont j'avais besoin. Merci à tous les deux pour votre disponibilité et votre motivation permanente, surtout pendant les longs après-midis où je vous ai présenté mes résultats, où j'ai pu vous poser une multitude de questions, et où vous avez su m'insufler de nouvelles directions. Merci Jean-Philippe de m'avoir aiguillé et suivi bien avant le début de cette thèse, à Niamey, Genève et Paris. C'est en partie grâce à toi que j'ai découvert les sciences de l'atmosphère et le monde de la recherche. Merci Fabrice pour ta bonne humeur, ta vision très différente de celle de Jean-Philippe, et naturellement pour les virgules que tu m'as appris à utiliser. J'espère vivement que nous continuerons à travailler ensemble dans les années à venir. Merci également à mes co-directeurs de l'ombre, à Bruno Sportisse, puis à Marc Bocquet, qui ont accepté cette co-direction « administrative ». Merci pour mon rapide passage au CEREAs peu avant le début de cette thèse.

Le jury a eu une très lourde tâche : éplucher les 400 pages de ce mémoire. Je m'excuse de cette longueur, mais qui, au final, reflète une grande partie des questions que je me suis posées pendant trois ans, et auxquelles j'ai tenté d'apporter des réponses, sinon de proposer des pistes à explorer. Merci Serge Janicot, Pierre Camberlin, Hervé Douville, Nick Hall et Benjamin Pohl pour votre courage, vos remarques et questions constructives, et votre intérêt pour ces travaux.

Cette thèse doit aussi beaucoup au climat dans lequel j'ai eu la chance d'évoluer pendant ces trois ans. Merci à Éric Brun, puis à Philippe Bougeault de m'avoir accueilli au CNRM. Merci à toute l'équipe MOANA pour sa bonne humeur. Merci tout particulièrement Amanda et Cécile d'avoir partagé, avec moi, ce bureau, ces hauts et ces bas de la thèse, ces voyages en Afrique, bref tous ces souvenirs qui resteront gravés. Merci Florence pour ton aide informatique et ta patience pour l'espace disque que j'ai saturé. Merci Dominique, Vanessa, Françoise, Philippe, Laurence, Fleur, Nicole, Catherine, Emmanuel, Florent, Jean-Luc, Marielle, Mathieu, Matthieu, Aaron, Aude, Chrystelle, Mireille, Odile pour ces pauses café, et toutes ces discussions scientifiques et amicales.

Et pour terminer, l'essentiel... Merci Maman, Yann, Jérôme et Alain d'avoir été là, simplement, quand tout allait bien, et surtout quand tout allait mal. Et bien évidemment, merci Aurélie d'avoir été à mes côtés !

RÉSUMÉ

Variabilité Intrasonnière de la Mousson Africaine : Caractérisation et Modélisation

La variabilité intrasonnière de la mousson d'Afrique de l'Ouest se caractérise par une alternance de phases sèches et humides, dont les impacts peuvent être dramatiques sur les populations locales. Cette variabilité met en jeu un grand nombre d'échelles spatiales et temporelles, rendant difficile sa compréhension, sa modélisation et sa prévision. Cette thèse propose quelques éclairages sur ces différentes thématiques.

La dépression thermique saharienne est un acteur majeur de la mousson africaine. La caractérisation de sa variabilité intrasonnière a permis de mettre en évidence, à l'échelle de 15 jours, l'existence d'interactions entre les latitudes moyennes et l'Afrique de l'Ouest. Lors de son passage au-dessus de l'Atlantique et la Méditerranée, un train d'ondes de Rossby module les ventilations de la dépression thermique, et donc sa structure. Les anomalies de circulation, de température et d'humidité, ainsi induites sur le Sahel, pourraient alors expliquer une partie des fluctuations intrasonnières de la convection, notamment celles qui naissent sur l'est du Sahel, et qui se propagent ensuite vers l'ouest.

L'état moyen et la variabilité intrasonnière de la mousson africaine restent un défi pour les modèles de climat, même pour la dernière génération, qui a participé à l'exercice d'intercomparaison CMIP3. La variabilité à haute fréquence de la convection est un élément particulièrement difficile à modéliser. Toutefois, la meilleure prise en compte de facteurs inhibant le développement de la convection pourrait être une étape importante pour améliorer la modélisation de la mousson et la prévision de ses fluctuations intrasonnières.

Mots-clés : Mousson d'Afrique de l'Ouest, Variabilité Intrasonnière, Dépression Thermique Saharienne, Modèles de Climat, CMIP3, AMMA.

Ces travaux ont été effectués dans l'équipe MOdélisation de l'Atmosphère Nuageuse et Analyse (MOANA), au sein du Groupe de Météorologie de Méso-Échelle (GMME) du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), qui fait partie du Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Unité de Recherche Associée (URA 1357), constituée par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et Météo-France.

Météo-France
CNRM/GMME/MOANA
42, avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse Cedex 1
France

✉ romain.roehrig@meteo.fr

ABSTRACT

Intraseasonal Variability of the West African Monsoon: Characterization and Modelling

The intraseasonal variability of the West African Monsoon is associated with persistent dry and wet periods over the Sahel, whose consequences can be dramatic for local populations. Its understanding, modelling and forecast still pose a challenge to the scientific community, notably because it involves a large number of space and timescales. The present study elaborates a few answers to these issues.

The Saharan heat low is one of the major actors of the African monsoon. The characterization of its intraseasonal variability revealed the existence of interaction between the tropics and the extratropics, at the 15-day timescale. As it propagates eastward above the Atlantic and the Mediterranean, a Rossby wave train modulates the heat low ventilations, and thus its structure. Anomalous circulation, as well as temperature and humidity anomalies, can be induced over the Sahel, and lead to intraseasonal modulations of convection, especially to those, which originate from the Eastern Sahel, and which, then, propagate westward.

Current state-of-the-art (CMIP3) climate models still have significant problems and display a wide range of skill in simulating the West African monsoon mean state and intraseasonal variability. The high frequency variability is particularly difficult to capture. However, the account for processes, which inhibit convection development, may be expected to be an important step in the improvement of the monsoon modelling and the forecast of its intraseasonal fluctuations.

Keywords: West African Monsoon, Intraseasonal Variability, Saharan Heat Low, Climate Models, CMIP3, AMMA.

This work was completed in the MODélisation de l'Atmosphère Nuageuse et Analyse (MOANA) team, in the Groupe de Météorologie de Méso-Échelle (GMME), of the Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), which is part of the Groupe d'étude de l'Atmosphère MÉtÉorologique (GAME), Unité de Recherche Associée (URA 1357), built up by the Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) and Météo-France.

Météo-France
CNRM/GMME/MOANA
42, avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse Cedex 1
France

✉ romain.roehrig@meteo.fr

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	v
RÉSUMÉ	vii
ABSTRACT	ix
TABLE DES MATIÈRES	xi
INTRODUCTION	1
1 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET SON ENVIRONNEMENT	5
1.1 CIRCULATION MOYENNE DE L'ATMOSPHÈRE TROPICALE	7
1.2 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST	11
1.3 LA VARIABILITÉ DE LA MAO	29
1.4 LA MAO DANS LES MODÈLES DE CLIMAT	49
CONCLUSION	55
2 DONNÉES ET MÉTHODES	57
2.1 LES DONNÉES	59
2.2 LES MÉTHODES	67
CONCLUSION	85
3 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE SOUS LES TROPIQUES	87
3.1 DÉFINITIONS ET ÉCHELLES	89
3.2 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE, EST-CE IMPORTANT ?	89
3.3 LES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE SOUS LES TROPIQUES	94
3.4 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO	108
3.5 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DANS LES MODÈLES DE CLIMAT	132
CONCLUSION	138
4 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE	139
4.1 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE : CARACTÉRISATION	141
4.2 LES MOYENNES LATITUDES : SOURCE DE PRÉDICTIBILITÉ DE L'ISV DU SHL	180
4.3 PHYSIQUE DU MODE INTRASAISSONNIER DU <i>heat low</i>	191
CONCLUSION	217
5 LE RÔLE DES MOYENNES LATITUDES DANS L'ISV DE LA MAO	219

5.1	ISV DE LA MAO : LE RÔLE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE ET DES MOYENNES LATITUDES	223
5.2	ISV DU SHL ET MODULATION DE LA CONVECTION SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST	257
5.3	MODULATION DE L'ACTIVITÉ DES ONDES D'EST SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST	268
5.4	VERS UNE AUTRE DÉFINITION DU MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA MAO	269
	CONCLUSION	280
6	VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO DANS LES MCGs	283
6.1	CMIP3 ET LE 4 ^E RAPPORT DU GIEC	285
6.2	CLIMATOLOGIE DE LA MAO DANS LES MCGs DE CMIP3	290
6.3	VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO DANS LES MCGs DE CMIP3	307
6.4	LE MODE INTRASAISSONNIER DU SHL DANS LES MCGs DE CMIP3	324
6.5	LE MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA CONVECTION DANS LES MCGs DE CMIP3	336
	CONCLUSION	345
	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	347
	BIBLIOGRAPHIE	355
	ACRONYMES	381
	Liste des figures	385
	Liste des tables	395

INTRODUCTION

Aman Iman! L'eau c'est la vie!
Proverbe Touareg

AU moment de commencer la rédaction ce manuscrit, la mousson commence à s'installer sur le continent africain. Les premières pluies se font de plus en plus intenses et régulières. Les populations dansent sous les orages bienfaisants qu'ils ont attendus avec impatience. Ces orages, qui souvent s'organisent sous forme de ligne de plus de 100 km, vont arroser pendant trois mois, de juillet à septembre, les champs de mil, tout juste semés. C'est en fait au Sahel quasiment le seul moment de l'année où il pleut. Bien au contraire, ici en France, le mois de juin est bien trop humide à notre goût. C'est que nous voyons la pluie toute l'année sous nos latitudes. En Afrique de l'Ouest, c'est un moment qu'il ne faut pas rater car toute la production agricole et la sécurité alimentaire de l'année qui suit dépend de cette saison parfois capricieuse.

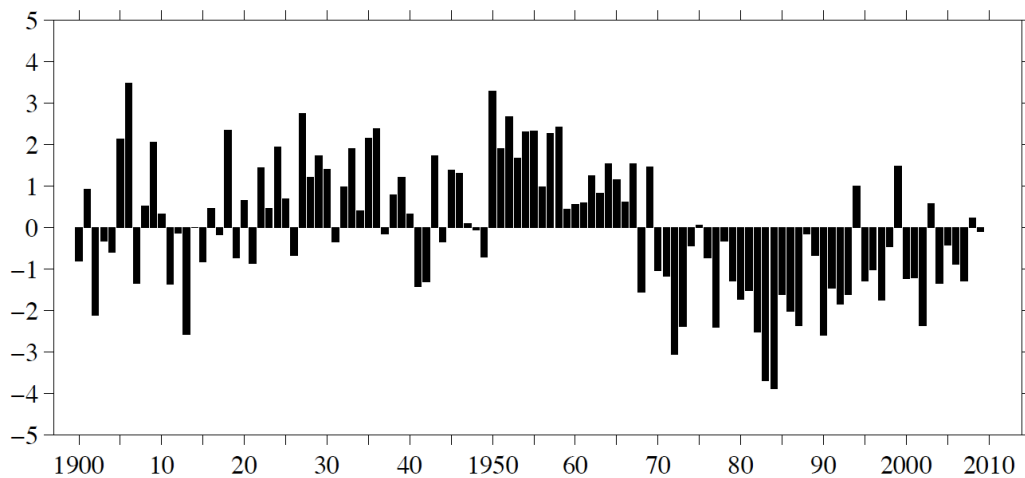


Figure 1 – Série temporelle des anomalies de précipitations sur le Sahel (moyenne 10°N–20°N, 20°O–10°E) de 1900 à 2009 (en cm mois^{-1}). Les anomalies ont été calculées par rapport à la moyenne sur la période 1900–2009. D'après la NOAA/ESRL/PSD¹.

Car la mousson africaine est en effet bien capricieuse. Une saison de mousson est caractérisée par un début, une fin, des phases actives et de pause des précipitations plus ou moins longues. On peut même dire que, contrairement aux idées reçues, il ne pleut pas très souvent sur le Sahel. En fait, c'est tout juste une quinzaine de très gros orages organisés, les lignes de grains, qui traversent le continent d'est en ouest. On parle, dans ce cas, de variabilité intrasaisonnière de la mousson. De tels événements sont cruciaux pour les populations, qui ont besoin de les prendre

¹National Oceanic and Atmospheric Administration/Earth System Research Laboratory/Physical Sciences Division, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/index.html>

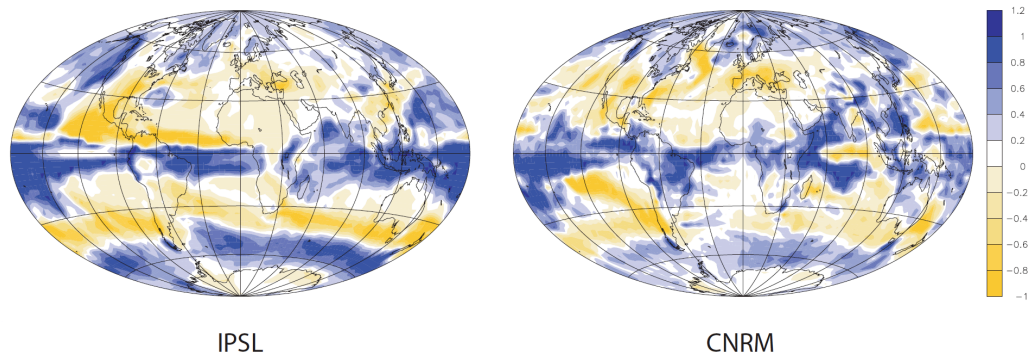


Figure 2 – Distribution géographique des différences de précipitations (en mm jour^{-1}) entre la fin du XXI^e siècle et la fin du XX^e siècle, calculée avec les modèles couplés de l'IPSL⁴ et du CNRM/GAME⁵ dans le cadre du scénario A2. D'après Joussaume *et al.* (2007).

en compte suffisamment à l'avance, pour savoir quand planter, récolter, gérer leurs ressources en eau... Ces événements sont malheureusement encore mal compris et très difficiles à prévoir.

D'une année à l'autre, le cumul de pluie est aussi très variable. Depuis les années 1970, le Sahel connaît un fort déficit pluviométrique (Fig. 1), qui, semblerait-il, commencerait à se résorber depuis les dernières années. Ces décennies de sécheresse, synonyme de famine, de déplacements de population et d'effondrement économique, ont été dramatiques pour les populations locales. Quelle en est l'origine ? Anthropique, liée à la déforestation ? Naturelle, liée à une variabilité lente du système climatique ? Assiste-t-on à un retour vers des cumuls annuels similaires à ceux d'avant les années 1970 ? Ces questions n'ont toujours pas de réponse.

Enfin, dans le cadre du changement climatique, le régime de pluie sur l'Afrique de l'Ouest est l'un de ceux où demeure le plus d'incertitudes. Il suffit de prendre les deux modèles de climat français qui ont participé à l'exercice CMIP3² du GIEC³, et qui donnent une projection climatique, en termes de précipitations, de signe opposé sur l'Afrique de l'Ouest, à l'horizon de la fin du XXI^e siècle (Fig. 2). C'est plus largement le cas de l'ensemble des modèles ayant participé à CMIP3, qui, pour la moitié d'entre eux, projettent une augmentation des précipitations sur le Sahel, et qui, pour l'autre moitié, proposent le scénario opposé (Christensen *et al.*, 2007).

Ces deux exemples montrent l'ampleur des enjeux à mieux prévoir la mousson, aussi bien à l'échéance de quelques jours, semaines, mois, qu'à l'horizon d'un an, d'une décennie voire d'un siècle. Il s'agit de pouvoir fournir des informations les plus précises possibles pour permettre aux décideurs, aux politiques, de mettre en place des stratégies aussi bien de mitigation face à une saison des pluies tardive, que d'adaptation des populations et des économies face au changement climatique.

C'est dans ce contexte que le programme AMMA⁶ (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) a émergé au début des années 2000, capitalisant sur les nombreux projets des décennies précédentes (COPT81⁷, HAPEX-Sahel⁸,

²Climate Model Intercomparison Project 3.

³Groupement Intergouvernemental d'Expert sur le Climat, www.ipcc.ch.

⁴Institut Pierre Simon Laplace.

⁵Centre National de Recherches Météorologiques/Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique.

⁶Redelsperger *et al.* (2007), <http://www.amma-international.org/>.

⁷Convection Profonde Tropicale 1981, Sommeria et Testud (1984).

⁸Hydrologic and Atmospheric Pilot EXperiment in the Sahel.

WAMP⁹, JET2000¹⁰), et fédérant des chercheurs de tous horizons autour d'un sujet complexe, qui résiste encore aux scientifiques. Des hydrologues, chimistes, océanographes, atmosphériciens, agronomes, sociologues, médecins... en Afrique, en Europe, aux États-Unis... travaillent aujourd'hui ensemble, dans le cadre du programme AMMA, autour de cette mystérieuse mousson, afin de mieux comprendre sa variabilité à toutes les échelles spatiales et temporelles, ses interactions avec le climat global et ses impacts socio-économiques, et d'en améliorer prévisions et projections. Cette thèse s'inscrit pleinement dans la dynamique stimulante de ce programme. Elle a contribué à l'implication du CNRM/GAME dans le *Working Group 1* sur la thématique *West African Monsoon and Global Climate*, et inclu dans la partie du programme AMMA financée par le FP6¹¹ de la Commission Européenne¹².

Dans ce cadre, nous nous sommes intéressés, au cours de cette thèse, à la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine, c'est-à-dire à des échelles inférieures à la saison, de l'ordre de quelques jours à quelques semaines. L'idée est d'abord de caractériser cette variabilité, soit à l'aide de diagnostics déjà proposés dans la littérature, soit en en développant de nouveaux. Cette boîte à outils doit nous permettre de porter un œil nouveau sur les modèles de climat : il s'agit, en effet, d'évaluer leur capacité à simuler cette variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine et de comprendre le pourquoi et le comment de cette représentation. L'objectif final est, bien évidemment, d'améliorer les modèles de climat, ou tout du moins de fournir des pistes pour les améliorer. Ce dernier point ne sera malheureusement qu'esquissé dans ce mémoire.

Ce manuscrit est constitué de 6 chapitres :

- Le **chapitre 1** est une invitation à la découverte de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO), de ces acteurs, de son environnement et de sa complexité. La circulation atmosphérique tropicale moyenne, dans laquelle s'inscrit la MAO, est brièvement décrite, puis l'accent est porté sur la mousson elle-même, sa structure et sa variabilité. Il est à noter que sa variabilité intrasaisonnière, qui constitue le sujet d'étude de ce mémoire sera abordée dans un chapitre à part (Chapitre 3). Nous évoquerons aussi la représentation de l'état moyen de la mousson dans les modèles de climat.
- Plus technique, le **chapitre 2** met en place les fondations de cette étude. Les données, « matières premières », observées ou simulées sont d'abord présentées. Puis, c'est au tour des outils d'analyse et des techniques statistiques, dont nous discuterons les avantages et les limites. Ce chapitre permettra de mieux comprendre la détection et la caractérisation des différents modes de variabilité intrasaisonnière de la MAO. Une attention particulière sera portée sur les tests de significativité, qui nous assureront la pertinence des signaux que nous analyserons au cours de ce manuscrit.
- Le **chapitre 3** rentre enfin dans le vif du sujet, proposant une synthèse de la variabilité intrasaisonnière de la MAO. Après une présentation plus générale de la variabilité intrasaisonnière sous les tropiques, nous évoquerons les différentes échelles caractéristiques de la variabilité intrasaisonnière de la

⁹ *West African Monsoon Project*.

¹⁰ Thorncroft *et al.* (2003).

¹¹ *Framework Program 6*.

¹² <http://www.amma-eu.org/>.

MAO, les différents modes détectés selon les différentes gammes d'échelles identifiées, et leurs propriétés. En particulier, nous proposerons une vision des échelles de variabilité intrasaisonnière de la MAO plus globale que celle proposée par la littérature, et nous insisterons sur leur importance respective. Enfin, nous nous attarderons sur la représentation de ce type de variabilité tropicale dans les modèles de climat.

- Le **chapitre 4** se consacre à la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière d'un des acteurs principaux de la MAO : la dépression thermique saharienne. Cette étude, basée sur l'article Chauvin, Roehrig, et Lafore (2010), montre le rôle important que peuvent jouer les latitudes moyennes dans la variabilité intrasaisonnière autour de 15 jours de la MAO, cette dépression thermique pouvant alors devenir une passerelle entre les deux. Cette relation est intéressante en termes de prédictibilité de la mousson.
- Le **chapitre 5** examine plus en détail la relation entre le mode de variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique et les modes de variabilité de la MAO déjà décrits dans la littérature, notamment le mode dit « Sahélien », dans l'article Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010). Le saut de mousson est aussi un évènement intrasaisonnier essentiel de la saison, et son lien avec la variabilité de la dépression thermique sera aussi mis en avant.
- La capacité des modèles de climat de CMIP3 à reproduire la variabilité intrasaisonnière de la MAO est abordée dans le **chapitre 6**. Une étude préliminaire de la climatologie des modèles nous permettra d'avoir une idée de la MAO dans ces modèles. La variabilité intrasaisonnière de la convection, et celle de la dépression thermique, y seront ensuite évaluées, en utilisant d'abord l'approche globale du chapitre 3. Nous utiliserons aussi les résultats obtenus dans les chapitres 4 et 5 pour aborder la représentation du mode principal de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne et de ses liens avec celle de la MAO.

Traditionnellement en deux parties, la conclusion fait la synthèse des travaux réalisés pendant cette thèse, marquant ainsi sa fin, et ouvre une fenêtre sur de nombreuses perspectives.

LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET SON ENVIRONNEMENT



SOMMAIRE

1.1	CIRCULATION MOYENNE DE L'ATMOSPHÈRE TROPICALE	7
1.1.1	Le rôle des tropiques dans la dynamique du climat	7
1.1.2	La circulation méridienne de Hadley	8
1.1.3	La circulation zonale de Walker	9
1.2	LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST	11
1.2.1	Qu'est-ce qu'une mousson ?	11
1.2.2	Contexte géographique de la MAO	12
1.2.3	Les acteurs de la MAO	14
1.3	LA VARIABILITÉ DE LA MAO	29
1.3.1	La variabilité multi-décennale, décennale et interannuelle de la MAO	29
1.3.2	Le cycle saisonnier de la MAO	34
1.3.3	Le cycle diurne de la mousson	44
1.4	LA MAO DANS LES MODÈLES DE CLIMAT	49
1.4.1	Évaluation de l'état de base de la MAO des MCGs	49
1.4.2	Évaluation de la représentation dans les MCGs du rôle des océans dans la variabilité de la MAO	52
1.4.3	Évaluation des couplages surface-atmosphère dans les MCGs	54
	CONCLUSION	55

LA mousson d'Afrique de l'Ouest est un système couplé terre-océan-atmosphère, faisant intervenir un grand nombre d'acteurs, d'échelles spatiales et temporelles très diverses. Après avoir présenté rapidement les circulations tropicales de grande échelle, qui constituent l'environnement dans lequel évolue la mousson (section 1.1), nous décrirons les acteurs principaux de ce système complexe (section 1.2), puis ses différentes échelles de variabilité (section 1.3). Les échelles intrasaisonnières, importantes aussi pour le système, ne seront qu'effleurées dans ce chapitre, le chapitre 3 y étant consacré. Il est à noter que notre compréhension de la mousson a

fortement avancé ces dernières années, notamment grâce à toutes les observations récoltées durant la campagne AMMA, et à la mobilisation d'une partie importante de la communauté des sciences de l'océan et de l'atmosphère autour de la mousson africaine. Enfin, la section 1.4 montrera que la MAO, son état moyen, et sa variabilité lente, représentent encore un défi majeur pour la modélisation du climat. Cette dernière section pourra être considérée comme une introduction à l'étude de la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans les modèles de climat, proposée dans le chapitre 6.

1.1 CIRCULATION MOYENNE DE L'ATMOSPHÈRE TROPICALE

1.1.1 *Le rôle des tropiques dans la dynamique du climat*

La Terre reçoit du soleil 341 W m^{-2} en moyenne annuelle et globale (Fig. 1.1). Environ 30% de ce flux radiatif est directement réfléchi par l'atmosphère (principalement par les nuages) et la surface, et renvoyé vers l'espace. L'atmosphère est relativement transparente au rayonnement solaire et n'en absorbe qu'environ 23%. Le reste, soit environ 47% parvient à la surface de la Terre, où la plus grande partie est absorbée, par les continents et les océans. Une part de l'énergie absorbée est restituée à l'atmosphère, sous forme de rayonnement infrarouge, de flux de chaleur sensible et de flux de chaleur latente. Pour la période de Mars 2000 à Mai 2004, le bilan énergétique de la Terre n'est pas à l'équilibre : le système Terre a absorbé un flux net de 0.9 W m^{-2} (Fig. 1.1), correspondant à un réchauffement global de la planète.

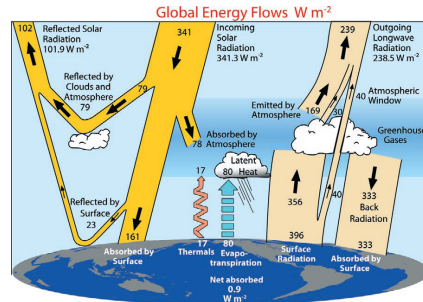


Figure 1.1 – Bilan global d'énergie de la Terre pour la période de Mars 2000 à Mai 2004, en W m^{-2} . La largeur des flèches est proportionnelle à l'importance du flux d'énergie qu'elles représentent. D'après Trenberth *et al.* (2009).

Cette vision intégrée spatialement et temporellement du bilan radiatif de la Terre cache, en fait, une réalité bien plus complexe. D'une part, la Terre est une sphère, créant un déséquilibre radiatif entre les pôles et les régions tropicales qui reçoivent du soleil une énergie plus importante (Fig. 1.2). Ce déséquilibre est à l'origine de la mise en mouvement des fluides atmosphérique et océanique, qui exportent le surplus d'énergie des tropiques vers les moyennes et hautes latitudes. La force de Coriolis, générée par la rotation de la Terre, est aussi un élément essentiel de la circulation générale. D'autre part, l'axe de rotation de la Terre est incliné par rapport au plan de rotation de la Terre autour du soleil, créant l'alternance des saisons, et compliquant encore le budget énergétique terrestre. Les différences de capacité calorifique, de nébulosité et d'albédo entre les surfaces continentales et océaniques, mais aussi les différents types de surfaces continentales et océaniques, rendent la distribution géographique et saisonnière du bilan énergétique très hétérogène. La figure 1.2 montre que les pôles, mais aussi les déserts (fort albédo et faible effet de serre) tendent à être des puits d'énergie, alors que les océans tropicaux et subtropicaux sont plutôt des sources d'énergie, avec un bilan net positif.

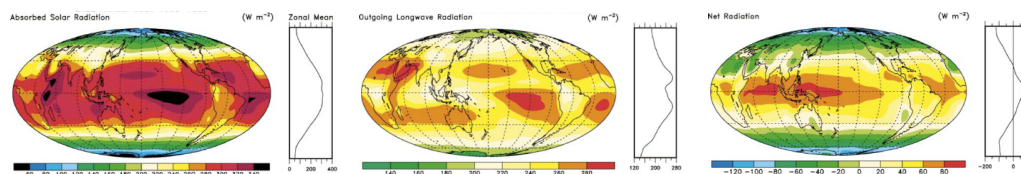


Figure 1.2 – De gauche à droite, mesures annualisées au sommet de l'atmosphère du rayonnement solaire net absorbé par la Terre, du rayonnement infrarouge réémis par la Terre vers l'espace et du rayonnement net, en W m^{-2} , pour la période de Février 1985 à Avril 1989, calculées à partir de ERBE (*Earth Radiation Budget Experiment*). La moyenne zonale est indiquée à droite pour chacune des quantités. D'après Trenberth et Stepaniak (2003).

En raison de cette variabilité temporelle et spatiale, la réponse du système climatique au forçage solaire est différente selon les régions et les échelles de temps considérées. Il est alors essentiel de décrire et comprendre comment l'excès d'énergie reçu à l'équateur est redistribué vers les latitudes extratropicales, à la fois par la circulation atmosphérique et la circulation océanique, et ce, à différentes échelles de temps.

L'atmosphère tropicale, principal sujet d'étude de ce mémoire, peut être décrite de manière simplifiée par deux grandes circulations moyennes, l'une méridienne, l'autre zonale. Il est à noter que l'océan joue aussi un rôle important dans la redistribution de cet excédent d'énergie reçu sous les tropiques.

1.1.2 *La circulation méridienne de Hadley*

Sous les tropiques, le bilan radiatif excédentaire, et le déséquilibre énergétique entre la surface et la tropopause, sont à l'origine de mouvements méridiens et verticaux qui concernent toute la troposphère. Au niveau du maximum de chauffage sous les tropiques, une grande partie de l'énergie radiative excédentaire est stockée sous trois formes (thermique, potentielle et latente) que l'on peut résumer avec l'énergie statique humide ESH :

$$\text{ESH} = C_p T + gz + L_v r$$

où

- $C_p T$ est l'énergie thermique ou enthalpie, avec C_p la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante et T la température absolue ;
- gz est l'énergie potentielle, avec g l'accélération de pesanteur et z l'altitude au-dessus d'un niveau de référence (1000 hPa par exemple) ;
- $L_v r$ est l'énergie latente, liée à la quantité de vapeur d'eau. r est le rapport de mélange de la vapeur d'eau et L_v la chaleur latente de vaporisation de l'eau.

La partie latente de l'ESH est libérée en altitude dans les nuages convectifs, dans une région appelée Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT), puis convertie progressivement en énergie potentielle. En altitude, la circulation méridienne divergente exporte vers les latitudes moyennes cette énergie potentielle, qui sera alors convertie en énergie thermique par la subsidence au niveau des anticyclones tropicaux. La figure 1.3 illustre cette circulation méridienne en moyenne zonale, en été et en hiver. En basses couches, les vents convergent vers la ZCIT, zone de faibles pressions. Ces vents ont une composante zonale d'est en raison de la force de Coriolis : ce sont les alizés. Ils transportent avec eux de l'énergie latente, au fur et à mesure qu'ils s'enrichissent en vapeur d'eau au-dessus des océans, ou de l'énergie thermique en traversant les continents. L'atmosphère tropicale est caractérisée par deux cellules de circulation rotationnelle, de part et d'autre de l'équateur "météorologique", la ZCIT, la cellule de l'hémisphère d'hiver étant la plus intense.

La circulation de Hadley est essentielle : d'un point de vue thermodynamique, elle assure le transport méridien de chaleur, et, d'un point de vue dynamique, elle permet le transport méridien de moment cinétique. La conservation du moment cinétique dans une cellule de Hadley est, en effet, à l'origine de vents forts (jet subtropical) observés en altitude du côté extratropical de la cellule. Aux moyennes

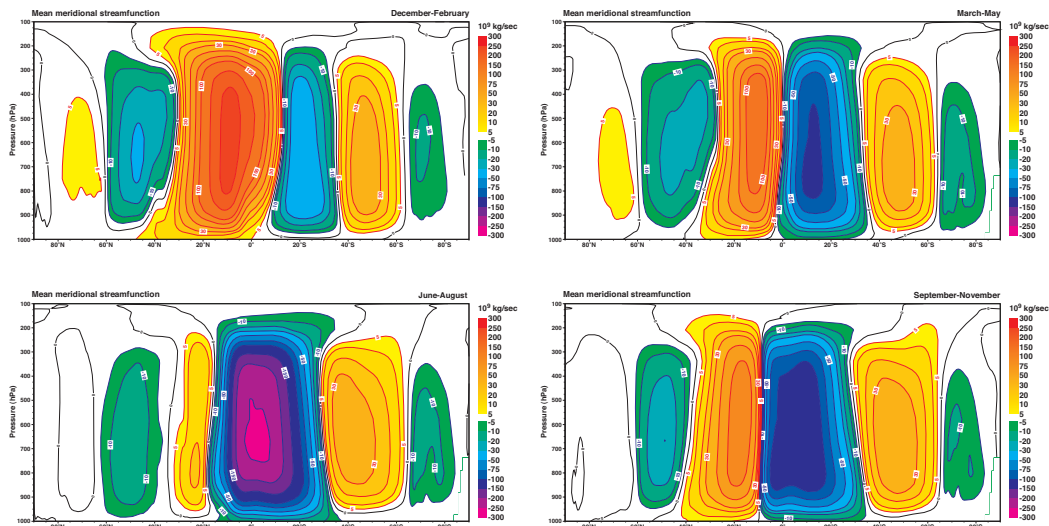


Figure 1.3 – Moyenne zonale de la fonction de courant méridienne pour les quatre saisons DJF, MAM, JJA et SON (de gauche à droite et de haut en bas). Les couleurs jaunes à orange correspondent à des circulations dans le sens antihoraire, tandis les couleurs verte à violet correspondent à des circulations dans le sens horaire. Il est à noter que les latitudes vont de 90°N à gauche à 90°S à droite. D'après l'Atlas ERA40 1971–2001¹

latitudes, la figure 1.3 suggère une autre circulation rotationnelle dans le plan méridien, appelée circulation de Ferrel. Cette circulation n'apporte cependant qu'une faible contribution au transport méridien d'énergie, qui est assuré en grande partie par les perturbations transitoires des moyennes latitudes.

1.1.3 La circulation zonale de Walker

Sur les océans tropicaux, l'excédent d'énergie en surface est stocké (forte capacité thermique), puis une grande partie est transportée vers les pôles par les gyres océaniques et la circulation thermohaline. Sur les continents tropicaux au contraire, l'excédent d'énergie ne peut être emmagasiné (faible capacité thermique), ni véhiculé dans le sol (faible conductivité thermique). La redistribution d'énergie s'effectue

¹http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-40_Atlas/.

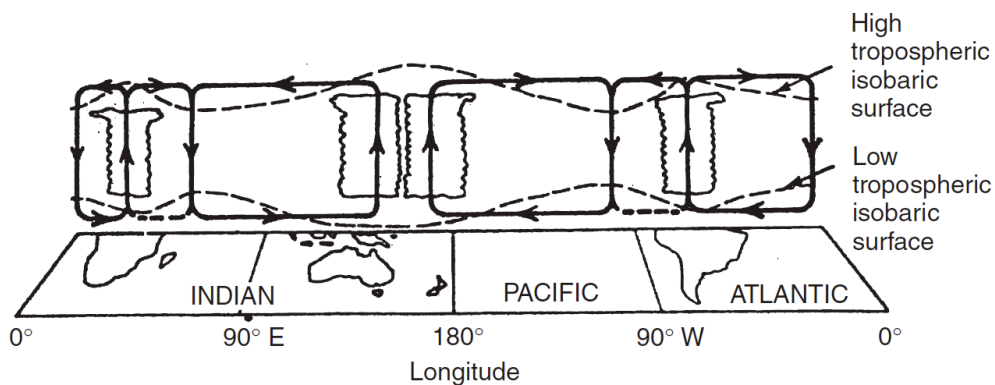


Figure 1.4 – Schéma conceptuel de la circulation de Walker. D'après Lau et Yang (2002).

par le biais des mouvements verticaux de grande échelle. L'activité convective au sein de la ZCIT est, par conséquent, plus explosive au-dessus des continents qu'au-dessus des océans. Ainsi, on peut théoriquement représenter la circulation zonale moyenne sous les tropiques comme une structure en rouleaux (Fig. 1.4) reliant les pôles de convection de l'Amazonie, de l'Afrique et du « continent maritime » au-dessus de l'Indonésie. Les zones de subsidence sont situées sur les flancs est des océans Atlantique et Pacifique, et sur le bord ouest de l'océan Indien. Elles sont associées à un flux d'alizés en basses couches et à une nébulosité en nuages stratiformes (stratocumulus, stratus). Cette circulation moyenne, appelée circulation de Walker (Walker, 1923-24 ; Bjerknes, 1969), est un schéma théorique très utile pour décrire une réalité, une fois encore, bien plus complexe...

Le vent peut se décomposer en une partie rotationnelle et une partie divergente. La circulation de Walker relève, par définition, de la partie divergente du vent. La

²National Centers for Environmental Prediction.

³National Center for Atmospheric Research.

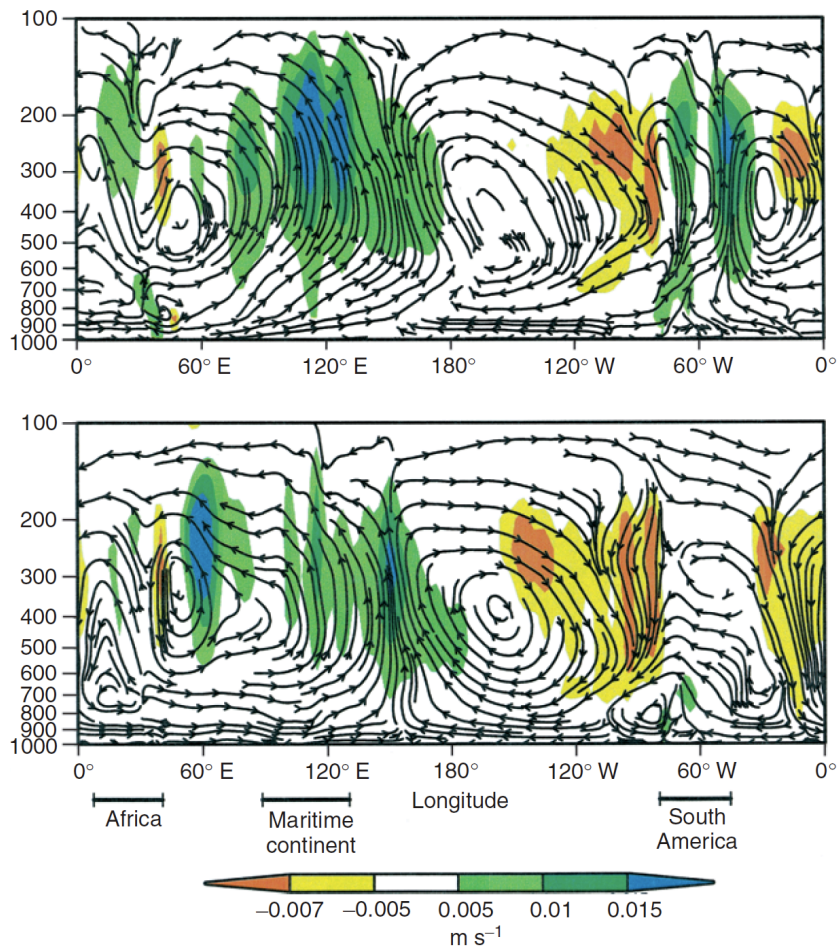


Figure 1.5 – Lignes de courant construites à partir des composantes zonales et verticales (multipliée par 30) du vent divergent le long du plan équatorial. Climatologie des mois de Janvier (en haut) et Juillet (en bas) à partir de la réanalyse américaine du NCEP²/NCAR³ pour la période 1949–1999. Les zones de fort mouvements verticaux sont indiquées en couleur (en m s⁻¹). D'après Lau et Yang (2002). On notera que le plan équatorial n'est pas forcément le mieux adapté pour capturer la circulation de Walker de ces deux saisons, et que cette figure n'est donc qu'indicative.

figure 1.5 représente la circulation de Walker dans le plan équatorial, en hiver et en été boréal, afin d'en appréhender la structure et ses fluctuations saisonnières.

La circulation de Walker (tout comme la circulation de Hadley) connaît par ailleurs des variations d'une année sur l'autre, d'une saison à l'autre, et même d'une semaine à l'autre, avec des répercussions importantes en termes de nébulosité et de précipitations pour le climat tropical. Certaines de ces variations sont liées à la variabilité océanique, en particulier l'*El Niño–Southern Oscillation* (ENSO), mais aussi à la variabilité intrasaisonnière de l'atmosphère tropicale, comme l'Oscillation de Madden–Julian (Madden et Julian, 1994).

1.2 LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST

1.2.1 *Qu'est-ce qu'une mousson ?*

Le mot « mousson » vient de l'arabe *mausim* (موسم), qui signifie « saison », et désigne le régime de vent du sud-ouest qui s'établit, en été, sur la mer d'Oman et le golfe du Bengale (les vents soufflent du nord-est l'autre partie de l'année). C'était, du temps des bateaux à voiles, la saison favorable à la navigation et au commerce des épices. Parallèlement, pour les populations concernées, la mousson est devenue bien plus qu'un renversement périodique des vents. En Inde, dans le calendrier, le folklore et les sciences, la mousson est à l'origine d'une bipolarité de l'univers, une alternance fondamentale du sec et de l'humide.

De nos jours, qui dit mousson dit saison des pluies, mais aussi inondations, ou bien sécheresses. Car les pluies sont probablement un des éléments, avec les nuages, qui présente la plus grande variabilité temporelle et spatiale du climat tropical. Intimement liée à la distribution des continents, la circulation de mousson n'existe pas sur toutes les régions tropicales. Pourtant, au total, plus de la moitié de la population mondiale vit sous l'influence des moussons. En été boréal, les deux principales moussons sont celle de l'Asie (Inde et Asie du Sud-Est) et celle de l'Afrique de l'Ouest.

Communément, les zones de mousson désignent les régions qui connaissent une saison des pluies et une saison sèche. De manière plus stricte, Ramage (1971) définit un régime mousson comme un système où :

- les vents dominants en basses couches (surface–700 hPa) virent d'au moins 120° entre janvier et juillet ;
- la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieure à 40% en janvier et juillet ;
- le vent moyen est supérieur à 3 m s⁻¹ pendant au moins un mois.

Avec cette définition, la mousson nord-américaine par exemple n'est pas rigoureusement une mousson. La figure 1.6 illustre les régions de mousson pendant l'été et l'hiver boréal, selon les deux définitions (Webster, 1987).

Les moussons sont causées par le fait que la terre s'échauffe et se rafraîchit plus vite que la mer. Au printemps, les températures continentales croissent progressivement et atteignent une température plus élevée que l'océan. Le gradient de température ainsi formé tend à créer une sorte de brise thermique de très grande échelle : l'air chaud de la terre tend à s'élever, créant une zone de basse pression

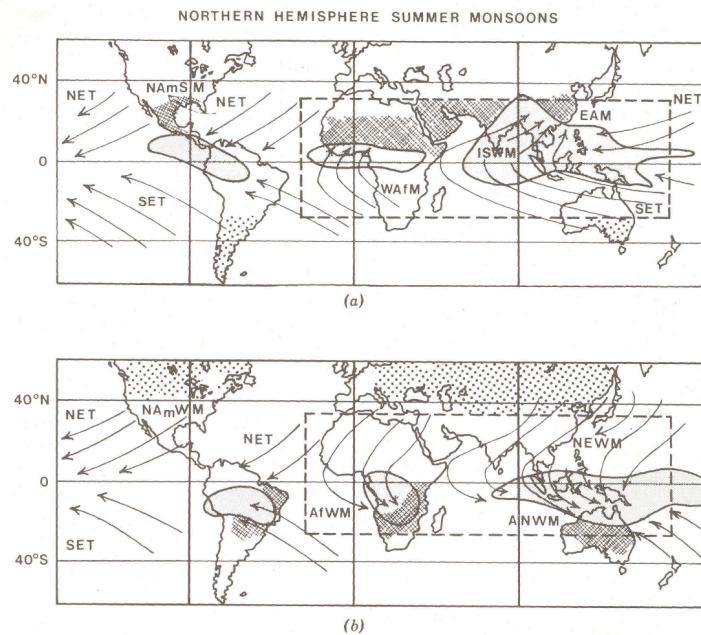


Figure 1.6 – Délimitation des régions de mousson pendant (a) l'été boréal et (b) l'hiver boréal. Utilisant les critères de rotation saisonnière des vents (Ramage, 1971) et de l'alternance distincte entre des étés humides et des hivers secs, la région de mousson est indiquée par le rectangle en trait tireté. Les principaux vents de surface et les régions de maximum de précipitations sont indiqués par les flèches et les surfaces grisées. Les surfaces hachurées (pointillée) correspondent aux régions continentales avec un maximum (minimum) de température de surface. NET (SET) : *NorthEast (SouthEast) Tradewinds*. Les moussons d'été sont indiquées par EAM (*East Asia Monsoon*), ISWM (*Indian South West Monsoon*), WAFM (*West African Monsoon*) et NAmSM (*North American Summer Monsoon*). Les moussons d'hiver sont indiquées par NEWM (*NorthEast Winter Monsoon*), ANWM (*Australian North West Monsoon*), NAmWM (*North American Winter Monsoon*), AfWM (*African Winter Monsoon*). D'après Webster (1987).

sur le continent et un vent en provenance de l'océan dans les basses couches. Ce flux de mousson est généralement transéquatorial, dévié vers l'Est par la force de Coriolis à son passage au niveau de l'équateur. Il converge vers une dépression thermique qui se forme au-dessus du continent. Son intensité dépend des gradients de pression, de température et d'humidité entre les deux hémisphères. C'est aussi un flux chargé d'humidité, nécessaire à la formation de précipitations sur le continent. La mousson est, de fait, à l'origine d'un déplacement méridien de la ZCIT vers le Nord pendant l'été boréal.

1.2.2 Contexte géographique de la MAO

La MAO évolue dans une région située au milieu de l'Afrique de l'Ouest et d'une partie de l'Afrique Centrale (Fig. 1.7), au sud du Sahara. Elle est entourée, au sud, par le golfe de Guinée et, à l'ouest, par l'océan Atlantique tropical. Les caractéristiques géographiques (orographie, nature des sols, végétation, océans) de la région sont des facteurs importants pour comprendre la mousson africaine. L'Afrique de l'Ouest présente peu de reliefs élevés. La région atteint une altitude moyenne d'environ 400 mètres, avec quelques massifs dépassant les 2000 voire 3000 mètres : l'Atlas, le Fouta Djallon, le Hoggar, l'Aïr, le Tibesti, le Mont Cameroun. Plus à

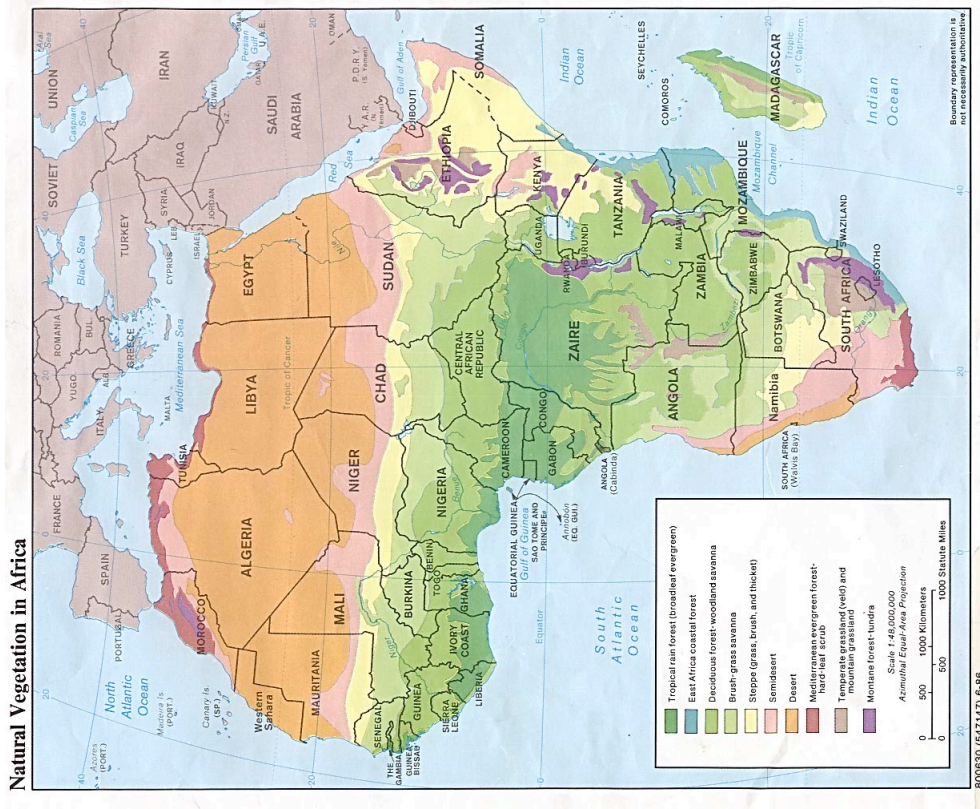


Figure 1.7 – Géographie de l'Afrique : relief à gauche et végétation à droite

l’est, on trouve deux massifs qui jouent aussi un rôle important dans la mousson : le Darfour et les hauts massifs éthiopiens.

La surface continentale est organisée en bandes zonales, relativement représentatives du gradient sud-nord de précipitation (Fig. 1.7). En conséquence, les gradients d’albédo et d’humidité du sol sont essentiellement méridiens, et subissent de forts changements saisonniers du fait de l’alternance entre une saison très sèche en hiver, et une saison pluvieuse en été. On observe du sud au nord, d’abord une bande côtière entre 5°N et 7.5°N, dite « guinéenne », très boisée (bien que fortement impactée par les activités anthropiques), puis une bande « soudanienne », entre 7.5°N et 12.5°N, avec une végétation arbustive, une bande « sahélienne », entre 12.5°N et 17.5°N, semi-aride, qui laisse finalement la place à une région désertique, le Sahara.

1.2.3 Les acteurs de la MAO

Nous avons vu que la circulation s’organise à la fois autour de transports méridiens et zonaux de masse, d’énergie, d’eau et de quantité de mouvement. Il en est de même pour la MAO qui met en scène un grand nombre d’acteurs clés (Fig. 1.8), et donc autant d’interactions entre ces différents éléments. La géographie de la région de mousson ayant une forte symétrie zonale, la structure de la mousson est souvent étudiée le long d’un transect nord-sud caractérisant la bande 10°O–10°E (voir par exemple Peyrillé *et al.*, 2007 ; Peyrillé et Lafore, 2007). C’est sous cette forme que nous aborderons la plupart des acteurs de la mousson. Cette représentation décrit assez bien la structure moyenne de la MAO, du moins au premier ordre. Comme nous le verrons cependant, de plus en plus de travaux, comme ceux réalisés au cours de cette thèse, prennent en considération la structure tridimensionnelle de la mousson, essentielle aujourd’hui pour en comprendre sa variabilité.

1.2.3.1 La ZCIT sur l’Afrique de l’Ouest

La principale structure de la MAO est bien évidemment la ZCIT : c’est la zone où se produit la majorité des précipitations, essentielles pour les populations du Sahel. Elle a une structure relativement zonale, ponctuée de trois maxima régionaux (Fig. 1.9) : un premier centré sur la côte ouest du continent vers 8°N près du Fouta

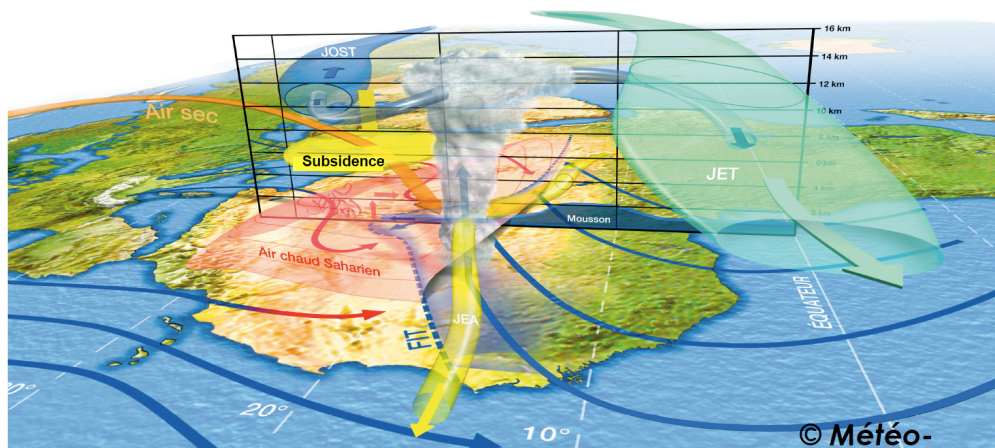


Figure 1.8 – Schéma conceptuel de la MAO. Voir texte pour les détails. ©Météo-France.

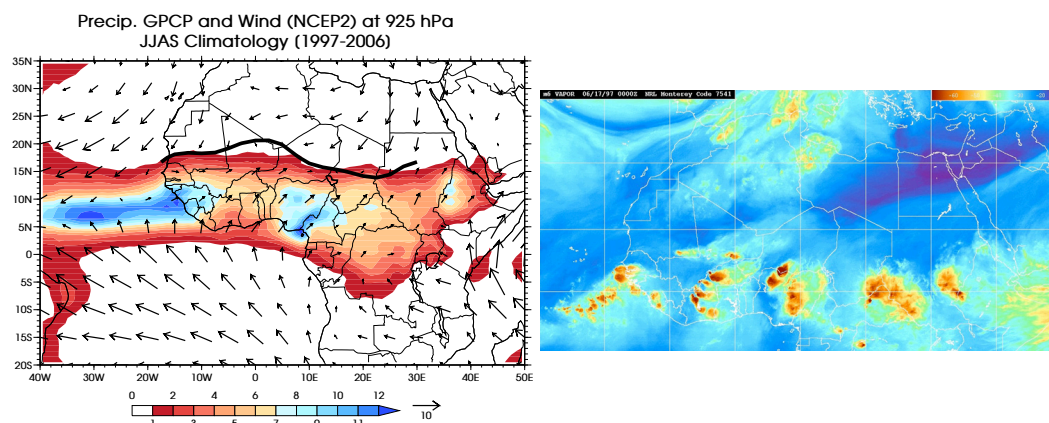


Figure 1.9 – À gauche : Climatologie des précipitations GPCP⁴, établie sur la période 1997–2006 pour la saison JJAS (couleurs – en mm jour⁻¹). On a superposé la climatologie du vent à 925 hPa issu du jeu de données NCEP2 (vecteurs – en m s⁻¹). Le trait noir épais marque la position climatologique du FIT, repéré par l’isoligne zéro du vent zonal (voir section 1.2.3.4). À droite : Image Météosat du canal vapeur d’eau du 17 juin 1997 à 00h00 UTC, montrant des exemples de SCMs sur l’Afrique de l’Ouest. Les couleurs bleues correspondent à la surface chaude avec peu de vapeur d’eau, les couleurs blanches à des zones avec beaucoup de vapeur d’eau, et les couleurs marron au sommet des nuages convectifs très froids. ©Météosat.

Djalon, un second près du Mont Cameroun, et un troisième près des hauts plateaux éthiopiens. Ces maxima semblent donc essentiellement liés à la présence de relief. On observe également deux zones de minima, l’une entre 30°E et 35°E, et une autre au niveau du méridien de Greenwich. Cook et Vizy (2006) montre que cette description de la ZCIT sur l’Afrique de l’Ouest est relativement cohérente parmi les différents jeux de données disponibles (voir leur figure 2).

Contrairement à ce qui se passe sur l’océan, la ZCIT ne coïncide pas avec la zone de convergence des vents en basses couches (le front intertropical, voir section 1.2.3.4), mais se situe 400 à 500 km plus au sud. En mai, elle se situe vers 5°N et migre vers le nord pour atteindre 10°N entre juin et septembre (Fig. 1.9). Elle suit la région de maximum d’énergie potentielle disponible pour la convection (CAPE - *Convective Available Potential Energy*), essentiellement liée au maximum de température potentielle équivalente θ_e dans les couches près de la surface. Au nord, l’inhibition (CIN - *Convective INhibition*) est trop grande et l’air trop sec, pour permettre le développement de précipitations convectives.

La vision continue de la ZCIT est cependant trompeuse, et n’a en fait de sens qu’à l’échelle d’une dizaine de jours (Fig. 1.9). L’essentiel des précipitations sur le Sahel est apporté par des Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCMs), ou lignes de grains (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Mathon *et al.*, 2002). Ces SCMs se propagent vers l’ouest à des vitesses de l’ordre de 10 à 15 m s⁻¹ (30 à 60 km h⁻¹), peuvent vivre pendant plusieurs heures voire jours, et atteindre des échelles spatiales de l’ordre de plusieurs centaines de kilomètres. Le cisaillement vertical de vent, lié au jet d’est africain vers 700 hPa (voir section 1.2.3.5) et au flux de mousson de sud-ouest dans les basses couches, et la présence d’air sec au niveau de ce jet, sont des éléments clés de l’organisation de la convection sous forme de lignes.

Les SCMs ont un cycle de vie plus ou moins long comprenant une phase d’initiation, une phase mature qui donne généralement le plus de précipitations (Mathon *et al.*, 2002), et une phase de décroissance. La figure 1.10 montre le schéma

⁴Global Precipitation Climatology Project, section 2.1.1.2.

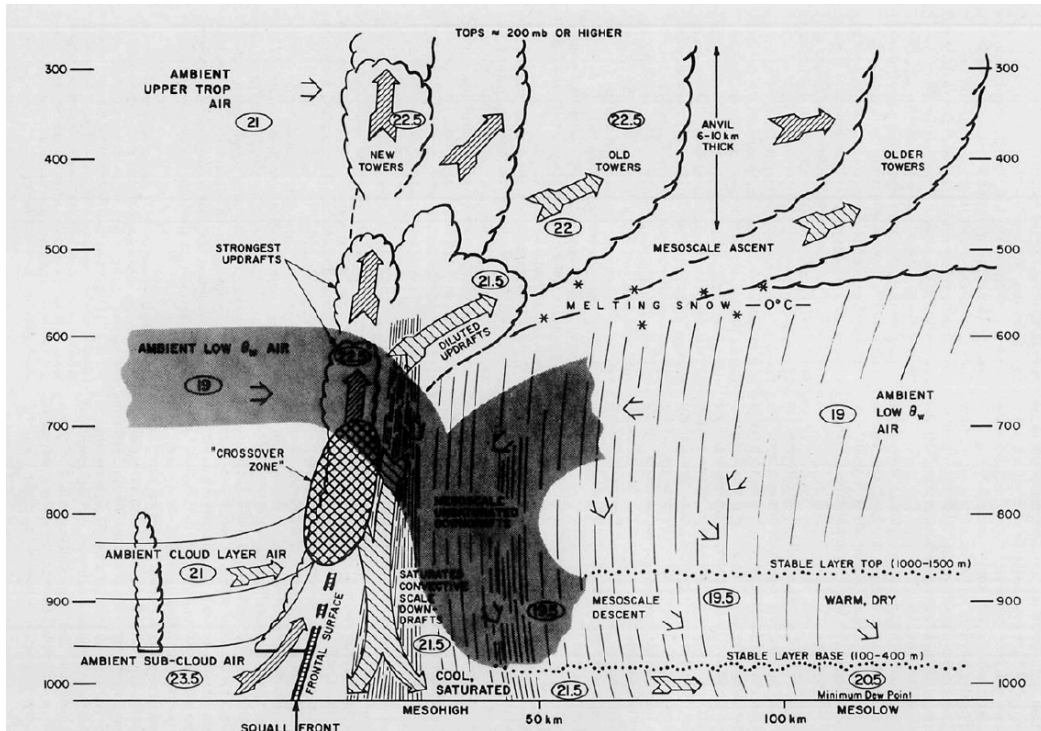


Figure 1.10 – Coupe schématique d'une ligne de grains (obtenue à partir d'un système observé au-dessus des Caraïbes). Toutes les circulations indiquées sont relativement à la ligne de grains qui se déplace vers la gauche. Les nombres entourés sont des valeurs typiques de la θ_w (qualitativement équivalent à θ_e) en °C. D'après Zipser (1977).

conceptuel d'une ligne de grain, tiré de Zipser (1977). Plusieurs types de courants ascendants et subsidents coexistent et s'organisent de manière différente dans les parties convectives et stratiformes de la ligne de grains. La partie à l'avant de la ligne de grains comprend de forts courants ascendants d'échelle convective, dépassant généralement 10 m s^{-1} . Juste derrière, dans les basses couches, se trouve une poche d'air froid, générée par l'évaporation des précipitations, à la fois par les courants descendants d'échelle convective et de méso-échelle. Ce refroidissement peut être très important sur le Sahel, où l'air est souvent très sec (jusqu'à 10 K – Diongue *et al.*, 2002 ; Barnes et Sieckman, 1984). Comme cet air est plus dense que son environnement, il s'étale de la même manière qu'un courant de densité (Charba, 1974 ; Goff, 1976 ; Liu et Moncrieff, 1996). Le front de rafale à l'avant de ce courant de densité joue un rôle important pour déclencher de nouvelles cellules convectives, soit de manière dynamique, soit de manière thermodynamique (Wilhelmson et Chen, 1982 ; Tompkins, 2001b). Cette aptitude à déclencher de la convection dépend fortement du cisaillement vertical de vent (Rotunno *et al.*, 1988 ; Lafore et Moncrieff, 1989 ; Weisman et Rotunno, 2004), essentiellement entre la surface et 700 hPa sur l'Afrique de l'Ouest (Barthe *et al.*, 2010). Ce courant de densité est un élément crucial dans l'organisation de la convection sous forme de ligne de grains, et dans leur propagation (Moncrieff, 1981 ; Thorpe *et al.*, 1982). C'est aussi un des seuls processus capable de vaincre les fortes inhibitions convectives présentes sur l'Afrique de l'Ouest. Ces poches froides jouent aussi un rôle important pour la convection plus isolée (Piriou *et al.*, 2007). Les plus forts taux de précipitations sont généralement observés dans le courant subsident d'échelle convective. La subsidence de méso-échelle située plus en arrière du système est alimentée par l'évaporation des précipitations stratiformes. La partie stratiforme

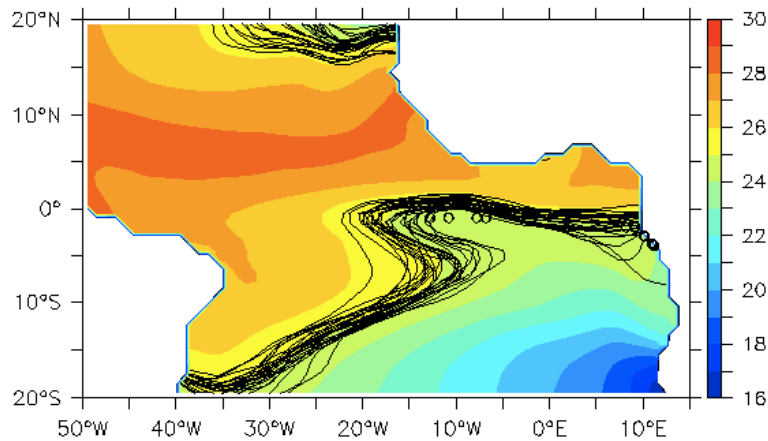


Figure 1.11 – Extension moyenne, en contour, de l'isotherme 25°C entre 1982 et 2008, à partir des analyses de TSMs de Reynolds *et al.* (2002). La moyenne sur les 27 années, lorsque la LEF a atteint son extension moyenne, est indiquée en couleur (en °C). D'après Caniaux *et al.* (2010).

du système a tendance à avoir une durée de vie plus longue que la ligne de grains elle-même. Ces nuages résiduels peuvent alors jouer un rôle important sur le bilan radiatif de la région.

1.2.3.2 *Le Golfe de Guinée et la langue d'eau froide*

L'océan Atlantique tropical est caractérisé par la mise en place d'une Langue d'Eau Froide (LEF) dans le Golfe de Guinée pendant l'été (Fig. 1.11 – Hastenrath et Lamb, 1977 ; Xie et Carton, 2004 ; Caniaux *et al.*, 2010). Cette LEF est associée à des gradients méridiens de Température de Surface de la Mer (TSM), le long de l'équateur, entre 20°O et les côtes africaines (Okumura et Xie, 2004 ; Gu et Adler, 2004), qui peuvent potentiellement affecter les gradients de pression, les vents et la convergence de surface, ainsi que la convection, via l'énergie statique humide de la couche limite maritime (Lindzen et Nigam, 1987). Back et Bretherton (2009) considèrent d'ailleurs que la colocalisation des gradients de TSM et des zones de convergence serait une cause de la convection plutôt qu'une conséquence.

1.2.3.3 *La dépression thermique saharienne*

Comme la plupart des déserts, la région du Sahara possède un fort albédo, et est, en moyenne un puits d'énergie radiative pour l'atmosphère (Fig. 1.2). Charney (1975) argumente que cette perte d'énergie induit des gradients horizontaux de température, générant alors une circulation atmosphérique qui importe de la chaleur au-dessus du désert, et maintient l'équilibre thermique de la région par subsidence et compression adiabatique. Ce mouvement subsident renforce la branche descendante de la cellule de Hadley locale, induisant une rétroaction positive du désert sur lui-même.

Au-dessus de cette région aride, on observe, pendant la saison d'été, un maximum de température et un minimum de pression de surface, formant ainsi une dépression thermique (ou *heat low*), appelée dépression thermique saharienne (SHL⁵).

⁵*Saharan Heat Low*. Nous utiliserons, dans ce manuscrit, les acronymes français lorsque ces derniers sont courants. Dans le cas contraire, nous utiliserons la terminologie anglaise.

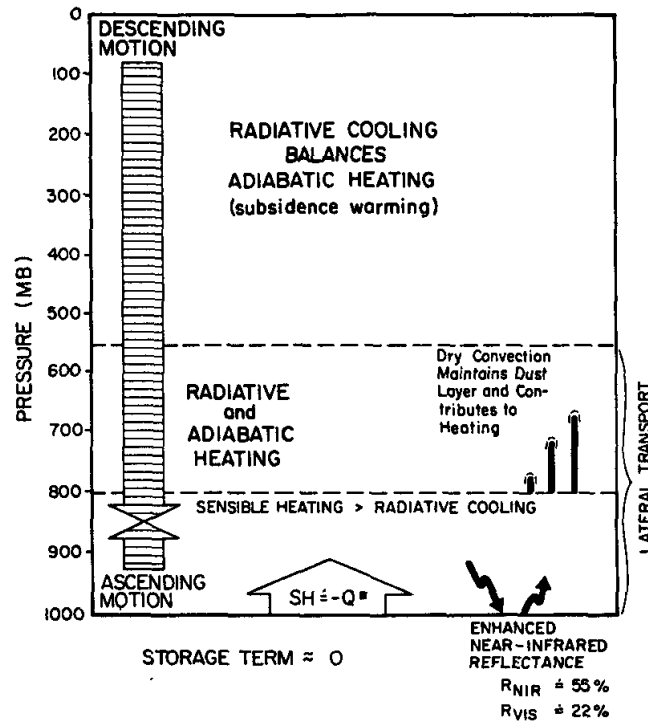


Figure 1.12 – Schéma conceptuel de la structure de la dépression thermique d'Arabie. SH représente le flux de chaleur sensible et Q^* le flux radiatif net à la surface. $SH \approx -Q^*$ n'est pas forcément valable à des échelles inférieures à la journée. D'après Smith (1986b).

La variabilité intrasaisonnière de ce *heat low*, qui a constitué une part importante de cette thèse, sera examinée en détail dans le chapitre 4. Nous en donnons ici une vision relativement précise, qui sera utile pour aborder ce chapitre à venir.

Le SHL génère, sous l'effet de la force de Coriolis, une circulation cyclonique près de la surface, où convergent les vents de mousson et d'Harmattan (section 1.2.3.4). Au sommet de cette dépression thermique, vers 600–700 hPa, une circulation divergente anticyclonique se développe (Rácz et Smith, 1999), butant sur la subsidence de grande échelle. Cette circulation reste relativement proche de l'équilibre du vent thermique, au moins dans les simulations idéalisées de Spengler et Smith (2008). Elle induit un vent de nord vers 700 hPa qui rentre dans la ZCIT plus au sud (Zhang *et al.*, 2006). Le *heat low*, et la circulation méridienne qu'il génère, exercent donc un contrôle important sur la MAO, à la fois dans les basses couches et dans la moyenne troposphère.

Pour comprendre l'équilibre thermique de la dépression, on peut découper la colonne atmosphérique en trois couches ayant une dynamique et une physique différentes (voir Fig. 1.12 pour le cas de la dépression thermique arabe – Smith, 1986b) :

1. En réponse au fort chauffage radiatif net reçu à la surface, une zone de convection sèche intense se développe pendant la journée. L'excès d'énergie est essentiellement converti en flux de chaleur sensible (Smith, 1986a), qui chauffe et déstabilise les basses couches (le flux de chaleur latente est quasiment nul dans cette région, étant donné la quasi-absence d'eau dans le sol). Une couche limite convective se développe donc entre la surface et une altitude pouvant atteindre sur l'ouest du Sahara plus de 4 km (Gamo, 1996 ; Cuesta *et al.*,

2009 ; Messenger *et al.*, 2010). Elle est généralement une peu moins épaisse sur le Sahara central et Est, de l'ordre de 2 km (Gamo, 1996).

2. Au-dessus de cette couche limite convective, on observe une couche bien mélangée, quasi neutre atteignant des altitudes de l'ordre de 4 à 6 km (Gamo, 1996). Cette couche reste relativement isolée de l'activité diurne de la couche limite convective située en dessous. Une faible libération de chaleur latente et de faibles advections pourraient être à l'origine et au maintien d'une telle couche. Les aérosols qui tendent à être confinés dans cette couche mélangée ont aussi un impact radiatif important (surtout pour le rayonnement solaire), dont l'effet serait de réchauffer localement l'atmosphère par absorption, et donc d'équilibrer le refroidissement radiatif de la région (Smith, 1986b). L'effet des aérosols désertiques dans la dynamique du désert saharien (et du climat) reste cependant une source d'incertitude importante, l'effet radiatif direct total (somme des effets sur les rayonnements terrestre et solaire) pouvant être positif ou négatif (Highwood *et al.*, 2003 ; Haywood *et al.*, 2003 ; Tanré *et al.*, 2003).
3. Enfin, au-dessus de ces deux couches, la circulation atmosphérique est dominée par la subsidence de grande échelle (Fig. 1.8), qui assèche, réchauffe et stabilise la haute troposphère, et donc empêche la formation de convection nuageuse.

Quelques études récentes (Flamant *et al.*, 2007 ; Cuesta *et al.*, 2008, 2009 ; Messenger *et al.*, 2010), notamment avec des mesures *in situ* réalisées pendant la campagne AMMA de 2006, ont montré que la couche limite saharienne était effectivement coupée en deux, une couche limite convective bien mélangée située en dessous d'une couche résiduelle, dont la dynamique semble plutôt laminaire (Fig. 1.13 – Messenger *et al.*, 2010). Certains jours, cette couche résiduelle est même persistante, restant découplée de la couche limite convective, et impliquant alors des échelles de temps plus lentes. Ces deux couches échangent à la fois de la vapeur d'eau et des aérosols, qui, ensuite, peuvent être transportés sur de longues distances horizontales par la circulation plus laminaire de la couche résiduelle.

D'un point de vue plus climatologique, Lavaysse *et al.* (2009) ont proposé une méthode relativement objective pour définir et détecter la dépression thermique saharienne. Cette méthode est basée sur l'épaisseur de l'atmosphère entre 925 hPa et 700 hPa, c'est-à-dire entre approximativement la surface et l'altitude moyenne où l'on passe du mouvement ascendant de la couche limite au mouvement subsident de la troposphère libre. Pour un jour donné, on définit la région de la dépression thermique comme celle où cette épaisseur⁶ est supérieure à un certain seuil. Ce seuil dépend, dans l'étude de Lavaysse *et al.* (2009), de la saison. Bien que les choix du seuil⁷ et du niveau supérieur utilisé pour calculer l'épaisseur soient un peu arbitraires, cette méthode de détection et de suivi permet de capturer la structure d'un des centres d'action importants de la MAO. Pendant la saison d'été, on peut raisonnablement attribuer ce centre d'action à une dépression thermique. Pendant les autres saisons, sa dynamique n'est probablement pas que celle d'une dépression thermique. Nous conserverons pour cette définition de la dépression thermique l'expression utilisée par Lavaysse *et al.* (2009), i.e. *West African Heat Low* (WAHL).

⁶appelée aussi *Low-Level Atmospheric Thickness* (LLAT).

⁷Dans Lavaysse *et al.* (2009), le seuil est choisi comme la valeur au-dessus de laquelle 10% d'un domaine Afrique de l'Ouest (domaine de la figure 1.14) correspond effectivement à la dépression thermique, i.e. comme le dernier décile de la fonction de distribution de la LLAT sur ce domaine.

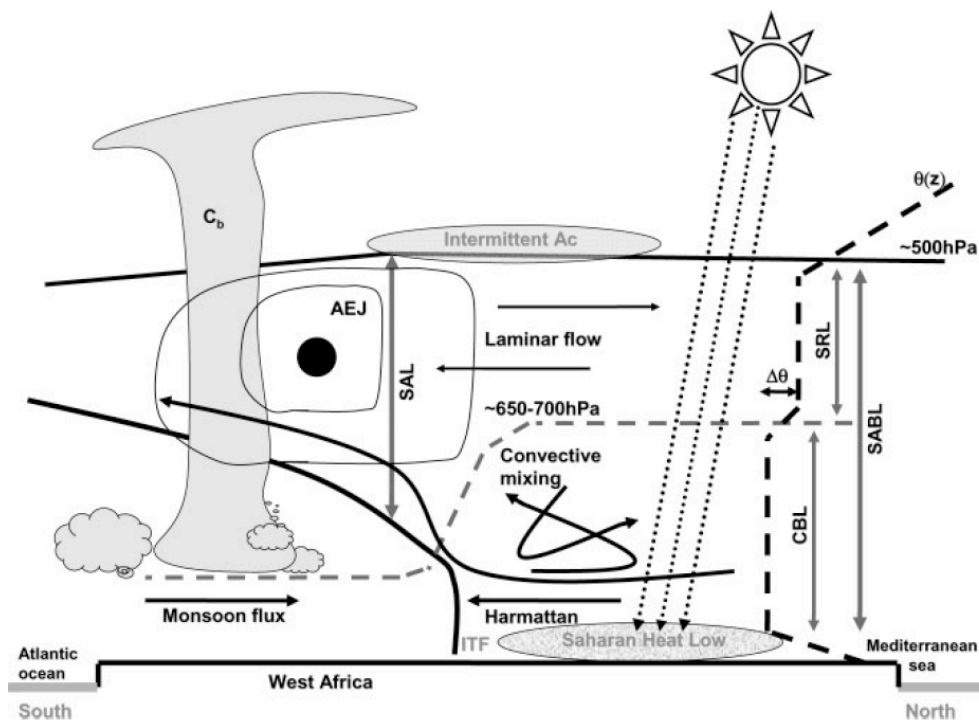


Figure 1.13 – Schéma conceptuel de la structure et des processus de mélange de la couche limite convective (CBL – *Convective Boundary Layer*), située en dessous de la couche résiduelle saharienne (SRL – *Saharan Residual Layer*). Ces deux couches forment la couche limite saharienne (SABL – *Saharan Atmospheric Boundary Layer*). La courbe noire, en trait tireté épais, montre la forme d'un profil typique de la température potentielle θ observé dans la région de la dépression thermique. La courbe grisée, en trait tireté, correspond au sommet de la couche limite de la CBL et $\Delta\theta$ est la différence de température potentielle observée à travers la couche stable séparant la CBL et la SRL. La courbe noire, en trait plein épais, indique les limites de la SABL. D'après Messenger *et al.* (2010).

Entre juin et octobre, le WAHL se situe de manière préférentielle au sud-ouest du Hoggar et au sud de l'Atlas (Fig. 1.14). Une partie du Hoggar pourrait vraisemblablement faire partie de la dépression thermique, mais l'approche en LLAT est limitée par la présence de relief dépassant l'isobare 925 hPa.

Enfin, l'air saharien est un air chaud et sec, chargé de poussières désertiques, parfois appelé la couche d'air saharien (SAL⁸ - Carlson, 1969a ; Karyampudi et Carlson, 1988). Cette couche de poussière peut être transportée jusqu'à l'ouest du bassin Atlantique sur les Caraïbes (Carlson, 1969a), pouvant jouer un rôle important lors de la cyclogenèse tropicale, ou plus largement lors du cycle de vie des cyclones tropicaux. Le rôle de cet air saharien est encore peu compris aujourd'hui. Il pourrait avoir une influence positive sur la croissance des ondes d'est (voir plus loin) et des cyclones tropicaux (Karyampudi et Carlson, 1988 ; Karyampudi et Pierce, 2002), ou plusieurs effets négatifs (Dunion et Velden, 2004) : stabilisation de l'atmosphère via un réchauffement de la moyenne troposphère, cisaillement vertical de vent associé à un jet d'est africain accéléré, et intrusion d'air sec dans les cyclones tropicaux, induisant des subsidences insaturées plus intenses.

⁸Saharan Air Layer.

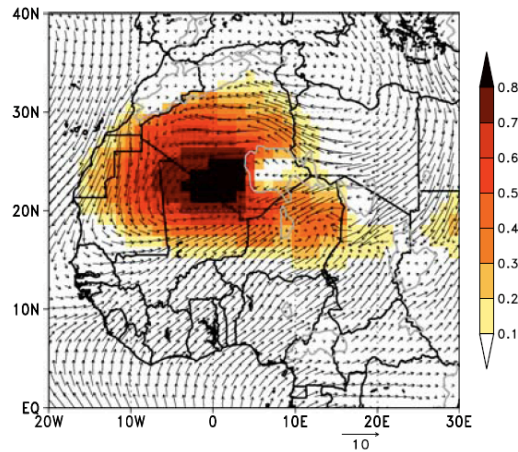


Figure 1.14 – Fréquence d'occurrence de la dépression thermique saharienne à 06h00 pendant la période de juin à octobre (couleurs). Le vent moyen à 925 hPa est superposé en vecteurs, ainsi que le relief supérieur à 800 m, avec le trait grisé. D'après Lavaysse *et al.* (2009).

1.2.3.4 Circulation en basses couches

Le flux de mousson

Le flux de mousson est un vent de sud-ouest dans les basses couches, qui souffle sur l'Afrique de l'Ouest pendant l'été boréal (Fig. 1.15). Il provient de l'océan Atlantique et est généralement confiné entre la surface et 800–850 hPa (un peu plus épais sur le Sahel est). Son origine est liée au gradient thermique inter-hémisphérique, entre un Sahara surchauffé, où s'établit la dépression thermique (section 1.2.3.3), et le Golfe de Guinée, où se forme une langue d'eau froide à la fin du printemps (section 1.2.3.2). Les alizés de l'hémisphère sud (vent de sud-est) se renforcent suffisamment pour pouvoir traverser l'équateur. La force de Coriolis dévie vers l'ouest cette circulation, permettant la pénétration d'un flux frais et chargé d'humidité sur le continent. L'advection de cette humidité joue un rôle fondamental dans la formation des zones de convection profonde, tout du moins au début de la saison des pluies, lorsque le recyclage des précipitations par la surface est faible.

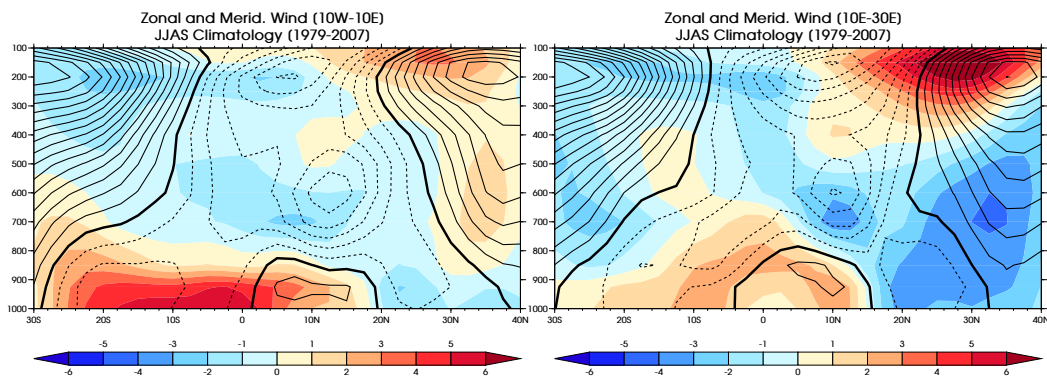


Figure 1.15 – A gauche : Climatologie du vent méridien (en couleur – m s^{-1}) et du vent zonal (un contour tous les 2 m s^{-1} , le contour zéro étant en trait épais, les valeurs positives en trait plein et négatives en tireté), moyennés sur le transect 10°O – 10°E . La climatologie a été réalisée à partir de la réanalyse NCEP2 pour la période 1979–2007 et la saison JJAS. À droite : *Idem* gauche, mais en moyennant les composantes du vent sur 10°E – 30°E .

L’Harmattan et le Front InterTropical (FIT)

L’Harmattan est, au contraire, un vent de nord-est qui souffle sur le Sahara et rencontre le flux de mousson sur son flanc sud, au niveau du Front InterTropical (FIT⁹ – Fig. 1.8). C’est un air chaud et sec, présent toute l’année sur l’Afrique, qui correspond aux alizés de l’hémisphère nord. Il continue plus au sud, en passant au-dessus du flux de mousson, formant sur le Sahel une couche sèche en moyenne troposphère.

Il existe plusieurs manières de définir le FIT, qui, à l’échelle d’une journée et pour des échelles spatiales comparables à celles des réanalyses utilisées dans ce manuscrit, donnent des résultats assez proches. Pendant la campagne de terrain d’AMMA, les prévisionnistes utilisaient généralement la ligne de convergence des vents de surface, entre le flux de sud-ouest et celui de nord-est, éventuellement ajustée avec l’isoligne 15°C de la température du point de rosée et la ligne du minimum de pression. Les études climatologiques utilisent souvent l’isoligne où le vent zonal s’annule. Nous utiliserons le plus souvent cette définition simple et relativement robuste. Pendant l’été, le FIT atteint sur le Sahel Ouest et central, la latitude 20°N, alors que plus à l’est, où l’Harmattan est plus fort, il se positionne vers 15°N (Figs. 1.9 et 1.15).

1.2.3.5 Circulation en moyenne et haute troposphère

Le Jet d’Est Africain (JEA)

Le Jet d’Est Africain (JEA) est un jet zonal de moyenne troposphère localisé, au-dessus de la zone sahélienne, vers 12°N, vers une altitude de 600–650 hPa (Figs. 1.8 et 1.15). Il s’étend entre 30°O et 30°E environ, et atteint une intensité moyenne de l’ordre de 10–12 m s⁻¹ pendant l’été (Fig. 1.15). Le JEA joue un rôle crucial dans la MAO. Le cisaillement vertical de vent associé à la présence du jet est un élément essentiel dans l’organisation de la convection profonde et dans la formation des lignes de grains sur l’Afrique de l’Ouest (e.g., Houze et Betts, 1981). Par ailleurs, les cisaillements de vent horizontal et vertical sont aussi importants pour la croissance des ondes d’est (e.g., Burpee, 1972 ; Thorncroft et Hoskins, 1994a, b ; Paradis *et al.*, 1995).

Le JEA est généralement considéré comme un vent thermique en équilibre avec le fort gradient méridien de température à la surface, cette baroclinie générant une accélération vers l’est du vent avec l’altitude. Le maintien du JEA, et des gradients de tourbillon potentiel associés, est en fait relié à la branche de retour vers 700 hPa de la circulation méridienne associée à la dépression thermique et la convection sèche sur le Sahara, et dans une moindre mesure à la circulation méridienne associée à la ZCIT plus au sud et pilotée par la convection profonde (Thorncroft et Blackburn, 1999). Il est à noter que le gradient méridien de température est, en grande partie, contrôlé par les gradients des propriétés de la surface, i.e. les gradients d’humidité des sols (Cook, 1999), d’albédo, de végétation, et d’évaporation (Wu *et al.*, 2009). Wu *et al.* (2009) ont aussi mis en évidence le rôle important du relief dans la maintenance du JEA, notamment les hauts plateaux éthiopiens à l’Est.

⁹On parle en anglais de *InterTropical Discontinuity* (ITD), le terme de discontinuité étant sans doute plus approprié que le terme de front qui peut faire référence à des circulations particulières des moyennes latitudes. Nous conserverons le terme de FIT dans ce mémoire.

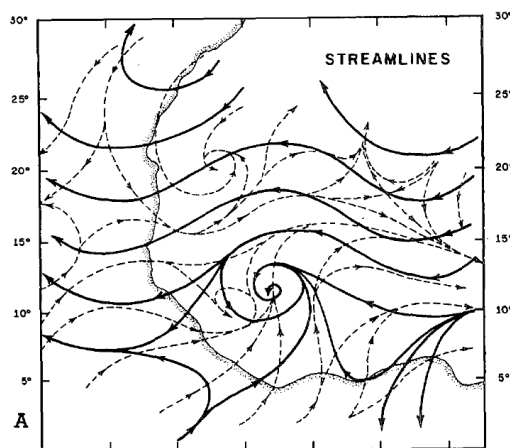


Figure 1.16 – Circulation typique d’une onde d’est africaine, à 10 000 pieds (≈ 3000 m) en trait plein, et à 2000 pieds (≈ 600 m) en trait tireté. La carte couvre la région $0\text{--}30^\circ\text{N}$, $25^\circ\text{O--}7^\circ\text{E}$. La côte est représentée par le trait épais. D’après Carlson (1969a).

Instabilité du JEA et Ondes d’Est Africaines

Les ondes d’est africaines (AEWs¹⁰) sont des perturbations d’échelle synoptique observées sur l’Afrique de l’Ouest et sur l’Atlantique tropical, essentiellement entre juin et octobre (Riehl, 1945 ; Frank, 1969). Comme nous le verrons dans le chapitre 3, les AEWs sont un élément important de la MAO, étant donné qu’elles génèrent une variabilité des pluies et des systèmes convectifs sur l’Afrique de l’Ouest (Reed *et al.*, 1977 ; Fink et Reiner, 2003). Elles sont aussi des précurseurs de la cyclogenèse tropicale sur l’Atlantique (Carlson, 1969a ; Berry et Thorncroft, 2005).

Les AEWs sont caractérisées par une anomalie cyclonique du vent vers 700 hPa (Fig. 1.16 – Carlson, 1969a, b), et se déplacent d’est en ouest dans la moyenne troposphère, le long du JEA. Cette anomalie est généralement entourée par des anomalies anticycloniques, ce qui est la trace d’un train d’onde. La longueur d’onde des AEWs varie entre 2000 et 4000 km, pour une vitesse de propagation d’environ 8 m s^{-1} et une période de 3 à 5 jours (Carlson, 1969a). Burpee (1972) met en évidence une pente (*tilt*) de ces perturbations vers l’est entre la surface et le niveau du JEA, et vers l’ouest au-dessus. Ces caractéristiques des AEWs ont, par la suite, été confirmées lors de la campagne d’observation GATE¹¹, avec les travaux de Reed *et al.* (1977), qui ont établi la première structure typique (« composite ») des ondes d’est. Diedhiou *et al.* (1999) ont généralisé cette analyse à un grand nombre d’années (Fig. 1.17), distinguant des ondes un peu plus lentes, dont la période est de l’ordre de 6 à 9 jours (Cadet et Houston, 1984 ; Viltard *et al.*, 1997).

Il existe toute une panoplie de méthodes pour détecter les ondes d’est, utilisant des variables diverses : composantes du vent pour identifier le thalweg de l’onde (Fink et Reiner, 2003), tourbillon, fonction de courant dont Berry *et al.* (2007) détectent automatiquement la courbure, géopotential, données de convection (OLR¹², précipitations) filtrées spatio-temporellement pour suivre uniquement les ondes d’est couplées à la convection (Kiladis *et al.*, 2006), vapeur d’eau (Cadet et Nnoli, 1987), contenu en vapeur d’eau intégrée sur la verticale (Cadet et Houston,

¹⁰ *African Easterly Waves*. Elles sont aussi parfois appelées *African disturbances* ou *African waves* dans la littérature.

¹¹ GARP (*Global Atmospheric Research Program*) *Atlantic Tropical Experiment*

¹² *Outgoing Longwave Radiation* – Rayonnement infrarouge sortant au sommet de l’atmosphère (voir section 2.1.1.1)

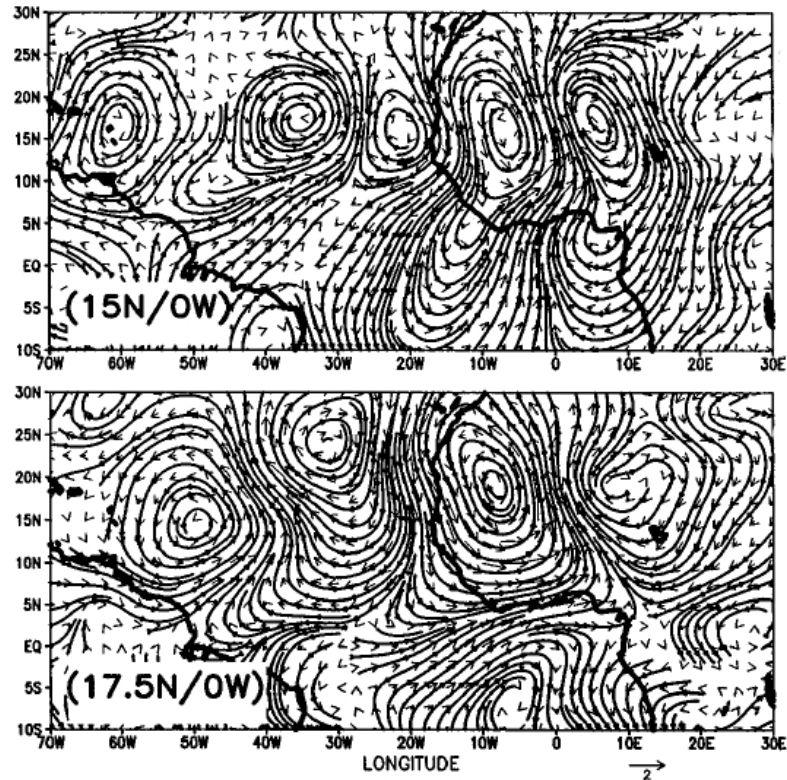


Figure 1.17 – En haut : Structure composite des ondes d’est à 3–5 jours dans la réanalyse NCEP/NCAR (voir section 2.1.2.1) : fonction de courant des anomalies de vent à 700 hPa (non filtrées – la moyenne JJAS 1979–1995 a été préalablement soustraite). Les composites ont été réalisés en sélectionnant les dates de la saison JJAS pour lesquelles le vent méridien à 700hPa à 15°N–0°O, filtré dans la bande 3–5 jours, est maximum et supérieur à 0.5 m s⁻¹. En bas : idem qu’au-dessus, mais pour les ondes à 6–9 jours avec un point de référence à 17.5°N–0°O. D’après Diedhiou *et al.* (1999).

1984 ; Poan, 2010). Deux trajectoires des vortex semblent privilégiées (Fig. 1.18) : l’une au sud, intense, principalement sous le JEA vers 600–700 hPa, l’autre plus au nord, où le maximum de l’onde se situe plutôt près de la surface vers 925 hPa (Fink et Reiner, 2003 ; Reed *et al.*, 1977 ; Pytharouris et Thorncroft, 1999 ; Berry et Thorncroft, 2005). Les vortex vont d’ailleurs généralement par paire, l’un sur le rail sud, l’autre sur le rail nord, ce qui refléterait la structure complexe d’une seule et même onde. Cette structure varierait méridionalement du fait d’environnements différents, sec dans la zone sahélienne, humide plus au sud. Les deux trajectoires préférentielles tendent à fusionner sur l’océan (Reed *et al.*, 1988a, b).

Historiquement, les AEWs ont d’abord été vues comme des instabilités mixtes barotropes et baroclines du JEA (Burpee, 1972). Le JEA vérifie, en effet, les critères d’instabilité baroclines et barotropes de Charney et Stern (1962), Pedlosky (1964a, b) et Fjørtoft (1950). D’une part, le gradient méridien du tourbillon potentiel (PV¹³) change de signe de part et d’autre du jet, et d’autre part, le signe du gradient de PV à 600 hPa dans le jet est opposé à celui du gradient de température à la surface (Burpee, 1972 ; Thorncroft et Hoskins, 1994a ; Thorncroft et Blackburn, 1999). De nombreuses études avec des modèles numériques simples

¹³Potential Vorticity.

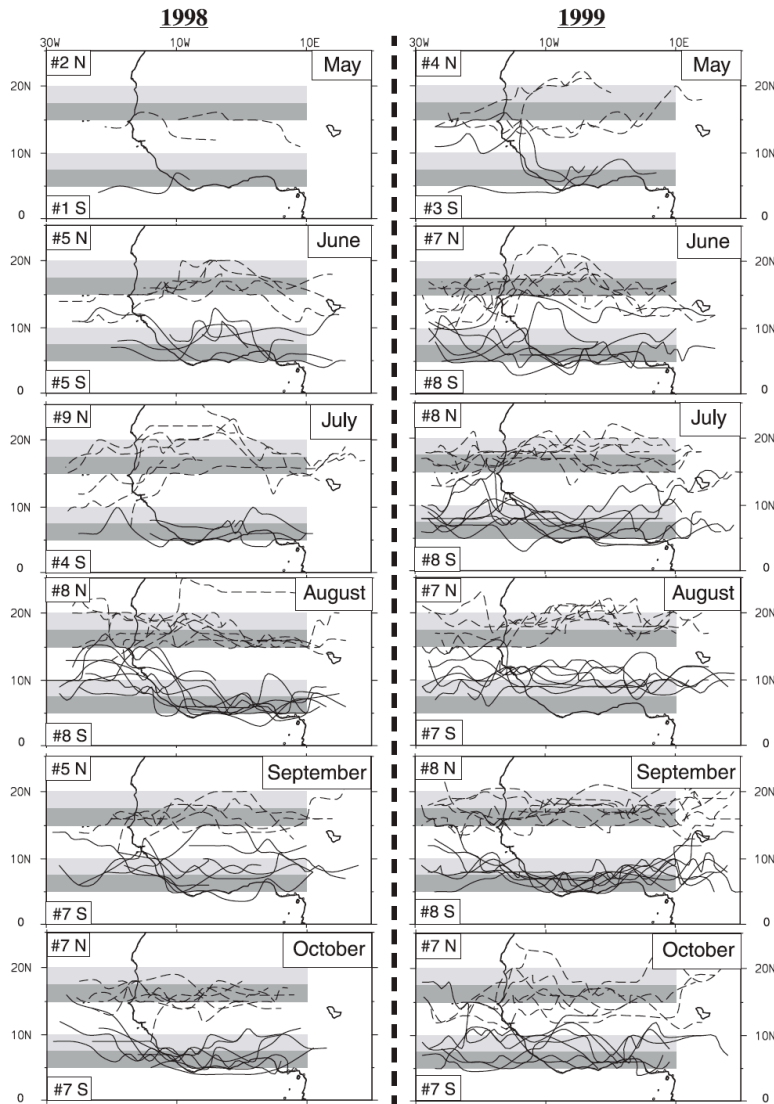


Figure 1.18 – Trajectoires des 81 vortex d'AEWs détectés entre mai et octobre 1998 (gauche) et 1999 (droite). Les bandes grisées claires et foncées servent simplement de repères en latitude. Les nombres en haut et en bas à gauche des cartes indiquent respectivement le nombre de vortex détectés pour le mois en question sur les rails nord et sud. Les trajectoires sud et nord sont tracées respectivement en trait plein et tireté. D'après Fink et Reiner (2003).

(linéaires ou non, secs) ont d'ailleurs montré que des perturbations de petite amplitude sur un JEA instable pouvaient conduire à des AEWs réalistes (Rennick, 1976 ; Simmons, 1977 ; Thorncroft et Hoskins, 1994a, b ; Paradis *et al.*, 1995).

Cependant, ces études ont généralement considéré l'écoulement moyen sur une coupe zonale, sans prendre en compte la dimension longitudinale de l'environnement, et notamment que le JEA est un jet relativement court (50 à 60° de longitude). De plus, les critères d'instabilité mentionnés précédemment sont des conditions nécessaires, mais pas suffisantes pour effectivement observer des ondes. Elles illustrent seulement que certaines structures sont efficaces pour utiliser transitoirement l'énergie de l'écoulement moyen : les AEWs peuvent croître par instabilité barotrope-barocline, de chaque côté du jet, mais la question du déclenchement reste ouverte. En particulier, Hall *et al.* (2006) montre que, sur un état climatologique

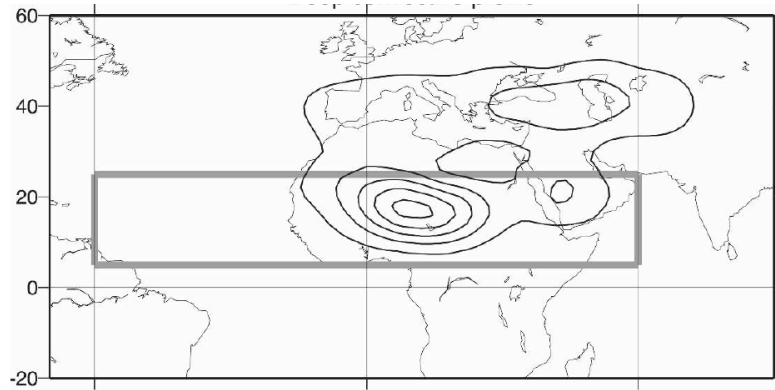


Figure 1.19 – Fonction d'influence du déclenchement convectif mettant en évidence les zones où la réponse transitoire engendrée est la plus intense. L'intensité est évaluée en prenant le carré de la fonction de courant au niveau $\sigma = 0.85$ (≈ 850 hPa) dans la zone rectangulaire tracée, au jour 10 de la simulation. D'après Thorncroft *et al.* (2008).

tridimensionnel réaliste, le premier mode propre n'est pas un mode instable, mais plutôt neutre. Des perturbations infinitésimales ne vont donc pas grandir spontanément dans un tel système. Il devient donc nécessaire d'envisager un déclenchement par une perturbation initiale d'amplitude finie, donnant un « coup de pied » suffisamment fort dans le jet pour qu'une onde puisse, ensuite, se développer par conversion barocline et barotrope et atteindre une amplitude similaire à ce qui est observé (Kiladis *et al.*, 2006). Thorncroft *et al.* (2008) proposent, à ce titre, que la source déclenchante puisse être d'origine convective, notamment dans la région d'entrée du JEA, au-dessus du Darfour (Fig. 1.19). Leroux (2009) montre aussi, grâce à un modèle de circulation générale simplifié (Hall, 2000), que cette source déclenchante pourrait avoir une origine dynamique extratropicale.

Les ondes d'est interagissent aussi avec la convection, favorisant généralement la formation de systèmes convectifs au niveau du thalweg de l'onde. Reed *et al.* (1977) ont trouvé un maximum de précipitations à l'avant de ce thalweg, tandis que Barnes et Sieckman (1984) montrent que les SCMs rapides se forment plutôt à l'avant du thalweg et les SCMs lents plutôt à l'arrière. Des études plus récentes ont montré que la position de la convection par rapport à l'onde dépend substantiellement de la région et de la période de l'année (Fink et Reiner, 2003 ; Gu *et al.*, 2004 ; Kiladis *et al.*, 2006). De manière réciproque, le diabatement associé à la convection génère une forte perturbation de température dans l'onde, qui peut renforcer sa croissance barocline. Les SCMs génèrent aussi des tourbillons de méso-échelle qui peuvent participer à la croissance de l'onde (Frank, 1978 ; Berry et Thorncroft, 2005).

Plusieurs études récentes commencent donc à mettre en avant un système plus complexe mêlant à la fois le JEA et les ondes d'est (Leroux et Hall, 2009), voire en y rajoutant la convection (Cornforth *et al.*, 2009). Le JEA est, en effet, affecté par les ondes qui, pour maintenir leur circulation transforment son énergie cinétique en énergie barotrope et barocline. Pour aller plus loin dans la compréhension de chacune des parties, il semble maintenant nécessaire de considérer le système comme un tout et d'étudier les interactions entre chacune de ses parties (voir aussi section 3.4.4.1).

Le Jet d'Est Tropical (JET)

Le Jet d'Est Tropical (JET) est un jet zonal de haute troposphère, situé entre 5°N et 10°N, au niveau 200 hPa (Figs. 1.8 et 1.15). Il s'étend du sud de la mer de Chine à la côte ouest de l'Afrique, et atteint une vitesse ne dépassant pas 25 m s⁻¹ au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (Krishnamurti, 1971). Le JET est maintenu à la fois par la partie à symétrie zonale du gradient nord-sud de chauffage entre le plateau Tibétain et la haute troposphère au-dessus de l'océan Indien (Flohn, 1964 ; Murakami *et al.*, 1970), et par l'asymétrie est-ouest du chauffage due au contraste terre-mer (Kanamitsu *et al.*, 1972 ; Chen, 1980). Il tire donc son origine de la circulation tropicale divergente associée à la circulation nord-sud de Hadley (Fig. 1.3) et à la circulation est-ouest de Walker (Fig. 1.4). Le JET se renforce sur l'Afrique grâce à la circulation divergente et anticyclonique engendrée en altitude par la convection profonde.

Son rôle (passif ou actif?) dans la MAO est encore mal compris et peu étudié. Hulme et Tosdevin (1989) ont montré que des changements dans la dynamique du JET pouvaient exercer plus ou moins un contrôle sur les pluies au Sahel, en particulier au-dessus du Soudan où la convection est moins organisée qu'à l'ouest. Pendant les années sèches, le JET est moins intense, son extension en latitude et longitude est réduite. L'ascendance agéostrophique qu'il engendre sur son flanc sud est alors aussi plus faible, ce qui crée des conditions moins favorables à la convection. L'étude plus récente de Nicholson *et al.* (2007) a mis en avant l'existence d'ondes se propageant vers l'ouest le long du JET. Leur période est de 5-6 jours, et elles semblent se développer par interactions entre la surface et le JET. L'instabilité du JET et les ondes portées par le celui-ci ont déjà reçu beaucoup d'attention dans sa partie plus à l'est au-dessus de l'océan Indien (Mishra, 1987 ; Mishra et Salvekar, 1980 ; Mishra et Tandon, 1983), et mériteraient, sans doute, une étude plus approfondie afin d'évaluer leur impact sur la MAO.

Le Jet d'Ouest SubTropical (JOST), et les influences extratropicales sur la MAO

Le Jet d'Ouest SubTropical (JOST) est situé vers 35–40°N pendant l'été, vers 200 hPa, au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley locale (Figs. 1.8 et 1.15). Bien que son interaction avec la MAO ne soit pas encore bien comprise, le JOST est probablement lié à la convection sur l'Afrique subsaharienne et à la circulation divergente qu'elle génère en altitude. Son origine est liée à la conservation du moment cinétique des parcelles exportées vers le nord par la cellule de Hadley locale. Le gradient de température entre le désert et les moyennes et hautes latitudes plus froides joue probablement un rôle aussi, bien qu'il soit moins marqué que pendant l'hiver.

Sur quelques cas d'études de juillet et août 1992, Roca *et al.* (2005) montrent que la circulation des moyennes latitudes, qui englobe à la fois le JOST et le jet polaire au-dessus de l'Atlantique, peut générer des intrusions d'air sec extratropical sur l'Afrique de l'Ouest (Fig. 1.8). Ils mettent effectivement en évidence des régions d'air très sec (< 5%) en moyenne troposphère (vers 500 hPa), dans l'environnement immédiat des SCMs africains, et révèlent, à l'aide d'une analyse en rétro-trajectoires, que cet air sec tire son origine de la haute troposphère Atlantique (200–250 hPa), au niveau du flanc anticyclonique du jet polaire (Fig. 1.20). L'incurvation vers le sud et la subsidence de ces parcelles d'air sont probablement favorisées par la configuration de la haute troposphère au-dessus de l'Europe de

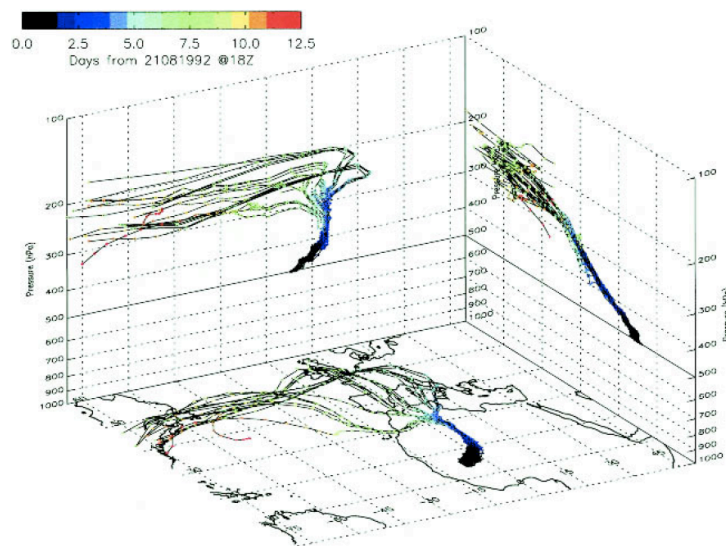


Figure 1.20 – Rétro-trajectoires de quelques parcelles d'air situées à 500 hPa et centrées autour de 15°N, 6°O le 21 août 1992 à 18h00 UTC. L'échelle de couleur indique la durée de la rétro-trajectoire depuis le 21 août 1992 18h00 UTC. D'après Roca *et al.* (2005).

l'Ouest, entre sortie du jet polaire vers 50°N, et entrée du JOST vers 40°N (Marie-Luce, 2003 ; Montoux, 2004). En présence de cet air sec, les SCMs semblent durer plus longtemps et se déplacer plus rapidement vers l'ouest. Ces résultats, conjugués à la présence de cisaillement vertical important, apparaissent cohérents avec le rôle de l'air sec de moyenne troposphère dans l'organisation de la convection (section 1.2.3.1).

Knippertz *et al.* (2003) montrent, par ailleurs, que des thalwegs subtropicaux parviennent parfois à atteindre l'Afrique de l'Ouest, générant alors des phénomènes de type « *tropical plume* ». Ces structures sont caractérisées par une source d'humidité dans les tropiques, transportée en moyenne et haute troposphère à l'est vers des latitudes extratropicales, en lien avec la circulation du thalweg. Elles correspondent alors à des bandes nuageuses continues, s'étalant des tropiques vers les pôles d'ouest en est (McGuirk *et al.*, 1987), et sont capables de générer de très forts événements convectifs sur l'ouest de l'Afrique du Nord (Knippertz, 2005), notamment pendant la saison sèche (Knippertz et Fink, 2008). Ce type d'événements est le plus souvent observé en août et septembre (Knippertz *et al.*, 2003 ; Knippertz, 2003), traduisant de possibles interactions tropiques-extra-tropiques sur l'Afrique de l'Ouest pendant la fin de la MAO. Bien que moins fréquentes au printemps et à l'automne, c'est pendant ces saisons de transition que le flux d'humidité des tropiques vers les extra-tropiques, associé à ces *tropical plumes*, tend à être le plus important (Knippertz, 2003), et donc capable de générer des événements précipitants intenses.

Enfin, on peut noter que l'entrée du JOST au-dessus de la Méditerranée et du Sahara Oriental est associée à une forte subsidence sur toute la colonne atmosphérique. Cette subsidence peut-être vue comme la branche descendante de la cellule de Hadley locale, et donc comme une réponse à la convection sur l'Afrique équatoriale et le Sahel Est. Le mécanisme de Charney (1975) développé dans la section 1.3.1.2 pourrait également jouer un rôle important. Rodwell et Hoskins (1996) ont aussi montré que cette subsidence pouvait avoir un lien avec la libération de chaleur latente associée à la mousson indienne. Le mécanisme dit de Rodwell et Hoskins

est alors le suivant : la convection associée à la mousson indienne génère une onde de Rossby dans la haute troposphère, le long du JOST. Elle se déplace vers l'ouest, et la présence du relief africain, l'Atlas notamment, la forcerait à se stationnariser au-dessus de la Méditerranée et du Sahara. En interaction avec le flux d'ouest, elle induirait alors une partie de la subsidence observée. Ce mécanisme montre ainsi que le JOST, au même titre que le JET, peut jouer un rôle de passerelle entre les moussons indienne et africaine.

1.3 LA VARIABILITÉ DE LA MAO

1.3.1 *La variabilité multi-décennale, décennale et interannuelle de la MAO*

Deux modes principaux de variabilité interannuelle des précipitations de la MAO ont été mis évidence : un mode où les anomalies de pluies sont de signe opposé entre le Sahel et la région guinéenne (dipôle méridien), et un mode où les anomalies sont de même signe sur toute l'Afrique sub-saharienne (Nicholson, 1980 ; Janicot, 1992 ; Nicholson et Webster, 2007).

Historiquement, deux pistes principales ont été explorées pour caractériser et comprendre la variabilité interannuelle de la MAO, faisant suite les études pionnières de Charney (1975) et de Lamb (1978a) : les interactions surface-atmosphère d'une part, et les téléconnexions avec les TSMs sous les tropiques d'autre part. Bien que les interactions avec la surface jouent un rôle important dans la variabilité de la MAO, le forçage océanique semble dominer (Giannini *et al.*, 2005 ; Douville *et al.*, 2006).

1.3.1.1 *Téléconnexions avec les températures de surface des océans tropicaux*

Le rôle des océans dans la variabilité interannuelle et décennale de la MAO a été abordé à la fois à l'aide d'observations et de simulations atmosphériques, pilotées par les TSMs observées ou idéalisées, ou couplées avec un modèle océanique. L'influence des différents bassins a été étudiée : l'océan Atlantique tropical (Janicot, 1992 ; Joly et Voltaire, 2010), l'océan Pacifique tropical (Janicot *et al.*, 1996 ; Rowell, 2001 ; Joly et Voltaire, 2009), l'océan Indien (Bader et Latif, 2003), et la mer Méditerranée (Rowell, 2003). Des études ont aussi regardé de manière plus globale, le rôle des océans sur les précipitations de la MAO (Folland *et al.*, 1986 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Fontaine et Janicot, 1996 ; Joly *et al.*, 2007). On notera, par ailleurs, que des études sur la variabilité multi-décennale de la MAO (associée notamment à la sécheresse persistante à partir des années 70) ont montré l'importance du réchauffement des océans de l'hémisphère sud et du refroidissement relatif des océans de l'hémisphère nord (Fig. 1.21 – Joly *et al.*, 2007 ; Folland *et al.*, 1986).

L'océan Atlantique tropical : le Golfe de Guinée

L'Atlantique tropical a été vu très tôt comme un des éléments principaux de la MAO. Lamb (1978a, b) a été parmi les premiers à montrer, à partir d'observations, que les anomalies pluviométriques sur le Sahel étaient associées aux variations de TSMs dans l'Atlantique tropical. De nombreuses études numériques sont venues

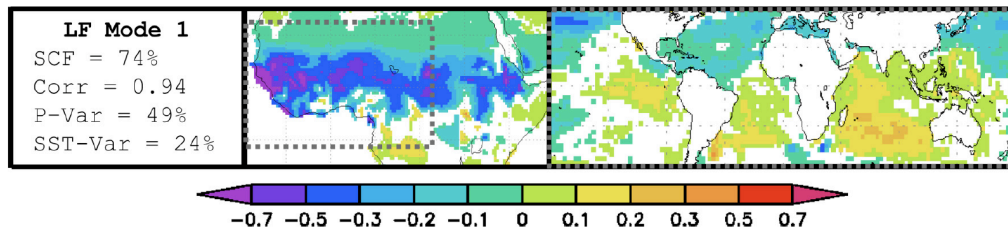


Figure 1.21 – Mode de covariabilité entre les précipitations sur l’Afrique de l’Ouest et les TSMs globales observées (50°S–50°N). Les deux jeux de données ont été filtrées de manière à ne conserver que les périodes supérieures à 10 ans, et le mode a été obtenu en réalisant une analyse en maximum de covariance entre les deux champs. Ce mode explique 74% de la covariance filtrée entre les deux champs. Les couleurs représentent les corrélations croisées entre l’un des champs et la composante principale de l’autre champ, et caractérisent la prédictibilité d’un champ connaissant l’autre. D’après Joly *et al.* (2007).

confirmer cette relation (e.g., Zheng *et al.*, 1999 ; Vizy et Cook, 2002 ; Peyrillé *et al.*, 2007 ; Losada *et al.*, 2010). Janicot (1992) a raffiné cette relation, reliant le mode dipolaire à des anomalies de TSMs dans le Golfe de Guinée. Une anomalie chaude dans le Golfe de Guinée peut conduire à une anomalie de convergence du flux d’humidité au sud de 10°N, le long de la côte, et à une augmentation (diminution) du contenu en vapeur d’eau dans le flux de mousson au sud (nord) de 10°N. Ce scénario correspond à une localisation sud de la ZCIT et des cellules de Hadley. Une anomalie froide conduirait à l’effet opposé sur les précipitations en Afrique de l’Ouest, mais avec une réponse plus faible, sans doute liée à des non-linéarités du système (Losada *et al.*, 2010). Le gradient de TSM à travers l’équateur apparaît aussi comme un facteur clé dans le positionnement de la ZCIT (Lamb, 1978a ; Ward, 1998), pilotant en partie le gradient de pression entre le Sahara et l’océan (Grodsky *et al.*, 2003 ; Okumura et Xie, 2004).

L’océan Pacifique tropical : le rôle d’ENSO

L’ENSO¹⁴ est connu pour être la principale source de variabilité interannuelle dans les tropiques, et influence donc la distribution des précipitations sur l’ensemble des régions tropicales, en particulier sur l’Afrique de l’Ouest. Le lien entre les TSMs du Pacifique et les pluies sur le Sahel a cependant été assez longtemps controversé, en particulier à cause d’une forte variabilité décennale et multi-décennale de la MAO, et du fait que le signal ENSO n’est généralement pas le plus fort pendant l’été. De ce fait, un certain nombre d’études a commencé par montrer qu’il n’y avait pas de lien significatif entre ENSO et les pluies sur le Sahel (e.g., Stockenius, 1981 ; Nicholson, 1986 ; Ropelewski et Halpert, 1987, 1989 ; Nicholson et Kim, 1997). Plus tard, des études sont venues argumenter dans le sens d’un impact d’ENSO sur la MAO à l’échelle interannuelle, un évènement ENSO chaud étant associé à un déficit de précipitation sur le Sahel (e.g., Hastenrath *et al.*, 1987 ; Wolter, 1989 ; Ward, 1992). Rowell *et al.* (1995) ont montré que les TSMs sur le Pacifique équatorial étaient significativement corrélées aux précipitations sur le Sahel, pour les échelles interannuelles inférieures à 11 ans. Janicot *et al.* (1996), puis Janicot *et al.* (2001), ont mis en avant la non-stationnarité des corrélations entre le signal ENSO et les précipitations sur le Sahel, plus fortes après 1970 qu’avant (Fig. 1.22), résultant d’une modulation de la téléconnection par la variabilité plus lente de l’océan global.

¹⁴El Niño–Southern Oscillation

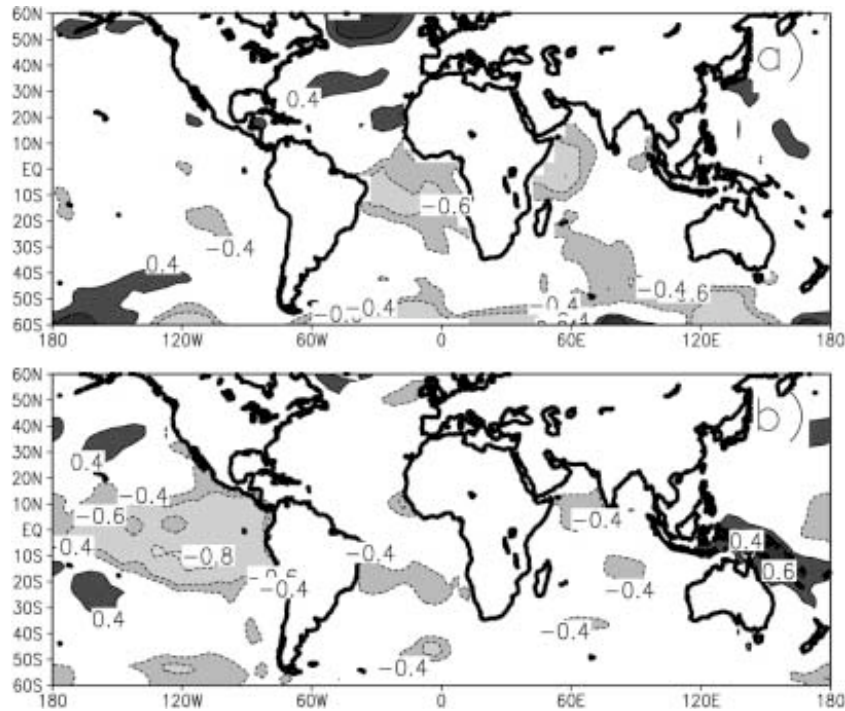


Figure 1.22 – Corrélations entre un indice de précipitations sur le Sahel pendant JAS et les TSMs pour deux périodes différentes : en haut, 1954–1973 ; en bas, 1970–1989. D’après Janicot *et al.* (2001).

La téléconnection entre ENSO et le Sahel est associée à la formation d’un dipôle zonal dans la pression de surface, entre l’Atlantique tropical et le Pacifique est tropical. Une anomalie chaude sur le Pacifique correspond à une anomalie positive de pression de surface sur l’Atlantique tropical, qui a pour effet de renforcer l’Harmattan sur le continent et les alizés sur l’océan. La ZCIT se positionne alors plus au sud (Janicot, 1997 ; Janicot *et al.*, 1998, 2001). Rowell (2001) propose que la téléconnection pourrait résulter d’un forçage stationnaire par les ondes équatoriales émanant du Pacifique, vers l’est pour les ondes de Kelvin (Joly (2008) remarque également ce type de signal), vers l’ouest pour les ondes de Rossby équatoriales. Ce forçage générerait une anomalie de subsidence à grande échelle au-dessus de l’Afrique, réduisant alors la convection de la MAO. Le phasage des événements ENSO dans le cycle saisonnier et le temps de réponse de l’atmosphère semblent aussi être des éléments importants pour comprendre la téléconnection. L’influence d’ENSO est la plus notable sur le Sahel au cours du développement des événements *El Niño*, et dans une moindre mesure au cours de la phase de décroissance des événements *La Niña* (Joly et Voltaire, 2009)

La Mer Méditerranée

Contrairement aux deux océans précédents, l’étude de la relation entre la mer Méditerranée et la MAO est plus récente (Fontaine *et al.*, 2003 ; Raich *et al.*, 2003 ; Rowell, 2003 ; Fontaine *et al.*, 2010). Fontaine *et al.* (2003) montrent que les flux d’humidité en provenance du nord du continent, en particulier en provenance de la Méditerranée, ne peuvent être négligés, bien que plus faibles que ceux liés au Golfe de Guinée. Raich *et al.* (2003) ont montré que la pression de surface dans l’est du bassin méditerranéen était significativement corrélée aux pluies sur le Sahel (~ 0.5). Rowell (2003) confirme cette relation et montre dans un cadre de modélisation

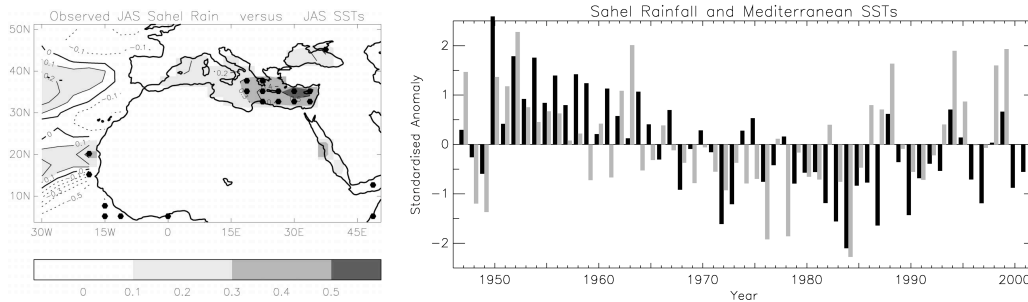


Figure 1.23 – À gauche : corrélations sur la période 1947–1996 entre le cumul de pluies sur le Sahel pendant la période JAS (moyenne sur le domaine 11.25°N – 18.75°N , 16.875°O – 35.625°E) et les TSM moyennées aussi sur JAS. Les contours sont tous les 0.1, en trait plein pour les valeurs positives et en trait tireté pour les valeurs négatives. Un trait épais marque la valeur zéro. Les hexagones correspondent à une valeur significative à 95%. À droite : séries temporelles de pluies moyennées sur le Sahel pendant la période JAS de 1947 à 2001 (en noir), et de la TSM moyennée sur un domaine Méditerranée pour 1947–1999 (en grisé). Les deux séries temporelles ont été normalisées par leur écart-type calculé sur 1947–1996. D’après Rowell (2003).

idéalisé qu’une anomalie chaude de TSM à l’est de la Méditerranée favorise une anomalie positive de précipitation sur le Sahel (Fig. 1.23). Il propose le mécanisme suivant : une anomalie chaude de TSM sur la Méditerranée accroît l’évaporation et le contenu en vapeur d’eau de la basse troposphère. La circulation moyenne advecte ces anomalies d’humidité à travers l’est du Sahara, augmentant alors la convergence d’humidité sur le Sahel, et par conséquent les précipitations. Peyrillé *et al.* (2007) et Joly (2008) confirment ce type de relation. Quatre rétroactions positives peuvent amplifier cet impact : (i) un flux d’humidité en provenance de l’Atlantique tropical renforcé grâce à une augmentation du chauffage convectif, (ii) une réduction de la divergence du flux d’humidité en sortie du JEA, (iii) un cycle hydrologique renforcé par l’évaporation des précipitations, et (iv) une plus grande contribution de la part des ondes d’est (Rowell, 2003). Fontaine *et al.* (2010) ont montré, en plus, que le bassin méditerranéen peut être, en fait, divisé en deux parties, avec des effets sur la mousson différents : la Méditerranée ouest co-varie avec la convection dans le Golfe de Guinée, alors que l’Est de la Méditerranée pourrait être interprété comme forçage thermique de la pluie sur le Sahel. Ils montrent également qu’une anomalie chaude à l’Est conduit à une migration vers le nord de la MAO, avec un renforcement du flux de mousson et un affaiblissement de l’Harmattan.

1.3.1.2 Rôle des surfaces continentales et de la végétation

Le rôle des surfaces continentales dans la MAO a été rapidement mis en évidence, notamment avec les travaux pionniers de Charney (1975) et de Charney *et al.* (1977), montrant la rétroaction négative entre l’albédo de surface et les pluies sur le Sahel. Une augmentation de l’albédo, par désertification par exemple, entraîne une baisse nette de l’énergie reçue par la colonne atmosphérique par rapport à son environnement. Le gradient horizontal de température résultant induit alors une circulation qui importe de la chaleur par subsidence et compression adiabatique, permettant de maintenir l’équilibre thermique de la colonne. Les précipitations sont inhibées, la ZCIT migre plus au sud, la surface s’assèche encore plus, et l’albédo continue d’augmenter. Ce type de mécanisme pourrait ainsi expliquer les années de sécheresse depuis 1970, ou en tout cas avoir contribué à amplifier ce signal.

L’eau contenue dans le sol est apparue récemment comme un paramètre im-

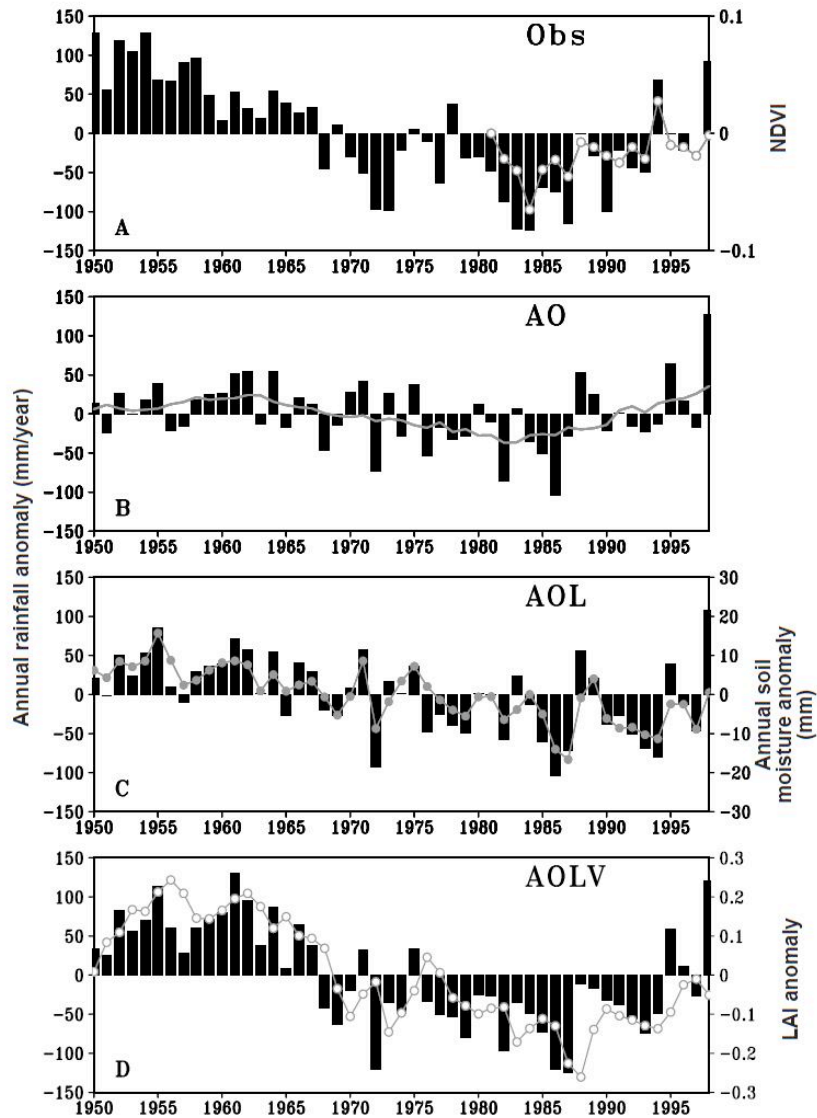


Figure 1.24 – Anomalies annuelles de précipitations (barres verticales) sur le Sahel (13°N – 20°N , 15°O – 20°E) de 1950 à 1998. (A) Observations compilées par M. Hulme. (B) Modèle avec une hydrologie de surface non-interactive (i.e. humidité du sol fixe) et une végétation non-interactive. Seule l’influence des TSMs est prise en compte (AO). La ligne grisée est un moyenne glissante sur 9 ans des anomalies. (C) Modèle avec une humidité du sol interactive mais toujours sans végétation interactive (AOL). (D) Modèle avec humidité du sol et végétation interactives (AOLV). Les lignes avec les disques/cercles grisés représentent (A) les anomalies normalisées d’indice de végétation (NDVI – *Normalized Difference Vegetation Index*), (C) les anomalies d’humidité du sol simulées par le modèle, et (D) les anomalies de LAI (*Leaf Area Index*) simulées par le modèles. Les échelles de ces courbes sont indiquées à droite. Toutes les anomalies sont relatives à la moyenne sur 1950–1998, sauf pour celles de NDVI qui sont relatives à 1981–1998. D’après Zeng *et al.* (1999).

portant dans le système mousson. À partir d'une approche multi-modèles, Koster *et al.* (2004) montrent, en effet, que l'Afrique de l'Ouest est une des régions où le couplage sol-atmosphère est le plus fort. Les surfaces continentales, via l'humidité du sol, peuvent jouer un rôle de mémoire entre deux années successives : Philippon et Fontaine (2002) et Fontaine *et al.* (2007) trouvent une corrélation positive et significative de 0.61 entre les pluies sur le Sahel, en été, et les pluies sur la région guinéenne, entre septembre et octobre de l'année précédente. Ils notent également qu'une saison humide sur le Sahel est précédée par des sols anormalement humides pendant l'hiver sur le Sahel Est. La mémoire interannuelle des sols peut modifier le contenu en énergie statique humide de la couche limite, mais cette mémoire est probablement très faible, étant donné que sur le Sahel, le compteur d'humidité dans le sol est quasiment remis à zéro à chaque saison sèche... Douville *et al.* (2006) suggèrent en effet que cette relation entre pluies sahéliennes et pluies guinéennes de l'année précédente pourrait être un artefact de l'influence conjuguée des TSMs du Golfe de Guinée et de l'océan Pacifique sur l'Afrique de l'Ouest.

En revanche, la mémoire pourrait s'opérer à une échelle plus lente (supérieure à 10 ans) via le couvert végétal, comme le suggèrent Zeng *et al.* (1999), avec des effets sur l'albédo qui pourraient supporter les arguments de Charney (1975). À l'aide d'un modèle simplifié couplant l'océan, l'atmosphère et la surface, Zeng *et al.* (1999) montrent en effet que le forçage océanique, seul, ne permet pas de reproduire la variabilité décennale observée (Fig. 1.24). Il apparaît nécessaire de considérer les effets liés à l'humidité des sols et au couplage avec la végétation.

À une échelle multi-décennale, Wang et Eltahir (2000) montrent qu'une perturbation du couvert végétal, notamment dans la région guinéenne, modifie l'équilibre climatique de la mousson, notamment son intensité et sa position. Kiang et Eltahir (1999) illustrent, à partir d'un modèle idéalisé unidimensionnel de la MAO, que l'évolution de la végétation sur la côte guinéenne possède deux équilibres, forêt et prairie, fortement dépendants de la pénétration des vents chauds et secs du nord.

1.3.2 *Le cycle saisonnier de la MAO*

1.3.2.1 *Les précipitations*

Le cycle saisonnier est sans doute l'élément le plus important pour les populations locales. Il se caractérise en effet par l'alternance entre une saison sèche et une saison humide qui apporte l'essentiel des précipitations nécessaires aux besoins en eau du Sahel. Au premier ordre, c'est l'évolution du forçage radiatif solaire qui pilote la migration nord-sud de la ZCIT. On observe une première saison des pluies sur la côte guinéenne d'avril à juin, avec une ZCIT centrée vers 5°N (Fig. 1.25.b). À la fin du mois de juin, la ZCIT se déplace vers 10°N sur le Sahel, alors que les pluies sur la région guinéenne s'affaiblissent jusqu'au mois de septembre (Fig. 1.25.c). Le déplacement de la ZCIT de 5°N à 10°N, courant juin, s'effectue de manière rapide (Sultan et Janicot, 2000, 2003 ; Le Barbé *et al.*, 2002) par rapport aux échelles saisonnières (i.e. en une dizaine de jours). Cette transition brusque entre un régime guinéen et un régime sahélien est appelée « saut de mousson » (*onset*). C'est un événement intrasaisonnier qui marque une rupture dans le cycle saisonnier entre deux états d'équilibre de la ZCIT. Nous aborderons plus en détail dans la section 1.3.2.5 la nature de l'*onset*, ses définitions et les mécanismes proposés pour l'expliquer. En revanche, le retrait de la mousson pendant le mois de septembre est

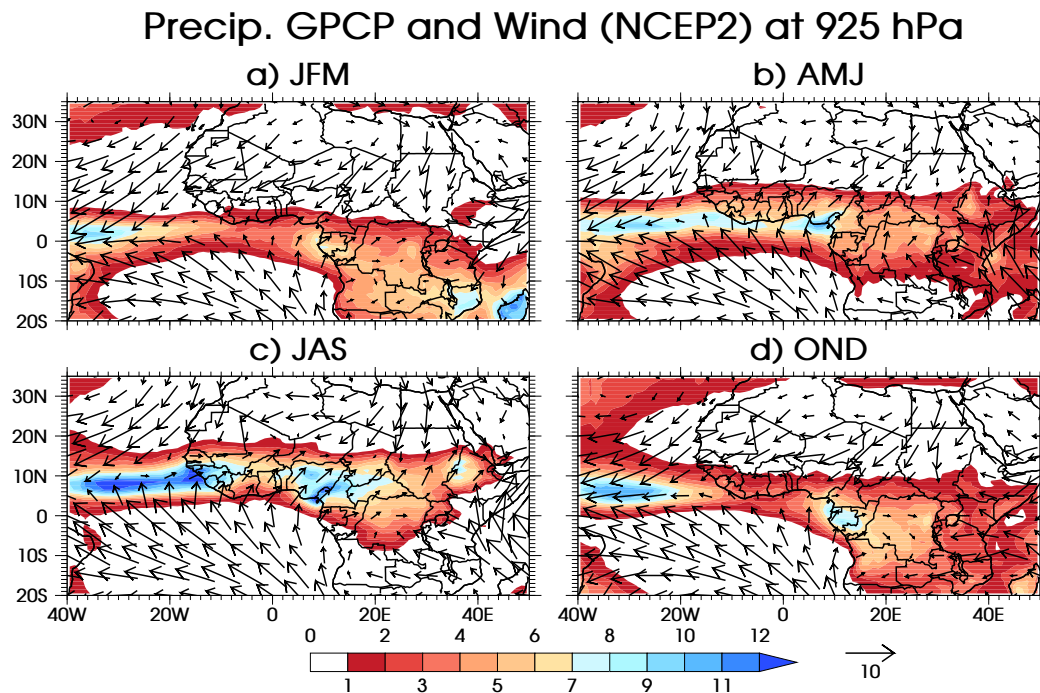


Figure 1.25 – Cycle saisonnier climatologique des précipitations GPCP (couleurs – en mm jour^{-1}) pour la période 1997–2006 et du vent à 925 hPa (vecteurs – en m s^{-1}) issu de la réanalyse NCEP2 pour la période 1979–2007 : (a) JFM, (b) AMJ, (c) JAS, et (d) OND.

plus graduel et correspond à une nouvelle saison pluvieuse sur la côte guinéenne (Fig. 1.25.d).

1.3.2.2 *Le Golfe de Guinée*

Comme mentionné dans la section 1.2.3.2, l’océan Atlantique tropical connaît un fort cycle saisonnier, avec la formation de la LEF à la fin du printemps. Les TSMs décroissent pendant l’été sur tout le bassin équatorial, le refroidissement étant le plus intense à l’est de 20°O . Les TSMs passent de $27\text{--}29^{\circ}\text{C}$ en avril-mai à 22°C en juillet-août (Fig. 1.26). La variabilité saisonnière est la plus grande près des côtes sénégalaises et angolaises, où l’on observe des remontées d’eau froide (*upwelling*) intenses.

Jusqu’à récemment, la LEF a le plus souvent été vue comme une réponse passive de l’océan tropical à l’intensification des alizés pendant l’été, qui renforce le mélange vertical dans les couches supérieures de l’océan, ainsi que les flux de chaleur latente à la surface (Mitchell et Wallace, 1992 ; Okumura et Xie, 2004 ; Hagos et Cook, 2008). La LEF peut cependant rétroagir sur l’atmosphère via les gradients de TSM qu’elle génère. Caniaux *et al.* (2010) proposent, en fait, que la formation de la LEF de mars à mi-juin soit une réponse au forçage atmosphérique, consécutive à l’intensification des alizés de sud-est de l’hémisphère sud, et mettant en jeu un mécanisme de type pompage d’Ekman. Ce type de mécanisme est cohérent avec les études antérieures de Philander *et al.* (1996) et Li et Philander (1997). Au contraire, durant la saison de mousson de mi-juin à septembre, la LEF rétroagit sur les vents de surface, notamment via les gradients trans-équatoriaux de TSM et de flux de chaleur latente. La LEF favoriserait l’accélération des vents de mousson, poussant alors plus au nord la ZCIT (Caniaux *et al.*, 2010).

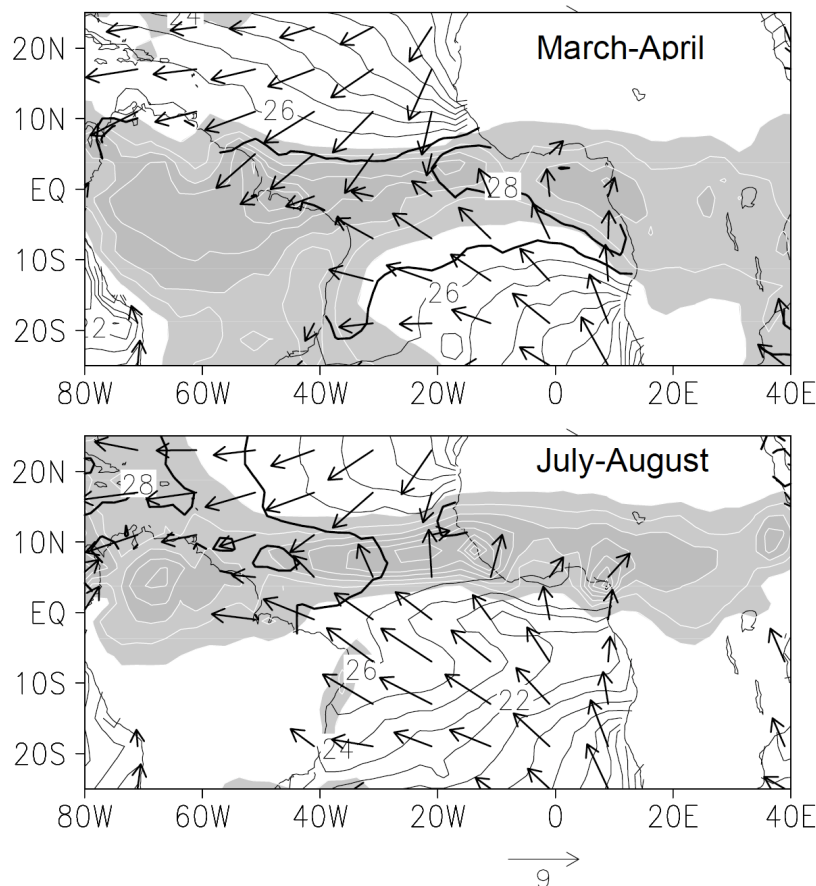


Figure 1.26 – Distributions climatologiques des précipitations (gris clair $> 2 \text{ mm jour}^{-1}$, gris foncé $> 6 \text{ mm jour}^{-1}$), des TSMs (contours en $^{\circ}\text{C}$) et du vent de surface (vecteurs en m s^{-1}) pour mars-avril (en haut) et juillet-août (en bas). Les précipitations sont issues du produit CMAP¹⁵, et les données de TSM et de vent des données COADS¹⁶. D'après Xie et Carton (2004).

1.3.2.3 La dépression thermique saharienne

La figure 1.27 montre l'évolution saisonnière entre janvier et décembre de la dépression thermique telle que définie par Lavaysse *et al.* (2009, – section 1.2.3.3). En janvier et février, le WAHL se positionne à l'est de la République Centrafricaine, au sud du Darfour. On observe aussi une région étendue zonalement vers 10°N où la fréquence d'occurrence du WAHL est élevée. De mars à mai, on assiste à une migration progressive vers le nord de la région de forte occurrence du WAHL, suivant le maximum de forçage radiatif solaire. Le noyau du WAHL se déplace aussi progressivement vers l'ouest. Au mois de juin, le WAHL se place au sud-ouest du Hoggar, avant de se stationariser, en juillet et en août, entre l'Atlas et le Hoggar, vers 22°N – 2°O . Cette position est similaire à celle trouvée par Ramel *et al.* (2006). À partir de septembre, le WAHL retourne progressivement vers sa position d'hiver, au-dessus de l'Afrique centrale. Pendant cette migration nord-sud, le FIT suit approximativement le flanc sud du WAHL.

¹⁵CPC (Climate Prediction Center) Merged Analysis of Precipitation, Xie et Arkin (1996).

¹⁶Comprehensive Ocean-Atmospheric Data Set, Woodruff *et al.* (1987).

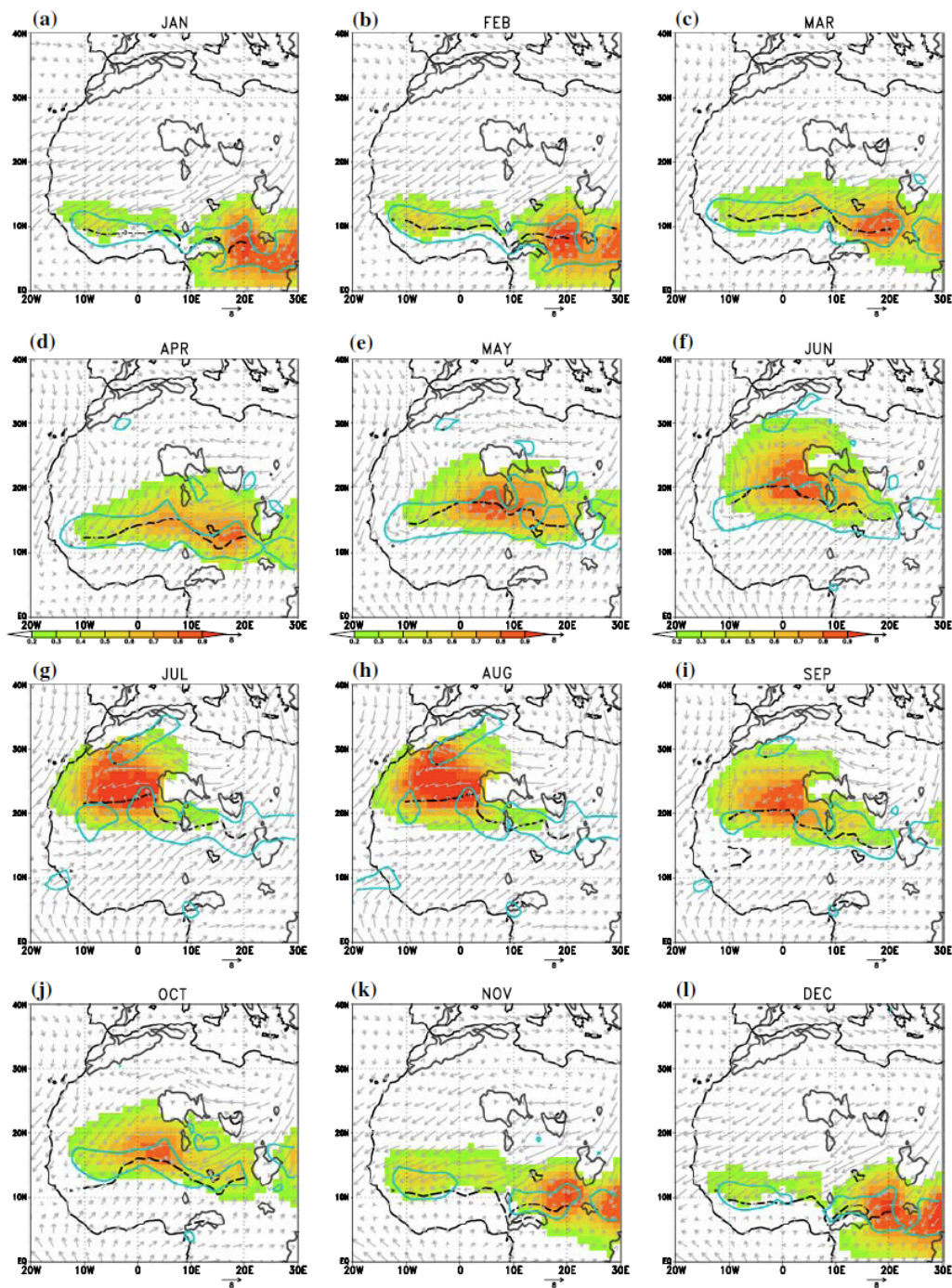


Figure 1.27 – Fréquence moyenne d'occurrence mois par mois de la dépression thermique en couleur, et moyennes mensuelles du vent à 925 hPa (vecteurs, m s^{-1}). Le contour bleu indique la valeur $8 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ de la convergence horizontale. Le contour noir correspond à la position du minimum de la hauteur du géopotential à 925 hPa entre l'équateur et 28°N (position du FIT). Enfin, le contour gris indique les reliefs dépassant le niveau 925 hPa. D'après Lavaysse *et al.* (2009).

1.3.2.4 La circulation atmosphérique

L'évolution de la circulation atmosphérique sur l'Afrique de l'Ouest entre 10°O et 10°E est illustrée sur la figure 1.28. En hiver, un flux de sud-ouest type flux de mousson existe, mais ne pénètre quasiment pas sur le continent. Le JEA se positionne au niveau de la côte, à la latitude du maximum de baroclinie. Le JET, lui, se trouve au sud de l'équateur et reste très faible ($\sim 6 \text{ m s}^{-1}$). On notera que le JOST, situé vers 25°N , est, à cette saison, très intense ($\sim 40 \text{ m s}^{-1}$).

Au printemps, le FIT commence sa migration vers le nord à la vitesse relativement lente de $\sim 8.8 \text{ km jour}^{-1}$ (Lélé et Lamb, 2010). Le flux de mousson se renforce, pénètre sur le continent, et passe de 5°N en avril à 15°N en juin (Nicholson et Grist, 2003). Ceci traduit l'augmentation du gradient de température et de pression entre le continent et le Golfe de Guinée. Les différents jets (JEA, JET et JOST) migrent aussi vers le nord. Le JEA gagne en intensité, tandis que le JOST commence à s'affaiblir. Le JET conserve à peu près son intensité de l'hiver. Cette période correspond au régime de *pré-onset*, pendant lequel la ZCIT se trouve sur la côte guinéenne.

Pendant l'été, on retrouve les éléments principaux que nous avons décrits auparavant. Le FIT continue sa progression vers le nord, atteignant sa latitude la

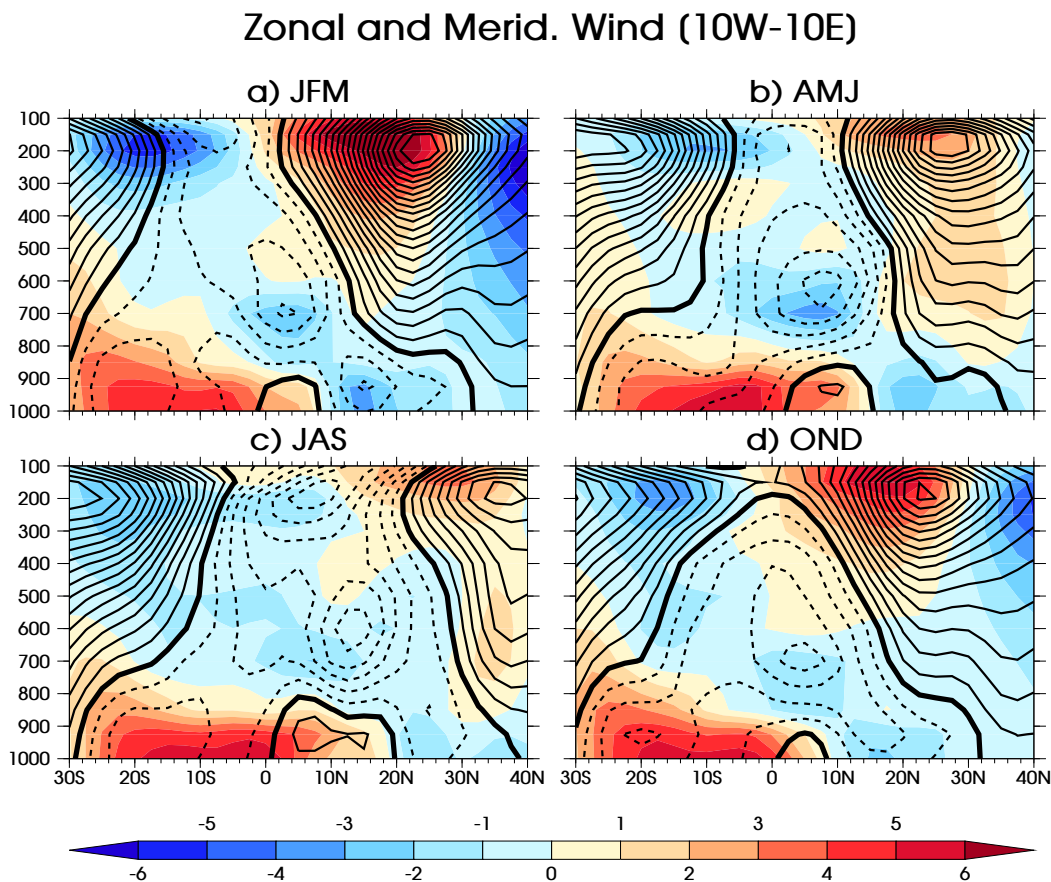


Figure 1.28 – Cycle saisonnier climatologique du vent méridien (couleurs – en m s^{-1}) et du vent zonal (un contour tous les 2 m s^{-1} , le contour zéro étant en trait épais, les valeurs positives en trait plein et négatives en tireté), moyennés sur le transect 10°O – 10°E . La climatologie a été réalisée à partir de la réanalyse NCEP2 pour la période 1979–2007. (a) JFM, (b) AMJ, (c) JAS, et (d) OND.

plus nord vers le début du mois d'août (Lélé et Lamb, 2010). Le flux de mousson atteint alors 20°N . Le JEA se situe vers 15°N et devient un peu plus faible que pendant la période de pré-*onset*, vraisemblablement sous l'action des ondes d'est. Au contraire, le JET se renforce, étant donné que les moussons indienne et africaine battent leur plein. À partir de septembre, on observe un retrait progressif vers le sud des différentes structures de la MAO. La migration vers le sud du FIT est notablement plus rapide que sa montée pendant le printemps et l'été ($\sim 15.5 \text{ km jour}^{-1}$ – Lélé et Lamb, 2010).

1.3.2.5 Onset de la mousson : définitions et mécanismes

Comme nous l'avons vu dans la section 1.3.2.1, la migration de la ZCIT vers le nord ne s'effectue pas de manière continue, mais il existe un « saut de mousson » (ou *onset*), traduisant un déplacement de la ZCIT rapide par rapport aux échelles du cycle saisonnier, i.e. en une dizaine de jours (Fig. 1.29 – Sultan et Janicot, 2000, 2003 ; Le Barbé *et al.*, 2002). Ce saut traduit des effets non-linéaires dans la mise en place de la MAO sur le continent. C'est un élément important pour les populations locales, car il est le signal du début des pluies « utiles » pour les agriculteurs (Ati *et al.*, 2002). C'est également un évènement intrasaisonnier de première importance, que nous tenterons, dans le chapitre 5, de relier à la variabilité intrasaisonnaire de la dépression thermique saharienne. En vue de cette étude, nous donnons ici un synthèse relativement précise de ce « saut de mousson », de ses définitions, et des mécanismes qui peuvent l'expliquer.

À ce jour, plusieurs études ont proposé des définitions plus ou moins objectives de cet *onset* :

- Sultan et Janicot (2000, 2003) déterminent, à l'aide d'une analyse en composantes principales, les deux positions d'équilibre de la ZCIT dans la bande $10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}$, l'une étant vers 5°N , l'autre vers 10°N . Le saut de mousson traduit alors la transition entre ces deux équilibres et est défini comme la date à partir de laquelle il y a simultanément une diminution des précipitations à 5°N et une accélération de l'augmentation des précipitations à 10°N , c'est-à-dire une augmentation de la pente positive de la courbe des précipitations.

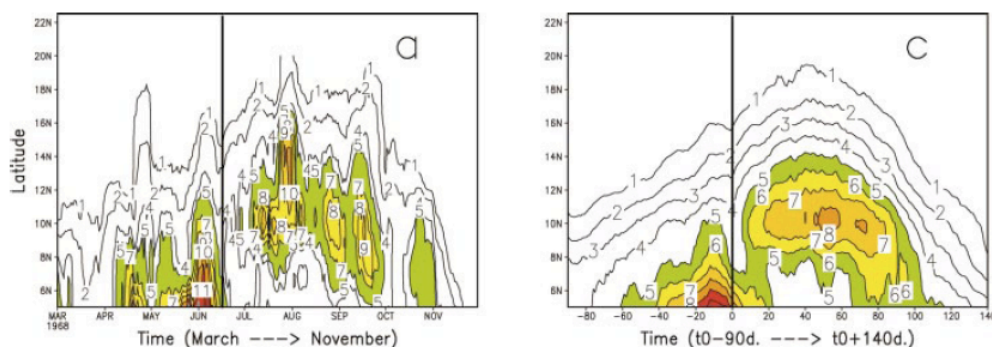


Figure 1.29 – (a) Diagramme temps-latitude du 1^{er} mars au 30 novembre 1978 des précipitations (mm jour^{-1} , moyennées sur la bande $10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}$, et filtrées pour enlever la variabilité inférieure à 10 jours. Les valeurs plus grandes que 5 mm jour^{-1} sont en couleurs. La date d'*onset* est indiquée par un trait vertical (17 juin). (c) idem (a) mais pour le composite par rapport à l'*onset* (dates de Sultan et Janicot, 2003) des précipitations moyennées sur $10^{\circ}\text{O}-10^{\circ}\text{E}$. Le composite a été réalisé sur la période 1968–1990. D'après Sultan et Janicot (2003).

Comme il peut y avoir une incertitude de quelques jours entre ces deux moments, une augmentation de la pente positive des précipitations à 15°N est également recherchée. Pour les années 1983 et 1984, qui ont été particulièrement sèches, la latitude 7.5°N a été préférée à celle de 10°N. Utilisant cette méthode entre 1968 et 1990 avec les données de précipitations compilées par l’IRD¹⁷, l’ASECNA¹⁸ et le CIEH¹⁹, Sultan et Janicot (2003) trouvent une date moyenne d’*onset* vers le 24 juin, avec un écart-type de 8.0 jours. Ils ont étendu leur définition de l’*onset* jusqu’aux années récentes en utilisant les données d’OLR d’une manière équivalente. Les statistiques des *onsets* sont très similaires.

- Fontaine et Louvet (2006) proposent une définition un peu différente : deux indices de précipitations sont définis, l’un étant la moyenne sur le domaine 0°–7.5°N, 10°O–10°E, l’autre la moyenne sur 7.5°N–20°N, 10°O–10°E. Ces indices sont normalisés et filtrés pour enlever la variabilité inférieure à 15 jours. L’indice d’*onset* de la MAO (WAMOI²⁰) est défini comme la différence entre l’indice nord et l’indice sud. La date d’*onset* est alors la date à partir de laquelle le WAMOI devient positif et le reste pour au moins 20 jours successifs. Utilisant les données de précipitations pentadaires de CMAP (Xie et Arkin, 1997) ou celles de GPCP (Adler *et al.*, 2003 ; Xie *et al.*, 2003), elles aussi pentadaires, ils trouvent une date d’*onset* moyenne un peu plus tardive, vers la pentade englobant le 28–29 juin, avec un écart-type d’environ 1.7 pentades (8.5 jours). Ceci est donc très cohérent avec les résultats de Sultan et Janicot (2003).
- Fontaine *et al.* (2008) proposent une méthode basée sur les occurrences d’OLR inférieure à 180 W m⁻², de telles valeurs marquant l’occurrence de convection profonde. La date d’*onset* marque alors le passage persistant de la zone de maxima d’occurrence de 5°N à 10°N. Cette méthode donne des résultats très comparables à celle de Fontaine et Louvet (2006).
- Un certain nombre d’autres définitions généralement plus locales et traditionnelles ont été proposées et sont résumées dans Ati *et al.* (2002). Elles sont souvent reliées aux premières pluies qui fournissent suffisamment d’eau dans le sol pour les cultures et qui ne sont pas suivies par des périodes de sécheresse prolongée. Ces définitions ont cependant le désavantage d’être semi-empiriques, peu robustes, fortement influencées par les conditions locales, et de donner une forte dispersion de la date d’*onset* selon la méthode utilisée.

Actuellement, plusieurs mécanismes ont été avancés pour tenter d’expliquer la dynamique de l’*onset* de la MAO, sans qu’aucun n’y parvienne totalement. Nous allons rapidement les passer en revue.

Une instabilité inertielle de l’atmosphère

L’Afrique de l’Ouest est marquée par l’existence d’un fort gradient de pression trans-équatorial près de la surface, associé à une circulation divergente de l’hémisphère d’hiver vers l’hémisphère d’été. L’isoligne zéro du tourbillon absolu se

¹⁷Institut de Recherche pour le Développement.

¹⁸Agence pour la SECurité de la Navigation aérienne en Afrique et à Madagascar.

¹⁹Comité Inter-africain d’Études Hydrauliques.

²⁰*West African Monsoon Onset Index*.

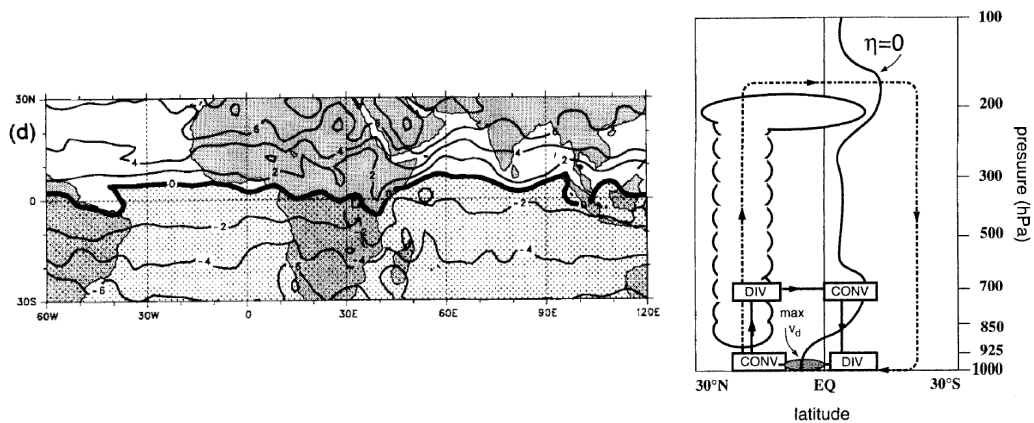


Figure 1.30 – À gauche : distribution du tourbillon absolu ($\eta = \zeta + f$ en 10^{-5} s^{-1}) à 925 hPa pendant le mois de juillet 1992. Le trait gras indique l'isoligne zéro du tourbillon absolu ($\eta = 0$), et les valeurs négatives sont indiquées par les points. À droite : Schéma conceptuel montrant les circulations attendues, dans le plan latitude-presseur, dans une région avec de l'instabilité inertielle près de l'équateur. Dans une atmosphère conditionnellement instable, une circulation liée à de la convection profonde peut avoir lieu. Le trait en gras indique l'isoligne zéro du tourbillon absolu ($\eta = 0$), avec des valeurs négatives (positives) à droite (gauche) de cet isoligne. D'après Tomas et Webster (1997).

situé alors entre 5°N et 10°N (Fig. 1.30), résultant de l'advection méridienne de tourbillon absolu d'un hémisphère à l'autre. Il existe aussi une région de tourbillon absolu anticyclonique dans l'hémisphère nord, ce qui est un critère d'instabilité inertielle (Tomas et Webster, 1997). Afin de stabiliser l'atmosphère, un doublet divergence–convergence se met en place à travers l'isoligne zéro du tourbillon absolu, générant localement du tourbillon cyclonique afin de contrebalancer l'advection de tourbillon anticyclonique. La convergence locale requiert, par conservation de la masse, un mouvement ascendant et favorise donc la convection dans un environnement conditionnellement instable. La convection rétroagit (i) positivement en accentuant le gradient de pression trans-équatorial et l'advection de tourbillon entre les deux hémisphères et (ii) négativement en augmentant la convergence dans les basses couches. La distribution verticale de chauffage agit alors de manière à réduire l'instabilité, en générant du tourbillon absolu de signe opposé.

À l'aide de bilans dans un modèle de climat, Hagos et Cook (2007) appliquent ce type de mécanisme dans le cadre de l'*onset* de la MAO, proposant la succession des événements suivants :

1. Avant l'*onset*, du fait de la distribution d'albédo et d'humidité de surface, un maximum de flux de chaleur sensible persiste sur le Sahel, pilotant une circulation méridienne peu profonde dans la basse et moyenne troposphère (similaire à celle de la dépression thermique de la section 1.2.3.3). Cette circulation est associée à de la convergence d'humidité dans les basses couches sur le Sahel. Cette humidité est exportée vers la moyenne troposphère où elle diverge.
2. Pendant les mois de mai-juin, l'advection d'humidité dans la couche limite parvient à devenir plus importante que la composante divergente en moyenne troposphère, induisant alors une augmentation de l'humidité dans la couche limite, mais aussi de la condensation dans la moyenne troposphère. Cette condensation réchauffe la moyenne troposphère sur le continent, tandis que

l'évaporation des précipitations refroidit la moyenne troposphère le long de la côte.

3. Le gradient de pression ainsi généré est favorable à de l'instabilité inertielle qui permet le déplacement rapide de la zone de convergence maximale de la côte à l'intérieur du continent. Ceci introduit une convergence nette d'humidité, un flux d'humidité vers le haut et de la condensation dans les couches supérieures de la troposphère. Finalement, les précipitations augmentent à l'intérieur du continent
4. Du fait du déplacement de la zone de convergence sur le continent, et de l'apparition d'une subsidence au-dessus de la côte guinéenne, les précipitations diminuent progressivement dans cette région. La formation de cette subsidence est probablement reliée au renforcement de la dépression thermique saharienne et de la circulation méridienne associée (Zhang *et al.*, 2006).

L'évolution des TSMs

Nous avons vu dans la section 1.2.3.2 que les eaux de surface de l'Atlantique, particulièrement dans le Golfe de Guinée se refroidissent au cours des mois de mai et juin. Les précipitations en avril, mai et juin, le long de la côte, seraient dues à la présence de TSMs chaudes, tandis que leur disparition aurait pour origine la formation de la LEF, dans le Golfe de Guinée (Gu et Adler, 2004). L'apparition des pluies le long de 10°N, et leur disparition fin juin, le long de la côte, seraient même deux événements indépendants selon Gu et Adler (2004). À l'aide d'un modèle, Okumura et Xie (2004) proposent, en revanche, que l'*onset* serait, en fait, une interaction entre la MAO et la LEF, la circulation de mousson accélérant à la fois le refroidissement des TSMs par les alizés, et l'upwelling qu'ils induisent dans l'océan. Récemment, Caniaux *et al.* (2010) ont confirmé une forte corrélation entre l'*onset* de la MAO et celui de la LEF (basé sur l'intensité maximale du gradient de TSM entre 4°S et 4°N), avec un déphasage de une à plusieurs semaines, selon le choix du seuil sur le gradient de TSM. Ce retard de l'*onset* de la MAO vis-à-vis de celui de la LEF traduirait le temps de réponse de l'atmosphère à la formation de la LEF.

La dépression thermique interagissant avec l'orographie

Sultan et Janicot (2003) suggèrent que l'*onset* est, en fait, le résultat d'interactions complexes entre la convection dans la ZCIT, la dynamique du JEA, et les circulations associées avec l'orographie. Les massifs du Hoggar et du Tibesti exerceraient un contrôle significatif sur la circulation atmosphérique et la convection dans la ZCIT. Pendant la période de pré-*onset*, la dynamique de la dépression thermique domine la région continentale. Quelques systèmes convectifs isolés peuvent apparaître, étendant la ZCIT sur le continent. Dix jours avant l'*onset*, le *heat low* s'intensifie via une interaction entre les vents de nord et l'orographie. Drobinski *et al.* (2005) montrent, en effet, à l'aide d'un modèle linéaire, que la présence de l'orographie génère une baisse dynamique de la pression au moment de l'*onset*, renforçant alors la dépression. En même temps, la circulation méridienne peu profonde associée au *heat low* se renforce, induisant un renforcement de l'advection d'air sec en moyenne troposphère au sud du FIT (Fig. 1.31). La convection s'affaiblit alors temporairement, augmentant le chauffage des basses couches par le rayonnement solaire. En réponse à ce *heat low* renforcé, le flux de mousson s'intensifie, de même

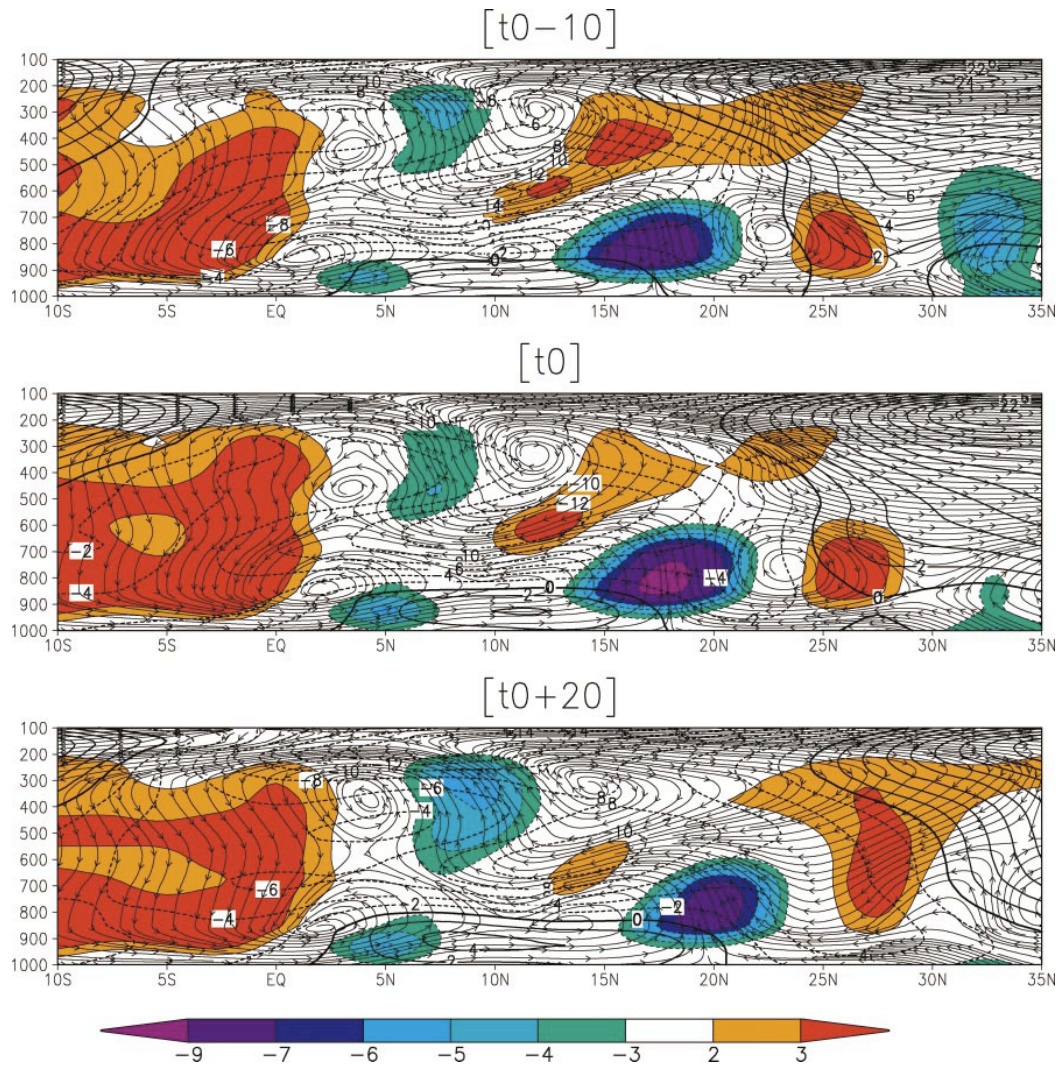


Figure 1.31 – Coupes composites latitude-pression de la circulation atmosphérique au moment de l'*onset* : circulation méridienne et verticale en lignes de courants, vent zonal en contours (m s^{-1}) et vitesse verticale en couleurs (100 Pa s^{-1}). Les données sont issues de la réanalyse NCEP/NCAR pour la période 1968–1990 et ont été filtrées à l'aide d'un filtre passe-bas à 10 jours. (a) pour t_0-10 ; (b) pour t_0 ; (c) pour t_0+20 . D'après Sultan et Janicot (2003).

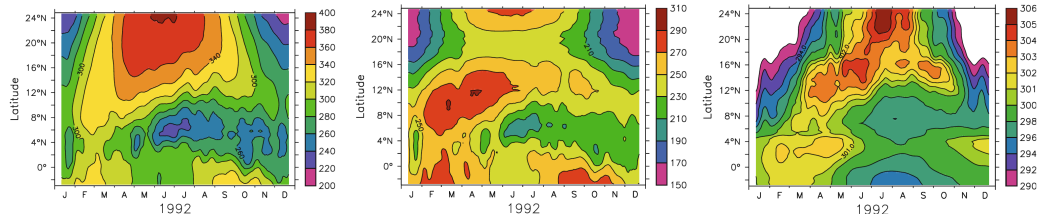


Figure 1.32 – Diagrammes temps-latitude du flux solaire incident à la surface (à gauche – en W m^{-2}), du flux solaire absorbé par la surface (au milieu – W m^{-2}), et de la température de surface (à droite – en K). Ces champs sont ceux simulés par un modèle régional pour l’année 1992. Ils ont été filtrés pour enlever la variabilité inférieure à 10 jours. D’après Ramel *et al.* (2006).

que le JEA et le cisaillement vertical de vent. L’instabilité de l’atmosphère s’en trouve alors augmentée. La libération de cette instabilité potentielle se traduit par le saut de la ZCIT vers 10°N .

Ramel *et al.* (2006) ont complété cette vision de l’*onset*, proposant un mécanisme thermique pour expliquer le déplacement et le renforcement de la dépression thermique. A l’aide d’un modèle régional, ils montrent que, bien que l’évolution du rayonnement incident à la surface suive la course régulière du soleil (avec un maximum fin juin vers 25°N), le rayonnement absorbé par la surface présente deux maxima, l’un en mai vers 14°N , l’autre vers 25°N à partir de juillet (Fig. 1.32). La distribution de l’albédo joue un rôle essentiel dans l’existence de ces deux maxima. La température de la surface continentale, en réponse à cette énergie solaire absorbée, contrôlerait alors le déplacement et le renforcement du *heat low*. Un retard existe cependant entre la montée vers le nord du maximum de température et la course du soleil (Fig. 1.32). Ramel *et al.* (2006) expliquent que ce retard pourrait être dû à une forte entrée d’air frais et humide océanique au nord-ouest du continent, inhibant le renforcement du *heat low* pendant le mois de juin. Ce ne serait alors qu’en juillet, que la subsidence associée au *heat low* et à la cellule de Hadley locale permettrait d’augmenter les géopotentiels au nord du Hoggar, et en conséquence d’intensifier l’Harmattan. L’augmentation de l’advection d’air chaud et sec sur l’ouest du Sahara serait alors possible, contrebalançant l’entrée maritime au nord-ouest.

Récemment, Lavaysse *et al.* (2009) ont confirmé que les dates d’*onset* de la MAO étaient fortement corrélées avec les dates d’*onset* de la dépression thermique, définies comme le moment où le *heat low* s’installe dans sa position estivale.

1.3.3 Le cycle diurne de la mousson

Avec le cycle saisonnier, le cycle diurne est un mode fondamental de la variabilité du climat global. Il est associé aux fortes variations du forçage solaire au cours de la journée, dont l’amplitude est de plus de 1300 W m^{-2} au sommet de l’atmosphère. Le cycle diurne se traduit, sous les tropiques, par des effets importants sur la convection et les précipitations, différents selon que l’on se trouve sur océan ou continent. Il est aussi primordial dans la dynamique des basses couches de la MAO, en particulier dans celle de la dépression thermique.

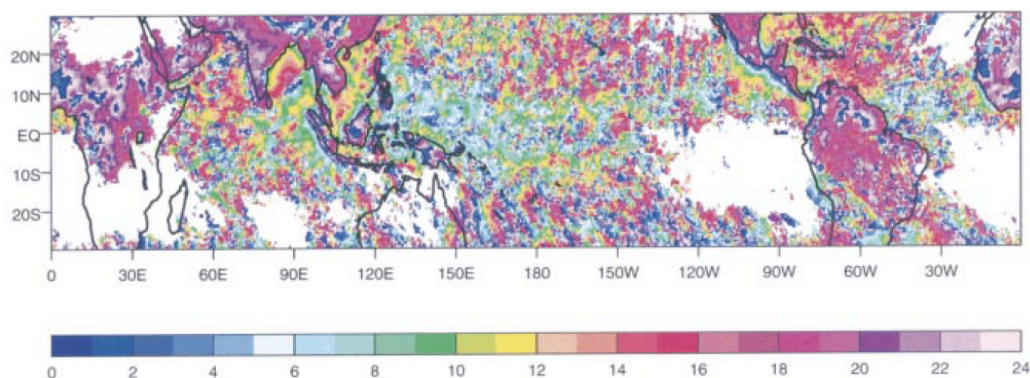


Figure 1.33 – Phase de l’harmonique diurne des précipitations estimées à partir des températures de brillance CLAUS (*Cloud Archive User Service*). La phase est celle de la saison JJA et est donnée comme l’heure locale où l’harmonique est maximal. D’après Yang et Slingo (2001).

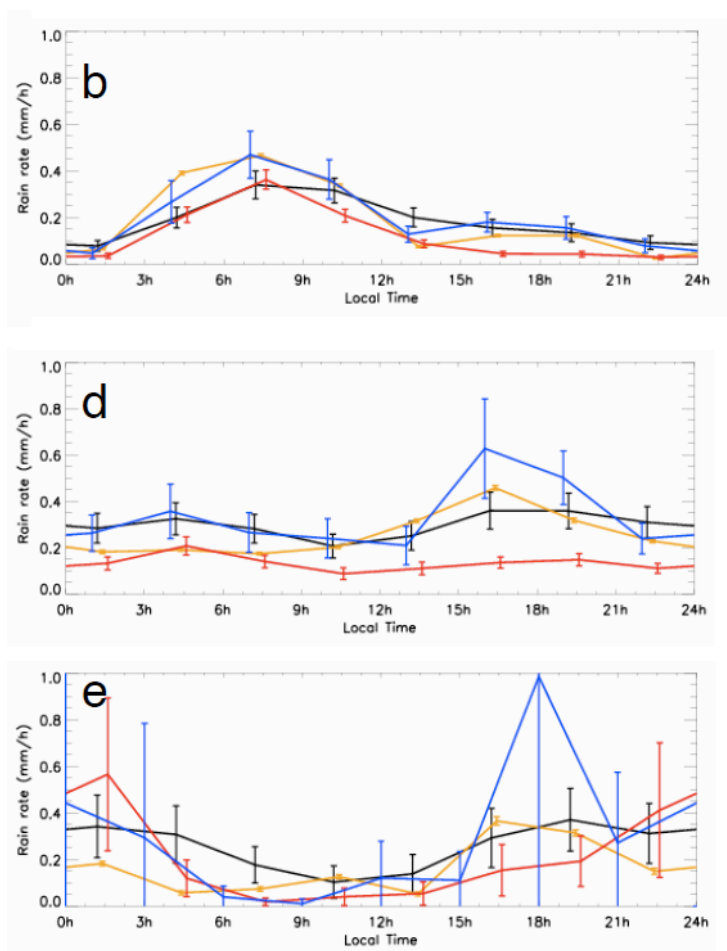


Figure 1.34 – Cycles diurnes composites des précipitations (mm h^{-1}) obtenus pour l’année 2006 après l’*onset* de la MAO à partir de pluviomètres (orange) et des jeux de données suivants, mélangeant observations *in situ* et satellites : EPSAT (noir), GSMAP (rouge) et TMPA (bleu). Les barres verticales indiquent une mesure d’incertitude sur le composite. En haut, composite pour Niamey (Niger), au milieu, pour Ouémé (Bénin) et en bas pour Dakar (Sénégal). D’après Roca *et al.* (2010), à qui l’on réfère pour plus d’information sur les jeux de données.

1.3.3.1 *La convection et les précipitations*

Contrairement à la convection océanique qui atteint son maximum généralement tôt le matin, la convection continentale est la plus intense en fin d'après-midi, début de soirée, voire même dans la nuit (Fig 1.33 – Yang et Slingo, 2001 ; Dai et Trenberth, 2004). Sur l'Afrique, comme nous l'avons vu en section 1.2.3.1, les précipitations sont essentiellement pilotées par les SCMs. Ces derniers sont assez souvent déclenchés sur les reliefs, peu de temps après le maximum de chauffage solaire (Rowell et Milford, 1993 ; Hodges et Thorncroft, 1997). Typiquement, les cellules convectives se déclenchent en milieu et fin d'après-midi, puis s'organisent en SCMs qui atteignent leur phase mature à partir 17h-18h00 LT²¹. Ils se propagent ensuite vers l'ouest, plus ou moins loin selon leur durée de vie. De ce fait, la phase du cycle diurne en un point est fortement influencée par la durée que de tels systèmes mettent à parcourir la distance entre ce point et leur lieu de déclenchement, i.e. les reliefs proches. C'est ainsi que McGarry et Reed (1978) expliquent l'origine du maximum de précipitation qu'ils observent vers minuit, sur l'Afrique de l'Ouest, pendant GATE.

On pourra noter qu'un nombre important de systèmes convectifs peuvent se déclencher en lien avec les hétérogénéités de surface, notamment au niveau des gradients d'humidité du sol (Taylor et Ellis, 2006 ; Gounou, 2010). Les SCMs laissent une trace humide à la surface qui peut persister plusieurs jours. Ces anomalies d'humidité sont associées à des anomalies de température de surface, qui peuvent générer localement des régions de convergence dans les basses couches (Taylor *et al.*, 2007), favorables au déclenchement de la convection.

La relation entre quantité de pluies et cycle diurne est donc relativement complexe, dépendant du cycle de vie des lignes de grains. Il est bien marqué à Niamey, avec un pic de précipitations tôt le matin (Fig. 1.34), lié au déclenchement des lignes de grains en amont sur l'Aïr, à la fin de la journée précédente. Plus au sud, sur le bassin de Ouémé au Bénin, on observe un pic de précipitations en fin d'après-midi plus ou moins marqué selon les données que l'on considère. Complètement à l'ouest à Dakar, le maximum de précipitations a plutôt lieu le soir et dans la nuit. Dans le cas de Dakar, des effets côtiers viennent aussi jouer un rôle important. Le cycle diurne des précipitations a donc une forte variabilité spatiale. Il dépend en particulier de la latitude, étant plutôt bimodal au nord de 10°N, avec un maximum tôt le matin et un second vers 18h (comme à Niamey, Fig. 1.34), alors qu'il tend à être mono-modal plus au sud avec un pic vers 20h00 LT (Mohr, 2003).

Le cycle diurne de la convection s'accompagne donc de fortes variations diurnes des précipitations, mais aussi de la couverture nuageuse, ce qui induit une forte modulation des flux radiatifs, de chaleur latente et de chaleur sensible, et donc des bilans d'énergie et d'eau à la surface (Bergman et Salby, 1996 ; Trenberth *et al.*, 2003). C'est donc un élément essentiel de la MAO que les modèles de climat doivent pouvoir représenter convenablement (Wilson et Mitchell, 1986). C'est à l'heure actuelle encore une grande difficulté pour ces derniers (Dai *et al.*, 1999 ; Lin *et al.*, 2000 ; Yang et Slingo, 2001 ; Dai, 2006).

1.3.3.2 *La circulation de la dépression thermique*

Le déclenchement des systèmes convectifs est, en particulier, lié au degré d'instabilité de l'atmosphère, dépendant assez largement de l'humidité et de la température

²¹ *Local Time.*

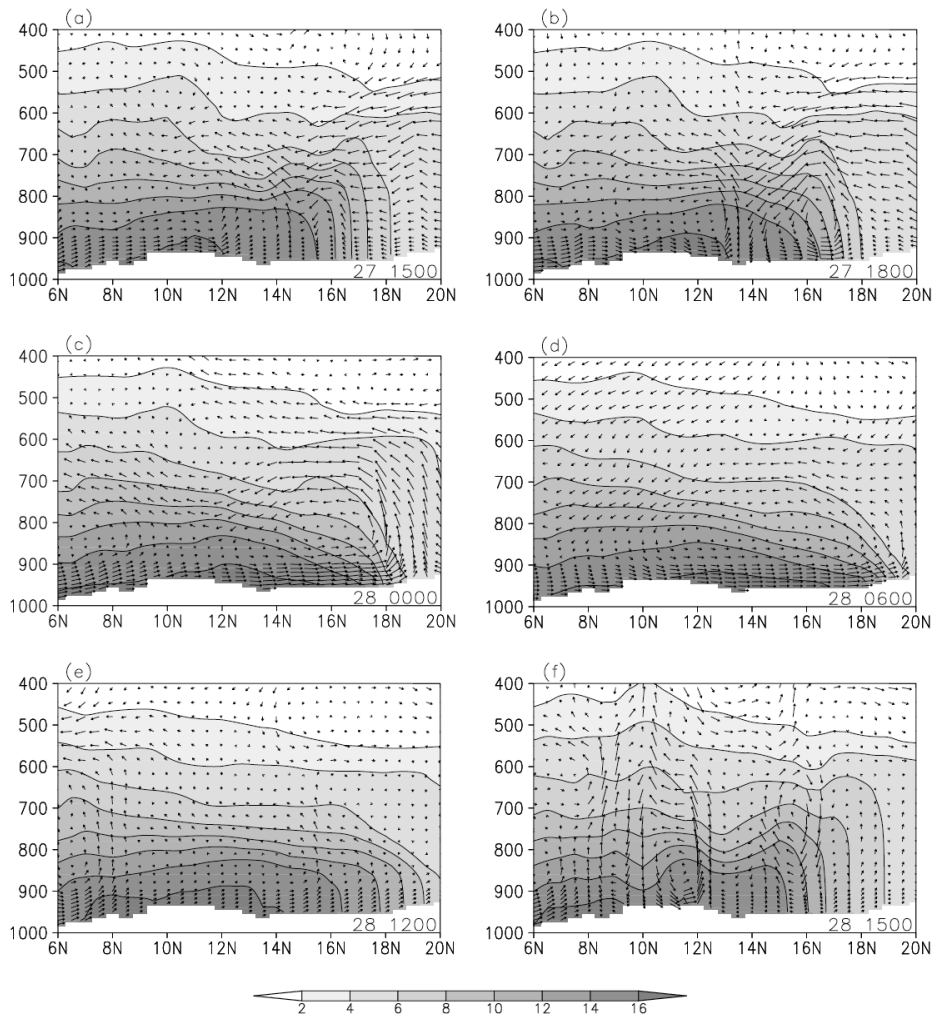


Figure 1.35 – Cycle diurne du rapport de mélange de la vapeur d'eau (grisé – g kg^{-1}), et du vent (vecteurs, ajustés pour donner la distance d'advection pendant trois heures) dans un plan latitude-pression. Les champs sont issus d'ERA40 et ont été moyennés entre 2.5°O et 7.5°E . Les figures vont du 27 août 2000 à 15h00 UTC au 28 août 2000 à 15h00 UTC (voir la date et l'heure en bas de chaque panel). Les surfaces blanches représentent l'orographie. D'après Parker *et al.* (2005).

dans les basses couches de l'atmosphère. À l'échelle diurne, ces deux quantités sont contrôlées en partie par la dynamique du flux de mousson, fortement influencée par le cycle diurne de la dépression thermique saharienne et celui de la Couche Limite Atmosphérique (CLA).

Des études idéalisées sur la dépression thermique australienne (Rácz et Smith, 1999 ; Spengler et Smith, 2008), probablement applicables, au moins en partie, au SHL (Parker *et al.*, 2005 ; Messenger *et al.*, 2010), ont montré que le *heat low* était dominé au premier ordre par son cycle diurne. Ce dernier est étroitement lié au chauffage de la surface pendant la journée, qui génère un minimum de pression de surface, par dilatation et divergence de la masse de la colonne atmosphérique et équilibre hydrostatique. Le minimum de pression a lieu dans l'après-midi, avec un minimum de vent dû à l'intense mélange turbulent dans la CLA (Figs. 1.35.f, a et b). En fin d'après-midi, le flux de chaleur sensible diminue, conduisant à un affaiblissement significatif de l'activité turbulente de la CLA. L'atmosphère peut alors répondre à la force liée au gradient de pression, et les vents s'accroissent pendant la

nuît (Figs. 1.35.c et d). Les vents de basses couches suivent alors l'évolution typique d'un jet nocturne (Parker *et al.*, 2005), qui, avec la force de Coriolis, tend à effectuer une rotation dans le sens horaire pendant la nuit. Le maximum de vent ($\approx 15 \text{ m s}^{-1}$) se situe juste avant le lever du soleil, vers 6h00 LT, à une altitude de l'ordre de 400 m (Fig. 1.35.d – Lothon *et al.*, 2008 ; Abdou *et al.*, 2010). Dans un cadre de simulation idéalisé, Peyrillé et Lafore (2007) ont retrouvé cette évolution diurne observée et les mécanismes associés. Le cycle diurne sur le Sahel est donc dominé par une forte advection méridienne (d'humidité notamment) pendant la nuit, et par des processus de CLA convective pendant la journée, mélangeant l'humidité sur une épaisseur relativement importante (Figs. 1.35.f et a – Parker *et al.*, 2005). La circulation anticyclonique au-dessus du *heat low* a un cycle diurne bien plus faible que le vortex des basses couches (Spengler et Smith, 2008). Messenger *et al.* (2010) ont confirmé, à l'aide d'observations *in situ*, cette division de la dépression thermique saharienne en deux couches aux dynamiques diurnes très différentes.

1.4 LA MAO DANS LES MODÈLES DE CLIMAT

Bien que de nombreux diagnostics soient maintenant disponibles pour étudier les différentes facettes de la MAO (voir les sections précédentes), peu d'études ont évalué et intercomparé la capacité des Modèles de Circulation Générale (MCGs) à représenter ce système climatique, que ce soit en termes climatologiques ou en termes de variabilité décennale, interannuelle, saisonnière, intrasaisonnière ou diurne. Quelques-unes ont abordé, à l'aide de MCGs, la prédictibilité de la MAO et les mécanismes associés à sa variabilité (Rowell *et al.*, 1995 ; Douville *et al.*, 2001 ; Xue *et al.*, 2004). Quelques autres ont montré que, malgré l'utilisation d'un forçage prescrit des TSMs, des surfaces continentales et des aérosols, les MCGs n'étaient pas capables de reproduire ne serait-ce que la moitié de l'amplitude des sécheresses sur l'Afrique de l'Ouest (Xue, 1997 ; Hoerling *et al.*, 2006 ; Yoshioka *et al.*, 2007). D'autres encore, comme Cook et Vizy (2006), ont montré qu'un petit nombre seulement des MCGs utilisés pour le 4^e rapport du GIEC (CMIP3) étaient capables de représenter, de manière satisfaisante, quelques unes des principales caractéristiques de la MAO (structure des précipitations, circulation atmosphérique méridienne...) ou les principaux modes de variabilité interannuelle de la MAO (Cook et Vizy, 2006 ; Joly *et al.*, 2007 ; Joly et Voltaire, 2009, 2010). Le 4^e rapport du GIEC a donc conclu, en 2007, que les modèles couplés de climat n'étaient pas encore capables de simuler de manière précise le climat d'Afrique de l'Ouest (Randall *et al.*, 2007).

La difficulté réside probablement dans le fait que la MAO fait intervenir des processus opérant à des échelles spatiales et temporelles très variées, interagissant fortement les uns avec les autres (voir les sections précédentes). Par ailleurs, jusqu'à récemment, il y avait relativement peu d'observations sur l'Afrique de l'Ouest, avec des résolutions spatiales et temporelles suffisamment fines, rendant difficile l'évaluation des MCGs. Avec le programme AMMA et son expérience de terrain, ainsi qu'avec le nombre croissant de satellites scrutant le système climatique sous toutes ses coutures, on dispose aujourd'hui de tout un ensemble de données²² pour évaluer les performances de MCGs sur l'Afrique de l'Ouest, et identifier leurs faiblesses (Ruti *et al.*, 2010). Plusieurs programmes visent d'ailleurs de tels objectifs : AMMA-MIP²³, WAMME²⁴, ALMIP²⁵.

1.4.1 *Évaluation de l'état de base de la MAO des MCGs*

La structure de la bande de précipitations observées vers 10°N pendant la saison d'été (Fig. 1.9) est encore un véritable challenge pour les MCGs actuels (Fig. 1.36). Cook et Vizy (2006) montrent, en effet, que parmi les 18 modèles du GIEC qu'ils ont analysés, environ un tiers ne simule pas de MAO, c'est à dire qu'ils ne parviennent pas à faire migrer la ZCIT sur le continent africain pendant l'été boréal (voir par exemple CSIRO, GISS_ER, ECHAM5, CCSM, PCM, HadCM). De même, peu de MCGs capturent les trois maxima de précipitations décrit dans la

²²voir par exemple la base de données AMMA, <http://database.amma-international.org/>.

²³The AMMA Model Intercomparison Project, Hourdin *et al.* (2010), <http://amma-mip.lmd.jussieu.fr/>.

²⁴West African Monsoon Modeling and Evaluation, Xue *et al.* (2010), <http://wamme.geog.ucla.edu/>.

²⁵The AMMA Land surface Model Intercomparison Project, Boone *et al.* (2009), http://www.cnrn.meteo.fr/amma-moana/amma_surf/almip/index.html.

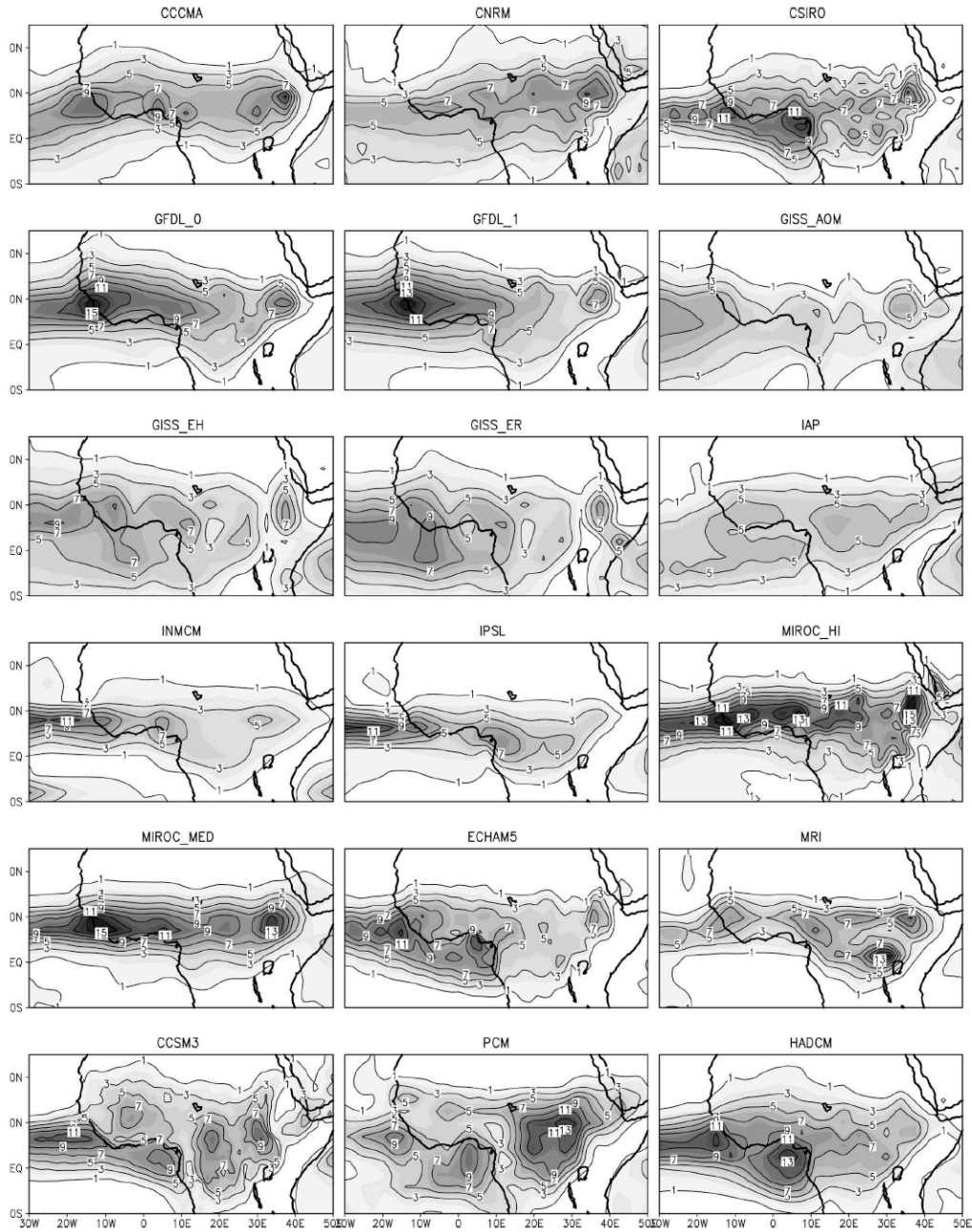


Figure 1.36 – Taux de précipitations moyens (mm jour^{-1}) de la saison JJAS, simulés sur la période 1949–2000 par 18 modèles ayant participé à l'expérience d'intercomparaison CMIP3. Les contours sont tous les 2 mm jour^{-1} et commencent à 1 mm jour^{-1} . Les intervalles de gris sont tous les 1 mm jour^{-1} . D'après Cook et Vizy (2006), à qui l'on se réfère pour les détails sur les modèles utilisés.

section 1.2.3.1 (CCCma, GISS_EH, INMCM). En particulier, le MCG du CNRM rate le maximum sur la côte ouest, et celui de l'IPSL sous-estime largement les précipitations sur toute la bande sahélienne. Cook et VIZY (2006) concluent que la simulation de la structure climatologique des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest par la dernière génération de MCGs n'est pas aussi réaliste que ce qu'ils sont capables de faire sur d'autres régions comme l'Europe ou l'Amérique du Nord. Les taux de précipitations moyens sur l'Afrique sont, en général, sous-estimés d'un ordre de grandeur, et dans de nombreux cas, les maxima régionaux de précipitations sont situés sur l'océan au lieu de se trouver sur le continent. Une moitié des MCGs du projet ENSEMBLES²⁶ simulent également un déficit de précipitation sur le Sahel et un excès sur la côte guinéenne, mais une autre moitié donne au contraire plus de pluies sur quasiment toute l'Afrique de l'Ouest (Philippon *et al.*, 2010). Les modèles actuels montrent donc une grande disparité dans leur capacité à simuler les propriétés climatologiques de la MAO. Un certain nombre de facteurs peuvent contribuer à de telles difficultés : le manque d'observations en Afrique, la nécessité de représenter des processus sous-mailles, mais essentiels dans la MAO, le souci d'optimiser le MCG pour tout le globe et pas seulement pour l'Afrique, le couplage avant l'océan (Gadgil et Sajani, 1998)...

Dans un mode AMIP²⁷, les modèles ont un peu plus de succès à simuler le cycle saisonnier des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest, notamment la migration de la ZCIT sur le continent (Fig. 1.37). On observe cependant encore une grande diversité en termes d'intensité de précipitation. En moyenne sur le Sahel (domaine 13°N–18°N, 10°O–10°E), on passe par exemple de 0.6 mm jour⁻¹ pour le modèle IPSLTI à 6 mm jour⁻¹ pour UCM, alors que, sur le Golfe de Guinée, ces mêmes modèles sous-estiment les précipitations. Les modèles de WAMME font également preuve d'une représentation raisonnable de la ZCIT sur l'Afrique de l'Ouest (Xue *et al.*, 2010), malgré un biais positif des précipitations sur toute la région (Boone *et al.*, 2010).

La circulation méridienne de la MAO est aussi un élément difficile à représenter, même pour les MCGs de Cook et VIZY (2006) qui représentent la climatologie des précipitations de manière satisfaisante. Le flux de mousson est généralement trop épais sur le continent, atteignant parfois 700 hPa (GFDL, MIROC_HI, MIROC_MED), parfois même plus (CNRM, GISS_EH). Certains modèles ont des difficultés à positionner convenablement la dépression thermique saharienne et la circulation anticyclonique associée en moyenne troposphère. Ce doublet est parfois un peu trop à l'est, ce qui a pour conséquence d'affaiblir les gradients méridiens de température, humidité du sol, précipitations, pression (Losada *et al.*, 2010)... Les modèles d'AMMA-MIP ont aussi des difficultés à simuler correctement cette circulation méridienne, tendant assez souvent à surestimer l'intensité du flux de mousson et à positionner trop au nord ou trop au sud le JET et le JEA. En utilisant la base de données multi-modèles et multi-simulations d'AMMA-MIP, Hourdin *et al.* (2010) montrent d'ailleurs une corrélation positive relativement robuste entre la position du JEA et le cumul de pluie sur le Sahel (voir leur Fig. 5). Ce diagnostic est cohérent avec l'analyse de Nicholson et Grist (2003), qui montre que le JEA favorise la convergence d'humidité sur son flanc sud, et l'inhibe sur son flanc nord. La dispersion des modèles sur l'Afrique de l'Ouest pourrait donc être attribuée à des décalages en latitude du système de mousson par rapport aux observations. Cette position du JEA est étroitement liée au gradient méridien de température

²⁶van der Linden et Mitchell (2009), <http://ensembles-eu.metoffice.com/>.

²⁷Atmospheric Model Intercomparison Project, avec des TSMs forcées par les observations.

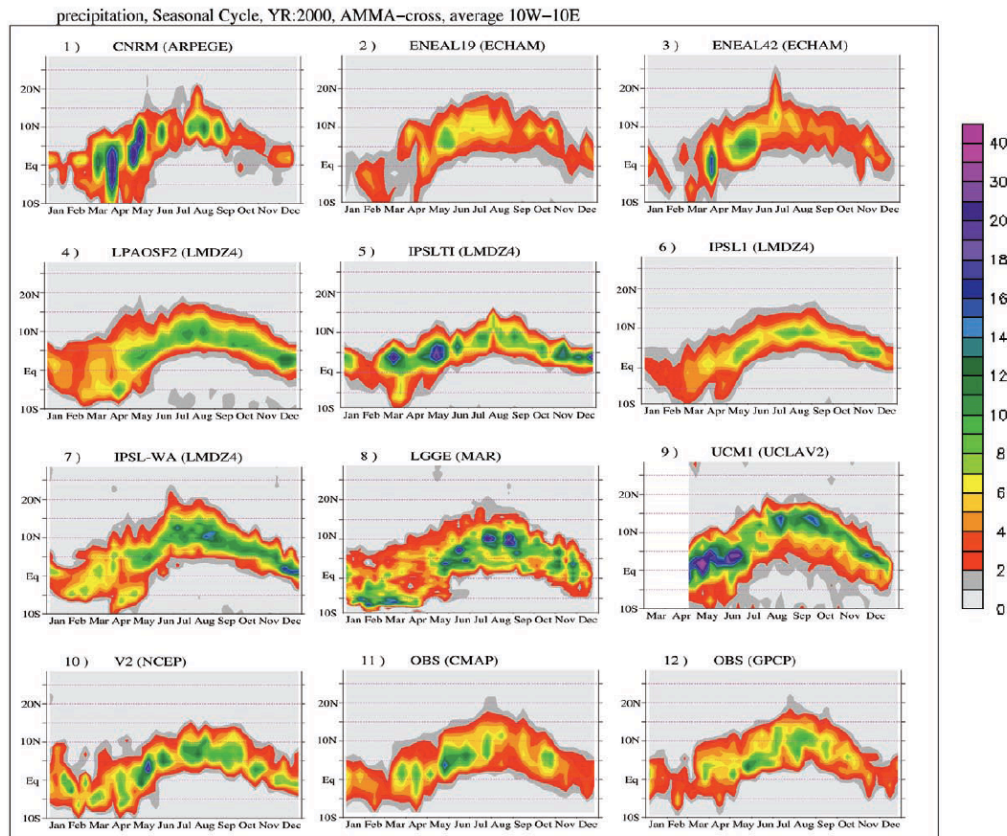


Figure 1.37 – Évolution saisonnière, pour l’année 2000, des précipitations moyennées entre 10°O et 10°E (mm jour^{-1}), pour l’ensemble des modèles d’AMMA-MIP, pour la réanalyse NCEP2 et les données CMAP et GPCP. Le cycle saisonnier a été lissé à l’aide d’une moyenne glissante sur 10 jours. D’après Hourdin *et al.* (2010), à qui l’on se réfère pour les détails sur les modèles utilisés.

à la surface, lui-même relié au bilan d’énergie et d’eau de la surface. Un certain nombre de MCGs semblent surestimer le flux de rayonnement solaire à la surface, en particulier dans la région du *heat low* (Ruti *et al.*, 2010), ce qui pourrait être relié à la représentation des interactions nuages–rayonnement ou aérosols–rayonnement. Les modèles de WAMME montrent la même diversité pour la représentation de la circulation zonale moyenne (Fig. 1.38).

1.4.2 Évaluation de la représentation dans les MCGs du rôle des océans dans la variabilité de la MAO

Après avoir étudié la représentation climatologique de la MAO dans les MCGs de CMIP3, Cook et Vizy (2006) les évaluent au regard d’un des modes principaux de variabilité interannuelle de la MAO. Ce mode de variabilité concerne le lien entre des anomalies de TSM dans le golfe de Guinée et la formation d’un dipôle d’anomalies de précipitations entre le Sahel et la côte guinéenne (voir section 1.3.1.1). De même que les MCGs du projet ENSEMBLES (Philippon *et al.*, 2010), les MCGs de CMIP3 ont tendance à simuler un golfe de Guinée trop chaud de 0.5 à 3 K, avec une variabilité interannuelle généralement trop faible. En conséquence, peu de MCGs parviennent à obtenir un mode de variabilité cohérent avec les observa-

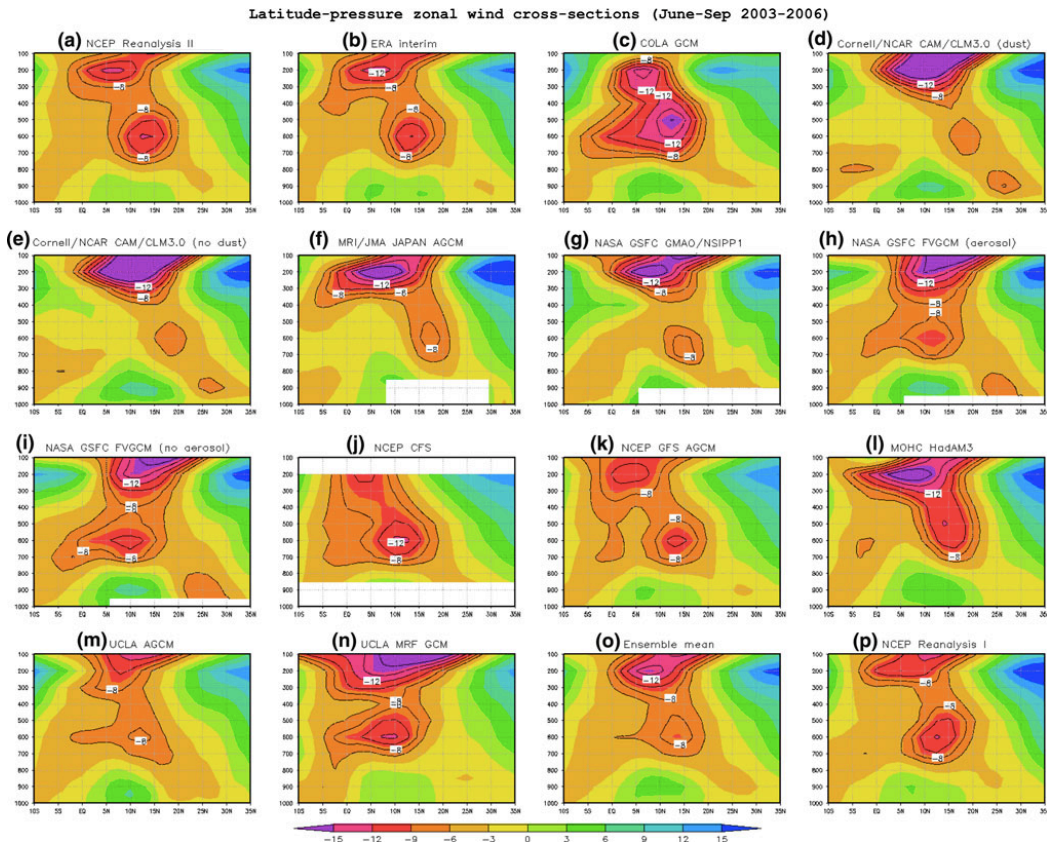


Figure 1.38 – Coupes latitude-pressure du vent zonal (couleurs – m s^{-1}) moyenné entre 10°O et 10°E pour les saisons JJAS de 2003 à 2006, pour quelques réanalyses et pour l'ensemble des modèles de WAMME. La moyenne d'ensemble de WAMME est indiquée sur le panel (o). Les contours indiquent les vents égaux à -6, -8, -10 -12, -14 et -16 m s^{-1} , de manière à mettre en avant la localisation des jets d'est (JEA et JET). D'après Xue *et al.* (2010), à qui l'on se réfère pour les détails sur les modèles utilisés.

tions : seulement 4 des 10 modèles ayant une climatologie acceptable réussissent à avoir le bon lien entre anomalies de TSM sur le golfe de Guinée et le signe du dipôle d'anomalies de précipitations, et la bonne structure des anomalies de TSM, de précipitations, et de circulation de mousson. Le cadre AMIP tend à améliorer la représentation de l'impact de ce mode de variabilité sur la MAO, soulignant les difficultés à simuler correctement l'océan Atlantique tropical et son couplage avec l'atmosphère (Losada *et al.*, 2010).

Joly (2008) étudie de manière détaillée comment les modèles de CMIP3 représentent les téléconnexions de la MAO avec les différents bassins océaniques. Ces modèles ont, en particulier, beaucoup de mal à représenter la téléconnexion avec ENSO. Bien que la plupart des modèles simulent un lien fort entre le Pacifique équatorial et les précipitations en Afrique, les structures d'anomalies sont très différentes d'un modèle à l'autre, et rarement comparables à celles observés (Joly *et al.*, 2007 ; Biasutti *et al.*, 2008). Par ailleurs l'*onset* des événements ENSO est généralement en retard d'en moyenne un mois, et la réponse au-dessus de l'Afrique de l'Ouest est en général plus lente (Joly et Voldoire, 2009). De ce fait, le phasage saisonnier entre l'*onset* d'ENSO et la MAO (section 1.3.1.1) est raté par la plupart des MCGs de CMIP3. Enfin, peu de modèles (3 parmi 15) proposent un lien avec le golfe de Guinée (Joly et Voldoire, 2010), ou avec la Méditerranée, les anomalies de précipitations étant alors peu réalistes.

1.4.3 Évaluation des couplages surface-atmosphère dans les MCGs

Le couplage surface-atmosphère est un élément crucial dans la MAO. Le projet ALMIP (Boone *et al.*, 2009) a été construit avec cette idée en tête, pour mieux comprendre et décrire les processus de surface en Afrique de l'Ouest. La première étape de ce projet a été d'évaluer la composante surfaces continentales des MCGs. Ceci a été réalisé au cours d'un exercice d'intercomparaison, où les modèles de surfaces continentales n'étaient pas couplés avec l'atmosphère, mais simplement forcés par des champs observés. De Rosnay *et al.* (2009) ont montré que les modèles d'ALMIP étaient généralement capable de reproduire une variabilité spatiale et temporelle de l'humidité des sols cohérente avec les observations satellites. Timouk *et al.* (2009) ont aussi montré que les flux de surface simulés à l'échelle d'une maille de modèle de surface avaient une réponse (amplitude et phase) comparable à ce qui peut être obtenu par agrégation à l'échelle d'un super-site de la campagne AMMA de 2006 (celui de Mali). La représentation des variations du stock d'eau continentale est aussi relativement fidèle aux observations disponibles.

Ces résultats permettent alors d'évaluer le couplage surface-atmosphère sur l'Afrique de l'Ouest dans les MCGs, notamment en termes de flux de surface. Boone *et al.* (2010) montrent que le biais positif des précipitations sur le Sahel dans les modèles de WAMME tend à générer des flux de chaleur latente trop élevés (Fig. 1.39), ce qui surestime le couplage ou la rétroaction de la surface sur l'atmosphère (via le recyclage des précipitations). Cela semble dû, en partie, à une localisation trop au nord de la mousson dans ces modèles, induisant un excès de précipitation dans des régions avec un fort potentiel évaporatif. La partition de l'énergie radiative

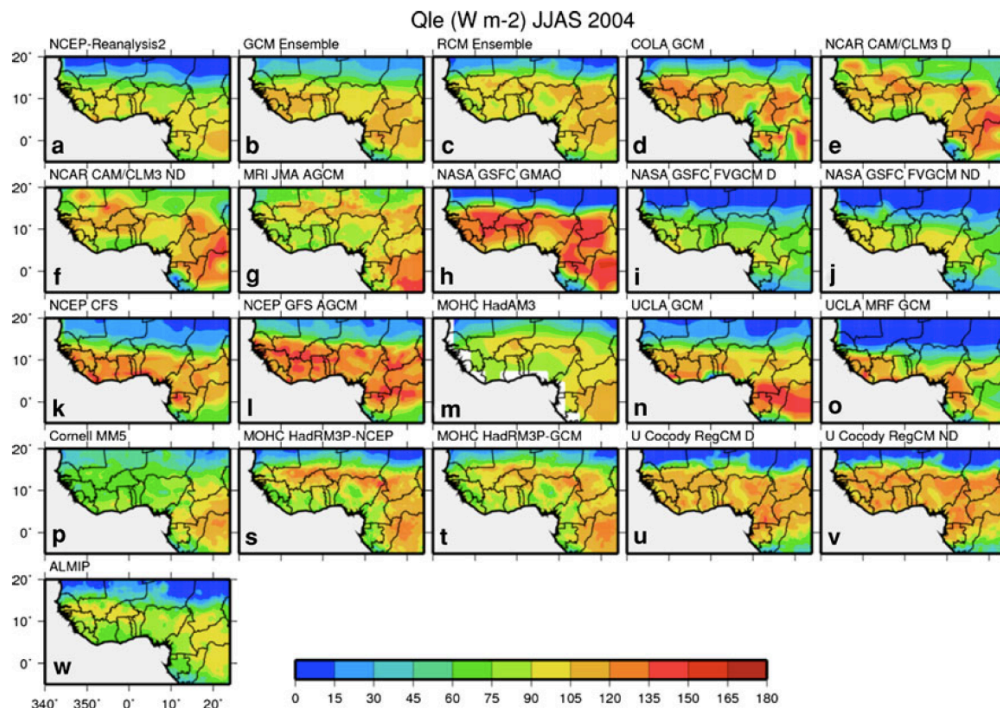


Figure 1.39 – Flux de chaleur latente (en W m^{-2}) moyen de juin à septembre 2004 pour l'ensemble des modèles ayant participé à l'exercice d'intercomparaison de WAMME. Le panel (w) montre la moyenne d'ensemble des modèles de surface continentale de ALMIP, qui peut-être considérée comme une référence. D'après Boone *et al.* (2010), à qui l'on se réfère pour les détails sur les modèles utilisés.

reçue à la surface, en flux sensible et flux latent, semble être aussi un point sensible des modèles (Xue *et al.*, 2010 ; Boone *et al.*, 2010). La responsabilité du couplage surface-atmosphère et la part des différents mécanismes de ce couplage dans la mauvaise représentation de la mousson, dans les modèles de WAMME, mais aussi dans les MCGs en général, reste cependant encore une question largement ouverte.

CONCLUSION

Cette présentation de la mousson d’Afrique de l’Ouest nous a montré le degré de complexité du système couplé terre-océan-atmosphère, composé d’une grande diversité d’acteurs tous aussi importants les uns que les autres. Ils interagissent les uns avec les autres à différentes échelles de temps, de quelques heures à quelques décennies. La mousson africaine n’est pas seulement un système régional : elle est fortement influencée par son environnement, particulièrement par les autres circulations tropicales : l’ENSO et les autres bassins océaniques, la MJO (Chapitre 3), la mousson indienne probablement. La MAO est aussi fondamentale pour comprendre la circulation globale. Ces interactions d’échelles, cette complexité, font de la MAO un système difficile à modéliser, mais pas hors de portée des modèles de circulation générale. Avec le programme AMMA, les années récentes nous ont apporté une compréhension plus précise du système, qui nous permettra d’évaluer de manière plus précise les modèles numériques sur l’Afrique de l’Ouest, d’identifier et hiérarchiser leurs faiblesses, et de proposer des améliorations. C’est un enjeu essentiel pour pouvoir les utiliser avec confiance dans le cadre de stratégies d’adaptation au changement climatique en Afrique de l’Ouest.

DONNÉES ET MÉTHODES

2

SOMMAIRE

2.1	LES DONNÉES	59
2.1.1	Les données de précipitations et d'activité convective	59
2.1.2	Les réanalyses	61
2.1.3	Les températures de surface de la mer	67
2.2	LES MÉTHODES	67
2.2.1	Analyse spectrale	68
2.2.2	Analyse en ondelettes	71
2.2.3	Filtrage	73
2.2.4	Analyses en composantes principales	75
2.2.5	L'analyse composite	80
2.2.6	Utilisation du diagramme de Taylor	83
	CONCLUSION	85

Ce chapitre met en place les fondations de ce manuscrit. Les données représentent la matière première de nos analyses. À l'aide de diverses méthodes statistiques, simples ou plus complexes, nous les avons tournées, retournées dans tous les sens pour en extraire des signaux qui nous ont semblé intéressants et robustes pour mieux comprendre la mousson d'Afrique de l'Ouest et sa variabilité. Nous présentons donc dans ce chapitre les différentes données (section 2.1) et les outils d'analyse (section 2.2) que nous avons utilisés au cours de ce travail de thèse. Ces deux aspects seront bien sûr utiles pour aborder les différentes études que nous avons réalisées dans les chapitres 4, 5 et 6, mais aussi pour aborder la synthèse bibliographique du chapitre 3 sur la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine.

2.1 LES DONNÉES

Pour étudier et comprendre le climat et sa variabilité, il est indispensable d'en posséder une représentation la plus fidèle possible. Retracer cette histoire de l'atmosphère est un exercice difficile : la densité des réseaux d'observations est relativement faible, surtout sous les tropiques, et en Afrique particulièrement, les instruments et sites de mesures sont très variés, évoluent, pouvant créer des ruptures dans les séries temporelles... La communauté des sciences de l'atmosphère et du climat consacre donc une énergie importante à collecter et homogénéiser dans le temps et l'espace les séries de données observées et caractérisant le système climatique. C'est un travail essentiel pour disposer de jeux de données de référence et de bonne qualité. Les deux dernières décennies ont vu s'accroître le nombre de données collectées, en partie grâce à l'avènement de l'observation par satellite. Les données récentes sont donc plus nombreuses, mais aussi plus fiables. Il faudra cependant garder en mémoire que toute étude scientifique dépend généralement fortement du choix des données et de leur qualité. C'est pour cette raison que nous avons essayé, dans la mesure du possible, de vérifier la robustesse de nos résultats parmi plusieurs jeux de données disponibles.

Dans les différentes analyses qui vont suivre, nous avons utilisé à la fois des données d'observation, notamment pour aborder la convection et les précipitations, et des données issues de réanalyses numériques pour être capable de décrire la circulation atmosphérique dans son ensemble.

2.1.1 *Les données de précipitations et d'activité convective*

La variabilité intrasaisonnière de la MAO a, la plupart du temps, été abordée sous l'angle de la convection et de la pluie. C'est normal, c'est la variable essentielle pour les populations du Sahel. C'est, cependant, un paramètre d'une très grande variabilité spatiale et temporelle, dont on dispose relativement peu d'observations *in situ* en Afrique de l'Ouest. Pour étudier la variabilité intrasaisonnière de la MAO, il est cependant indispensable d'avoir des séries temporelles longues (au moins une dizaine d'années), avec peu de valeurs manquantes, et couvrant une région relativement vaste, idéalement toute l'Afrique de l'Ouest. Cette nécessité n'est malheureusement atteinte qu'à l'aide d'observations satellites, qui bien que présentant de nombreux défauts ont l'avantage d'échantillonner l'atmosphère régulièrement dans le temps et l'espace.

2.1.1.1 *Les observations satellites de l'OLR de la NOAA*

L'OLR (*Outgoing Longwave Radiation*, en W m^{-2}) est le rayonnement infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère. Il caractérise l'énergie perdue par l'atmosphère, et correspond au rayonnement infrarouge émis par un corps noir à une température dépendant des propriétés de toute la colonne atmosphérique. Ce rayonnement est fonction des caractéristiques de la surface (température notamment), de la présence ou non de nuages fins et/ou épais, de la concentration d'aérosols, de la quantité de vapeur d'eau dans la colonne... Sous les tropiques, cette grandeur a l'avantage de dépendre essentiellement du type de nuage que l'on peut trouver dans l'atmosphère. Dans le cas de ciel clair, l'atmosphère est relativement transparente et l'OLR correspond principalement aux propriétés de la surface, surtout sa température. Les valeurs mesurées sont alors de l'ordre de 300 W m^{-2} ou plus (voir Fig. 1.2 sur les

déserts). Au contraire, en cas d'occurrence de nuages opaques et bien développés verticalement, i.e. de convection profonde, la température d'émission de la colonne correspond à celle du sommet du nuage. Elle est très froide et l'OLR est donc faible, inférieure à 240 voire 200 W m^{-2} . Dans le cas des valeurs les plus faibles, on peut raisonnablement penser que ces événements convectifs sont pluvio-gènes, même s'il n'y a pas de relation directe et robuste entre OLR et précipitations. L'OLR est donc une mesure de l'activité convective.

Les satellites de la NOAA¹ mesurent, depuis leur orbite polaire, l'OLR de manière quasi-continue depuis 1974, deux fois par jour. Ces données bi-journalières ont été spatialisées sur une grille régulière de résolution $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. Du fait de la dérive des satellites, les horaires de passage à l'équateur ont fortement varié au cours des années. Liebmann et Smith (1996) ont réalisé tout un travail de nettoyage, d'interpolation pour combler les valeurs manquantes, d'atténuation des biais... pour construire un jeu de données homogène et fiable, à la résolution journalière, et couvrant la période 1979 à 2007². Ce sont ces données qui sont le plus souvent utilisées pour étudier la convection profonde sous les tropiques, et que nous avons largement utilisées dans le cadre de cette étude. En revanche, on gardera à l'esprit que leur résolution relativement grossière ne permet pas de les utiliser pour des études à échelle fine, notamment à l'échelle de la cellule convective ou du petit système convectif.

Il est à noter que ces données peuvent être utilisées d'au moins deux manières différentes : soit de manière brute comme proxy de l'activité convective, soit en les seuillant à une certaine valeur (240 à 180 W m^{-2} par exemple) pour caractériser l'occurrence de convection profonde.

2.1.1.2 *Les précipitations GPCP : un mélange d'observations satellites et in situ*

Obtenir des données de précipitations sur un grand domaine à une résolution temporelle de la journée est un exercice qui occupe bon nombre de chercheurs. La méthode qui donne les meilleurs résultats est peut-être celle du *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), qui, en combinant à la fois des données de pluviomètres au sol et des observations indirectes par satellites, propose un certain nombre de produits globaux d'estimations de précipitations ainsi que de leurs incertitudes. Bien qu'un effort de calibration et de validation des données produites soit réalisé, les précipitations GPCP ont une incertitude relativement importante sur les régions avec peu d'observations *in situ*. C'est le cas sur les océans et sur l'Afrique. Il sera donc nécessaire de garder en mémoire ces incertitudes.

Ces produits sont variés selon les résolutions spatiales et temporelles que l'on recherche. Pour étudier les échelles intrasaisonniers, il est crucial d'avoir des données journalières. Nous avons donc choisi d'utiliser la version 2 des précipitations GPCP à la résolution journalière et de 1° en latitude et longitude (Huffman *et al.*, 2001). Les données que nous avons récupérées couvrent la période 1997 à 2006, soit 10 ans.

¹National Oceanic and Atmospheric Administration.

²Bien souvent, les données présentées dans ce chapitre ont été étendues jusqu'à nos jours. Nous ne mentionnerons cependant que les périodes pour lesquelles nous les avons récupérées et utilisées dans ce manuscrit.

2.1.1.3 Les données haute fréquence CLAUS

Le projet CLAUS (*CLoud Archive User Service*) a eu pour objectif de produire une longue série globale de températures de brillance de la Terre dans une fenêtre infrarouge (11–12 μm), en utilisant les produits intermédiaires de type B3 du projet ISCCP (*International Satellite Cloud Climatology Project*). Les produits de type B3 utilisent trois canaux différents (visible : 0.4 μm , infrarouge : 10 μm , et vapeur d'eau : 6.3 μm). La série de températures de brillance a des résolutions spatiale ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) et temporelle (trois heures) très fines, et couvre les années 1983 à 2006. Plusieurs algorithmes ont été développés (Hodges *et al.*, 2000) pour minimiser les effets associés aux données manquantes et pour faire face aux différentes géométries et méthodes d'échantillonnage de la constellation de satellites infrarouges opérationnels utilisée (METEOSAT, GMS³, GOES-E/W⁴).

Ces températures de brillance ont essentiellement les mêmes propriétés que l'OLR, et des températures froides (usuellement inférieures à 233 K) correspondent généralement à l'occurrence de convection profonde. Les valeurs pourront être utilisées soit de manière brute, soit de manière seuillée, comme l'OLR.

2.1.2 Les réanalyses

Les données de précipitations et d'activité convective servent généralement à diagnostiquer un certain type de variabilité. Mais pour en comprendre la structure et les mécanismes, il est nécessaire d'avoir des informations sur la circulation atmosphérique. On peut concevoir alors la réanalyse un peu comme une reconstitution historique de cette circulation. Pour cela, on utilise un modèle numérique capable de simuler la dynamique et la physique de l'atmosphère, et un système d'assimilation, de manière à prendre en compte le mieux possible toutes les données observées. Ce processus d'assimilation des données permet de palier les disparités géographiques et temporelles, ainsi que les incertitudes liées aux observations, tandis que l'utilisation d'un modèle atmosphérique assure la cohérence physique et dynamique des différents paramètres calculés. Les réanalyses permettent ainsi de décrire la structure quadridimensionnelle de l'atmosphère (trois dimensions d'espace et une de temps), ce qui représente un jeu de données sans équivalent, très précieux pour étudier la variabilité du système climatique.

Le modèle utilisé pour construire une réanalyse est généralement un système opérationnel qui sert à réaliser chaque jour (chaque échéance en fait) des analyses et des prévisions opérationnelles. C'est donc un modèle doté d'un système d'assimilation élaboré, destiné à faire de la prévision du temps. Contrairement aux analyses qui peuvent présenter des ruptures à chaque changement de version du modèle, la réanalyse fige le système de prévision numérique du temps à un instant donné de son évolution. Très coûteuse en temps de calcul, elle couvre généralement une grande période de temps (plusieurs dizaines d'années). Elle souffre cependant à la fois des défauts du modèle et des biais des systèmes d'observation, notamment de leur couverture géographique. Les réanalyses sont donc généralement de meilleure qualité depuis les années 1970, à partir du moment où une grande quantité d'observations satellites ont pu être injectées dans les systèmes d'assimilation. On observe donc une certaine inhomogénéité de leurs séries temporelles (Dell'Aquila *et al.*, 2005). Elles ont aussi une bonne qualité au-dessus des continents des latitudes

³Geostationary Meteorological Satellite.

⁴Geostationary Operational Environmental Satellite-East/West.

tempérées de l'hémisphère nord, où l'on dispose d'un grand nombre d'observations *in situ*. Sous les tropiques (en particulier en Afrique) et au-dessus des océans, ces observations *in situ* sont malheureusement moins nombreuses et plus aléatoires : la réanalyse y est moins contrainte et donc de moindre qualité (Kalnay *et al.*, 1996).

Les réanalyses actuelles couvrent au maximum une cinquantaine d'années, ce qui est largement suffisant pour étudier la variabilité intrasaisonnière sous les tropiques.

2.1.2.1 Les réanalyses NCEP

Le NCEP⁵/NCAR⁶ a réalisé un effort important pour constituer une réanalyse couvrant la période du 1^{er} janvier 1948 à aujourd'hui, avec une résolution temporelle de 6 h (Kalnay *et al.*, 1996). La résolution spatiale dépend du type de variables :

- les variables tridimensionnelles sont disposées sur une grille horizontale régulière avec une résolution de 2.5° en longitude et latitude, et sur une grille verticale comprenant 17 niveaux (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa).
- les variables bidimensionnelles sont disponibles sur une grille gaussienne de type T62 (Troncature 62, environ $1.875^\circ \times 1.875^\circ$), et correspondent soit au niveau de la surface ou proche de celle-ci, soit à celui du sommet de l'atmosphère.

Les variables de la réanalyse peuvent être organisées selon trois classes prenant en compte la contribution relative du modèle et des observations lors de l'analyse (Table 2.1). La classe A correspond aux variables atmosphériques présentant une forte contribution des observations dans l'analyse. La classe B comprend les variables qui présentent une contribution significative des observations mais qui sont aussi fortement influencées par le modèle. La classe C n'a aucune contribution des observations et repose uniquement sur le modèle et sa physique. Lorsqu'on utilise des variables de classe B et surtout C, il faudra donc garder en mémoire qu'elles dépendent fortement du modèle et ne représentent que très imparfaitement la réalité. Utiliser plusieurs jeux de données permet donc d'estimer la robustesse de certains résultats.

Les paramètres de la classe C ont tout de même une certaine cohérence avec les estimations climatologiques (Kalnay *et al.*, 1996). En Afrique, les variables de la classe C, mais aussi celles des autres classes, présentent de fort biais, surtout avant 1967 (Fontaine *et al.*, 1999, 2002). À partir de 1968, de nombreuses études (e.g., Diedhiou *et al.*, 1999 ; Sultan *et al.*, 2003) ont montré la qualité de la première réanalyse NCEP/NCAR (NCEP1).

Une deuxième réanalyse avec des versions du modèle et du système d'assimilation plus récentes a également été réalisée. C'est la réanalyse NCEP-DOE AMIP-II (NCEP2), décrite par Kanamitsu *et al.* (2002). Elle commence cependant plus tard, à partir de 1979, et possède les mêmes propriétés que la réanalyse NCEP1. Nguyen (2003) a montré par exemple que la réanalyse NCEP2 présentait une meilleure cohérence spectrale avec l'OLR de la NOAA que la réanalyse NCEP1.

C'est la version journalière de cette réanalyse que nous avons principalement utilisée au cours de cette thèse, couvrant la période 1979–2007. La réanalyse

⁵National Centers for Environmental Prediction.

⁶National Center for Atmospheric Research.

Table 2.1 – Exemples de données disponibles dans les réanalyses NCEP2 et de leur classe associée.

Catégories	Classe	Variable	Unités
Données 3D	A	Température	K
	A	Géopotentiel	m
	A	Vent méridien	m s^{-1}
	A	Vent zonal	m s^{-1}
	B	Humidité relative	%
	B	Vitesse verticale	Pa s^{-1}
Données 2D	B	Humidité spécifique à 2 m	kg kg^{-1}
	B	Température à 2 m	K
	C	Flux infrarouge entrant	W m^{-2}
	C	Flux solaire entrant	W m^{-2}
	C	Flux infrarouge sortant	W m^{-2}
	C	Flux solaire sortant	W m^{-2}
	C	Flux latent net	W m^{-2}
	C	Flux sensible net	W m^{-2}
	C	Couverture nuageuse totale	%
	C	Précipitations	$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$

NCEP1, et celles du centre européen (section 2.1.2.2) ont essentiellement servi soit à étendre notre analyse sur une plus grande période, soit à corroborer nos résultats.

2.1.2.2 Les réanalyses ERA-40 et ERA-Interim du centre européen

Sur le même principe que les deux réanalyses NCEP1 et NCEP2, le CEPMMT⁷ a réalisé deux réanalyses utilisant son propre système de prévision IFS⁸.

La réanalyse ERA-40⁹ couvre la période s'étalant de la mi-année 1958 à la mi-année 2002 (Uppala *et al.*, 2005). Elle se base sur le cycle 23r4 d'IFS, à la troncature T159, avec 60 niveaux verticaux. Les analyses sont produites toutes les six heures. Les données sont disponibles à une résolution réduite, de l'ordre de 1.125° , et sur 31 niveaux verticaux.

Récemment, le CEPMMT a entrepris la réalisation d'une nouvelle réanalyse capitalisant sur l'expérience d'ERA-40, et préparant la future génération de réanalyses étendues. ERA-Interim (Simmons *et al.*, 2007) utilise le cycle 31r1/2 d'IFS et couvre la période du 1^{er} janvier 1989 à nos jours. En comparaison à ERA-40, ERA-Interim utilise un système d'assimilation 4D-Var (ERA-40 utilisait un système 3D-Var), un plus grand nombre d'observations a pu être assimilé, la résolution a été accrue à une troncature T255, la physique du modèle a naturellement été améliorée... Les données sont disponibles sur une grille régulière de résolution $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et sur 31 niveaux verticaux.

⁷Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme.

⁸*Integrated Forecast System.*

⁹*European ReAnalysis.*

2.1.2.3 Remarque sur les précipitations réanalysées

Même si nous avons déjà en partie répondu à la question, on peut se demander si on ne pourrait pas préférer les précipitations réanalysées aux précipitations observées. Puisque nous allons utiliser les réanalyses pour caractériser la variabilité intrasaisonnière de la MAO, on pourrait être tenté d'utiliser les précipitations réanalysées pour caractériser cette variabilité. Il y aurait, au moins en partie, cohérence entre la dynamique et la physique du modèle, entre la circulation et les précipitations. Les corrélations entre précipitations observées et réanalysées sont cependant très faibles, surtout sur les continents, sous les tropiques et à des échelles inférieures à la saison. En fait, les précipitations réanalysées, comme les flux radiatifs et turbulents, sont des grandeurs qui ne sont pas tirées des analyses du modèle utilisé pour la réanalyse, mais sont des quantités liées à une intégration du modèle sur au moins 24 h. Elles sont généralement calculées comme un cumul entre les échéances +6h et +30h, afin de diminuer (mais sans éliminer) les problèmes de *spin-up/spin-down*, i.e. de mise à l'équilibre, du modèle. Les précipitations réanalysées sont donc généralement un produit peu fiable (de classe C), car très dépendant du modèle atmosphérique utilisé et de ses paramétrisations physiques, qui est peu, voire pas du tout, contraint par les observations (les précipitations ne sont pas assimilées à ce jour). La variabilité de la MAO sera donc caractérisée par des données issues de l'observation *in situ* ou satellite, et les réanalyses atmosphériques nous permettront de comprendre les mécanismes qui contrôlent les phénomènes détectés.

2.1.2.4 Calcul de nouvelles variables

Pour caractériser plus en détail la circulation atmosphérique et sa thermodynamique, un certain nombre de variables ont été calculées, lorsque celles-ci n'étaient pas disponibles.

Tourbillon et divergence

Le tourbillon relatif ζ et la divergence D du vent horizontal sont définis de la manière suivante, en coordonnées cartésiennes :

$$\begin{aligned}\zeta &= \vec{k} \cdot (\vec{\nabla} \wedge \vec{V}) = \partial_x v - \partial_y u \\ D &= \vec{\nabla} \cdot \vec{V}_h = \partial_x u + \partial_y v\end{aligned}$$

où $\vec{V} = (u, v, w)$ est le vent total, $\vec{V}_h = (u, v, 0)$ sa composante horizontale, $\vec{k} = (0, 0, 1)$ le vecteur normalisé indiquant la verticale, et $\vec{\nabla}$ l'opérateur $(\partial_x, \partial_y, \partial_z)$. ζ caractérise la composante rotationnelle du vent horizontal par rapport au référentiel terrestre (tournant), négative dans le sens anticyclonique, positive dans le sens cyclonique (hémisphère nord). Au contraire, D représente la partie divergente du vent horizontal et caractérise au sol, avec l'approximation de Boussinesq, des zones d'ascendance (convergence avec $D < 0$) ou de subsidence (divergence avec $D > 0$).

Fonction de courant et potentiel de vitesse

La fonction de courant ψ et le potentiel de vitesse χ associés à l'écoulement horizontal traduisent une décomposition du vent horizontal en partie rotationnelle et

divergente :

$$\begin{aligned}\vec{V}_h &= \vec{\nabla}_h \chi + \vec{k} \wedge \vec{\nabla}_h \psi \\ \chi &= \vec{\nabla}_h^{-2} D \\ \psi &= \vec{\nabla}_h^{-2} \zeta\end{aligned}$$

où $\vec{\nabla}_h$ est l'opérateur (∂_x, ∂_y) . ψ et χ sont donc des variables intégrées (et non dérivées comme ζ et D). Leur structure spatiale est plus lisse, et ces champs représentent une échelle relativement grande de l'écoulement horizontal.

Températures potentielles

La température potentielle θ est relativement simple à définir analytiquement :

$$\theta = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_a/c_p}$$

où T est la température absolue (en K), p la pression (en hPa), R_a la constante des gaz parfaits pour l'air ($R_a = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), et c_p la capacité calorifique de l'air sec ($c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ce qui donne $R_a/c_p = 0.286$). θ représente la température qu'une parcelle d'air sec aurait si on la ramenait à la pression standard 1000 hPa de manière adiabatique. Elle permet de comparer des parcelles d'altitudes différentes.

La température potentielle équivalente θ_e est, en quelque sorte, un équivalent pour une parcelle d'air contenant de la vapeur d'eau. Elle est proche de l'énergie statique humide (section 1.3) et représente la température qu'obtiendrait la parcelle au cours de la transformation suivante :

1. on amène la parcelle jusqu'à son point de saturation de manière adiabatique,
2. on permet ensuite à toute la vapeur d'eau de condenser lors d'une transformation pseudo-adiabatique, ce qui a pour effet de réchauffer la parcelle,
3. Une fois toute la vapeur condensée et retirée, on ramène la parcelle à la pression 1000 hPa de manière adiabatique.

La température potentielle équivalente θ_e permet de comparer des parcelles d'air d'altitudes différentes avec des contenus en vapeur d'eau différents, et donne une mesure de l'instabilité de l'air. Il n'existe pas de formule exacte pour la calculer. Nous avons utilisé la méthode de Bolton (1980) qui a une bonne précision pour des conditions assez larges de température et de pression. Une formule approchée est la suivante :

$$\theta_e = \left(T + \frac{L_v}{c_p} r \right) \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_a/c_p}$$

où L_v est la chaleur latente d'évaporation de l'eau ($2.4 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$ à 25°C) et r le rapport de mélange de la vapeur d'eau (en kg kg^{-1}).

Bilans d'énergie et d'humidité

À partir des champs d'une réanalyse, on peut évaluer les différents termes des bilans d'énergie et d'humidité, ce qui nous permettra de mieux comprendre les mécanismes qui gouvernent la formation d'anomalies de température et d'humidité. Ces équations de bilans s'écrivent :

$$\begin{aligned}\partial_t \theta &= -u \partial_x \theta - v \partial_y \theta - w \partial_z \theta + Q_\theta \\ \partial_t q &= -u \partial_x q - v \partial_y q - w \partial_z q + Q_q\end{aligned}$$

où q est l'humidité spécifique (usuellement en g kg^{-1}). Les termes $u \partial_x \alpha$, $v \partial_y \alpha$ et $w \partial_z \alpha$ ($\alpha = \theta, q$) sont respectivement les advections zonale, méridienne et verticale et caractérisent la contribution de la dynamique à l'évolution de la température et de l'humidité. Q_α est calculé comme un terme résiduel, et représente les contributions :

- des processus physiques qui ne sont pas représentés aux échelles temporelles et spatiales associées au modèle numérique. Ce terme correspond à la physique du modèle, à ses paramétrisations, et comprend donc ce qui est dû à la convection profonde, à la turbulence, aux interactions avec la surface, au rayonnement... ;
- du changement de grille spatiale et temporelle entre celle utilisée pour le calcul des variables par le modèle, et celle sur laquelle sont fournies ces variables ;
- de l'incrément d'analyse qui corrige la dérive du modèle par rapport aux observations assimilées.

Selon les régions, la dernière contribution peut-être relativement importante. Il faudra donc utiliser la variable Q_α avec précaution, et se rappeler qu'elle ne donne qu'une indication sur l'importance des processus diabatiques en jeu dans un lieu donné. Cette décomposition sera notamment utilisé dans le chapitre 4, afin de mieux comprendre les processus qui gouverne la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne (section 4.3).

CAPE et CIN

La CAPE et la CIN (en J kg^{-1}) mesurent la stabilité verticale de la colonne atmosphérique. La CAPE caractérise l'énergie qu'une parcelle d'air acquerrait si elle était élevée de son niveau de convection libre (LFC¹⁰) à son niveau de flottabilité neutre (LNB¹¹). La CAPE est une mesure de l'instabilité potentielle de la colonne atmosphérique. C'est aussi l'énergie qui serait consommée par la convection profonde, dans un cas idéal, sans entraînement d'air environnant au cours de l'ascendance. Elle se calcule par la formule suivante :

$$\text{CAPE} = \int_{z_{\text{LFC}}}^{z_{\text{LNB}}} g \left(\frac{T_v^p - T_v^e}{T_v^e} \right) dz$$

où z_{LFC} est l'altitude du LFC, z_{LNB} celle du LNB, g est l'accélération de pesanteur ($g = 9.81 \text{ m s}^{-2}$), T_v^p est la température virtuelle de la parcelle et T_v^e est celle de l'environnement. La partie entre parenthèse dans l'intégrale est proportionnelle à la flottabilité de la parcelle à l'altitude z . T_v^p a été calculée dans la présente étude

¹⁰ *Level of Free Convection.*

¹¹ *Level of Neutral Buoyancy.*

en suivant une transformation pseudo-adiabatique où l'eau condensée de la parcelle est retirée à chaque niveau. On notera que la CAPE est généralement bien corrélée à la θ_e dans les basses couches.

À l'inverse, la CIN est une mesure de la quantité d'énergie qu'il faudrait fournir à une parcelle pour qu'elle atteigne son niveau de convection libre (LFC) et devienne instable. C'est, selon une formule similaire à la CAPE, l'intégrale de la flottabilité entre la surface et le niveau LFC. C'est une quantité négative, généralement fortement affectée par le refroidissement des basses couches et par la présence d'air sec en moyenne troposphère (vers 700 hPa en Afrique de l'Ouest). Plusieurs mécanismes sont possibles pour vaincre cette inhibition : le soulèvement orographique, des circulations locales dues à la présence d'une côte ou d'hétérogénéités de surface, les courants de densité, les thermiques de couche limite (Grandpeix et Lafore, 2010 ; Grandpeix *et al.*, 2010)...

La CAPE et la CIN peuvent fortement dépendre de la résolution verticale de la colonne sur laquelle on les calcule, même si les profils de température et d'humidité sont interpolés entre les niveaux des données. Il faudra donc plutôt prendre en compte l'ordre de grandeur de ces quantités. Ces deux quantités ont été calculées à l'aide d'un algorithme que nous a fourni F. Guichard, et seront principalement utilisées dans la section 5.2.3 afin de comprendre un peu plus en détail la modulation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest, associée aux événements intrasaisonniers du SHL.

2.1.3 Les températures de surface de la mer

Afin de quantifier les interactions entre l'atmosphère et l'océan à l'échelle intrasaisonnaire, en particulier sur l'océan Atlantique et la mer Méditerranée (section 4.3.1.2), nous avons utilisé les données journalières de TSMs de Reynolds *et al.* (2007). Ces analyses des TSMs ont été développées par interpolation optimale des observations satellites du radiomètre AVHRR¹², et d'observations *in situ* réalisées par des bateaux ou des bouées. Des ajustements à grande échelle des biais du satellite par rapport aux observations *in situ* ont également été réalisés. Ces analyses des TSMs couvrent la période 1982 à nos jours, avec des résolutions spatiale de 0.25° et temporelle de 1 jour.

2.2 LES MÉTHODES

Pour décrire le climat et tenter de comprendre ses différents rouages, le climatologue a commencé par caractériser l'état moyen du système climatique, en ayant recours à ces grandeurs simples comme la moyenne et l'écart-type. C'est d'ailleurs aussi sous cet angle que nous avons commencé dans le chapitre 1 à décrire la MAO. Cet état moyen n'est pas un état observé, ni un état typique du système. C'est même un état qui n'a aucune chance d'être observé un jour ou l'autre tant le calcul de la moyenne lisse dans l'espace et le temps et efface les fluctuations autour de cet état de base. Pour caractériser ces fluctuations, c'est-à-dire la variabilité de l'atmosphère, les scientifiques sont amenés à développer et utiliser des outils statistiques plus ou moins complexes. C'est l'objet de cette section que de présenter quelques-unes de ces méthodes que nous avons utilisées au cours de cette thèse. Une partie d'entre elles a déjà été largement utilisée dans l'étude de la variabilité

¹²Advanced Very High Resolution Radiometer.

intrasaisonnaire, en particulier sur l'Afrique de l'Ouest. Les paragraphes qui suivent permettront donc d'aborder la synthèse biobibliographique du chapitre 3 sur la variabilité intrasaisonnaire de la MAO, en ayant déjà vu le principe des différents outils couramment utilisés.

Hans von Storch écrit « *The history of misuses of statistics is as long as the history of statistics itself* » (Chapitre 2, von Storch et Navarra, 1995), vision assez pessimiste de l'utilisation des statistiques, mais qui souligne des difficultés sous-tendues à l'utilisation des outils statistiques. Il est important de noter que les statistiques fournissent des méthodes pour extraire un signal d'un ensemble de données et le caractériser, mais que c'est l'analyse et l'interprétation qu'on peut en faire ensuite qui vont lui donner un sens et une réalité. Pour cela, il est essentiel de multiplier les approches et les méthodes, de réaliser des tests de significativité et d'apporter une interprétation physique, pour démontrer que le signal analysé n'est pas juste un effet d'échantillonnage d'une série de taille finie, ou un artifice de la méthode statistique utilisée. Nous avons donc, au cours de cette thèse, tenté d'avoir des approches complémentaires, d'évaluer la significativité de nos résultats et de leur apporter une interprétation physique. Par ailleurs la diversité des sources de données présentées dans la section précédente, mais aussi l'utilisation de tout un ensemble de modèles couplés dans le chapitre 6, est une manière de montrer la robustesse des études que nous avons réalisées.

2.2.1 Analyse spectrale

L'analyse spectrale est un outil courant pour étudier la répartition de la variance d'une série temporelle x_t ($t = 1, \dots, T$) dans la gamme des échelles de temps accessibles grâce à la longueur de la série et à sa résolution temporelle. L'objectif est d'évaluer et représenter la densité spectrale d'énergie $S_x(f)$ de la série :

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

où σ_x^2 est la variance de x_t , évaluée selon l'estimateur non-biaisé $\sigma_x^2 = \frac{1}{T-1} \sum_{k=1}^T (x_t - \bar{x})^2$ (\bar{x} est la moyenne de x_t). La seconde formule correspond à une version discrétisée de cette répartition de la variance, où la densité spectrale est évaluée sur un nombre fini de fréquences f_k . La résolution locale du spectre Δf_k est en général constante. Pour estimer S_x , plusieurs méthodes sont disponibles (von Storch et Zwiers, 1999). Nous avons choisi la plus simple peut-être, qui consiste à décomposer x_t en séries de Fourier, grâce à la FFT¹³ :

$$\hat{x}_k = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T x_t e^{-\frac{2i\pi kt}{T}}, \quad I_k = T |\hat{x}_k|^2$$

où I_k ($k = 1, \dots, T/2 - 1$) est la valeur du périodogramme pour la fréquence $f_k = k/T$ (von Storch et Zwiers, 1999). Avec cette décomposition, on peut alors montrer que :

$$S_x(f_k) = 2I_k$$

avec une résolution fréquentielle $\Delta f = 1/T$.

¹³Fast Fourier Transform.

Plusieurs représentations graphiques sont alors possibles. Elles sont discutées dans le chapitre 8 de Stull (1988). Nous en avons utilisé deux différentes, soit S_x en fonction de f avec des échelles linéaires, soit fS_x en fonction de $\log f$, avec donc une échelle linéaire en ordonnée et logarithmique en abscisse. La première est la plus simple bien que les basses fréquences soient compressées sur la partie gauche d'un tel graphique. La seconde dilate les échelles de fréquence et renforce le spectre des hautes fréquences, qui ont habituellement une densité spectrale plus faible que les basses fréquences. Dans les deux cas, l'aire sous la courbe entre deux valeurs de fréquence est proportionnelle à la variance expliquée par cette gamme d'échelles.

Tapering et zero-padding

Le *tapering* et le *zero-padding* sont des manipulations mathématiques de la série de départ x_t qui visent à améliorer les propriétés statistiques du calcul du spectre.

Dans l'analyse spectrale, une série temporelle est, en effet, considérée comme un échantillon de taille finie d'une série infinie. Le calcul du spectre suppose alors que la série est en fait cyclique, ce qui peut introduire des sauts entre la dernière valeur et la première. Ceci a pour effet de distordre le spectre en contaminant une fréquence par celles qui lui sont proches (*leakage*). Le *tapering* permet de réduire cet effet en altérant les bords de l'échantillon, de manière à ce qu'ils tendent graduellement vers la valeur moyenne de la série. Nous avons utilisé la fonction de poids suivante, dite en cosinus :

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

où p est la proportion de l'échantillon qui est altérée. Généralement, on prend $p = 10\%$, ce qui induit un *tapering* appliqué à 5% de la série, sur chacun de ses bords.

L'algorithme de FFT, que nous avons utilisé, est grandement accéléré lorsque l'échantillon est de longueur égale à une puissance de 2. Une façon de jouer sur cette propriété est d'ajouter des zéros (en supposant que la moyenne de la série est nulle) à l'échantillon jusqu'à ce que sa longueur soit une puissance de 2. On peut montrer que cette manipulation modifie de manière triviale la transformée de Fourier de x_t et la variance de la série (juste un facteur multiplicatif). Par ailleurs, cette procédure modifie la grille des fréquences sur laquelle on calcule le spectre, ce qui peut être un moyen intéressant (et artificiel) pour augmenter la résolution du spectre calculé, notamment pour les grandes périodes.

On notera que ces deux manipulations modifient la variance de la série de départ, et donc l'énergie totale du spectre estimé. Pour corriger cet effet, nous avons recalé cette énergie du spectre estimé à la variance de la série initiale.

Lissage du périodogramme

Le périodogramme est une estimation du spectre réel qui est généralement très bruitée. Afin d'avoir une estimation plus stable, il est usuel de le lisser, en réalisant

une moyenne glissante par exemple. Plusieurs méthodes sont possibles (von Storch et Zwiers, 1999), et nous avons choisi d'utiliser la méthode de Daniell pour réaliser ce « filtrage » du spectre, ainsi que le recommande (Bloomfield, 2000, p. 157). Cette méthode utilise la fenêtre de Daniell de longueur m , qui est la fonction de poids définie de la manière suivante :

$$g_i = \begin{cases} \frac{1}{2(m-1)} & \text{si } i = 1 \text{ ou } i = m \\ \frac{1}{m-1} & \text{sinon} \end{cases}$$

La méthode de Daniell consiste alors à appliquer sur le périodogramme une moyenne glissante utilisant cette fonction de poids. L'avantage de ce type de fonction de poids par rapport à une fenêtre rectangulaire simple est qu'elle réduit la contamination d'une fréquence par celles qui lui sont proches. On notera par ailleurs que cette opération ne modifie pas l'énergie totale du spectre estimé. En revanche, la résolution du spectre est d'autant plus réduite que m est grand. Le choix de m est donc un compromis entre stabilité de l'estimateur et résolution. Pour une résolution initiale Δf , l'application du lissage de Daniell donne une résolution $n_m \Delta f$ où n_m est le nombre de poids d'une fenêtre rectangulaire ayant la même moyenne quadratique que la fenêtre de Daniell (Bloomfield, 2000) :

$$\sum_{k=1}^{n_m} \left(\frac{1}{n_m} \right)^2 = \sum_{i=1}^m g_i^2$$

Significativité

Le spectre des variables atmosphériques tend à ressembler à celui d'un bruit rouge, c'est-à-dire à celui d'un processus autorégressif d'ordre 1, avec une autocorrélation d'ordre 1 (i.e. autocorrélation décalée à 1 jour) positive. Pour cette raison, un pic pour une fréquence donnée dans le spectre d'une variable est généralement dit significatif lorsqu'il est significativement différent d'une valeur que l'on pourrait obtenir avec un bruit rouge ayant les mêmes caractéristiques que la variable. Deux méthodes sont *a priori* possibles pour évaluer cette significativité du spectre. La première consiste à utiliser le spectre théorique d'un bruit rouge, tel que dérivé par Gilman *et al.* (1963), puis les propriétés statistiques du spectre qui montrent qu'il suit une loi du χ^2 avec deux degrés de liberté (von Storch et Zwiers, 1999). La seconde propose de générer de manière aléatoire un grand nombre (typiquement 1000) de bruits rouges ayant les mêmes propriétés que la série de départ (taille, variance et autocorrélation à un jour), et calculer les spectres correspondants. On peut alors ensuite évaluer, pour chaque fréquence, différents percentiles (par exemple 95%, 99% selon le niveau de confiance souhaité) de cette population de spectres, de manière à comparer la valeur obtenue à celle calculée pour l'échantillon. Nous avons généralement préféré cette seconde méthode qui, bien que plus coûteuse, a l'avantage de pouvoir appliquer le même traitement (filtrage, moyenne sur plusieurs saisons...) aux bruits rouges générés que celui appliqué à la série initiale. Nous y reviendrons au cours de ce manuscrit.

Analyses spectrales dans ce manuscrit

Tous les spectres estimés dans ce manuscrit (notamment dans les sections 3.4.1, 4.1.1 et 6.3.1.3) ont été calculés pour un certain nombre n_y de saisons JJAS (122 jours). Pour cela, nous avons appliqué les différentes manipulations décrites ci-dessus :

1. Pour chaque saison, la série correspondante a été *tapered* à l'aide de la fonction cosinus, avec $p = 10\%$, puis *zero-padded* jusqu'à une longueur de 512^{14} points.
2. Pour chaque saison, le spectre est alors estimé grâce à une FFT et recalé sur la variance de la série initiale.
3. Pour chaque saison, on lisse alors le spectre obtenu grâce à la méthode de Daniell, avec $m=5$. La résolution spectrale est alors d'environ 1/100 cycles par jour.
4. On réalise alors la moyenne des spectres obtenus pour chacune des n_y saisons afin d'estimer le spectre moyen de la variable étudiée.
5. La significativité est alors déterminée en générant n_y bruits rouges, le bruit rouge i ayant la même variance et autocorrélation d'ordre 1 que la série temporelle correspondant à la saison i . On applique alors les étapes 1 à 4. Ce processus est répété 1000 fois pour évaluer le spectre moyen du bruit rouge équivalent aux données initiales, et les 95^e et 99^e quantiles de chaque fréquence de ce spectre moyen.

2.2.2 Analyse en ondelettes

L'analyse en ondelettes est, en quelque sorte, une généralisation de l'analyse spectrale du paragraphe précédent. Elle consiste à décomposer une série temporelle dans l'espace « temps/fréquence ». Elle rend alors possible le suivi temporel d'une échelle de variabilité et permet d'identifier des périodes où elle est active et d'autres où elle ne l'est pas. Cette méthode statistique d'analyse du signal a souvent été utilisée dans les études de variabilité intrasaisonnière, notamment pour mettre en évidence les échelles intrasaisonnières de la MAO (Janicot et Sultan, 2001 ; Mounier *et al.*, 2007), et celles de la dépression thermique saharienne (Lavaysse *et al.*, 2010). Nous l'utiliserons, ici, pour des objectifs similaires (sections 3.4.1, 4.1.1 et 4.1.3.5).

Une étude théorique de l'analyse en ondelettes peut être trouvée dans Daubechies (1992), et un guide de son utilisation dans les sciences du climat dans Torrence et Compo (1998). Nous ne donnons ici que quelques indications sur son calcul et les tests de significativité associés.

Considérons une série temporelle x_t ($t = 1, \dots, T$), régulière avec une résolution temporelle constante δt et de moyenne nulle. Pour calculer le spectre en ondelettes, c'est-à-dire la contribution d'une échelle de temps à un instant donné, on construit toute une famille de fonctions (les ondelettes), obtenues par translation et homothétie d'une fonction de base donnée *a priori*, l'ondelette-mère $\psi_0(\eta)$. Cette fonction doit vérifier quelques propriétés de base, notamment celle d'avoir une bonne résolution en temps et en fréquence. L'ondelette de Morlet qui consiste en une onde plane modulée par une fonction gaussienne est l'ondelette-mère la plus souvent utilisée :

¹⁴Le choix de 512 points tient à la résolution spectrale que nous souhaitons obtenir au final.

$$\psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 \eta} e^{-\eta^2/2}$$

où ω_0 est la pulsation de l'onde plane ($\omega_0 = 6$ pour satisfaire les conditions d'admissibilité d'ondelette-mère). Cette ondelette-mère est ensuite translatée et dilatée pour constituer une famille de fonctions de base sur lesquelles on projette la série x_t . La transformée en ondelette de x_t est définie par la convolution suivante :

$$W_t(s) = \sum_{k=0}^{T-1} x_{k+1} \left(\frac{\delta t}{s} \right)^{1/2} \psi_0^* \left[\frac{(k-t)\delta t}{s} \right]$$

où $*$ indique le complexe conjugué. En variant l'échelle de l'ondelette s (s est reliée à la fréquence par un facteur donné dans Torrence et Compo, 1998) et en translatant l'ondelette le long de la localisation temporelle t , on construit le spectre de la série temporelle dans l'espace temps-fréquence. Le spectre en ondelettes est alors défini par $|W_t(s)|^2$.

On notera que le spectre en ondelettes peut être calculé simplement en utilisant les transformées de Fourier de x_t et des fonctions d'ondelettes :

$$W_t(s) = \sum_{k=0}^{T-1} \hat{x}_{k+1} \left(\frac{2\pi s}{\delta t} \right)^{1/2} \hat{\psi}_0^*(s\omega_k) e^{i\omega_k t \delta t}$$

avec :

$$\omega_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{T\delta t} & \text{si } k \leq \frac{T}{2} \\ -\frac{2\pi k}{T\delta t} & \text{si } k > \frac{T}{2} \end{cases}$$

Cône d'influence

Comme la série temporelle est de longueur finie, des erreurs risquent d'apparaître au début et à la fin du spectre en ondelettes, qui pour son calcul suppose que la série est cyclique. Le cône d'influence est la région du spectre où les effets de bords deviennent non-négligeables et peut être défini comme le temps pour lequel la fonction d'autocorrélation de l'ondelette devient importante (*e-folding time* de la fonction d'autocorrélation par exemple). Cette valeur dépend de l'échelle s et Torrence et Compo (1998) propose de prendre $\sqrt{2}s$ pour l'ondelette-mère de Morlet.

Significativité

Comme pour estimer la significativité du spectre de Fourier, on peut comparer le spectre en ondelettes obtenu à chaque instant t et pour chaque échelle s à celui qu'on obtiendrait à partir d'un bruit rouge de même propriétés que la série initiale. Les méthodes possibles sont les mêmes que celle de la section sur l'analyse spectrale, à laquelle on se réfère pour plus de détails.

2.2.3 Filtrage

Les données que nous allons utiliser sont susceptibles de fluctuer à des échelles très différentes : les échelles décennales, interannuelles, saisonnières, intrasaisonnières voire diurnes. Pour étudier une variabilité particulière de l'atmosphère, il est souvent nécessaire de l'isoler des autres échelles, afin d'en saisir les caractéristiques essentielles, et avant, éventuellement, de la replacer dans un contexte plus général. Pour cela, on réalise un filtrage temporel des données.

2.2.3.1 Le filtre de Lanczos et le filtre digital

La principale méthode de filtrage que nous avons utilisée dans ce travail est celle du filtre de Lanczos (Duchon, 1979). Si x_t ($t = 1, \dots, T$) est la série initiale, ce filtre digital consiste à calculer la nouvelle série temporelle y_t en utilisant une fonction de poids w_p :

$$y_t = \sum_{p=-N}^N w_p x_{t-p}, \quad \text{pour } N < t < T - N$$

Les poids w_p doivent vérifier $\sum_{p=-N}^N w_p = 1$ et $w_{-p} = w_p$ pour $p = 1, \dots, N$. La symétrie permet au filtre de ne pas altérer la phase des harmoniques du signal lors du passage de x_t à y_t . Dans le cas d'un filtre passe-bas avec une fréquence de coupure du filtre f_c , les poids s'écrivent :

$$w_p = \frac{\sin(2\pi f_c p)}{\pi p} \frac{\sin(\pi p/N)}{\pi p/N}, \quad \text{pour } p = -N, \dots, 0, \dots, N$$

Ce type de filtre réduit la taille de la série initiale, les N points de chaque bord de x_t étant perdus. Par ailleurs, l'augmentation de N améliore les propriétés du filtre (Fig. 2.1.a), mais bien évidemment augmente le nombre de point perdus. La plupart des données que nous avons utilisées s'étendent sur une longue période, alors que nous ne nous sommes intéressés qu'à la saison d'été de juin à septembre. On peut se permettre de filtrer la série sur une année entière puis de ne récupérer que la saison d'été, sans qu'on ne perde de point dans cette période. Nous avons utilisé généralement $N = 90$, notamment pour le filtre passe-bande entre 10 et 60 jours. Sa réponse est présentée sur la figure 2.1.a. On notera que la coupure à 10

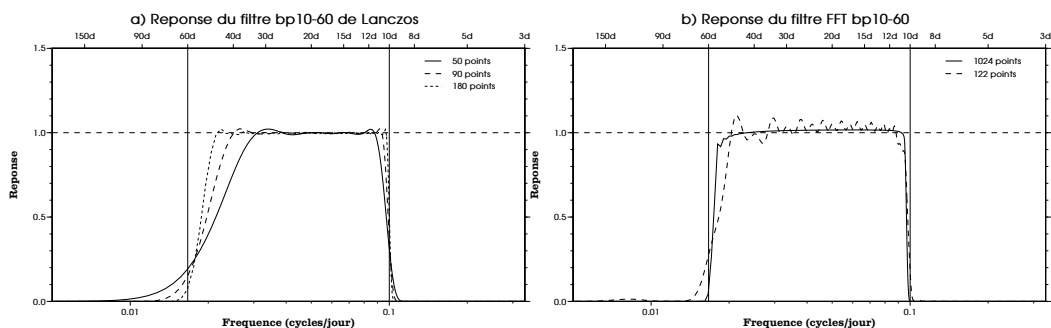


Figure 2.1 – a) Réponse du filtre de Lanczos passe-bande entre 10 et 60 jours, pour différentes valeurs de N : 50 pour la courbe en trait plein, 90 pour la courbe en tireté, et 180 pour la courbe en pointillé. b) Réponse du filtre digital basé sur la FFT, pour différentes longueurs de la série filtrée : 122 jours pour la courbe en tireté, 1024 jours pour la courbe en trait plein.

jours est relativement bonne. En revanche, les périodes au-delà de 40 jours sont déjà bien impactées par le filtre, ce qui donne une fenêtre efficace de 10–40 jours environ.

Nous avons parfois utilisé des séries temporelles qui étaient uniquement définies sur notre période d'intérêt (JJAS), et pour lesquelles on ne souhaitait pas perdre de valeurs à chaque bord lors du processus de filtrage. Nous avons, dans ce cas, procédé de manière différente, en passant dans l'espace de Fourier :

1. La série initiale est modifiée par du *tapering* et du *zero-padding* comme expliqué dans la section 2.2.1, afin de diminuer les discontinuités aux bords de la série et d'optimiser l'algorithme de FFT. La longueur de la nouvelle série est égale à la puissance de 2 qui suit immédiatement la longueur de la série initiale ;
2. On calcule la transformée de Fourier grâce à la FFT ;
3. On applique la fonction de transfert de la figure 2.1.b (courbe en trait plein). Il s'agit d'une fonction créneau dont nous avons lissé les transitions par une fonction cosinus, entre f_{c1} et $f_{c1} - \Delta f_{c1}$ pour la fréquence de coupure haute et entre f_{c2} et $f_{c2} + \Delta f_{c2}$ pour la fréquence de coupure basse ;
4. Finalement, on reconstruit les données à l'aide d'une transformation de Fourier inverse.

La réponse de ce filtre dépend de la longueur de la série de départ : plus la série est longue, plus la réponse est nette et les effets de Gibbs faibles (Fig. 2.1.b). La courbe en trait tireté présente la réponse pour une série de longueur 122, qui correspond au nombre de jours pendant la saison d'été JJAS.

2.2.3.2 Filtrer le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle

Nous avons parfois choisi de filtrer les données de manière à n'enlever que les parties saisonnière et interannuelle de la variabilité, afin d'obtenir des anomalies du champ initial par rapport au cycle saisonnier. Si on écrit la série x_t sous la forme $x_{y,d}$ où y est l'année et d le jour de l'année, on peut éliminer les variabilités saisonnière et interannuelle de la manière suivante :

1. On calcule le cycle saisonnier moyen :

$$\bar{x}_d = \sum_y x_{y,d}$$

On lisse ce cycle saisonnier à l'aide d'une moyenne glissante sur 10 jours. On obtient le cycle saisonnier moyen \tilde{x}_d .

2. On détermine la partie interannuelle du signal pour la saison JJAS, ainsi que la valeur moyenne du champ sur la saison JJAS :

$$\bar{x}_y = \sum_{d \in \text{JJAS}} x_{y,d}, \quad \bar{\bar{x}} = \sum_{d \in \text{JJAS}, y} x_{y,d}$$

3. Finalement, on retranche le cycle saisonnier aux données de départ, en corrigeant de la partie interannuelle :

$$x'_{y,d} = x_{y,d} - \tilde{x}_d - (\bar{x}_y - \bar{\bar{x}})$$

2.2.4 Analyses en composantes principales

Une difficulté pour étudier la variabilité de l'atmosphère est la taille de l'espace des phases du système. L'analyse statistique devient un outil indispensable pour aider le chercheur à discriminer quelques composantes significatives du système qui ont un sens dynamique et physique, de la majeure partie des composantes qui ne sont généralement pas pertinentes ou simplement des composantes de deuxième ordre. On présente ici quelques méthodes qui sont usuellement utilisées pour tenter d'identifier de tels modes de variabilité de manière relativement objective et significative.

2.2.4.1 Analyse en composantes principales classique

L'Analyse en Composantes Principales (ACP)¹⁵ – ou *Empirical Orthogonal Functions* (EOFs) – a été utilisée pour la première fois en météorologie par Lorenz (1956). L'ACP permet d'identifier les points d'un champ qui tendent à varier de manière simultanée, et donc de séparer différents modes de variabilité (Hannachi *et al.*, 2007). Elle redistribue aussi la variance totale du champ parmi un petit nombre de vecteurs, qui contiennent donc la plus grande partie de la variance.

Cette méthode se base sur la matrice \mathbf{S} de variance-covariance (temporelle) d'un domaine donné, qui contient la variance de tous les points de ce domaine sur sa diagonale, et la covariance de toutes les paires de points de ce domaine ailleurs. Si \mathbf{X} est la matrice des séries temporelles de longueur n de ce domaine, on a :

$$\mathbf{S} = \frac{1}{n-1} \mathbf{X}\mathbf{X}^T$$

\mathbf{S} est symétrique et peut être diagonalisée :

$$\mathbf{S} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}^2\mathbf{U}^T$$

où \mathbf{U} est la matrice orthonormale de vecteurs propres de \mathbf{S} , appelés EOFs, et $\mathbf{\Sigma}^2$ la matrice diagonale de valeurs propres. On peut montrer que cette décomposition en vecteurs propres fournit des structures (spatiales dans le cas présent) qui maximisent la variance du champ original (von Storch et Zwiers, 1999) et donc concentrent, en un certain sens, le maximum d'information utile. La valeur propre associée indique le poids de la structure dans les données initiales et est proportionnelle à la fraction de variance que la structure explique. Si $\mathbf{E} = \mathbf{X}\mathbf{U}$ est la matrice des Composantes Principales (CPs), on peut finalement décomposer le champ initial sur ces structures à chaque instant :

$$\mathbf{X} = \mathbf{E}\mathbf{U}^T$$

Une CP donnée indique ainsi le poids de la structure associée à un instant donné.

En raison de la contrainte d'orthogonalité, le premier mode issu de l'ACP est celui qui a le plus de chances d'être associé à un mode de variabilité naturel ayant une signification physique. Mais ce n'est pas forcément le cas, même lorsque la part de variance expliquée est élevée. Cette contrainte peut donner lieu à un certain nombre

¹⁵Nous ne parlerons ici que de l'ACP Spatiale au sens de Richman (1986)

de défauts, comme les « structures de Buell¹⁶ » (Buell, 1979), l'instabilité par rapport au domaine choisi et la dégénérescence (valeurs propres pratiquement égales). Pour corriger ce type d'erreur, les techniques de rotation peuvent être appliquées à un sous-ensemble de vecteurs propres (Richman, 1986). Nous n'avons cependant pas jugé utile d'appliquer ce genre de méthode, préférant tester la sensibilité au domaine spatial et temporel des résultats, et privilégier l'interprétation physique des résultats.

2.2.4.2 Analyse en composantes principales complexes

Pourquoi passer en complexe ?

L'ACP simple permet donc d'extraire, d'une grande quantité de données, les structures qui expliquent le plus de variance. Cependant, l'information sur l'évolution temporelle des données n'est prise en compte que très relativement, à travers le calcul des CPs. Cette évolution temporelle ne contraint pas la détermination des structures principales. Il est pourtant courant d'observer des phénomènes oscillants ou propagatifs dans les champs atmosphériques. Dans le cas d'un phénomène propagatif, l'ACP simple peut permettre de reconnaître une telle structure, mais de manière très indirecte. Ceci se traduit généralement par l'obtention de deux modes dont les structures spatiales sont en quadrature, dont les valeurs propres associées sont très proches, et dont les CPs correspondantes sont périodiques et corrélées avec un certain déphasage temporel. Ce déphasage est à peu près égal à un quart de longueur d'onde entre les deux EOFs, ce qui est le déphasage typique d'une onde de la forme :

$$V(\mathbf{x}, t) = \Re \left[U(\mathbf{x}) e^{i\omega t} \right] = \Re [U(\mathbf{x}) \cos(\omega t) + iU(\mathbf{x}) \sin(\omega t)]$$

La paire d'EOFs semble, dans ce cas, identifier une forme de variabilité qui pourrait être exprimée sous la forme d'une telle onde dont les parties réelle et imaginaire correspondraient aux deux EOFs. Les deux EOFs ainsi détectés par une ACP simple seraient en fait la représentation d'un même phénomène.

Transformée de Hilbert

L'ACP Complexe (ACPC – Horel, 1984) a alors été développée pour rechercher de manière objective ce type de structure propagative dans un jeu de données, et permet en fait de condenser l'information obtenue par la paire d'EOFs simples en un seul EOF complexe. Cette méthode consiste à transformer les données de départ en les déphasant d'un quart de longueur d'onde, et ceci pour toutes les longueurs d'onde possibles. Pour cela, on calcule la *transformée de Hilbert* du champ $f(\mathbf{x}, t)$ en passant dans l'espace de Fourier (Hahn, 1996) :

$$H[f(\mathbf{x}, t)] = \sum_{\omega} f_H(\mathbf{x}, \omega) e^{2i\pi\omega t}, \quad \text{avec } f_H(\mathbf{x}, \omega) = \begin{cases} -i\hat{f}(\mathbf{x}, \omega) & \text{si } \omega > 0 \\ 0 & \text{si } \omega = 0 \\ i\hat{f}(\mathbf{x}, \omega) & \text{si } \omega < 0 \end{cases}$$

¹⁶Le premier EOF tend à avoir un seul pôle, le second EOF tend à ressembler à un dipôle dont l'axe de séparation passe par le centre du premier EOF, le troisième et quatrième EOFs tendent à présenter un tripôle de même axe que le dipôle de l'EOF2, ou un dipôle d'axe orthogonal à celui de l'EOF2...

où \hat{f} est la transformée de Fourier de f comme définie en section 2.2.1. La transformée de Hilbert permet donc de construire une série dont tous les harmoniques ont été décalés d'un quart de période. On construit alors la nouvelle série complexe suivante :

$$\mathbf{X}_C = \mathbf{X} + iH(\mathbf{X})$$

où la partie réelle contient les données initiales et la partie imaginaire ces mêmes données déphasées. L'ACPC consiste alors à réaliser une ACP sur la matrice de variance-covariance de \mathbf{X}_C ($\mathbf{S}_C = \mathbf{X}_C \mathbf{X}_C^*$ avec $*$ désignant la transposée conjuguée), c'est-à-dire de diagonaliser la matrice \mathbf{S}_C dans une base orthonormale (\mathbf{S}_C est hermitienne). L'ACPC va donc chercher à optimiser la variance en utilisant des structures complexes dont les parties réelle et imaginaire sont déphasées d'une longueur d'onde.

Interpréter les EOFs complexes

On obtient alors un ensemble d'EOFs complexes (les CEOFs – $\mathbf{E}_m(\mathbf{x})$, $m = 1, \dots, K$) auxquels on associe des CPs complexes (CPCs – $P_m(t)$, $m = 1, \dots, K$). Les valeurs propres de \mathbf{S}_C sont réelles et sont proportionnelles à la fraction de variance expliquée par le mode correspondant (la variance de \mathbf{X}_C est égale à deux fois celles de \mathbf{X}).

On peut alors reconstruire le champ complexe initial par la formule suivante :

$$\mathbf{X}_C(\mathbf{x}, t) = \sum_{m=1}^K P_m(t) \mathbf{E}_m(\mathbf{x})$$

Comme $\mathbf{E}_m(\mathbf{x})$ et $P_m(t)$ sont des variables complexes, on peut les décomposer en module et argument :

$$\mathbf{E}_m(\mathbf{x}) = \boldsymbol{\epsilon}_m(\mathbf{x}) e^{iX_m(\mathbf{x})}, \quad \text{et} \quad P_m(t) = \pi_m(t) e^{i\theta_m(t)}$$

On peut alors définir la pulsation, le nombre d'onde et la vitesse de phase de l'onde associée au CEOF $_m$:

$$\omega_m(t) = \frac{d\theta_m(t)}{dt}, \quad \mathbf{k}_m(\mathbf{x}) = -\nabla X_m(\mathbf{x}) \quad \text{et} \quad \mathbf{c}_m(\mathbf{x}, t) = \omega_m(t) \frac{\mathbf{k}_m(\mathbf{x})}{|\mathbf{k}_m(\mathbf{x})|^2}$$

On notera que ces grandeurs caractéristiques de la structure du mode propagatif identifié varient *a priori* dans le temps et dans l'espace. Pour représenter un tel mode de variabilité, nous avons choisi de superposer le module de la partie spatiale du CEOF, $\boldsymbol{\epsilon}_m(\mathbf{x})$, et la vitesse de phase associée $\mathbf{c}_m(\mathbf{x}, t)$.

Finalement, on reconstruira les données réelles initiales de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \mathbf{X}(\mathbf{x}, t) &= \Re \left[\sum_{m=1}^K P_m(t) \mathbf{E}_m(\mathbf{x}) \right] \\ &= \Re \left[\sum_{m=1}^K \boldsymbol{\epsilon}_m(\mathbf{x}) e^{iX_m(\mathbf{x})} \pi_m(t) e^{i\theta_m(t)} \right] \\ &= \sum_{m=1}^K \boldsymbol{\epsilon}_m(\mathbf{x}) \pi_m(t) \cos(\omega_m(t)t - \mathbf{k}_m(\mathbf{x}) \cdot \mathbf{x}) \end{aligned}$$

Cette méthode sera notamment utilisée dans le chapitre 4, au cours de l'article Chauvin *et al.* (2010). Elle nous permettra également de définir le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR dans la section 5.4.3, qui sera évalué dans l'ensemble des modèles de CMIP3 (Chapitre 6).

Et l'analyse en composantes principales étendues ?

L'ACPC est relativement peu utilisée car son interprétation paraît peut-être compliquée. Une autre méthode pour prendre en compte l'évolution temporelle des données est l'ACP Étendue (ACPE – Fraedrich *et al.*, 1997) qui consiste à construire un nouveau jeu de données comprenant des répétitions des données initiales mais avec des décalages dans le temps bien choisis. On réalise alors une ACP sur ce nouveau jeu de données pour obtenir des EOFs étendus, qui contiennent alors la structure spatiale des modes associés à différents instants qui correspondent aux déphasages choisis au départ. Bien que la méthode soit plutôt flexible (choix des décalages temporels non forcément consécutifs), elle suppose un choix *a priori* qu'il n'est pas toujours aisé à justifier et fournit un nombre important de structures (une par décalage temporel) rendant le résultat peu concis. Au contraire, l'ACPC est une procédure rigoureuse qui ne fait justement pas cet *a priori* sur les échelles de variabilité du champ de départ, et qui condense l'information. Nous avons tout de même testé cette méthode qui a donné des résultats très similaires à ceux utilisant l'ACPC. Nous n'en présenterons cependant pas les résultats associés.

2.2.4.3 Traitement initial des données d'entrée

Avant de réaliser une ACP ou ACPC sur un jeu de données, un certain nombre de manipulations peuvent être réalisées, selon le type de données dont on dispose et selon ce que l'on souhaite mettre en évidence.

Centrage

La première, qui est implicite dans tout ce qu'on a mentionné précédemment, est de centrer les séries temporelles, c'est-à-dire de leur retrancher leur moyenne temporelle :

$$\mathbf{X}'(\mathbf{x}, t) = \mathbf{X}(\mathbf{x}, t) - \bar{\mathbf{X}}(\mathbf{x})$$

C'est aussi une étape importante avant de réaliser un filtrage des données. On supposera toujours que cette étape a été réalisée.

Normalisation ou non ?

On peut éventuellement normaliser les variables utilisées par leur écart-type :

$$\mathbf{X}'(\mathbf{x}, t) = \frac{\mathbf{X}(\mathbf{x}, t)}{\sigma_{\mathbf{X}(\mathbf{x})}}$$

Cette manipulation permet de s'intéresser à la variance relative de la variable de départ, et de mettre sur un pied d'égalité des régions qui peuvent avoir des variances totales très différentes. Avec normalisation, les ACPs maximiseront donc cette variance relative, en utilisant la matrice de corrélation plutôt que celle de variance-covariance. Nous avons réalisé des ACPs avec ou sans cette étape préliminaire sur les données. La sensibilité des résultats présentés dans ce manuscrit reste

cependant faible, probablement car les ACPs ont été réalisées sur des domaines où la variance est relativement homogène.

Pondération géographique

En utilisant une grille horizontale régulière en latitude et longitude, le nombre de points par unité de surface augmente en se déplaçant vers les hautes latitudes, du fait de la sphéricité de la Terre. La matrice de variance-covariance va alors attribuer plus de poids aux hautes latitudes qu'à celles proches de l'équateur. Ces effets sont importants lorsque le domaine en latitude est relativement grand. Afin de palier cette surreprésentation des hautes latitudes, on pondère les données initiales par un coefficient de correction spatiale, qui dépend de la latitude λ :

$$\mathbf{X}'(\mathbf{x}, t) = \mathbf{X}(\mathbf{x}, t) \times \sqrt{\cos \lambda(\mathbf{x})}$$

Cette opération revient à multiplier la variance (ou covariance) par $\cos \lambda(\mathbf{x})$, qui est la partie variable de la surface du point de grille ($S = R_T^2 \cos(\lambda) \Delta\lambda \Delta\phi$ avec R_T le rayon de la Terre et $\Delta\lambda$, $\Delta\phi$ les résolutions en latitude et en longitude, constantes).

En sortie d'ACP, il est nécessaire de rediviser les EOFs par ces facteurs, afin de retrouver l'agencement spatial initial.

2.2.4.4 Significativité

Analyse qualitative : le test de Scree

Le critère de *Scree* (Cattell, 1966) permet d'évaluer le nombre de composantes issues de l'ACP qui peuvent être considérées comme significativement différentes du bruit. Le terme de *Scree* correspond à la valeur propre pour laquelle on observe une cassure concave dans la courbe des valeurs propres tracées de la plus élevée à la plus faible. Ce terme de *Scree* indique le nombre de structures qui représentent des structures statistiquement significatives dans le temps et l'espace. Celles-ci correspondent aux valeurs propres les plus élevées.

Nous avons peu utilisé ce critère, étant donné que nous nous sommes généralement focalisés sur le premier (parfois second) mode issu de l'ACP, estimant que la contrainte d'orthogonalité était trop importante pour interpréter les modes suivants. On remarquera que cette contrainte est encore plus forte dans le cas d'une ACPC.

Critère de dégénérescence : le test de North

Étant donné que les analyses sont réalisées sur un échantillon de taille finie, les valeurs propres calculées ne sont en fait que des estimations des vraies valeurs propres, de même que les vecteurs propres. Ces valeurs propres, lorsqu'elles sont proches, peuvent en fait être une estimation de la même valeur propre, indiquant alors une dégénérescence de l'espace propre associé. Dans ce cas, le doublet correspond à la même part de variabilité et on ne peut pas interpréter l'un sans l'autre (Escofier et Pagès, 1998). North *et al.* (1982) ont proposé une méthode quantitative pour estimer si deux valeurs propres successives sont effectivement différentes ou non. L'erreur d'échantillonnage doit alors tenir compte du degré de liberté n^* qui

prend en compte le fait que le champ analysé à un instant donné n'est pas complètement indépendant des instants précédents (*serial correlation*). On peut évaluer ce nombre de degré de liberté par la formule suivante :

$$n^* = n \frac{1 - \rho}{1 + \rho}$$

où n est le nombre d'observations et ρ le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1.

Selon le test de North, deux valeurs propres successives λ_i et λ_{i+1} sont significativement différentes (c'est à dire qu'il n'y a pas de dégénérescence) lorsque :

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

2.2.5 *L'analyse composite*

2.2.5.1 *Régressions ou composites ?*

Les méthodes présentées dans les sections précédentes sont, en fait, des techniques pour filtrer les données dans le temps et dans l'espace. L'objectif est de définir des indices caractéristiques d'un phénomène, d'une variabilité, afin d'en étudier la structure spatiale et temporelle. Deux méthodes sont *a priori* possibles. La première consiste à régresser un champ donné sur ce type d'indices, éventuellement en introduisant des décalages temporels (e.g., Kiladis *et al.*, 2006, 2009 ; Leroux *et al.*, 2010). Cette approche linéaire permet de caractériser la structure du champ corrélé à différentes étapes du phénomène étudié. Elle ne permet pas, cependant, d'étudier les non-linéarités dues, par exemple, à la polarité des anomalies. Pour cette raison, nous avons préféré une approche composite. Ce type d'analyse nécessite de définir des événements typiques et intenses du phénomène que nous souhaitons étudier, qui généralement caractérisent, pour les uns les phases hautes de la variabilité, et pour les autres ses phases basses.

2.2.5.2 *Principes, définitions des événements*

On sélectionne généralement les dates en se basant sur l'indice caractérisant le phénomène d'étude : un événement positif (respectivement négatif) correspond à un indice supérieur (respectivement inférieur) à un (respectivement moins un) écart-type σ (respectivement $-\sigma$), et maximum (respectivement minimum). Le seuil choisi pour définir les événements joue indirectement sur leur fréquence d'occurrence. Le choix d'un écart-type permet de se trouver au-dessus du seuil pendant 33% du temps (dans le cas d'une distribution gaussienne), ce qui donne des événements rares, mais pas trop pour en avoir un nombre suffisant et assurer la robustesse de l'analyse composite. Pour des variations raisonnables, la sensibilité du composite à ce seuil est relativement faible.

On dispose alors d'un ensemble de dates \mathcal{D} d'événements pour lequel on peut calculer la structure composite $\mathbf{X}_{\mathcal{D}}$ (moyenne) d'un champ $\mathbf{X}(\mathbf{x}, t)$ à différents décalages temporels τ , ainsi que la variance $\sigma_{\mathcal{D}}^2$ de cette population autour de cette

valeur composite :

$$\begin{aligned}\mathbf{X}_{\mathcal{D}}(\mathbf{x}, \tau) &= \frac{1}{n_{\mathcal{D}}} \sum_{t \in \mathcal{D}} \mathbf{X}(\mathbf{x}, t + \tau) \\ \sigma_{\mathcal{D}}^2(\mathbf{x}, \tau) &= \frac{1}{n_{\mathcal{D}} - 1} \sum_{t \in \mathcal{D}} (\mathbf{X}(\mathbf{x}, t + \tau) - \mathbf{X}_{\mathcal{D}}(\mathbf{x}, \tau))^2\end{aligned}$$

où $n_{\mathcal{D}}$ est le cardinal de \mathcal{D} .

2.2.5.3 Reconstruire le champ à partir des anomalies composites

Nous avons proposé en section 2.2.3.2 une méthode simple pour calculer les anomalies d'un champ par rapport à sa variabilité lente, i.e. saisonnière et interannuelle. Nous avons souvent utilisé ce type d'anomalies pour calculer la structure composite associée à un certain type d'évènement (par exemple en section 4.1.3.7), et parfois, nous avons « reconstruit » le champ de départ, c'est-à-dire ajouté à l'anomalie composite la valeur climatologique associée (par exemple en section 4.3).

En utilisant les notations précédentes et celles de la section 2.2.3.2, on peut écrire :

$$\mathbf{x}_{\mathcal{D}} = \frac{1}{n_{\mathcal{D}}} \sum_{y,d \in \mathcal{D}} \mathbf{x}_{y,d} = \frac{1}{n_{\mathcal{D}}} \sum_{y,d \in \mathcal{D}} \mathbf{x}'_{y,d} + \bar{\bar{\mathbf{X}}} + \frac{1}{n_{\mathcal{D}}} \sum_{y,d \in \mathcal{D}} \tilde{\mathbf{x}}_d + \frac{1}{n_{\mathcal{D}}} \sum_{y,d \in \mathcal{D}} \bar{\mathbf{x}}_y$$

Les deux derniers termes de cette équation correspondent à des effets d'échantillonnage dus à une répartition irrégulière des évènements au cours de la saison et des années. Le composite des anomalies (1^{er} terme du membre de droite) est donc exempt de ces fluctuations d'échantillonnage, et la somme de ces anomalies composites et de la moyenne climatologique $\bar{\bar{\mathbf{X}}}$ permet de rendre compte de la valeur réelle du champ, que l'on qualifiera de valeur « reconstruite ». Ce type de représentation du composite sera intéressante pour comprendre comment l'anomalie composite module le champ global, et notamment pour mettre en avant des changements de régime.

2.2.5.4 Significativité

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

L'approche classique : le test de Student

La première étape consiste à poser l'hypothèse que l'on souhaite tester (et rejeter), qui est généralement la suivante, dite hypothèse nulle :

$$H_0 : \bar{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}} = \mu$$

où $\bar{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}$ est l'espérance de la population \mathcal{D} , et où μ est généralement pris égal à l'espérance $\bar{\mathbf{X}}$ de la population initiale.

Si on suppose que H_0 est vraie, et que la population \mathcal{D} suit une loi normale, alors la variable :

$$\hat{t}(\mathbf{x}, \tau) = \frac{\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}(\mathbf{x}, \tau) - \mu}{\hat{\sigma}_{\mathcal{D}}(\mathbf{x}, \tau) / \sqrt{n_{\mathcal{D}}}}$$

suit une loi de *Student* à $n_{\mathcal{D}} - 1$ degrés de liberté. $\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}$ est l'estimation de la moyenne sur l'échantillon, et $\hat{\sigma}_{\mathcal{D}}^2$ celle non-biaisée de sa variance. Selon le niveau de confiance α (0.05, 0.01 par exemple) que l'on se fixe, on détermine¹⁷ la valeur critique t_{α} pour laquelle : H_0 est vraie $\Rightarrow \mathbb{P}(|t| \geq t_{\alpha}) \leq \alpha$. Donc si $|t(\mathbf{x}, \tau)| \geq t_{\alpha}$, on peut rejeter H_0 au point (\mathbf{x}, τ) , avec une confiance de $(1 - \alpha) \times 100\%$. La valeur t_{α} peut *a priori* dépendre du point (\mathbf{x}, τ) , notamment en présence de valeurs manquantes dans le jeu de données.

Dans le cas où l'on compare la moyenne de deux populations \mathcal{D}_1 et \mathcal{D}_2 , l'hypothèse nulle devient : $H_0 : \bar{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}_1} = \bar{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}_2}$. Il convient alors de modifier le test de Student en calculant la variable suivante :

$$\hat{t}(\mathbf{x}, \tau) = \frac{\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}_1}(\mathbf{x}, \tau) - \hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}_2}(\mathbf{x}, \tau)}{\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1, \mathcal{D}_2}(\mathbf{x}, \tau)}$$

où $\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1, \mathcal{D}_2}$ est une variance corrigée prenant en compte que les deux populations ont *a priori* des tailles et des variances différentes (Welch, 1947 ; Sawilowsky, 2002) :

$$\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1, \mathcal{D}_2} = \sqrt{\frac{\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1}^2}{n_{\mathcal{D}_1}} + \frac{\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_2}^2}{n_{\mathcal{D}_2}}}$$

Comme précédemment, t suit une loi de Student avec n_f degrés de liberté, qui, selon l'équation de Welch-Satterthwaite, peuvent être estimés par :

$$n_f = \frac{\left(\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1}^2/n_{\mathcal{D}_1} + \hat{\sigma}_{\mathcal{D}_2}^2/n_{\mathcal{D}_2}\right)^2}{\left(\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_1}^2/n_{\mathcal{D}_1}\right)^2/(n_{\mathcal{D}_1} - 1) + \left(\hat{\sigma}_{\mathcal{D}_2}^2/n_{\mathcal{D}_2}\right)^2/(n_{\mathcal{D}_2} - 1)}$$

On peut alors comme ci-dessus déterminer le niveau de confiance avec lequel l'hypothèse H_0 peut être rejetée.

Des difficultés intrinsèques au test de Student et des alternatives

Le test de Student suppose que la population suit une loi normale, et que dans le cas où l'on compare deux populations, les deux échantillons ont été sélectionnés de manière aléatoire. Ces deux hypothèses sont essentielles pour la validité du test, même s'il se révèle généralement robuste à de faibles écarts à ces conditions. Brown et Hall (1999) montrent, en fait, que le test de Student ne peut pas être utilisé dans le cas d'une analyse composite, étant donné que les deux populations ne sont pas sélectionnées au hasard mais en fonction d'un indice particulier. L'hypothèse de la loi normale est aussi difficile à vérifier, puisque la distribution des données dans chaque population est inconnue, même si les données initiales suivent une loi gaussienne (Terray *et al.*, 2003). On notera, en outre, que les précipitations représentent une difficulté supplémentaire, étant donné que leurs distributions ne suivent pas une loi gaussienne.

Pour dépasser ces difficultés, Terray *et al.* (2003) ont proposé une approche un peu différente pour évaluer la significativité d'un composite. L'hypothèse nulle est un peu différente : H_0 : les éléments de \mathcal{D} ont été tirés au hasard (tirage sans remise). Pour tester cette hypothèse, on peut comparer $\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}$ à la moyenne

¹⁷à l'aide d'une table de la loi de Student.

du champ $\hat{\mathbf{X}}$. Il peut être alors montré que, dans le cas où \mathcal{D} est une population tirée au hasard (H_0 est vraie), la moyenne composite $\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}$ est égale à $\hat{\mathbf{X}}$ avec une erreur $\sqrt{(n - n_{\mathcal{D}})/(n_{\mathcal{D}} \times (n - 1))} \times \hat{\sigma}_{\mathbf{X}}$, n étant la longueur de la série \mathbf{X} et $\hat{\sigma}_{\mathbf{X}}$ l'estimation non-biaisée de sa variance.

On peut alors calculer le critère suivant en chaque point de l'espace \mathbf{x} :

$$\hat{U}(\mathbf{x}) = \frac{\hat{\mathbf{X}}_{\mathcal{D}}(\mathbf{x}) - \hat{\mathbf{X}}(\mathbf{x})}{\sqrt{\frac{n - n_{\mathcal{D}}}{n_{\mathcal{D}} \times (n - 1)} \hat{\sigma}_{\mathbf{X}}(\mathbf{x})}}$$

Comme dans le test de Student, de grandes valeurs de $\hat{U}(\mathbf{x})$ indiquent que l'hypothèse nulle a de grande chance d'être rejetée. Pour évaluer le niveau de confiance avec lequel on peut rejeter H_0 , on détermine la valeur critique U_{α} de la distribution de U pour laquelle on a H_0 est vraie $\Rightarrow \mathbb{P}(|U| \geq U_{\alpha}) \leq \alpha$. Il est alors nécessaire de connaître la loi de probabilité de U sous l'hypothèse H_0 . Pour cela, on peut réaliser un grand nombre de tirage aléatoire pour déterminer cette distribution, ou, comme le proposent Terray *et al.* (2003), approximer la distribution de U par une distribution gaussienne de moyenne nulle et d'écart-type égal à un, grâce à l'utilisation d'une version généralisée du théorème central limite.

Nous avons testé cette méthode, qui nous a donné des résultats très similaires au test de Student. Ceci peut se comprendre par le fait que les composites que nous avons calculés étaient issus d'une population relativement importante (une centaine d'individus généralement), ce qui montre dans ce cas la robustesse du test lorsque les hypothèses sous-jacentes ne sont pas totalement vérifiées. Nous avons donc, au final, préféré utiliser le test classique de Student, sauf dans le cas des précipitations. Pour celles-ci, nous avons choisi de tirer aléatoirement un grand nombre d'échantillons (1000 en général), sur lesquels calculer le composite, et ainsi évaluer en chaque point le 95^e (ou 99^e) percentile de la distribution. Ce test revient alors à utiliser la solution proposée par Terray *et al.* (2003), sans faire d'*a priori* sur la loi de U .

2.2.6 Utilisation du diagramme de Taylor

Un dernier outil a été utilisé, dans le chapitre 6, où nous avons évalué, dans un grand nombre de modèles de climat, la représentation de la variabilité intrasaisonnière de la MAO. L'objectif était d'essayer de synthétiser, sur un seul diagramme, l'information obtenue. Le diagramme de Taylor (Taylor, 2001) nous a permis de comparer, d'une manière quantitative, les différences et ressemblances entre modèles et observations, pour une structure spatiale ou temporelle donnée. Le diagramme de Taylor regroupe, sur un même graphique bidimensionnel, le coefficient de corrélation, l'erreur quadratique moyenne et le rapport des variances entre les deux structures.

Si f_n et r_n , $n = 1, \dots, N$, représentent les deux structures spatiales ou temporelles, le coefficient de corrélation R vaut :

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

où \bar{f} et \bar{r} indiquent les valeurs moyennes de f et r , et σ_f et σ_r leur écart-type respectif (la valeur biaisée dans le cas présent). Le coefficient de corrélation ne permet pas de quantifier la différence d'amplitude entre les deux structures. Pour cela on calcule l'erreur quadratique moyenne E :

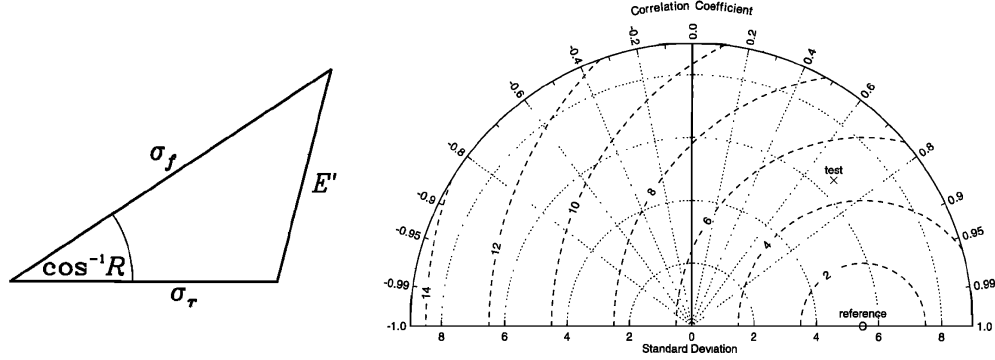


Figure 2.2 – À gauche : relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , l’erreur quadratique centrée E' , et les écarts-types σ_f et σ_r . À droite : Diagramme de Taylor. La distance radiale est proportionnelle à l’écart-type de la structure. L’erreur quadratique centrée entre le test et la référence est proportionnelle à la distance entre les deux points (même unité que l’écart-type). Le coefficient de corrélation est donné par l’angle azimutal entre le test et la référence. D’après Taylor (2001).

$$E = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{1/2}$$

que l’on peut, en fait, décomposer en un biais global et une partie centrée :

$$\begin{aligned} E^2 &= (\bar{f} - \bar{r})^2 + \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left[(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r}) \right]^2 \\ &= \bar{E}^2 + E'^2 \end{aligned}$$

Lorsque E' s’approche de zéro, les structures deviennent similaires, mais pour une erreur donnée, il est impossible de déterminer la part de l’erreur due à une différence de structure et celle due à une différence d’amplitude dans les variations. L’association de E' et de R permet alors d’obtenir des informations complémentaires sur l’origine des différences observées. En fait, on peut montrer que E' , R , σ_f et σ_r vérifient la relation suivante (Fig. 2.2) :

$$E'^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R$$

Cette relation permet alors de reporter sur un même diagramme les quatre variables (Fig. 2.2). Pour cela, on choisit un champ comme référence, et pour le champ *test*, on calcule les différentes variables statistiques indiquées précédemment. La distance entre les deux points correspond à l’erreur quadratique centrée E' , l’angle azimutal entre les deux points est associé à la corrélation entre les deux structures, et la distance radiale est proportionnelle à l’écart-type des structures. On peut éventuellement normaliser l’écart-type du test par celui de la référence.

CONCLUSION

Ce chapitre nous a donc permis de présenter les données et les outils que nous avons utilisés pendant ces trois ans de thèse. Pour un certain nombre, ils ont déjà été largement utilisés dans l'étude de la variabilité intrasaisonnière. Ce chapitre permettra donc d'aborder la suite avec une connaissance des outils importants pour détecter et caractériser la variabilité de la MAO.

Un effort tout particulier a été réalisé pour évaluer la robustesse des résultats obtenus, que ce soit en diversifiant les sources des données utilisées, en multipliant les approches techniques, et en évaluant de manière précise la significativité de chaque résultat. Ce travail sur les outils statistiques doit réellement être vu comme un moyen d'extraire de manière plus ou moins objective un signal de la grande quantité de données dont nous disposons. Ce signal nous permettra ensuite d'étudier la variabilité intrasaisonnière de la MAO. Malgré la multiplication des méthodes et des tests de significativité, c'est sans aucun doute l'interprétation physique que l'on fera de tel ou tel phénomène détecté qui en traduira la vraisemblance et la robustesse.

VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE SOUS LES TROPIQUES

3

SOMMAIRE

3.1	DÉFINITIONS ET ÉCHELLES	89
3.2	LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE, EST-CE IMPORTANT ?	89
3.2.1	Des enjeux socio-économiques cruciaux	89
3.2.2	Climatologie de la convection sous les tropiques	89
3.2.3	Variabilité intrasaissonnière, ordres de grandeur	90
3.3	LES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE SOUS LES TROPIQUES	94
3.3.1	L'Oscillation de Madden-Julian	94
3.3.2	Les ondes équatoriales couplées à la convection	103
3.4	LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO	108
3.4.1	Variance et échelles de temps	108
3.4.2	Les échelles entre 25 et 60 jours	113
3.4.3	Les échelles entre 10 et 25 jours	116
3.4.4	Les échelles inférieures à 10 jours	126
3.5	LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DANS LES MODÈLES DE CLIMAT	132
3.5.1	La MJO et les CCEWs, des challenges pour les modèles	132
3.5.2	Et la variabilité intrasaissonnière de la MAO ?	136
	CONCLUSION	138

The approach is to try first short-range forecasts, then long-range forecasts of those properties of the circulation that can perpetuate themselves over arbitrarily long periods of time... and only finally to attempt forecast for medium-long time periods which are too long to treat by simple hydrodynamic theory and too short to treat by the general principle of equilibrium theory.

John von Neumann (1955)

EN langage moderne, les *short-range forecasts* de John von Neumann correspondraient aux prévisions du temps à quelques jours, tandis que ses *long-range forecasts* seraient équivalents aux projections climatiques, s'étendant d'une saison à plusieurs années. Entre les deux, on trouve les *medium-range forecasts*, visant des prévisions *intrasaisonnières* de l'ordre d'une semaine à plus d'un mois. C'est ce type d'échelles que nous allons aborder dans ce chapitre et les suivants.

Étant donné les progrès qui ont été faits dans la prévision du temps et dans les projections climatiques, il semble donc que nous soyons aujourd'hui capables d'aborder la prévision de ces échelles de temps, comme le proposait von Neumann. Bien sûr, la variabilité intrasaisonnière (ISV¹) a été étudiée depuis bon nombre d'années, en particulier sur l'océan Indien et dans le cadre de la mousson indienne. Ainsi, Madden et Julian (1971) ont été parmi les premiers à montrer l'existence d'un mode cohérent de variabilité intrasaisonnière sous les tropiques, qui porte d'ailleurs leurs noms : l'oscillation de Madden et Julian (MJO²). L'intérêt pour l'ISV sur l'Afrique de l'Ouest et de son impact sur la MAO est cependant plus récent, datant de la fin des années 90, ondes d'est mises à part.

Ce chapitre se décompose de la manière suivante : après avoir défini les échelles auxquelles nous nous intéressons (section 3.1), nous proposons, en section 3.2, une vision globale de la variabilité intrasaisonnière sous les tropiques, permettant de mieux saisir les enjeux de la prévision des événements intrasaisonniers. La section 3.3 présente, succinctement, les modes principaux de l'ISV sous les tropiques (MJO et ondes équatoriales), leurs caractéristiques et les mécanismes associés. Cette section sera particulièrement utile pour mieux comprendre l'ISV de la MAO, mais aussi pour aborder l'évaluation de l'ISV dans les modèles de climat (section 3.5). La section 3.4 se concentre sur la variabilité intrasaisonnière de la MAO, en été, et propose, outre une synthèse bibliographique, un cadre général et original de l'ISV sur l'Afrique de l'Ouest et des échelles de temps associées. Enfin, la section 3.5 illustre les aptitudes diverses des modèles actuels à représenter l'ISV sous les tropiques. Cette dernière section sera particulièrement utile pour aborder le chapitre 6, évaluant l'ISV de la MAO dans les modèles ayant participé au 4^e exercice du GIEC.

¹*IntraSeasonal Variability.*

²*Madden-Julian Oscillation.*

3.1 DÉFINITIONS ET ÉCHELLES

L'ISV est donc associée aux échelles inférieures à la saison, mais supérieures à la journée. Pour fixer les ordres de grandeur, nous avons choisi de nous focaliser sur les échelles de temps entre 1 jour et 90 jours (environ 3 mois). Les échelles habituellement classées dans le synoptique (inférieures à 10 jours) feront donc partie de l'ISV. Nous les aborderons cependant peu dans ce manuscrit, soit en tant que telles (sections 3.3.2 et 3.4.4), soit sous l'angle des interactions d'échelles (sections 3.3.1 et 3.4.3).

3.2 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE, EST-CE IMPORTANT ?

3.2.1 *Des enjeux socio-économiques cruciaux*

L'ISV est le plus souvent abordée sous l'angle des précipitations ou de l'activité convective³ (via l'OLR). Ce sont, en effet, les paramètres cruciaux pour les populations des régions tropicales. La variabilité des précipitations à de telles échelles peut être associée à des périodes prolongées de sécheresse, durant parfois plusieurs semaines (*dry spells* et *breaks*), et dont les impacts sont généralement catastrophiques sur l'agriculture et les ressources en eau. À l'inverse, des périodes longues avec de forts taux de précipitations (*wet spells* et *active periods*) peuvent être à l'origine d'inondations et de glissements de terrain, désastreux sur les plans humain et économique. Mieux comprendre les mécanismes à l'origine de tels événements intrasaisonniers, pour en améliorer leur prévision, est donc un enjeu majeur des sciences du climat.

3.2.2 *Climatologie de la convection sous les tropiques*

Avant d'aborder l'ISV de la convection sous les tropiques, il est important d'en rappeler la climatologie (Fig. 3.1). L'ISV correspond, en effet, à des modulations des précipitations et de l'activité convective, qu'il est nécessaire de comparer à leur valeur moyenne, afin d'en évaluer l'importance et la significativité. Pendant l'été boréal, la convection se situe essentiellement au nord de l'équateur. La ZCIT se positionne entre 5°N et 15°N, et est bien marquée sur le Pacifique, l'Atlantique et l'Afrique. Sur l'océan Indien, les précipitations s'étendent de 10°S jusqu'à près de 30°N, sur le continent asiatique : c'est la mousson indienne et celle d'Asie du Sud-Est. En revanche, la ZCIT présente une coupure à l'ouest de l'océan Indien et sur l'Afrique de l'Est. En été, on observe trois pôles majeurs d'activité convective, sur le golfe du Bengale, l'est du Pacifique équatorial et l'Afrique équatoriale (OLR < 220 W m⁻² et précipitations > 10 mm jour⁻¹). On notera quelques pôles secondaires, au niveau des massifs africains (voir section 1.2.3.1), du sud de l'Amérique Centrale, et des Philippines. En termes de précipitations, un pôle important existe aussi sur l'est de l'Atlantique, tandis que le pôle sur l'Afrique équatoriale est moins marqué. Il faut souligner qu'il y existe peu d'observations dans cette

³mais pas seulement comme nous le verrons plus loin. On notera même que, historiquement, la MJO a été observée dans les champs de vent zonal et de pression de surface (Madden et Julian, 1971).

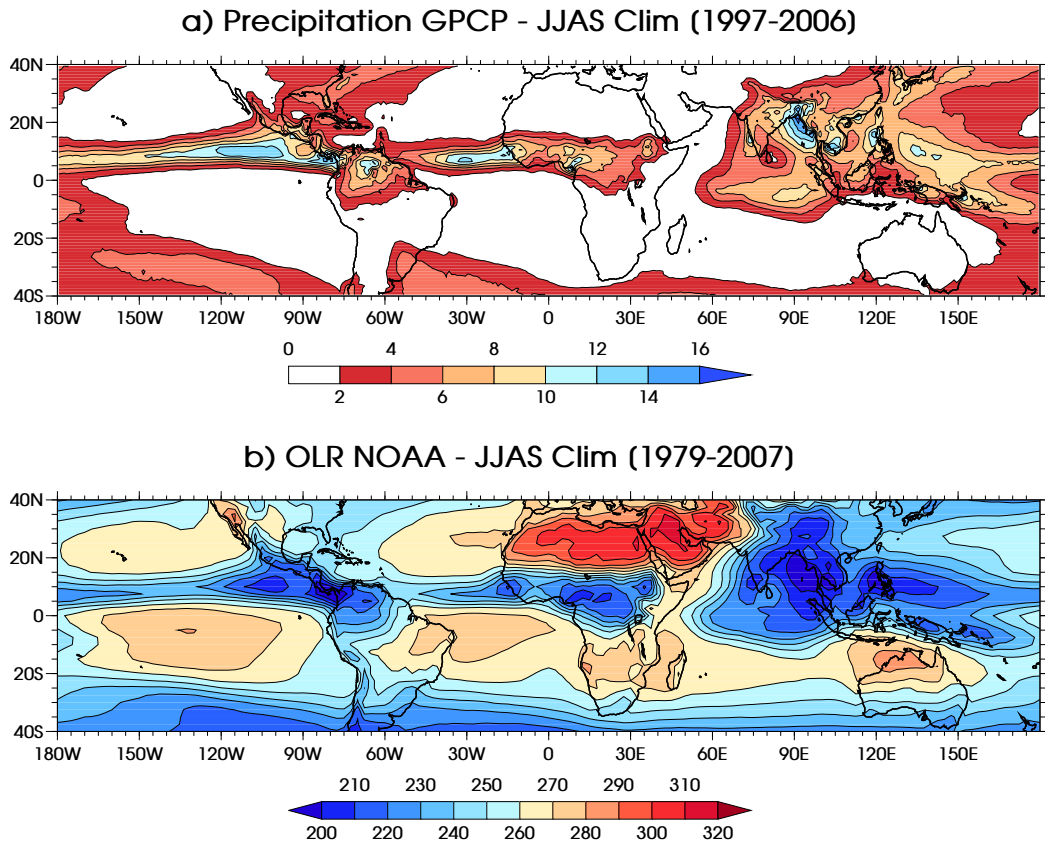


Figure 3.1 – Climatologies pour la saison JJAS a) des précipitations GPCP (1997 à 2006, en mm jour^{-1}) et b) de l'OLR-NOAA (1979 à 2007, en W m^{-2}).

région pour contraindre les précipitations GPCP, dérivées d'observations satellites (section 2.1.1.2).

3.2.3 Variabilité intrasaisonnière, ordres de grandeur

La variance intrasaisonnière est représentée sur les figures 3.2.a en termes de précipitations et 3.3.a en termes d'OLR. Comme précisées en section 3.1, les échelles intrasaisonnières correspondent, ici, à toutes les échelles de temps s'étalant de 1 à 90 jours. La variance intrasaisonnière est calculée après avoir filtré les données de précipitations et d'OLR à l'aide du filtre digital passe-haut à 90 jours, discuté en section 2.2.3.1. Pour fixer les ordres de grandeur, on notera sur les figures 3.2 que des variances de 50, 100 et 200 $\text{mm}^2 \text{jour}^{-2}$ représentent respectivement des écarts-types d'environ 7, 10 et 14 mm jour^{-1} . De même, pour l'OLR, des variances de 500, 1000 et 2000 $\text{W}^2 \text{m}^{-4}$ correspondent respectivement à des écarts-types d'environ 22, 32 et 44 W m^{-2} . Ces valeurs sont à comparer aux climatologies de la figure 3.1, afin d'en évaluer l'importance.

Les structures de variabilité sont relativement cohérentes d'un jeu de données à l'autre. Les principaux pôles d'ISV se situent au niveau de la mousson asiatique et du Pacifique Est, avec des valeurs dépassant 200 $\text{mm}^2 \text{jour}^{-2}$ et 2000 $\text{W}^2 \text{m}^{-4}$. Les régions concernées sont essentiellement l'Inde, le golfe de Bengale, l'Asie du Sud-Est et les Philippines. Dans ces régions, l'ISV correspond à une modulation des précipitations moyennes de plus de 150%, et des fluctuations de l'OLR de l'ordre de $\pm 40 \text{ W m}^{-2}$, dans des régions où la moyenne descend déjà à 200 W m^{-2} . Des

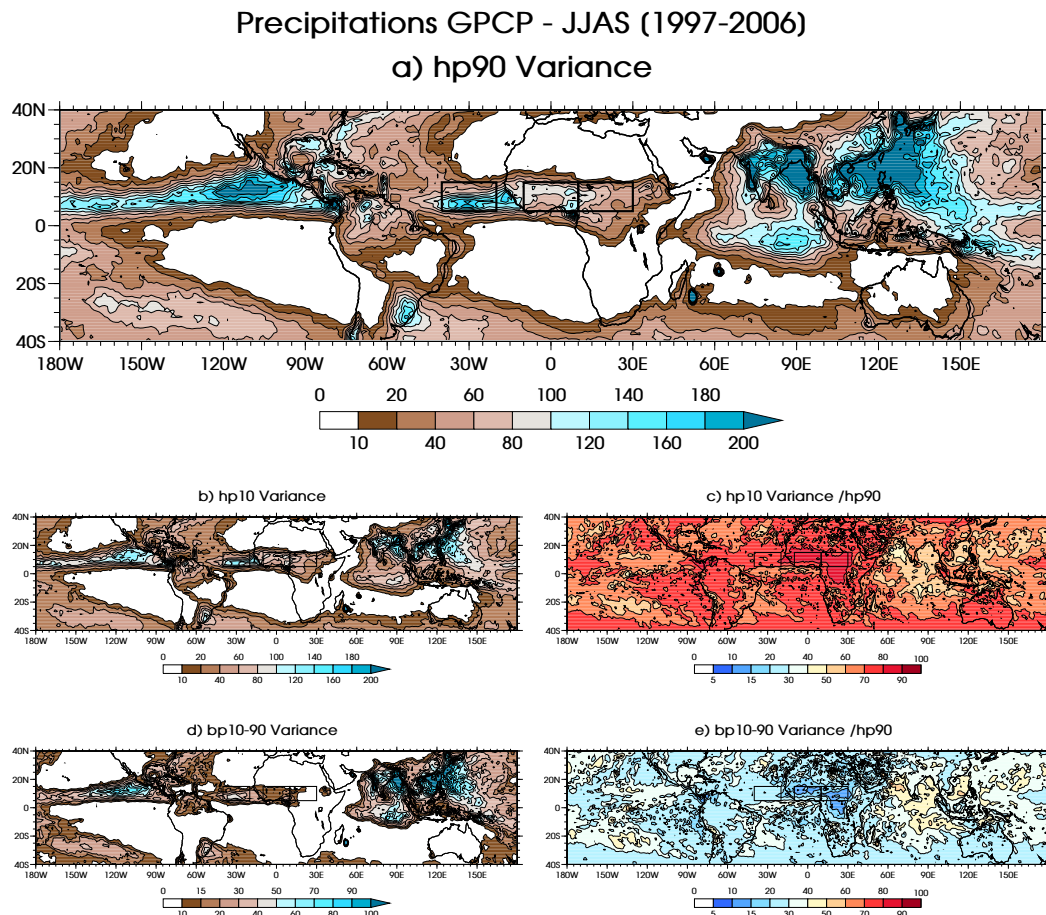


Figure 3.2 – Variances intrasaisonnières des précipitations GPCP pour les saisons JJAS de 1997 à 2006 (résolution horizontale de $1^\circ \times 1^\circ$, en $\text{mm}^2 \text{ jour}^{-2}$). a) Variance intrasaisonnière totale, obtenue après filtrage des précipitations par un filtre passe-haut à 90 jours de type digital (voir section 2.2.3.1). b) *Idem* a), mais pour la variance des périodes inférieures à 10 jours. d) *Idem* a) mais pour la variance dans la bande 10–90 jours. Noter que l'échelle de couleur n'est pas la même que pour a) et b). c) Rapport entre la variance des périodes inférieures à 10 jours et la variance intrasaisonnière totale (en %). e) *Idem* c), mais pour le rapport entre la variance dans la bande 10–90 jours et la variance intrasaisonnière totale. Les domaines indiqués sont ceux utilisés en section 3.4.1 pour évaluer les échelles de l'ISV dans la MAO.

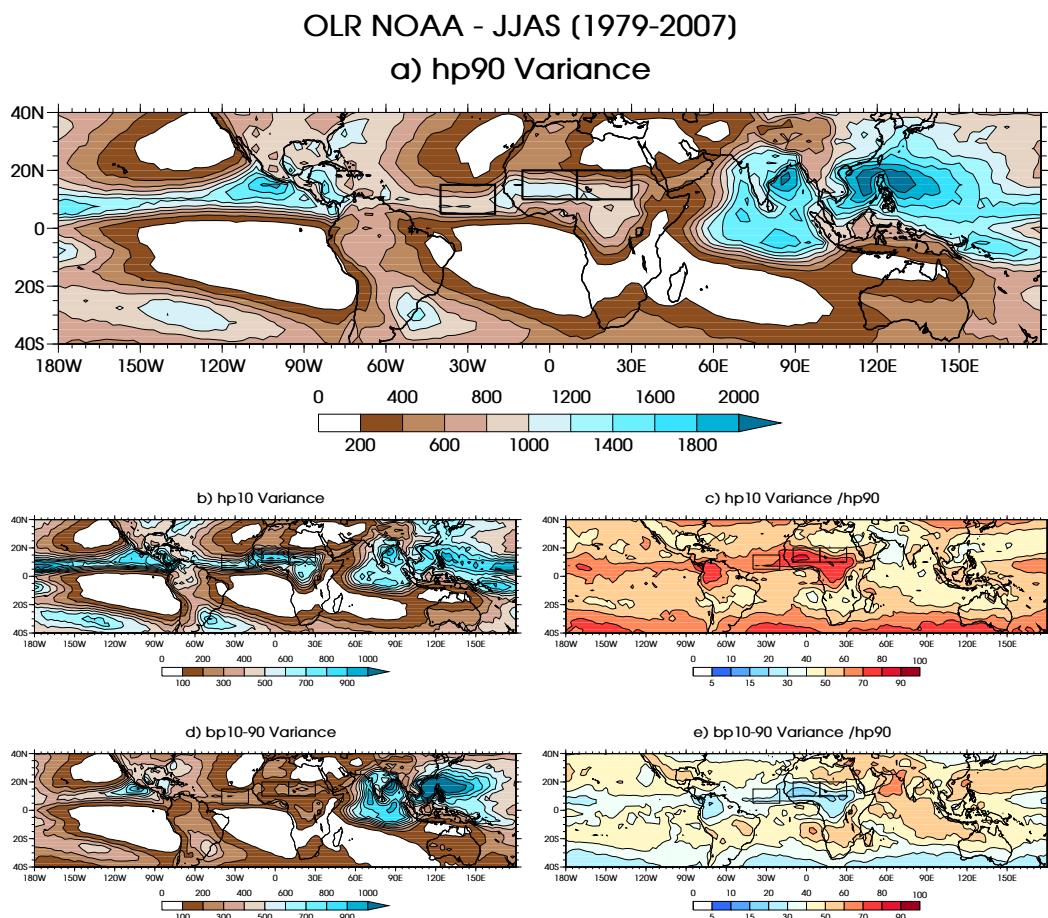


Figure 3.3 – *Idem* Fig. 3.2, mais pour l'OLR-NOAA de 1979 à 2007 (résolution horizontale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$). Les variances sont en $W^2 m^{-4}$.

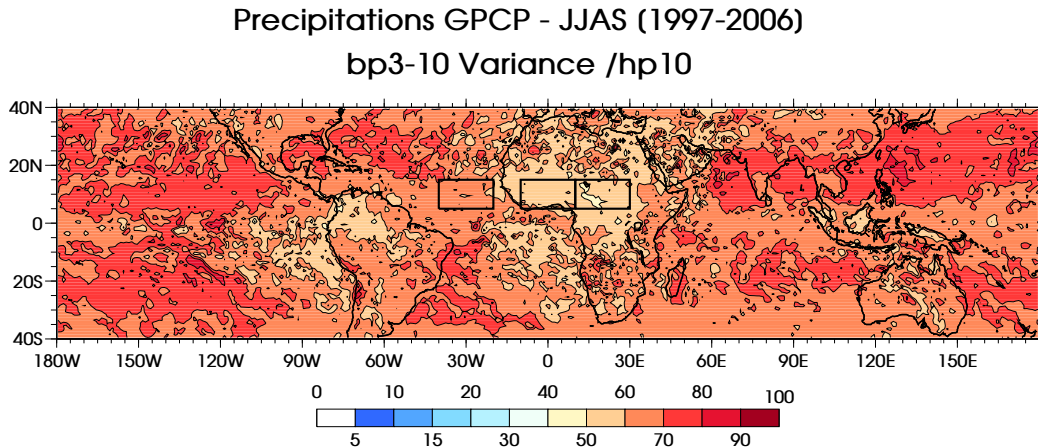


Figure 3.4 – *Idem* Fig. 3.2.c, mais pour les échelles entre 3 et 10 jours, rapportées aux échelles synoptiques inférieures à 10 jours.

pôles secondaires sont observés dans le sud de l’océan Indien tropical, vers 5 à 10°S (jusqu’à 160 mm² jour⁻²), tout le long de la ZCIT dans le Pacifique, dans l’est de l’Atlantique tropical, au niveau des reliefs d’Afrique de l’Ouest et plus largement du Sahel. Bien que plus faibles, ces pôles d’ISV sont tout aussi importants, modulant les précipitations moyennes de l’ordre de 100% à 150% aussi. Si l’on distingue les échelles synoptiques des échelles intrasaisonnières supérieures à 10 jours, on remarque une contribution relativement équivalente des deux échelles, sur l’océan Indien et sur l’Asie, en termes de précipitations, et clairement à l’avantage de l’ISV supérieure à 10 jours en termes d’OLR. La contribution des échelles synoptiques est un peu plus élevée dans le Pacifique Est, de l’ordre de 60%. Au-dessus de l’Afrique, ces échelles sont nettement prépondérantes, expliquant dans cette région plus de 70% de l’ISV. En fait, les précipitations sur l’Afrique sont modulées, pour une part importante, par les échelles inférieures à 3 jours, (> 40% – Fig. 3.4). Cette contribution des échelles très courtes n’a d’ailleurs que peu d’équivalent sur le reste des tropiques⁴, leur contribution étant plutôt de l’ordre de 20%. La convection sur le continent africain présente donc une spécificité importante, marquant que les précipitations y sont très sporadiques d’un jour à l’autre, et de nature très différente à celle de la mousson indienne, par exemple.

Cette mise en perspective générale⁵ de l’ISV montre donc que les échelles intrasaisonnières ont un impact essentiel sur la convection, modulant les précipitations dans les régions de mousson de plus de 100% par rapport au cycle saisonnier. Les échelles synoptiques ont généralement une contribution de 50% dans cette variabilité, parfois plus faible, comme dans l’océan Indien, et parfois plus importante, comme sur l’Afrique de l’Ouest, où elles correspondent à plus de 70% de l’ISV. Dans cette région, les échelles supérieures à 10 jours ont donc un impact plus faible sur la convection, mais non négligeable, tout de même (Sultan *et al.*, 2003) : ces échelles peuvent moduler les précipitations de ± 4 mm jour⁻¹ (de 50% à 80% de la valeur climatologique selon les régions), et l’OLR de ± 15 W m⁻². Mais surtout, à la différence des événements très intenses et très localisés dans le temps, ce type d’échelles est associé à une persistance importante de la modulation de la

⁴On retrouve également cette signature sur le nord de l’Amérique du Sud.

⁵Celle-ci est, semble-t-il, peu présente dans la littérature, et souvent focalisée sur une région particulière.

convection, et c'est souvent cet aspect intégrateur qui conduit à des catastrophes économiques et humaines majeures.

3.3 LES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITÉ INTRASAI- SONNIÈRE SOUS LES TROPIQUES

L'oscillation de Madden-Julian, découverte en 1971 (Madden et Julian, 1971), est sans nul doute le mode intrasaisonnier qui a suscité, et suscite toujours, le plus grand intérêt de la communauté internationale des sciences du climat. C'est aussi le mode dominant de l'ISV dans l'atmosphère tropicale, caractérisé par des échelles allant de 30 à 90 jours, selon les études. Mais ce n'est pas le seul, comme l'ont rappelé des études telles que celle de Wheeler et Kiladis (1999) : la dynamique des ondes équatoriales semble également être un facteur important d'organisation de la convection tropicale à des échelles allant de quelques jours à quelques semaines. On parle alors d'ondes équatoriales couplées à la convection. Nous allons évoquer ces deux types d'ISV des tropiques, qui, comme nous le verrons dans la section suivante, ont potentiellement un impact fort sur la MAO.

3.3.1 *L'Oscillation de Madden-Julian*

3.3.1.1 *Un peu d'histoire...*

Historiquement, la MJO a été découverte dans l'analyse spectrale du vent troposphérique et de la température de l'air à différents niveaux de l'atmosphère, et de la pression de surface, à partir de relevés météorologiques journaliers de l'île de Canton ($2^{\circ}50' S$, $171^{\circ}40' O$) établis de juin 1957 à mars 1967. Cette découverte fût presque un hasard (Madden et Julian, 2005), résultant d'un intérêt croissant pour l'atmosphère tropicale, notamment avec l'oscillation quasi-biennale (QBO⁶) découverte une dizaine d'années auparavant, de la puissance croissante des ordinateurs, de l'application de plus en plus fréquente de l'analyse spectrale grâce à l'algorithme de FFT (Cooley et Tukey, 1965), et bien sûr de l'obtention de séries temporelles de longueur suffisante. Madden et Julian (1971) ont ainsi montré l'existence d'un pic entre 40 et 50 jours dans le co-spectre du vent zonal à 850 hPa et du vent zonal à 150 hPa, les deux niveaux fluctuant en opposition de phase (Fig. 3.5).

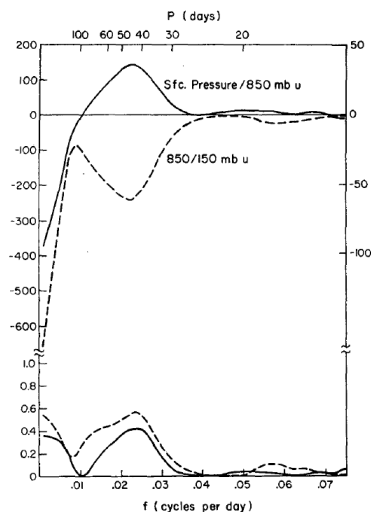


Figure 3.5 – En haut : co-spectre entre le vent zonal à 850 hPa et le vent zonal à 150 hPa (trait tireté avec l'axe des ordonnées à gauche), et co-spectre entre la pression de surface et le vent zonal à 850 hPa (trait plein et axe des ordonnées à droite). Les données sont issues de l'île de Canton. En bas : Statistique de cohérence carrée pour le vent zonal à 850 hPa et celui à 150 hPa (trait tireté) et pour la pression de surface et le vent à 850 hPa (trait plein). Le niveau de confiance *a priori* à 0.1% (6% *a posteriori*) de l'hypothèse nulle de non-cohérence est de 0.25. D'après Madden et Julian (1971).

⁶ *Quasi-Biennale Oscillation* (Ebdon, 1960 ; Reed *et al.*, 1961).

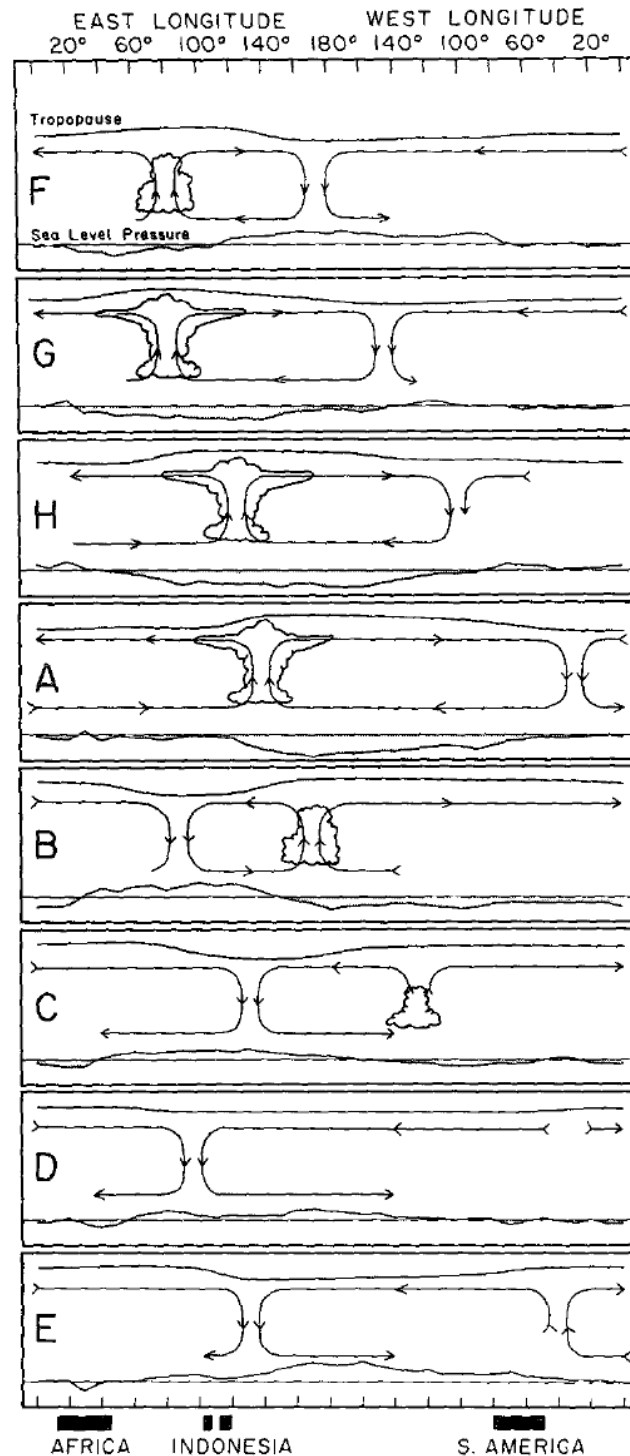


Figure 3.6 – Schéma conceptuel de l'évolution des perturbations associées à l'oscillation à 40–50 jours (MJO) dans le plan zonal. Les dates sont indiquées symboliquement par des lettres sur chaque panneau et correspondent à l'oscillation de pression au dessus de l'île de Canton. La lettre A réfère à l'instant où la pression y est minimale et E à celui où elle y est maximale. Les autres lettres représentent des instants intermédiaires, entre lesquels s'écoulent 4 à 8 jours. Le temps croît vers le bas de la figure. La perturbation de pression de surface est illustrée en bas de chaque panneau. Les cellules indiquent la circulation de Walker et sont basées sur la structure zonale moyenne de la perturbation. Les régions de renforcement de la convection à grande échelle sont indiquées schématiquement par les cumulus et cumulonimbus. La hauteur relative de la tropopause est indiquée en haut de chaque panneau. D'après Madden et Julian (1994).

Un an plus tard, Madden et Julian (1972) proposent un schéma conceptuel de l'évolution de cette oscillation dans le plan zonal (Fig. 3.6). Une anomalie négative de pression de surface apparaît sur l'Afrique de l'Est et l'océan Indien, en même temps que se développe de la convection sur l'océan Indien (Fig. 3.6.F). L'anomalie de pression se propage vers l'est, passe la ligne de changement de date, de même que la branche subsidente de la cellule de Walker entre l'océan indien et le Pacifique (Fig. 3.6.G). Lorsque la pression est minimale au-dessus de l'île de Canton, la circulation zonale présente les caractéristiques d'un nombre d'onde égale à 1. La convection s'est déplacée sur l'Indonésie (Fig. 3.6.A). La pression commence alors à augmenter sur l'océan Indien alors que la convection s'y affaiblit, ainsi qu'à l'est de la ligne de changement de date (Fig. 3.6.B–C). Finalement, la pression est maximale au-dessus de l'île de Canton, la circulation y est subsidente, tandis que de faibles mouvements ascendants peuvent être observés au-dessus de l'océan Atlantique (Fig. 3.6.E).

Depuis les travaux pionniers de Madden et Julian des années 70, de nombreuses études ont examiné en détail la MJO, caractérisant sa structure, sa relation avec la convection, son impact sur les régions de mousson, en particulier les moussons d'Asie et d'Australie, son impact sur les moyennes latitudes, sa relation avec l'océan de surface... Plusieurs études ont proposé des mécanismes pour expliquer cette oscillation : onde de Kelvin, instabilité conditionnelle de second type (*wave-CISK*⁷), interactions entre le vent et les flux de surface (WISHE⁸)... Aucune n'est cependant parvenu à expliquer la nature complexe de la MJO. Dans les deux paragraphes qui suivent, nous présentons brièvement les principales caractéristiques et quelques-unes des théories explicatives de la MJO. Deux revues (Madden et Julian, 1994 ; Zhang, 2005), et un livre (Lau et Waliser, 2005) en font un tour d'horizon très complet.

3.3.1.2 Principales caractéristiques

Bien qu'effectivement centrée sur 45 jours (Madden, 1986), la période de la MJO fluctue assez largement entre 30 et 100 jours (Anderson *et al.*, 1984 ; Anyamba et Weare, 1995). Son pic d'énergie est très variable dans cette gamme d'échelle. Et bien qu'on parle d'oscillation, la MJO n'est en rien un oscillateur régulier. Elle est, au contraire, très épisodique ou discrète (Salby et Hendon, 1994). L'amplitude du signal intrasaisonnier présente une intermittence forte (Hendon *et al.*, 1999 ; Matthews, 2000 ; Wheeler et Hendon, 2004), notamment au cours du cycle saisonnier et à l'échelle interannuelle. Ceci contribue largement à l'étalement spectral de la MJO.

L'échelle typique de la MJO, qui couvre les régions d'anomalies positives et négatives de couverture nuageuse, s'étend de 12000 à 20000 km (Zhang, 2005). À un instant donné, un seul événement de type MJO peut exister sous les tropiques : le nombre d'onde zonal est d'environ 1 pour le vent zonal, mais varie de 1 à 3 pour les précipitations (Fig. 3.7).

La MJO est un signal qui se propage lentement vers l'est, à une vitesse de l'ordre de 5 m s^{-1} (Weickmann *et al.*, 1985 ; Knutson *et al.*, 1986). C'est notamment bien plus lent que les ondes de Kelvin couplées à la convection ($15\text{--}17 \text{ m s}^{-1}$, voir section suivante). Cette vitesse de propagation varie légèrement d'un événement à l'autre, et d'une phase de l'oscillation à l'autre. Bien que le signal convectif disparaisse

⁷ *Conditional Instability of the Second Kind.*

⁸ *Wind-Induced Surface Heat Exchange.*

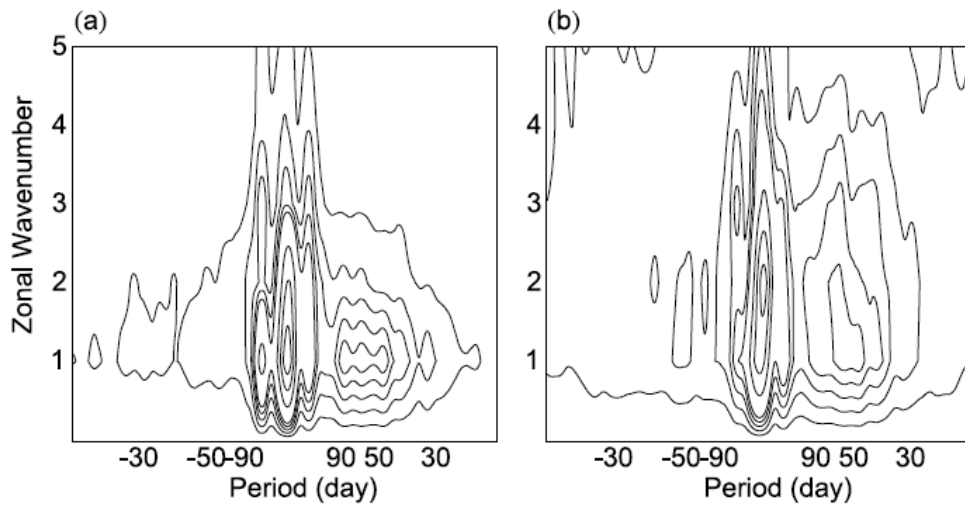


Figure 3.7 – Spectres fréquence-nombre d'onde a) du vent zonal à 850 hPa (réanalyse NCEP) et b) des précipitations (Xie et Arkin, 1997) pour les années 1979 à 1998, moyennés sur 20°S–20°N, et calculés entre 60°E et 180°E. Les périodes positives (négatives) correspondent à des propagations vers l'est (ouest). Les données utilisées sont pentadaires et à la résolution de 10° en longitude. D'après Zhang (2005).

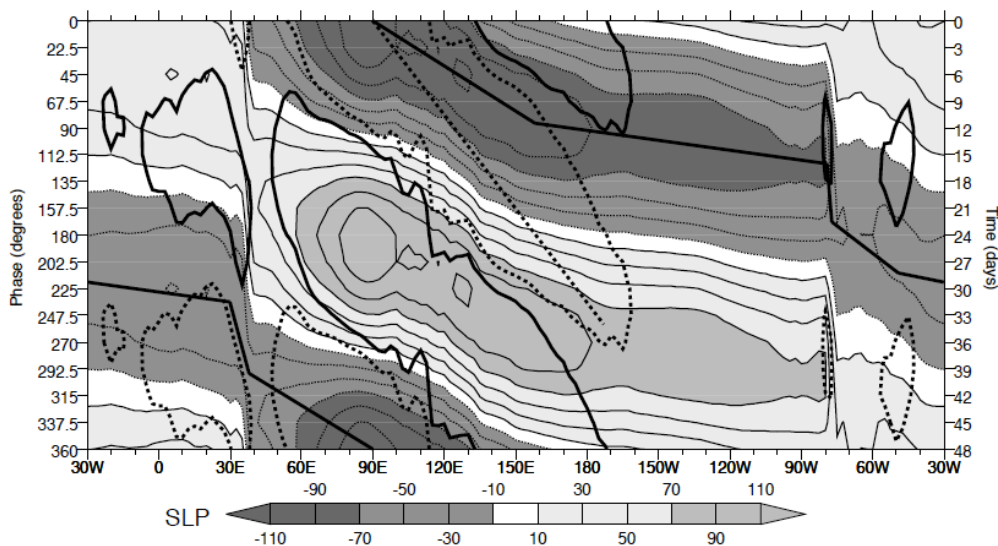


Figure 3.8 – Diagramme de hovmuller à l'équateur de la pression de surface (grisé, en Pa) et de l'OLR (en contour pointillé pour les anomalies négatives, en contour plein pour les anomalies positives), basé sur une régression des deux variables sur un indice MJO tel que défini par Matthews (2000). Uniquement les valeurs -5 W m^{-2} et $+5 \text{ W m}^{-2}$ sont indiquées. Le trait gras plein indique les vitesses de propagation des anomalies. Le temps est indiqué sur l'axe des ordonnées à droite. D'après Matthews (2000).

dans l'est du Pacifique, les anomalies de vent et de pression associées continuent à se propager vers l'est, comme des ondes libres (non couplées à la convection) à une vitesse plus rapide, de l'ordre de 30 m s^{-1} (Matthews, 2000, Fig. 3.8). On trouve d'ailleurs une propagation continue et globale de la MJO au niveau de l'équateur, dans les champs de la haute troposphère (Knutson et Weickmann, 1987). Cette propagation vers l'est est très nette pendant l'hiver boréal (Fig. 3.9). Au printemps et en été, celle-ci est plus faible et tend à être dominée par une migration vers le nord des structures d'anomalies (Fig. 3.10 – Lau et Chan, 1986 ; Chen et Murakami, 1988 ; Gadgil, 1990 ; Annamalai *et al.*, 1999 ; Lawrence et Webster, 2002 ; Hsu *et al.*, 2004). La MJO devient alors un facteur essentiel de modulation intrasaisonnière de la mousson asiatique.

Le centre convectif qui se propage vers l'est pendant la phase active de la MJO est, en fait, une organisation à grande échelle d'un grand nombre de systèmes convectifs de plus petite échelle, se propageant dans toutes les directions (Nakazawa, 1988 ; Hendon et Liebmann, 1994). La propagation apparente vers l'est de l'ensemble est le résultat du développement de nouveaux systèmes convectifs à l'est de ceux qui sont matures ou en train de décliner. En particulier, on observe, à l'intérieur du cœur convectif de la MJO, des perturbations d'échelle synoptique organisant les SCMs en amas convectifs de plus grande échelle, se propageant vers l'est comme des ondes de Kelvin couplées (Nakazawa, 1988 ; Lau *et al.*, 1989) ou vers l'ouest, de manière similaire à des ondes de Rossby équatoriales ou d'ondes mixtes de Rossby-gravité (Pires *et al.*, 1997 ; Wheeler et Kiladis, 1999). Ces dernières caractéristiques de la MJO illustrent bien les interactions d'échelles qui peuvent y être observées, rajoutant à la complexité du phénomène.

En conclusion, les principales caractéristiques de la MJO que les études théoriques devraient pouvoir expliquer et les modèles représenter sont les suivantes (Wang, 2005) :

1. une circulation d'échelle planétaire, couplée à une organisation à grande échelle de la convection (Madden et Julian, 1972) ;
2. une circulation horizontale comprenant à la fois une onde de Kelvin et une onde de Rossby équatoriale (Rui et Wang, 1990), avec une structure barocline et une région de convergence dans la couche limite précédant le cœur convectif de la MJO (Hendon et Salby, 1994) ;
3. une propagation lente vers l'est à environ 5 m s^{-1} avant la ligne de changement de date (Knutson *et al.*, 1986) et une dépendance en longitude de l'amplification (Wang et Rui, 1990) ;
4. propagation vers le nord dominante (Yasunari, 1979, 1980) et vers l'ouest en dehors des régions équatoriales (Murakami, 1980) pendant l'été, dans la région de mousson asiatique.

3.3.1.3 Mécanismes

Étant donné que l'onde de Kelvin est le seul mode équatorial se propageant vers l'est et dont la structure d'échelle planétaire ressemble à celle de la MJO (Fig. 3.6), les premières explications de la MJO ont pris appui sur la dynamique des ondes de Kelvin. Cependant, les ondes de Kelvin couplées à la convection (voir section suivante) se propagent vers l'est bien plus rapidement que la MJO, même

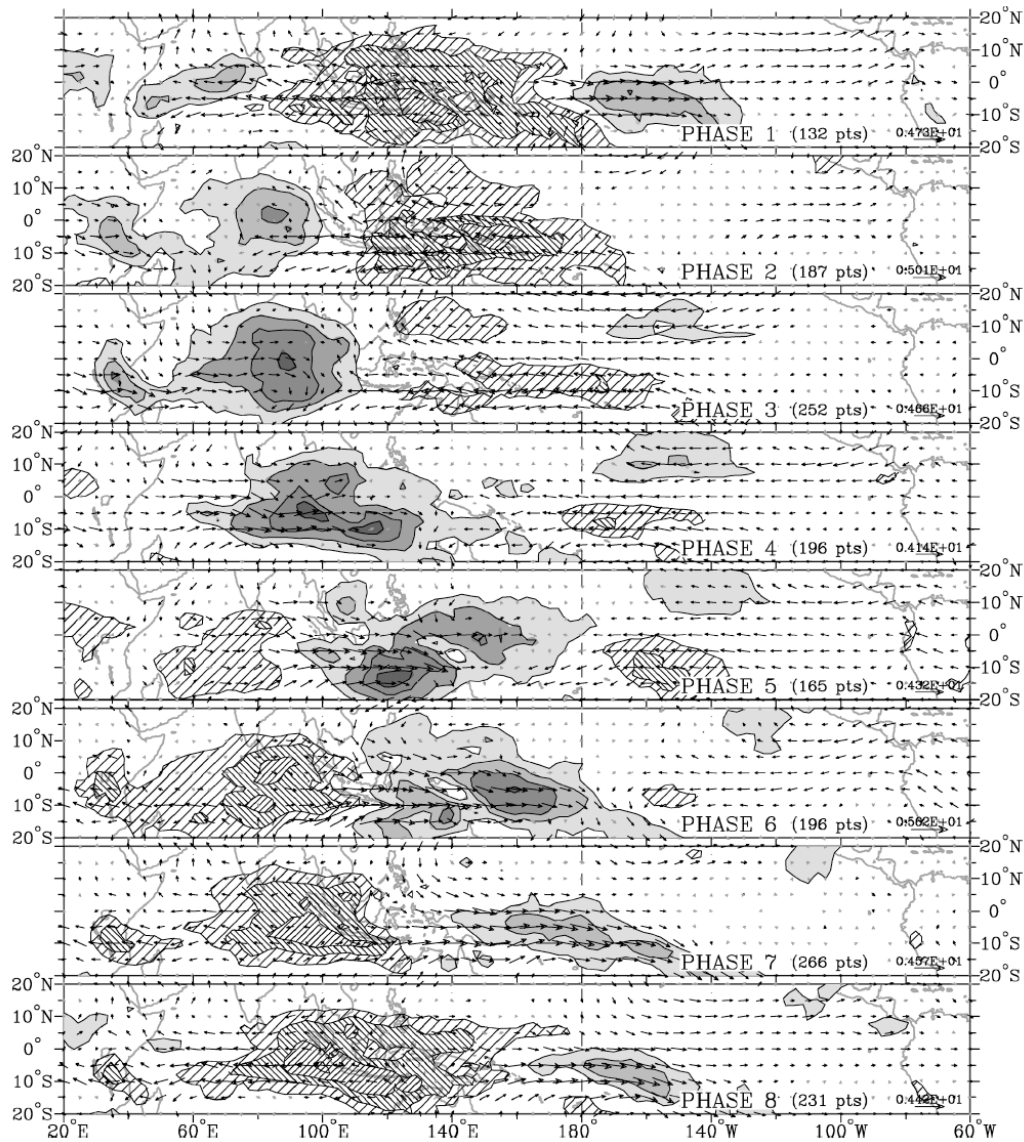


Figure 3.9 – Composites des 8 phases de la MJO d'hiver (DJF) pour les anomalies d'OLR (en grisé et hachuré) et du vent à 850 hPa (en vecteur). Les régions grisées indiquent les anomalies négatives d'OLR (-7.5 , -15 , -22.5 et -30 W m^{-2}) et les régions hachurées indiquent les anomalies positives d'OLR (7.5 , 15 et 22.5 W m^{-2}). L'échelle des anomalies de vent est reportée en bas à droite de chaque carte. Les flèches en noir indiquent les anomalies de vent significatives à 99% en utilisant un test de Student. Les 8 phases de la MJO sont celles définies par l'analyse de Wheeler et Hendon (2004). Le nombre de jour ayant été utilisé pour calculer le composite de chaque phase est indiqué en bas à droite de chaque carte. D'après Wheeler et Hendon (2004).

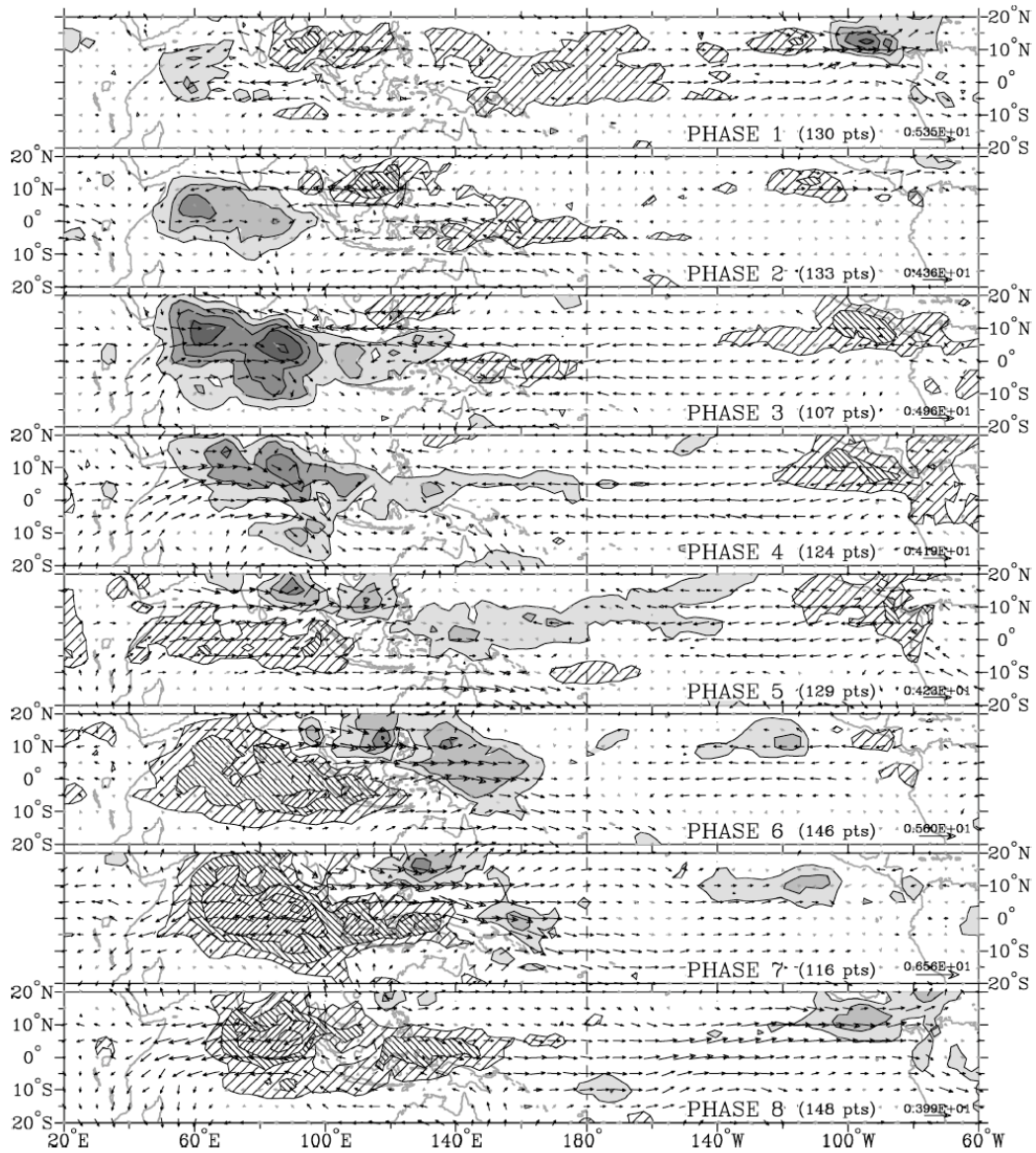


Figure 3.10 – *Idem* Fig. 3.9, mais pour les mois de mai et juin. D'après Wheeler et Hendon (2004).

en ajoutant à la dynamique des ondes un coefficient d'amortissement raisonnable (Chang, 1977).

Aujourd'hui, deux écoles de pensée s'opposent sur l'origine de la MJO (Zhang, 2005 ; Wang, 2005). La première considère que la MJO est une réponse atmosphérique à un mécanisme de forçage indépendant. La propagation vers l'est et le couplage entre la convection et le vent sont alors simplement des résultats de la réponse atmosphérique. La seconde école de pensée propose, au contraire, que la MJO crée sa propre source d'énergie grâce à l'instabilité de l'atmosphère. Le couplage entre la convection et la dynamique est alors au centre de l'instabilité.

Trois types de forçage pourraient être à l'origine de la MJO :

1. Les fluctuations intrasaisonnières des précipitations de la mousson asiatique, qui sont relativement fixes en longitude, et qui pourraient tirer leur origine dans le cycle hydrologique régional, pourraient être une source de forçage de la MJO (Yasunari, 1979). Des interactions entre évaporation, convection et rayonnement peuvent également conduire à une oscillation stationnaire des précipitations avec une période de l'ordre de 50 jours (Hu et Randall, 1995). Cependant, aucun signal statistiquement significatif d'oscillation stationnaire n'a pu être observé dans la convection équatoriale (Zhang et Hendon, 1997). Des simulations idéalisées avec un chauffage intrasaisonnier stationnaire n'ont pas réussi non plus à reproduire des caractéristiques essentielles de la MJO (Yamagata et Hayashi, 1984 ; Anderson et Stevens, 1987).
2. Le forçage stochastique par la convection pourrait également être un bon candidat. Salby et Garcia (1987) ont, par exemple, montré qu'une source de chauffage localisée, dont le spectre serait celui d'un bruit rouge, pouvait conduire à un pic de variabilité intrasaisonnière. Dans ce type d'hypothèse, les transferts d'énergie des petites échelles (synoptiques) vers les échelles planétaires et intrasaisonnières joueraient un rôle essentiel pour générer un événement MJO (Majda et Biello, 2004).
3. Enfin, des perturbations intrasaisonnières cohérentes avec la MJO existent aussi dans les régions extratropicales (Weickmann, 1983) et pourraient, en fait, être une source de forçage de la MJO (Lau et Peng, 1987 ; Lau *et al.*, 1994 ; Matthews *et al.*, 1996). Cependant, les régions où les perturbations intrasaisonnières des moyennes latitudes peuvent influencer la circulation tropicale de manière significative semblent plutôt être confinées dans le Pacifique Est et Central, plutôt qu'au niveau de l'océan Indien (Liebmann et Hartmann, 1984 ; Matthews et Kiladis, 1999 ; Yanai *et al.*, 2000).

Les théories invoquant l'instabilité de l'atmosphère se basent sur deux mécanismes, cités au début de cette section : *wave-CISK* et *WISHE* :

1. L'instabilité CISK a été invoquée par Charney et Eliassen (1964) pour expliquer la formation des cyclones tropicaux à partir d'une rétroaction positive par pompage d'Ekman de la convection sur la convergence de grande échelle. Cette idée a, par la suite, été utilisée pour tenter d'expliquer les interactions entre la convergence au sein d'une onde tropicale et l'organisation de la convection (*wave-CISK* – e.g., Lindzen, 1974). Lau et Peng (1987) ont alors proposé un mécanisme basé sur ce type d'instabilité *wave-CISK* pour expliquer la formation de la MJO, suggérant que la propagation vers l'est de

la MJO tire son origine d'un mode intrinsèque d'interaction entre la convection et les ondes de Kelvin. Leur analyse linéaire montre que la vitesse de phase de l'onde de Kelvin couplée dépend largement de la structure verticale du chauffage convectif et la stabilité verticale de l'état de base de l'atmosphère. Utilisant un modèle avec une paramétrisation de la convection basée sur l'instabilité *wave-CISK*, Lau *et al.* (1989) ont montré depuis, que la lente propagation vers l'est du cœur convectif de la « MJO » simulée est pilotée par la formation de nouveaux cœurs convectifs dans la région de convergence de l'onde de Kelvin, tandis que la propagation vers l'ouest des amas nuageux composant le cœur convectif est une manifestation d'ondes de Rossby.

Cependant, de nombreux modèles de type *wave-CISK* produisent une propagation plus rapide que ce qui est observé. Par ailleurs, la théorie linéaire ne permet pas d'expliquer comment la perturbation peut se maintenir à une échelle planétaire sans une « explosion » des petites longueurs d'onde (Chao, 1995).

2. Emanuel (1987) et Neelin *et al.* (1987) ont proposé que les ondes à l'origine de la MJO étaient produites par une instabilité pilotée par un flux de chaleur latente induit par le vent à la surface, le *wind-induced feedback* chez Neelin *et al.* (1987), le WISHE, plus tard, chez Yano et Emanuel (1991). Se plaçant dans un état moyen avec des vents d'est à la surface, Emanuel (1987) note qu'un renforcement des vents à l'avant d'un thalweg se propageant vers l'est conduit à une augmentation du transfert d'entropie de l'océan vers l'atmosphère, i.e. une augmentation de l'évaporation. Le réchauffement atmosphérique associé (d'origine convective) induit une diminution de la pression à la surface et pousse le thalweg vers l'est.

Comme le *wave-CISK*, le mécanisme WISHE tend à favoriser la croissance de petites longueurs d'onde. Brown et Bretherton (1995) ont, cependant, montré que l'effet des descentes convectives insaturées, pilotées par l'évaporation des précipitations, pouvait conduire à l'amortissement des petites longueurs d'onde et que, dans ce cas, seul le mode WISHE de plus grande échelle était instable. Sa vitesse de phase reste cependant trop élevée. La propagation des ondes dans la stratosphère semble être aussi un élément important dans la sélection de l'échelle planétaire (Yano et Emanuel, 1991). Enfin, les observations (e.g., Zhang, 1996) ont plutôt tendance à placer le maximum d'évaporation à l'intérieur ou à l'ouest du cœur convectif de la MJO, dans des vents d'ouest, ce qui est contraire aux hypothèses d'Emanuel (1987). Quoiqu'il en soit, ce type de mécanisme est capable de renforcer la MJO, notamment avec des rétroactions des TSMs.

Un certain nombre d'autres facteurs peuvent jouer un rôle important pour expliquer les propriétés de la MJO : le temps de charge et de décharge de l'énergie statique humide de la couche limite (Blade et Hartmann, 1995), des interactions entre la convection et la vapeur d'eau pouvant favoriser l'organisation de la convection (Tompkins, 2001a), les interactions océan-atmosphère (Wang et Xie, 1998), les interactions d'échelles (Slingo *et al.*, 2003 ; Majda et Biello, 2004)...

Aucune des théories mentionnées ci-dessus ne parvient, seule, à expliquer les différentes caractéristiques de la MJO. Et c'est vraisemblablement une combinaison de plusieurs d'entre elles qui parviendra, peut-être, à nous donner une vision complète de son fonctionnement. On notera le succès récent de Majda et Stechmann

(2009) à retrouver les structures fondamentales de la MJO à l'aide d'un modèle dynamique, simple supposant que les instabilités apparaissent, en premier, aux échelles synoptiques. La clé de leur modèle serait une modulation des échelles synoptiques par le préconditionnement à l'échelle planétaire de l'humidité des basses couches. Cette modulation des échelles synoptiques piloterait alors le « squelette » de la MJO, par les variations du chauffage diabatique.

3.3.2 Les ondes équatoriales couplées à la convection

3.3.2.1 Détection et relation de dispersion

Nous avons vu que la convection pouvait s'organiser à différentes échelles spatiales et temporelles, des échelles des SCMs (section 1.2.3.1) aux échelles planétaires, comme la MJO (section 3.3.1). Aux échelles intermédiaires, les précipitations s'organisent sous forme d'ondes se propageant vers l'est ou l'ouest, le long de l'équateur ou de part et d'autre de celui-ci dans une bande de quelques degrés, à l'intérieur de la ZCIT. De nombreux travaux ont montré que ces ondes avaient un certain nombre de propriétés similaires à celles obtenues avec la théorie des ondes équatoriales de Matsuno (1966). On parlera d'ondes équatoriales couplées à la convection (CCEWs⁹), qui font l'objet d'une revue relativement détaillée par Kiladis *et al.* (2009).

Basée sur un modèle d'eau peu profonde (*shallow water model*) dans un plan béta, la théorie de Matsuno (1966) prédit l'existence d'un certain nombre d'ondes équatoriales, piégées près de l'équateur, aussi bien dans l'atmosphère que dans l'océan, et vérifiant la relation de dispersion suivante (voir Holton (2004) pour une dérivation de cette relation) :

$$\frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\omega^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\omega} \beta \right) = 2n + 1 \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

avec g l'accélération de la pesanteur, β le gradient méridien du paramètre de Coriolis f près de l'équateur¹⁰, ω la pulsation, k le nombre d'onde, h_e la profondeur du modèle d'eau peu profonde. n est un entier positif définissant le nombre de noeuds dans le profil méridien du vent méridien.

De cette relation de dispersion, un certain nombre d'ondes peuvent être mises en évidence : les ondes de Rossby équatoriales (ER¹¹), les ondes d'inertie-gravité, se propageant vers l'est ou vers l'ouest (EIG et WIG¹²), et les ondes mixtes de Rossby-gravité (MRG¹³). À celles-ci, il faut rajouter l'onde de Kelvin, pour laquelle la relation de dispersion est différente : $c = \omega/k = \sqrt{gh_e}$ et correspond à $n = -1$. Ces ondes, et toute combinaison linéaire de celles-ci, sont donc solutions du modèle *shallow water* de Matsuno (1966). On peut dériver la structure horizontale de ces ondes, qui est présentée pour l'onde de Kelvin et les ondes de Rossby équatoriales sur la figure 3.11. Pour les autres types d'ondes qui ne seront pas présentés ici, nous nous référons à Kiladis *et al.* (2009).

À la même époque que celle de l'étude de Matsuno (1966), plusieurs travaux ont observé l'existence, dans l'atmosphère, des ondes MRG (Yanai et Murayama,

⁹ *Convectively-Coupled Equatorial Waves.*

¹⁰ Le paramètre de Coriolis f s'écrit alors $f = \beta y$ près de l'équateur, y étant la distance à l'équateur

¹¹ *Equatorial Rossby.*

¹² *Eastward et Westward Inertio-Gravity.*

¹³ *Mixed Rossby-Gravity.*

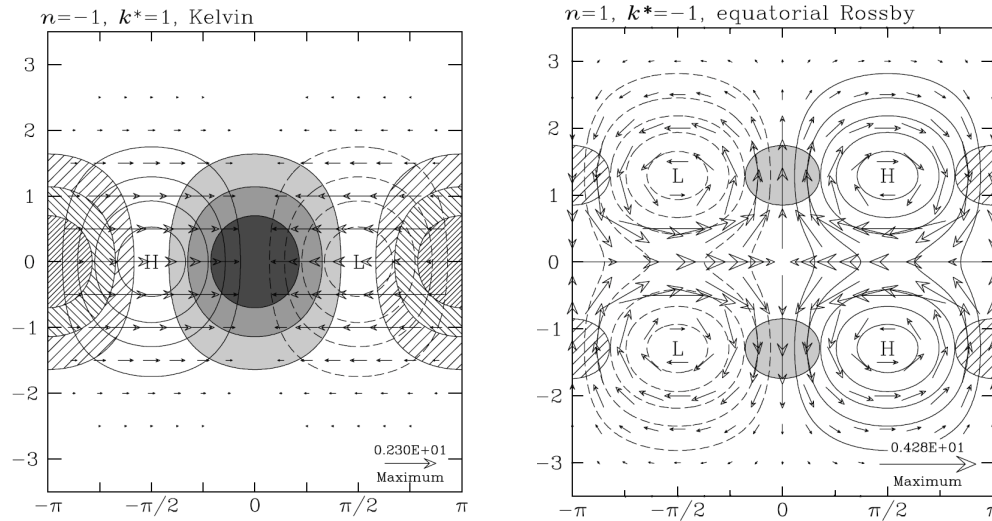


Figure 3.11 – Structure horizontale de l’onde de Kelvin (à gauche) et de l’onde de Rossby équatoriale (à droite), solutions du modèle d’eau peu profonde de Matsuno (1966) sur un plan bêta équatorial. Toutes les échelles sont adimensionnées. L’équateur est au centre des deux figures. Les régions hachurées (grisées) correspondent à des zones de divergence (convergence), avec un intervalle de 0.6 unités entre chaque contour. Les contours non-grisés indiquent le géopotentiel avec un intervalle de 0.5 unités. Les contours négatifs sont en tireté et le contour zéro n’est pas représenté. L’échelle de vent est indiquée en bas à droite de chaque panneau. D’après Kiladis *et al.* (2009).

1966 ; Maruyama, 1967) et des ondes de Kelvin (Wallace et Kousky, 1968). Puis, avec l’arrivée d’observations satellites, des perturbations de la couverture nuageuse, se propageant vers l’est et l’ouest, ont pu être détectées (e.g., Chang, 1970 ; Yanai et Murakami, 1970a, b). L’hypothèse d’ondes couplées à la convection, en partie similaires aux modes secs de la théorie de Matsuno (1966), a alors commencé à germer dans les esprits. Puis, dans les années 90, la disponibilité de longues séries de données globales et d’analyses opérationnelles ont, sans nul doute, contribué à l’essor des études des CCEWs. Ainsi, par exemple, Liebmann et Hendon (1990), Hendon et Liebmann (1991) et Takayabu et Nitta (1993) ont pu isoler les propriétés des ondes MRG couplées à la convection, et montrer que leur structure verticale présentait une forte inclinaison, similaire à celle des ondes d’est (section 1.2.3.5).

À la fin des années 90 et à la suite des travaux de Takayabu (1994), Wheeler et Kiladis (1999) ont pu calculer le spectre en fréquence-nombre d’onde sur toute la bande équatoriale, à partir d’une longue série d’observations de la couverture nuageuse tropicale (données CLAUS, de la section 2.1.1.3). Ce spectre est décomposé en parties symétrique et antisymétrique et divisé par un spectre de fond, de manière à mettre en avant les pics de variabilité significatifs par rapport à une estimation de la variabilité de fond (Fig. 3.12). Les relations de dispersion et la structure du spectre sont très proches de celles obtenues par la théorie linéaire, établissant sans aucun doute possible l’existence des CCEWs. On notera par ailleurs l’existence d’un pic dans le spectre correspondant aux échelles de la MJO.

Différentes manières d’appliquer la théorie de Matsuno (1966) à l’atmosphère tridimensionnelle existent, sans toutefois parvenir à des solutions totalement satisfaisantes. Elles sont esquissées dans Kiladis *et al.* (2009). Toutes, à leur façon, tentent, notamment, d’expliquer les profondeurs équivalentes h_e utilisées pour tracer les relations de dispersion qui collent le plus aux CCEWs. Cette profondeur

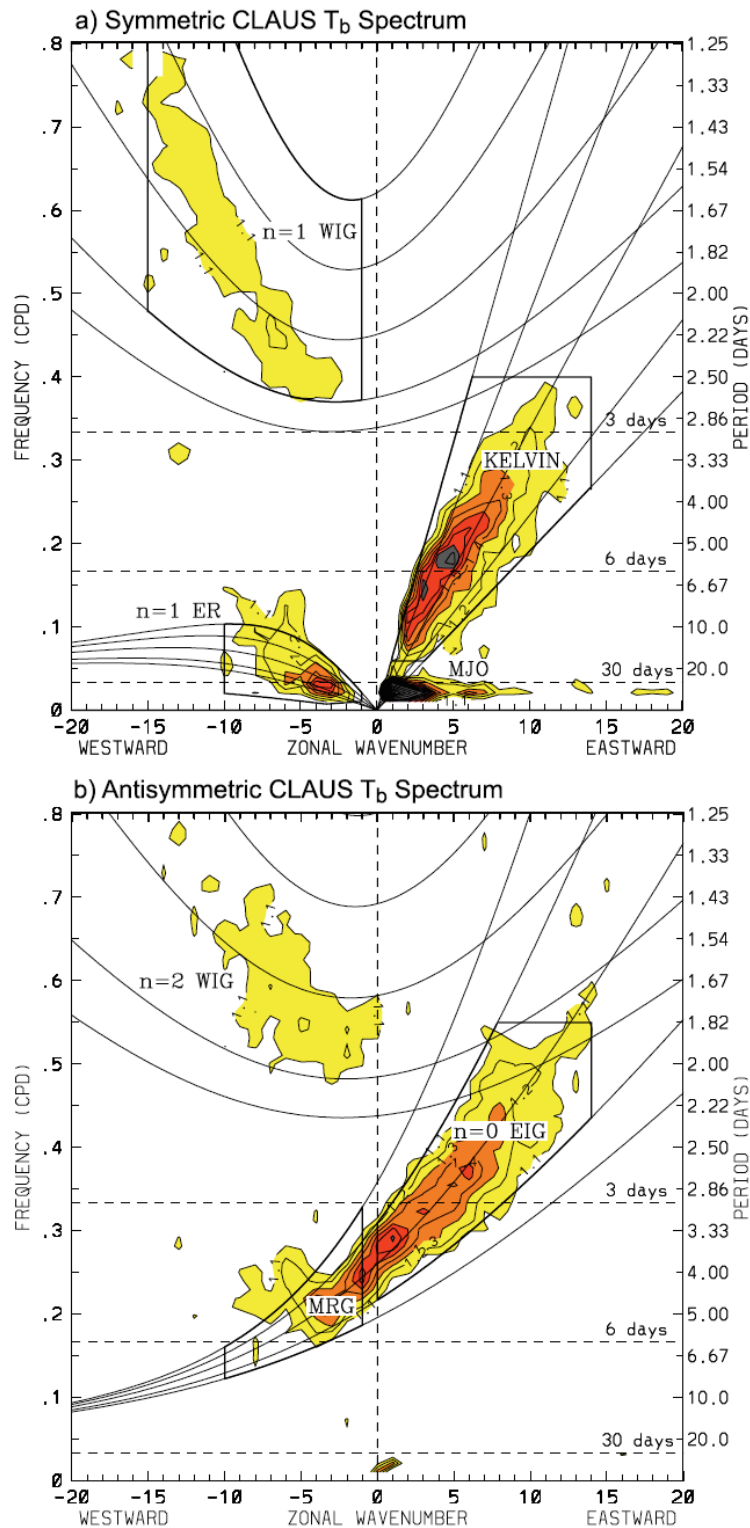


Figure 3.12 – Spectre d'énergie en fréquence-nombre d'onde des composantes a) symétrique et b) antisymétrique de la température de brillance CLAUS de juillet 1983 à juin 2005 (section 2.1.1.3), sommé sur les latitudes de 15°S à 15°N. C'est le rapport entre le spectre brut et le spectre caractérisant la variabilité de fond de type bruit rouge (voir Wheeler et Kiladis (1999) pour plus de détails). L'intervalle entre les contours est de 0.1, commençant à 1.1, seuil à partir duquel le signal est significatif à 95%. Les courbes indiquent les relations de dispersion de l'onde de Kelvin, des ondes ER ($n=1$), WIG ($n=1$ et 2), EIG ($n=0$) et MRG, pour différentes profondeurs équivalentes h_e (8, 12, 25, 50 et 90 m). Les boîtes indiquées en trait gras représentent les domaines utilisés pour un filtrage en fréquence et nombre d'onde. D'après Kiladis *et al.* (2009).

équivalente dépend de la stabilité verticale de l'atmosphère, du type de structure verticale choisie comme solution et du profil de chauffage convectif. Les différentes théories pour comprendre le couplage entre la dynamique des ondes et la convection font appel aux idées de *wave-CISK* (section 3.3.1.3) ou de quasi-équilibre entre la convection et la grande échelle (Arakawa et Schubert, 1974 ; Emanuel, 2007). Le quasi-équilibre est cependant relativement peu vérifié aux échelles synoptiques, du moins dans les observations des CCEWs (Straub et Kiladis, 2003b). À l'aide d'un modèle simplifié, Mapes (2000) parvient à retrouver certaines structures de CCEWs, montrant notamment un rôle important de l'inhibition convective pour la propagation des modes instables, de même que le fait d'avoir deux modes verticaux de chauffage de l'atmosphère (de type convection profonde et stratiforme) pour expliquer la vitesse de propagation relativement faible de CCEWs. L'humidification de la couche limite par le second mode à l'avant de la convection profonde, de même que l'humidification de la moyenne troposphère semblent également être des processus importants pour comprendre le couplage onde-convection.

3.3.2.2 Les ondes de Kelvin

Plusieurs études récentes ont établi l'existence d'ondes de Kelvin couplées à la convection dans l'est du Pacifique (Straub et Kiladis, 2002), sur l'Atlantique, au niveau de la ZCIT (Wang et Fu, 2007), sur l'Afrique (Mounier *et al.*, 2007 ; Mekonnen *et al.*, 2008 ; Nguyen et Duvel, 2008), l'océan Indien (Roundy, 2008) et

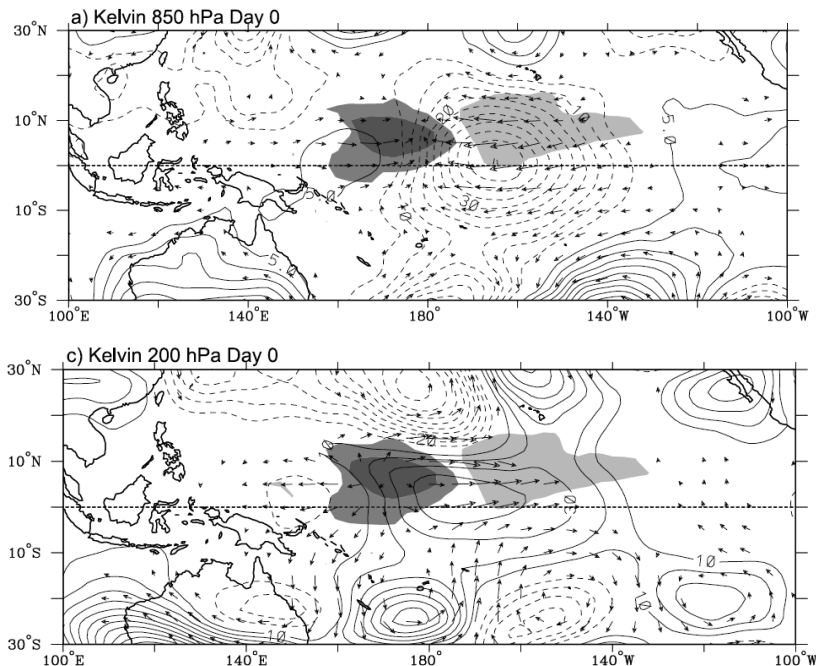


Figure 3.13 — Carte d'anomalies de température de brillance (grisé), géopotential (contour) et de vent à 850 hPa (en haut) et à 200 hPa (en bas) associé avec une perturbation de -20 K de la température de brillance filtré dans le domaine Kelvin (Fig. 3.12) au point de référence 7.5°N , 172.5°E . L'intervalle de contour est de 5 m sur le panneau du haut et de 10 m sur le panneau du bas, et les contours négatifs sont en tiretés. Les grisés sombres (clairs) indiquent des anomalies négatives (positive) de température de brillance de ± 10 K et ± 3 K. Seules les anomalies de vent et température de brillance significative à 95% sont reportées. Le plus long vecteur de vent a une intensité de 2 m s^{-1} . D'après Kiladis *et al.* (2009).

l'Amérique du sud (Liebmann *et al.*, 2009). Le signal couplant la dynamique et la convection se propage vers l'est à des vitesses de l'ordre de 15 à 20 m s⁻¹ (10 à 15 m s⁻¹ sur l'océan indien), généralement le long de la latitude climatologique de la ZCIT, avec une longueur d'onde de 3000 à 6000 km (Straub et Kiladis, 2002), et une échelle de temps de l'ordre de 2 à 15 jours. Le vent est à peu près zonal près de l'équateur, et le géopotentiel et le vent zonal sont en phase à la surface (Fig. 3.13), de manière cohérente avec le modèle de Matsuno (1966, voir aussi Fig. 3.11). La convergence à la surface et l'augmentation de l'humidité dans la couche limite induisent une augmentation de la couverture nuageuse et de l'activité convective déphasée de 1/8^e à un quart de longueur d'onde. La divergence en altitude est en phase avec la zone de renforcement de la convection (Fig. 3.13). Comme pour la MJO, l'enveloppe convective se déplaçant vers l'est, en fait, la combinaison de SCMs se propageant vers l'ouest (Nakazawa, 1988 ; Straub et Kiladis, 2002), de telle manière que l'on observe une succession de nuages de convection peu profonde, de cumulonimbus et de nuages stratiformes d'est en ouest.

Mis à part le possible déclenchement des ondes de Kelvin par la préexistence de convection dans la zone équatoriale, de nombreux indices indiquent que les ondes de Kelvin pourraient être excitées par un forçage d'origine extratropicale. Straub et Kiladis (2003a) ont, par exemple, montré que la convection à l'origine des ondes de Kelvin dans le Pacifique Ouest était généralement précédée par la forte activité d'un train d'ondes de Rossby extratropical, provenant du rail des dépressions du sud de l'océan indien. Liebmann *et al.* (2009) indiquent également la présence de « *pressure surges* » se propageant des moyennes latitudes sud-américaines vers le nord, le long de la face est des Andes, et précédant l'occurrence d'ondes de Kelvin sur l'Amazonie. Le forçage par les moyennes latitudes peut être indirect, comme le suggèrent Yang *et al.* (2007b), avec une projection directe du tourbillon sur la structure de l'onde de Kelvin (Hoskins et Yang, 2000). On devine ce type de forçage extratropical sur le panneau du bas de la figure 3.13, avec la présence d'un train d'ondes dans l'hémisphère sud vers 20°S.

3.3.2.3 Les ondes de Rossby équatoriales

Les ondes ER présentent une paire de circulations cycloniques symétriques par rapport à l'équateur (Fig. 3.11), qui se propagent vers l'ouest à une vitesse de l'ordre de 4.5 m s⁻¹. Bien que le signal convectif soit situé à l'est des circulations cycloniques comme dans la figure 3.11, on observe une anomalie significative de température de brillance dans les vents d'ouest entre les deux circulations cycloniques (Fig. 3.14). À l'est du cœur convectif, on observe une structure similaire à une onde de Kelvin et ressemblant à la réponse de type Gill (1980) à un chauffage à l'équateur. Dans la haute troposphère, une circulation anticyclonique, résultant de l'*outflow* convectif, est située au-dessus de la circulation cyclonique des basses couches, légèrement au nord-est. Une forte activité des ondes de Rossby extratropicales est généralement aussi observée avant l'apparition d'une onde ER (Kiladis et Wheeler, 1995 ; Hoskins et Yang, 2000).

À l'aide d'une étude composite, Kiladis et Wheeler (1995) ont trouvé que la structure verticale des ondes ER était relativement barotrope. C'est, en fait, le cas lorsque ces ondes sont faiblement couplées à la convection, la structure verticale étant plus complexe lorsque la convection est plus impliquée (Yang *et al.*, 2007a, b). Ce changement de structure est aussi vraisemblablement lié au cisaillement vertical de vent, différent selon les régions d'études (Kiladis *et al.*, 2009).

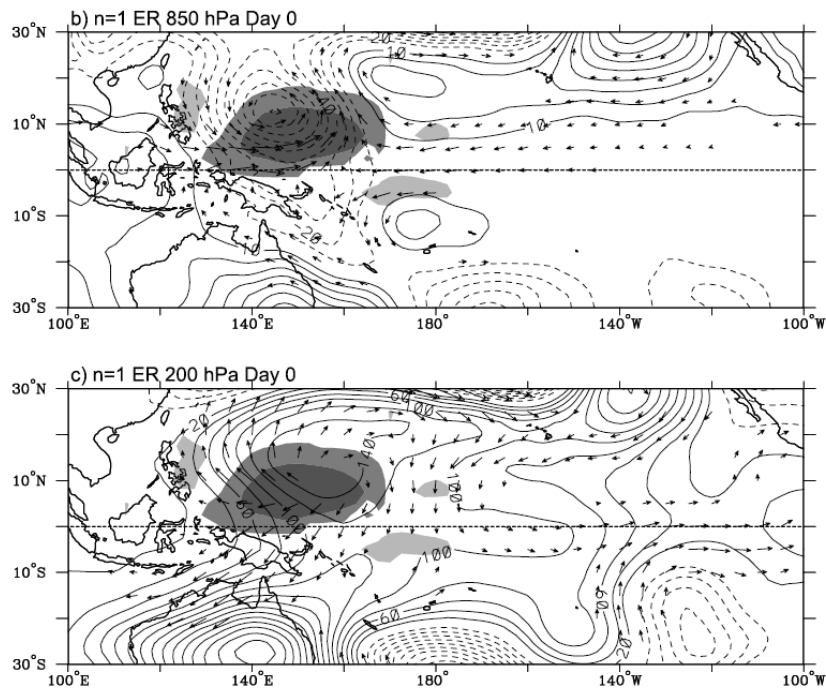


Figure 3.14 – *Idem* Fig. 3.13, mais pour l’onde de Rossby équatoriale ($n=1$) au point de référence 7.5°N , 152°E . Les intervalles des contours du géopotential sont de 10 m pour le niveau 850 hPa (panneau du haut) et de 20 m pour le niveau 200 hPa (panneau du bas). D’après Kiladis *et al.* (2009).

Les ondes ER ont tendance à dominer dans la région de la mousson asiatique, l’océan Indien et au-dessus du continent maritime. Elles apparaissent assez peu sur le Pacifique (Kiladis *et al.*, 2009). Leur analyse est généralement plus complexe que les autres CCEWs, car leur faible vitesse de propagation les autorise à être fortement modulées par la structure de l’état de base, qui varie en même temps. Par ailleurs, le pic spectral des ondes ER (Fig. 3.12) pourrait représenter partiellement la composante stationnaire de la MJO (Roundy et Frank, 2004), même si cette dernière présente plutôt une propagation vers l’est (section 3.3.1.2).

3.4 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO

3.4.1 Variance et échelles de temps

Nous proposons, dans cette section, une perspective générale et originale¹⁴ de la variabilité intrasaisonnière de la MAO, qui nous permet d’introduire les différentes échelles associées. Elle servira également de base pour évaluer les caractéristiques principales de l’ISV simulée par les modèles de CMIP3 (Chapitre 6).

La section 3.2 a montré que l’ISV de la convection sur l’Afrique de l’Ouest a essentiellement lieu à des échelles synoptiques, inférieures à 10 jours (Fig. 3.2 et

¹⁴À notre connaissance, aucune étude n’a proposé une analyse rigoureuse et globale des échelles de variabilité de la MAO. Sultan *et al.* (2003) illustre, par exemple, les échelles d’ISV de la MAO pour une année particulière (1968), et uniquement sur le Sahel central et Ouest (10°O – 10°E). De même, Maloney et Shaman (2008) présente un spectre des précipitations moyennes sur toute la région, océan Atlantique compris, mettant en avant la variabilité à 30–60 jours, ainsi que celles des ondes d’est.

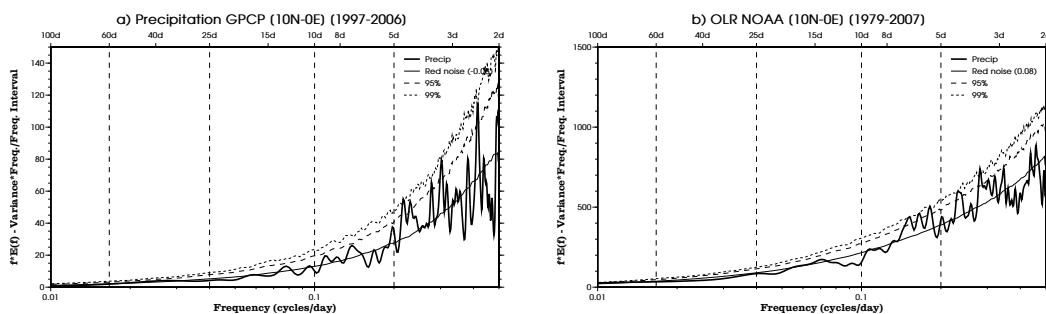


Figure 3.15 – a) Densité spectrale multipliée par la fréquence ($f \times E(f)$) des anomalies de précipitations GPCP au point 10°N – 0°E . Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). L’axe des abscisses est l’axe des fréquences (en cycle par jour) en échelle logarithmique. L’équivalent en période (en jour) est indiqué en haut de chaque panneau. La résolution spectrale est de l’ordre de $1/100^\circ$ de cycle par jour. L’axe des ordonnées est la densité spectrale multipliée par la fréquence (en unité de variance, i.e. en $\text{mm}^2 \text{ jour}^{-2}$). Le spectre d’un bruit rouge équivalent aux données initiales, ainsi que les seuils de significativité associés (95% et 99%) sont indiqués respectivement par les traits plein fin, tireté et pointillé. L’autocorrélation moyenne d’ordre 1 du bruit rouge est indiquée en haut à droite de chaque panneau. Voir section 2.2.1 pour plus de détails sur le calcul de la significativité. b) *Idem* a) mais pour les anomalies de l’OLR–NOAA sur la période 1979–2006. La densité spectrale multipliée par la fréquence est en $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$.

3.3). La proportion de l’ISV de la convection dans la bande 10–90 jours n’atteint que 20 à 30% (Figs. 3.2.e et 3.3.e), mais peut moduler tout de même les précipitations de 40 à 80% par rapport au cycle saisonnier, de manière persistante. Si on analyse la répartition en fréquence de l’ISV localement, en un point du Sahel (par exemple 10°N , 0°E – Fig. 3.15), on note finalement que la structure de l’ISV ressemble à celle d’un bruit blanc, voire d’un bruit bleu¹⁵, avec toutefois des pics significatifs d’énergie dans la gamme des ondes d’est à 3–5 jours (Fig. 3.15.a) et dans celle des ondes d’est un peu plus lentes à 6–9 jours (Fig. 3.15.b). Ce type de comportement des anomalies¹⁶ de convection (précipitations et OLR) est plutôt bien représentatif du Sahel et de l’Afrique Centrale (Fig. 3.16), où leurs autocorrélations moyennes d’ordre 1 sont faibles et négatives, proches de -0.2. Les anomalies de précipitations sont donc peu persistantes sur l’Afrique de l’Ouest, et il y a même une probabilité relativement importante pour que le lendemain d’un jour de pluie intense soit un jour plutôt sec. Cette propriété de la convection sur l’Afrique (et sur l’Amérique Centrale) contraste fortement avec les régions océaniques bien sûr, mais aussi avec la région de la mousson asiatique. En Inde et en Asie du Sud-Est, l’autocorrélation d’ordre 1 est au contraire positive et élevée, supérieure à 0.4, traduisant une persistance locale des anomalies de précipitations pendant plusieurs jours. Cette différence de comportement traduit probablement la nature très différente de la convection sur le Sahel, où les précipitations sont majoritairement liées à des systèmes organisés (section 1.2.3.1), et où les interactions avec la surface sont potentiellement très fortes (section 1.3.1.2).

Outre la présence de fortes énergies dans la bande 3–5 jours, l’analyse en ondelettes (voir section 2.2.2) des anomalies d’OLR, toujours à 10°N , 0°E , révèle, certaines années, l’occurrence d’évènements convectifs significatifs à une échelle intrasaisonnière plus lente, à 15–25 jours en 2005 (Fig. 3.17.b) et autour de 40 jours

¹⁵La définition est la même qu’un bruit rouge mais avec une autocorrélation d’ordre 1 négative.

¹⁶Dans ce paragraphe, les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuelle), comme décrit en section 2.2.3.2.

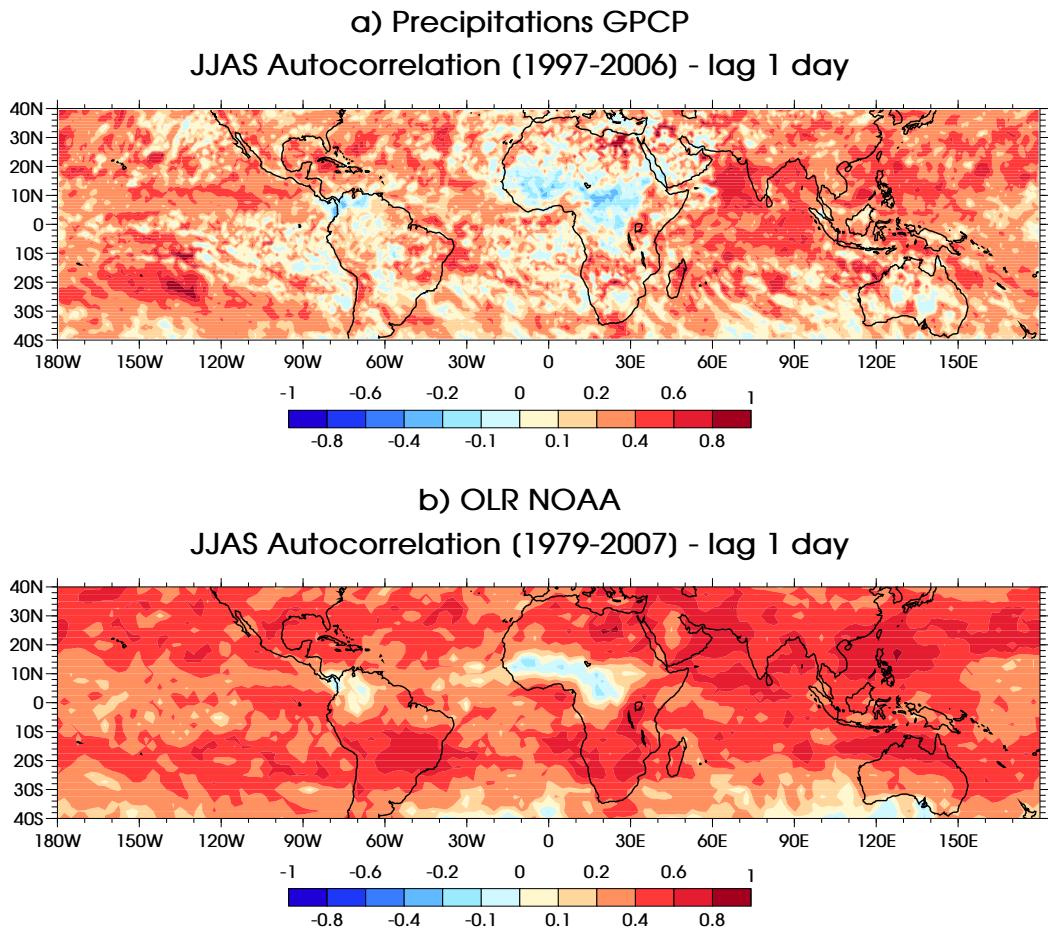


Figure 3.16 – Autocorrélation d’ordre 1 des anomalies a) de précipitations GPCP (résolution horizontale de $1^\circ \times 1^\circ$) et b) de l’OLR de la NOAA (résolution horizontale de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$). Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). L’autocorrélation en chaque point de grille a été calculée sur chaque saison JJAS et moyennée sur a) 1997–2006 et b) 1979–2007.

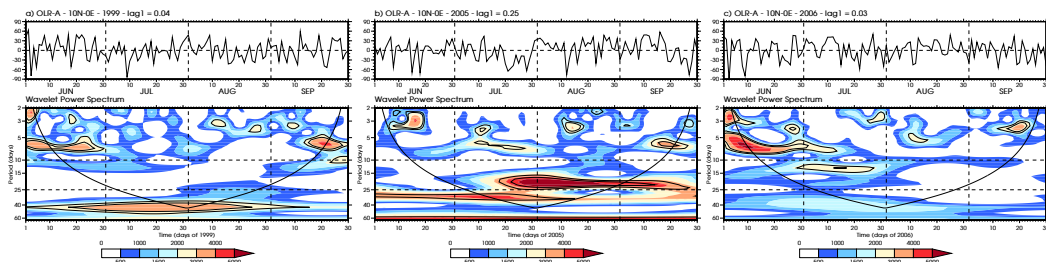


Figure 3.17 – Analyses en ondelettes du 1^{er} juin au 30 septembre a) 1999, b) 2005, et c) 2006 des anomalies d’OLR (en $W^2 m^{-4}$) au point $10^\circ N - 0^\circ E$. La série temporelle des anomalies est indiquée en haut de chaque panneau. Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). Le contour épais (fin) indique le seuil de significativité à 95% (90%) par rapport à un bruit rouge d’autocorrélation d’ordre 1 indiquée en haut de chaque panneau. La courbe en trait noir épais indique le cône d’influence : les régions situées au-dessus de cette courbe sont peu influencées par les effets de bords. On réfère à la section 2.2.2 pour plus de détails sur le calcul de ces différents niveaux de significativité.

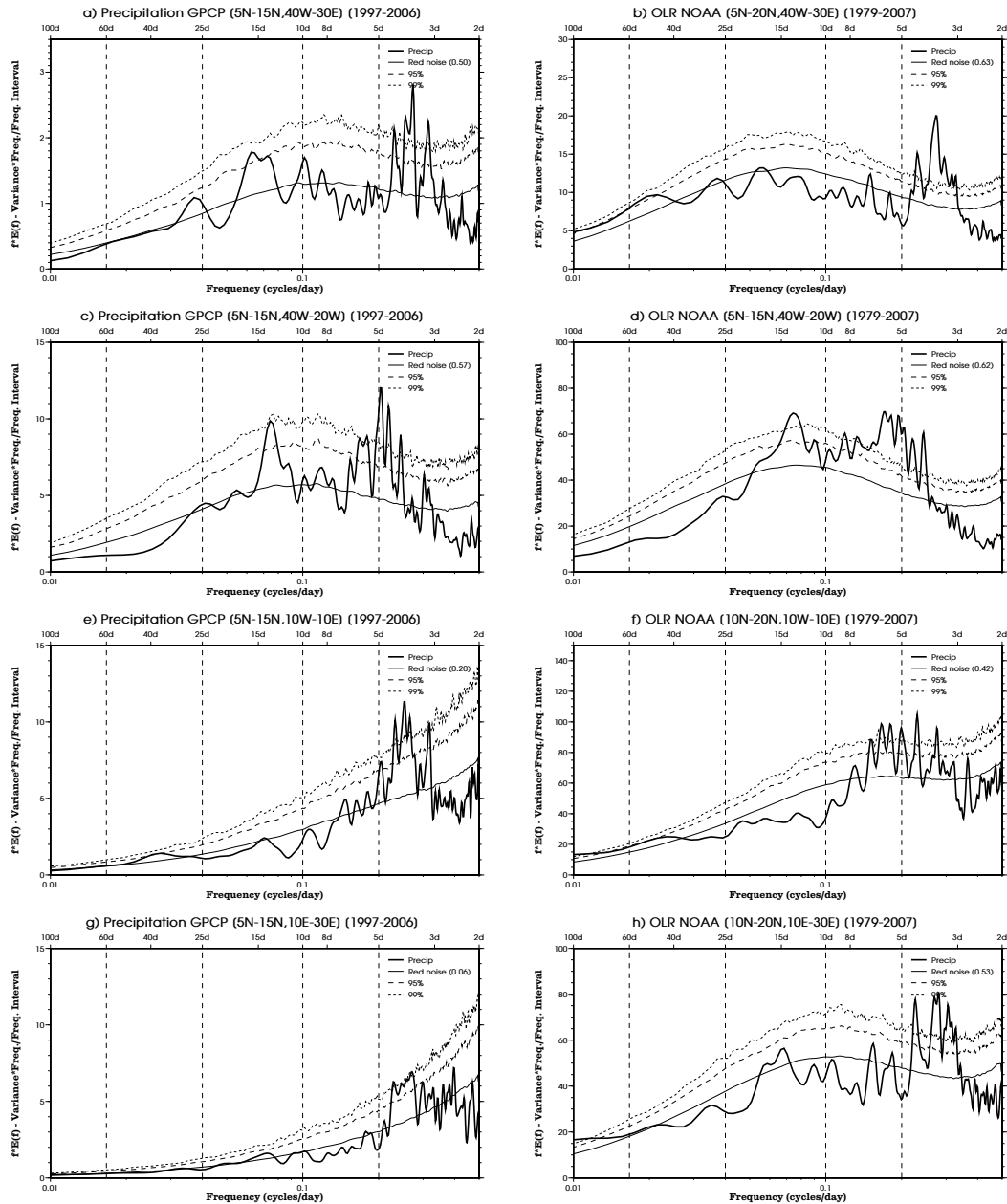


Figure 3.18 – *Idem* Fig. 3.15.b mais pour les anomalies de précipitations GPCP moyennées sur a) 5°N – 15°N , 40°O – 30°E , c) 5°N – 15°N , 40°O – 20°O , e) 5°N – 15°N , 10°O – 10°E , et g) 5°N – 15°N , 10°E – 30°E , et les anomalies de l’OLR–NOAA, moyennées sur b) 5°N – 20°N , 40°O – 30°E , d) 5°N – 15°N , 40°O – 20°O , f) 10°N – 20°N , 10°O – 10°E , et g) 10°N – 20°N , 10°E – 30°E . L’énergie spectrale est en $\text{mm}^2 \text{ jour}^{-2}$ pour les précipitations, et en $\text{W}^2 \text{ m}^{-4}$ pour l’OLR. Les domaines de c), e) et g) sont indiqués sur la figure 3.2, et ceux de d), f) et h) sur la figure 3.3. Les domaines pour l’OLR sont volontairement décalés vers le nord par rapport à ceux des précipitations, afin de prendre en compte la position plus nord des pôles d’ISV de l’OLR.

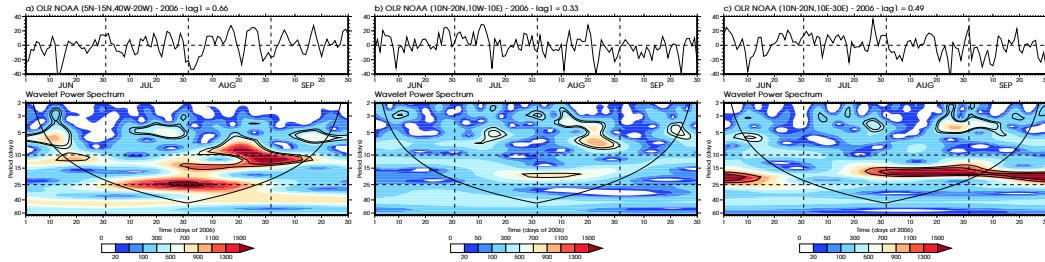


Figure 3.19 – *Idem* Fig. 3.17.a mais pour les anomalies d’OLR du 1^{er} juin au 30 septembre 2006, moyennées sur a) 5°N–15°N, 40°O–20°O, b) 10°N–20°N, 10°O–10°E, et c) 10°N–20°N, 10°E–30°E.

en 1999 (en limite de significativité – Fig. 3.17.a). Pendant d’autres années, comme en 2006, la convection à 10°N, 0°E, a été notablement moins influencée par les échelles intrasaisonnières supérieures à 10 jours (Fig. 3.17.c). Bien qu’en dehors du cône d’influence, et non significatif, on pourra noter un pic de variance vers 40 jours, entre le 20 juin et le 10 août 2006, cohérent avec une activité importante de la MJO qui aurait retarder l’*onset* de la MAO (Janicot *et al.*, 2008).

À plus grande échelle, l’analyse spectrale révèle l’existence de différentes échelles de variabilité de la convection pendant la mousson. Les échelles des ondes d’est (3–5 jours) modulent significativement la convection à l’échelle de chacun des domaines présentés sur la figure 3.18. Elles semblent légèrement plus lentes sur l’océan Atlantique tropical (40°O–20°O - Figs. 3.18.c et 3.18.d). À l’échelle régionale (5°N–15°N, 40°O–30°E – Fig. 3.18.a), on observe un pic de variabilité des précipitations autour de 15 jours. Celui-ci est bien marqué sur l’Atlantique (Fig. 3.18.c) et plus faible (et non significatif) sur le continent (Figs. 3.18.e et g). Sur le Sahel Ouest (Fig. 3.18.e), la variance est dominée par un pic significatif à 95% vers 40 jours. L’analyse de la variabilité de l’OLR est relativement en bon accord avec celle des précipitations, même si à l’échelle régionale, c’est plutôt le pic entre 40 et 60 jours qui est dominant (Fig. 3.18.b). Pour l’année 2006 (Fig. 3.19), l’analyse en ondelettes des anomalies d’OLR indique que cette vision moyenne est, en fait, bien plus complexe, avec notamment l’existence d’évènements convectifs significatifs et intenses aux échelles de 3–5 jours, autour de 15–20 jours et autour de 40 jours¹⁷.

Hormis pour les ondes d’est, l’étude de la variabilité intrasaisonnière de la MAO est relativement récente. La première étude à mentionner ce type de variabilité pour l’Afrique de l’Ouest est celle de Kiladis et Weickmann (1997), qui ont montré une relation aux échelles de 6–30 jours entre la convection dans la région 5°N–15°N, 10°E–20°E, et le flux de mousson à 850 hPa. Mais c’est finalement les études pionnières de Janicot et Sultan (2001), puis de Sultan *et al.* (2003), qui ont caractérisé les différentes échelles de variabilité intrasaisonnière de la MAO à l’aide des précipitations collectées par l’IRD. Ces échelles sont cohérentes avec celles mises en évidence par les analyses spectrales et temps-fréquence précédentes. Elles sont au nombre de trois et relativement bien séparées :

1. une échelle lente entre 25 et 60 jours, qui est située dans la même gamme que celle de la MJO présentée en section 3.3.1 ;
2. une échelle intermédiaire entre 10 et 25 jours ;

¹⁷La longueur de la saison JJAS (122 jours) est cependant un peu trop courte pour étudier cette échelle de temps, comme l’indique le cône d’influence qui est quasiment toujours au-dessous de cette échelle de temps. Il serait probablement plus pertinent d’étendre la saison à mai et octobre comme Maloney et Shaman (2008).

3. une échelle courte, synoptique, inférieure à 10 jours, dans la gamme des ondes d'est, mais aussi des ondes de Kelvin (section 3.3.2.2) et des pulsations de mousson récemment identifiées.

Sultan *et al.* (2003) ont, en particulier, montré que les échelles longues et intermédiaires pouvaient moduler les précipitations de plus de 30 à 40% par rapport au cycle saisonnier, ce qui montre un impact non-négligeable de ces échelles. Cet ordre de grandeur est cohérent avec celui que nous avons dérivé des données GPCP.

3.4.2 Les échelles entre 25 et 60 jours

Pour comprendre et expliquer l'échelle intrasaisonnière lente de la MAO, des liens avec des modes globaux, essentiellement la MJO, ont naturellement été recherchés. Foltz et McPhaden (2004) ont, par exemple, trouvé une modulation significative des alizés sur l'Atlantique équatorial (10°S–10°N) par la MJO, surtout pendant l'hiver et le printemps. La partie lente (entre 30 et 70 jours) de l'oscillation de l'Atlantique Nord (NAO¹⁸) modulerait également les vents de surface dans l'Atlantique tropical au nord de 10°N (Foltz et McPhaden, 2004). En revanche, Knutson *et al.* (1986) et Murakami *et al.* (1986) ont documenté, au-dessus de l'océan Indien et du Pacifique est, la propagation vers l'est et vers l'ouest d'anomalies d'OLR d'échelles 30 à 60 jours, mais n'ont pas trouvé de signal au dessus de l'Afrique. Knutson et Weickmann (1987) et Annamalai et Slingo (2001) ont identifié un signal convectif faible sur l'Afrique pendant le cycle de vie de la MJO d'été : une intensification de la convection sur l'Afrique coïnciderait avec une intensification de la convection sur l'océan Indien équatorial.

Plus récemment, Matthews (2004), puis Janicot *et al.* (2009), ont montré qu'une téléconnection avec la MJO, et plus largement avec les phases actives et de pause de la mousson indienne, était l'explication la plus plausible pour la variabilité dans la gamme 20–200 jours sur l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale. Pohl *et al.* (2009) confirment aussi que la variabilité à 40 jours de la MAO est incluse dans une variabilité de la convection d'échelle plus grande que l'Afrique seule. Le principal mode de la variabilité intrasaisonnière lente est identifié à l'aide d'une ACP sur l'OLR filtré, dans la bande 25-90 jours pour Janicot *et al.* (2009) et 20-200 jours pour Matthews (2004). Ce mode explique entre 16 et 21% de la variance filtrée, selon le type de filtrage utilisé. Afin de caractériser ce mode de variabilité et la circulation atmosphérique associée, Janicot *et al.* (2009) réalisent des composites en identifiant, grâce à la CP1, des événements de renforcement ou d'affaiblissement de la convection sur l'Afrique de l'Ouest (Fig. 3.20).

Ce mode de variabilité correspond à une modulation de l'intensité de la convection dans la ZCIT, sans modification significative de sa position en latitude. La séquence temporelle indique une faible propagation vers l'ouest des anomalies convectives, prenant naissance à l'est du lac Tchad (Janicot *et al.*, 2009). Des anomalies convectives importantes sont aussi observées sur le continent maritime et dans la région de la mousson indienne. Matthews (2004) invoque la dynamique des ondes équatoriales (« sèches ») générées par ces anomalies convectives au-dessus de l'océan Indien. 15 à 20 jours avant un renforcement de la convection sur l'Afrique, la convection s'affaiblit au-dessus du continent maritime. En réponse à ce changement du chauffage diabatique par la convection, Matthews (2004) observe une réponse de « type Gill » (Gill, 1980) : une onde de Kelvin équatoriale se propage rapidement

¹⁸North Atlantic Oscillation.

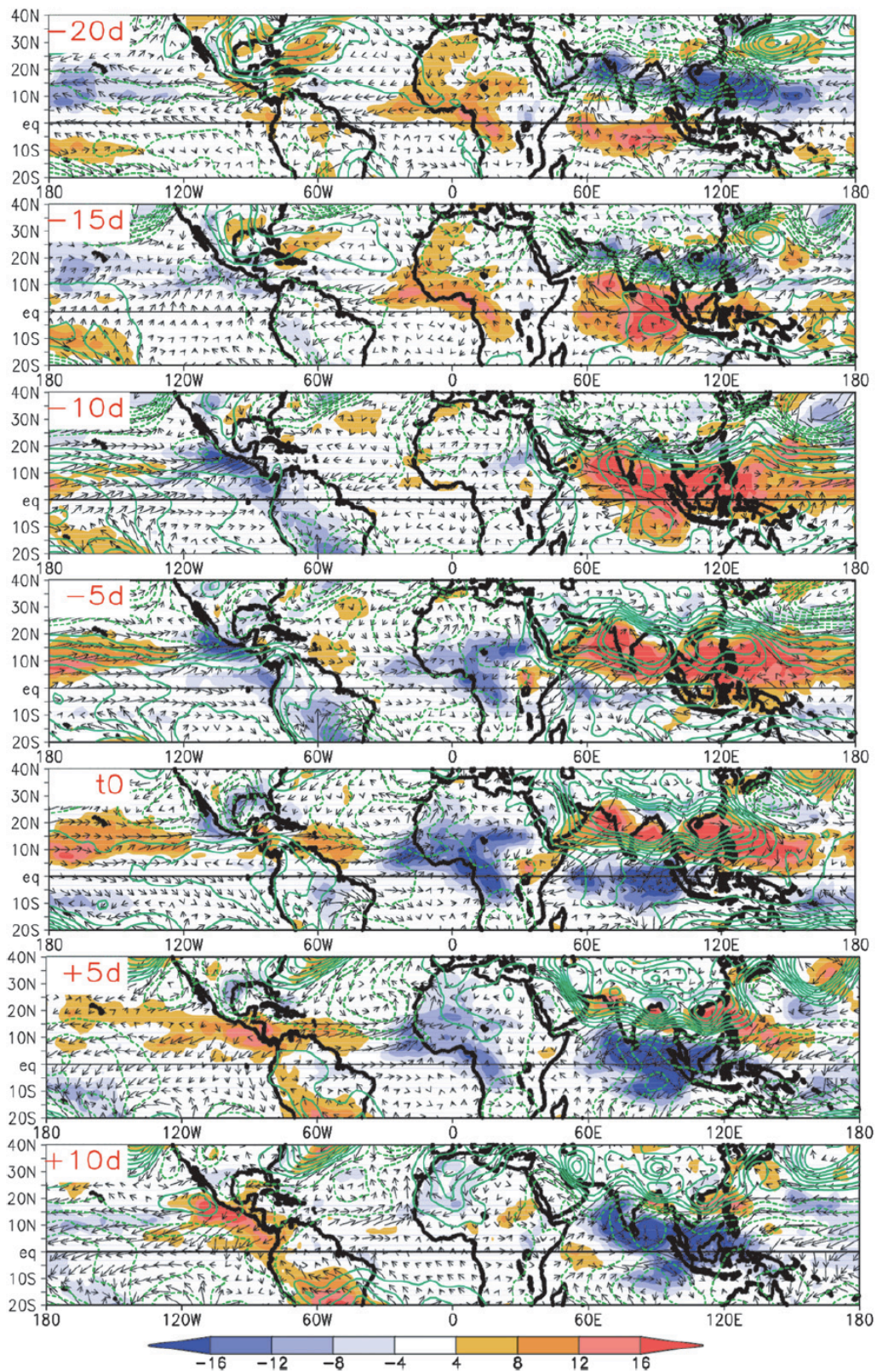


Figure 3.20 – Structure composite du premier mode de variabilité intrasaisonnière de l’OLR filtré dans la gamme 25–90 jours. Le composite est, en fait, la différence entre les phases de renforcement et celles d’affaiblissement de la convection sur l’Afrique de l’Ouest. En couleur : OLR (en $W m^{-2}$); en contour : géopotential à 925 hPa (en m, un contour tous les 2 m); et en vecteur : vent à 925 hPa. Ces trois variables ont été filtrées dans la gamme 25–90 jours pour réaliser le composite. D’après Janicot *et al.* (2009).

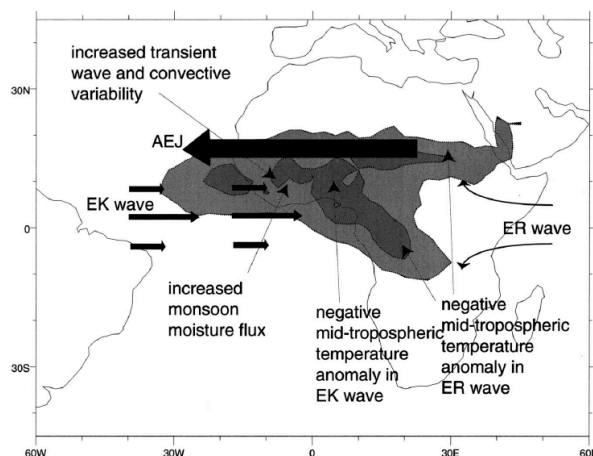


Figure 3.21 – Schéma conceptuel des processus physiques et dynamiques pouvant conduire au renforcement de la convection sur l’Afrique de l’Ouest aux échelles intrasaisonnière lente en lien avec la MJO. Les ondes de Kelvin et de Rossby équatoriales sont indiquées par EK et ER respectivement, et le JEA par AEJ. D’après Matthews (2004).

vers l’est, tandis qu’une onde de Rossby équatoriale se propage vers l’ouest. Ces deux ondes se rencontrent alors 20 jours plus tard au-dessus de l’Afrique. La dominance de la propagation vers l’ouest du signal convectif sur l’Afrique de l’Ouest pourrait indiquer un rôle prépondérant des ondes de Rossby équatoriales (Janicot *et al.*, 2009). Ce signal des ondes équatoriales peut être suivi par l’intermédiaire du géopotential et du vent à 925 hPa (Fig. 3.20).

Le front de chaque onde équatoriale est associé à des anomalies de vitesse verticale ascendantes et de température négatives en moyenne troposphère, pouvant déstabiliser l’atmosphère, et donc favoriser la convection profonde (Matthews, 2004). Ainsi, l’onde de Rossby équatoriale force la convection dans deux bandes de latitude, vers 10°N et 10°S, sur l’Afrique Centrale et l’Afrique de l’Est, tandis que l’onde de Kelvin la renforce dans une seule bande de latitude. Par ailleurs, en plus de ce forçage « direct » sur l’activité convective, l’onde de Kelvin intensifie le flux de mousson à la surface et donc l’advection d’humidité sur le continent. Elle augmente aussi le cisaillement de vent le long de la face sud du JEA, renforçant son instabilité barotrope et donc l’activité des ondes d’est. Le schéma de la figure 3.21 résume ces différents mécanismes. Les anomalies de précipitations pourraient aussi être forcées par les anomalies de circulation et de température en haute troposphère, la basse troposphère ne répondant et ne rétroagissant que localement sur les précipitations (Maloney et Shaman, 2008). Lavender et Matthews (2009) confirment, à l’aide d’un MCG, l’existence d’un lien robuste entre MJO et variabilité intrasaisonnière de la MAO, ainsi que le rôle des ondes équatoriales. Ils montrent aussi que c’est l’onde de Rossby équatoriale qui a l’influence la plus notable sur ce mode de variabilité, comme Janicot *et al.* (2009) le suggèrent.

Janicot *et al.* (2009) remarquent aussi que le signal convectif sur l’océan indien se propage vers le nord, conduisant à des phases actives et de pause dans la mousson indienne. Cette modification en latitude des sources de chauffage diabatique est capable de générer, par une réponse de type Gill, une onde de Rossby qui, dans le cas présent, se propage vers l’ouest. Elle est associée à une succession d’anomalies de circulation cyclonique puis anticyclonique au nord de 20°N, qui modulent le flux de mousson lors de leur passage sur l’Afrique. La propagation vers l’ouest de ces

anomalies de circulation pourrait expliquer celle des anomalies de convection sur l’Afrique. À l’aide d’un modèle sec aux équations primitives, avec une source de chauffage simulant les phases actives et de pause de la mousson indienne, Janicot *et al.* (2009) confirment que ce type de mécanismes peut expliquer, au moins en partie, la variabilité intrasaisonnière lente de la MAO. Pohl *et al.* (2009) montrent, en revanche, que l’amplitude des anomalies convectives de ce mode de variabilité n’est pas reliée à celle des anomalies observées sur l’océan indien, mais plutôt à l’état de base de l’atmosphère et de la circulation de Walker sur l’Afrique de l’Ouest. En particulier, il n’y a pas symétrie entre les phases actives et de pauses, les événements secs étant plus intenses ($+10 \text{ W m}^{-2}$ contre -5 W m^{-2} pour les événements convectifs), et ayant une cohérence spatiale plus importante.

En conclusion, la variabilité intrasaisonnière de la MAO aux échelles supérieures à 25–30 jours pourrait être interprétée comme une combinaison entre la dynamique des ondes équatoriales couplées à la convection et les ondes de Rossby générées par l’alternance de phases actives et de pause dans la mousson indienne. En passant au-dessus de l’Afrique, ces ondes moduleraient le flux de mousson et l’instabilité du JEA, et, en conséquence, la convection. La démonstration de cette chaîne de cause à effet reste cependant difficile à faire, même à l’aide d’un MCG, comme le souligne Lavender et Matthews (2009). On pourra enfin noter qu’au-delà de la convection continentale, ce type de variabilité pourrait moduler l’activité cyclonique dans le bassin Atlantique tropical, notamment via une modulation du cisaillement de vent vertical entre la surface et 200 hPa (Maloney et Shaman, 2008).

3.4.3 Les échelles entre 10 et 25 jours

Les échelles de 10 à 25 jours peuvent être décomposées en deux modes de variabilité indépendants, à la dynamique très différente. Mounier et Janicot (2004) et Janicot *et al.* (2010a) ont proposé de les identifier à partir d’une ACP de l’OLR filtré dans la gamme 10–25 jours, sur le domaine 10°S – 30°N , 30°O – 30°E . Selon le test de Scree, on peut conserver les quatre premiers EOFs, et selon le critère de North, les EOF3 et EOF4 forment un doublet dégénéré (section 2.2.4.4). Les EOF1, EOF2, EOF3 et EOF4 expliquent respectivement environ 13%, 8%, 5.7% et 5.3% de la variance filtrée. L’EOF1 est un mode à part entière, appelé le *Quasi-Biweekly Zonal Dipole* (QBZD). Les EOF2 et EOF3 sont, en fait, corrélés à un décalage temporel de 4 jours indiquant la détection d’un mode propagatif. Un deuxième mode, le mode Sahélien, est alors reconstruit à partir des EOF2, EOF3 et EOF4. Pour chacun de ces deux modes, un indice est calculé afin d’étudier la structure du mode correspondant, notamment en définissant des événements intrasaisonniers de type QBZD ou de type Sahélien. L’indice du mode QBZD (respectivement Sahélien) est dérivé à partir de l’OLR reconstruit par l’EOF1 (respectivement les EOF2, EOF3 et EOF4) et moyenné sur le domaine de la ZCIT 7.5°N – 12.5°N , 10°O – 10°E . Les événements positifs et négatifs de chaque mode sont définis à partir de cet indice, en utilisant un seuil de plus ou moins un écart-type comme dans la section 2.2.5.2. C’est cette définition des modes QBZD et Sahélien, que nous utiliserons dans le chapitre 5, lorsque nous étudierons les interactions entre ces deux modes et le mode intrasaisonnier de la dépression thermique saharienne, identifié par Chauvin, Roehrig, et Lafore (2010).

3.4.3.1 *Le Quasi-Biweekly Zonal Dipole (QBZD)*

Le premier mode de variabilité intrasaisonnière de la MAO dans la gamme 10–25 jours, le QBZD, est décrit dans Mounier *et al.* (2008). Environ 5.5 événements positifs et 5.5 événements négatifs ont lieu pendant chaque saison d'été JJAS. Le QBZD caractérise une modulation stationnaire de la convection au-dessus de la partie sud de l'Afrique de l'Ouest et de l'Afrique Centrale (Fig. 3.22). Un pôle de variabilité opposée est observé vers 60°O–30°O, marquant ainsi un dipôle zonal de modulation de la convection. Le QBZD est quasi-périodique, avec une périodicité moyenne d'environ 15 jours. On observe aussi une propagation vers l'est du potentiel de vitesse à 200 hPa. Ce signal propagatif semble continuer vers l'est au-dessus de l'océan Indien. En revanche, la propagation des anomalies de convection entre les deux régions n'est pas évidente. Les reliefs d'Afrique de l'Est agissent peut-être comme une séparation entre les régimes de mousson indienne et africaine. Le QBZD pourrait donc, en fait, être la trace africaine d'un mode de variabilité d'échelle globale (Mounier *et al.*, 2008).

La dynamique du QBZD semble être pilotée à la fois par la dynamique de perturbations équatoriales de type ondes de Kelvin se propageant vers l'est, et par des processus de surface au-dessus de l'Afrique de l'Ouest. Lorsque l'activité convective est minimale sur le continent, la diminution de la couverture nuageuse induit une augmentation du flux radiatif solaire à la surface. La température de surface augmente alors que la pression de surface diminue, à la fois dans la dépression thermique et sur son flanc sud. Le gradient est-ouest de pression ainsi généré accroît l'advection d'humidité sur le continent (Fig. 3.23). L'arrivée simultanée d'une anomalie positive de pression sur l'Atlantique Est renforce le flux d'ouest dans les basses couches, et donc le flux d'humidité sur le continent. Ceci favorise l'augmentation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. L'accroissement de la couverture nuageuse réduit le flux radiatif solaire arrivant à la surface, produisant des anomalies de température et de pression de surface opposées à celles observées pendant la phase de croissance de la convection. L'anomalie positive de pression sur le continent est aussi renforcée par la propagation vers l'est de la perturbation de type onde de Kelvin. Ceci conduit alors à un renversement du gradient longitudinal de pression de surface, et donc à une diminution de l'activité convective dans la MAO. Le cycle du QBZD peut ainsi se répéter.

La partie processus de surface du QBZD est cohérente avec les travaux plus anciens de Grodsky et Carton (2001). Ces derniers ont observé pendant le printemps 2000 une oscillation, à une quinzaine de jours, des précipitations et du vent dans les basses couches, qu'ils ont attribuée à un couplage surface-atmosphère du même type que celui décrit précédemment. L'étude de Mounier *et al.* (2008) généralise donc ce type de mécanisme sur une longue période et pour la saison d'été. Elle met aussi en évidence le rôle de la dépression thermique saharienne dans l'observation plus au nord d'anomalies convectives, ainsi que l'existence d'une composante propagative, vraisemblablement liée aux ondes de Kelvin équatoriales. En particulier, Mounier *et al.* (2008) montrent que le QBZD est, en fait, un dipôle stationnaire faisant intervenir des processus de surface du type de ceux de Grodsky et Carton (2001), et dont les deux pôles sont déphasés de 6 jours. Ces 6 jours correspondent au temps mis par une onde de Kelvin pour les relier.

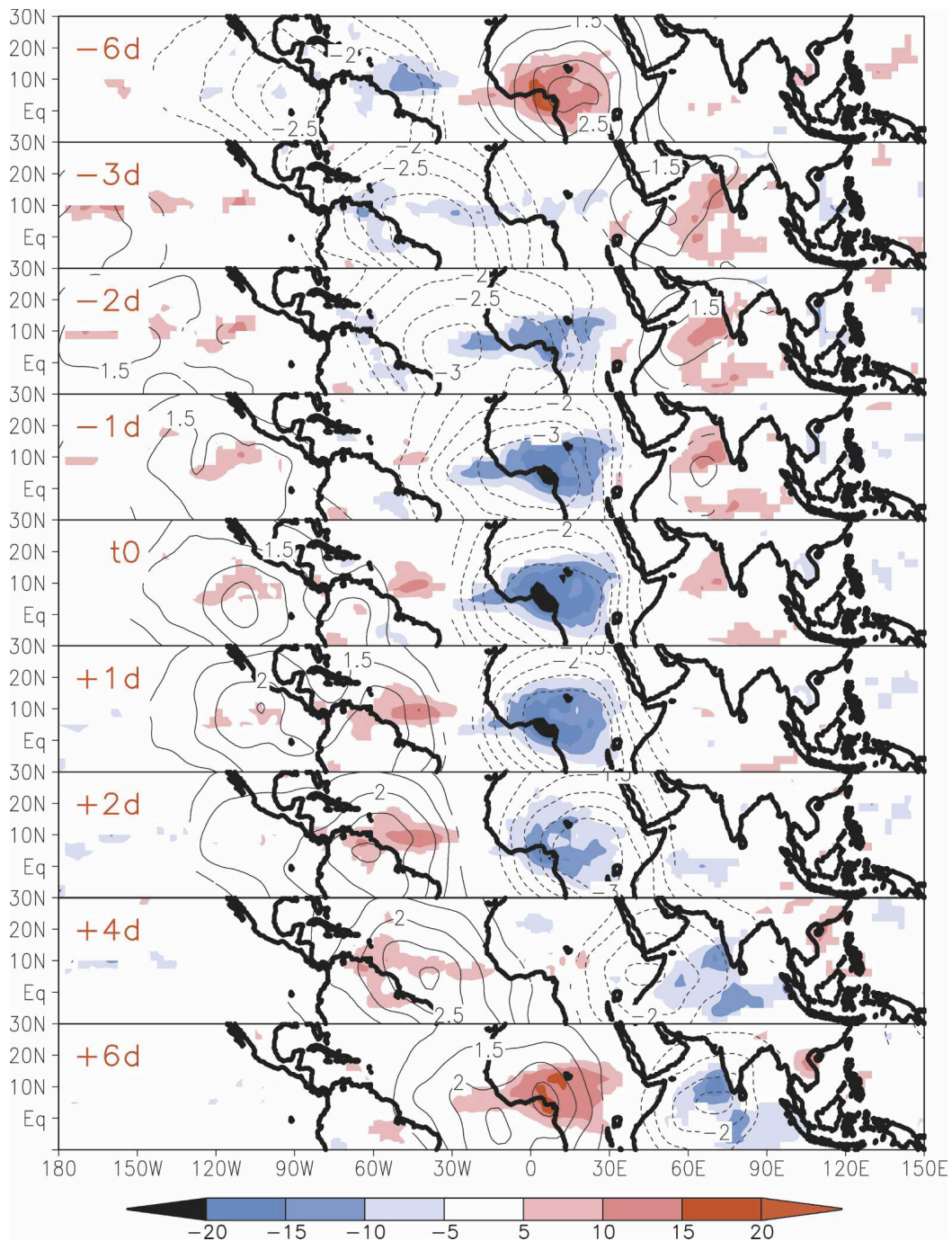


Figure 3.22 – Structure composite du mode QBZD entre $t_0 - 6$ et $t_0 + 6$, représentée par la différence entre le composite des événements positifs et celui des événements négatifs. L'OLR filtré dans la gamme 10–25 jours est indiquée en couleurs (en W m^{-2}) et le potentiel de vitesse à 200 hPa, non filtré, est indiqué en contours (en $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$). Seules les valeurs significatives à 90% avec un test de Student sont représentées. D'après Mounier *et al.* (2008).

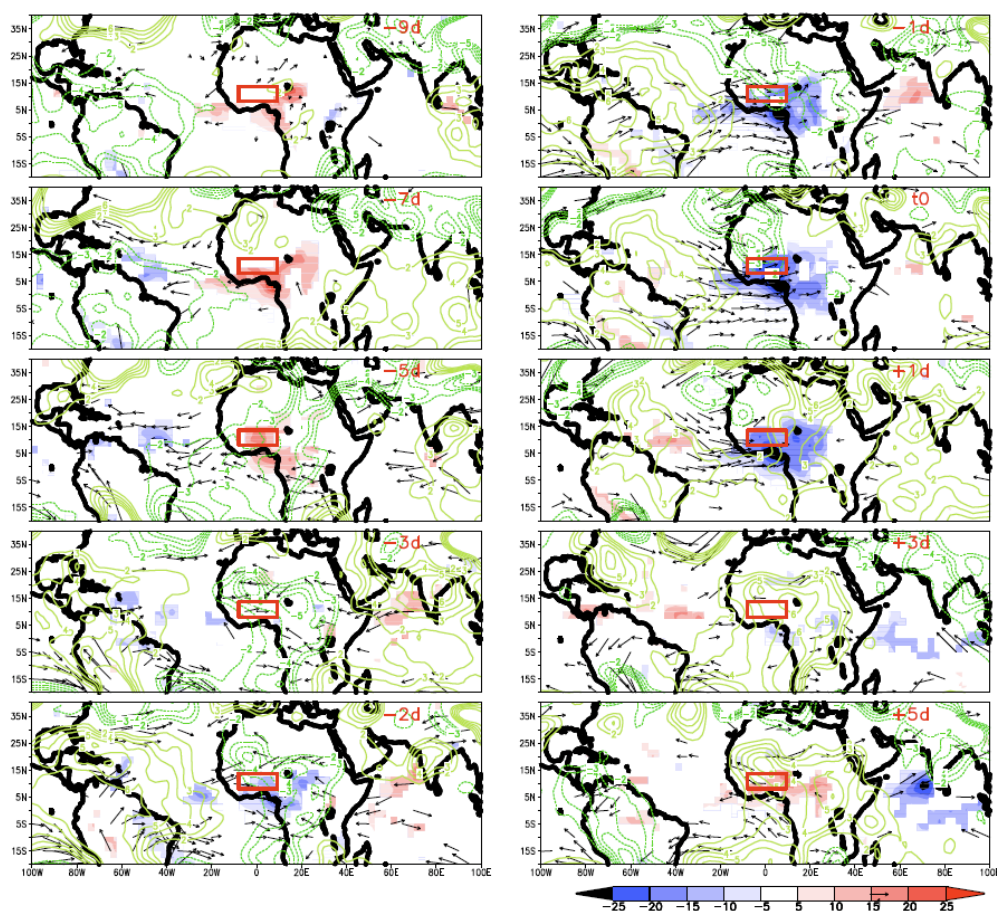


Figure 3.23 – *Idem* Fig. 3.22, mais entre $t_0 - 9$ et $t_0 + 5$, et pour l'OLR non filtré en couleurs (W m^{-2}), le vent non filtré à 925 hPa en vecteurs (m s^{-1}) et le géopotiel non filtré à 925 hPa en contours (en m). Seules les valeurs significatives à 90% avec un test de Student sont représentées. D'après Mounier (2005).

3.4.3.2 Le mode Sahélien et les ondes de Rossby équatoriales

Le second mode de variabilité intrasaisonnière de la MAO dans la gamme 10–25 jours, le mode Sahélien, est décrit dans Sultan *et al.* (2003), Mounier et Janicot (2004) et Janicot *et al.* (2010a). Une moyenne d'environ 4.5 évènements positifs et 4.5 évènements négatifs a lieu pendant chaque saison d'été JJAS. La figure 3.24 décrit, au cours de la phase positive de ce mode de variabilité, une anomalie positive de convection qui s'initie à l'est de l'Afrique équatoriale (t_0-12 à t_0-10), et s'intensifie sur place (t_0-8). Elle se déplace vers le nord jusqu'à environ 15°N (t_0-6), avant de se propager vers l'ouest, jusqu'à ce que l'anomalie se dissipe sur l'Atlantique tropical (t_0+4). Les anomalies convectives ont leur plus grande extension méridienne à t_0 , et gagnent la côte Méditerranéenne. Dans cette région, les anomalies d'OLR sembleraient liées à une augmentation de la couverture nuageuse, plutôt qu'à l'occurrence de précipitation. La structure des phases négatives est relativement symétrique à ce scénario. La périodicité moyenne du mode Sahélien est d'environ 15 jours, pour une vitesse de propagation des anomalies convectives d'environ 6 m s^{-1} et une longueur d'onde d'environ 7500 km (Fig. 3.25).

La circulation atmosphérique à 700 hPa est cohérente avec les anomalies convec-

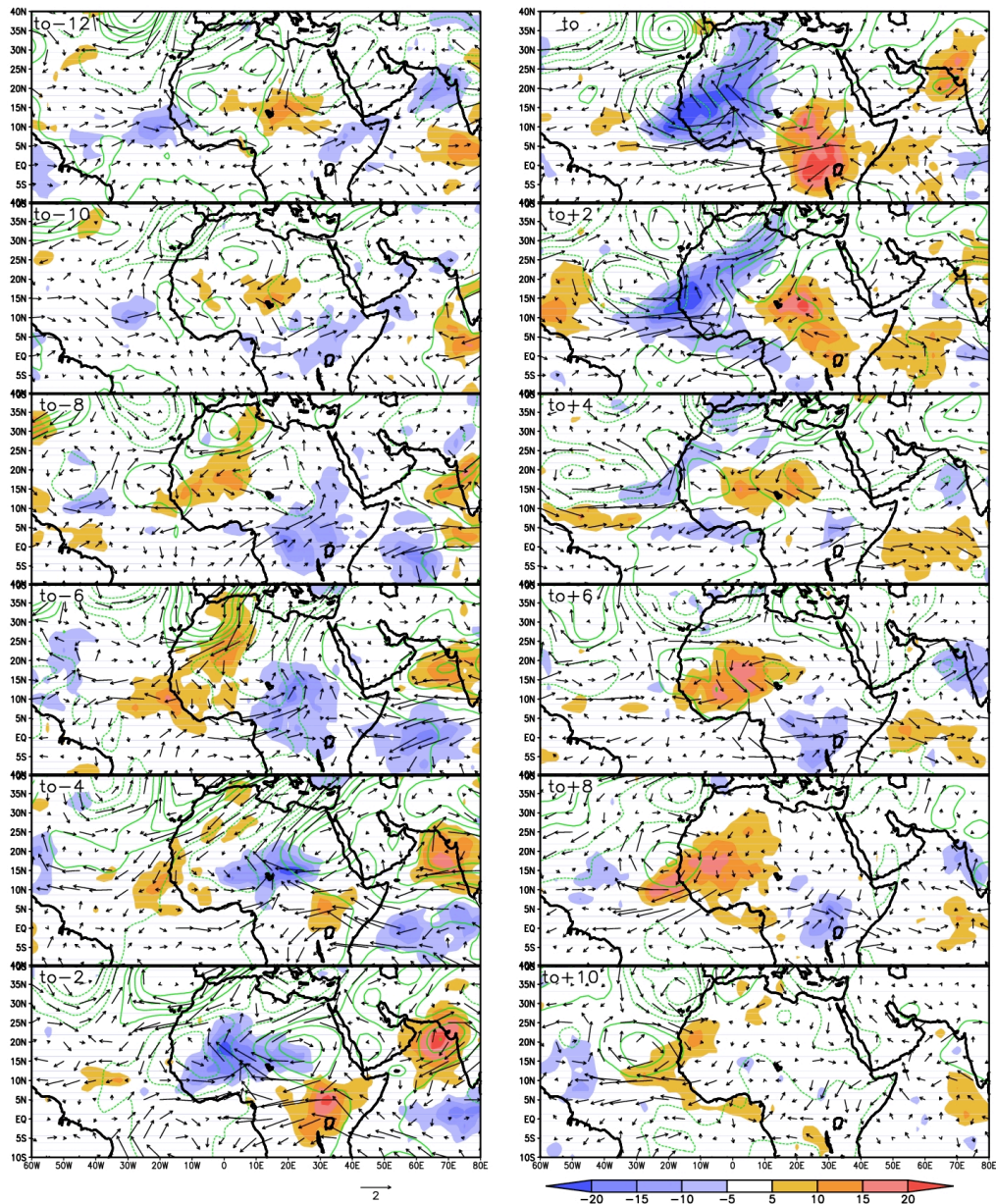


Figure 3.24 – Structure composite du mode Sahélien entre $t_0 - 12$ et $t_0 + 10$, représentée par la différence entre le composite des événements positifs et celui des événements négatifs du mode Sahélien. L'OLR est indiquée en couleurs (en $W m^{-2}$), le vent à 700 hPa en vecteurs ($m s^{-1}$), et le géopotential à 700 hPa en contours verts (en m, avec un contour tous les 2 m). D'après Janicot *et al.* (2010b).

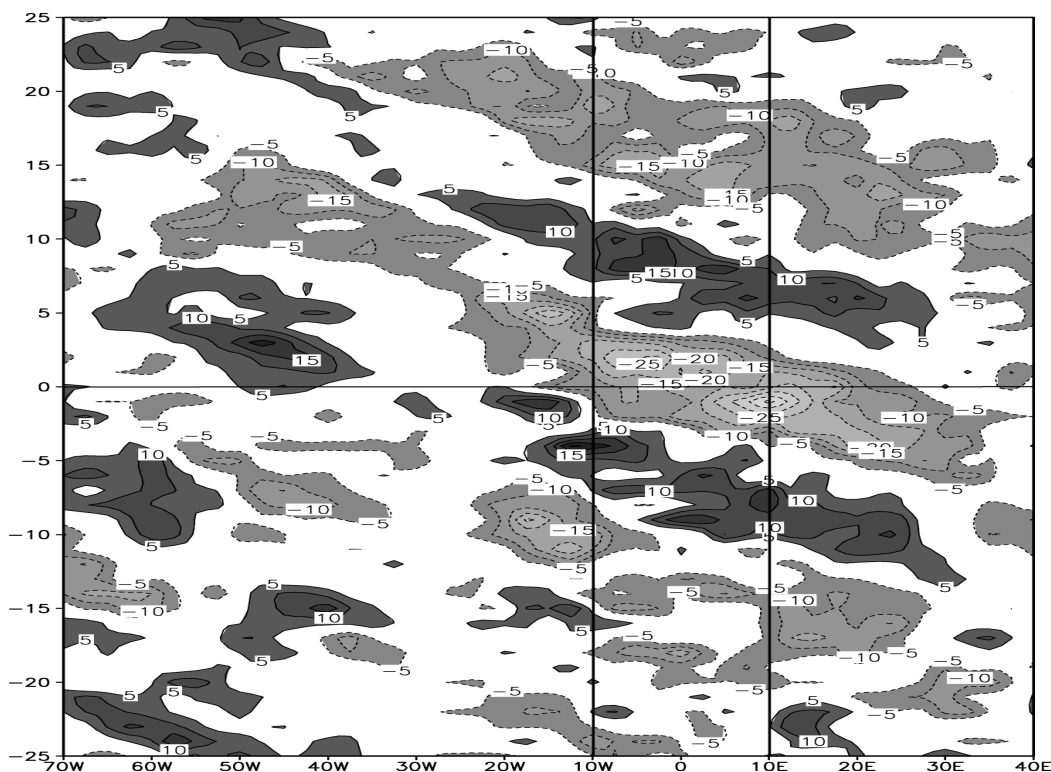


Figure 3.25 – Diagramme de Hovmüller de l'OLR ($W m^{-2}$) moyenné entre $12.5^{\circ}N$ et $15^{\circ}N$, pour la différence entre le composite des événements positifs et celui des événements négatifs du « mode Sahélien » (mode intrasaisonnier de Sultan *et al.*, 2003, très similaire au mode Sahélien de Mounier et Janicot, 2004). D'après Sultan *et al.* (2003).

tives. On observe une anomalie de circulation cyclonique localisée à l'avant du renforcement de la convection, et qui intensifie l'advection d'air humide à l'intérieur de cette anomalie convective. À l'inverse, l'advection d'air sec est renforcée à l'arrière de l'anomalie convective, contribuant à sa disparition et l'apparition, quelques jours plus tard, d'une anomalie négative de convection. Cette anomalie de circulation cyclonique se propage vers l'ouest, contribuant vraisemblablement à la propagation vers l'ouest des anomalies convectives. Par ailleurs, Sultan *et al.* (2003) montrent que ce mode Sahélien, bien que défini un peu différemment dans leur étude, est associé à une modulation de l'intensité du JEA, d'environ $+2 m s^{-1}$ pendant les phases sèches sur le Sahel Central et Ouest, ainsi qu'à une modulation du JET, d'environ $+1 m s^{-1}$ pendant les phases humides. Sultan *et al.* (2003) notent également l'existence de fluctuations, à l'échelle intrasaisonnière, dans l'activité des ondes d'est, notamment avec une activité plus intense autour du renforcement de la convection sur le Sahel Central, suivant donc juste le renforcement de la convection à l'est, sur le Darfour (Thorncroft *et al.*, 2008, – voir aussi section 1.2.3.5).

Taylor (2008) a montré que les interactions surface-atmosphère pouvaient jouer un rôle important dans la maintenance et la propagation vers l'ouest des anomalies convectives dans le mode Sahélien. Des régions avec des anomalies positives d'humidité dans le sol sont associées à la phase positive du mode Sahélien. Elles induisent des flux turbulents à la surface plus faibles, ainsi qu'une circulation anti-cyclonique dans les basses couches, qui augmentent l'advection d'humidité à l'avant de cette région humide et la réduit à l'arrière. La réponse de la surface à la convection aiderait donc les anomalies à se propager vers l'ouest. À l'aide d'un MCG,

Lavender *et al.* (2010) ont montré que le mode Sahélien était vraisemblablement contrôlé par la dynamique de l’atmosphère, les interactions avec la surface rétroagissant simplement sur l’atmosphère, et aidant à une meilleure organisation des anomalies convectives.

Janicot *et al.* (2010a) suggèrent alors que le mode Sahélien serait en partie piloté par la dynamique des ondes de Rossby équatoriales, montrant qu’un tiers de ses occurrences correspondent au passage d’une telle onde. Ils observent, cependant, des différences notables entre la structure des anomalies de convection et de circulation du mode Sahélien et celles associées à une onde de Rossby équatoriale, en particulier sur l’Afrique de l’Est équatoriale, et sur le Sahara. On observe aussi un signal important au niveau du bassin méditerranéen (Fig. 3.24), qui pourrait traduire des interactions entre les tropiques et les moyennes latitudes à l’échelle intrasaisonnière, comme le note Sultan *et al.* (2003). Ce point sera abordé dans le paragraphe suivant, et surtout dans le chapitre 5, au cours de l’article Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010).

3.4.3.3 D’autres modes de variabilité

Jusqu’à récemment, la variabilité intrasaisonnière de la MAO a essentiellement été abordée sous l’angle de la convection (OLR) et des précipitations, qui sont les paramètres cruciaux pour les populations locales. Plusieurs types de filtrage spatio-temporel ont pour cela été utilisés, et bien que notre compréhension de cette variabilité intrasaisonnière avance régulièrement, ces deux variables peuvent être difficiles à manipuler, étant donné qu’elles sont le résultat complexe d’un ensemble de facteurs interagissant tous ensemble. Des travaux parus au cours de cette thèse, auxquels elle a en partie contribué, ont eu une approche un peu différente, visant à caractériser la variabilité intrasaisonnière d’acteurs spécifiques de la mousson pour ensuite en étudier le lien avec la modulation de la convection : variabilité de la dépression thermique saharienne (Chauvin *et al.*, 2010 ; Lavaysse *et al.*, 2010), intrusions d’air froid en provenance de la Méditerranée (Vizy et Cook, 2009), variabilité du JEA et de l’activité des ondes d’est (Leroux *et al.*, 2010), rôle des TSMs atlantiques dans la variabilité intrasaisonnière de la MAO (de Coëtlogon *et al.*, 2010).

Étant donné que la variabilité intrasaisonnière du SHL a constitué une partie majeure dans cette thèse, nous aborderons ce sujet dans le chapitre suivant (Chapitre 4), notamment en lien avec les travaux récents de Lavaysse *et al.* (2010). Ce travail a, en outre, fait l’objet d’une publication (Chauvin, Roehrig, et Lafore, 2010).

Les intrusions d’air froid de la Méditerranée

Nous avons montré en section 1.3.1.1 que la Méditerranée jouait un rôle significatif sur la MAO aux échelles interannuelles. À l’échelle intrasaisonnière, Vizy et Cook (2009) ont montré un impact des moyennes latitudes via la partie est du bassin méditerranéen, induisant potentiellement des périodes de pause dans les précipitations sur le Sahel Est (Soudan et Tchad). Chaque été, une moyenne de 6 à 10 intrusions d’air froid sur l’Afrique du Nord (*cold surges*) et en provenance de la Méditerranée sont observées. Ces anomalies froides, d’amplitude de 1 K à plus de 6 K à 850 hPa (en valeur absolue) persistent sur le continent entre 2 et 10 jours, puis se propagent vers le sud-ouest à une vitesse moyenne de 5.5 m s^{-1} (Fig. 3.26). Ces intrusions sont précédées par un thalweg d’altitude sur la Méditerranée, qui amplifie le JOST et

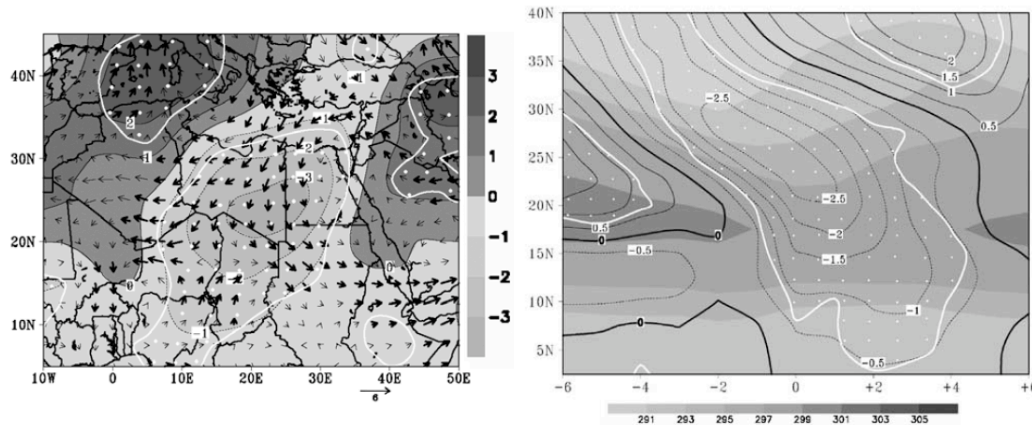


Figure 3.26 – À gauche : Composites à lag 0 des anomalies de température (en grisé, en K) et de vent (en vecteur, en m s^{-1}) à 850 hPa par rapport à leur valeur saisonnière. La référence du composite est l’instant où l’anomalie froide atteint 17.5°N , et le composite est construit uniquement pour les événements où l’anomalie froide atteint au moins -2 K à 17.5°N . La partie significative à 95% des anomalies de vent est indiquée par des vecteurs en gras, tandis que celle des anomalies de température est indiquée par les régions en pointillé blanc. À droite : Composite de la température (en grisé, en K) et des anomalies de température (en contour, en K) à 850 hPa, moyennées entre 10°E et 30°E . L’axe horizontal indique les décalages temporels et l’axe vertical la latitude. La partie significative à 95% des anomalies de température est encore indiquée par les régions en pointillé blanc. D’après Vizy et Cook (2009).

la convergence à son entrée. La subsidence sur l’est de la Méditerranée s’en trouve renforcée ainsi que la circulation agéostrophique de nord dans les basses couches. Ce renforcement des vents de nord sur l’Égypte et la Libye favorise la pénétration d’air frais et humide sur le continent, qui, en arrivant sur le sud de l’Algérie, l’ouest du Niger, le nord du Mali et la Mauritanie, peut générer des événements convectifs. En arrivant sur le Sahel Est, on observe, à l’opposé, une réduction de la convection pendant quelques jours, vraisemblablement liée à la diminution de la convergence de basse couche lorsque le *cold surge* atteint cette région. Vizy et Cook (2009) suggèrent d’ailleurs que ces *cold surges* pourraient être à l’origine d’une partie des événements Sahéliens décrits précédemment. Chauvin, Roehrig, et Lafore (2010) confirment et étendent ces résultats, comme nous le verrons dans les chapitres 4 et 5.

La variabilité intrasaisonnière du système JEA-AEWs

Les ondes d’est et leurs relations avec le JEA ont été présentées dans la section 1.2.3.5. Quelques études récentes ont identifié que l’activité des ondes avait une variabilité intrasaisonnière importante. Leroux et Hall (2009) montrent que l’intensité des ondes d’est dépend *a priori* de l’état moyen du JEA. L’environnement (structure spatiale et intensité du JEA) contrôle, en partie, la réponse transitoire. Cette dernière rétroagit sur son environnement, et peut alors influencer les ondes qui se développeront ensuite. Par ailleurs, Lavaysse *et al.* (2006) mettent en évidence une relation entre la variabilité ondulatoire¹⁹ et la variabilité intrasaisonnière des précipitations de Sultan *et al.* (2003). Leroux *et al.* (2010) examinent les relations entre AEWs, JEA et convection à l’échelle intrasaisonnière. Dans cette étude, ce

¹⁹basée sur l’analyse en ondelettes du vent méridien moyenné sur l’Afrique de l’Ouest.

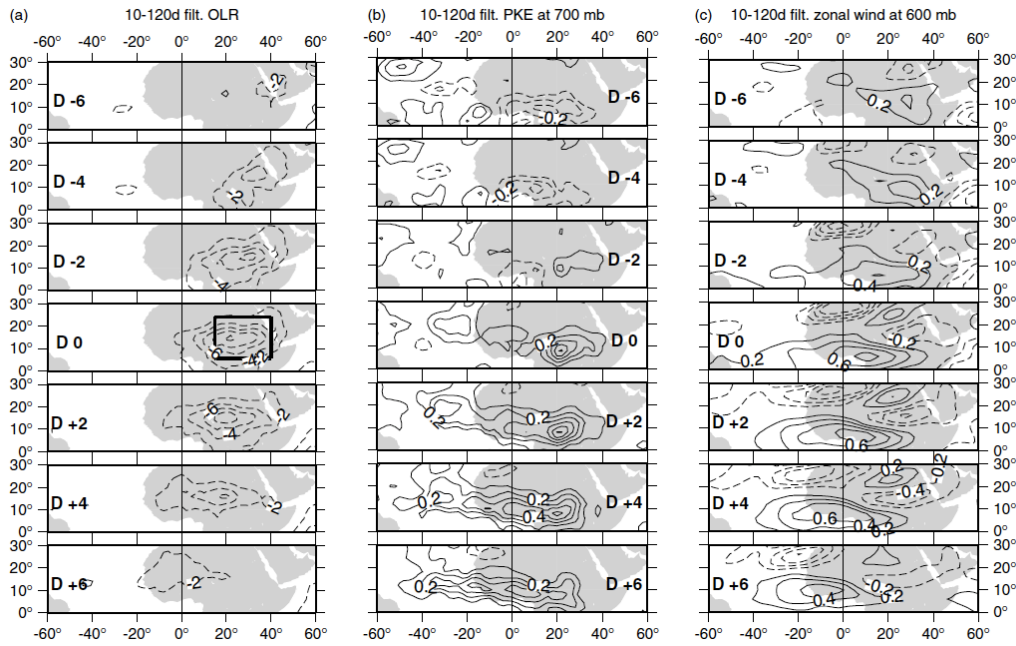


Figure 3.27 – Régressions, à différents décalages temporels, sur un indice d’OLR de a) l’OLR, b) la PKE à 700 hPa et c) le vent zonal à 600 hPa, filtrés dans la bande 10–120 jours. L’indice d’OLR est la moyenne de l’OLR sur le domaine 5°N–25°N, 15°E–40°E (indiqué sur a) à t_0), filtrée dans la bande 10-120 jours et multipliée par -1, afin d’avoir un indice positif pour un renforcement de la convection. Les décalages temporels vont de -6 à +6 jours. Les contours sont tous les 2 W m^{-2} sur a), 0.1 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ sur b) et 0.2 m s^{-1} sur c). Les contours négatifs sont en tireté. D’après Leroux *et al.* (2010).

n’est pas le passage d’une onde particulière qui est considérée, mais plutôt l’activité des AEWs, à travers l’énergie cinétique associée aux transitoires (PKE²⁰) :

$$\text{PKE} = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$$

où u' et v' sont les fluctuations zonale et méridienne du vent filtré par un filtre passe-haut à 6 jours.

Plusieurs relations sont mises en évidence par Leroux *et al.* (2010) et Leroux (2009) :

- Un pic de forte activité des AEWs sur le continent est précédé d’un renforcement de la partie est du JEA, et est suivi d’un renforcement de la partie nord-ouest du JEA. Une analyse du champ d’E-vector (Hoskins *et al.*, 1983) montre que cette modulation du jet est cohérente avec un forçage par les perturbations transitoires.
- L’analyse de l’OLR met en évidence qu’aux échelles intrasaisonnières, les pics d’activité des AEWs sont associés à un renforcement de l’activité convective sur la région.
- Les périodes de forte activité convective sur le Sahel Est sont statistiquement suivies par un renforcement de l’activité des perturbations transitoires (Fig.

²⁰ Perturbed Kinetic Energy, équivalent à l’Eddy Kinetic Energy (EKE) parfois rencontrée dans la littérature.

3.27). Ce renforcement de la convection est aussi observé dans le Sahel Est, préalablement à un pic d'activité des AEWs, pointant la zone potentiellement efficace pour le déclenchement des ondes par chauffage convectif (Thorncroft *et al.*, 2008, voir aussi section 1.2.3.5)

L'hypothèse de déclenchement défendue par Thorncroft *et al.* (2008) pourrait donc expliquer l'intermittence intrasaisonnière des ondes d'est, au moins de manière statistique. À l'aide d'un MCG simplifié et sec (sans convection intermittente), Leroux (2009) montre que l'intermittence de l'activité des AEWs pourrait aussi avoir une origine extratropicale et dynamique.

Le rôle de l'océan Atlantique

Comme nous l'avons présenté dans le chapitre 1, l'océan Atlantique équatorial joue un rôle essentiel dans la MAO, en partie aux échelles saisonnière (section 1.3.2.2) et interannuelle (section 1.3.1.1). Son rôle dans la variabilité intrasaisonnière de la MAO, notamment par l'intermédiaire des interactions océan-atmosphère dans le Golfe de Guinée, a été évalué très récemment par de Coëtlogon *et al.* (2010). Grâce à des observations satellites à haute résolution spatiale et temporelle des TSMs et du vent à la surface, ces derniers ont montré, à l'aide d'une ACP, que le mode principal de la variabilité intrasaisonnière des TSMs dans le Golfe de Guinée entre mars et août (MAMJJA) correspond à une anomalie de température le long de l'équateur (Fig. 3.28, panneau de gauche), sur le flanc nord de la langue d'eau froide (section 1.2.3.2), là où le gradient de TSM est le plus intense. Ce mode explique environ 16% de la variance intrasaisonnière. De même, le mode principal de la variabilité intrasaisonnière de la tension de vent à la surface de l'océan explique 20% de la variance intrasaisonnière totale et correspond à des vents de sud-est renforcés ou affaiblis sur quasiment toute la région du Golfe de Guinée (Fig. 3.28, panneau de gauche). Ces deux modes de variabilité ont une périodicité moyenne d'environ 15

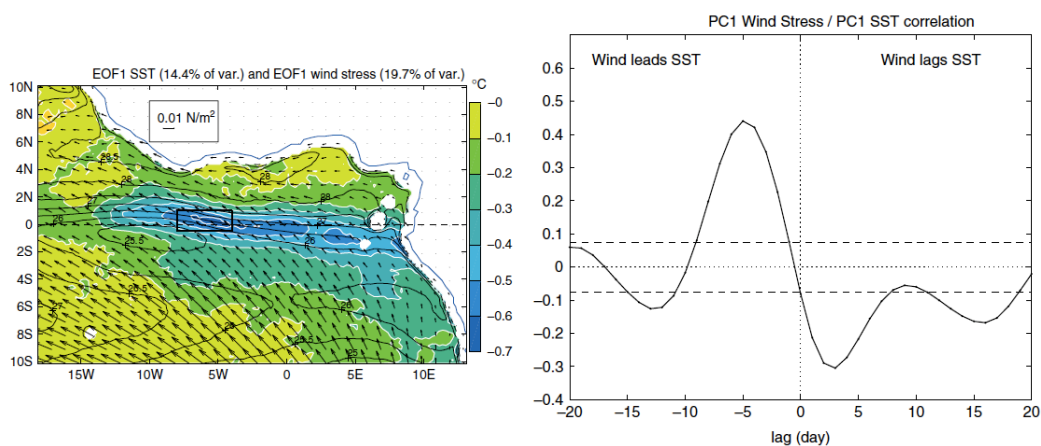


Figure 3.28 – À gauche : EOF1 des TSMs (données TMI) en couleur (en °C) et EOF1 de la tension de vent à la surface (données QuickSCAT) en vecteurs (en $N\ m^{-2}$). Les jeux de données ont préalablement été filtrés par un filtre passe-haut à 90 jours. Les contours noirs indiquent la moyenne des TSMs pour la saison MAMJJA et pour les années 2000 à 2007. À droite : Corrélations entre la CP1 des TSMs et la CP1 de la tension de vent. Les lignes en pointillé indiquent le niveau de significativité à 90%. L'atmosphère précède l'océan pour les décalages temporels négatifs. D'après de Coëtlogon *et al.* (2010).

jours, et sont corrélés avec un déphasage de quelques jours (Fig. 3.28, panneau de droite), induisant une rétroaction négative des TSMs sur la tension de vent. Une anomalie froide des TSMs, forcée par un renforcement du vent, est associée à un ralentissement des alizés une semaine plus tard, créant alors une anomalie de vent opposée. De Coëtlogon *et al.* (2010) suggèrent que ce type de rétroaction serait à l'origine de la périodicité de 15 jours, plutôt qu'un forçage extérieur de grande échelle.

Bien que probablement importante, la modification du gradient de pression induite par l'anomalie froide de TSM ne semble pas suffisante pour expliquer le ralentissement des alizés. De Coëtlogon *et al.* (2010) proposent un mécanisme basé sur la modification de la stratification verticale dans la couche limite marine (Wallace *et al.*, 1989 ; Hayes *et al.*, 1989), et donc du mélange turbulent de la quantité de mouvement. Par ailleurs, à l'aide d'un modèle d'océan, de Coëtlogon *et al.* (2010) montrent que les anomalies de TSM sont vraisemblablement associées aux anomalies d'advection horizontale pilotées par des vents de surface renforcés ou affaiblis, plutôt qu'à la modulation des flux de surface, dont le temps de réponse serait plus lent. Les processus de mélange et d'entraînement dans la couche limite océanique pourraient également jouer un rôle important.

Au final, le scénario suivant peut être proposé : un renforcement des alizés près de l'équateur augmente l'advection vers le nord des eaux froides de la LEF, induisant une anomalie de TSM froide en environ 5 jours au nord de cette dernière. L'anomalie froide rétroagit, ensuite, négativement sur le vent de surface, conduisant à une anomalie négative de vent, maximale 2 à 3 jours plus tard. Cette rétroaction ferait intervenir la modification à la fois du gradient de pression et de la stabilité dans la couche limite atmosphérique. Ces anomalies de vent de nord induisent une advection d'eaux plus chaudes vers l'équateur. L'anomalie froide disparaît puis change de signe en environ 5 jours. L'anomalie chaude de TSM, ainsi formée, induit un renforcement, faible mais significatif des alizés, deux semaines après le coup de vent initial. Ce scénario pourrait supporter substantiellement la variabilité à 15 jours observée au-dessus du Golfe de Guinée, et peut-être avoir un lien avec le QBZD (section 3.4.3.1).

3.4.4 *Les échelles inférieures à 10 jours*

3.4.4.1 *Les ondes d'est*

Les ondes d'est sont les principales perturbations synoptiques observées sur l'Afrique de l'Ouest. Nous les avons déjà largement décrites en section 1.2.3.5 et, dans cette section, nous insistons essentiellement sur leur lien avec la convection. Afin d'étudier cette relation, Kiladis *et al.* (2006) identifient les AEWs couplées à la convection en filtrant l'OLR dans le domaine TD²¹, indiqué sur le diagramme fréquence-nombre d'onde de la figure 3.29. Ils mettent en évidence que cette relation onde-convection n'est pas la même entre le rail sud, vers 10°N, et le rail nord, vers 15°N. Au sud, la convection a tendance à se positionner dans le flux de nord à l'est du méridien de Greenwich, puis à passer progressivement dans le thalweg de l'onde en se propageant vers l'ouest pour enfin se trouver dans le flux de sud sur l'océan Atlantique. Dans cette configuration, le forçage dynamique induit par l'advection du tourbillon de l'onde par le JEA apparaît suffisant pour expliquer le couplage entre l'onde et la convection. Au contraire, à 15°N, la convection reste

²¹ *Tropical Depression.*

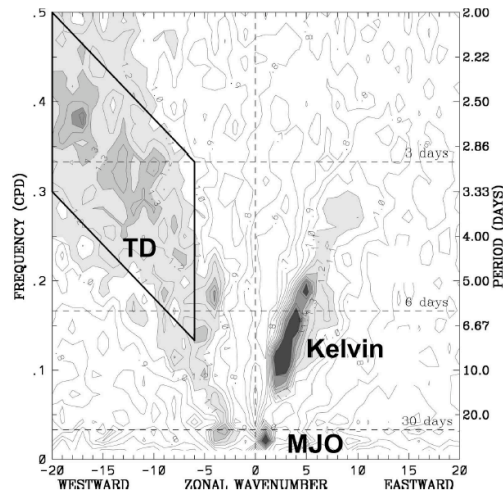


Figure 3.29 – *Idem* Fig. 3.12.a mais pour la composante symétrique de l’OLR pendant les saisons JJAS 1979–2003. D’après Kiladis *et al.* (2006).

dans le flux de sud tout au long de la vie de l’onde (Fig. 3.30), et les relations entre convection et dynamique semblent plus complexes (Kiladis *et al.*, 2006).

En étudiant la variabilité synoptique (inférieure à 10 jours) de l’eau précipitable, lors du stage de Master d’E. Poan (Poan, 2010), nous avons mis en évidence un mode de variabilité se propageant vers l’ouest, de manière similaire aux ondes d’est. Ce mode se propage à une vitesse de phase de $\sim 8 \text{ m s}^{-1}$, sa périodicité moyenne est ~ 6 jours et sa longueur d’onde de $\sim 4000 \text{ km}$ (Fig. 3.31). Les événements associés correspondent à des anomalies d’eau précipitable importantes ($>5 \text{ kg m}^{-2}$), qui peuvent être suivies sur le continent puis l’océan Atlantique pendant presque 10 jours dans la bande sahélienne (Fig. 3.31), et qui sont associées à une modulation de la convection élevée, de l’ordre de $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$ pour l’OLR et de $\pm 2 \text{ mm jour}^{-1}$ pour les précipitations GPCP. Le mode détecté « optimise » la quantité totale d’eau dans la colonne atmosphérique, et apparaît comme le résultat des advections méridiennes dans les basses couches par les anomalies de vent, des advections zonales au niveau du JEA par le vent moyen, et du transport vertical par la convection. La structure des anomalies de vent est très similaire à celle des ondes d’est se propageant sur le flanc nord du JEA, et on retrouve les inclinaisons verticales du thalweg de l’onde, mentionnées en section 1.2.3.5. Ce mode, qui est robuste et fréquent (3 à 4 événements de chaque signe par mois, pendant la saison JJAS), est donc associé à une modulation significative de la convection, ce qui laisse espérer une amélioration de la prédictibilité de la convection sur le Sahel. Ces résultats, bien que préliminaires, sont très encourageants, pour mieux comprendre et prévoir la modulation de la convection à l’échelle synoptique.

3.4.4.2 Les ondes de Kelvin

La section 3.3.2.2 nous a donné un aperçu des ondes de Kelvin couplées à la convection. Kiladis *et al.* (2009) montrent que ces ondes qui se propagent vers l’est affectent toute la ZCIT, avec des impacts forts dans l’océan Pacifique Ouest et Central et dans l’est de l’océan Indien. Wang et Fu (2007) ont montré que les ondes de Kelvin atteignaient l’Afrique Centrale pendant le printemps. Essentiellement trois études récentes (Mounier *et al.*, 2007 ; Nguyen et Duvel, 2008 ; Mekonnen *et al.*,

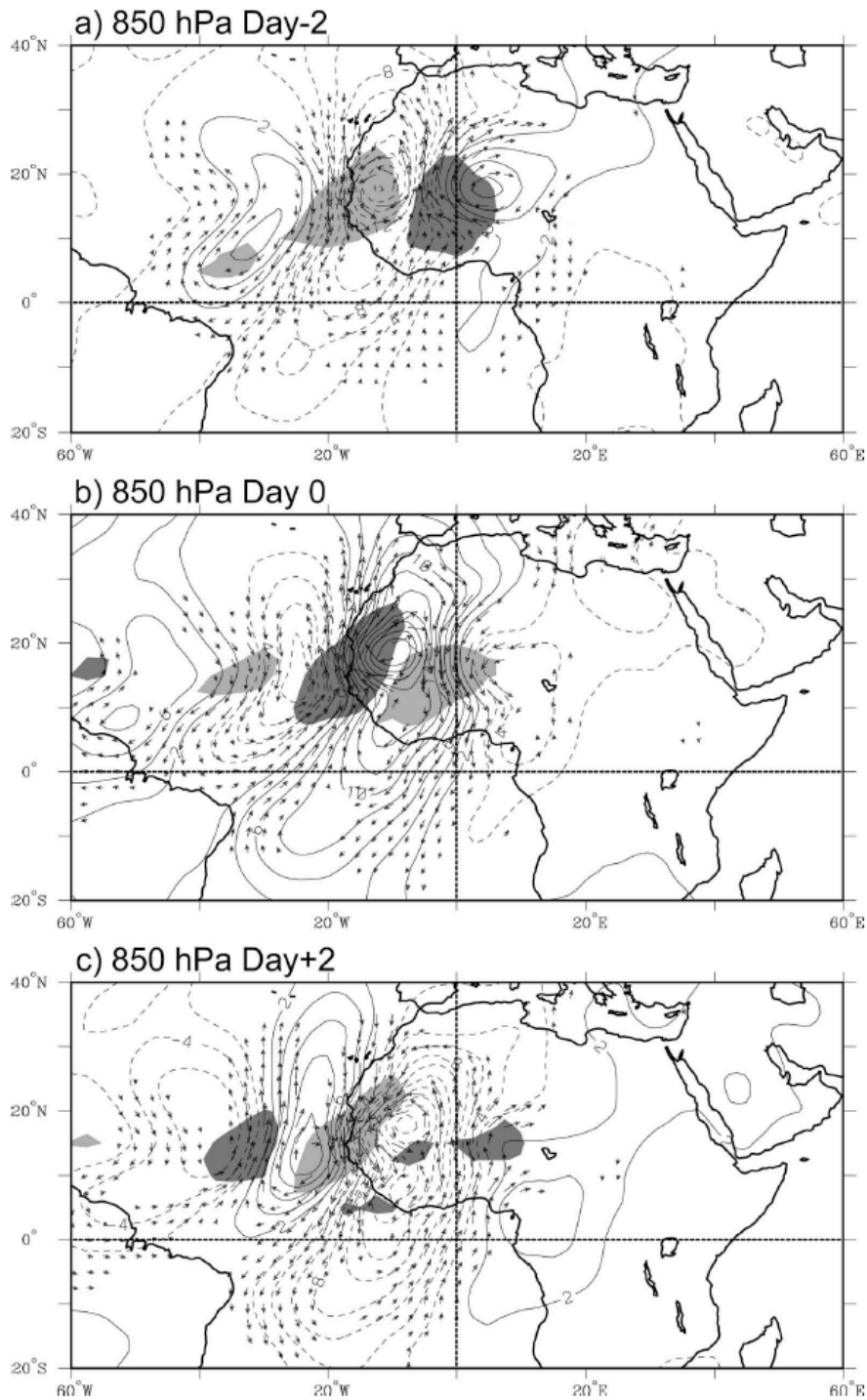


Figure 3.30 – Structure moyenne des anomalies d’OLR et de vent à 850 hPa (ERA-15) associés avec une perturbation d’OLR filtré dans le domaine TD de -40 W m^{-2} au point 15°N , 17.5°O . La structure est obtenue à partir d’une régression réalisée pour les saisons JJAS de 1979 à 1993, et présentée pour les décalages temporels a) -2 jours, b) 0 jour, et c) +2 jours. Le grisé foncé (clair) indique les anomalies d’OLR inférieures (supérieures) à -10 W m^{-2} ($+10 \text{ W m}^{-2}$). La fonction de courant est représentée par un contour tous les $2 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Seules les anomalies d’OLR et de vent significatives à 95% sont reportées. Les plus longs vecteurs indiquent un vent d’environ 2 m s^{-1} . D’après Kiladis *et al.* (2006).

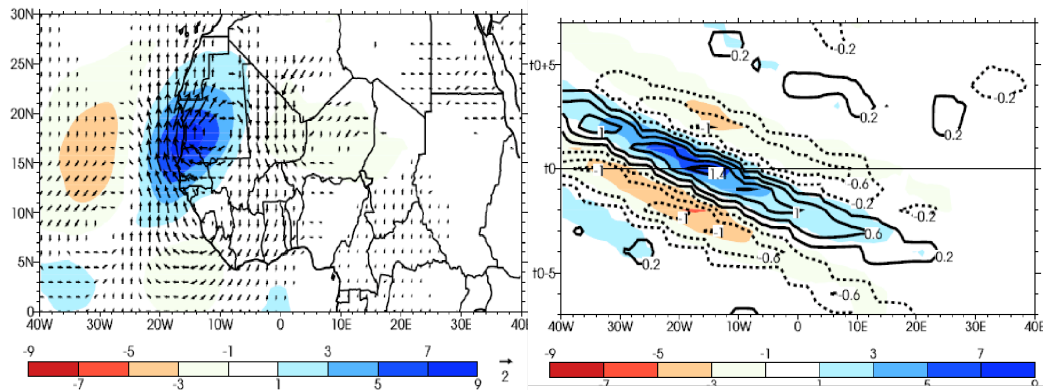


Figure 3.31 – À gauche : Structure composite, à t_0 , des évènements associés à une anomalie d'eau précipitable forte dans la région du Sénégal. Les évènements sont sélectionnés à partir d'un indice d'eau précipitable moyennée sur le domaine 10°N – 20°N , 20°O – 10°O et filtré par un filtre passe-haut à 10 jours. Le seuil d'un écart-type a été utilisé (section 2.2.5.2). L'échelle de couleur indique les anomalies d'eau précipitable et les vecteurs, les anomalies de vent à 925 hPa. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonnier et interannuelle – section 2.2.3.2). Seules les anomalies significatives au seuil 95% sont reportées (test de Student). À droite : évolution de la structure composite de ces évènements entre t_0-7 et t_0+7 , en fonction de la longitude. Les anomalies d'eau précipitable (couleurs) et de vent méridien à 925 hPa (contours) ont été moyennées dans la bande 15°N – 20°N . D'après Poan (2010).

2008) ont montré qu'elles avaient un impact significatif en Afrique de l'Ouest et Centrale, principalement aux échelles synoptiques.

Mounier *et al.* (2007), utilisant la méthode de Wheeler et Kiladis (1999), isolent les ondes de Kelvin sur l'Afrique de l'Ouest pendant la saison de mousson en filtrant le champ d'OLR dans le domaine spatio-temporel Kelvin, indiqué sur la figure 3.12. À l'aide d'une ACP sur le champ d'OLR ainsi filtré (domaine 10°S – 30°N , 80°O – 60°E), ils extraient le mode principal de l'activité des ondes de Kelvin sur l'Afrique. Les deux premiers EOFs forment un doublet dégénéré, caractérisant un mode propagatif. Comme dans les sections 3.4.3.1 et 3.4.3.2, on peut reconstruire le champ d'OLR, à l'aide de ces deux EOFs, puis le moyenner sur la région 7.5°N – 12.5°N , 10°O – 10°E , afin de caractériser l'activité des ondes de Kelvin sur l'Afrique de l'Ouest. Cet indice Kelvin est ensuite utilisé pour définir des évènements forts où la convection se renforce ou s'affaiblit sur le Sahel (seuil de ± 1.5 écart-type). On compte alors, en moyenne, 5 évènements humides et 5 évènements secs pour chaque saison JJAS. La séquence composite de ce mode de variabilité est présentée sur la figure 3.32, sous la forme de la différence entre les deux types d'évènements (relativement symétriques).

Le signal de Kelvin est d'échelle régionale, et concerne l'Afrique Centrale et de l'Ouest (Fig. 3.32). Sa longueur d'onde est de l'ordre de 8000 km et l'onde se propage vers l'est à une vitesse d'environ 15 m s^{-1} . La période moyenne de ce mode de variabilité est donc proche de 6 jours (cohérent avec le spectre de la figure 3.12). Ce signal est significativement plus lent que sur le Pacifique, indiquant potentiellement un couplage plus fort entre la dynamique des ondes et la convection (Mekonnen *et al.*, 2008). Le signal est originaire de la région du Pacifique Est et continue vers l'est sur l'océan Indien. Comme mentionné dans la section 3.3.2.2, la divergence en altitude est quasiment colocalisée avec les anomalies positives de convection. Ce mode Kelvin module la convection de manière significative, de

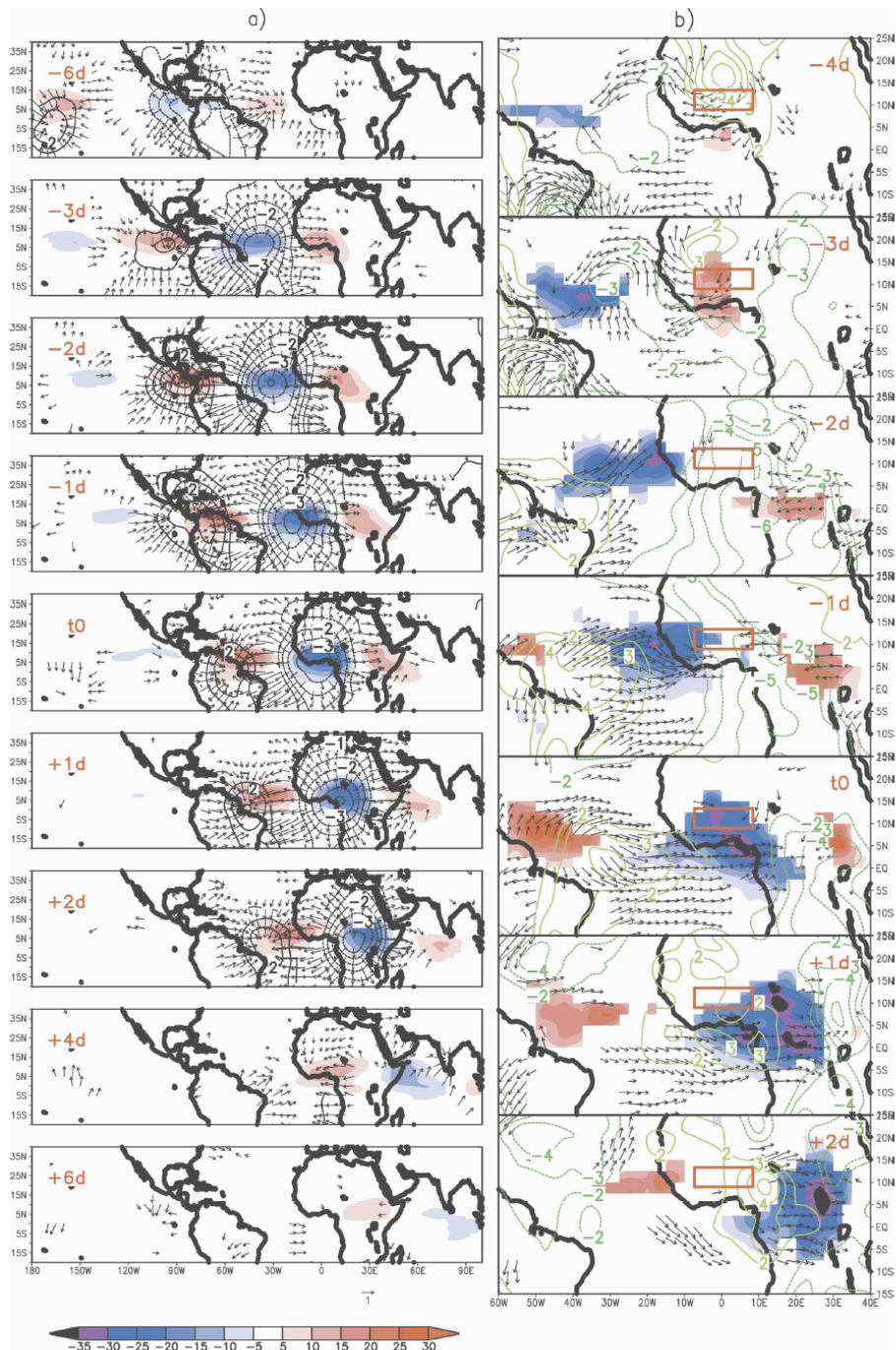


Figure 3.32 – Séquence composite basée sur l'indice d'activité des ondes de Kelvin, calculé sur la boîte indiquée en rouge. Cette séquence est la différence entre les phases humides et les phases sèches pour les saison JJAS de 1979 à 2000. a) Composite de l'OLR filtré dans le domaine Kelvin (couleurs, en $W m^{-2}$), du vent divergent non filtré à 200 hPa (vecteurs, en $m s^{-1}$), et du potentiel de vitesse non filtré à 200 hPa (contours, en $10^6 m^2 s^{-2}$). b) Composite pour l'OLR non filtré (couleur, en $W m^{-2}$), le vent non filtré à 925 hPa (vecteurs, en $m s^{-1}$) et pour le géopotential non filtré à 925 hPa (contours, en mgp). Seules les valeurs de l'OLR et du vent significative à 95% (test de Student) sont reportées sur les cartes. D'après Mounier *et al.* (2007).

l'ordre de $\pm 15 \text{ W m}^{-2}$. Comme prédit par la théorie de Matsuno (1966), le vent dans les basses couches est principalement zonal près de l'équateur, l'onde étant précédée par des vents d'est et suivie par des vents d'ouest (dans le cas d'un évènement humide sur le Sahel à t_0). L'onde module ainsi le flux de mousson, le long de la côte guinéenne et en aval des massifs du Fouta Djallon. Mounier *et al.* (2007) montrent, en outre, que l'onde impacte le cycle de vie des SCMs africains.

L'impact des ondes de Kelvin sur l'Afrique de l'Ouest possède un fort cycle saisonnier, étant le plus important en dehors des mois de juillet et août, lorsque la ZCIT est plus proche de l'équateur. Nguyen et Duvel (2008) confirment cet aspect du cycle saisonnier des ondes de Kelvin, montrant que leur impact sur la convection en Afrique est le plus important en mars et avril et plutôt sur l'Afrique équatoriale. Les ondes de Kelvin sur l'Afrique présentent également une forte variabilité interannuelle (Mekonnen *et al.*, 2008).

3.4.4.3 Les pulsations de mousson

L'étude récente de Couvreur *et al.* (2010) a montré que le flux de mousson²² possédait une variabilité importante dans la gamme 3–5 jours²³, au moins pendant la période de pré-*onset* de la MAO. Cette variabilité se caractérise par une montée relativement au nord (au-delà de 14°N) d'anomalies d'eau précipitable²⁴ ($> 1 \text{ kg m}^{-2}$) pendant environ 2 jours. Au cours de l'année 2006, ils identifient 24 évènements de type « *moisture surges* » pendant la période de pré-*onset*, du 15 mai au 30 juin, et en établissent la structure composite (Fig. 3.33).

La pulsation de mousson est précédée par une chute de la pression de surface et donc un renforcement de la dépression thermique entre 14°N et 20°N , d'environ 1 à 2 hPa. Le vent méridien est alors accéléré vers le nord ($\approx 3 \text{ m s}^{-1}$) et permet un déplacement vers le nord du FIT. Le flux de mousson s'amplifie, s'approfondit et peut alors pénétrer plus vers le nord. L'advection d'air frais et humide détruit l'anomalie de pression et le FIT retrouve sa position précédente. La forte intensité du chauffage solaire à cette saison et la convection sèche générée sont alors suffisantes à recréer un *heat low*, qui pourra éventuellement donner lieu, plus tard, à une nouvelle pulsation. La demi-période de l'oscillation observée, (2–3 jours) serait alors l'ordre de grandeur du temps nécessaire à la dépression thermique pour se reconstruire. Ce type d'oscillation de la dépression thermique est cohérent avec les travaux de Bounoua et Krishnamurti (1991). Le *moisture surge* apparaît donc intimement lié à la dynamique de la dépression thermique saharienne, ce que Couvreur *et al.* (2010) confirment à l'aide d'une simulation d'un cas d'étude de début juin 2006.

Par ailleurs, Couvreur *et al.* (2010) mettent bien en évidence que ces pulsations de mousson, bien qu'apparaissant dans les mêmes échelles que les ondes d'est, peuvent exister indépendamment de ces ondes d'est. Elles sont aussi parfois couplées aux ondes d'est qui favorisent leur propagation vers l'ouest.

De tels phénomènes sont aussi observés au cœur de la MAO (Barthe *et al.*, 2010 ; Cuesta *et al.*, 2010), mais avec des caractéristiques différentes, notamment une périodicité moins marquée et une plus grande extension méridienne.

²²défini par $\Phi_q = \rho v q$ où ρ est la densité de l'air, v le vent méridien et q le rapport de mélange de la vapeur. Voir aussi Chapitre 1.

²³remarquée aussi par Cadet et Houston (1984) et Cadet et Nnoli (1987) à 12°N .

²⁴Contenu en vapeur d'eau intégré sur toute la colonne atmosphérique. Les niveaux en dessous de 3 km contribuent à 75% de l'eau précipitable totale et à 88% de sa variabilité (Couvreur *et al.*, 2010).

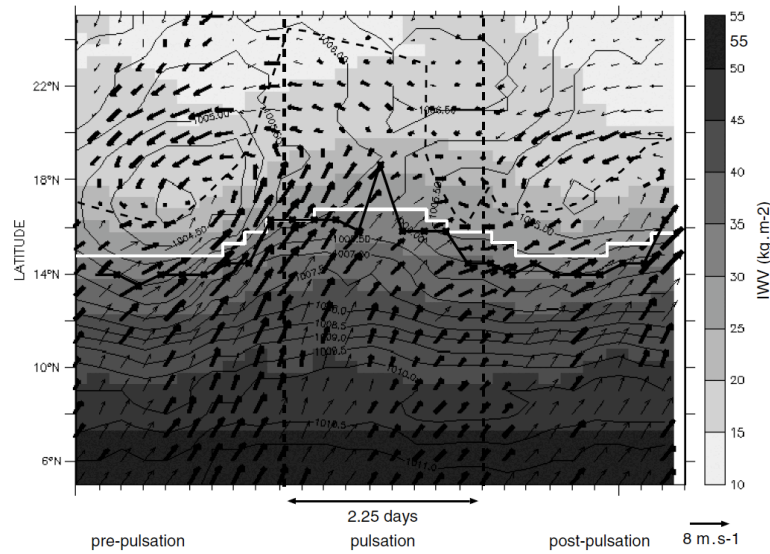


Figure 3.33 – Structure composite des pulsations de mousson pendant les périodes de pré-onset de 2004 à 2007 (15 mai au 30 juin). L'échelle de gris indique l'eau précipitable (en kg m^{-2}). Les contours correspondent à la pression de surface, pour laquelle le cycle diurne a été filtré (en hPa, avec un contour tous les 0.5 hPa), et les vecteurs au vent à 925 hPa. Les champs sont moyennés sur 0°E – 10°E . Les traits tiretés verticaux indiquent le début et la fin du *moisture surge*. La position du FIT est reportée par le trait noir plein et épais, lorsqu'il est défini par le gradient maximal d'eau précipitable, et par le trait noir tireté et épais, lorsqu'il est défini par l'isoligne zéro du vent méridien à 925 hPa. La courbe blanche indique la position de l'isoligne 30 kg m^{-2} de l'eau précipitable. Les vecteurs en gras sont significatifs à 95% selon le test de Student. D'après Couvreur *et al.* (2010).

3.5 LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DANS LES MODÈLES DE CLIMAT

3.5.1 *La MJO et les CCEWs, des challenges pour les modèles*

La MJO est le mode dominant de la variabilité intrasaisonnière sous les tropiques (section 3.3.1). C'est une source de prédictibilité importante, à la fois pour les tropiques et les latitudes moyennes. Sa représentation dans les modèles de climat est un enjeu crucial, à la fois en termes de prévisions à moyenne échéance (les *medium-range forecasts* de von Neumann – voir introduction à ce chapitre), de prévisions saisonnières et de projections climatiques. Les tentatives pour la représenter le mieux possible dans les MCGs ont par ailleurs nourri l'évolution de notre compréhension de la MJO elle-même.

Bien que plusieurs études pionnières aient pu apparaître prometteuses (Hayashi et Golder, 1986 ; Hayashi et Sumi, 1986 ; Lau et Lau, 1986), la MJO reste encore un challenge pour les MCGs les plus évolués et la communauté scientifique (Slingo *et al.*, 1996, 2005 ; Zhang, 2005 ; Lin *et al.*, 2006). Les premiers travaux des années 1980 identifiaient, effectivement, une propagation vers l'est de signaux dynamiques et convectifs, mais leur vitesse de propagation était souvent plus proche de celle des ondes de Kelvin couplées à la convection que de celle, plus lente, observée pour la MJO. Les modèles les plus sophistiqués ont encore de grandes difficultés à produire une MJO réaliste : lorsqu'il y a effectivement des signaux qui se propagent

vers l'est, ils sont bien souvent trop faibles, leur distribution spatiale et leur cycle saisonnier sont peu réalistes, et la dynamique et la convection sont découplées (Slingo *et al.*, 1996 ; Sperber *et al.*, 1997). Les modèles évalués par Slingo *et al.* (1996), issus du premier exercice d'intercomparaison AMIP²⁵ I (Gates *et al.*, 1999) étaient, par ailleurs, tous incapables de capturer le fort pic de variance vers 40–50 jours, produisant généralement beaucoup plus d'énergie aux échelles inférieures à 30 jours.

Plusieurs facteurs importants pour la bonne représentation de la MJO ont été mis en évidence : la physique du modèle, naturellement, et surtout la paramétrisation de la convection, la résolution horizontale et verticale du modèle (Kuma, 1994 ; Inness *et al.*, 2001), et la représentation des couplages océan–atmosphère (Flatau *et al.*, 1997 ; Waliser *et al.*, 1999 ; Sperber *et al.*, 2005). Slingo *et al.* (1996) ont, par exemple, trouvé que les modèles dont la paramétrisation de la convection avait une fermeture en CAPE produisaient les signaux de MJO les plus réalistes. D'autres études ont montré que l'ajout d'un déclenchement lié à l'humidité améliorerait la représentation de la MJO (Tokioka *et al.*, 1988 ; Wang et Schlesinger, 1999 ; Lee *et al.*, 2003), ou que la représentation des subsidences convectives et de l'évaporation des précipitations était un facteur d'amélioration (Maloney et Hartmann, 2001). Le profil vertical de chauffage convectif (Park *et al.*, 1990 ; Lin *et al.*, 2004), les interactions entre rayonnement et nuages (Lee *et al.*, 2001 ; Lin et Mapes, 2004), et celles entre convection et humidité (Bony et Emanuel, 2005) sont aussi des éléments clés. On peut enfin noter que l'état de base est également crucial, conditionnant, par exemple, les rétroactions de type WISHE (section 3.3.1.3).

L'étude de Lin *et al.* (2006) est une des plus récentes examinant la représentation de la MJO, mais aussi des CCEWs, dans les simulations de CMIP3. En décomposant 8 ans de précipitations dans la bande équatoriale dans le domaine fréquence–nombre d'onde à l'aide de la méthodologie de Wheeler et Kiladis (1999, – voir section 3.3.2.1 et Fig. 3.12), à la fois dans les modèles et les observations, ils montrent la grande diversité des comportements des MCGs (Fig. 3.34). La variance intrasaisonnière (2–128 jours) est trop faible dans la plupart des modèles. La moitié d'entre eux ont des signaux de type CCEWs, surtout dans les gammes des ondes de Kelvin et des ondes MRG–EIG couplées à la convection. Les variances associées restent généralement trop faibles pour tous les types d'ondes sauf pour les ondes EIG. La vitesse de phase des différentes CCEWs est souvent trop rapide, et les hauteurs équivalentes associées trop élevées. Ceci pourrait traduire une difficulté des modèles à réduire suffisamment leur « *effective static stability* » par le chauffage diabatique de la convection. Straub *et al.* (2010) analysent en détail la représentation des ondes de Kelvin dans 20 modèles de CMIP3, et arrivent à la conclusion que seulement la moitié des modèles présentent un pic dans le domaine Kelvin. De cette moitié, seulement 50% simulent une distribution spatiale de l'activité et une structure tridimensionnelle de ces ondes couplées proches des observations. Pour ces modèles, quelques défauts demeurent encore, notamment dans la structure des champs de température et d'humidité dans les basses couches, près du maximum de précipitations. La convection peu profonde, les courants convectifs subsidents et les composantes stratiformes de la convection sont probablement des processus clés pour améliorer la représentation des ondes de Kelvin. Par ailleurs, les MCGs ayant peu de succès ont généralement une paramétrisation de la convection basée sur le concept d'ajustement convectif, et non une fonction de déclenchement (Straub *et al.*, 2010). Lin *et al.* (2008a) et Suzuki *et al.* (2006) montrent, par exemple,

²⁵ *Atmospheric Model Intercomparison Project.*

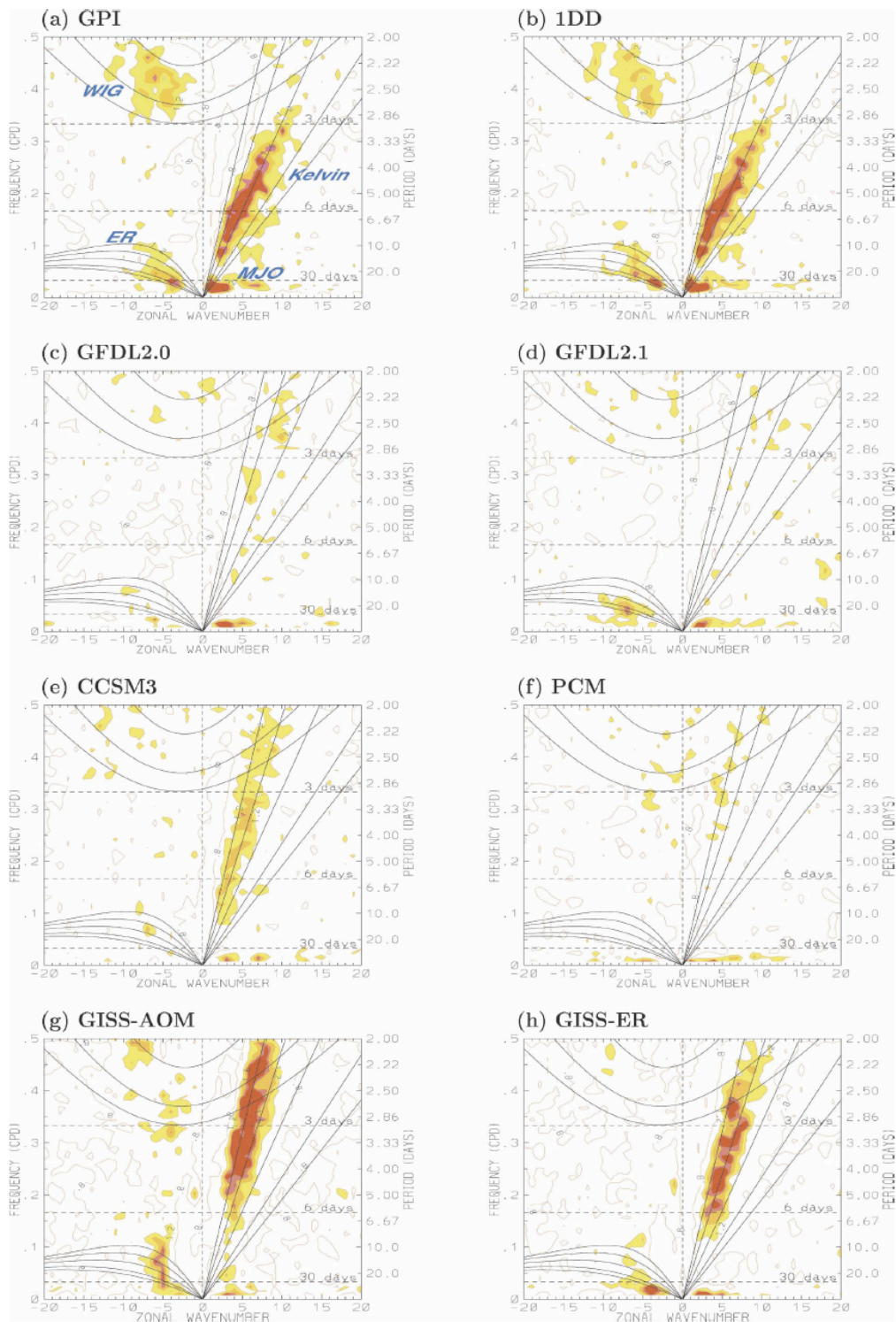


Figure 3.34 – *Idem* Fig. 3.12.a mais pour les précipitations des modèles du 4^e rapport du GIEC (8 ans) et les observations GPI (GOES Precipitation Index, 1997–2004) et 1DD (GPCP, 1997–2004). D’après Lin *et al.* (2006).

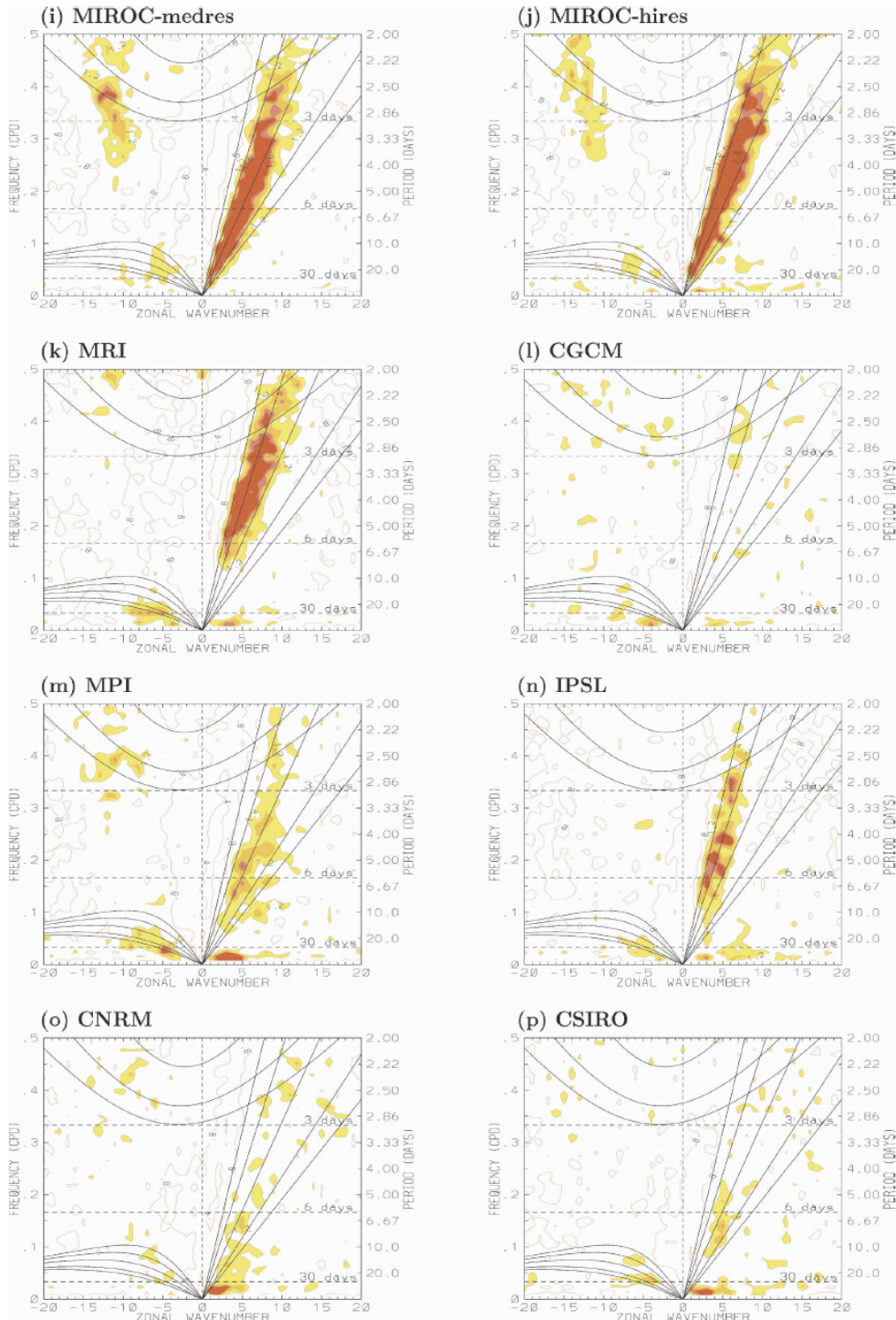


Figure 3.34 – Suite.

qu'une fonction de déclenchement de la convection basée sur la quantité d'humidité disponible dans les basses couches améliore les caractéristiques simulées de la MJO.

Lin *et al.* (2006) montrent que seulement 2 modèles sur les 14 qu'ils ont étudiés atteignent des variances comparables aux observations dans la gamme MJO (ECHAM5/MPI-OM et CNRM-CM3). Ces deux modèles sont d'ailleurs les seuls à avoir une paramétrisation de la convection avec une fermeture en convergence d'humidité, ce qui est finalement la conclusion opposée obtenue 10 ans auparavant par Slingo *et al.* (1996). Introduisant une métrique caractérisant à la fois l'organisation de la convection dans la MJO et prenant en compte la dispersion des structures de MJO observées et modélisées, Xavier *et al.* (2010) confirment que les fermetures reliées à un critère de convergence d'humidité donnent un meilleur réalisme des propriétés de la MJO. La plupart des modèles ont un ratio trop faible entre l'énergie se propageant vers l'est et celle se propageant vers l'ouest, dans la gamme MJO, traduisant un manque de propagation vers l'est des signaux de type MJO dans les MCGs. Enfin, Lin *et al.* (2006) notent que pour 13 de ces modèles, la variance dans les gammes de fréquences de la MJO ne provient pas d'un pic bien marqué dans le spectre, mais plutôt d'un spectre très rouge. Les MCGs ont tendance à avoir une persistance des précipitations trop importante sous les tropiques, i.e. à faire pleuvoir un peu tout le temps plutôt que d'avoir des événements intenses plus intermittents (Randall *et al.*, 2007). Lin *et al.* (2006) suggèrent qu'il est probablement important de prendre en compte, dans les paramétrisations de la convection, les processus qui peuvent favoriser les phases de suppression de la convection (prise en compte de la CIN, courants convectifs subsidents saturés et insaturés, sensibilité à l'air sec en moyenne troposphère, prise en compte de la CIN dans le déclenchement...), et donc la rendre *a priori* plus intermittente.

Lin *et al.* (2008b) arrivent à des conclusions similaires en examinant la variabilité intrasaisonnière de la mousson asiatique pendant l'été boréal. Peu de modèles de CMIP3 parviennent à simuler une variance dans la bande 2–128 jours du même ordre de grandeur que dans les observations, et la plupart présentent un spectre trop rouge dans cette région. Les proportions de variances propagatives vers le nord et vers l'est restent également faibles, sauf pour les deux modèles déjà mentionnés ci-dessus, ECHAM5/MPI-OM et CNRM-CM3. Ce type de résultats souligne probablement l'importance de la fermeture convective dans les MCGs.

3.5.2 *Et la variabilité intrasaisonnière de la MAO ?*

Peu de travaux ont évalué la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans les modèles de climat. La plupart de ces études se sont concentrées sur la représentation des ondes d'est dans un MCG donné, notamment celui du CNRM (Céron et Guérémy, 1999 ; Céron *et al.*, 2001 ; Moustouai *et al.*, 2002 ; Chauvin *et al.*, 2005). Bien que le modèle du CNRM présentait une densité spectrale similaire à celle de la réanalyse ERA-15 pour les périodes de 3–5 jours et les longueurs d'onde de 2200 à 4400 km, les ondes d'est simulées tendaient à avoir une vitesse de phase plus faible, notamment en raison d'un maximum de variance déplacé un peu plus vers les basses fréquences. Ce type de comportement avait déjà été remarqué pour les modèles utilisés par Reed *et al.* (1988b), Druyan et Hall (1994) et Meehl *et al.* (2006). Céron et Guérémy (1999) invoquèrent alors le faible cisaillement vertical de vent simulé en association avec le JEA, vraisemblablement en lien avec les faibles résolutions des modèles utilisés. Chauvin *et al.* (2005) et Thorncroft et Rowell (1998) montrent également

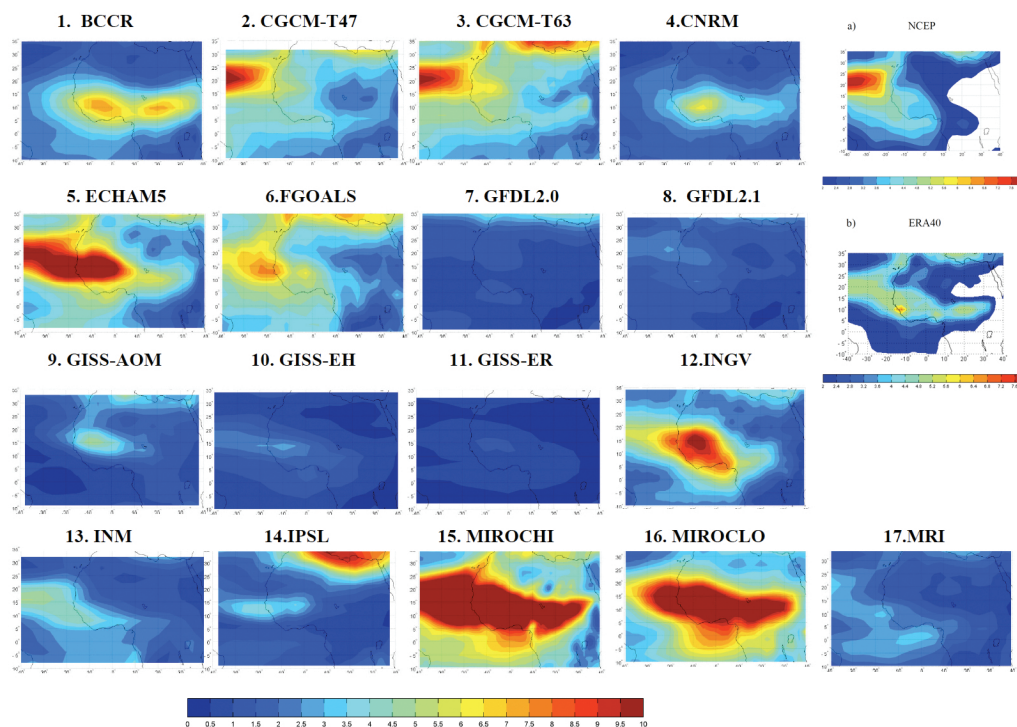


Figure 3.35 – Variance dans la bande 2–6 jours du vent méridien à 700 hPa pour les saisons JJAS de 1961 à 2000 et simulée par 17 des modèles ayant participé au 4^e exercice du GIEC (en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Le domaine de chaque panneau correspond à 10°S – 35°N , 40°O – 40°E . Le résultat pour les deux réanalyses NCEP2 et ERA40 est indiqué en haut à droite de la figure (Noter que l’échelle de couleur est différente de celle utilisée pour l’ensemble des modèles du GIEC). D’après Ruti et Dell’Aquila (2010).

que leurs modèles respectifs sont capables de simuler une variabilité interannuelle de l’activité des ondes d’est comparable aux observations.

L’étude récente de Ruti et Dell’Aquila (2010) montre que les modèles de CMIP3 ont beaucoup de difficulté à reproduire des ondes d’est réalistes, bien qu’ils simulent un JEA cohérent avec les réanalyses NCEP2 et ERA40. Les différents MCGs présentent, en effet, des comportements très variés en termes de variabilité dans la bande 2–6 jours (Fig. 3.35). Une partie des modèles ont une activité des ondes d’est très élevée (MIROCHI, MIROCLO, ECHAM5, BCCR et INGV) et pour d’autres, celle-ci est très faible (GFDL, GISS, INM, IPSL et MRI). Ruti et Dell’Aquila (2010) ne trouvent pas de corrélation entre l’intensité du JEA et l’intensité des AEWs, ce qui suggère que ces différences n’ont pas nécessairement un lien avec l’état de base simulé. En revanche, la représentation des AEWs semble avoir un lien important avec le gradient méridien de température près de la surface entre le golfe de Guinée et le Sahara, qui joue alors le rôle de source d’énergie pour le développement et l’amplification des AEWs (Ruti et Dell’Aquila, 2010).

On remarquera enfin que le MCG utilisé par Lavender *et al.* (2010) est capable de simuler une variabilité intrasaisonnière aux échelles intermédiaires entre 10 et 25 jours et qui se propage vers l’ouest. Leur étude montre le rôle essentiel des rétroactions de la surface sur la convection pour organiser et accroître la cohérence d’un mode similaire au mode Sahélien, et qui apparaît au départ « purement atmosphérique » (voir section 3.4.3.2).

CONCLUSION

La variabilité intrasaisonnière (de 1 à 90 jours environ) sous les tropiques peut être associée à des périodes prolongées de sécheresse ou de précipitations intenses, dont l'impact sur les populations peut être dramatique. Améliorer la prévisibilité de l'activité de la variabilité intrasaisonnière est donc un enjeu crucial, afin de mettre à disposition des décideurs des prévisions suffisamment fiables et en avance pour pouvoir agir. La variabilité intrasaisonnière reste, cependant, encore un challenge pour les scientifiques, aussi bien pour en comprendre les mécanismes intrinsèques, que pour en modéliser, de manière précise, les différentes caractéristiques.

La MJO est le mode dominant de la variabilité intrasaisonnière sous les tropiques, et la littérature est abondante pour en comprendre la dynamique et la physique et pour en évaluer la représentation dans les modèles. Les ondes équatoriales couplées à la convection sont apparues, plus récemment, comme un facteur essentiel de la modulation de la convection tropicale aux échelles intrasaisonnières.

C'est essentiellement au cours de la dernière décennie que nombre de travaux sur la variabilité intrasaisonnière ont été réalisés. Ils ont montré que ces échelles avaient un impact significatif sur la convection au Sahel, et qu'il devenait essentiel d'évaluer la prédictibilité et d'en améliorer la prévisibilité. L'analyse de la variance et des échelles de la convection en Afrique de l'Ouest des sections 3.4.1 et 3.2 a montré que, contrairement aux régions océaniques et au continent asiatique, les précipitations avaient une persistance très faible. La variabilité de la convection est aussi très forte dans la gamme des échelles synoptiques, notamment des ondes d'est (3–5 jours), de l'ordre de 40% de la variabilité intrasaisonnière totale. Les échelles intermédiaires (10–25 jours) et lentes (25–90 jours) ne contribuent qu'à environ 20% du total, mais modulent de manière persistante le cycle saisonnier de la convection de plus 50 à 80%. Dans chacune de ces gammes d'échelles, plusieurs modes de variabilité ont été identifiés et décrits. Pour plusieurs, des mécanismes ont été proposés, notamment au travers de téléconnexions avec la MJO, ou des impacts des CCEWs sur la région.

La plupart de ces modes de variabilité ont été détectés à partir de variables liées à la convection (OLR et précipitations), qui est généralement le résultat d'une combinaison d'un grand nombre de facteurs, et pas forcément toujours les mêmes. Les années récentes ont vu apparaître des approches complémentaires, se focalisant sur un acteur particulier de la MAO (e.g., l'océan et le système JEA–AEWs), ou sur un paramètre *a priori* plus simple (e.g., l'eau précipitable). C'est ce type de méthode que nous allons utiliser dans la suite de ce manuscrit, où nous caractériserons la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique (Chapitre 4) puis son lien avec celle de la convection sur l'Afrique de l'Ouest (Chapitre 5). Le chapitre 6 proposera alors une évaluation de la capacité des modèles de climat actuels, à représenter ce type de variabilité intrasaisonnière de la MAO.

VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE

4

SOMMAIRE

4.1	VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE : CARACTÉRISATION	141
4.1.1	Préliminaires et résumé de l'article Chauvin, Roehrig et Lafore (2010)	141
4.1.2	Article Chauvin, Roehrig et Lafore (2010)	147
4.1.3	Compléments	167
4.2	LES MOYENNES LATITUDES : SOURCE DE PRÉDICTIBILITÉ DE L'ISV DU SHL	180
4.2.1	Quelques propriétés du train d'onde associé à la variabilité intrasaisonnière du SHL	180
4.2.2	Lien avec les régimes de temps de l'Atlantique Nord et de l'Europe	185
4.2.3	Prévisibilité du mode principal de variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique	188
4.3	PHYSIQUE DU MODE INTRASAISSONNIER DU <i>heat low</i>	191
4.3.1	Méditerranée Est	191
4.3.2	Cycle de vie du <i>Heat Low</i> pendant les événements HLE/HLW . . .	205
	CONCLUSION	217

LA mousson d'Afrique de l'Ouest est, au premier ordre, pilotée par le gradient méridien de température qui s'établit entre les eaux froides du golfe de Guinée, et la surface surchauffée du Sahara (section 1.2.3). La dépression thermique saharienne est donc un des acteurs majeurs de la MAO (section 1.2.3.3), contrôlant en partie ce gradient thermique, et donc l'advection d'air chargé d'humidité sur le continent. Sultan et Janicot (2003) ont suggéré qu'elle pouvait être un des moteurs de l'*onset* de la MAO (section 1.3.2.5), et Sultan *et al.* (2003) qu'elle pouvait jouer un rôle important dans l'ISV de la MAO (section 3.4.3). Enfin, le SHL est également essentiel dans le maintien du JEA (Thorncroft et Blackburn, 1999, – section 1.2.3.5), support des ondes d'est africaines (sections 1.2.3.5 et 3.4.4.1).

Documenter la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne est donc une étape potentiellement importante pour mieux comprendre celle de la MAO. C'est l'objectif de ce chapitre. Le suivant étudiera plus en détail les relations entre le principal mode intrasaisonnier du SHL et quelques-uns des modes décrits dans le chapitre précédent.

Ce chapitre est découpé en trois sections :

- La section 4.1 présente une caractérisation du mode principal de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne, notamment au travers de l'article publié (Chauvin, Roehrig, et Lafore, 2010, noté ci-après CRL10).
- La section 4.2 apporte quelques compléments à cet article quant au lien entre la variabilité intrasaisonnière du SHL et les moyennes latitudes
- La section 4.3 donne quelques pistes pour étudier la physique de ce mode de variabilité, dans sa partie moyennes latitudes et sur l'Afrique du Nord. Le cycle de vie du *heat low* associé à ces fluctuations intrasaisonnières sera également examiné.

*À perte de vue se dessine la ligne de l'horizon
dans ses grandes plaines qui forment le Sahara.
À perte de vue la caravane perce le mystère
qui fait peur aux initiés de cette atmosphère.
À perte de vue les nomades errent dans ces terres
hostiles et tristes comme la mort au premier abord.
À perte de vue dans le lointain infini le vent ramène
le temps dans le giron des collines agrémentées
des dunes aux grains de sable fin.*

Souéloum Diagho
Extrait de *Akal n'iba* (Terre à perte de vue)

4.1 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE : CARACTÉRISATION

4.1.1 Préliminaires et résumé de l'article Chauvin, Roehrig et Lafore (2010)

4.1.1.1 Préliminaires

La dépression thermique saharienne est habituellement définie à l'aide de la pression de surface. Cette variable est malheureusement très influencée par le relief. Lavaysse *et al.* (2009) ont proposé alors d'utiliser l'épaisseur de la couche atmosphérique située entre 925 hPa et 700 hPa (la LLAT – section 1.2.3.3), qui caractérise le contenu en chaleur du SHL. Cette épaisseur est fortement corrélée à la température potentielle à 850 hPa, θ_{850} (Lavaysse *et al.*, 2009), 850 hPa étant à peu près le niveau médian de la couche. C'est une variable simple à diagnostiquer dans une réanalyse ou une simulation de modèle, qui a l'avantage d'être moins influencée par le relief.

En moyenne climatologique, le cœur de la dépression thermique ($\theta_{850} > 317$ K $\sim 44^\circ\text{C}$) se situe vers 20°N , 5°E , au sud-ouest du massif du Hoggar (Fig. 4.1.a). C'est légèrement plus à l'est que la position moyenne détectée par Lavaysse *et al.* (2009, voir aussi la Fig. 1.14). L'isocontour 315 K couvre une large surface sur tout le Sahara occidental, et s'étend également un peu vers le sud-est, au-dessus du Niger et du Tchad. Une région de fortes températures, au-dessus du Tchad et du Soudan, mais de faible extension méridienne, relie le SHL à la dépression thermique du désert d'Arabie. Les différentes réanalyses donnent des résultats très similaires (Fig. 4.2).

Les contours de la figure 4.1.a illustrent la variabilité intrasaisonnière totale (< 90 jours) du SHL. Cette variabilité est la plus forte sur ses flancs nord, avec deux maxima, l'un au sud de la Sicile vers 35°N , 15°E , l'autre sur la façade atlantique du Maroc, vers 30°N , 10°O . Leur amplitude atteint environ 12 K^2 et 14 K^2 , respectivement. La forte variabilité sur ces deux régions traduit vraisemblablement la pénétration vers le sud des fluctuations des latitudes moyennes, selon un axe nord-est – sud-ouest sur l'Atlantique, et un axe nord-ouest – sud-est sur la Médi-

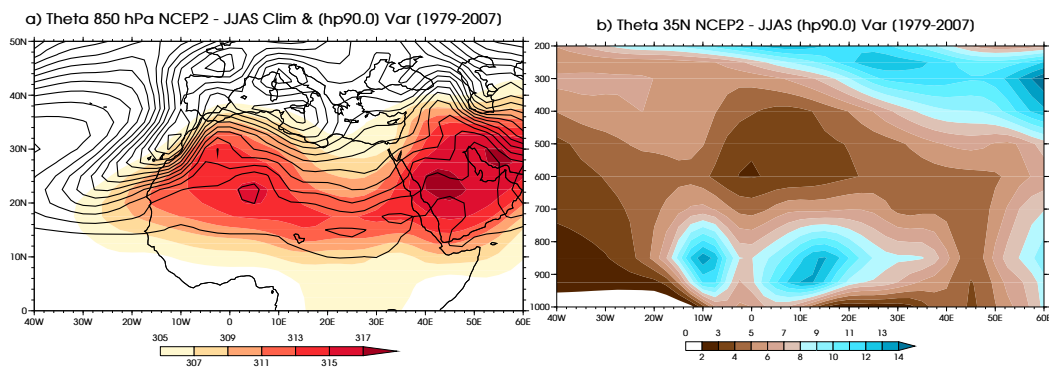


Figure 4.1 – a) Climatologie (couleurs, en K) et variance intrasaisonnière (< 90 jours – contours, en K^2) de la température potentielle à 850 hPa pour la réanalyse NCEP2 (1979–2007). Un contour tous les 1 K^2 est reporté sur cette figure. b) Coupe zonale de la variance intrasaisonnière (< 90 jours – couleurs, en K^2) de la température potentielle le long de la latitude 35°N . L'axe vertical est en hPa.

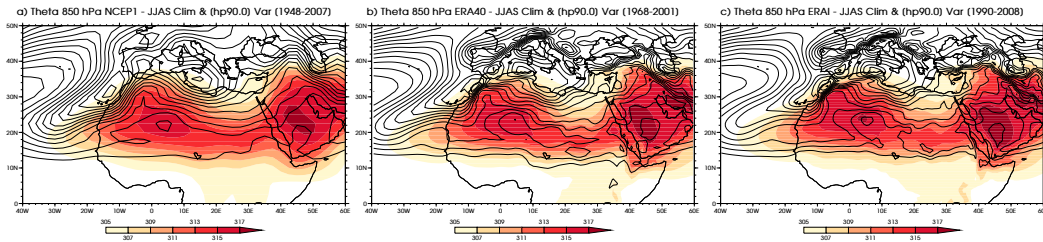


Figure 4.2 – *Idem* Fig. 4.1.a mais pour les réanalyses a) NCEP1 (1948–2007), b) ERA40 (1968–2001), et c) ERAI (1990–2008).

terrannée, la Libye et l'Égypte. En revanche, la variabilité intrasaisonnière du SHL est beaucoup plus faible sur son flanc sud, inférieure à 2 K^2 . La figure 4.1.b montre par ailleurs que la variabilité intrasaisonnière de la température potentielle aux moyennes latitudes (35°N) est maximale au niveau 850 hPa, ce qui justifie également le choix de ce niveau pour étudier l'ISV de cette variable. Les différentes réanalyses sont relativement en accord avec cette structure de la variance : NCEP1 donne des résultats quasiment identiques à NCEP2, alors que les réanalyses ERA40 et ERAI ont tendance à situer les maxima de variance de manière légèrement différente (Figs 4.2.b et c). Le maximum sur la Méditerranée est un peu plus à l'ouest, au large des côtes tunisiennes et algériennes, tandis que le maximum sur l'Atlantique se situe un peu plus sur le continent, au niveau des contreforts de l'Atlas.

Cette variabilité intrasaisonnière de θ_{850} couvre une gamme d'échelles s'étalant de 5 à 30 jours (Fig. 4.3), avec plusieurs pics d'énergie spectrale significatifs, notamment entre 10 et 25 jours. On observe un pic bien marqué vers 15 jours au large du Maroc (Fig. 4.3.b), et deux vers 12 et 20 jours au-dessus de la Méditerranée (Fig. 4.3.a). Une variabilité significative entre 5 et 10 jours est également présente dans les spectres des deux régions, mais d'amplitude un peu plus faible

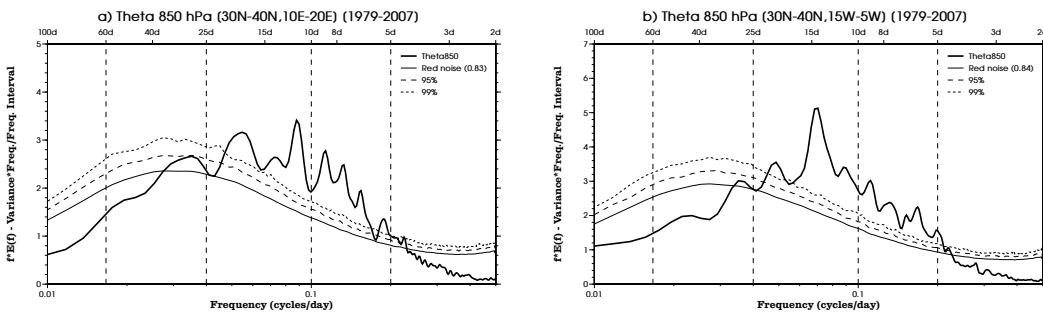


Figure 4.3 – a) Densité spectrale multipliée par la fréquence ($f \times E(f)$) des anomalies de température potentielle à 850 hPa moyennée sur 30°N – 40°N , 10°E – 20°E . Les anomalies ont été calculées à partir de la réanalyse NCEP2, sur la période 1979–2007, en éliminant la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuels – section 2.2.3.2). L'axe des abscisses est l'axe des fréquences (en cycle par jour) en échelle logarithmique. L'équivalent en période (en jour) est indiqué en haut de chaque panneau. La résolution spectrale est de l'ordre de $1/100^\circ$ de cycle par jour. L'axe des ordonnées est la densité spectrale multipliée par la fréquence (en unité de variance, i.e. en K^2). Le spectre d'un bruit rouge, équivalent aux données initiales, ainsi que les seuils de significativité associés (95% et 99%) sont indiqués respectivement par les traits plein fin, tireté et pointillé. L'autocorrélation moyenne d'ordre 1 du bruit rouge est indiquée en haut à droite. Voir section 2.2.1 pour plus de détails sur le calcul du spectre et de la significativité. b) *Idem* a), mais pour le domaine 30°N – 40°N , 15°O – 5°O .

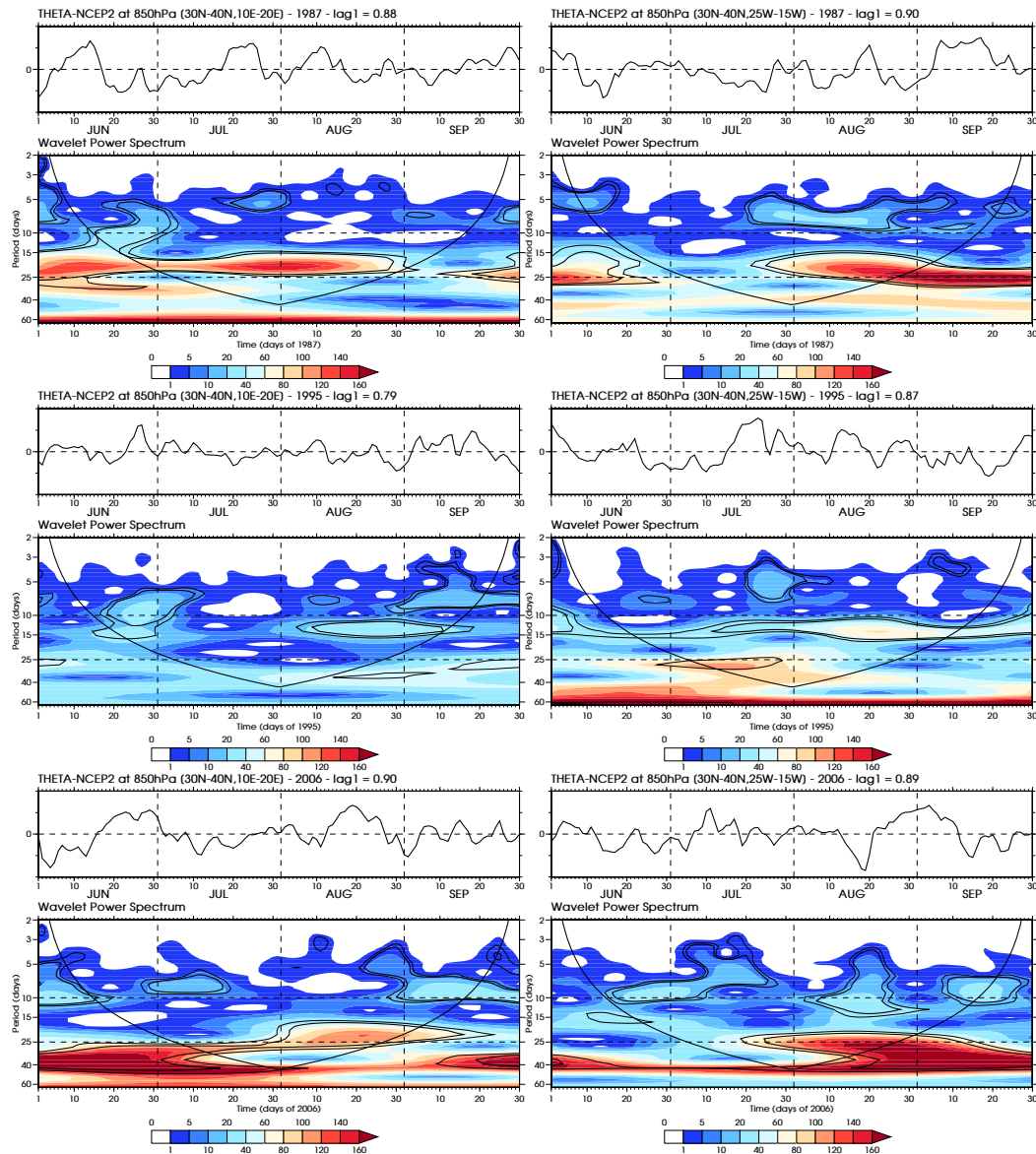


Figure 4.4 – Colonne de gauche : Analyses en ondelettes du 1^{er} juin au 30 septembre 1987, 1995, et 2006 des anomalies de température potentielle à 850 hPa (en K^2), moyennée sur 30°N-40°N, 10°E-20°E. La série temporelle des anomalies est indiquée en haut de chaque panneau. Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente du signal (saisonnaire et interannuelle – section 2.2.3.2). Le contour épais (fin) indique le seuil de significativité à 95% (90%) par rapport à un bruit rouge d'autocorrélation d'ordre 1 indiquée en haut de chaque panneau. Le trait noir épais indique le cône d'influence : les régions situées au-dessus de cette courbe sont peu influencées par les effets de bords. On réfère à la section 2.2.2 pour plus de détails sur le calcul de ces différents niveaux de significativité. Colonne de droite : *Idem* colonne de gauche, mais pour le domaine 30°N-40°N, 15°O-5°O.

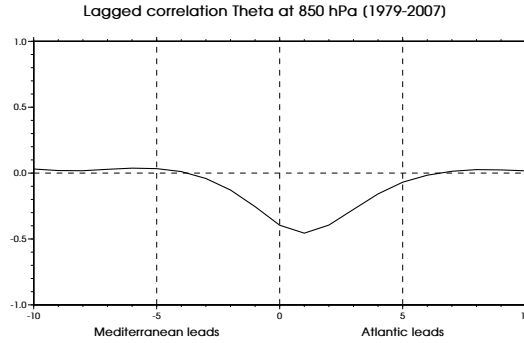


Figure 4.5 – Corrélations déphasées entre les anomalies de θ_{850} moyennée sur 30°N – 40°N , 10°E – 20°E , et les anomalies de θ_{850} moyennée sur 30°N – 40°N , 15°O – 5°O . Les anomalies ont été calculées à partir de la réanalyse NCEP2 sur la période 1979–2007, en éliminant la variabilité lente du signal (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). Les corrélations ont été calculées pour des retards allant de -10 à +10 jours pour chacune des saisons JJAS et moyennées sur l’ensemble des années disponibles pour la réanalyse NCEP2 (1979–2007). Les anomalies sur l’Atlantique précèdent celles sur la Méditerranée pour les retards positifs.

(Fig. 4.3). L’analyse en ondelettes pour quelques années (Fig. 4.4) révèle également l’occurrence d’évènements intrasaisonniers à ces différentes échelles. Au-dessus de la Méditerranée, l’année 1987 est marquée par une forte variabilité entre 15 et 25 jours, du début du mois de juin à la fin du mois d’août. L’année 1995 présente relativement peu d’activité au-delà de 10 jours, sauf vers la fin du mois d’août, avec un évènement significatif à l’échelle 10–15 jours. L’année 2006, au contraire, possède une forte variabilité à 40 jours aux mois de juin et juillet. Elle est sujette aux effets de bords de l’analyse en ondelettes, mais est tout à fait discernable, sur la courbe des anomalies de température de cette année-là. Un évènement intense à 20 jours est aussi identifiable vers le 20 août 2006. Pour ces trois années, la région au large du Maroc présente des pics d’activité dans les mêmes gammes d’échelle. Un certain nombre d’évènements intrasaisonniers des deux régions ont lieu au même moment (juin et août 1987, août 1995, juin, août et septembre 2006), suggérant que les deux pôles de variabilité évoluent assez souvent de manière cohérente. L’analyse de la corrélation entre ces deux régions confirme cette relation forte (Fig. 4.5) : les anomalies de θ_{850} moyennée sur les deux régions sont anticorrélées à ~ -0.5 lorsque les anomalies sur l’Atlantique devancent d’un jour celles sur la Méditerranée. Environ 25% de la variance d’une région peut ainsi être expliquée par celle de l’autre région aux échelles intrasaisonniers.

Ces quelques résultats (analyses spectrales, en ondelettes et en corrélation) sont très cohérents d’une réanalyse à l’autre (non montré), suggérant que la structure de la variabilité intrasaisonnière du SHL est relativement robuste et peu dépendante du jeu de données utilisé.

4.1.1.2 *Résumé étendu de l'article Chauvin, Roehrig et Lafore (2010)*

L'analyse précédente (voir aussi le début de la section 3 de CRL10) a montré que la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique était la plus importante sur ses flancs nord, au-dessus de la Méditerranée au sud de la Sicile, et au large des côtes marocaines et mauritaniennes. La majeure partie de ces fluctuations ont lieu dans la gamme 5–30 jours, et plus particulièrement entre 10 et 25 jours. Ce résultat justifie le filtrage de la température potentielle à 850 hPa dans la bande 10–60 jours, utilisé dans CRL10, pour extraire et identifier le mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL. Par ailleurs, l'analyse de la section précédente a montré que les deux pôles de variance de θ_{850} (Fig. 4.1.a) varient assez souvent en opposition de phase, ce comportement expliquant environ 25% de leur variance respective.

Afin d'extraire le mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL, une ACP simple (section 2.2.4.1) est donc réalisée sur la température potentielle à 850 hPa de la réanalyse NCEP2 (section 2.1.2.1), sur un domaine englobant les deux maximums de variance sur le flanc nord du SHL (20°N–40°N, 20°O–40°E). Les deux premiers modes expliquent respectivement 28% et 19% de la variance de θ_{850} dans la gamme 10–60 jours, cette gamme représentant environ 60% de la variance intrasaisonnière totale (< 90 jours). Ces deux premiers modes sont, en fait, en quadrature à la fois dans l'espace et le temps, suggérant qu'ils sont deux facettes, du moins en partie, d'un même mode propagatif. L'utilisation d'une ACPC (section 2.2.4.2) révèle effectivement l'existence d'un tel mode propagatif, qui explique 32% de la variance entre 10 et 60 jours. Ce mode est constitué de deux pôles (Fig. 3 de CRL10), l'un au sud de la Sicile, se propageant vers le sud-est à une vitesse d'environ 5 m s⁻¹, l'autre au-dessus de l'Atlantique, se propageant vers le sud-ouest à une vitesse d'environ 10 m s⁻¹. Ces deux pôles correspondent quasiment aux deux maximums de variance de la figure 4.1.a. Une analyse spectrale de la température au point 35°N–17.5°E, reconstruite à partir du premier CEOF (section 2.2.4.2 et annexe A de CRL10), révèle que ce mode de variabilité varie à une échelle de temps caractéristique de 14 jours.

À l'aide d'une analyse composite, nous avons décrit la structure quadridimensionnelle de ce mode de variabilité intrasaisonnière du SHL. Deux types d'évènements ont été identifiés :

- Les évènements **HLE** (structure opposée de la figure 5 de CRL10) correspondent à une anomalie chaude de θ_{850} sur la Méditerranée se propageant vers le sud-est, sur la Libye et l'Égypte, en direction du Sahel Est, et une anomalie froide sur l'Atlantique Est, se propageant vers le sud-ouest, en longeant les côtes marocaines et mauritanienne. Ces anomalies de température sont associées à des modulations des ventilations¹ du SHL, réduite sur la Méditerranée, et renforcée sur le Maroc.
- Les évènements **HLW** (Fig. 5 de CRL10) ont la structure opposée en température, i.e. une anomalie froide sur la Méditerranée se propageant vers le sud-est, et une anomalie chaude sur l'Atlantique, se propageant vers le sud-ouest. Pour ce type d'évènements, la ventilation libyenne est renforcée tandis que celle sur le Maroc est affaiblie.

¹Advections d'air froid et humide qui viennent refroidir le SHL (Chou *et al.*, 2001). Voir aussi la section 4.3.2.2.

Ces deux évènements sont associés à des structures bien particulières de l'anticyclone des Açores (Fig. 6 de CRL10). Dans le cas des évènements HLW, l'anticyclone s'étend largement sur l'Europe de l'Ouest, pilotant un flux de nord sur la Méditerranée. Les évènements HLE correspondent, quant à eux, à un anticyclone contracté sur lui-même et plus intense, induisant une ventilation renforcée sur les côtes marocaines et mauritaniennes.

En altitude, la circulation est également modifiée au cours du cycle de vie de ces évènements. Un train d'ondes de type Rossby, d'échelle intrasaisonnière, se propage vers le sud-est, le long des jets d'ouest polaire puis subtropical (Fig. 7 de CRL10). Ces fluctuations atteignent leur intensité maximale environ 2 jours avant un évènement HLE ou HLW (Fig. 8 de CRL10), suggérant que le mode de variabilité intrasaisonnière du SHL est, en fait, piloté par celle des moyennes latitudes. L'analyse de la structure verticale de ce mode de variabilité (Fig. 10 de CRL10) met en évidence ses propriétés quasi barotropes (au-dessus de 700 hPa), ainsi que son association à des fluctuations « profondes » de la circulation atmosphérique, i.e. qui concerne toute l'épaisseur de la colonne atmosphérique.

Enfin, le composite de l'OLR-NOAA (section 2.1.1.1) moyenné dans la bande sahéenne 12.5°N–17.5°N montre que les évènements HLW (respectivement HLE) sont associés à un renforcement (respectivement affaiblissement) de la convection sur le Sahel Est, au-dessus du Tchad et du Soudan. Ces anomalies convectives se propagent ensuite vers l'ouest, à une vitesse d'environ 600 km jour⁻¹. Le signal peut être suivi pendant presque une quinzaine de jours, jusque sur le milieu de l'Atlantique. Quatre jours après le maximum de signal convectif sur le Darfour, on observe la formation d'une anomalie convective de signe opposée, très similaire à l'impact des *cold surges* de Vizy et Cook (2009, voir aussi la section 3.4.3.3), dans le cas des évènements HLW. Cette similarité est discutée au cours de l'article (section 7.a), suggérant que les évènements HLW généralisent ces intrusions d'air froid.

Ces résultats soulignent ainsi le rôle majeur des moyennes latitudes dans la variabilité intrasaisonnière du SHL. Le SHL apparaît alors potentiellement comme un pont entre les extra-tropiques et la MAO, ce qui peut laisser espérer une augmentation de la prédictibilité de la variabilité intrasaisonnière de cette dernière. Ce point sera abordé de manière plus détaillée dans le chapitre 5.

4.1.2 *Article Chauvin, Røehrig et Lafore (2010)*

INTRASEASONAL VARIABILITY OF THE SAHARAN HEAT LOW
AND ITS LINK WITH MIDLATITUDES

Journal of Climate,
15 mai 2010, **23**, 2544–2561.

1. *Introduction*
2. *Datasets and statistical methods*
3. *Basics of the intraseasonal modes of variability of the SHL*
4. *Links with large-scale midlatitude circulation*
5. *Vertical structure of the atmosphere*
6. *Relations with the WAM variability*
7. *Discussion*
8. *Conclusion*

Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes

FABRICE CHAUVIN, ROMAIN ROEHRIG, AND JEAN-PHILIPPE LAFORE

Centre National de Recherche Météorologique, Météo-France, Toulouse, France

(Manuscript received 17 February 2009, in final form 17 December 2009)

ABSTRACT

The Saharan heat low (SHL) is thought to be a key feature of the West African monsoon, and its variations during the summer season have not yet been systematically assessed. To characterize the intraseasonal variations of the SHL, real and complex empirical orthogonal function analyses were applied to the 850-hPa potential temperature field over northern Africa and the Mediterranean, using NCEP–Department of Energy (DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis results. A robust quasi-propagative mode was highlighted over North Africa and the Mediterranean. This mode consists of two phases. The west phase corresponds to a maximum temperature over the coast of Morocco–Mauritania, propagating southwestward, and a minimum between Libya and Sicily, propagating southeastward. The east phase corresponds to the opposite temperature structure, which propagates as in the west phase. A lag-composite analysis revealed that this SHL mode was preceded by large-scale, midlatitude, intraseasonal fluctuations of the atmosphere. The southward penetration of a Rossby wave disturbance over Europe and North Africa generates modulations of the three-dimensional atmospheric structure. The low-level ventilations and harmattan-like circulation are particularly impacted, as are the subtropical westerlies and the polar jets in the upper troposphere. The west phase is concomitant with an enhanced convective signal over the Darfur region, which propagates westward, as far as the middle of the Atlantic, at a speed similar to that of the well-known African easterly waves.

The SHL appears to be a bridge between the midlatitudes and the West African monsoon, which may offer promising sources of predictability over the Sahel on an intraseasonal time scale.

1. Introduction

The West African monsoon (WAM) is characterized by the combination of different dynamic and thermal factors that contribute to the location, intensity, and duration of the seasonal rainfall, the most crucial meteorological field for populations in this part of the world. The region most sensitive to seasonal rainfall is undoubtedly the Sahel, which is located between 12° and 18°N, just between the Sahara Desert and the tropical rainbelt. North of this region, rainfall is too weak to allow agricultural development and, south of it, rainfall is always sufficient for vegetation growth. Thus, the survival of the Sahelian population is clearly climate dependent and the long-lasting dry period of the 1970s–80s was catastrophic for people and livestock. Although it is essential to understand the causes of such a drought,

interannual and intraseasonal variabilities are also important time scales for agriculture. The first is essential for understanding the relation between the intensity of the rainy season and large-scale environmental variables such as global sea surface temperatures (SSTs). However, knowledge of the seasonal accumulation of rainfall may not be sufficient since important stages, like the onset, breaks, and withdrawal of the WAM, are essential for sowing management. For instance, increased onset predictability and improvements in its forecasting are important issues as farmers need to know if the first rainfall in their region means the onset of the WAM or still corresponds to the sporadic rain of the preonset period.

In the past, the variability of the WAM has been deeply investigated on an interannual time scale, mainly in relation to global or local SSTs (Folland et al. 1986; Janicot 1992; Fontaine and Janicot 1996; Giannini et al. 2003). Folland et al. (1986) documented the relationship between global SSTs and mean seasonal rainfall over the Sahel and found that ENSO tended to inhibit the WAM intensity. Janicot (1992) investigated the nature of the teleconnections between SSTs and WAM rainfall and

Corresponding author address: Fabrice Chauvin, CNRM-GAME, URA 1357, Météo-France, 42 Ave. G. Coriolis, 31057 Toulouse CEDEX 01, France.
E-mail: fabrice.chauvin@meteo.fr

found that several modes existed and that several basins could interact with it. In particular, the Gulf of Guinea tends to influence the latitudinal position of the rainbelt (Joly and Voldoire 2009). Rowell (2003) also emphasized a possible link between the Mediterranean Sea and rainfall over the Sahel.

Various modes of the WAM subseasonal variability have been described and investigated, spanning from 3–5 days to 1–2 months. On the short time scale (3–5 days), African easterly waves (AEWs) are the primary synoptic disturbances in this region (Burpee 1972; Reed et al. 1977; Thorncroft and Hoskins 1994a,b; Thorncroft 1995). A recent series of works by Kiladis et al. (2006), Hall et al. (2006), and Thorncroft et al. (2008) have reexamined AEWs from both observational and theoretical points of view and suggest that they may be a response to convection at the entrance of the African easterly jet (AEJ). Darfur is the key region for AEW genesis by convection (Thorncroft et al. 2008). Current research is continuing to examine the interplay between the AEJ structure, AEWs (Leroux and Hall 2009), and convection (Leroux et al. 2010).

The investigation of the intraseasonal WAM variability is more recent and was first documented by Janicot and Sultan (2001) and Sultan et al. (2003). They identified two major periodicities in the convective activity. One is centered on the 10–25-day range with a well-marked peak at 15 days, and the other covers the 25–60-day range. Mounier and Janicot (2004) highlighted the two main independent modes of convection on the 10–25-day time scale. The MJO is also thought to play a role in the WAM onset in some years (Matthews 2004; Maloney and Shaman 2008; Janicot et al. 2009), for instance in 2006 (Janicot et al. 2008).

To first order, the WAM is driven by the latitudinal thermal gradient between the cold SSTs in the Gulf of Guinea and the high surface temperature in the Saharan heat low (SHL; Lavaysse et al. 2009). Therefore, the SHL is a key factor in the WAM, which may play a role in its onset or in breaks in rainfall activity (Sultan and Janicot 2003). The associated low pressure near the surface acts to reinforce the monsoon flow and allows the northward shift of the convection. The relationship existing between the SHL and AEWs has not yet been investigated. Nevertheless, AEWs are largely linked to the AEJ, especially its location and intensity (Leroux and Hall 2009). Since this state depends on the temperature gradient between the warm and dry Sahara and the wet and cold Guinean coast (Thorncroft and Blackburn 1999), it is reasonable to propose a link between the SHL and the AEWs, at least in the northern part of the AEJ, where AEWs are generally not associated with convection (Thorncroft and Blackburn 1999).

The primary objective of the present study is to describe the main mode of SHL intraseasonal variability and its detection, properties, and links with other features of the WAM, as with other large-scale circulations. We do not aim for a physical interpretation of it, although we sometimes indicate possible mechanisms at work. After a description of the datasets and the statistical methods in section 2, we document one of the modes of SHL variability in section 3. The leading influence of the midlatitudes on the SHL is then assessed in section 4. A description of the associated vertical structure follows in section 5. The induced impacts of the SHL variability on the WAM are tackled in section 6 and discussed in section 7. Our final conclusions are drawn in section 8, where some prospects for future work are given.

2. Datasets and statistical methods

a. Datasets and fields used

In this study, we used the daily National Centers for Environmental Prediction (NCEP)–Department of Energy (DOE) Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis (Kanamitsu et al. 2002), which covers the 1979–2007 period (hereafter referred to as NCEP2). It is shorter than the previous NCEP–National Center for Atmospheric Research (NCAR) reanalysis covering 1948–2007 (Kalnay et al. 1996) but, according to its authors, it corrects some errors and improves the parameterizations of the physical processes. The 1979–2007 period seems to be long enough for the results to be robust. No fundamental differences were found in our analyses when considering the 1948–2007 period of the NCEP–NCAR reanalysis (Kalnay et al. 1996) or the 1979–2001 period of the 40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40; Uppala et al. 2005). Thus, we present results from NCEP2 dataset only, as the results could be extended to other reanalyses. The resolution of the NCEP2 reanalysis is $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. For each year, the period of interest is the summer season (i.e., the WAM) from 1 June to 30 September.

The 850-hPa potential temperature (θ_{850}) field was chosen to characterize the SHL. This field is closely related to the thickness of the lowest layer of the atmosphere, as shown in Lavaysse et al. (2009). The 850-hPa level represents the middle of the Saharan boundary layer, which is approximately 3000 m deep. We did not, however, consider the SHL as an object that could be detected and tracked as in Lavaysse et al. (2009), and our study is thus not dependent on any detection criteria. In addition, this field gives a rather simple definition of the SHL, which can be used easily in a large number of datasets,

including numerical simulations from general circulation models (GCMs).

As we are also interested in the induced impacts of the SHL modes of variability on the WAM, outgoing long-wave radiation (OLR) data (Liebmann and Smith 1996) were used as a proxy for convective activity. This dataset has a resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ and covers the 1979–2007 period.

b. Methodology

The following study is mainly based on statistical tools, particularly empirical orthogonal function (EOF) analysis. This type of multivariate analysis allows the predominant patterns of the temperature variability to be derived, which explains the maximum of its variance (von Storch and Zwiers 1999). The method consists of calculating an orthogonal spatial vector basis such that the projection of the initial field onto this basis optimizes the representation of its variance. The initial field can be expressed as the sum of the products of the spatial EOFs and associated time-dependent principal components (PCs). Since EOFs are ranked in order of decreasing contribution to the total variance, the first few EOFs represent the majority of variance and, because of the nonphysical orthogonal constraint of this analysis, only these first few EOFs may have a physical meaning.

An extension of EOF decomposition is used to handle fields with a propagative pattern of behavior. For this, a complex variable is constructed: its real part corresponds to the initial field and its imaginary part to its Hilbert transform. The Hilbert transform is obtained from a time series by a $\pi/2$ phase shift of all the frequencies, which is done in Fourier space. The introduction of the Hilbert transform into the EOF decomposition enables the time variation of the field to be addressed at short lags. The combination of the two components in a single complex variable gives some information on propagative patterns. This extension of the EOF analysis is called complex EOF (CEOF) or Hilbert EOF analysis and is presented and analyzed in more detail in Horel (1984). We will use the term CEOF analysis hereafter.

Since we are interested in the summer season, the analyzed field is discontinuous between two consecutive years. For the basic EOF analysis, concatenating all the summer seasons and applying the method is not a problem, since successive steps are taken to be independent of each other. For the CEOF analysis, this is no longer true because the Hilbert transform and concatenation of the different summers cannot be carried out. To deal with this issue, the Hilbert transform was performed on the entire initial time series from 1 January 1979 to 31 December 2007. Then, only complex fields of the summer seasons were selected for the EOF analysis.

Lead-lag composites were calculated from the NCEP2 reanalysis, based on the first PC and EOF. Details of the method are given in appendix A. To ensure that the results were not sample fluctuations, Student's *t* tests were applied on all the differences. Related figures will thus only display the significant part of the differences (except Fig. 11).

Potential temperature was filtered before using the CEOF analysis. High frequencies, which may be too strongly linked to synoptic systems, as well as the seasonal cycle and the interannual variability, were removed using a 10–60-day bandpass Lanczos filter (Duchon 1979). The 3–90- and 3–200-day windows were also tested in the EOF–CEOF decomposition, but no major differences in the results were noted.

3. Basics of the intraseasonal modes of variability of the SHL

Before assessing the intraseasonal variations of the SHL, it is worth mentioning its mean seasonal properties. Figure 1 shows the mean (shaded) and variance (contours) of the 10–60-day bandpass-filtered θ_{850} calculated over June–September 1979–2007. The mean position of the SHL in terms of high low-layer potential temperature is approximately centered on the Ahaggar massif because of the elevation of the surface. In Lavaysse et al. (2009), it was located over the Sahara, west of the Ahaggar Mountains. The latitudinal extension of the high potential temperatures is remarkable, showing that all of northern Africa, especially Libya and Egypt, may be important for the understanding of the SHL dynamics. It will be shown later, in the interpretation of the SHL modes, that this region is indeed active. A second maximum of θ_{850} is located over the Arabian Peninsula and corresponds to the Arabian heat low (Smith 1986). This feature is beyond the scope of this study, however. As seen in Fig. 1, the main part of the 10–60-day variance is located on the northern edge of the SHL maximum and represents approximately 60% of the total intraseasonal variance (i.e., lower than 90 days; not shown). A first maximum of the variance is found near the Moroccan coast and a second covers the mid-Mediterranean, just south of Sicily. Since high frequencies have been removed, the variance cannot be attributed to transient synoptic weather systems but must be due to slower atmospheric variations. From this description, SHL variations appear to be more related to midlatitude atmospheric conditions than WAM fluctuations such as convection, cloud cover, or monsoon flow. This relationship with midlatitudes will be considered in detail in the following section.

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2547

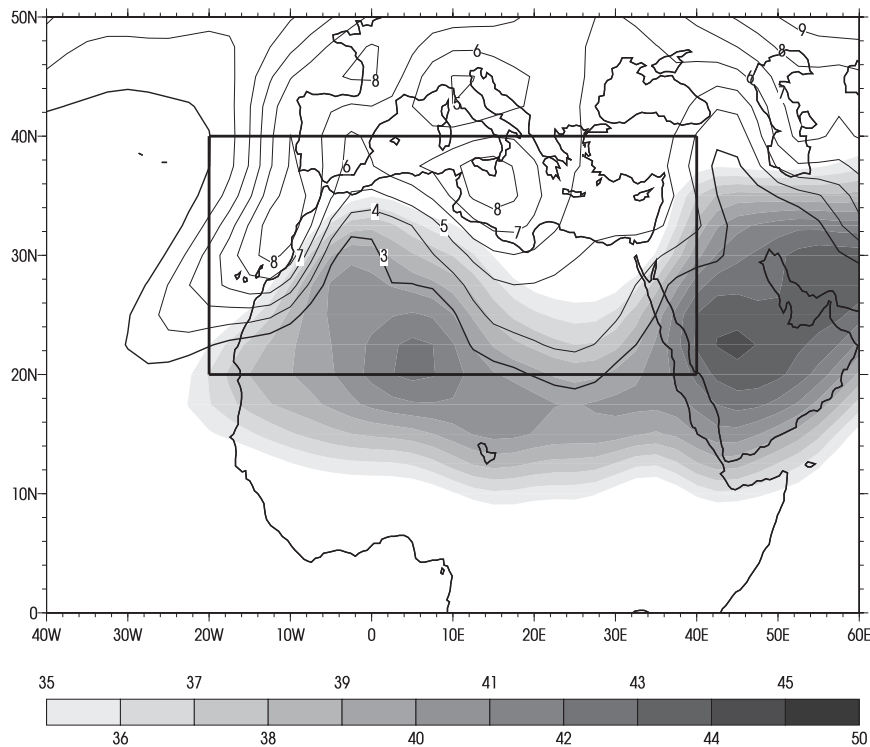


FIG. 1. Climatology of the June–September 850-hPa potential temperature (θ_{850}) in NCEP2 (1979–2007). Shading marks the mean ($^{\circ}\text{C}$) and contours the 10–60-day filtered variance [$(^{\circ}\text{C})^2$]. Only variances greater than $3 (^{\circ}\text{C})^2$ are shown. The box corresponds to the EOF analysis domain used in this study.

To extract the SHL modes of intraseasonal variability, a basic EOF analysis of the 10–60-day bandpass-filtered θ_{850} was first performed over the domain 20° – 40°N , 20° – 40°E . No thermal or dynamic constraints were considered a priori for the choice of the limits of the domain of analysis. The position of the southern flank of the domain did not change the results much, as could be expected from the variance analysis. The first two EOFs explained 28% and 19% of the 10–60-day θ_{850} variance, respectively. We will focus only on the first two EOFs since the following examples can hardly be physically interpreted. The first mode (EOF1) corresponds to a dipolar pattern over North Africa and the Mediterranean, with a maximum over the Moroccan–Mauritanian coast and a minimum between Libya and Sicily (Fig. 2a). The positive maximum of the dipole is located over the Atlantic Ocean, near the Moroccan coast, and the negative one in the middle of the Mediterranean Sea, between Sicily and Libya. Over the African continent, the positive part is narrow and limited to the coastal region while the second part extends from Algeria to the Red Sea. This asymmetrical shape is probably an effect of the Atlas Mountains. This point will be addressed later in the discussion. The second mode (EOF2) shows a spatial

pattern with a tripole (Fig. 2b), which is broadly in quadrature with the first one, except for the westernmost parts of EOF1 and EOF2, which are more in phase.

The eastern parts of Figs. 2a and 2b show some spatial quadrature in the pattern. Moreover, when lag correlations between the first two PCs are considered for each year of the period, the correlation is at its maximum for a lag of -4 days and at its minimum for a lag of 3 days (not shown). Moreover, an extended EOF analysis (not shown) showed that the second mode was similar to the first one with a 4-day shift in time. Consequently, the first two modes may be considered, at least partly, as manifestations of a propagative signal. To compress the information about the SHL variability, a CEOF analysis was performed, which is typically useful for propagative signals (section 2). From the real and imaginary parts of the CEOFs and complex PCs (CPCs), or from their modulus and phase, the intensity and propagation of the different modes can be deduced (appendix B). The intensity of CEOF1 (shaded) is displayed in Fig. 3, together with the propagation speed of the mode patterns (vectors).

CEO1 (Fig. 3a) explains 32% of the 10–60-day variance and shows a southeastward propagation ($\sim 5 \text{ m s}^{-1}$)

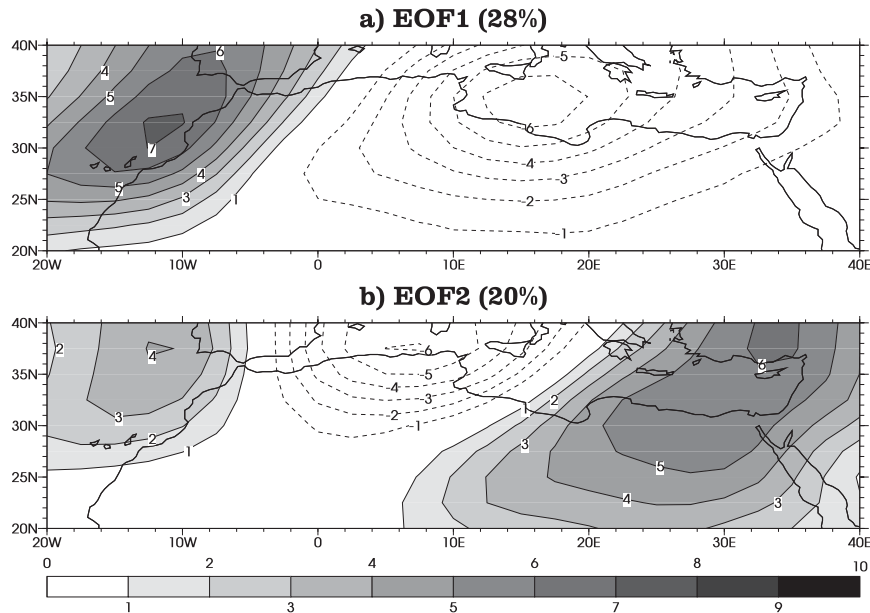


FIG. 2. First two EOF spatial modes of θ_{850} : (a) EOF1 and (b) EOF2. Units are arbitrary.

of the Mediterranean maximum while the Atlantic maximum is associated with a faster, southwestward propagation ($\sim 10 \text{ m s}^{-1}$). The southern flank of the spatial pattern is located approximately at the Tropic of Cancer along the SHL northern flank. CEOF2 explains 19% of the 10–60-day variance; so, together, the first two modes explain 51% of the variance, which is relatively high. However, no clear interpretation of the second mode appears, probably because of the high constraint of orthogonality in the complex domain. Therefore, in the following, we will focus only on the large-scale conditions associated with the fluctuations of the first CEOF.

To synthesize the temporal behavior of the first CPC, a Fourier spectral analysis was performed on each of the 29 samples (one 122-day summer period per year). The resulting 29 periodograms were then averaged to

calculate the mean spectrum. To assess its significance, it was compared to the mean spectrum of red noise that had been subjected to the same filtering and averaging process as the observed variable. Red noise is a first-order autoregressive process and is often used in climate studies for its similarities with atmospheric time series. Red noise is defined through its 1-day lag autocorrelation α , and the variance of the associated white noise σ^2 . These two parameters are fitted so that the mean spectrum obtained from the red noise can be compared with that of the CPC1 time series. Because of the 10–60-day bandpass filtering, it could not be known a priori and was derived as described in appendix C. Figure 4 shows the mean periodogram of the CEOF1, together with the computed mean and 95 and 99 percentiles of the red noise. CEOF1 shows a marked peak at 14 days, which

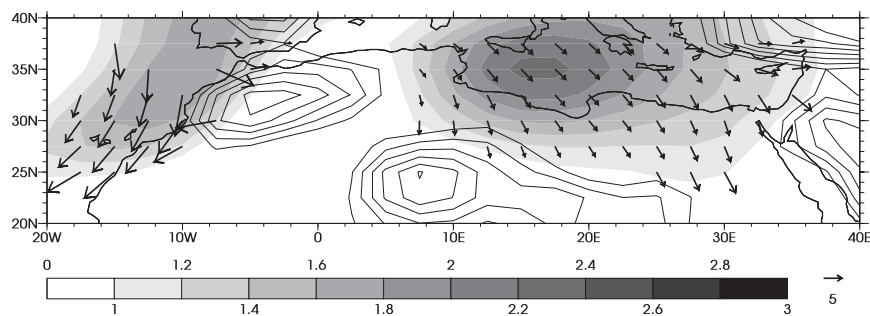


FIG. 3. First CEOF spatial modulus of θ_{850} . Units are arbitrary. Phase speed is represented with vectors (m s^{-1}). NCEP2 orography is contoured, with isolines every 100 m, beginning at 500 m.

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2549

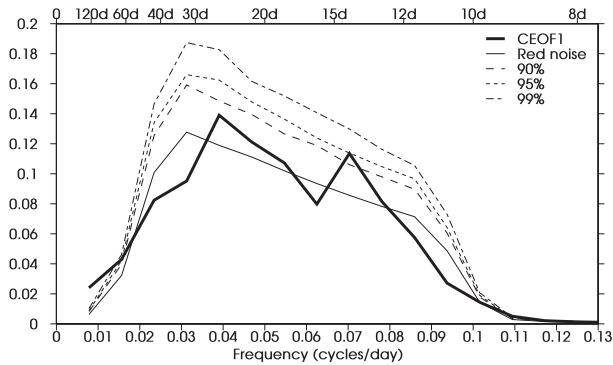


FIG. 4. First CPC spectrum. The x axis represents the frequency domain and is expressed in equivalent periodicities on the upper axis. The spectrum obtained from red noise processed as the observed variable is displayed, together with the 90%, 95%, and 99% significance levels. See main text for more details.

hardly reaches the 95% level of significance. This result was not very sensitive to the filtering window (not shown). Considering that the statistical test was built in a constraining way, it may be inferred that the SHL mode has a preferred characteristic time scale of around 14 days, although this should be interpreted with caution. SHL variability probably cannot be explained by simple red noise in this frequency band.

4. Links with large-scale midlatitude circulation

To address the atmospheric features associated with the SHL main mode of intraseasonal variability described above, we constructed lead-lag composites of various large-scale fields. Composites were built on the maxima-minima occurrences of an index based on CPC1 time evolution and on the CEOF1 spatial phase taken in the middle of the Mediterranean high (see appendix A for more details). From CEOF1, we refer to a west (east) phase for a positive temperature anomaly over the African west coast (Libya). The number of selected west (east) phases was 113 (115) for the period 1979–2007, corresponding to about 4 (4) events per year. In the following composite analysis, t_0 refers to the time of the maximum of one phase.

a. Composite at low levels

Figure 5 shows θ_{850} and wind composite differences between the west and east phases for lags -6 , -4 , -2 , 0 , 2 , and 4 days. By construction, the temperature anomaly reaches its maximum at t_0 ($\pm 7^\circ\text{C}$), whereas the wind anomaly appears to be at its maximum 2 days earlier ($\sim 7 \text{ m s}^{-1}$). The thermal structure appears approximately at $t_0 - 6$ (Fig. 5a), with weaker intensity. Between $t_0 - 6$

and t_0 , a clear Rossby wave signature can be seen over the whole of the Atlantic, which results, at t_0 , in a maximum temperature anomaly appearing west of the Greenwich meridian and a negative anomaly over Tunisia. At $t_0 - 4$ (Fig. 5b), the anomaly becomes stronger. Its positive part extends southward and reaches Mauritania at $t_0 - 2$ (Fig. 5c), with a maximum of 5°C over Morocco. The negative part covers Tunisia and Libya, as well as southern Europe. A remaining positive anomaly, to the east, weakens progressively. At t_0 , the positive anomaly splits into two maxima: the first one shifting eastward and the second one stretching southwestward at day $t_0 + 2$. The negative part of the anomaly shifts southeastward and spreads over Libya, Egypt, and Sudan, due to northeasterly advection, reaching the Sahel band at $t_0 + 2$ and entirely covering North Africa at $t_0 + 4$. At that time, the two positive anomalies have disappeared from Africa but still remain over Europe and the Atlantic between 20° and 30°W .

On average, the dipolar anomaly appears 4 days before its maximum and persists for 4 days after. The dipolar pattern extends northward over European countries. For instance, at t_0 , the positive part covers some of Spain, France, and even the British Isles, while the negative part reaches the Black Sea. Given the domain over which the CEOF analysis was performed, this feature attests to the existence of connections between North African and European climate variabilities on the intraseasonal time scale. It is noticeable that, throughout the 10-day period of the composite, the 850-hPa meridional wind and temperature differences are strongly correlated: a northerly wind anomaly corresponds to a cold θ_{850} anomaly. The resulting strong meridional advection can be interpreted as one of the major causes of temperature variation, which agrees with the ventilation process affecting the SHL equilibrium introduced by Chou et al. (2001).

West and east phase composites of mean sea level pressure (MSLP) and 925-hPa wind are shown at t_0 in Figs. 6a and 6b. The west phase exhibits a large extension of the Azores high over Europe, sheltering the western coast of Africa from midlatitude perturbations (Fig. 6a), while the east phase is linked with a retracted high, enclosed in its Atlantic position (Fig. 6b). The resulting difference in MSLP between the west and east phases (Fig. 6c) shows a large anomalous high pressure pattern that covers a large part of North Africa and Europe from Spain to the Ukraine. More to the west, a broad negative anomaly is located between 40° and 70°N along the Atlantic cyclone tracks, with a minimum located southwest of Iceland. This anomaly covers the West African coast between 20° and 30°N , corresponding to a westward extension of the SHL. The associated circulation results in a reinforcement of the northeasterly wind

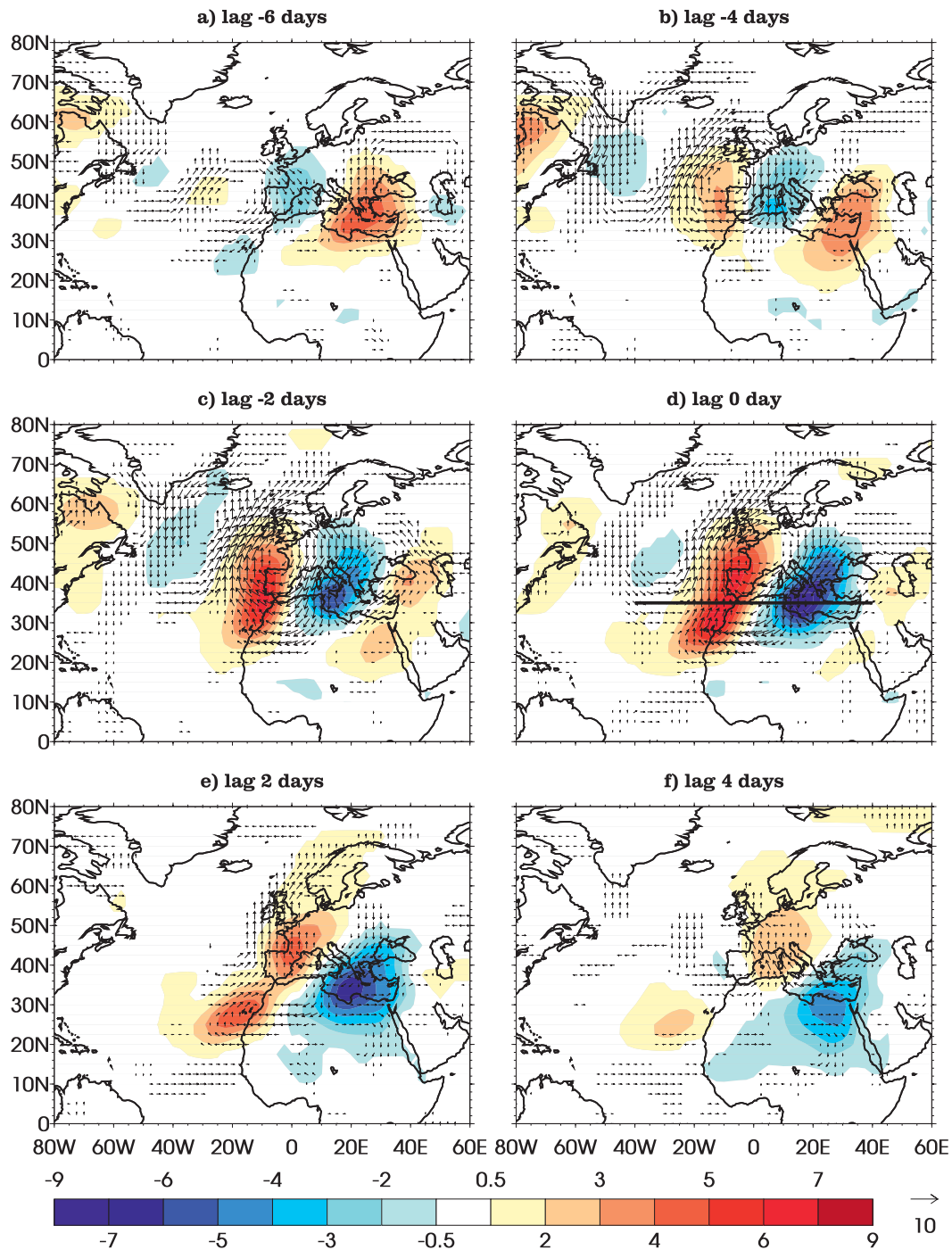


FIG. 5. Lag-composite difference between west and east phases for θ_{850} (shaded) and the horizontal wind (vectors) for the first SHL mode. Reported lags are (a) $t_0 - 6$, (b) $t_0 - 4$, (c) $t_0 - 2$, (d) t_0 , (e) $t_0 + 2$, and (f) $t_0 + 4$. Temperature anomalies are in $^{\circ}\text{C}$ and wind anomalies are in m s^{-1} . Only differences significant at the 95% level are shown.

blowing over the Libyan Desert, boosted by the northerly flow coming from the eastern European countries, and weakens the northerly branch of the Azores high, which normally cools the Moroccan coast.

b. Composite at upper levels

Figure 7 shows the 200-hPa geopotential height (Z200, shaded) and wind (vectors) composite difference between

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2551

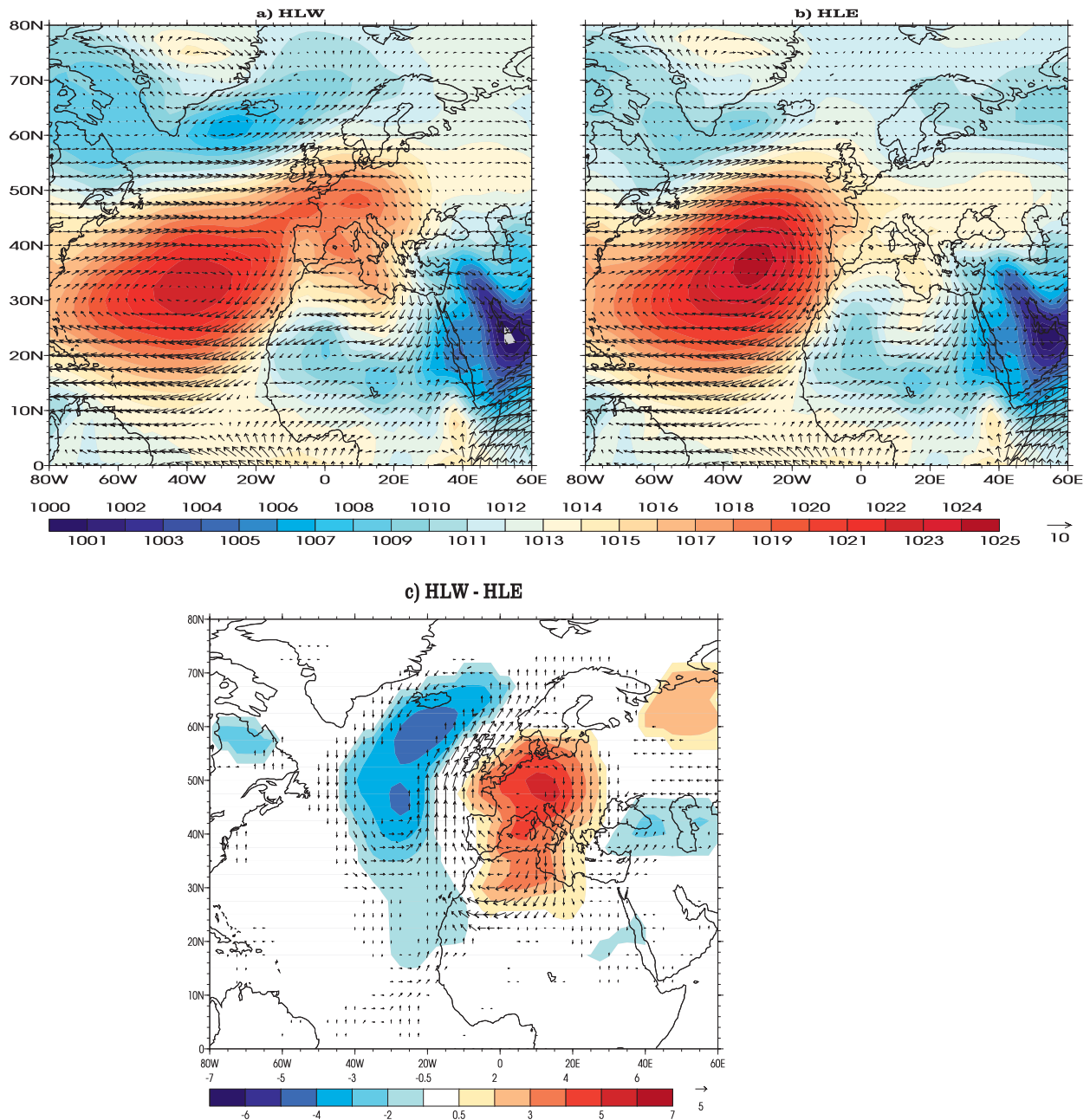


FIG. 6. Composite of the MSLP (shaded) and 925-hPa wind (vectors) at t_0 for the (a) west and (b) east phases of the SHL mode, and (c) the difference. MSLP is in hPa. Wind is in m s^{-1} . Only differences significant at the 95% level are shown.

west and east phases. The Z200 composite shows a coherent, evolving structure 10 days before the maximum of the SHL, when no anomaly is even detectable in θ_{850} (not shown). From $t_0 - 6$ to t_0 (Figs. 7a–d), a midlatitude Rossby wave-like pattern propagates eastward, covering the entire Atlantic Ocean and turning southward from mid- to lower latitudes, reaching the eastern Atlantic. Its wavenumber is approximately 6–7 and its phase velocity is $3^\circ\text{--}4^\circ \text{ day}^{-1}$, giving a mean periodicity of about 15 days,

consistent with that of CPC1 (Fig. 3a). At t_0 , a high geopotential anomaly covers the Bay of Biscay, driving a northeasterly anomaly over the westernmost Mediterranean Sea and Morocco while an anomalous low is located over Greece, associated with a southwesterly wind anomaly, with its maximum from Egypt to the Black Sea. Figure 8 shows the squared Z200 composite difference between west and east phases, averaged over the domain $20^\circ\text{--}80^\circ\text{N}$ and $80^\circ\text{W}\text{--}80^\circ\text{E}$, which covers the

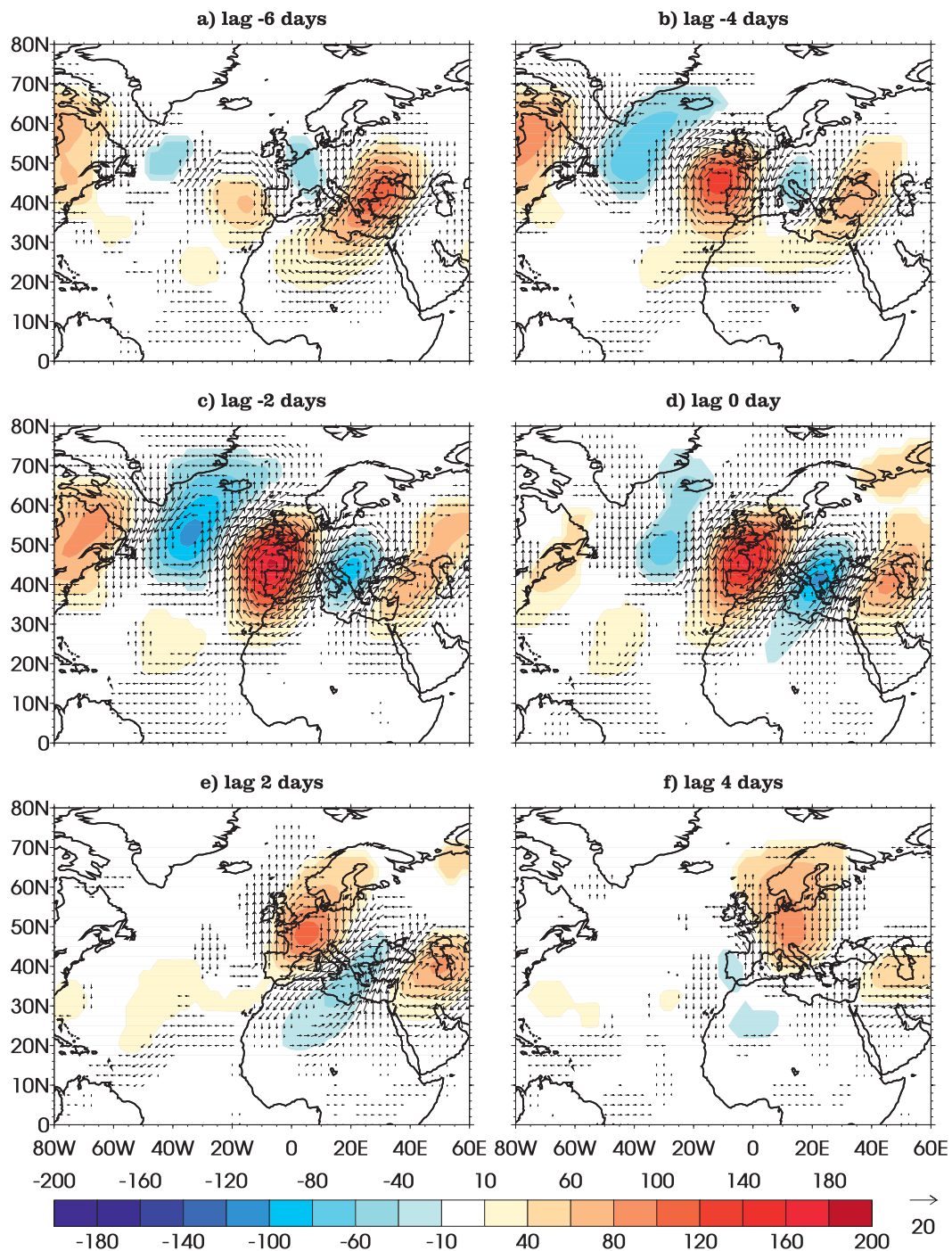


FIG. 7. As in Fig. 5, but for the geopotential height and wind at 200 hPa. Geopotential height anomalies are in m.

major part of the wave train. This average is a kind of measure of the intensity of the wavelike structures shown in Fig. 7. This wavelike pattern reaches its maximum intensity at $t_0 - 2$ and is stronger before t_0 than after. Midlatitude perturbations occur before the SHL mode maxima, suggesting a causal effect of the former

on the latter. Moreover, the Z200–SHL relationship is longer than the actual SHL anomaly life cycle, as seen in the θ_{850} composite. This also supports the idea that Z200 anomalies influence the SHL, excluding the reverse effect, at least in the installation of the SHL phases.

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2553

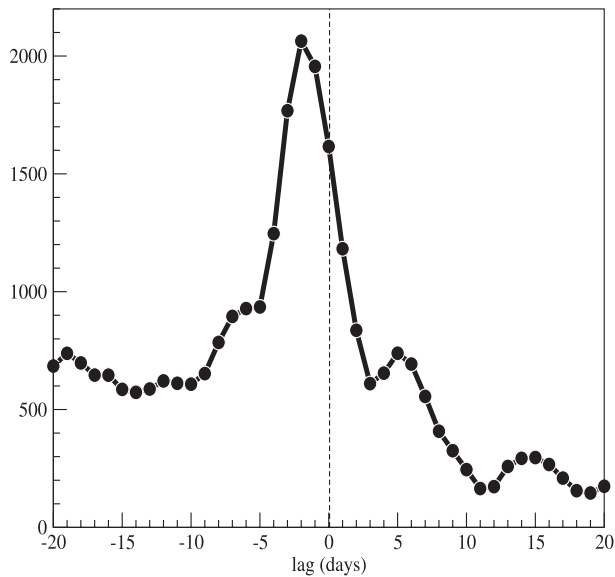


FIG. 8. Intensity of the midlatitude wave train vs lags, as represented by the squared 200-hPa geopotential height composite difference, averaged over the domain 20° – 80° N and 80° W– 80° E. Units are in m^2 .

As wave propagation properties are linked to the structure of the basic flow, we now analyze the circulation at 200 hPa associated with the west and east composites at $t_0 - 2$ (Figs. 9a and 9b) when the 200-hPa wind perturbations are at their maxima (Fig. 8). The summer season is characterized by a 200-hPa westerly polar jet (WPJ) above northeastern America and the Atlantic Ocean at approximately 48° N and a subtropical westerly jet (STWJ) covering the eastern Mediterranean and extending farther east around 40° N (Hastenrath 1991). The western part of the STWJ is slightly tilted toward the northeast. A large-scale subsidence exists over the Mediterranean, which can be interpreted as the result of both the descent of the Hadley cell and the Rodwell and Hoskins (1996) mechanism, that is, a Rossby wave-induced descent driven by adiabatic heating over Asia. At first order, if their curvature is not taken into consideration, the ageostrophic circulation of jets is associated with a subsidence (ascendance) north (south) of their entrance (Holton 2004). The west and east phases differ strongly in their associated high-level circulation patterns. In the west phase, the WPJ, located over the Atlantic Ocean around 50° N, extends through the European continent and bends toward the south at 0° . The STWJ is confined to the eastern part of the Mediterranean and its core is located over Turkey. In the east phase, the WPJ inflexion occurs over the eastern Atlantic, at 30° W. The STWJ is divided into two weaker maxima: one over the western Mediterranean, which does not exist in the west phase, and another located farther east, over the

Caspian Sea. The resulting wind anomaly is an upper anticyclonic circulation centered over the Bay of Biscay (Fig. 7c), with a northeasterly component over the Maghreb countries (Morocco, Algeria, and Tunisia) and a southwesterly component over Libya and Egypt. The 400-hPa vertical pressure velocity is also shown in Fig. 9 in order to emphasize the modulation of the large-scale Mediterranean subsidence during the west and east phases. In the west phase, the subsidence core is displaced westward (about 5°) compared to the east phase, in accordance with the ageostrophic circulation associated with a more westerly location of the SWTJ core. As a result of this secondary circulation, the Mediterranean subsidence is narrower in latitude, extending less southward over northeastern Africa, and less northward over the Black Sea. The subsidence covers almost the whole of western Europe, in the southern part of the WPJ exit region, whereas, in the east phases, ascending motion tends to prevail over northern Morocco, Spain, and southern France due to the secondary core of the STWJ. An ageostrophic descent is also observed over the eastern Atlantic. The west phase's three-dimensional circulation over the Mediterranean closely resembles that associated with extratropical dry-air intrusions over West Africa (Roca et al. 2005). The SHL variability could thus be concomitant with the occurrences of such dry intrusions over the Sahel. It should be noted that some modulations of the vertical velocity also exist in the ITCZ region, especially over the eastern Atlantic. However, significance was not tested for in Fig. 9 since the patterns are for raw composites and not composite differences.

5. Vertical structure of the atmosphere

Figure 10 shows the latitudinal vertical cross section at 35° N of the composite difference between the west and east phases at t_0 (shown in Fig. 5d by a thick black line). This cross section can be seen as that of the midlatitude wave train, even though its axis is slightly more northwest-southeast than west-east. The depth of the potential temperature anomaly structure is striking (Fig. 10a): it covers a layer between the surface and almost 600 hPa (approximately the SHL depth). The anomalies are at their maxima around 850 hPa. This maximum anomaly position was conserved when the 925-hPa potential temperature or the 2-m temperature was used instead of θ_{850} for the detection of the main mode of the SHL intraseasonal variability (not shown). Between 600 and 200 hPa, the anomalies are smaller. At higher altitudes, anomalies opposite to those in the lower troposphere are observed, just near the tropopause.

The anomalous meridional wind structure is in relatively good agreement with the temperature field, as can

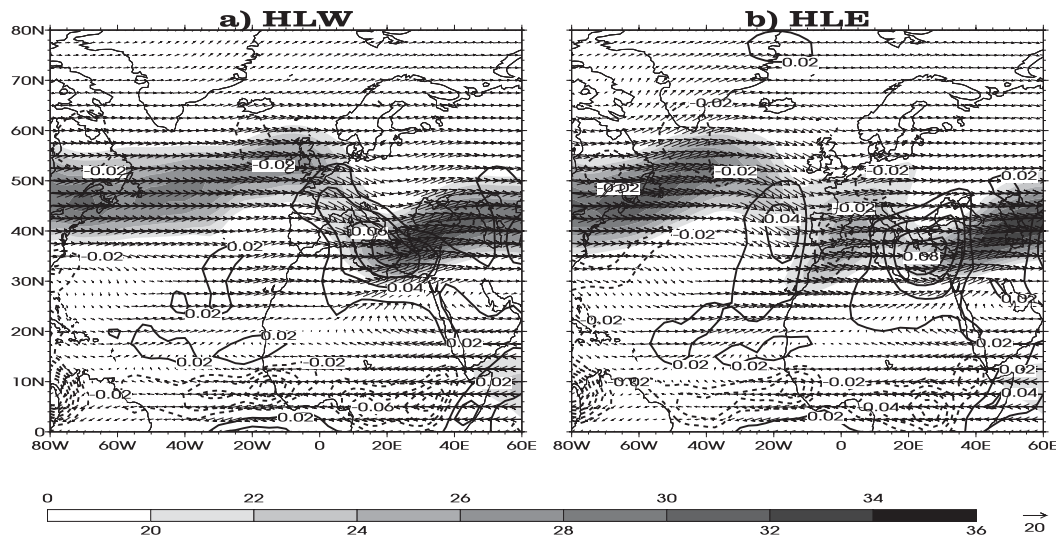


FIG. 9. Composites of 200-hPa horizontal wind (vectors), 200-hPa wind speed (shaded), and 400-hPa vertical velocity (contours) at $t_0 - 2$ for the (a) west and (b) east phases of the SHL mode. Horizontal winds are in m s^{-1} and vertical velocity is in Pa s^{-1} .

be inferred from the thermal wind balance. The meridional wind maximum anomalies are found in the 300–200-hPa layer, extending downward through the entire troposphere, with a slight eastward tilting when reaching low levels. Between 700–650 and 200 hPa, the anomalous meridional wind structure seems almost barotropic, whereas below and above this layer, the structure is clearly baroclinic, and probably influenced by the orography of the Atlas Mountains. The three wind components (Figs. 10a and 10b) point out an anomalous northeasterly subsidence between 5°W and 20°E , consistent with the difference between the west and east phase upper-level circulation patterns (Figs. 9a and 9b). The anomalous subsiding motion reaches its maximum intensity in the midtroposphere around 600 hPa at 3°E . More to the west, a weaker anomalous ascent is noted. The origin of these vertical wind structures, although beyond the scope of this work, may be related to the anomalous ageostrophic forcing in the STWJ entrance, and to the upward forcing of the Atlas Mountains.

The low-level relative humidity (RH) is increased (decreased) east (west) of the Greenwich meridian, between the surface and 700 hPa (Fig. 10b). Above this level, the opposite signal is observed between 700 and 300 hPa. The origin of these anomalies is complex and requires deeper investigation. We can, however, mention a few mechanisms at play, to be examined in a forthcoming study. In the lower level, the RH positive anomaly may be due to both enhanced evaporation, as there is acceleration of the low-level wind, and advection of colder air. In contrast, the RH negative anomaly over the Atlantic Ocean is probably related to the advection of drier and warmer air from the

continent and to the weakening of surface evaporation. Above, the two anomalies may be linked to anomalous subsidence and ascent, even though convergence processes might be operating.

6. Relations with the WAM variability

The previous sections have emphasized the relationship between the SHL modes of variability and the midlatitude dynamics, involving Mediterranean and European climate fluctuations. The question that arises now is: What relation is there between these SHL fluctuations and other characteristics of the WAM? A detailed analysis of these relations should be the subject of a forthcoming paper, and we will only illustrate this point using OLR composites here. It should be emphasized that OLR is an observed variable, independent of the NCEP2 reanalysis (not assimilated). Figure 11a shows a lag–longitude diagram of the OLR anomaly in the $12.5^\circ\text{--}17.5^\circ\text{N}$ band, from $t_0 - 6$ to $t_0 + 20$ days. A wide, significant, negative anomaly of OLR (corresponding to enhanced large-scale convection) appears simultaneously with the maximum intensity of the SHL west mode over a large part of the Sudan region from 5° to 45°E . This anomaly propagates westward with a regular propagation speed of about 600 km day^{-1} , which corresponds to the approximate propagation speed of the AEWs. A relatively consistent signal can be found in the NCEP2 reanalysis. At $t_0 - 2$, the 400-hPa omega anomaly (Fig. 11b) is at its maximum, with a wide, significant, anomalous ascending motion west of the OLR anomaly in Fig. 11a. Conversely, the OLR anomaly is at its maximum at t_0 . The two variables

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2555

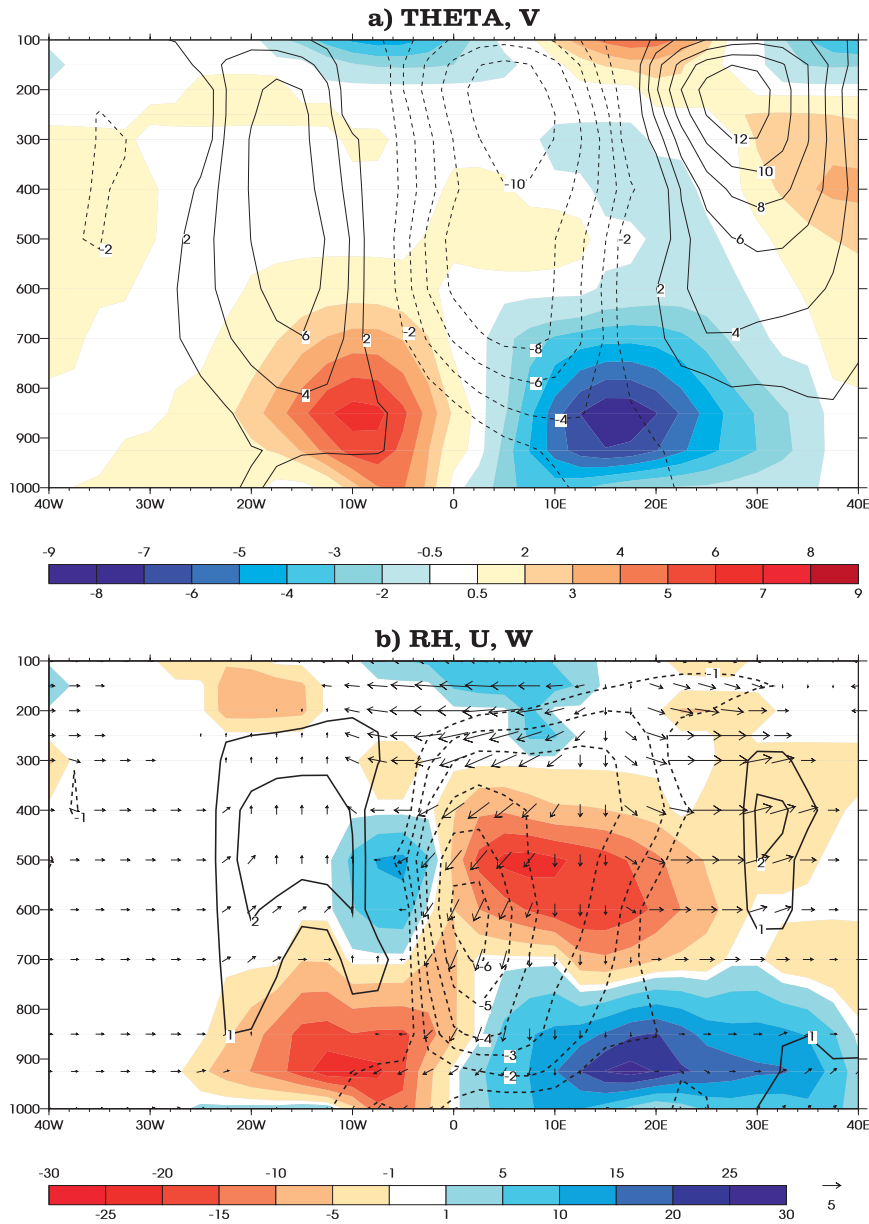


FIG. 10. Vertical latitudinal cross section at t_0 of the composite difference between the west and east phases of the SHL for (a) potential temperature (shaded) and meridional wind (contours) and (b) RH (shaded), zonal and vertical wind (vectors), and vertical velocity (contours). The crossing latitude is 35°N . Zonal and meridional winds are in m s^{-1} and vertical velocity is in mm s^{-1} . Only vectors with at least one of the two components significant at 95% are plotted.

are thus not in phase, which may be related to the difficulties experienced by reanalyses in representing convection over the eastern Sahel, where very few in situ observations are assimilated. A consistent but noisier signal also exists in the NCEP2 precipitation (not shown), although this variable depends strongly on the model physics.

Beyond the AEW-like behavior of this anomaly over the African continent, the duration of the signal coherence is a striking feature. The OLR anomaly, after a weakening over the westernmost part of Africa, is reinforced over the Atlantic Ocean in such a way that a significant anomaly is still discernible 16 days after the maximum of the SHL mode. The propagation speed

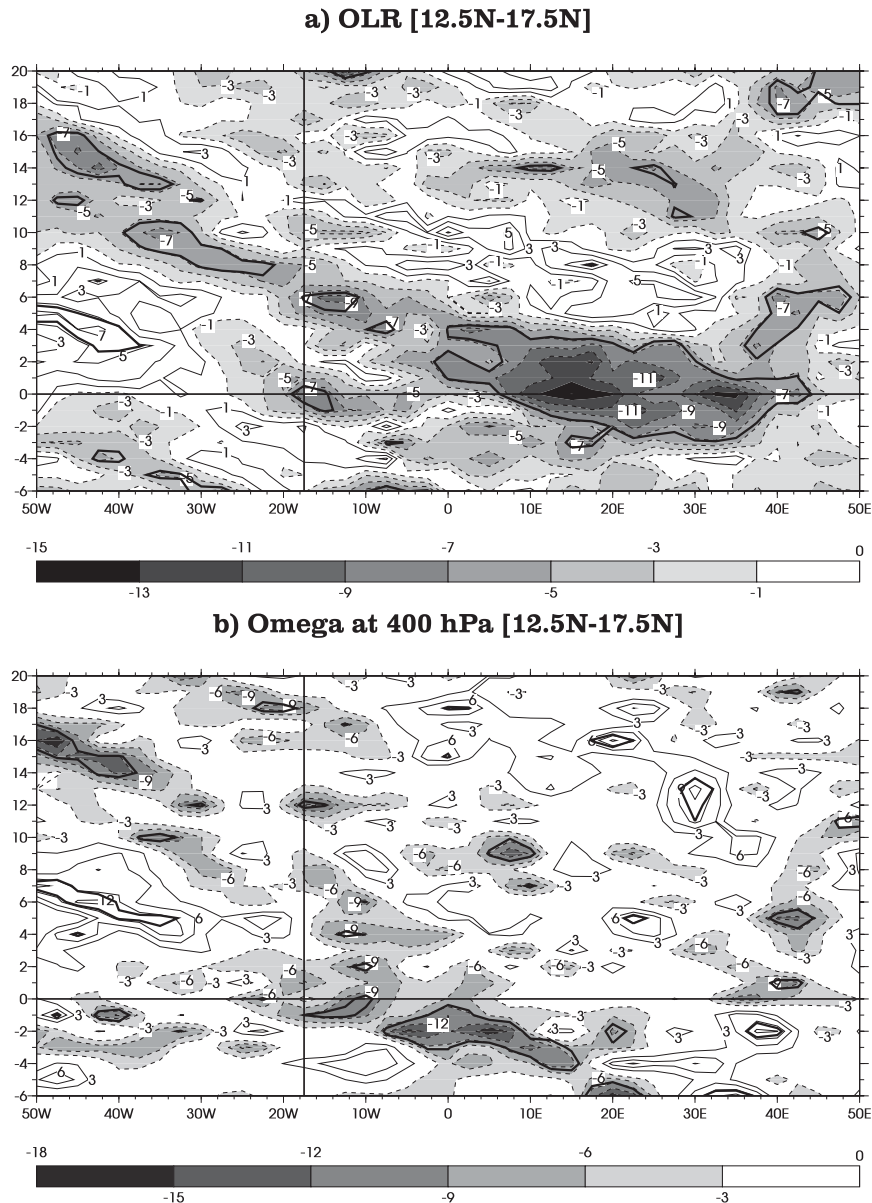


FIG. 11. (a) Lead-lag composite evolution of the OLR anomaly (averaged between 12.5° and 17.5°N) between the west and east phases. The x axis is for longitude and the y axis represents the lag in days. Shading and contour intervals are every 2 W m^{-2} . Thick line contour is for the 95% level significance of the anomaly. The vertical line at 17.5°W approximately represents the African coastline in the latitude band considered. (b) As in (a), but for the NCEP2 vertical pressure velocity ω at 400 hPa. Shading and contour intervals are every 3 mPa s^{-1} .

becomes less regular west of 30°W, where a part of the signal continues to propagate while another becomes stationary for 2–3 days before resuming its propagation. Figure 11 also shows a slower eastward propagation of the OLR signal east of 35°E, at $t_0 + 2$, which reaches the Arabian Peninsula at $t_0 + 6$. Two other areas can be observed in Fig. 11a. The first one, hardly significant, concerns a positive signal in OLR approximately 1 week

after the response to the SHL maximum. This signal remains coherent up to the western part of the African continent but does not persist when reaching Senegal. The second signal is seen in the lower-left part of Fig. 11. Lags previous to 6 days are not represented but the anomaly may, in fact, be the continuation of the previous phase of the SHL mode fluctuation (not shown). It occurs approximately 15 days before the major signal,

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2557

which is consistent with the mean periodicity of the first CPC.

7. Discussion

a. *The SHL mode and cold surges over northeastern Africa*

Recently, Vizy and Cook (2009, hereafter VC) have emphasized a mechanism by which Mediterranean cold-air surges can influence the climate of North Africa and the eastern Sahel. In their study, African monsoon breaks may be attributable to such events. During surges, there is a clear enhancement of the etesian winds, blowing from the Mediterranean through North Africa. VC's Fig. 13 shows a vertical latitude cross section of the vertical velocity where a maximum downward anomaly is evident at 35°N, similar to that shown in Fig. 10b. In our study, we focused on the general conditions favoring SHL maximum phases. Even though the basic objects described in the two studies are not really the same, strong similarities can, nevertheless, be observed between SHL west phases and cold surges. SHL west phases are characterized by a warm anomaly to the west associated with a cold anomaly over Sicily and the Libyan Desert, which propagates southward, in the same manner as the cold surges of VC. These two phenomena may actually be two facets of the same scenario. Because of the different definitions of the west phase maximum and of VC's cold surges, we do not capture the scenario at the same step: in VC, lag 0 corresponds to a minimum in the temperature over southern Libya at 17.5°N, whereas our SHL west phase corresponds to a minimum in the temperature anomaly over Sicily. In consequence, a shift of approximately 4 days separates the two maxima. Our composite at t_0 (i.e., 0-day lag) of the 850-hPa wind in Fig. 5d could be compared with their lag $t_0 - 4$ (see their Figs. 8c and 8d), with a maximum wind anomaly over western Libya. The events addressed in the two studies seem very similar, except that the "cold surge" definition is more constraining on the amplitude and leads to a smaller sample of events. During the period for which our two studies overlap, we additionally verified that the cold surge dates selected by VC generally agreed with 4-day shifted HLW dates. In VC, a negative convective anomaly pattern begins at lag 0 between 15° and 35°E and lasts 4–6 days. It can be compared with the apparent but hardly significant positive OLR anomaly, in the same longitude range, which ranges from $t_0 + 4$ to $t_0 + 10$ in Fig. 11a. This negative convective anomaly is at its maximum 6–7 days after the maximum in convection over the eastern Sahel, and could be the footprint of VC's cold surges in our composite, following the west phase occurrences. Finally, our

approach is based on a variance analysis over a long period (1979–2007), which emphasizes the main mode of the SHL variability, whereas VC's work focuses on a particular type of event over a shorter period (1998–2006). Cold surges are likely to be one aspect of the present SHL mode. The SHL mode is characterized by two phases and concerns the entire west and north of Africa, whereas cold surges (associated with west phases) mainly affect the northeastern part of Africa.

b. *Origin and dynamics of the midlatitude wave train*

The extratropical wave train feature of Z200 (Fig. 7) has already been detected on several time scales. Investigating teleconnection patterns in the Northern Hemisphere during the boreal winter, Blackmon et al. (1984a) illustrated the predominance of zonally oriented wave trains for atmospheric fluctuations on the 10–30-day time scale (see, e.g., their Fig. 13b). They found that these variations tended to originate in the jet entrance regions and to propagate southeastward into the tropics, crossing the jet streams. This pattern of behavior is similar to the evolution of the Z200 composite difference (Fig. 7), which exhibits a wave train initiated northeast of the Great Lakes, at the entrance of the WPJ, before curving southeastward across the jet stream. Blackmon et al. (1984a,b) related these wavelike structures to two-dimensional Rossby wave dispersion (Hoskins 1983). They observed that these waves propagated slowly through fixed waveguides. Ambrizzi et al. (1995) showed that the STWJ and the WPJ actually belonged to a weak waveguide belt found near 40°N around the entire Northern Hemisphere during the boreal summer, associated with a typical stationary wavenumber of about 7, in accordance with the values determined in our study (section 4). Therefore, the Rossby wave dispersion hypothesis may explain the dynamics of the observed wave train in Fig. 7.

Ding and Wang (2007) revealed a coupled intraseasonal interaction between a Rossby wave train (originating in the northeastern Atlantic and following the STWJ waveguide across Eurasia) and the summer monsoon convection in northwestern India and Pakistan. Their Figs. 5 and 6 show that this wave train impacts the SHL when passing over Europe and the Mediterranean. Simmons et al. (1983), using a barotropic model, showed that wave trains with characteristic time scales on the order of weeks or months could be excited by tropical and subtropical forcing. They are related to the most rapidly growing mode associated with the barotropic instability of the winter mean flow. Wind perturbation anisotropy in the jet exit region plays a central role in the growth of these normal modes (Simmons et al. 1983). Since there is no

reason to suppose that wind perturbations in summer are more isotropic than in winter, it is arguable that such barotropic instability also exists for the summer mean flow. The WPJ exit of the summer mean flow can thus be considered as being a preferred location for barotropic energy conversion processes. Some doubts have, however, been raised regarding this barotropic normal-mode instability as an explanation of the low-frequency dynamics of the wintertime circulation (Borges and Sardeshmukh 1995).

c. Possible interactions with other forcings

Semazzi and Sun (1997) emphasized the role of the orography in the Sahelian climate. Using simulations with and without orography over Africa, they demonstrated that it caused a quasi-stationary ridge–trough tripolar pattern over northern Africa similar to our SHL mode structure. Their Fig. 7 supports the idea that the Atlas–Ahaggar Mountains generate a perturbation in accordance with the quasigeostrophic solution of a midlatitude flow crossing a mountain. Thus, midlatitude southeastward circulation reaching Africa could be augmented by the Atlas–Ahaggar barrier effect. Such events depend on the midlatitude variability throughout the season, as can be illustrated by weather regimes. We can also think of the fairly stationary behavior of the western pattern of the SHL mode, which spreads along the Moroccan coast instead of propagating eastward.

Rodwell and Hoskins (1996) also highlighted a Rossby wave structure linking the Asian summer monsoon (ASM) with the eastern Sahara and the Mediterranean. This stationary wave explains a large part of the descent over the Mediterranean and the Kyzylkum Desert and may be one of the principal reasons for the existence of such deserts. Even though their work did not assess the ASM variability on the time scales of the present study, it may be assumed that intraseasonal fluctuations in the ASM may modulate the SHL through the Rodwell–Hoskins mechanism. Composite structures do not confirm this hypothesis, however, since no signal is observed over the ASM region before the SHL mode maximum.

The θ_{850} anomaly at t_0 between the west and east phases of the SHL is similar to the patterns that Xoplaki et al. (2003) obtained from a canonical correlation analysis on the 2-m temperature over the Mediterranean, using three large-scale predictors. Although they focused on the interannual variability, striking similarities exist between their first and our SHL modes, especially with regard to the upper-level circulation composite. The similar wavelike patterns for both intraseasonal and interannual time scales support the idea of an atmospheric normal mode.

8. Conclusions

An investigation of the SHL variability has been undertaken on the intraseasonal time scale, highlighting the SHL's association with midlatitude fluctuations. Using EOF and composite analyses, the main mode of the SHL intraseasonal variability has been identified and described. It is robust and characterized by a modulation of its position and extension, with a characteristic time scale of about 14 days. The west phases of the SHL are characterized by a warm anomaly over Morocco and a cold one over the eastern Mediterranean. They are associated with large changes in the Atlantic WPJ and the North African STWJ configurations, a contraction of the Azores anticyclone to the Atlantic sector only without any extension over Europe, a low-level meridional ventilation decrease over Morocco and increase over Libya, and an enhanced downward motion over the eastern Mediterranean. In contrast, the east phases correspond to a cold anomaly over Morocco and a warm one over the eastern Mediterranean, and are related to a large extension of the Azores anticyclone over Europe and the western Mediterranean, a low-level ventilation increase over Morocco and weakening over Libya, and reduced downward motion over the eastern Mediterranean. In both phases, the west (east) temperature anomaly propagates southwestward (southeastward).

Our study has emphasized the midlatitude intraseasonal variability as a key feature to understanding the origin of the major mode of the SHL variability. Over the Atlantic and western Europe, large-scale and deep southeastward-propagating wavelike patterns precede the phase maxima of the SHL mode by about 2 days. Fluctuations in the midlatitude three-dimensional dynamics modify the structure of the Azores anticyclone and directly impact the ventilation on the SHL northern flanks and, therefore, the SHL structure. The origin of the wavelike pattern remains unclear. Rossby wave dispersion theory has been mentioned in the discussion and may be worth addressing in further studies.

This SHL principal mode of variability is also concomitant with convective anomalies over Chad and Sudan, which propagate westward in a similar way to AEWs. This supports the recent arguments of Thorncroft et al. (2008) according to which the Darfur region plays a key role in the AEW initiation by convection. The eastern Sahel thus appears to be a key region for the links between the SHL and the African monsoon and probably, more widely, for the understanding of the WAM intraseasonal variability. These convective anomalies are detectable as far as the mid-Atlantic and may constitute an interesting subject of study for hurricane activity assessment and predictability, considering that the Sahel

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2559

rainfall is related to intense U.S. landfalling hurricanes (Landsea et al. 1992).

The west phases of the present SHL mode have been shown to be related to the Mediterranean cold surges (VC), which occur over Libya, Egypt, and the eastern Sahel during the summer season. The present study extends the event-oriented approach of VC, as the SHL mode has two phases and concerns the whole of West and North Africa.

The relationships highlighted between the SHL variability and North Atlantic circulation, and between the SHL variability and the WAM, can provide some interesting sources of predictability in West Africa, especially for monsoon breaks. The physical interpretation of these two relationships deserves further investigation and may help in our understanding of the inability of the NCEP2 reanalysis to represent the link between the SHL variability and convection over Sudan and the eastern Sahel. The ability of large-scale models to represent such a mode of variability and its link with the WAM will be addressed in a forthcoming paper.

Acknowledgments. This study was initiated with two Météo-France trainees, Vincent Bourdette and Sébastien Léas. The authors would like to acknowledge the two reviewers who addressed some useful comments and criticisms on the manuscript, which, we think, helped to improve its quality. NCEP–NCAR reanalysis data were provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, from their Web site (<http://www.cdc.noaa.gov/>). This study was undertaken within the framework of Work Package 2.1 of the African Monsoon Multi-scale Analysis (AMMA) project. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site (<http://www.amma-international.org>).

APPENDIX A

Building of the Composites

To compute composites of various atmospheric fields, an index should be built from the first CEOF and CPC. Using the notations of the previous appendix, we have

$$\begin{aligned} u(x, t) &= \text{Re}[U(x, t)] \\ &= \text{Re} \left[\sum_{m=1}^K P_m(t) E_m(x) \right] \\ &= \sum_{m=1}^K \pi_m(t) \varepsilon_m(x) \cos[\theta_m(t) + X_m(x)]. \end{aligned}$$

We then calculate the following index, using a reference point, x_0 :

$$\text{Ind}_1(t) = \pi_1(t) \varepsilon_1(x_0) \cos[\theta_1(t) + X_1(x_0)].$$

The reference point x_0 is chosen as the location of CEOF1 modulus maximum. This choice mainly changes the phase and amplitude of the constructed index but not its time evolution.

Then, a basic composite method is used, selecting dates when the index is at its maximum (minimum) and greater (less) than 1 (−1) standard deviation for the east (west) phase of the SHL mode. A two standard deviation threshold was also tested to verify the robustness of the results when fewer sequences were selected for the composites. No major difference was found, except that the signal was noisier.

APPENDIX B

Calculation of the Phase Speed in the CEOF Analysis

Given a spatiotemporal field $u(x, t)$, a complex field $U(x, t)$ is constructed using the Hilbert transform $\hat{u}(x, t)$ of $u(x, t)$:

$$U(x, t) = u(x, t) + i\hat{u}(x, t).$$

The CEOF analysis provides an orthogonal basis of complex vectors, on which $U(x, t)$ is projected:

$$U(x, t) = \sum_{m=1}^K P_m(t) E_m(x),$$

with $P_m(t)$ and $E_m(x)$ being the m th principal component and empirical orthogonal function, respectively. Since $P_m(t)$ and $E_m(x)$ are complex variables, they can be expressed in the form

$$E_m(x) = \varepsilon_m(x) e^{iX_m(x)} \quad \text{and} \quad P_m(t) = \pi_m(t) e^{i\theta_m(t)}.$$

From there, the wave frequency, wavenumber, and phase speed can be defined:

$$\omega_m(t) = \frac{d\theta(t)}{dt}; \quad k_m(x) = -\nabla X_m(x);$$

$$c_m(x, t) = \omega_m(t) \frac{k_m(x)}{|k_m(x)|^2}.$$

For simple representation of this phase speed in Fig. 4, a constant pulsation was assumed, equal to the mean pulsation over the entire 1979–2007 time period.

APPENDIX C

Spectral Significance Methodology

Red noise, $X(t)$, is an autoregressive process of first order and is defined as follows:

$$X(t) = \alpha X(t-1) + \varepsilon(t),$$

where α is the 1-lag autocorrelation and $\varepsilon(t)$ is a random process distributed according to the normal law $N(0, \sigma)$.

For α varying between 0 and 1 by steps of 0.05, 29 red noise episodes of 122 days are generated and 10–60-day bandpass filtered. In the construction of the red noise, σ is only a scaling factor and, given that the filtering and Fourier transform are linear, it can be initially fixed to 1. In fact, the value of σ is completely determined by α , given that the expected variance of the filtered red noise has to equal that of CEOF1 in order to make their spectra comparable. The spectra of the 29 filtered red noise episodes were then computed and averaged. This step was iterated 300 times. The ratio β^2 between the variance of the mean filtered red noise and that of CEOF1 was then calculated and used to rescale the spectrum of each of the 300 mean red noise episodes by multiplying by $1/\beta^2$. Quadratic distances between each of these 300 rescaled spectra and the CEOF1 spectrum were computed and averaged. The lowest mean distance was found for $\alpha = 0.6$. It corresponded to $\beta^2 = 0.132$. Using the autocorrelation value and that of σ as determined by β , we could then build the filtered red noise spectrum distribution by performing the calculation of a mean 29-yr spectrum 1000 times. For each frequency of the spectrum, the mean and the 90, 95, and 99 percentiles were finally calculated.

At the end of the testing method, we checked that the integral of the CEOF1 and mean red noise spectrum (i.e., their variance) were equal. This provided an a posteriori verification of the suitability of the choices for α and σ .

REFERENCES

- Ambrizzi, T., B. J. Hoskins, and H.-H. Hsu, 1995: Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3661–3672.
- Blackmon, M. L., Y.-H. Lee, and J. M. Wallace, 1984a: Horizontal structure of 500-mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 961–979.
- , —, —, and H.-H. Hsu, 1984b: Time variation of 500-mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 981–991.
- Borges, M. D., and P. D. Sardeshmukh, 1995: Barotropic Rossby wave dynamics of zonally varying upper-level flows during northern winter. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3779–3796.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77–90.
- Chou, C., J. D. Neelin, and H. Su, 2001: Ocean–atmosphere–land feedbacks in idealized monsoons. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1869–1891.
- Ding, Q., and B. Wang, 2007: Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and the Indian monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751–3767.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016–1022.
- Folland, C., T. Palmer, and D. Parker, 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901–1985. *Nature*, **320**, 602–607.
- Fontaine, B., and S. Janicot, 1996: Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, **9**, 2935–2940.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal timescales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Hall, N. M. J., G. N. Kiladis, and C. D. Thorncroft, 2006: Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II: Dynamical modes. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2231–2245.
- Hastenrath, S., 1991: *Climate Dynamics of the Tropics*. Springer, 488 pp.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Academic Press, 535 pp.
- Horel, J. D., 1984: Complex principal component analysis: Theory and examples. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1660–1673.
- Hoskins, B. J., 1983: Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 1–21.
- Janicot, S., 1992: Spatio-temporal variability of West African rainfall. Part II: Associated surface and air mass characteristics. *J. Climate*, **5**, 499–511.
- , and B. Sultan, 2001: Intraseasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 523–526.
- , and Coauthors, 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, **26**, 2569–2595.
- , F. Mounier, N. M. J. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2009: The West African monsoon dynamics. Part IV: Analysis of the 25–90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J. Climate*, **22**, 1541–1565.
- Joly, M., and A. Voldoire, 2009: Role of the Gulf of Guinea and the Mediterranean in the interannual variability of the West African monsoon. *Climate Dyn.*, doi:10.1002/joc.2026.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP–NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP–DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, and N. M. J. Hall, 2006: Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2212–2230.
- Landsea, C. W., W. M. Gray, P. W. Mielke, and K. J. Berry, 1992: Long-term variations of western Sahelian monsoon rainfall

15 MAY 2010

CHAUVIN ET AL.

2561

- and intense U.S. landfalling hurricanes. *J. Climate*, **5**, 1528–1534.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: A climatological perspective. *Climate Dyn.*, **33**, 313–330.
- Leroux, S., and N. M. J. Hall, 2009: On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2303–2316.
- , —, and G. N. Kiladis, 2010: A climatological study of transient-mean flow interactions over West Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 397–410, doi:10.1002/qj.474.
- Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Maloney, E. D., and J. Shaman, 2008: Intraseasonal variability of the West African monsoon and Atlantic ITCZ. *J. Climate*, **21**, 2898–2918.
- Matthews, A. J., 2004: Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, **17**, 2427–2440.
- Mounier, F., and S. Janicot, 2004: Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16116, doi:10.1029/2004GL020665.
- , G. N. Kiladis, and S. Janicot, 2008: The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. *J. Climate*, **21**, 1911–1928.
- Reed, R. D., D. C. Nordquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou, and J.-L. Redelsperger, 2005: Extratropical dry air intrusions into the West African monsoon midtroposphere: An important factor for the convective activity over the Sahel. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 390–407.
- Rodwell, M. J., and B. J. Hoskins, 1996: Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385–1404.
- Rowell, D. P., 2003: The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Climate*, **16**, 849–862.
- Semazzi, F. H. M., and L. Sun, 1997: The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. Climatol.*, **17**, 581–596.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.
- Smith, E. A., 1986: The structure of the Arabian heat low. Part I: Surface energy budget. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1067–1083.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- , —, and A. Diedhiou, 2003: The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16**, 3389–3406.
- Thorncroft, C. D., 1995: An idealized study of African easterly waves. Part III: More realistic basic states. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1589–1614.
- , and B. J. Hoskins, 1994a: An idealized study of African easterly waves. Part I: A linear view. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 953–982.
- , and —, 1994b: An idealized study of African easterly waves. Part II: A nonlinear view. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 983–1015.
- , and M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 763–786.
- , N. M. J. Hall, and G. N. Kiladis, 2008: Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III: Genesis. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3596–3607.
- Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vizy, E., and K. Cook, 2009: A mechanism for African monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res.*, **114**, D01104, doi:10.1029/2008JD010654.
- von Storch, H., and F. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, 484 pp.
- Xoplaki, E., J.-F. González-Rouco, J. Luterbacher, and H. Wanner, 2003: Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate Dyn.*, **20**, 723–739.

4.1.3 Compléments

4.1.3.1 Significativité des ACPs de l'article

Nous appliquons *a posteriori* les tests de Scree et de North (section 2.2.4.4) à l'ACP et l'ACPC présentées dans l'article CRL10. Les résultats sont reportés sur la figure 4.6. Pour l'ACP et l'ACPC, le terme de Scree peut être évalué à 4, ce qui induit que seuls les trois premiers EOFs et CEOFs sont *a priori* significativement différents du bruit. Pour évaluer le critère de North, nous avons choisi une auto-corrélation d'ordre 1 $\rho \approx 0.84$, une valeur typique pour la température potentielle à 850 hPa. Pour l'analyse sur les 29 saisons JJAS de 122 jours chacune, ceci donne environ $n^* = 307$ degrés de liberté. L'erreur relative sur les valeurs propres, due à l'échantillonnage, est d'environ 8%, et est représentée sur la figure 4.6 par les barres d'erreurs. Comme elles n'intersectent pas de valeurs communes, on en déduit que les trois premiers EOFs et CEOFs correspondent à des valeurs propres non-dégénérées. Ces tests justifient *a posteriori* l'étude du premier CEOF indépen-

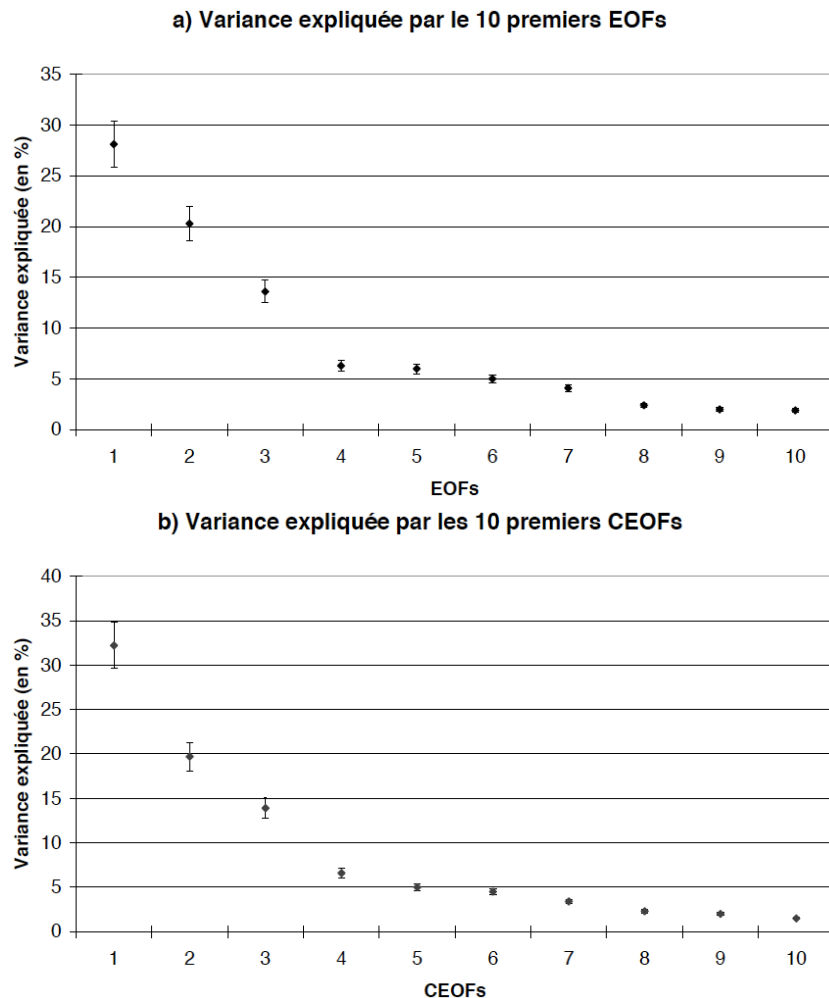


Figure 4.6 – a) Variances expliquées par les 10 premiers EOFs de l'ACP simple réalisée sur la température potentielle à 850 hPa, filtrée dans la bande 10–60 jours à l'aide d'un filtre de Lanczos, sur le domaine 20°N–40°, 20°O–40°E. La barre d'erreur indique le résultat du test de North (section 2.2.4.4), avec $n^*=307$ degrés de liberté ($n = 122 \times 29$ et $\rho = 0.84$). b) *Idem* a), mais pour les 10 premiers CEOFs de l'ACPC.

damment des suivants. Nous détaillons, dans la section suivante, l'argumentation proposée dans l'article qui nous a conduit à considérer que les EOF1 et EOF2 de l'ACP simple étaient en partie la même facette d'un mode propagatif.

4.1.3.2 Apport de l'ACPC

CRL10 soulignent que les deux premiers EOFs de l'ACP simple sont en quadratures spatiale et temporelle, indiquant ainsi l'existence d'un mode propagatif. Bien que nous ayons montré, dans la section précédente, que ces deux premiers EOFs ne formaient pas un doublet dégénéré, ce qui est généralement le cas dans la détection d'un mode propagatif (section 2.2.4.2), les composantes principales associées sont corrélées à -0.26 lorsque la CP1 précède la CP2 de 4 jours (Fig. 4.7.b). Un maximum de corrélation légèrement plus faible ($+0.22$) existe également lorsque la CP2 précède la CP1 de 4 jours. Ces corrélations, relativement faibles en moyenne sur toute la période 1979–2007, ont, en fait, une forte variabilité interannuelle, à la fois dans son amplitude et dans le retard optimal (Fig. 4.7.a). Pour un grand nombre d'années, la corrélation dépasse 0.4, voire 0.6, alors que, pour les années 1988 à 1992, celle-ci est proche de zéro. Les deux premiers EOFs de l'ACP restreinte à chacune de ces années ont, en fait, une structure spatiale assez différente de celle des deux premiers EOFs de l'ACP réalisée sur toute la période 1979–2007 (non montré), ce qui traduit une variabilité interannuelle relativement importante des fluctuations intrasaisonnières du SHL. Cette non-stationnarité des deux premiers EOFs pourraient alors être à l'origine de celle de la corrélation entre la CP1 et CP2 de l'ACP sur toute la période, certaines années se projetant mal sur les modes moyens. Ces résultats suggèrent toutefois, que les EOF1 et EOF2 de l'ACP simple correspondent, en partie, à un mode propagatif, que nous avons alors détecté à l'aide d'une ACPC.

On peut vérifier *a posteriori* que le CEOF1 capture effectivement une partie de la variabilité représentée par les deux premiers EOFs. La figure 4.8 illustre ainsi les corrélations déphasées entre l'indice $\text{ind}_{\text{SHL}}^2$ caractérisant le CEOF1 et les deux premières CPs. L'indice ind_{SHL} et la CP1 varient en opposition de phase avec une

²Cet indice, normalisé, est défini à partir de la température potentielle à 850 hPa reconstruite à partir du CEOF1 au point 35°N , 2.5°E . Voir aussi la section 2.2.4.2 et annexe A de CRL10.

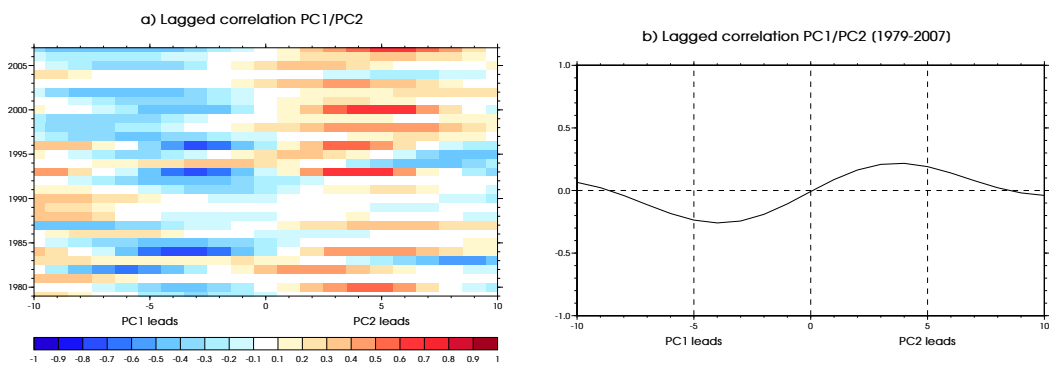


Figure 4.7 – a) Corrélations déphasées (couleurs) pour chaque saison de 1979 à 2007 entre la CP1 et la CP2 de l'ACP de la température potentielle à 850 hPa de la réanalyse NCEP2, filtrée dans la bande 10-60 jours, sur le domaine 20°N – 40° , 20°O – 40°E . L'ACP a été réalisée sur l'ensemble des saisons JJAS 1979 à 2007, et les EOF1 et EOF2 ne dépendent donc pas de l'année. La CP2 précède pour des retards positifs. b) *Idem* a), mais en moyenne sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979–2007.

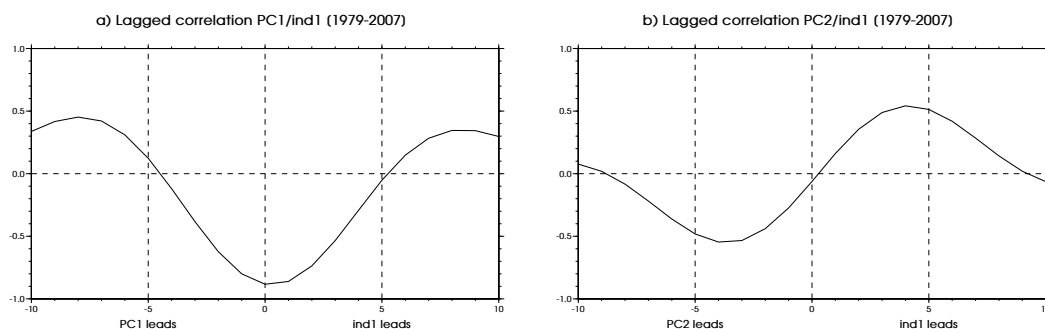


Figure 4.8 – a) *Idem* Fig. 4.7.b, mais pour les corrélations déphasées entre la CP1 de l’ACP de la température potentielle à 850 hPa de la réanalyse NCEP2, filtrée dans la bande 10-60 jours, sur le domaine 20°N–40°, 20°O–40°E, et l’indice ind_{SHL} caractérisant le CEOF1 de l’ACPC équivalente. b) *Idem* a), mais pour la corrélation entre la CP2 et ce même indice.

corrélation de -0.88 (77% de variance expliquée), tandis que l’indice ind_{SHL} et la CP2 sont corrélés à -0.55 (0.54) lorsque la CP2 (ind_{SHL}) précède l’indice ind_{SHL} (la CP2) de 4 jours (30% de variance expliquée). Le premier mode propagatif de la θ_{850} correspond donc bien à une partie importante de la variance capturée par les deux premiers EOFs de l’ACP simple, et en ce sens condense une partie de l’information contenue dans les EOF1 et EOF2 en un seul mode de variabilité CEOF1.

4.1.3.3 Robustesse du mode détecté

Nous avons testé la sensibilité du premier mode détecté par l’ACPC, à la fois à la réanalyse utilisée (et donc à la période couverte), et au filtrage utilisé. Les tables 4.1 et 4.2 résument quelques-unes des propriétés du CEOF1 déterminé pour chacun de ces tests de sensibilité.

Les deux premiers modes sont robustes. La structure spatiale du CEOF1 varie très peu d’une réanalyse à l’autre, et donc également d’une période couverte à une autre (non montré). En termes de structure temporelle, il y a également peu de sensibilité à la réanalyse utilisée, les indices caractérisant le CEOF1 étant très corrélés les uns avec les autres (> 0.95).

Ce premier mode est un peu plus sensible au filtrage utilisé. Plus la bande spectrale conservée est grande, plus la variance expliquée est faible. Elle reste cependant élevée, supérieure à 27%. La structure spatiale du CEOF1 reste très similaire d’un filtrage à l’autre (non montré), et sa structure temporelle reste proche de celle obtenue avec le filtre passe-bande à 10-60 jours de l’article, comme indiqué par les

Réanalyse	Période couverte	var CEOF1	var CEOF2	Corrélation ind_{SHL} vs ind_{SHL} (NCEP2)
NCEP1	1948–2007	34.2%	19.3%	0.99
NCEP2	1979–2007	32.2%	19.7%	1.0
ERA40	1968–2001	36.3%	19.5%	0.95
ERA1	1990–2008	31.6%	20.9%	0.95

Table 4.1 – Sensibilité de l’ACPC à la réanalyse utilisée, et donc également à la période couverte. Les variances expliquées par les CEOF1 et CEOF2 sont indiquées pour chacune des ACPCs, ainsi que la corrélation entre l’indice ind_{SHL} calculé avec la réanalyse NCEP2, et l’indice ind_{SHL} déterminé avec les autres réanalyses, pour leur période commune.

Table 4.2 – Sensibilité de l’ACPC au filtrage utilisé. Les variances expliquées par les CEOF1 et CEOF2 sont indiquées pour chacune des ACPCs, ainsi que la corrélation entre l’indice ind_{SHL} calculé avec un filtre passe-bande à 10–60 jours, et l’indice ind_{SHL} déterminé avec les autres filtres. C’est la réanalyse NCEP2 qui a été utilisée pour les différentes ACPC. hp90 : filtre passe-haut à 90 jours. bp10-60 (bp10-90, bp5-90) : filtre passe-bande à 10–60 (10–90, 5–90) jours.

Filtrage	var CEOF1	var CEOF2	Corrélation ind_{SHL} vs ind_{SHL} (bp10–60)
bp10-60	32.2%	19.7%	1.0
bp10-90	31.2%	20.1%	0.99
bp5–90	29.2%	19.0%	0.87
hp90	27.6%	18.0%	0.86

fortes corrélations des indices caractéristiques du CEOF1. En élargissant la bande du filtre, on augmente un peu le bruit, sans pour autant altérer la structure du premier mode de l’ACPC. Utiliser la bande 10–60 jours permet donc d’obtenir un signal plus pur.

4.1.3.4 *Statistiques des évènements HLW et HLE*

Comme expliqué dans l’annexe A de CRL10, les évènements HLE (HLW) correspondent aux dates pour lesquelles l’indice ind_{SHL} est supérieur (inférieur) à 1.0 (-1.0) écart-type et maximum (minimum). On peut alors identifier en moyenne 3.8 évènements HLE et 4.1 évènements HLW par saison, ces nombres dépendant très peu de la réanalyse utilisée et donc de la période couverte. Pour chacun de ces évènements, on peut également définir une date de début d’évènement et une date de fin, qui encadrent la période pendant laquelle l’indice ind_{SHL} reste supérieur (inférieur) à 1.0 (-1.0) écart-type. Une durée peut ainsi être déterminée pour chaque évènement : elle caractérise le temps pendant lequel une anomalie chaude (ou froide) persiste sur la mer Méditerranée (ou l’océan Atlantique). La figure 4.9 montre la fonction de densité de probabilité de cette durée, calculée à partir de l’ACPC réalisée dans l’article CRL10. En moyenne, les évènements HLE et HLW durent 4.8 jours. On observe également une queue importante de la distribution, avec quelques évènements pouvant durer plus de huit jours. De tels évènements restent tout de même rares.

Le mode intrasaisonnier du SHL présente un cycle saisonnier relativement marqué (Fig. 4.10). L’indice ind_{SHL} tend à être significativement positif entre la fin du mois de juin et le début du mois de juillet. Ce résultat est peu sensible à la réanalyse utilisée et donc à la période couverte. On observe également, en moyenne, un maximum vers le milieu du mois de juin, mais significatif uniquement pour les réanalyses NCEP1 et ERA40, qui couvrent la période avant 1979. On peut noter aussi un basculement, en moyenne autour du 10 juillet, entre une phase³ positive du mode et une phase négative, qui semble significatif pour les années récentes (réanalyse NCEP2 et ERAI). Enfin, la fin de la saison est statistiquement marquée

³On parlera de **phases** positives (ou Est) et négatives (ou Ouest) du SHL lorsque l’indice ind_{SHL} est simplement positif ou négatif. Les **évènements** réfèrent explicitement au caractère intense d’une phase (avec un seuil d’un écart-type).

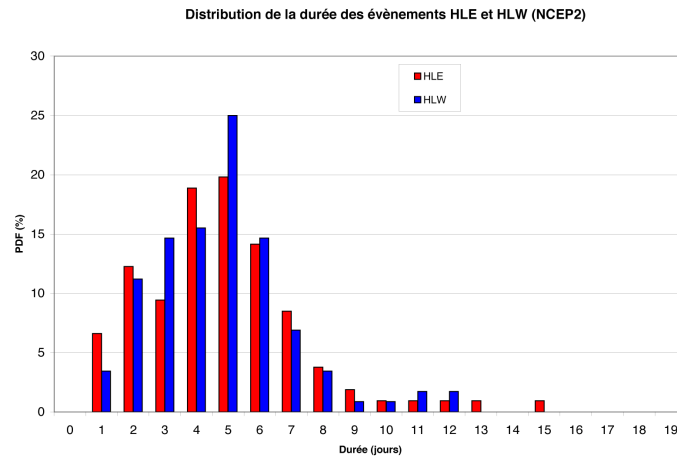


Figure 4.9 – Fonction de densité de probabilité (en %) de la durée (en jours) des événements HLW et HLE. Cette distribution est calculée à partir des événements obtenus dans la réanalyse NCEP2 pour la période 1979–2007.

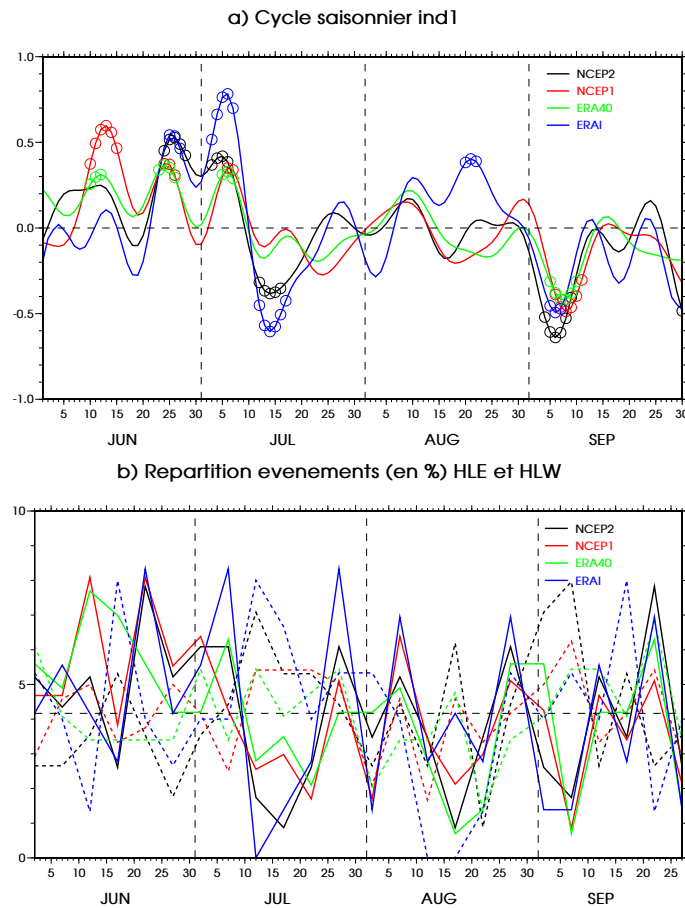


Figure 4.10 – a) Cycle saisonnier de l'indice ind_{SHL} pour les différentes réanalyses NCEP2 (1979–2007), NCEP1 (1948–2007), ERA40 (1968–2001) et ERAI (1990–2007). Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes de zéro à 95% (test de Student). b) Répartition saisonnière par pentades (en %) des événements HLE (traits pleins) et HLW (traits pointillés), pour les différentes réanalyses et leur période respective. Le trait horizontal en tireté noir indique la répartition saisonnière moyenne si les événements étaient équirépartis parmi les 24 pentades de la saison JJAS (4.2% des événements par pentade).

par une phase négative du mode (i.e. des anomalies froides sur la Méditerranée et chaudes sur l'Atlantique), capturée significativement par les quatre réanalyses.

Ces résultats sont cohérents avec une vision événementielle (Fig. 4.10.b). Les événements HLE sont plus fréquents au mois juin que les événements HLW, ce qui est suivi d'une inversion de cette proportion autour du milieu du mois de juillet, marquée dans les réanalyses NCEP2 et ERAI. Le début du mois de septembre est, en revanche, dominé par des événements HLW, en accord avec les quatre réanalyses.

On observe donc un phasage particulier entre le mode intrasaisonnier du *heat low* sur le cycle saisonnier, traduisant vraisemblablement une évolution discontinue de ce dernier. On notera, par ailleurs, que les phases Est et événements HLE ont lieu de manière préférentielle autour de l'*onset* de la MAO, et que les différents pics observés au mois de juin et juillet sur la figure 4.10 pourraient refléter l'étalement des dates d'*onset* de la mousson. Cette relation serait cohérente avec le renforcement de la dépression thermique observé au moment de l'*onset* (section 1.3.2.5 – Sultan *et al.*, 2003), étant donné que les phases Est correspondent à une ventilation libyenne réduite, favorable à l'intensification du *heat low* (sections 4.3.2.1 et 4.3.2.2). Cette relation, entre *onset* de la MAO et mode intrasaisonnier du SHL, sera examinée plus en détail dans le chapitre 5. En revanche, le phasage du mode est très net début septembre : une phase Ouest, similaire à un *cold surge* semble avoir lieu très fréquemment à cette période-là. Son origine est encore mystérieuse, mais cette configuration à ce moment-là de la saison pourrait jouer un rôle dans le retrait de la mousson. Les événements HLW tendent, effectivement, à générer un effondrement de la dépression thermique (section 4.3.2.1). Au mois de septembre, le forçage radiatif solaire ne pourrait alors plus être suffisamment intense pour permettre à la dépression de se reconstruire, ce qui marquerait la fin de la MAO. Ce point, qui est une caractéristique robuste de la variabilité intrasaisonnière du SHL, mériterait certainement une étude plus détaillée, mais ne sera pas mené dans ce manuscrit.

4.1.3.5 Échelles de temps

L'article CRL10 montre à l'aide d'une analyse spectrale que le mode intrasaisonnier du SHL a une échelle de temps caractéristique de l'ordre de 14 jours. Nous proposons, dans ce paragraphe, quelques analyses complémentaires sur les échelles de temps associées à ce mode de variabilité.

Le composite de l'indice ind_{SHL} sur les événements HLE et HLW met bien en évidence cette échelle de variabilité d'une quinzaine de jours du mode intrasaisonnier : un événement HLE a une très forte probabilité d'être précédé 7–8 jours avant par une phase Ouest, et d'être suivi 7–8 jours après par une phase Ouest (Fig. 4.11). Le schéma est opposé pour les événements HLW. En moyenne, on tend donc à observer une oscillation en température de période 14 jours, autour d'un événement HLE ou HLW, ce qui est cohérent avec l'évolution du composite de la θ_{850} de la figure 5 de CRL10. On peut aussi évaluer les probabilités de transition entre les deux types d'événements, ce type de transition devant prendre, en moyenne, une semaine (Fig. 4.11). La table 4.3 résume ces probabilités. Les différentes transitions ont une forte probabilité, supérieure à 40%. On note cependant une légère dissymétrie, la transition HLE \rightarrow HLW (48 à 54%) étant plus probable que l'opposée (40 à 43%).

L'analyse en ondelettes de l'indice ind_{SHL} , pour les années 2005 et 2006 (les autres années présentent une diversité similaire), révèle que le mode intrasaisonnier

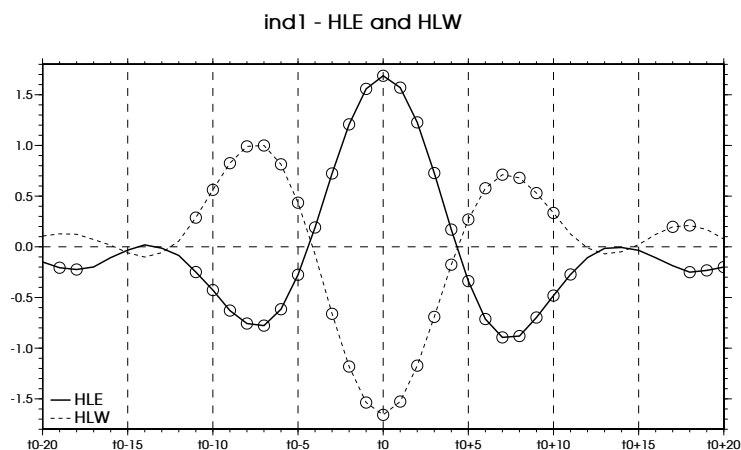


Figure 4.11 – Composites de l'indice normalisé ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL, sur les événements HLE (en trait plein) et HLW (en trait tireté). Les cercles indiquent les valeurs du composites significativement différentes de zéro au seuil 95%, selon un test de Student (section 2.2.5.4).

du SHL est, en fait, caractérisé par plusieurs échelles de temps, relativement bien identifiables sur la série temporelle de ind_{SHL} (Fig. 4.12) :

- en 2005, autour de 13 jours à la fin du mois de juin, et 25 jours de juillet à septembre ;
- en 2006, vers 25 jours également pendant le mois d'août et le début du mois de septembre, et autour de 40 jours tout au long de la saison. L'échelle de 40 jours, bien qu'ayant une énergie très grande, demeure en dehors du cône d'influence quasiment toute la saison. Cette échelle est cependant assez nette dans l'évolution temporelle de l'indice ind_{SHL} , et pourrait avoir pour origine des interactions tropiques-extra-tropiques, couplées à une activité particulièrement forte de la MJO pendant l'été 2006 (Arguez, 2007).

Ces différents pics de variabilité sont, cependant, à interpréter avec précaution, étant donné que le test simple de comparaison à un bruit rouge (section 2.2.2) ne peut être appliqué à une telle série temporelle, filtrée dans la bande 10–60 jours. Une méthode s'inspirant de l'annexe C de CRL10 pourrait être utilisée.

L'analyse composite du spectre en ondelettes autour des événements HLE et HLW permet de souligner, d'une manière plus statistique, les échelles de temps caractéristiques des événements HLE et HLW (Fig. 4.13). Ces deux composites indiquent, au moment du maximum d'intensité des événements HLE et HLW, un

Évènement central	Retard/Avance	Probabilité (%)
HLE	$t_0-7\pm 1$	43%
	$t_0+7\pm 1$	54%
HLW	$t_0-7\pm 1$	48%
	$t_0+7\pm 1$	40%

Table 4.3 – Probabilité d'occurrence (en %) d'un événement HLW (HLE) 6–8 jours avant/après un événement HLE (HLW). Ces probabilités sont évaluées à partir des événements HLE/HLW suffisamment loin des bords de la saison JJAS (± 8 jours au moins), ce qui correspond pour chacun des quatre cas à environ 105–110 événements.

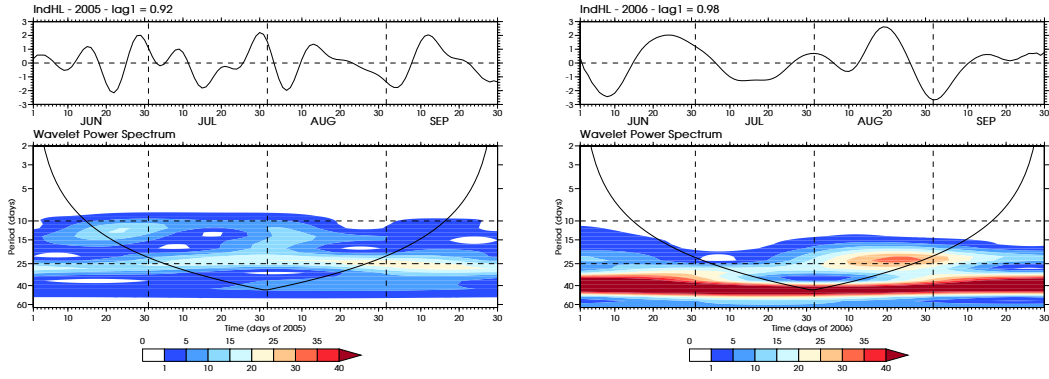


Figure 4.12 – *Idem* Fig. 4.4, mais pour les analyses en ondelettes de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL des années 2005 (à gauche) et 2006 (à droite).

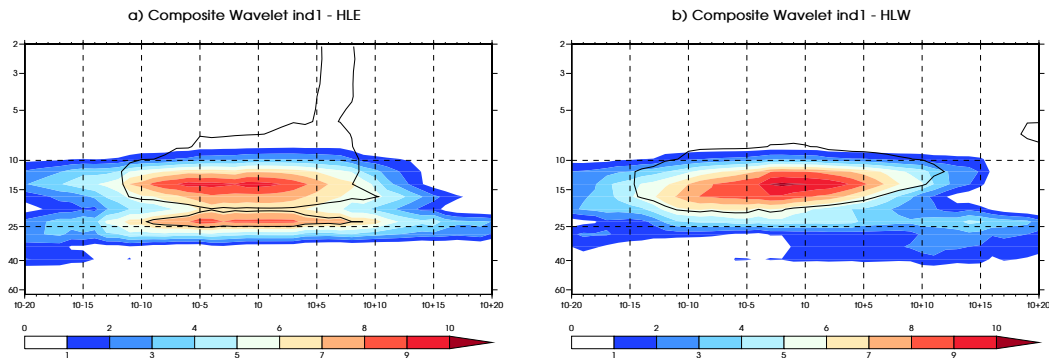


Figure 4.13 – a) Composites des anomalies du spectre en ondelettes par rapport aux événements HLE (en K^2). Les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne du spectre en ondelettes sur l'ensemble des saisons JJAS 1979 à 2007. Le contour en trait plein indique le seuil de significativité à 95% évalué à partir d'une méthode de tirage aléatoire : 1000 séries d'événements ont été tirées au hasard afin de calculer le même composite avec les mêmes données initiales. Le seuil à 95% est alors évalué comme le 95^e quantile de la distribution des composites (section 2.2.5.4). b) *Idem* a), mais pour les événements HLW.

excès d'énergie vers 14 jours, significativement différent du spectre moyen de l'indice ind_{SHL} sur l'ensemble des saisons JJAS 1979–2007. Ce spectre moyen est équivalent au spectre de Fourier de ind_{SHL} . Cette échelle de temps est bien évidemment cohérente avec l'analyse de la figure 4.11. On remarquera cependant l'existence d'une échelle plus lente, à 25 jours, pour les événements HLE, suggérant qu'ils pourraient être pilotés par deux mécanismes différents, et donc avoir une physique non obligatoirement symétrique à celle des événements HLW. La dynamique intrasaisonnière des moyennes latitudes imposerait la variabilité à 15 jours des deux types d'événements, alors que, pendant les événements HLE, l'intensification du *heat low* (section 4.3.2.1), ferait intervenir en plus des processus diabatiques de surface et de couche limite (section 1.2.3.3), d'échelle plus lente. Ces résultats justifient une étude séparée des événements HLE et HLW, et non en différence entre les deux types d'événements, comme utilisée dans l'article CRL10. C'est cette approche que nous emploierons dans la plupart des analyses qui suivent.

4.1.3.6 Le lien avec les cold surges de Vizy et Cook (2009)

Nous mentionnons, dans l'article CRL10, une forte relation entre les événements HLW et les *cold surges* de Vizy et Cook (2009). La figure 4.14.b illustre ces fortes similarités, et est, par exemple, à comparer avec la figure 3.26, issue de l'étude de Vizy et Cook (2009). Pendant les événements HLW, on observe la pénétration d'une anomalie froide sur le continent, entre 10°E et 30°E, qui, bien que perdant peu à peu en intensité, atteint le Sahel Est, i.e. la latitude 17.5°N, environ 3 à 4 jours après le maximum de l'évènement (Fig. 4.14.b). La vitesse de propagation méridienne de l'anomalie est de l'ordre de 4.0 m s⁻¹, ce qui est un peu plus faible que la valeur de 5.5 m s⁻¹ trouvée pour les *cold surges* de Vizy et Cook (2009). Dans notre cas, les anomalies froides de température se propagent à la même vitesse que celle du vent moyen dans la région (~4 m s⁻¹). Bien qu'approximativement symétrique, la propagation de l'anomalie chaude pendant les événements HLE semble un peu plus lente (~3.6 m s⁻¹ – Fig. 4.14.a).

Outre les structures très similaires entre leurs composites et les nôtres, nous présentons également ici une analyse plus détaillée entre les événements choisis par Vizy et Cook (2009) et nos événements HLW. Rappelons que les intrusions d'air froid sélectionnées pour leur analyse composite sont celles qui atteignent le Sahel Est, c'est-à-dire la latitude 17.5°N, avec un déficit de θ_{850} supérieur à 2 K. Ces dernières sont reportées dans la table 4.4, avec les événements HLW auxquels on peut les associer. La dernière colonne de ce tableau indique le temps qui s'écoule entre un événement HLW et le moment où le *cold surge* associé atteint la latitude 17.5°N.

Pour les 15 intrusions d'air froid détectées par Vizy et Cook (2009), on peut associer un événement HLW à 13 d'entre eux. Pour les deux autres, on ne trouve qu'une faible trace en température sur la Méditerranée, au nord de 30°N (voir, pour celui du 22 juin 2004 par exemple, sur la figure 4.15), ce qui suggère qu'ils pourraient avoir une origine un peu différente. Ce n'est, en tout cas, pas étonnant que l'ACPC ne permette pas de détecter de tels événements. En moyenne, il s'écoule environ 4 jours entre un événement HLW et le moment où le *cold surge* associé atteint la latitude 17.5°N, ce qui est cohérent avec le décalage observé entre la

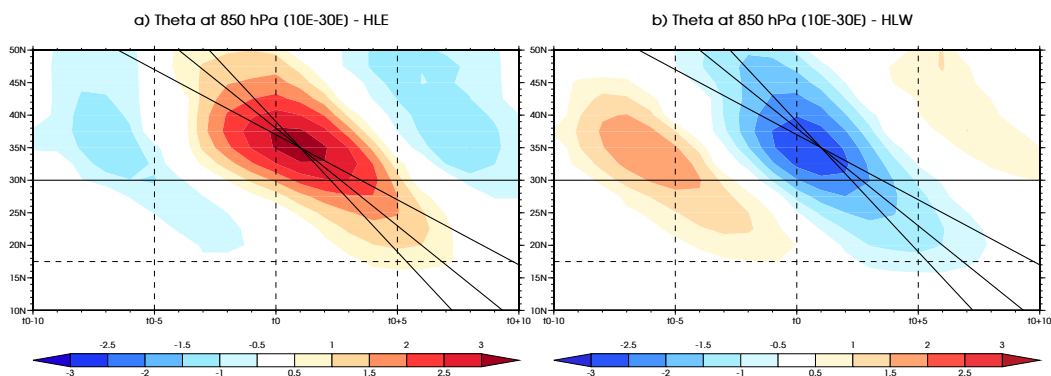


Figure 4.14 – Composites des anomalies de θ_{850} moyennée sur 10°E–30°E pour les événements a) HLE, et b) HLW. Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2). Le trait horizontal plein indique la côte méditerranéenne vers 30°N et celui en trait tireté, la latitude 17.5°N, utilisée par Vizy et Cook (2009), pour définir les *cold surges*. Les droites en trait noir épais indiquent respectivement les vitesses de propagation 2, 3 et 4 m s⁻¹. Seules les valeurs significatives à 95% sont reportées sur les deux figures.

Année	Date à 30°N	Date à 17.5°N	Intensité (K)	Date HLW	Δt (jours)
1998	19 juin	22 juin	-2.36	20 juin	+2
1999	24 juin	26 juin	-2.70	22 juin	+4
1999	25 août	27 août	-2.31	26 août	+1
2000	17 juin	22 juin	-2.19	18 juin	+4
2001	6 juin	9 juin	-3.10	5 juin ^a	+4
2001	16 juin	19 juin	-2.43		
2001	27 août	30 août	-2.40	25 août	+5
2002	17 juin	17 juin	-2.66	13 juin	+4
2004	20 juin	22 juin	-2.16		
2004	15 juillet	20 juillet	-2.17	16 juillet	+4
2004	17 août	22 août	-2.16	16 août ^b	+6
2005	15 juillet	17 juillet	-2.25	15 juillet	+2
2005	5 septembre	9 septembre	-2.01	3 septembre	+6
2006	14 juin	17 juin	-2.48	7 juin	+10
2006	2 septembre	6 septembre	-2.26	1 ^{er} septembre	+5

^aPhase Ouest avec $\text{inds}_{\text{HL}} \sim -0.9$

^bPhase Ouest avec $\text{inds}_{\text{HL}} \sim -0.85$

Table 4.4 – Les *cold surges* de Vizy et Cook (2009) les plus intenses (dates de détection à 30°N et à 17.5°N, et intensité à 17.5°N), et les événements HLW de l'étude de CRL10 associés (Dates et temps écoulé Δt entre l'évènement HLW et la détection du *cold surge* associé à 17.5°N). Seuls les *cold surges* utilisés par Vizy et Cook dans leur analyse composite sont reportés dans cette table. Ce sont ceux qui atteignent la latitude 17.5°N avec un déficit de θ_{850} supérieur à 2.0 K.

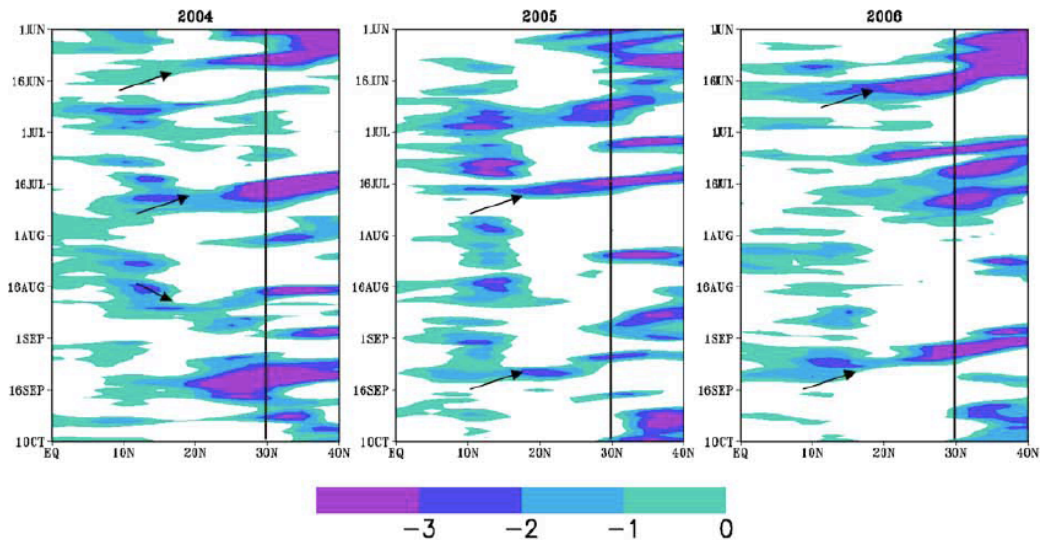


Figure 4.15 – Anomalies froides de θ_{850} moyennée sur la bande 10°E–30°E, pour les années 2004, 2005 et 2006. Les anomalies sont calculées par rapport à la valeur moyenne mensuelle entre 1979 et 2006. Les flèches indiquent les *cold surges* de Vizy et Cook (2009) utilisés pour leur analyse composite (Table 4.4). Il est à noter que la flèche du premier *cold surge* de 2004 devrait pointer sur celui du 22 juin et non du 11 juin. D'après Vizy et Cook (2009).

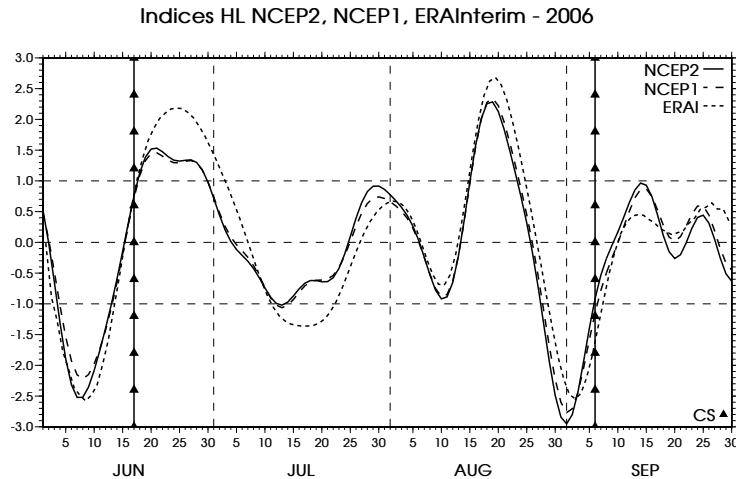


Figure 4.16 – Indices du mode intrasaisonnier du SHL de la saison JJAS 2006, obtenus à partir des réanalyses NCEP2 (1979–2007, trait plein), NCEP1 (1948–2007, trait tireté), et ERAI (1990–2008, trait pointillé). Les lignes horizontales en tireté fin indiquent les niveaux zéro et ± 1.0 écart-type (les indices sont normalisés), et les traits verticaux avec les triangles indiquent les dates des *cold surges* de Vizy et Cook (2009) de l’année 2006 (Table 4.4).

séquence composite de Vizy et Cook (2009) et celle de CRL10. Ce décalage varie généralement entre 1 et 6 jours, sauf pour le cas du 17 juin 2006, où celui-ci vaut 10 jours. Dans ce cas, on note qu’une anomalie froide s’installe sur la Méditerranée pendant quasiment les 15 premiers jours du mois de juin (Fig. 4.15). Le mode intrasaisonnier du SHL capture cette anomalie froide très intense et persistante au début de son installation, alors que l’intrusion d’air froid ne pénètre sur le continent qu’environ une semaine plus tard. On constatera que l’évènement HLW détecté à ce moment atteint une très forte intensité (~ -2.5 écart-type) pour une durée de 9–10 jours (Fig. 4.16).

4.1.3.7 Robustesse de la relation avec la convection au Sahel

La relation du mode intrasaisonnier du SHL avec la convection au Sahel, présentée sur la figure 11 de l’article CRL10 pour l’OLR-NOAA, a été testée de manière détaillée avec différentes variables et jeux de données, afin d’en évaluer la sensibilité et la robustesse, mais aussi la symétrie entre évènements HLW et HLE.

Pour cela, nous avons utilisé les variables suivantes :

- L’OLR de la NOAA, comme dans l’article CRL10.
- Un indice d’occurrence de valeurs d’OLR inférieure à 240 W m^{-2} , caractérisant l’occurrence de convection profonde en un point géographique donné : $\text{OLR}_{240} = 1$ si $\text{OLR} \leq 240 \text{ W m}^{-2}$, 0 sinon.
- Un indice d’occurrence de température de brillance CLAUS (section 2.1.1.3) inférieure à 230 K, caractérisant également l’occurrence de convection profonde : $T_{b230} = 1$ si $T_b \leq 230 \text{ K}$ ⁴, 0 sinon. Cet indice d’occurrence a été calculé pour chaque pas de temps des données (toutes les trois heures), puis moyenné sur les huit échéances de chaque journée. Cette moyenne \overline{T}_{b230} varie alors entre 0 et 1 par pas de 1/8, et donne ainsi une indication à la fois de l’occurrence et de sa durée.

⁴voir Fu *et al.* (1990) pour une discussion sur le choix du seuil.

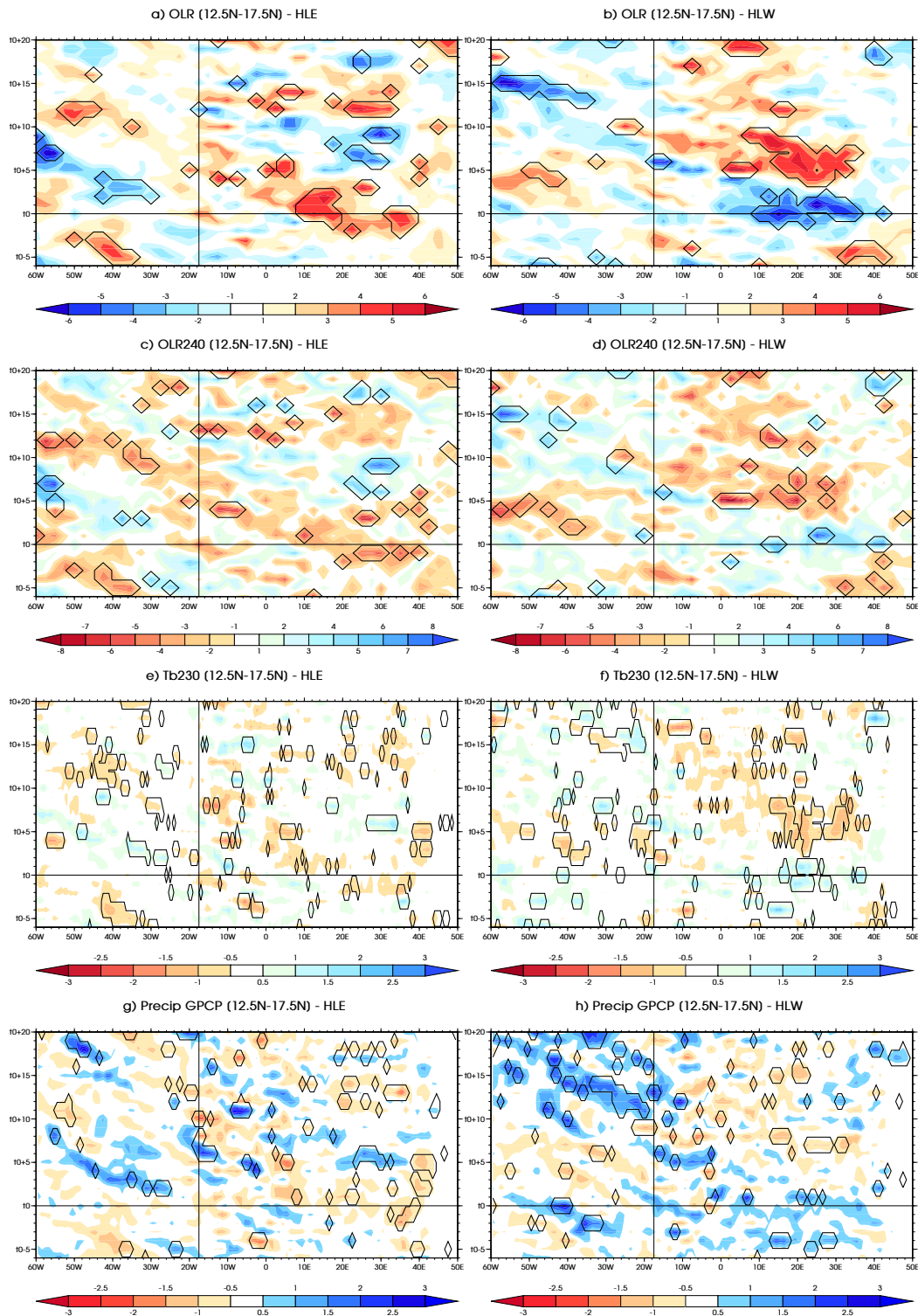


Figure 4.17 – a) Composites des anomalies de l’OLR-NOAA (en $W m^{-2}$) moyenné sur la bande 12.5°N–17.5°N sur les événements HLE. Les décalages temporels vont de t_0-6 à t_0+20 . La ligne verticale à 17.5°O indique la position approximative de la côte africaine dans cette bande de latitude. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnaire et interannuelle – section 2.2.3.2). Le contour en noir indique la significativité à 95% des anomalies composites, calculée à l’aide d’une méthode de tirages aléatoires (section 2.2.5.4). b) *Idem* a), mais pour les événements HLW. c) et d) *Idem* a) et b) mais pour les anomalies de la fréquence d’occurrence (en %) d’OLR $\leq 240 W m^{-2}$ moyennée sur 12.5°N–17.5°N. e) et f) *Idem* a) et b) mais pour les anomalies de la fréquence d’occurrence (en %) de $T_b \leq 230 K$ (données CLAUS) moyennée sur 12.5°N–17.5°N (voir texte pour plus de détails). g) et h) *Idem* a) et b) mais pour les anomalies de précipitations GPCP (en $mm jour^{-1}$) moyennées sur 12.5°N–17.5°N.

- Les précipitations GPCP (section 2.1.1.2).

Les composites des évènements HLE et HLW ont été déterminés à partir des anomalies de chacune de ces variables par rapport à leur variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2). L'utilisation de ce type d'anomalies permet d'éliminer du composite la partie due aux effets d'échantillonnage au cours de la saison et des différentes années (section 2.2.5.3). La significativité de chacun des composites a ensuite été évaluée à l'aide d'une méthode de tirages aléatoires (section 2.2.5.4). Les résultats moyennés dans la bande sahéenne 12.5°N–17.5°N sont présentés sur la figure 4.17. On notera que la sensibilité à la bande choisie est relativement faible (non montré) : par exemple, la bande 5°N–15°N renforce le signal sur l'océan Atlantique, de manière cohérente avec une ZCIT un peu plus sud dans cette région, mais l'affaiblit sur le continent.

Les résultats obtenus sont très cohérents avec la description faite par CRL10 pour la différence des composites entre évènements HLW et évènements HLE. La structure des anomalies de convection associée à chacun des deux types d'évènements n'est cependant pas tout à fait symétrique (Fig. 4.17.a et b). Autour du t_0 des évènements HLE, on observe un affaiblissement significatif de la convection entre 10°E et 30°E (anomalie d'OLR de $\sim 5 \text{ W m}^{-2}$ entre t_0-2 et t_0+4), qui gagne progressivement le centre et l'ouest du Sahel, puis l'Atlantique Est. Dans cette région, la structure de la partie significative des anomalies d'OLR a cependant une cohérence spatiale plutôt faible. De même, quatre jours après un évènement HLE (t_0+4), la convection commence à se renforcer entre 10°E et 30°E, mais encore avec une faible cohérence spatiale et temporelle. Les évènements HLW correspondent approximativement à des anomalies d'OLR opposées, avec la même structure spatiale et temporelle. On note cependant que le basculement du régime convection renforcée à celui de *break* de convection sur le Sahel Est est bien plus marqué pour les évènements HLW que le basculement inverse des évènements HLE. Les anomalies positives et significatives de l'OLR présentent effectivement une forte cohérence spatiale (10°E–35°E) et temporelle (t_0+4 à t_0+8), traduisant la robustesse, à la fois, de l'établissement du *break* de convection et du basculement entre renforcement et affaiblissement de la convection.

Les autres variables compositées sur les évènements HLE et HLW donnent des résultats similaires et cohérents (Figs. 4.17.c-h). Les composites des variables à haute résolution (GPCP et CLAUS) ont cependant des structures plus bruitées, d'autant plus pour les précipitations GPCP que la période qu'elles couvrent est courte (1997–2006, soit environ une quarantaine d'évènements de chaque signe). Par ailleurs, la cohérence spatiale et temporelle des tests de significativité est relativement faible, sauf pour l'affaiblissement de la convection quatre jours après les évènements HLW. La relation entre le mode intrasaisonnier du SHL et la convection sur le Sahel est vraisemblablement robuste, mais présente une forte variabilité spatiale et temporelle, notamment à cause de l'existence d'autres modes de variabilité sur l'Afrique de l'Ouest. En étudiant de manière plus détaillée la relation entre le mode Sahélien (section 3.4.3.2) et le mode intrasaisonnier du SHL dans le chapitre 5, nous argumenterons effectivement dans le sens d'un système complexe, où plusieurs modes de variabilité peuvent entrer en résonance ou, au contraire, en interférences destructives, en termes d'impact sur la convection.

Les anomalies de précipitations et d'activité convective, sont également importantes : celles d'OLR₂₄₀ (de -6 à +6%) sont à comparer à une fréquence moyenne d'occurrence de 25 à 30% sur le Sahel Est, de 30 à 35% sur le Sahel Ouest, et de

15% sur l'est de l'océan Atlantique (non montré) ; celles de \bar{T}_{b230} (de -1.5 à +1.5%) sont à comparer à une fréquence moyenne d'occurrence de 2 à 6% sur le continent, et d'environ 2% sur l'est de l'océan Atlantique (non montré) ; enfin, celles de précipitations (de -2 à +2 mm jour⁻¹) sont à comparer à une moyenne de 2 mm jour⁻¹ sur le Sahel Est, de 4 mm jour⁻¹ sur le Sahel Ouest, et de 2 mm jour⁻¹ aussi sur l'est de l'Atlantique (non montré).

Enfin on remarquera que les affaiblissements de la convection sur le continent tendent généralement à être plus « facilement » significatifs que ses renforcements. On peut l'expliquer de manière simpliste, en signalant que l'occurrence de convection profonde correspond à une combinaison favorable de tout un ensemble de facteurs (CAPE, CIN, cisaillement, air sec... – section 1.2.3.1), tandis que son affaiblissement correspond à des conditions défavorables pour au moins l'un de ces facteurs.

4.2 LES MOYENNES LATITUDES : SOURCE DE PRÉDICTIBILITÉ DE LA VARIABILITÉ INTRASONNIÈRE DU SHL

La section 7.b de CRL10 apporte quelques précisions sur l'origine et la dynamique du train d'ondes extratropical observé durant les événements HLE et HLW. Nous apportons dans cette section quelques précisions sur quelques-unes de ses propriétés (section 4.2.1), puis montrons qu'il existe un lien assez fort entre la variabilité intrasonnière du SHL et les régimes de temps de l'Atlantique Nord et de l'Europe (section 4.2.2). Enfin, un scénario simple de prévision est élaboré, afin de quantifier la prédictibilité du mode intrasonnier du SHL (section 4.2.3).

4.2.1 *Quelques propriétés du train d'onde associé à la variabilité intrasonnière du SHL*

Comme mentionné dans CRL10, un certain nombre d'études ont montré l'existence d'une variabilité intrasonnière dans les moyennes latitudes, à l'échelle de 10–30 jours, en particulier en hiver boréal (e.g., Ghil et Mo, 1991 ; Blackmon *et al.*, 1984a, b). Cette variabilité prend la forme d'ondes avec des nombres d'onde de l'ordre de 5 à 7, piégées dans le JOST (Blackmon *et al.*, 1984a, b ; Hsu et Lin, 1992 ; Kiladis et Weickmann, 1992). En utilisant des analyses de type *ray-path*, il a été montré que ces perturbations intrasonnières étaient des ondes de Rossby quasi-stationnaires, piégées dans le guide d'onde formé par les jets d'ouest de l'hémisphère nord, pendant l'hiver boréal (Hoskins et Ambrizzi, 1993 ; Yang et Hoskins, 1996 ; Terao, 1998) et pendant l'hiver austral (Ambrizzi *et al.*, 1995).

Dans un cadre barotrope, la relation de dispersion des ondes de Rossby planétaires de la forme $\exp[i(kx + ly - \omega t)]$ dans un flux d'ouest \bar{U} s'écrit (Hoskins et Ambrizzi, 1993) :

$$\omega = \bar{U}k - \frac{\beta_* k}{K^2}$$

où

$$\beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}$$

est le gradient méridien du tourbillon absolu, et $K = (k^2 + l^2)^{1/2}$ le nombre d'onde total. Les ondes de Rossby stationnaires dont la pulsation ω est nulle, ainsi que la vitesse de phase zonale $c = \omega/k$, ont alors pour nombre d'onde :

$$K_s = \left(\frac{\beta_*}{\bar{U}} \right)^{1/2} = \left(\frac{\beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}}{\bar{U}} \right)^{1/2}$$

La vitesse de groupe \mathbf{c}_g de ces ondes s'écrit :

$$\mathbf{c}_g = 2\bar{U} \cos \alpha \hat{\mathbf{K}} \quad (4.1)$$

où $\hat{\mathbf{K}}$ est le vecteur unitaire pointant vers l'est et orthogonal aux thalwegs de l'onde, et α l'angle que fait ce vecteur avec l'est. En particulier, les ondes de Rossby stationnaires se propageant zonalement le font à deux fois la vitesse du vent zonal moyen.

Hoskins et Ambrizzi (1993) montrent alors que le paramètre K_s peut être utilisé pour déterminer la trajectoire des ondes de Rossby stationnaires : les trajectoires tendent à être réfractées vers les latitudes de plus grand K_s , et les régions de maximum local de K_s à agir comme des guides d'ondes.

La figure 4.18.c montre la valeur climatologique du paramètre K_s , indiquant que les jets polaire et subtropical de l'été boréal (Fig. 4.18.a) peuvent être effectivement considérés comme des guides d'ondes pour les ondes de Rossby stationnaires, et, par extension, quasi-stationnaires, en accord avec l'étude d'Ambrizzi *et al.* (1995). Ces guides peuvent supporter des ondes dont le nombre d'onde est de l'ordre de 5 à 7, avec une coupure notable du guide entre la sortie du jet polaire et l'entrée du JOST. La figure 4.18.b montre, par ailleurs, que la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes, vue comme la variance du vent méridien à 200 hPa, filtré dans la bande 10–60 jours, tend à se localiser dans ces régions où le K_s est maximum (Fig. 4.18.c), le long du jet polaire et jusqu'à sa sortie au-dessus des îles Britanniques. Terao (1998, 1999) montre qu'une partie de cette variabilité a effectivement la structure d'ondes de Rossby quasi-stationnaires, avec des pics de variance à 30, 45 et 14 jours.

Comme noté dans CRL10, les trains d'ondes détectés pendant les événements HLE et HLW ont une structure proche des ondes de Rossby quasi-stationnaires (Fig 4.19). Les zones d'anomalies de vent méridien maximales se propagent très lentement. Leur vitesse de phase est de l'ordre de 3 m s^{-1} , tandis que leur vitesse de groupe atteint $40\text{--}50 \text{ m s}^{-1}$. Cette valeur est cohérente avec la formule 4.1 pour un vent moyen $\bar{U} = 20\text{--}25 \text{ m s}^{-1}$. Le nombre d'onde de la perturbation peut être évalué à 6–7 ($50\text{--}60^\circ$ de longitude).

Enfin, la figure 4.20 illustre, pour les événements HLE, la propagation de l'onde le long des régions de $K_s \geq 5\text{--}6$, qui évoluent tout au long du composite. Ces résultats justifient donc que les ondes intrasaisonnières extratropicales détectées au cours des événements HLE et HLW sont, en fait, des ondes de Rossby quasi-stationnaires, guidées le long des jets polaire et subtropical. Comme l'indiquait également la figure 4.19, cette onde continue assez loin vers l'est, le long du JOST, jusqu'à près de 90°E (Fig. 4.19.a), suggérant une possible interaction entre cette onde et la mousson asiatique, comme mentionné dans Ding et Wang (2007).

Comme discutée dans la section 7.b de CRL10, l'origine de ce type de variabilité extratropicale fait encore débat. Un certain nombre d'études suggèrent qu'elles seraient la trace de modes normaux liés à l'anisotropie des jets (Simmons *et al.*, 1983),

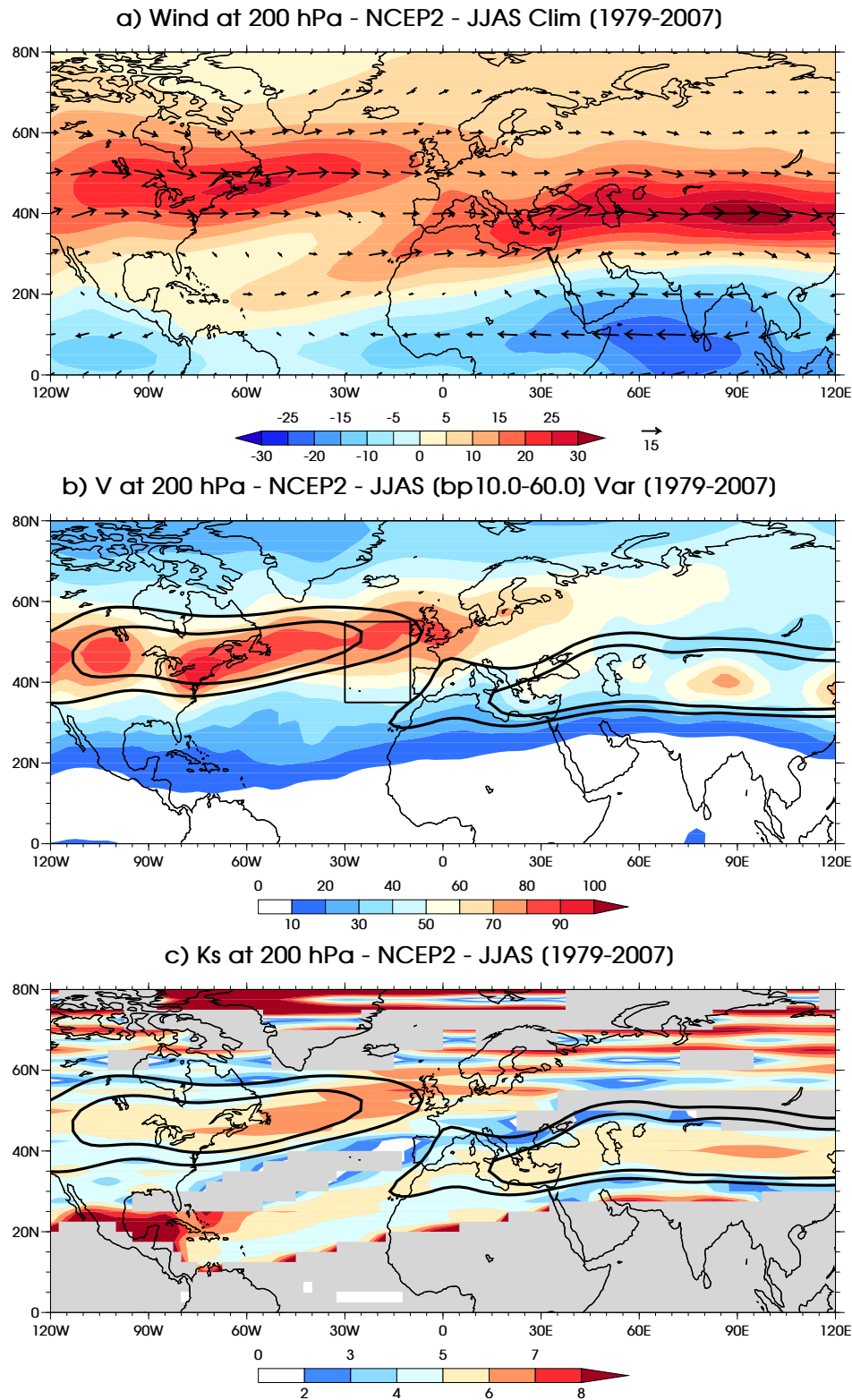


Figure 4.18 – a) Climatologie du vent zonal (en couleur, m s^{-1}) et du vent horizontal (en vecteur, en m s^{-1}) à 200 hPa, pour la saison JJAS, calculée sur la période 1979–2007 (réanalyse NCEP2). b) Variance du vent méridien à 200 hPa (en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), filtré dans la bande 10-60 jours à l'aide d'un filtre digital (section 2.2.3.1). Les contours noirs indiquent les valeurs 15 et 20 m s^{-1} du vent zonal à 200 hPa. La boîte en trait fin indique le domaine utilisé en section 4.2.3. c) Nombre d'onde quasi-stationnaire à 200 hPa, calculé à partir de la climatologie du vent zonal de a). Les zones grisées indiquent une valeur avec une partie imaginaire non nulle. Les contours noirs indiquent les valeurs 15 et 20 m s^{-1} du vent zonal à 200 hPa.

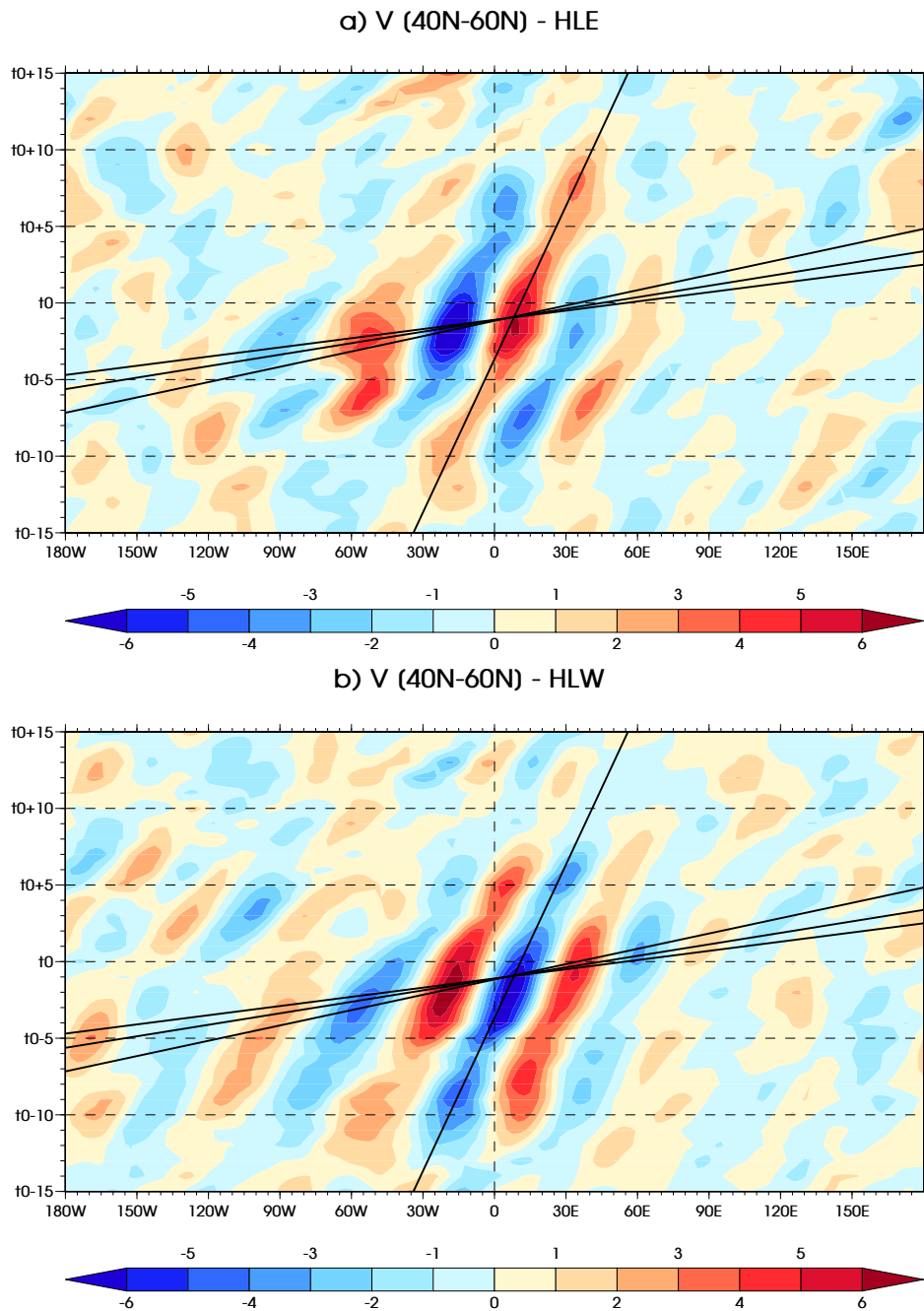


Figure 4.19 – a) Composite des anomalies du vent méridien à 200 hPa, moyenné entre 40°N et 60°N, pour les évènements HLE. Les anomalies sont calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). Les droites en trait noir épais indiquent respectivement les vitesses de propagation 3, 30, 40 et 50 m s⁻¹. b) *Idem* a), mais pour les évènements HLW.

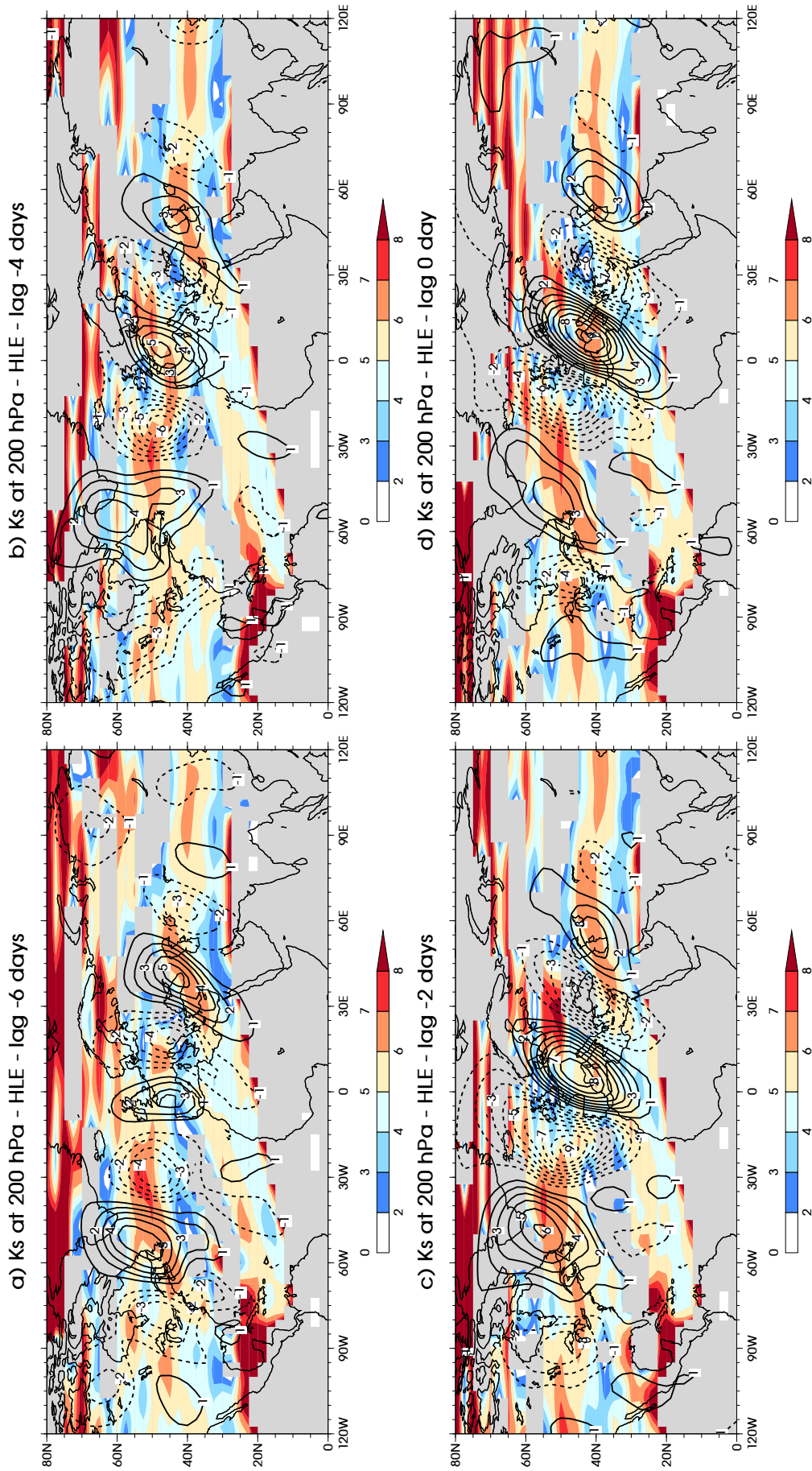


Figure 4.20 – a) Nombre d'onde quasi-stationnaire K_s (en couleur), calculé à partir du composite du vent zonal à 200 hPa, et composites des anomalies de vent méridien (en contour, en $m s^{-1}$), pour les événements HLE à t_0-6 . Un contour tous les $1 m s^{-1}$ est indiqué, les valeurs négatives étant en trait tiré. Les anomalies du vent méridien sont calculées par rapport à sa variabilité lente (saisonnaire et interannuelle – section 2.2.3.2). Les zones grises indiquent les régions pour lesquelles K_s est un nombre complexe à partie imaginaire non nulle. b) *Idem* a), mais à t_0-4 . c) *Idem* a), mais à t_0-2 . d) *Idem* a), mais à t_0 .

d'autres montrent que ce type d'échelles intrasaisonniers, stables, ne peuvent être sélectionnées par des perturbations aléatoires de l'atmosphère (Borges et Sardeshmukh, 1995 ; Newman *et al.*, 1997). Ce serait alors le forçage qui serait à l'origine de la sélection de ces modes de variabilité. Ce forçage pourrait, bien sûr, être relié à la convection tropicale (Jin et Hoskins, 1995 ; Fukutomi et Yasunari, 2002), mais aussi à l'orographie (et pourquoi pas aux Rocheuses ?). Le composite du vent méridien à 200 hPa (Fig. 4.19), mais aussi ceux du géopotential et de la fonction de courant à 200 hPa (non montrés), ne permettent pas de remonter à l'origine du train d'onde au-delà de la longitude 120°O⁵. Par ailleurs, dans la quinzaine de jours précédents les événements HLE et HLW, aucun signal convectif significatif n'est observé en amont du train d'ondes, notamment sur l'Asie et le Pacifique (non montré), ce qui suggérerait que les ondes de Rossby associées au mode intrasaisonnier du SHL ne sont pas liées à un forçage convectif tropical, en tout cas géographiquement stable.

Des études plus approfondies sur l'origine de ce type d'oscillations intrasaisonniers de l'atmosphère extratropicale, notamment pendant l'été boréal, sont donc nécessaires afin d'en comprendre l'origine. À cette fin, il pourrait être utile de détecter de tels événements intrasaisonniers grâce à un filtrage dans le domaine fréquence-nombre d'onde, comme Wheeler et Kiladis (1999) ont pu le faire pour la convection et les ondes équatoriales sous les tropiques.

4.2.2 *Lien avec les régimes de temps de l'Atlantique Nord et de l'Europe*

La variabilité intrasaisonnaire des moyennes latitudes est souvent envisagée sous l'angle de transitions entre quatre régimes de temps (Cassou *et al.*, 2005). Ces régimes peuvent être considérés comme des états préférentiels de la circulation atmosphérique extratropicale, et ont la propriété d'être persistants, quasi-stationnaires et récurrents (Michelangeli *et al.*, 1995). Les quatre régimes sont représentés sur la figure 4.21, en termes de géopotential à 500 hPa : il s'agit des régimes de blocage (*Blocking*), *Atlantic Low*, NAO-⁶ et *Atlantic Ridge*.

Le composite du géopotential à 500 hPa (non montré, mais très similaire à celui à 200 hPa – Fig. 7 de CRL10) présente des structures très comparables à deux de ces régimes de temps : l'*Atlantic Low*, et le régime quasi-opposé, NAO-. Nous évaluons donc, dans cette section, dans quelle mesure le mode intrasaisonnier du SHL peut être relié à ces régimes de temps, ce qui donnerait une indication de sa prédictibilité.

Pour cela, C. Cassou nous a fourni les dates d'occurrences pendant les saisons d'été JJAS 1958 à 2007, de chacun des quatre régimes habituellement utilisés (Fig. 4.21). Comme dans Cassou *et al.* (2005), ces régimes ont été calculés à partir du géopotential à 500 hPa, et seules les séquences durant plus de cinq jours ont été conservées⁷. Les régimes utilisés ici englobent donc une notion de persistance. Bien que la saison ait été étendue par rapport à celle utilisée sur la figure 4.21, les régimes ont des structures quasi identiques. Leur fréquence d'occurrence moyenne

⁵un léger signal est discernable jusqu'à la ligne de changement de date, à t₀-10 (Fig. 4.19), mais il n'est pas significatif (non montré).

⁶*North Atlantic Oscillation* (Hurrell *et al.*, 2003).

⁷Quelques tests de sensibilité à cette contrainte de durée (pas de contrainte et durée de plus de trois jours) ont été réalisés. Nos résultats s'y sont révélés peu sensibles.

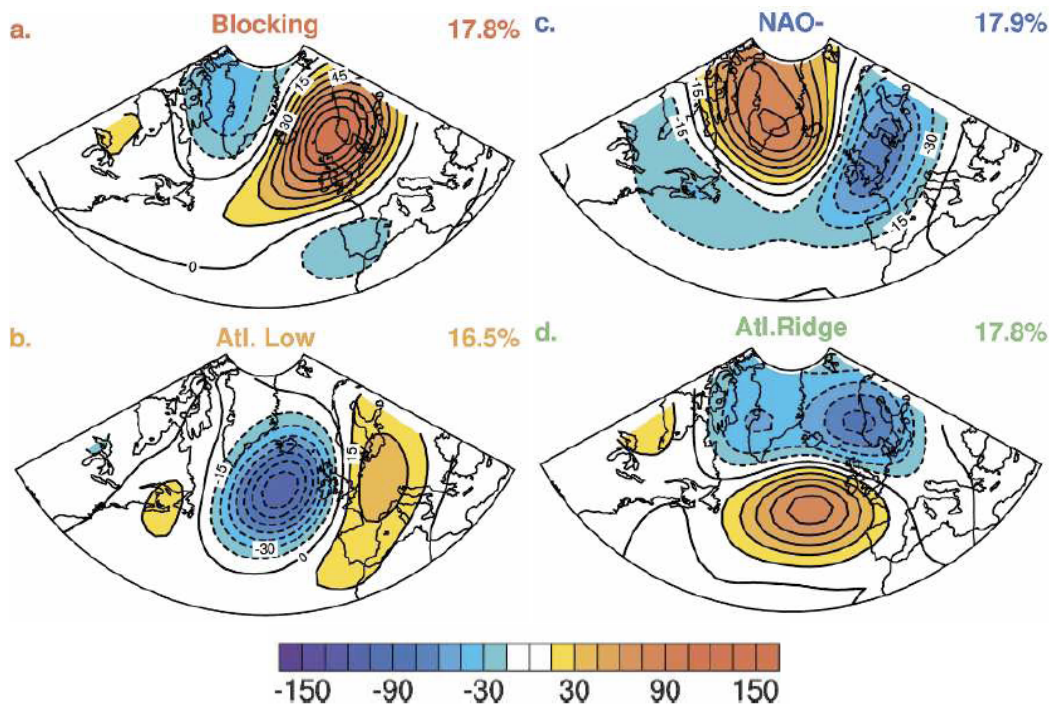


Figure 4.21 – Régimes de temps calculés sur un domaine comprenant l’Atlantique Nord et l’Europe, sur les étés JJA de 1950 à 2003, avec le géopotential à 500 hPa de la réanalyse NCEP1. Afin d’éliminer certains épisodes transitoires et ambigus, seuls les séquences durant 5 jours ou plus ont été conservées dans chacun des régimes. En conséquence, la somme des fréquences d’occurrences des quatre régimes n’est pas égale à 100%, mais seulement à 70% environ. Chacun des régimes est représenté ici comme le composite du géopotential à 500 hPa (en m). a) Régime de blocage (*Blocking*), b) Régime *Atlantic Low*. c) Régime NAO-. d) *Atlantic Ridge*. D’après Cassou *et al.* (2005).

sur la période 1958–2007 du même ordre, sauf pour les régimes NAO- ($\sim 12\%$) et *Atlantic Ridge* ($\sim 14\%$), pour lesquels elles sont un peu plus faibles.

Les événements HLE ont une très faible probabilité d’occurrence à la suite d’un régime *Atlantic Low* (Courbe noire de la figure 4.22.a). Moins de 3% des événements HLE ont eu lieu le lendemain d’une journée classée dans ce régime. Au contraire, la fréquence d’occurrence de ces événements est accrue les jours suivant un régime NAO- ou *blocking* : environ 25% des événements HLE ont lieu 3 jours après une occurrence du régime NAO- et 27% 4 à 6 jours après celle du régime de blocage. En revanche, ils semblent relativement neutres au régime *Atlantic Ridge* dans les jours précédents, mais sont assez souvent suivis par ce régime : $\sim 25\%$ des événements HLE sont suivis 4 jours après par l’occurrence de ce régime, la fréquence d’occurrence moyenne du régime *Atlantic Ridge* doublant presque, passant de 13.3% à 24–25%. Finalement, on observe donc très peu d’événements HLE à la suite d’une occurrence du régime *Atlantic Low*. Ils sont cependant favorisés à la suite de l’occurrence des régimes NAO- et *Blocking*. Ils sont assez souvent suivis du régime *Atlantic Ridge*, si bien que les événements HLE pourraient mettre en jeu, dans ce cas, des transitions NAO- \rightarrow *Atlantic Ridge* ou *Blocking* \rightarrow *Atlantic Ridge*.

Les relations entre régimes et événements HLW semblent moins nettes (Fig. 4.22.b). Comme la transition HLE \rightarrow HLW en 6–8 jours est très probable (section 4.1.3.4), on retrouve une répartition des régimes similaires au t_0 des événements

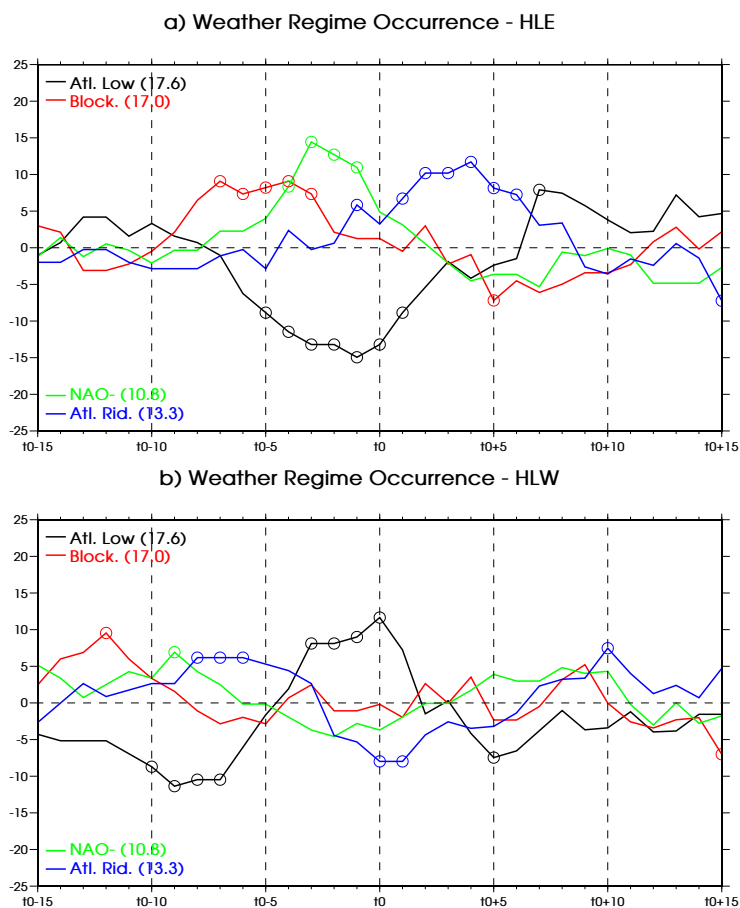


Figure 4.22 – a) Composites, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de fréquence d'occurrence (en %) de chacun des régimes de temps (Fig. 4.21) sur les événements HLE (t_0). Pour chaque régime, les anomalies de fréquence d'occurrence ont été calculées par rapport à sa fréquence d'occurrence moyenne sur les saisons JJAS de 1979 à 2007. Ces fréquences moyennes sont indiquées entre parenthèses pour chaque régime. Les cercles indiquent les anomalies significativement différentes de zéro au niveau 95%. Le test de significativité a été réalisé à l'aide de tirages aléatoires (section 2.2.5.4). b) *Idem* a), mais pour les événements HLW.

HLE pour le t_0-7 des événements HLW. Il apparaît, néanmoins, que les événements HLW sont préférentiellement précédés de 1 à 3 jours par l'occurrence du régime *Atlantic Low* : la fréquence d'occurrence moyenne de ce régime est augmentée d'environ 10% juste avant un événement HLW, indiquant qu'environ 27–28% de ces événements sont précédés de l'occurrence du régime *Atlantic Low* (une relation aléatoire ne donnerait que 17.6%). On note également que peu d'événements HLW correspondent à la structure du régime *Atlantic Ridge*, moins de 5.5% d'entre eux. En revanche, aucune relation entre événements HLW et les deux autres régimes ne semble émerger de cette analyse. Les événements HLW sont donc favorisés par l'occurrence du régime *Atlantic Low*, et défavorisés par celle du régime *Atlantic Ridge*.

Cette analyse composite (préliminaire) entre les régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe et le mode intrasaisonnier du SHL met donc en évidence des relations fortes et significatives, notamment dans le sens chronologique régime \rightarrow HLW/HLE. Ce type d'enchaînement laisse sous-entendre un impact potentiel de ces régimes de temps sur la dynamique et la variabilité de la dépression thermique

saharienne. Pour aller un peu plus loin, il serait nécessaire d'étudier la bijectivité des relations mentionnées ci-dessus, pour tenter de répondre à des questions du type : quelle est la proportion des séquences *Atlantic Low* qui sont effectivement suivies par un événement HLW ?, quelle est la proportion des séquences NAO- qui sont suivies d'un événement HLE ?... Par ailleurs, les figures 4.22.a et b suggèrent que les événements HLE/HLW, et donc l'onde de Rossby quasi-stationnaire associée, sont aussi reliés aux transitions entre régimes. La propriété de stationnarité des régimes deviendrait un peu limitative, et une approche plus dynamique de la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes en été devrait alors être envisagée.

À la vue de la relation entre le mode intrasaisonnier du SHL et de la convection sur le Sahel (figure 11.a de CRL10), et des résultats du chapitre 5, les relations décrites dans cette section peuvent laisser espérer une source de prédictibilité des échelles intrasaisonnères de l'Afrique de l'Ouest.

4.2.3 *Prévisibilité du mode principal de variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique*

CRL10 ont montré que le mode intrasaisonnier du SHL était probablement piloté par les moyennes latitudes. De même, la section précédente a souligné une relation forte entre ce mode et les régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe. On peut alors se demander dans quelle mesure ces relations peuvent être une source de prédictibilité de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne. C'est ce que nous évaluons dans cette section, à l'aide d'un scénario de prévision très simple.

Pour cela, nous avons défini un indice ind_{ML} , caractérisant la circulation des moyennes latitudes, et qui sera alors considéré comme prédicteur. Le prédictant est, ici, l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL. Étant donné les modifications importantes de la circulation à 200 hPa (figure 9 de CRL10), et notamment de la localisation de la sortie du jet polaire, de l'entrée du JOST, et de l'incurvation vers le sud du vent, nous avons choisi de définir l'indice ind_{ML} comme la moyenne du vent méridien de la réanalyse NCEP2 sur le domaine $35^{\circ}N-55^{\circ}N$, $30^{\circ}O-10^{\circ}O$ (Fig. 4.18.b), filtrée dans la bande 10–90 jours à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1), afin d'éliminer la variabilité synoptique et saisonnière du vent. L'indice ind_{ML} est, par ailleurs, supposé normalisé par son écart-type. Deux jours avant un événement HLW, l'indice ind_{ML} est positif, le vent dans le domaine pointe vers le nord, et le jet polaire s'incurve vers le sud plus à l'est, environ entre $0^{\circ}E$ et $20^{\circ}E$ (figure 9.a de CRL10). Cette configuration du jet polaire force alors une ventilation du SHL plus intense sur la Libye et l'Égypte, et réduit au contraire celle sur le Maroc. En revanche, deux jours avant un événement HLE, l'indice ind_{ML} est négatif et le jet polaire s'incurve vers le sud entre $20^{\circ}O$ et $10^{\circ}O$ (figure 9.b de CRL10), induisant un renforcement de la ventilation du SHL sur le Maroc.

L'indice ind_{ML} est un relativement bon prédicteur de l'indice ind_{SHL} du SHL. Il est corrélé à environ 0.6 lorsqu'il le précède de 2 jours (non montré). Il existe également une relation assez forte entre les événements HLE/HLW et les événements que l'on pourrait définir grâce à l'indice ind_{ML} (non montré).

On peut alors évaluer de manière un peu plus quantitative la prévisibilité des événements HLE/HLW grâce au scénario de prévision suivant. On considère d'abord le premier jour où l'indice ind_{ML} dépasse le seuil 1.0 (un écart-type). Pour

Table 4.5 – Performance du scénario simple de prévision des évènements HLW à partir de l'indice ind_{ML} , pour différents choix de seuil utilisé (0.5 à 2.0). Un évènement HLW ayant lieu 1 à 7 jours après la date de prévision (l'indice ind_{ML} dépasse le seuil) est considéré comme une prévision réussie (*hit*). Un évènement HLW qui n'a pas été prévu est un évènement raté (*miss*). Un évènement HLW qui a été prévu mais qui n'a pas eu lieu est une fausse alarme (*false alarm*). Voir dans le texte pour la définition des trois scores de prévision indiqués. La seconde partie de la table indique le nombre d'évènements HLW qui ont lieu 1 à 7 jours après que l'indice ind_{ML} passe sous un seuil négatif (-0.5 à -2.0).

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
0.5	76	32	85	70%	53%	39%	4-5 jours
1.0	60	48	43	56%	42%	40%	4-5 jours
1.5	33	75	19	31%	37%	26%	3-4 jours
2.0	18	90	5	17%	22%	16%	3-4 jours
-0.5	6						
-1.0	5						
-1.5	2						
-2.0	0						

Table 4.6 – *Idem* Table 4.5, mais pour la prévision des évènements HLE.

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
-0.5	66	40	97	62%	60%	33%	4-5 jours
-1.0	54	52	57	51%	51%	33%	4-5 jours
-1.5	36	70	27	34%	43%	27%	3-4 jours
-2.0	14	92	4	13%	22%	13%	3-4 jours
0.5	8						
1.0	7						
1.5	0						
2.0	0						

les saisons JJAS de 1979 à 2007, on dénombre 103 occasions qui satisfont ce critère, sans qu'elles soient trop proches des bords de la saison. On évalue alors le nombre d'évènements HLW qui se développent entre 1 et 7 jours après cet instant. Parmi les 103 occasions de départ, on en compte 60, avec une échéance de prévision moyenne de 4–5 jours (Table 4.5). Pour ce scénario de prévision, on peut quantifier ses forces et ses faiblesses grâce aux différents scores suivants, reportés dans la table 4.5 :

- la probabilité de détection (POD⁸), ou le *hit rate*, qui est le rapport entre le nombre H (*Hit*) de bonnes prévisions et le nombre total $H + M$ d'évènements observés (correctement prévus ou ratés – *misses*) :

$$\text{POD} = \frac{H}{H + M}$$

- le taux de fausses alarmes, ou le *False Alarm Ratio* (FAR), qui est le rapport entre le nombre F (*False alarm*) de prévisions ratées et le nombre total $H + F$ de prévisions réalisées (bonnes et mauvaises) :

$$\text{FAR} = \frac{F}{H + F}$$

- le *threat score*, ou *critical success index* (CSI), qui, par rapport au POD, prend, en plus, en compte le nombre d'évènements prévus mais non observés :

$$\text{CSI} = \frac{H}{H + M + F}$$

- La littérature indique un certain nombre d'autres scores, qui, pour la plupart, prennent en compte le nombre de prévisions de non-évènement qui ont été avérées. Ce nombre ne nous a pas paru simple à définir pour ce scénario simple de prévision, et c'est pour cette raison que nous ne mentionnerons que les trois scores précédents.

Le *hit rate* est d'environ 56%, ce qui est relativement élevé, mais le taux de fausses alarmes est lui aussi important (42%). On peut cependant noter que la plus grande partie de ces fausses alarmes correspondent, en fait, à un indice ind_{SHL} en moyenne négatif sur la fenêtre de prévision, mais pas suffisamment négatif pour atteindre le seuil associé à un évènement HLW (non montré).

Le même scénario de prévision peut être appliqué aux évènements HLE (Table 4.6). Il donne des résultats très similaires.

La sensibilité au seuil appliqué à l'indice ind_{ML} , choisi pour effectuer la prévision, a été évaluée (Tables 4.5 et 4.6). Une diminution du seuil accroît le *hit rate*, aux dépens, toutefois, du taux de fausses alarmes. À l'opposé, une augmentation du seuil diminue le nombre de fausses alarmes, mais diminue également le *hit rate* et le *threat score*. Le choix du seuil reposerait alors sur un choix économique, dépendant du coût d'un évènement raté par la prévision et de celui d'une fausse alarme.

On notera aussi qu'un indice ind_{ML} très négatif a très peu de probabilité de donner lieu à un évènement HLW dans les 1 à 7 jours qui suivent (deuxième partie de la table 4.5), tandis qu'un indice ind_{ML} très positif est très rarement suivi par un évènement HLE (deuxième partie de la table 4.6).

⁸*Probability Of Detection.*

En conclusion, et bien que le scénario de prévision proposé soit très simple et basé sur un seul facteur, on peut en déduire que les événements HLE et HLW ont une relativement bonne prévisibilité, de l'ordre de 4 à 5 jours. Par ailleurs, le succès de ce scénario renforce l'idée selon laquelle l'origine de la variabilité intrasaisonnaire du *heat low* est pilotée par celle des moyennes latitudes. L'étape suivante, qui sera abordée dans le chapitre suivant, serait alors d'évaluer la prévisibilité des *wet* et *dry spells* de la MAO à partir de différents indices, et notamment l'indice ind_{SHL} caractérisant le mode intrasaisonnier du SHL.

4.3 PHYSIQUE DU MODE INTRASAISSONNIER DU HEAT LOW

Cette section a pour objectif de documenter, un peu plus en détail que dans l'article CRL10, les différents mécanismes à l'origine des anomalies de température et d'humidité observées pendant les différentes phases du mode intrasaisonnier du SHL (comme celles de la figure 10 de CRL10). En particulier, nous quantifions, ici, les contributions des différents termes des bilans de température et d'humidité (advections et diabatisme – section 2.1.2.4), au-dessus de la Méditerranée et de l'Afrique du Nord. La relation avec la convection sur le Sahel sera examinée dans le chapitre 5, sous l'éclairage des résultats de l'article Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010).

4.3.1 Méditerranée Est

4.3.1.1 Évolution et structure globale

CRL10 ont montré que le mode intrasaisonnier du SHL était associé à des modifications profondes de l'atmosphère, notamment au-dessus de la Méditerranée Est. Nous nous focalisons sur le point de coordonnées 35°N – 20°E , situé à peu près au milieu de la Méditerranée Est, afin de comprendre un peu plus les origines des anomalies de température et d'humidité dans cette région. Le point 35°N – 20°E est représentatif de cette région, et les résultats qui suivent sont peu sensibles au point choisi, du moment qu'il reste au-dessus de la mer.

La figure 4.23 montre l'évolution du profil vertical des différentes variables atmosphériques au-dessus du point 35°N – 20°E , au cours des événements HLW. La structure des composites pour les événements HLE est très symétrique. On observe que :

- une anomalie froide de température potentielle s'établit de t_0-3 à t_0+5 sur toute la profondeur de la colonne atmosphérique, avec un maximum d'environ -3.0 K à 850 hPa (Fig. 4.23.a). On trouve également un maximum secondaire vers 400–300 hPa, d'environ -1.0 K. Ces anomalies froides sont précédées et suivies par des anomalies chaudes significatives, d'amplitude un peu plus faible. Notons que la structure verticale à t_0 est tout à fait cohérente avec la différence entre les composites des événements HLW et des événements HLE de la figure 10.a de CRL10.
- l'évolution de la structure du champ d'humidité spécifique est relativement complexe (Fig. 4.23.c). Pendant les événements HLW, on note, en altitude, vers 600–700 hPa, l'alternance d'anomalies humides et sèches, maximales à

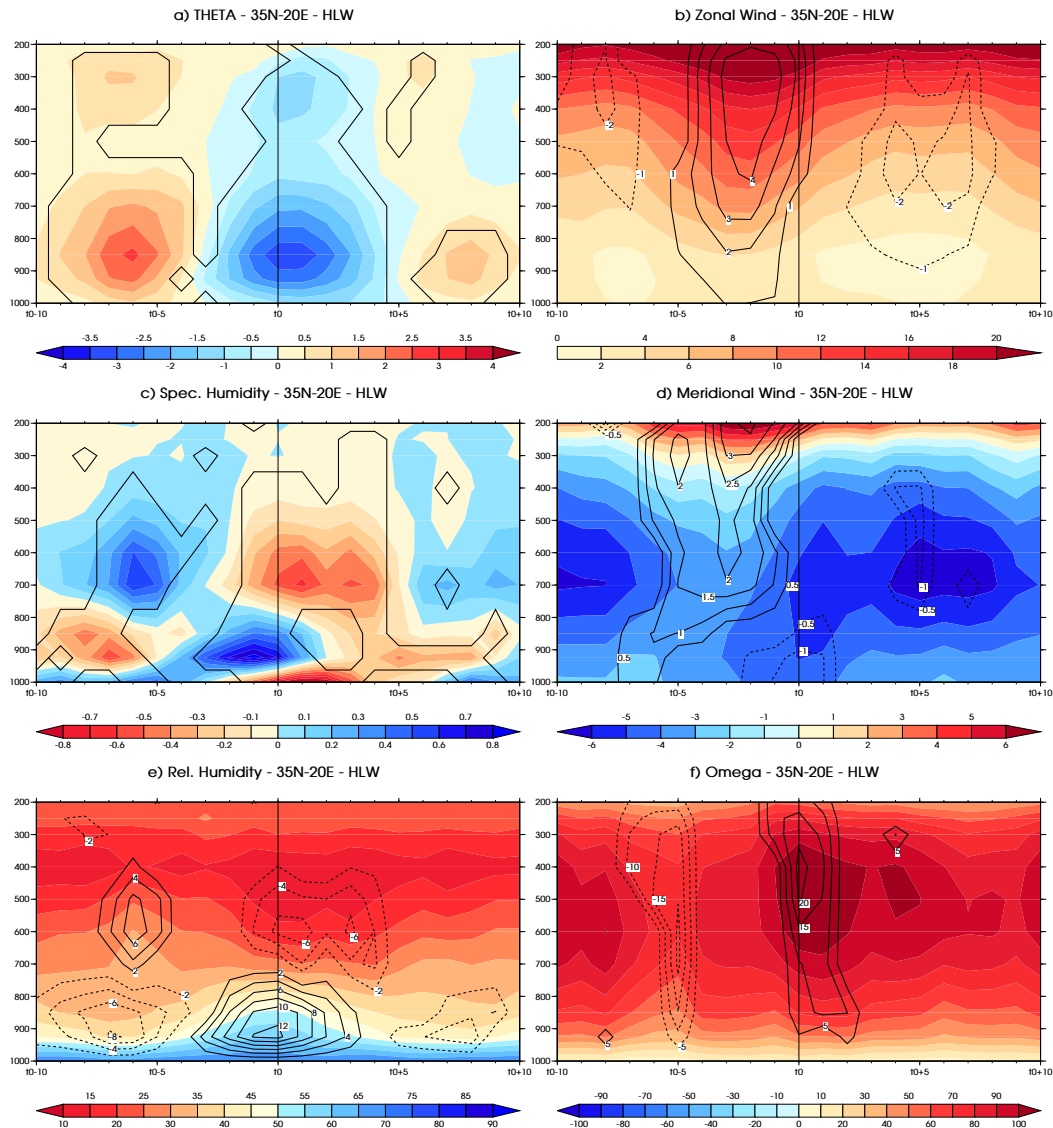


Figure 4.23 – a) Composites des anomalies de température potentielle (en K) au point $35^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{E}$, pour les événements HLW, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression, en hPa, en ordonnée. Le contour indique les anomalies significatives à 95%. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnaire et interannuelle – section 2.2.3.2). b) Composites des anomalies de vent zonal (en contour, en m s^{-1}) au point $35^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{E}$, pour les événements HLW, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression en hPa en ordonnée. En couleur, nous avons représenté le champ composite reconstruit du vent zonal, i.e. la somme du composite des anomalies de vent zonal et de sa climatologie (section 2.2.5.3). Seules les anomalies significatives à 95% ont été reportées en contour. Les anomalies ont également été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnaire et interannuelle – section 2.2.3.2). c) *Idem* a), mais pour l'humidité spécifique (en g kg^{-1}). d) *Idem* b), mais pour le vent méridien (en m s^{-1}). e) *Idem* b), mais pour l'humidité relative (en %). f) *Idem* b), mais pour la vitesse verticale en coordonnées pression ω (en mPa s^{-1}).

t_0-6 (0.5 g kg^{-1}), et minimales à t_0+1 (-0.6 g kg^{-1}). En basses couches, des anomalies d'humidité (positives vers t_0-5 , négatives à partir de t_0-2) se forment près de la surface, dans une couche relativement fine, située en dessous de 925^9 hPa. Ces anomalies gagnent ensuite, progressivement, les couches supérieures en environ 4 jours, jusqu'à près de 800 hPa.

- la combinaison des anomalies de température et d'humidité spécifique se traduit en anomalie d'humidité relative (Fig. 4.23.e). À t_0 , en altitude, entre 700 et 400 hPa, l'atmosphère devient plus sèche de 6% (dans une région où l'on avoisine en climatologie 20%), et ce, bien que la température diminue. C'est l'assèchement en humidité absolue qui conduit à l'anomalie négative en humidité relative, l'anomalie froide de température ne faisant que réduire son effet. En dessous, on observe une anomalie positive d'humidité relative, maximale vers 925 hPa (environ 12%, dans une région en moyenne à 40–50%). Cette anomalie positive trouve, à la fois, son origine dans le refroidissement de ces couches, entre t_0-3 et t_0+5 , et leur humidification, de t_0-5 à t_0+2 . Le niveau et l'instant du maximum sont alors un compromis entre ceux du maximum de l'anomalie froide de température et de l'anomalie positive de l'humidité spécifique. On note, par ailleurs, que la couche sèche en absolu, qui se forme à partir de t_0-2 près de la surface, annule la contribution de l'anomalie froide en termes d'humidité relative.
- la colonne de droite de la figure 4.23 décrit les anomalies de circulation associées aux événements HLW. De t_0-5 à t_0 , le vent zonal (d'ouest) s'accélère sur toute l'épaisseur de la troposphère. Le vent méridien (de nord) s'affaiblit dans les jours précédant le maximum d'intensité des événements HLW, avec une quadrature entre les basses couches entre la surface et 800 hPa, et les niveaux supérieurs. L'anomalie est maximale vers t_0-2 au-dessus de 800 hPa, et correspond à un affaiblissement du vent de nord jusqu'à 400 hPa, et à une accélération du vent de sud au-dessus. Au contraire, l'anomalie était maximale dans les couches inférieures vers t_0-6 . À t_0 , le vent de nord est renforcé. Enfin, le jour t_0 correspond à une forte intensification de la subsidence, de plus de 35 mPa s^{-1} par rapport à t_0-5 , où elle était, au contraire, bien affaiblie.

4.3.1.2 Bilan d'énergie et d'humidité

L'étude des bilans de température et d'humidité spécifique (section 2.1.2.4) vont nous permettre de mieux comprendre l'origine des anomalies observées sur les figures 4.23.a et c. Les bilans comprennent, outre la tendance, des termes d'advection et un terme résiduel. Ce dernier donne une indication sur l'importance des processus diabatiques en jeu, mais peut être très influencé par le processus d'assimilation de la réanalyse (i.e. la fermeture – voir la discussion dans la section 2.1.2.4). On notera que cette analyse en bilan ne permet pas de distinguer les processus diabatiques en jeu, ni la part de la fermeture. Il faudra donc rester prudent sur son interprétation. L'utilisation d'une autre réanalyse, ou celle d'un modèle de climat où il n'y a pas de problème de fermeture, et où on pourrait diagnostiquer les contributions des différents processus, pourraient permettre de confirmer ou infirmer l'analyse

⁹La résolution verticale des données de la réanalyse NCEP2 ne permet malheureusement pas de suivre précisément les caractéristiques de cette couche très fine, où interviennent des processus de couche limite.

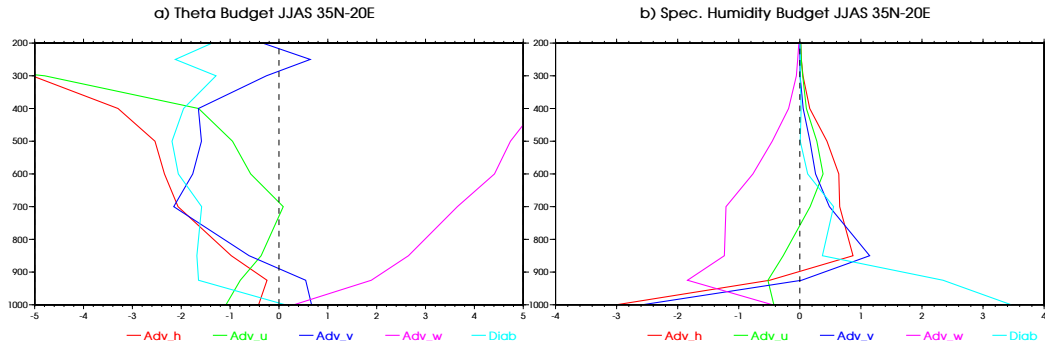


Figure 4.24 – Profils verticaux climatologiques des différents termes du bilan a) de température potentielle (en K jour^{-1}) et b) de l'humidité spécifique (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) au point $35^\circ\text{N}-20^\circ\text{E}$ (voir section 2.1.2.4). L'axe vertical est en coordonnées pression (en hPa). L'advection horizontale totale est en rouge, et se décompose en advection zonale (en vert) et méridienne (en bleu). L'advection verticale est en mauve, et le terme résiduel (diabatisme et incrément d'analyse) en bleu clair. Les différents termes des deux bilans ont été calculés à partir de la réanalyse NCEP2 (1979–2007).

qui suit. On notera cependant que nous n'avons analysé que la partie significative du signal, et que le scénario obtenu présente une cohérence physique tout à fait raisonnable.

Par ailleurs, les mécanismes à l'origine des anomalies dynamiques et de leur propagation ne seront pas abordés dans ce manuscrit. Au regard des résultats de la section précédente (4.2), ils relèvent vraisemblablement de la dynamique des ondes de Rossby barotropes. Il serait toutefois intéressant d'effectuer une analyse des composantes géostrophiques et agéostrophiques de la circulation, et de leurs interactions, afin de mieux comprendre la dynamique de la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes.

Bilans moyens

La figure 4.24 montre le profil vertical moyen des différents termes des bilans de température et d'humidité au point de coordonnées $35^\circ\text{N}-20^\circ\text{E}$. En moyenne climatologique, et au dessus de 900 hPa environ, la température résulte d'un équilibre entre les refroidissements par advection horizontale et diabatisme/fermeture, et le réchauffement par advection verticale, i.e. subsidence (Fig. 4.24.a). Le refroidissement par diabatisme/fermeture reste relativement constant sur toute cette épaisseur (entre -2 et -1.5 K jour^{-1}), alors que les termes d'advections augmentent fortement avec l'altitude, jusqu'à plus de $+5 \text{ K jour}^{-1}$ pour l'advection verticale. Le processus diabatique majeur, en jeu ici, est probablement le refroidissement radiatif, étant donné que la couche limite est confinée près de la surface par la forte subsidence (Fig. 4.23.f). Étant donné que le terme diabatique/de fermeture du bilan d'humidité est positif et relativement important entre 900 et 500 hPa (Fig. 4.24.b), le refroidissement diabatique pourrait également avoir une contribution de l'évaporation, dans la subsidence. Cette évaporation pourrait être la trace de masses nuageuses advectées dans la région et prises dans la subsidence et l'air très sec.

Près de la surface, les trois termes du bilan de température deviennent faibles. L'advection verticale de température reste positive (comme la vitesse verticale reste négative – Fig. 4.23.f), l'advection horizontale continue à refroidir, malgré

une advection méridienne qui réchauffe. Enfin, la contribution des processus diabatiques/de la fermeture présente un fort gradient vertical, et devient légèrement positive près de la surface (à 1000 hPa). Ce gradient vertical est probablement le signe d'une couche limite relativement peu épaisse qui réchauffe très près de la surface de la mer, et au contraire refroidit au niveau de sa limite supérieure. Le sommet de la couche limite est sans doute inférieur à 925 hPa, la résolution verticale de la réanalyse ne permettant pas de l'évaluer plus précisément.

Le bilan d'humidité présente également deux couches (Fig. 4.24.b). L'une, se situant au-dessus de 850 hPa, est une balance entre assèchement par la subsidence, et humidification par advection horizontale (méridienne surtout) et diabatisme/fermeture. Comme suggéré plus haut, l'humidification diabatique est probablement liée à l'évaporation de masses nuageuses prises dans la subsidence, mais aussi à l'injection d'humidité par turbulence au sommet de la couche limite. La seconde couche, en dessous de 850 hPa, présente de forts gradients verticaux d'humidification par diabatisme/fermeture, et d'assèchement par advection méridienne (en dessous de 900 hPa). À 1000 hPa, l'humidité atteint alors un équilibre entre l'assèchement par advection méridienne ($-2.6 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) et l'humidification par diabatisme/fermeture ($+3.4 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$). C'est un peu comme si la couche limite « pompait » de l'eau à la mer, qui était tout de suite « exportée » vers le sud. Le terme diabatique/de fermeture traduit vraisemblablement l'humidification de la couche limite, très forte près de la surface, avec un flux latent moyen de 95 W m^{-2} (Fig. 4.30), mais aussi des niveaux juste au-dessus de la couche limite (entre 850 et 900 hPa).

Nous venons de donner quelques indications sur les bilans moyens de température et d'humidité au-dessus d'un point caractéristique de l'est de la Méditerranée. Nous abordons maintenant les fluctuations autour de cette moyenne pendant les événements HLW et HLE, afin de comprendre l'origine des anomalies décrites en section 4.3.1.1. Nous présentons quelques niveaux particuliers, qui correspondent aux altitudes où les anomalies de température et d'humidité sont les plus importantes (Figs. 4.23.a et c).

La température au niveau 850 hPa

La figure 4.25.a montre les différents termes du bilan de la température potentielle à 850 hPa, au point de coordonnées $35^\circ\text{N}-20^\circ\text{E}$, au cours des événements HLW. Comme décrit dans le paragraphe précédent, la température résulte, ici, en moyenne climatologique, d'un équilibre entre les refroidissements par advection horizontale ($\sim -1 \text{ K jour}^{-1}$) et diabatisme/fermeture (-1.7 K jour^{-1}), et le réchauffement par advection verticale, i.e. par subsidence ($\sim +2.7 \text{ K jour}^{-1}$). Les processus diabatiques majeurs, en jeu ici, sont probablement le rayonnement et l'évaporation d'eau nuageuse, soit advectée puis prise dans la subsidence, soit injectée par la couche limite (850 hPa est encore proche du sommet de la couche limite).

Pendant les événements HLW, l'anomalie froide de température à 850 hPa est maximale entre t_0 et t_0+1 (Fig. 4.23.a). Elle est précédée par une tendance négative ($\sim -1.4 \text{ K jour}^{-1}$) entre t_0-5 et t_0 , et suivie par une tendance positive ($\sim +1 \text{ K jour}^{-1}$) de t_0+1 à t_0+7 . Au premier ordre, l'anomalie de température semble pilotée, entre t_0-5 et t_0 , par les anomalies d'advection horizontale, avec une égale contribution de la partie zonale et méridienne. C'est leur renforcement qui conduit à la formation de l'anomalie froide, et leur affaiblissement (annulation puis changement de signe) qui

fait disparaître cette anomalie. Les anomalies d'advection peuvent se décomposer de la manière suivante :

$$\begin{aligned} - \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)^* &= -u^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} - \bar{u} \frac{\partial \theta^*}{\partial x} - u^* \frac{\partial \theta^*}{\partial x} \\ - \left(v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)^* &= -v^* \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} - \bar{v} \frac{\partial \theta^*}{\partial y} - v^* \frac{\partial \theta^*}{\partial y} \end{aligned}$$

où $\bar{\quad}$ indique la moyenne climatologique, et * les anomalies par rapport à cette moyenne.

On peut alors montrer (non schématisé) que les anomalies d'advections zonale et méridienne du composite sont essentiellement contrôlées par le deuxième terme du membre de droite de ces équations, c'est-à-dire par l'advection des anomalies de température par le vent moyen (zonal ou méridien). Les autres ont une contribution à l'anomalie totale plus faible, notamment car les gradients sont, en moyenne, faibles dans cette région, et que le troisième terme du membre de droite est du deuxième ordre par rapport aux deux autres.

Une faible modulation de $\sim +0.7 \text{ K jour}^{-1}$ de l'advection verticale entre t_0 et t_0+2 , contribue aussi à la disparition de l'anomalie froide. Ce renforcement du réchauffement par subsidence est cohérent avec celui de la subsidence aux mêmes moments (Fig. 4.23.f). Par ailleurs le refroidissement diabatique/par fermeture s'intensifie légèrement, de $\sim -0.4 \text{ K jour}^{-1}$ entre t_0+1 et t_0+5 , probablement en lien avec l'assèchement (en humidité relative notamment – Fig. 4.23.e) des couches situées au-dessus. On notera que la disparition de l'anomalie froide à partir de t_0 correspond à une modification importante de l'équilibre du bilan, où les advections horizontales sont proches de zéro ($\sim +0.4 \text{ K jour}^{-1}$ au total) : on observe alors une balance entre réchauffement par subsidence et refroidissement par rayonnement, qui est d'habitude équilibrée par les advections horizontales.

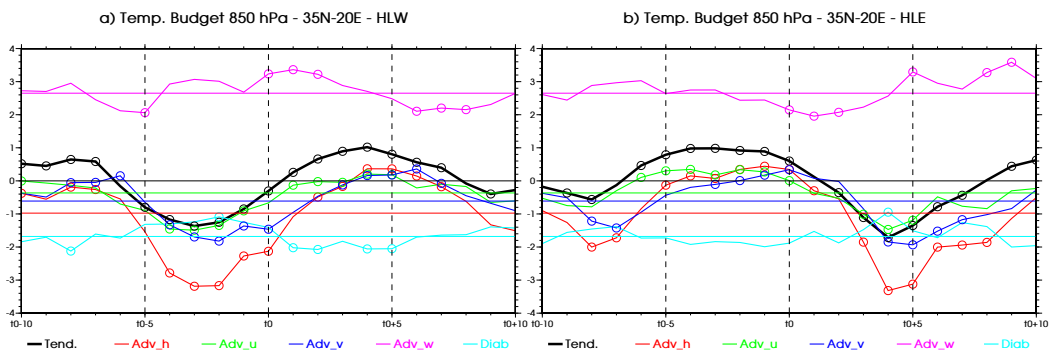


Figure 4.25 – a) Bilan composite de la température potentielle à 850 hPa (en K jour^{-1}) au point $35^\circ\text{N}-20^\circ\text{E}$, pour les événements HLW, en fonction du décalage temporel, de t_0-10 à t_0+10 . La tendance de la température potentielle est indiquée en trait épais noir. L'advection horizontale totale est en rouge, et se décompose en advection zonale (en vert) et méridienne (en bleu). L'advection verticale est en mauve, et la partie diabatique du bilan en bleu clair. Les traits horizontaux correspondent à la valeur climatologique du terme de même couleur dans le bilan. Les composites ont été calculés à partir des anomalies par rapport à la variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2), et leur valeur climatologique leur a été ajoutée (champs composites reconstruits – section 2.2.5.3). Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes à 95% de la climatologie. Ce bilan a été réalisé à partir de la réanalyse NCEP2. b) *Idem* a), mais pour les événements HLE.

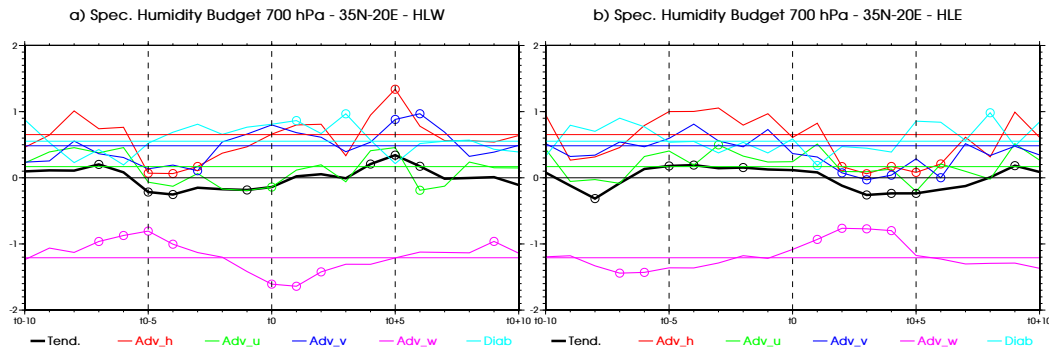


Figure 4.26 – *Idem* Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de l’humidité spécifique à 700 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les évènements a) HLW et b) HLE.

Les évènements HLE mettent en jeu des modifications similaires du bilan de températures (Fig. 4.25.b), à la fois pour la phase de réchauffement qui les précède, et pour celle de refroidissement, qui les suit.

Température et humidité en moyenne troposphère (700 hPa)

Nous nous concentrons, dans ce paragraphe, sur l’origine des anomalies d’humidité spécifique observées en moyenne troposphère (Fig. 4.23.c), maximales vers 700 hPa, à t_0+1 . Notons que le bilan de température à cette altitude est très similaire à celui à 850 hPa (Fig. 4.25), avec cependant un renforcement des fluctuations de l’advection verticale, et une diminution de celle de l’advection zonale (le gradient zonal de température est plus faible qu’à 850 hPa – non montré).

Comme mentionné plus tôt, le bilan d’humidité à 700 hPa (Fig. 4.26.a) est contrôlé, en moyenne, par l’équilibre entre l’assèchement par advection verticale ($\sim -1.4 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) et les humidifications par advection horizontale ($\sim +0.75 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$, essentiellement méridienne) et par diabatisme/fermeture ($\sim +0.65 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$). Le processus diabatique en jeu est probablement lié à l’évaporation d’eau condensée, prise dans la subsidence de grande échelle.

L’anomalie négative d’humidité spécifique à 700 hPa est précédée par un assèchement de $\sim -0.2 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$, quasiment constant de t_0-5 à t_0 (Fig. 4.26.a). Il est essentiellement lié à l’annulation de l’humidification par advection horizontale entre t_0-5 et t_0-3 , bien qu’on observe un affaiblissement de l’assèchement par la subsidence à ce même moment ($\sim -0.4 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), cohérent avec la décroissance de la subsidence à t_0-5 (Fig. 4.23). Au contraire, vers t_0 , les advections horizontales retrouvent leur valeur climatologique, et l’assèchement devient alors contrôlé par le renforcement de la subsidence. Le passage de l’anomalie négative à une anomalie positive d’humidité spécifique est pilotée par le renforcement des advections horizontales autour de t_0+5 .

Les évènements HLE (Fig. 4.26.b) présentent également un rôle prépondérant de la modulation des advections horizontales, bien que le signal ne soit pas significatif lors de la formation de l’anomalie humide. En revanche, l’anomalie humide est remplacée progressivement par une anomalie sèche, en lien avec la quasi annulation de l’humidification par advection horizontale.

Les basses couches

La section 4.3.1.1 a montré une structure relativement complexe des anomalies d'humidité spécifique pendant les événements HLW (Fig. 4.23.c).

Comme décrit plus haut, la couche près de la surface (1000 hPa) est, en moyenne, le résultat (Figs. 4.24.b et 4.27) d'un équilibre entre humidification diabatique ($\sim +3.5 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) et assèchement par advection horizontale ($\sim -3.0 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), essentiellement méridienne. Le processus diabatique en jeu est vraisemblablement lié à la dynamique de la couche limite, qui exporte, par brassage vertical, l'eau extraite par évaporation de la mer Méditerranée. Ceci est cohérent avec le réchauffement diabatique (source de chaleur) de la température à ce même niveau (Fig. 4.28).

Pendant les événements HLW, on observe un assèchement de cette couche près de la surface, d'environ $-0.3 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$, de t_0-4 à t_0 . Bien que le terme source diabatique s'intensifie d'environ $+0.7 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ pendant cette même période, l'assèchement par advection horizontale se renforce suffisamment ($\sim -1 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$) pour conduire à l'assèchement global observé. C'est principalement l'advection zonale¹⁰ qui contrôle ce renforcement, de manière cohérente avec l'accélération des vents d'ouest près de la surface (Fig. 4.23.b). L'intensification de l'exportation d'humidité vers l'ouest contrebalance donc le renforcement du flux latent (Fig. 4.30.f), et donc l'injection d'humidité dans les basses couches.

À 925 hPa (Fig. 4.29), l'assèchement se manifeste un peu plus tard, à partir de t_0 , plus en phase avec le maximum de l'anomalie négative de vent méridien (Fig. 4.23.d). L'advection zonale joue un rôle plus faible dans la construction de l'anomalie d'humidité, qui tire alors son origine de l'intensification de l'assèchement par advection méridienne ($\sim -1.2 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), contrebalancée, en partie, par le renforcement de la source diabatique d'humidité ($\sim +1 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$).

L'évolution de la structure d'humidité en basses couches pendant les événements HLW apparaît donc comme une balance entre un assèchement par les advections horizontales et une humidification par les processus diabatiques de couche limite. Le déphasage entre les niveaux 1000 hPa et 925 hPa semble associé à celui entre l'advection zonale à 1000 hPa et l'advection méridienne à 925 hPa. Cette différence est, en fait, liée au déphasage entre le gradient zonal d'humidité spécifique à 1000 hPa et le gradient méridien d'humidité spécifique à 925 hPa (comme pour la température à 850 hPa en section 4.3.1.2, les advections d'humidité sont pilotées par le transport de l'anomalie d'humidité par le vent moyen – non montré). On peut également spéculer que le mélange entre ces deux masses d'air joue un rôle important dans l'évolution du champ d'humidité, de même que la modification de la stabilité verticale par l'anomalie froide de température a probablement un impact fort sur la dynamique de la couche limite.

Enfin, on notera que la balance est relativement symétrique pour les événements HLE (Figs. 4.27.b et 4.29.b).

Bilan énergétique de la colonne atmosphérique, et impact sur les TSMs méditerranéennes

Les événements HLW et HLE induisent des changements significatifs dans les bilans d'énergie de la colonne atmosphérique et à la surface, au-dessus de la Méditerranée. Nous l'abordons rapidement, ici, avec les données de flux radiatifs et turbulents de

¹⁰Elle contrôle également la formation de l'anomalie froide près de la surface (Fig. 4.28.a).

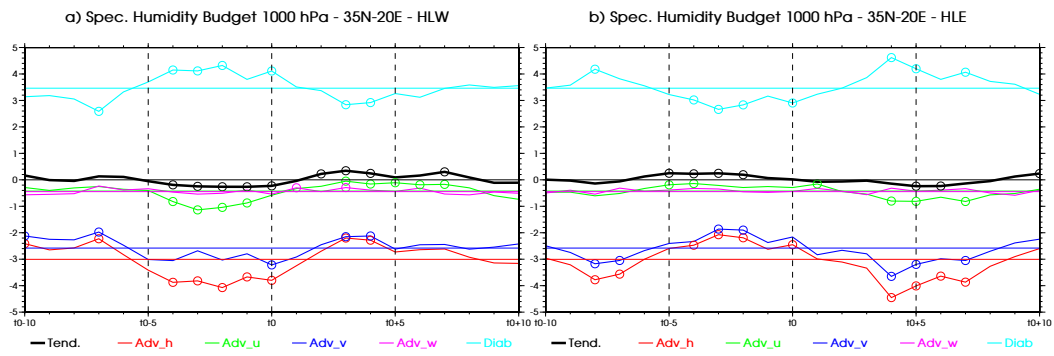


Figure 4.27 – *Idem* Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de l’humidité spécifique à 1000 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les évènements a) HLW et b) HLE.

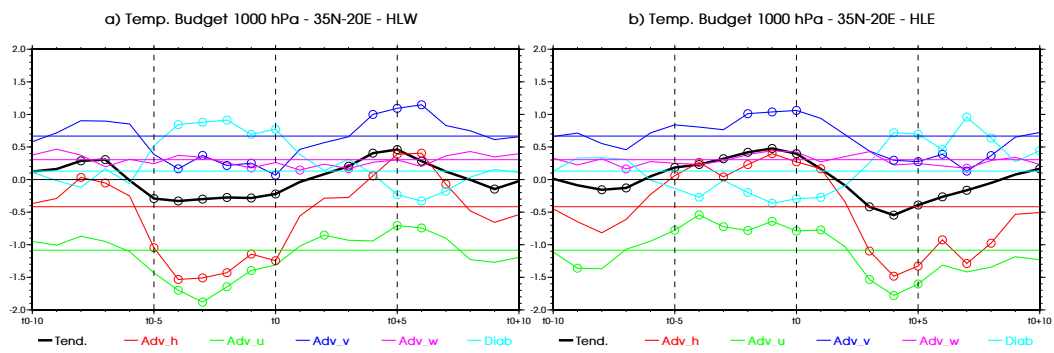


Figure 4.28 – *Idem* Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de la température potentielle à 1000 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les évènements a) HLW et b) HLE.

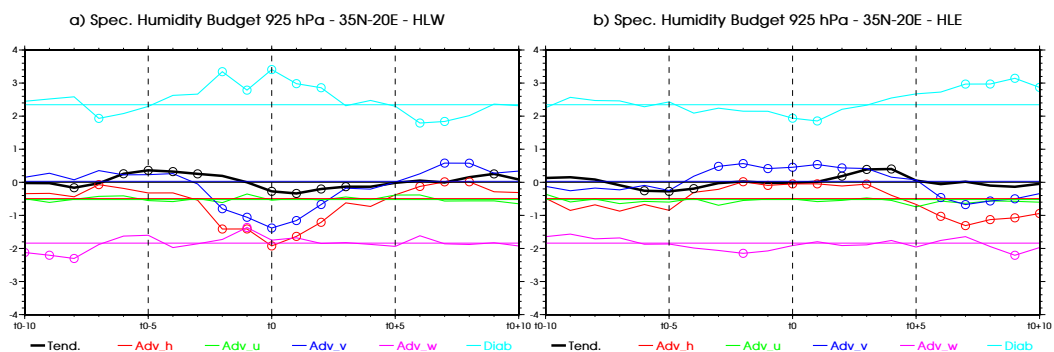


Figure 4.29 – *Idem* Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de l’humidité spécifique à 925 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les évènements a) HLW et b) HLE.

la réanalyse NCEP2, qui, comme mentionné en section 2.1.2.1, sont des variables de catégorie C, dépendants fortement de la physique du modèle, et peu contraintes par les observations. Les résultats de cette section sont donc très dépendants de la réanalyse utilisée, mais sont cohérents avec ceux donnés par la réanalyse ERAI (non montré).

À t_0-1 , les évènements HLW sont associés, au sommet de l'atmosphère, à une augmentation du flux de rayonnement solaire sortant ($\sim +8 \text{ W m}^{-2}$, Fig. 4.30.a), et à une diminution du flux de rayonnement infrarouge sortant ($\sim -3 \text{ W m}^{-2}$, Fig. 4.30.b). Cette diminution est également observée dans les données d'OLR de la NOAA, bien qu'un peu plus bruitée. Ces fluctuations sont cohérentes avec la simulation d'une couverture nuageuse significativement plus importante (Fig. 4.31.a), qui passe de 9 à 15% à t_0-1 . Cette anomalie de couverture nuageuse possède une cohérence spatiale relativement importante (Fig. 4.32.b). Ces nuages sont probablement associés à la dynamique de la couche limite, étant donnée la forte subsidence qui surplombe l'est de la Méditerranée, et empêche la formation de nuages de grande échelle. L'augmentation de la couverture nuageuse induit donc une augmentation du flux de rayonnement solaire réfléchi, et une diminution du flux de rayonnement infrarouge, car associé à une température d'émission équivalente un peu plus froide. L'anomalie froide sur toute la colonne d'atmosphère (Fig. 4.23.a) contribue probablement aussi à cette diminution du flux de rayonnement infrarouge sortant. La diminution de l'eau précipitable ($\sim -1.5 \text{ kg m}^{-2}$ à t_0+3 , Fig. 4.31.b), notamment dans les couches au-dessus de 700 hPa (Fig. 4.23.c), pourrait jouer un rôle opposé, et augmenter légèrement ce flux de rayonnement infrarouge sortant.

À la surface, le flux solaire incident diminue autour de t_0 , d'environ -10 W m^{-2} (Fig. 4.30.c), du fait de l'augmentation de la couverture nuageuse. Quant au flux infrarouge incident, il commence à diminuer à t_0 ($\sim -5 \text{ W m}^{-2}$ à t_0+3 , Fig. 4.30.d), en phase avec la diminution de l'eau précipitable (Fig. 4.31.b). La surface perd aussi beaucoup d'énergie par les flux turbulents : bien que faible, le flux sensible est significativement positif et maximum à t_0 ($\sim 5 \text{ W m}^{-2}$ – Fig. 4.30.e). Le flux latent atteint, lui, un maximum de 140 W m^{-2} à t_0 (Fig. 4.30.f), soit une anomalie de $+45 \text{ W m}^{-2}$ par rapport à sa moyenne climatologique. Les flux turbulents sont clairement en phase avec l'intensification du module du vent près de la surface ($\sim +1 \text{ m s}^{-1}$ à 1000 hPa, à t_0 – Fig. 4.32.c – par rapport à 4 m s^{-1} en moyenne climatologique), et présentent une grande cohérence spatiale significative (Fig. 4.32.a). La figure 4.32.d montre par ailleurs que les anomalies d'humidité relative sont nulles, voire positives dans les régions où le flux latent s'intensifie, appuyant le rôle moteur du vent pour moduler les flux d'évaporation. En revanche, le refroidissement des basses couches, autour de t_0 , renforce le flux de chaleur sensible. On notera que l'anomalie de ce flux n'est pas symétrique pendant les évènements HLE ($\sim -30 \text{ W m}^{-2}$ – Fig. 4.30.f), traduisant les non-linéarités qui la pilotent.

Au final, la surface reçoit un peu moins d'énergie, de l'ordre de 5 à 10 W m^{-2} de t_0-5 à t_0+5 , et en perd beaucoup plus qu'habituellement. On peut donc s'attendre à une réponse significative des TSMs dans cette région, confirmée par les composites des figures 4.33.a et c. Pendant les évènements HLW, la surface de l'est de la Mer Méditerranée se refroidit de manière significative à partir de t_0 , d'environ -0.3 à -0.5 K , selon les régions et la configuration géographique. Ces anomalies froides sont précédées par les anomalies négatives du flux solaire incident (-10 W m^{-2}) et surtout positives du flux de chaleur latente ($+45 \text{ W m}^{-2}$), suggérant un impact de l'atmosphère sur les TSMs. Les anomalies froides de TSMs persistent pendant

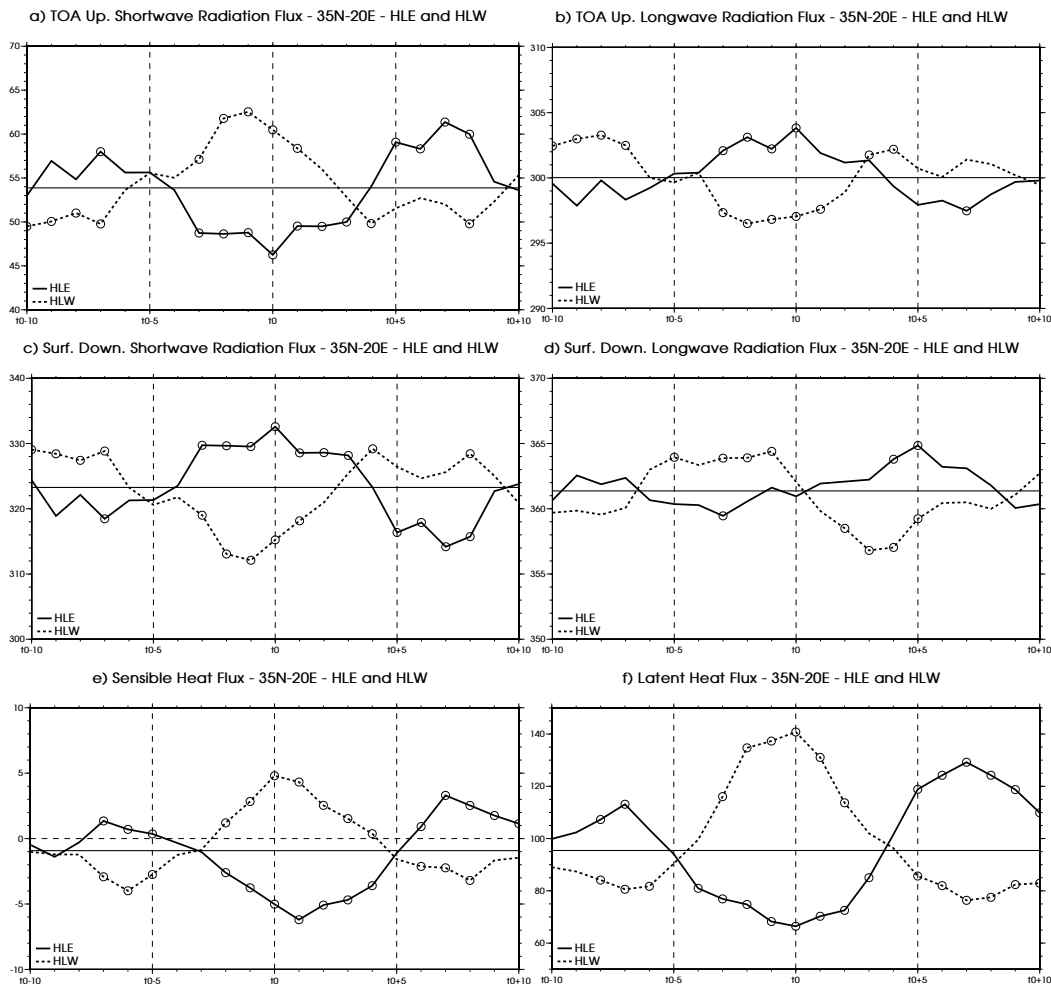


Figure 4.30 – a) Composites du flux sortant de rayonnement infrarouge au sommet de l’atmosphère (en W m^{-2}) pour les évènements HLE (en trait plein) et HLW (en trait tireté), en fonction du décalage temporel. Le composite a été calculé sur les anomalies par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2), puis la valeur climatologique de la variable y a été ajoutée (section 2.2.5.3). Elle est indiquée par le trait plein horizontal. b) *Idem* a), mais pour le flux sortant de rayonnement solaire au sommet de l’atmosphère. c) *Idem* a), mais pour le flux de rayonnement infrarouge incident à la surface. d) *Idem* a), mais pour le flux de rayonnement solaire incident à la surface. e) *Idem* a), mais pour le flux de chaleur sensible à la surface. f) *Idem* a), mais pour le flux de chaleur latente à la surface. Les échelles verticales pour chacun des flux sont différentes. Les flux proviennent de la réanalyse NCEP2.

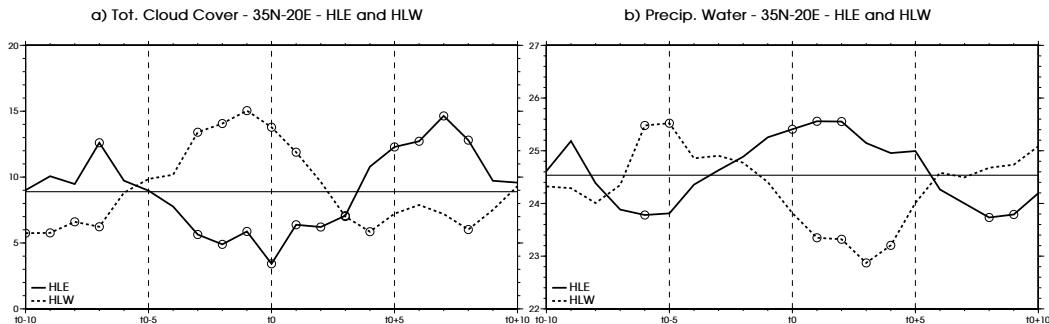


Figure 4.31 – a) *Idem* Fig. 4.30.a, mais pour la couverture nuageuse totale (en %). b) *Idem* a), mais pour l’eau précipitable (en kg m^{-2}).

plusieurs jours, quasiment une semaine (non montré), et contribuent probablement, avec l’affaiblissement du vent, à la diminution du flux de chaleur latente à partir de t_0+5 . On notera, par ailleurs, que les anomalies de TSMs sont maximales sur le nord du bassin méditerranéen, où la surface de la mer semble plus réactive à l’atmosphère. La dynamique de la couche de mélange océanique joue probablement un rôle essentiel dans la formation de ces anomalies, notamment via une modulation de la tension de vent à l’interface océan-atmosphère.

À la suite des événements HLE, des anomalies positives de TSMs se forment sur l’est de la Méditerranée (Figs. 4.33.b et d). Leur amplitude est de l’ordre de $+0.2$ à $+0.3$ K, soit un peu plus faible que leur symétrique pendant les événements HLW. On note également une modification significative des TSMs sur l’Atlantique Est (Fig. 4.33), en lien avec le passage de l’onde de Rossby des moyennes latitudes.

4.3.1.3 Une vision lagrangienne des anomalies d’humidité

Les anomalies d’humidité à 700 hPa, mais plus largement celles entre 800 et 500 hPa (Fig. 4.23.c), sont donc contrôlées par les advections tridimensionnelles. À l’aide d’une analyse en rétro-trajectoires, on peut montrer que les parcelles d’air, qui arrivent dans cette région, après un trajectoire subsidente, ont des origines en altitude et latitude relativement différentes. Afin d’évaluer leur origine, R. Roca nous a fourni les latitudes et pressions de dernière saturation des parcelles d’air situées à 500 hPa, calculées à chaque échéance¹¹ des analyses NCEP, sur une grille régulière de résolution égale à 0.5° . Ces quantités ont été déterminées comme dans Roca *et al.* (2005, voir également section 1.2.3.5), et couvrent les saisons JJAS de 1983 à 2006.

Les différences de latitude et de pression de dernière saturation peuvent s’interpréter de la manière suivante :

- Si deux parcelles ont pour origine la même latitude et longitude, mais des pressions différentes, celle d’altitude supérieure aura une température initiale plus froide. Son contenu en vapeur d’eau (humidité spécifique) à saturation sera donc plus faible, et cette différence se traduira à l’arrivée à 500 hPa par une parcelle plus sèche en termes d’humidité relative. Ce raisonnement suppose que la subsidence soit adiabatique, pour que les températures de deux parcelles à la fin de leur trajectoire (à 500 hPa) soient égales. Bien que le calcul des rétro-trajectoires prenne également en compte les effets

¹¹Nous utilisons ici une donnée par jour, prise à 00h00 UTC.

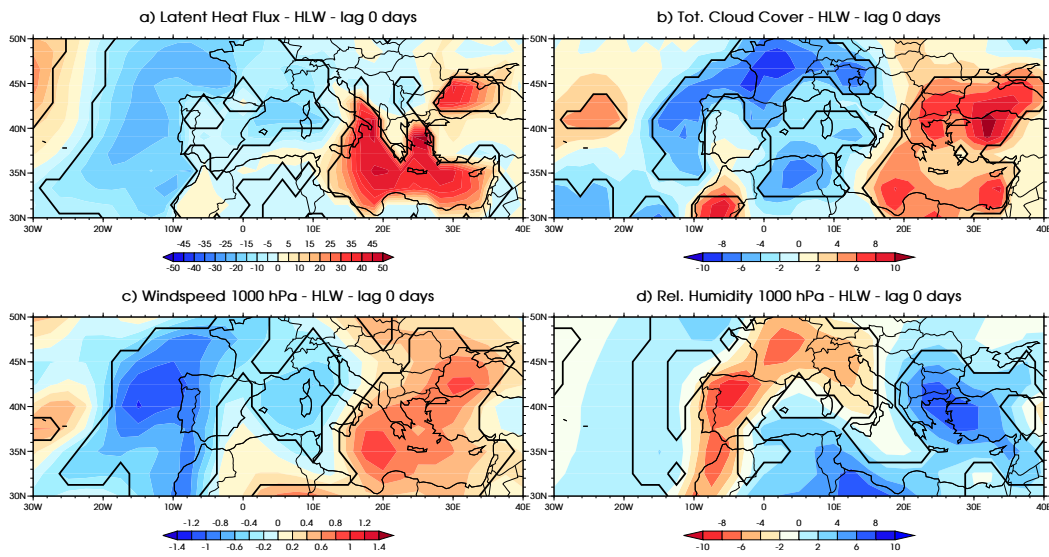


Figure 4.32 – Composites des anomalies de a) flux de chaleur latente (en W m^{-2}), b) de couverture nuageuse (en %), c) du module du vent à 1000 hPa (en m s^{-1}), et d) de l'humidité relative à 1000 hPa (en %), pour les événements HLW (t_0). Le contour noir indique les valeurs significatives à 95%. Toutes les données proviennent de la réanalyse NCEP2.

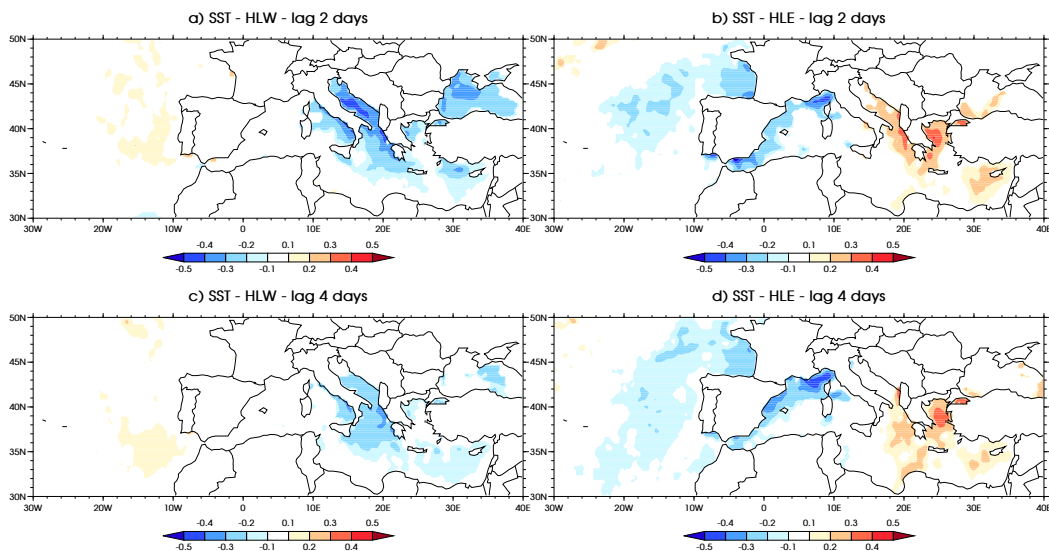


Figure 4.33 – a) Composites des anomalies de TSMs (en K, données de Reynolds – section 2.1.3) pour les événements HLW et un décalage temporel de +2 jours (t_0+2). Seules les valeurs significatives à 95% sont reportées sur le graphique. b) *Idem* a), mais pour les événements HLE. c) *Idem* a), mais pour t_0+4 . d) *Idem* b), mais pour t_0+4 .

diabatiques dus au rayonnement (en utilisant la température de la réanalyse le long de la trajectoire), le raisonnement précédent peut encore être utilisé en première approximation (Roca *et al.*, 2005).

- Si deux parcelles (troposphériques) ont pour origine la même longitude et le même niveau de pression, mais des latitudes différentes, celle de latitude plus nord aura une température plus froide (en moyenne, le gradient méridien de température, dans la troposphère, est négatif entre l'équateur et les pôles). Le même raisonnement que ci-dessus conduit à une parcelle plus sèche à l'arrivée à 500 hPa, en termes d'humidité relative.

La figure 4.34 montre les composites à t_0 de ces deux variables pour les événements HLW et HLE. Pour les événements HLW, la parcelle à 35°N – 20°E , à t_0 , a une origine relativement nord, en moyenne $\sim 50^\circ\text{N}$, alors que pendant les événements HLE, celle-ci provient en moyenne de 38°N . C'est le cas de presque toutes les parcelles situées au-dessus de l'est de la Méditerranée à t_0 , alors que la situation est inversée sur l'est de l'Atlantique. Dans cette région, pendant les événements HLE, les parcelles situées vers 35 – 40°N , 15°O proviennent de latitudes supérieures à 48°N , tandis que pendant les événements HLW, elles ont une latitude d'origine similaire à la leur à t_0 . Cette origine différente des parcelles se traduit alors par des anomalies négatives d'humidité relative sur l'est de la Méditerranée pendant les événements HLW (Fig. 4.23.e) et positives sur l'est de l'Atlantique. La situation est inversée pendant les événements HLE.

Par ailleurs, dans le cas des événements HLW, les parcelles au-dessus de la Méditerranée Est ont subsidé d'environ 200 hPa depuis leur dernière saturation, légèrement plus que pendant les événements HLE (20 à 40 hPa en plus). La situation est opposée sur l'Atlantique Est, où, pendant les événements HLW, les parcelles ont subsidé un peu moins que pendant les événements HLE (20 à 40 hPa en moins aussi). Les anomalies de pression de dernière saturation contribuent donc

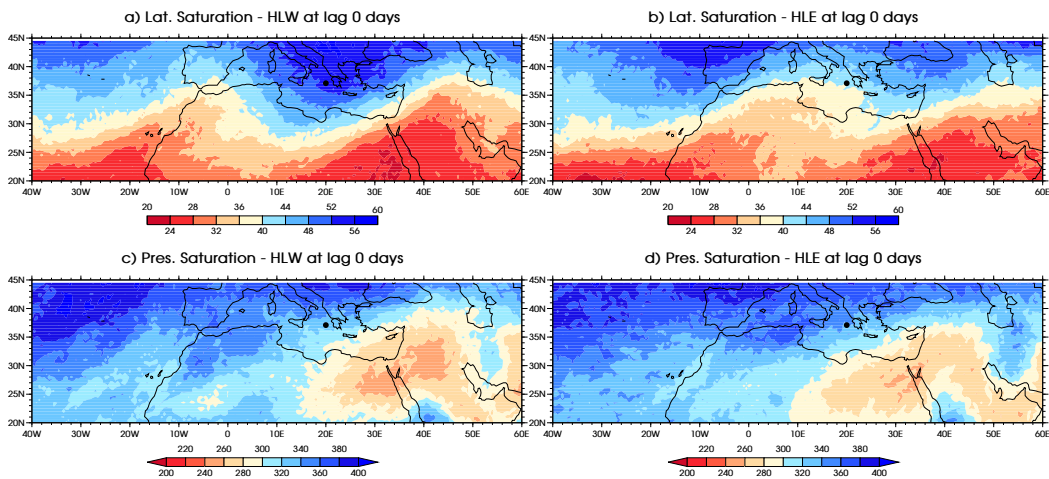


Figure 4.34 – a) Composite à t_0 de la latitude de dernière saturation de la parcelle d'air à 500 hPa (en $^\circ\text{N}$ – voir le texte pour plus de détails), pour les événements HLW. Le composite a été calculé sur les anomalies par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle), et on y a ajouté la moyenne climatologique de la variable (section 2.2.5.3). Le point de coordonnées 35°N , 20°E est indiqué par un rond noir. b) *Idem* a), mais pour les événements HLE. c) *Idem* a), mais pour la pression de dernière saturation (en hPa). d) *Idem* c), mais pour les événements HLE.

aussi à la formation des anomalies d'humidité relatives observées en moyenne et haute troposphère.

Cette analyse lagrangienne des anomalies d'humidité est donc cohérente avec celle eulérienne réalisée dans la section précédente, qui mettait en évidence un rôle prépondérant de la modulation des advections horizontales et verticales. Elle souligne, en plus, que l'origine des parcelles peut expliquer, de manière complémentaire, la formation d'anomalies sèches ou humides.

4.3.2 Cycle de vie du Heat Low pendant les événements HLE/HLW

CRL10 ont montré que la structure du *heat low* est largement modifiée au cours de son mode intrasaisonnier. La figure 4.35 montre effectivement que, au moment du maximum des événements HLE (Fig. 4.35.a), le SHL s'étend vers le nord-est et est poussé vers l'est sur son bord ouest, et que, quatre jours plus tard (Fig. 4.35.c), il semble avoir gagné en intensité, en particulier à l'est, sur le nord du Tchad et du Soudan. Au contraire, au moment du maximum des événements HLW (Fig. 4.35.b), il s'étend vers l'ouest, et disparaît quasiment de l'Algérie et de la Libye. Quatre jours plus tard (Fig. 4.35.d), il semble s'être effondré, aussi bien au niveau de son cœur que de son flanc oriental. Cette section examine donc, plus en détail, les fluctuations de la structure du *heat low* au cours des événements HLE et HLW,

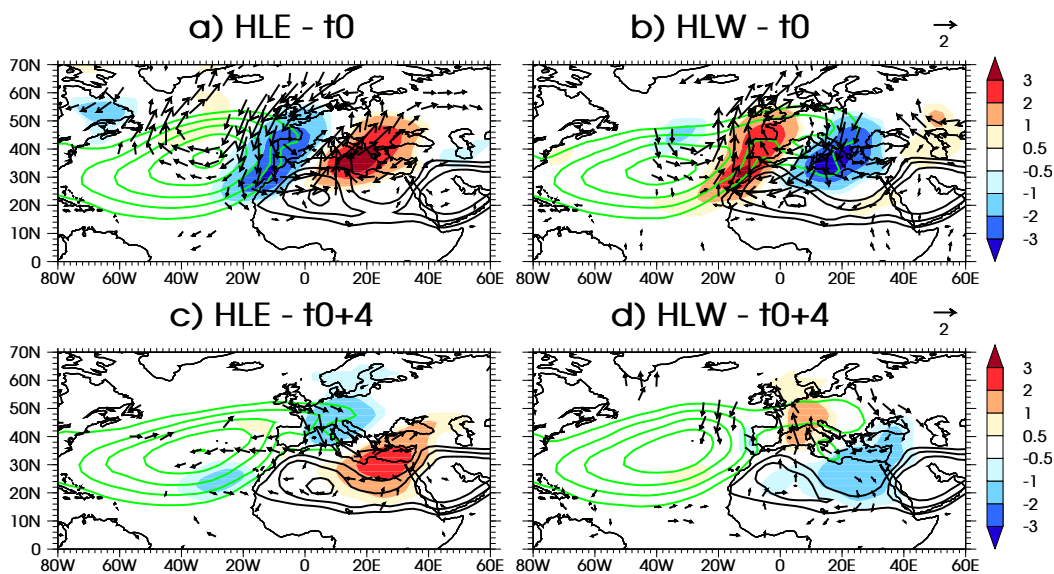


Figure 4.35 – a) Composites à t_0 des anomalies de température potentielle à 850 hPa (en couleurs, en K), du vent à 850 hPa (en vecteur, en m^{-1}) et de la pression au niveau de la mer (en contour vert, en hPa), pour les événements HLE. Les contours noirs correspondent à la somme du composite des anomalies et de la climatologie (section 2.2.5.3) de la température potentielle (un contour tous les 2°C entre 38 et 42°C). Les contours verts correspondent à la somme du composite des anomalies et de la climatologie (section 2.2.5.3) de la pression au niveau de la mer (un contour tous les 2 hPa, entre 1016 et 1024 hPa). Seules les anomalies significatives du vent sont reportées sur le graphique. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2), et les climatologies sur la période 1979–2007. Les données utilisées proviennent de la réanalyse NCEP2. b) *Idem* a), mais pour les événements HLW. c) *Idem* a), mais à t_0+4 . d) *Idem* b), mais à t_0+4 .

ainsi que les processus en jeu, de manière à appuyer les interprétations de CRL10, notamment le rôle des ventilations.

4.3.2.1 Intensité et position du heat low

Afin d'étudier l'évolution de l'intensité et de la position du SHL, l'approche « objet », proposée par Lavaysse *et al.* (2009) pour le détecter, nous a semblé très pertinente (section 1.2.3.3). Le SHL ne reste pas *a priori* stable au cours des événements HLE/HLW, et l'utilisation d'un domaine fixe pour caractériser son intensité reflèterait, en même temps, ses variations en position et en intensité, sans pouvoir les séparer l'une de l'autre. Pour cette étude, C. Lavaysse nous a fourni l'intensité et la position, en latitude et en longitude, du WAHL, pour chaque jour des saisons JJAS 1979 à 2001¹². L'intensité du WAHL int_{WAHL} (en m) est calculée comme la moyenne de l'épaisseur de la couche atmosphérique entre 925 et 700 hPa sur le domaine détecté, et sa position correspond à celle du centre de gravité de ce domaine.

La corrélation entre l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL et l'intensité int_{WAHL} du WAHL, filtrée dans la bande 10–60 jours, est maximale lorsque l'indice ind_{SHL} précède de 5 jours ($\sim +0.4$), indiquant qu'une partie relativement faible de la variance entre 10 et 60 jours de l'intensité du WAHL peut être linéairement expliquée par le mode intrasaisonnier principal du SHL. Ce mode de variabilité ne semble donc pas pouvoir *a priori* expliquer, seul, les fluctuations en intensité du WAHL.

Les composites des anomalies d'intensité du WAHL sur les événements HLE et HLW sont présentés sur la figure 4.36. Un événement HLE est suivi, de manière robuste, par une intensification du WAHL de presque 3 m en 5 jours, tandis qu'un

¹²Le WAHL a été détecté à l'aide de la réanalyse ERA40 (section 1.2.3.3).

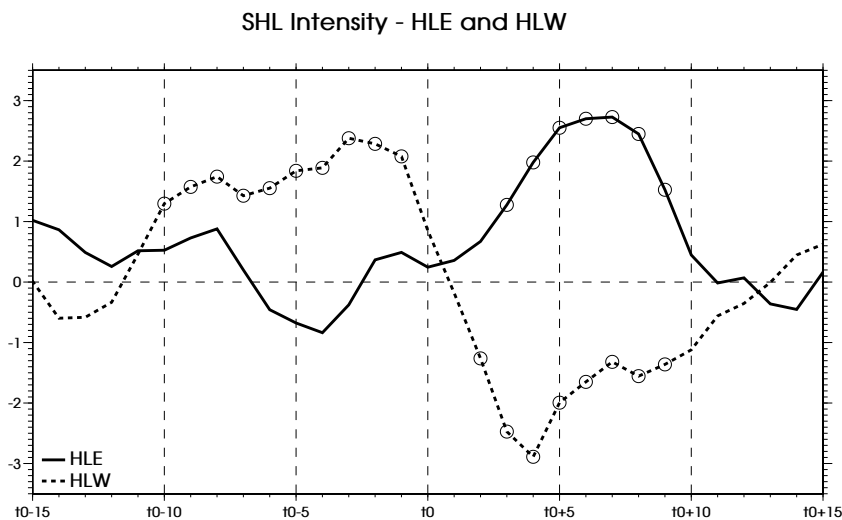


Figure 4.36 – Composites, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de l'indice int_{WAHL} caractérisant l'intensité de la dépression thermique, pour les événements HLE en trait plein, et HLW en trait tireté. Cet indice est basé sur l'épaisseur de la couche atmosphérique entre 925 et 700 hPa (en m), moyennée sur le *heat low* détecté par la méthode de Lavaysse *et al.* (2009). Cet indice a été calculé à partir de la réanalyse ERA40, entre 1979 et 2001. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2).

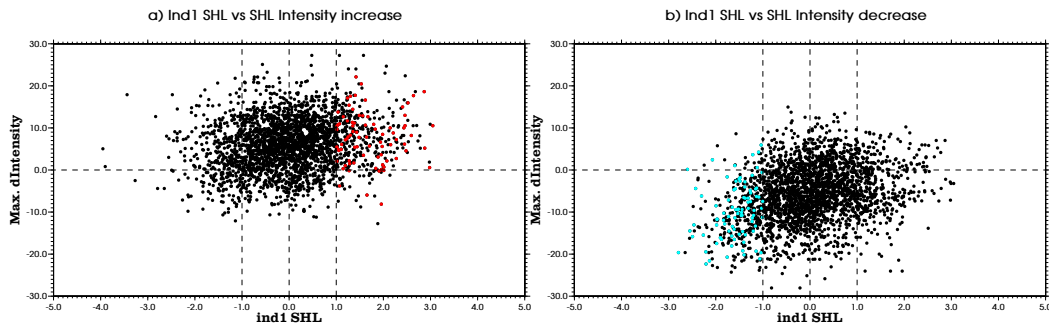


Figure 4.37 – a) Diagramme de dispersion de l’intensification du WAHL en fonction de l’indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL. À un instant t , l’intensification du WAHL est calculée comme la différence entre le maximum de l’anomalie d’intensité entre $t+4$ et $t+8$, et le minimum de l’anomalie d’intensité entre $t-1$ et $t+1$. Elle est ensuite reportée en fonction de l’indice ind_{SHL} à l’instant t . L’intensité du WAHL est définie comme l’épaisseur moyenne de la couche entre 925 et 700 hPa sur le domaine détecté par Lavaysse *et al.* (2009) comme étant le *heat low* (en m). Cette intensité a été calculée à partir de la réanalyse ERA40, entre 1979 et 2001. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). Les points rouges indiquent les valeurs correspondant à une date d’évènement HLE. b) *Idem* a), mais pour le déficit d’intensité du WAHL. À un instant t , le déficit d’intensité du WAHL est calculé comme la différence entre le maximum de l’anomalie d’intensité entre $t-5$ et $t-1$, et le minimum de l’anomalie d’intensité entre $t+3$ et $t+5$. Il est ensuite reporté en fonction de l’indice ind_{SHL} à l’instant t . Les points bleus indiquent les valeurs correspondant à une date d’évènement HLW.

évènement HLW correspond à la transition entre un WAHL renforcé ($\sim +2.5$ m) et un WAHL affaibli (~ -3 m), en 5 jours également. Ces résultats confirment donc, de manière quantitative, les observations faites à partir de la vision eulérienne de la figure 4.35. Les évènements HLE sont statistiquement associés à l’intensification de la dépression thermique et les évènements HLW à son effondrement. On notera que son effondrement correspond à une échelle de temps plus courte (-5.5 m en 5 jours) que celle associée à son intensification ($+3$ m en 5 jours), indiquant à nouveau une dissymétrie entre les évènements HLE et HLW, que l’approche linéaire en corrélation/régression ne permettrait pas de mettre en évidence (section 2.2.5.1). Cette dissymétrie traduit, potentiellement, des non-linéarités dans les processus en jeu, et/ou des mécanismes différents entre les deux types d’évènements (voir aussi section 4.1.3.5).

On peut évaluer, de manière plus quantitative, la proportion d’évènements HLE (HLW) qui conduisent effectivement à une intensification (un effondrement) du WAHL. Pour cela, on compte, parmi les évènements HLE, ceux pour qui la différence entre le maximum des anomalies d’intensité entre t_0+4 et t_0+8 et le minimum des anomalies d’intensité entre t_0-1 et t_0+1 est positif, et parmi les évènements HLW ceux pour qui la différence entre le minimum des anomalies d’intensité entre t_0+3 et t_0+5 et le maximum des anomalies d’intensité entre t_0-5 et t_0-1 est négatif. Les différents intervalles de dates ont été choisis à partir de la figure 4.36, afin de prendre en considération la disparité probable entre les différents évènements. Au final, on compte plus de 90% des évènements HLE qui conduisent, effectivement, à une intensification du WAHL, et plus de 90% des évènements HLW qui correspondent à son effondrement. Les relations $\text{HLE} \rightarrow \text{intensification}$, et $\text{HLW} \rightarrow \text{effondrement}$ sont donc très robustes.

Qu’en est-il des relations symétriques ? Les évènements HLE/HLW sont-ils les

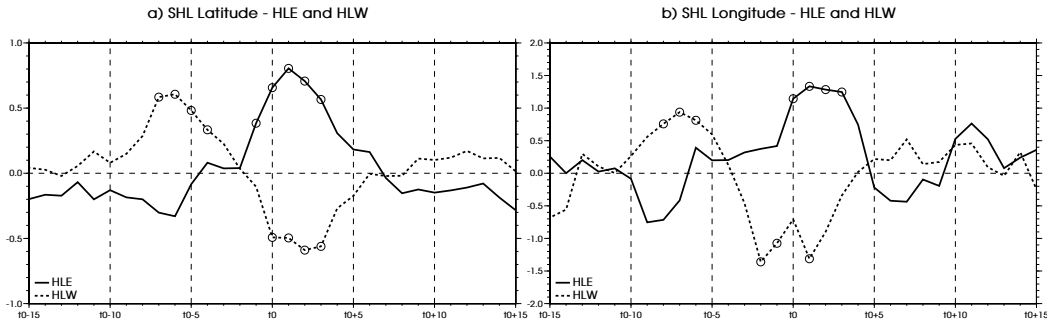


Figure 4.38 – a) Composite, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de la position en latitude (en $^{\circ}\text{N}$) de la dépression thermique, pour les événements HLE en trait plein, et HLW en trait tireté. La position a été déterminée comme celle du centre de gravité du *heat low* détecté par la méthode de Lavaysse *et al.* (2009, voir aussi section 1.2.3.3). Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). b) *Idem* a), mais pour la position en longitude (en $^{\circ}\text{E}$).

seuls scénarios possibles pouvant conduire à une intensification/un effondrement de la dépression thermique? Afin de répondre à cette question de manière qualitative, des valeurs d'intensification/effondrement ont été déterminées pour chaque jour des saisons JJAS 1979–2001, et reportées en fonction de l'indice ind_{SHL} sur les diagrammes de dispersions des figures 4.37.a/b. Pour une date t , l'intensification est calculée comme la différence entre le maximum des anomalies d'intensité entre $t+4$ et $t+8$ et le minimum des anomalies d'intensité entre $t-1$ et $t+1$, et l'effondrement comme la différence entre le minimum des anomalies d'intensité entre $t+3$ et $t+5$ et le maximum des anomalies d'intensité entre $t-5$ et $t-1$. On retrouve naturellement les relations précédentes, c'est-à-dire que, plus l'indice ind_{SHL} est positif et grand, plus on a une probabilité forte d'avoir une intensification positive (Fig. 4.37.a), et, plus l'indice ind_{SHL} est négatif, plus on a une probabilité importante d'avoir un effondrement négatif (Fig. 4.37.b). En revanche, on observe des valeurs fortes d'intensification, et des valeurs très négatives d'effondrement pour presque toutes les gammes de valeurs de l'indice ind_{SHL} , suggérant que les relations $\text{HLE} \rightarrow$ intensification, et $\text{HLW} \rightarrow$ effondrement ne sont pas bijectives. D'autres scénarios peuvent donc conduire à l'intensification/effondrement du SHL. L'un d'entre eux met certainement en jeu le flux de mousson humide et la convection sur son flanc sud, d'une manière similaire aux pulsations de mousson de Couvreur *et al.* (2010, voir aussi section 3.4.4.3). Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre 5.

Les événements HLE et HLW sont également associés à des modifications de la position de la dépression thermique, comme le suggèrent leur nom (*Heat Low East* et *Heat Low West*). Dans l'article CRL10, ce choix de nomenclature avait été basé sur la position de l'anomalie chaude de θ_{850} . Nous justifions, ici, un peu plus cette nomenclature, en quantifiant les changements de position du WAHL au cours des événements HLE et HLW (Fig. 4.38). En effet, à la suite d'un événement HLE, le WAHL se situe en moyenne un peu plus au nord-est ($+0.8^{\circ}\text{N}$, et $+1.3^{\circ}\text{E}$), tandis qu'après un événement HLW, il se situe un peu plus au sud-ouest (-0.6°N , et -1.3°E). L'utilisation des coordonnées du centre de gravité du WAHL limite probablement l'amplitude des variations de sa position, son cœur étant plutôt stable. En revanche, comme le suggère la figure 4.35, elles traduisent, sans doute, des fluctuations importantes de son enveloppe.

Les deux approches, eulérienne (CRL10), et « objet » (Lavaysse *et al.*, 2009, 2010), pour étudier la variabilité de la dépression thermique saharienne ne

sont donc pas équivalentes, mais plutôt complémentaires. Dans leur étude des pulsations intrasaisonniers du WAHL, Lavaysse *et al.* (2010) retrouvent, effectivement, un signal important aux moyennes latitudes, aux échelles comprises entre 10 et 30 jours. Sa structure est très similaire à celle que nous avons trouvée dans CRL10, soulignant, encore une fois, la robustesse de l'impact des extra-tropiques sur la dynamique du *heat low*. Lavaysse *et al.* (2010) montrent, effectivement, que l'effondrement du WAHL est précédé par une intrusion d'air froid sur la Libye, elle-même précédée par un thalweg en altitude, sur l'Europe et la Méditerranée. Un renforcement de la convection et du flux de mousson sur son flanc sud est également observé dans les composites de Lavaysse *et al.* (2010), contribuant ainsi à son effondrement.

4.3.2.2 *Modulation des ventilations*

Dans l'article CRL10, nous invoquons une modulation des ventilations pour interpréter l'évolution de la structure du SHL, au cours des événements HLE et HLW. Cette section propose, brièvement, une quantification précise de cette modulation.

Le concept de ventilation a été introduit par Chou *et al.* (2001), puis repris par Chou et Neelin (2003), pour représenter les advections horizontales d'énergie statique humide (i.e. température et humidité) sur le continent. Chou *et al.* (2001) montrent que ces ventilations jouent un rôle important pour comprendre les gradients est-ouest de précipitations et la limitation vers le nord d'une mousson idéalisée. Appliquant ce concept à la mousson africaine, Chou et Neelin (2003) montrent que les ventilations pourraient, en fait, avoir un impact faible. Dans un cadre de simulation idéalisée bidimensionnelle, Peyrillé et Lafore (2007) montrent, cependant, que cet impact est plus fort que ce qu'ont pu trouver Chou et Neelin (2003), surtout dans les basses couches de l'atmosphère. Ces ventilations tendraient à bloquer la montée vers le nord de la MAO, notamment en diminuant l'intensité de la dépression thermique, qui est alors en équilibre entre advection horizontale et turbulence.

Le mode intrasaisonnier du SHL est associé à des modulations importantes de la température et de l'humidité dans les basses couches, à la fois au large des côtes marocaines et sur la Méditerranée. La figure 4.39 quantifie cet impact en termes d'advections horizontales de température et d'humidité. Sur le nord du continent africain, les advections de température sont, en moyenne climatologique, négatives, et celles d'humidité, positives, traduisant qu'elles refroidissent et humidifient continuellement le continent (non montré). Pendant les jours précédents les événements HLW, la ventilation marocaine à 925 hPa est clairement réduite, passant de -5 à -3 K jour⁻¹ environ en température, et de $+3$ à $+2$ g kg⁻¹ jour⁻¹. Au contraire, la ventilation sur l'Algérie et la Libye s'intensifie, passant de -3 à -5 K jour⁻¹ en température, et de $+1$ à presque $+2$ g kg⁻¹ jour⁻¹. Cette modulation des ventilations pendant les événements HLW se traduit donc par une amplification de la dépression thermique sur son flanc ouest, et par une érosion forte sur son flanc nord-est, qui conduira à son effondrement (section 4.3.2.1). On note, cependant, que la ventilation sur le Maroc semble bloquée par l'Atlas, l'empêchant de pénétrer très loin sur le Sahara, au cœur du *heat low*. Cette dissymétrie entre les deux ventilations suggère un rôle plus important de la ventilation méditerranéenne pour la dynamique du SHL, notamment dans le cas de son effondrement, pendant les événements HLW.

Le cas des événements HLE est relativement symétrique en termes d'anomalies,

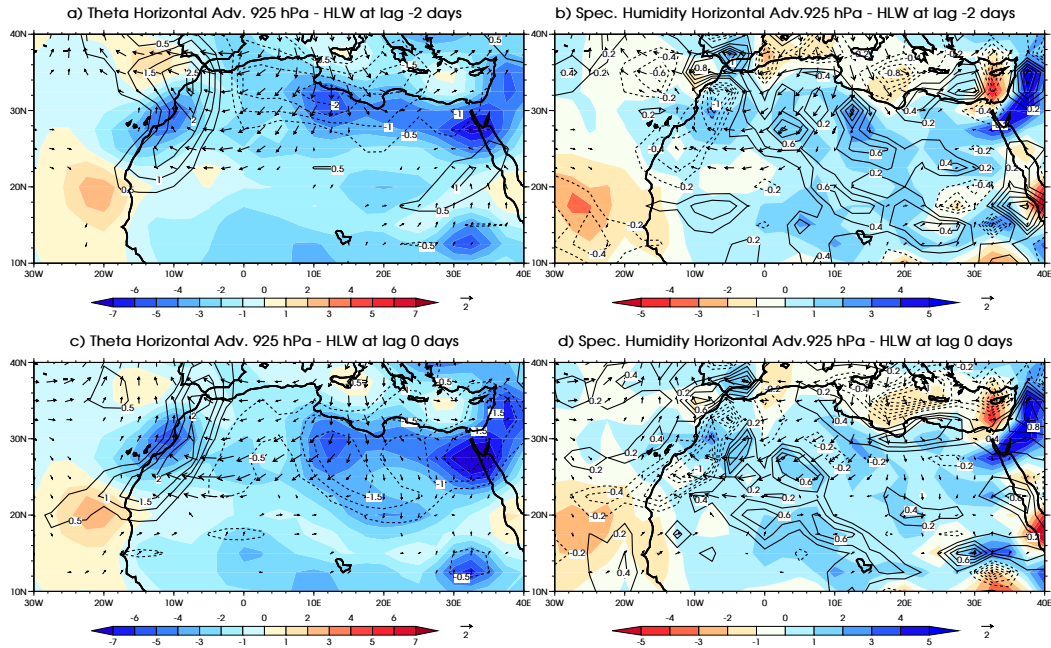


Figure 4.39 – a) Composite des anomalies de la ventilation en température à 925 hPa, i.e. des advections horizontales de température (en contour, en K jour^{-1}), et du vent horizontal à 925 hPa (en vecteur, en m s^{-1}), à t_0-2 pour les événements HLW. La somme de ce composite et de la moyenne climatologique 1979–2007 de cette variable a été reportée en couleur (section 2.2.5.3). Seules les anomalies significatives à 95% sont reportées sur le graphique. b) *Idem* a), mais pour les advections horizontales d’humidité spécifique à 925 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$). c) *Idem* a), mais pour t_0 . d) *Idem* b), mais pour t_0 .

produisant une baisse de la ventilation sur l’Algérie et la Libye, et une augmentation de celle sur le Maroc et la Mauritanie (non montré). La ventilation marocaine se renforce et passe de -5 à -7 K jour^{-1} en température, et de $+3$ à $+4 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$ en humidité. À l’inverse, la ventilation méditerranéenne s’affaiblit, passant de -3 à -1 K jour^{-1} en température, et de $+1$ à pratiquement $0 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$. Au nord de l’Algérie, et au-dessus de la Tunisie, l’advection horizontale d’humidité devient même négative (jusqu’à presque $-1 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), et l’advection de température positive (jusqu’à $+1 \text{ K jour}^{-1}$). C’est en effet un vent du sud-est, chaud et sec, en provenance du désert, qui prédomine dans cette région pendant les événements HLE (Fig. 6 de CRL10). La réduction de l’advection, sur le continent, d’air frais et humide en provenance de la Méditerranée permettrait alors au SHL de gagner en intensité, tandis que le renforcement de la ventilation sur les contreforts de l’Atlas pourrait induire un effet de Foehn important sur son versant sud-est, accroissant encore plus l’intensité du *heat low*.

4.3.2.3 Bilan d’énergie et d’humidité sur le Sahara Oriental

De manière similaire à la section 4.3.1.2, l’étude des bilans d’énergie et d’humidité sur le Sahara vont nous permettre de mieux comprendre l’origine et l’évolution des anomalies de température et d’humidité au cours des événements HLE et HLW, ainsi que leur impact sur la dynamique de la dépression thermique saharienne. Nous nous focalisons sur un domaine à l’est du Sahara, 20°N – 30°N , 10°E – 30° . Une étude similaire a été réalisée sur le domaine 20°N – 30°N , 5°O – 10°E , plus au cœur du *heat low* et a donné des résultats proches, bien que les signaux associés soient

un peu plus faibles et aient un peu moins de cohérence spatiale. Les résultats qui suivent seront donc, dans une moindre mesure, applicables à la région du Sahara Central et Occidental. Nous nous concentrons également sur les événements HLW, les événements HLE étant le plus souvent symétriques en termes d'anomalies.

Structure et évolution globales

Les événements HLW sont associés à la pénétration d'une intrusion d'air froid et humide sur la Libye et l'Égypte (CRL10). L'anomalie négative de température potentielle est maximale vers t_0+3 sur le domaine $20^\circ\text{N}-30^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{E}-30^\circ$, atteignant environ -1.5 K à 850 hPa en moyenne composite (Fig. 4.40.a). Une anomalie positive précède d'environ 4 jours les événements HLW. En altitude, vers 500 hPa, on observe aussi une anomalie négative, un peu plus faible ($\sim -0.5\text{ K}$) mais environ 3 jours plus tôt. Elle est suivie d'une anomalie positive vers t_0+6 .

En basses couches, les anomalies d'humidité sont en quadrature par rapport à celles de température (Fig. 4.40.c). L'anomalie humide ($\sim +0.4\text{ g kg}^{-1}$) est, en fait, en phase avec l'intensification du vent de nord (Fig. 4.40.d). Elle est précédée par une anomalie sèche significative à t_0-6 ($\sim -0.2\text{ g kg}^{-1}$). Encore une fois, il y a un décalage entre les niveaux au-dessous de 700 hPa et ceux au-dessus.

Les anomalies d'humidité relative sont alors le résultat combiné de l'augmentation de l'humidité spécifique et de la diminution de la température (Fig. 4.40.e).

On notera également des fluctuations importantes de la vitesse verticale, traduisant, en altitude, un affaiblissement de la subsidence vers t_0-2 et une intensification de celle-ci vers t_0+3 . Dans les basses couches, entre la surface et environ 850 hPa, la vitesse verticale est ascendante en moyenne climatologique, suggérant la présence d'une couche limite bien développée. À t_0-3 , les ascendances se renforcent et concernent une couche plus épaisse, atteignant presque 800 hPa, tandis qu'à t_0+4 , elles s'affaiblissent et la couche ascendante devient un peu moins épaisse.

Bilans moyens

La figure 4.41 montre le profil vertical moyen des différents termes des bilans de température et d'humidité moyennés sur le domaine $20^\circ\text{N}-30^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{E}-30^\circ\text{E}$. En moyenne climatologique, et au-dessus de 700–600 hPa environ, la température résulte d'un équilibre entre les refroidissements par advection horizontale et par diabatisme/fermeture, et le réchauffement par advection verticale (Fig. 4.41.a), i.e. subsidence (Fig. 4.40.f). Le refroidissement par diabatisme/fermeture augmente légèrement de -0.2 K jour^{-1} à 700 hPa à -1.2 K jour^{-1} à 500 hPa, de même que le terme d'advection horizontale. Au contraire, le terme d'advection verticale augmente fortement avec l'altitude, jusqu'à plus de $+2.5\text{ K jour}^{-1}$. Le processus diabatique majeur, en jeu ici, est probablement le refroidissement radiatif, étant donné que la couche limite, bien qu'épaisse dans cette région (Gamo, 1996), reste confinée en dessous de 700–600 hPa. Le terme diabatique/de fermeture du bilan d'humidité est positif et relativement important entre 700 et 500 hPa (Fig. 4.41.b), suggérant également une contribution de l'évaporation au refroidissement diabatique, et/ou d'un dépôt d'humidité au sommet de la couche limite.

Près de la surface, l'advection verticale joue un rôle plus faible, et on observe un équilibre entre advection horizontale (méridienne surtout) et diabatisme/fermeture. Les advections refroidissent tandis que le diabatisme/fermeture réchauffe. Un fort gradient vertical de ce terme de chauffage peut être noté au-dessus de 925 hPa. Son annulation vers 700 hPa traduit un sommet de couche limite ne dépassant

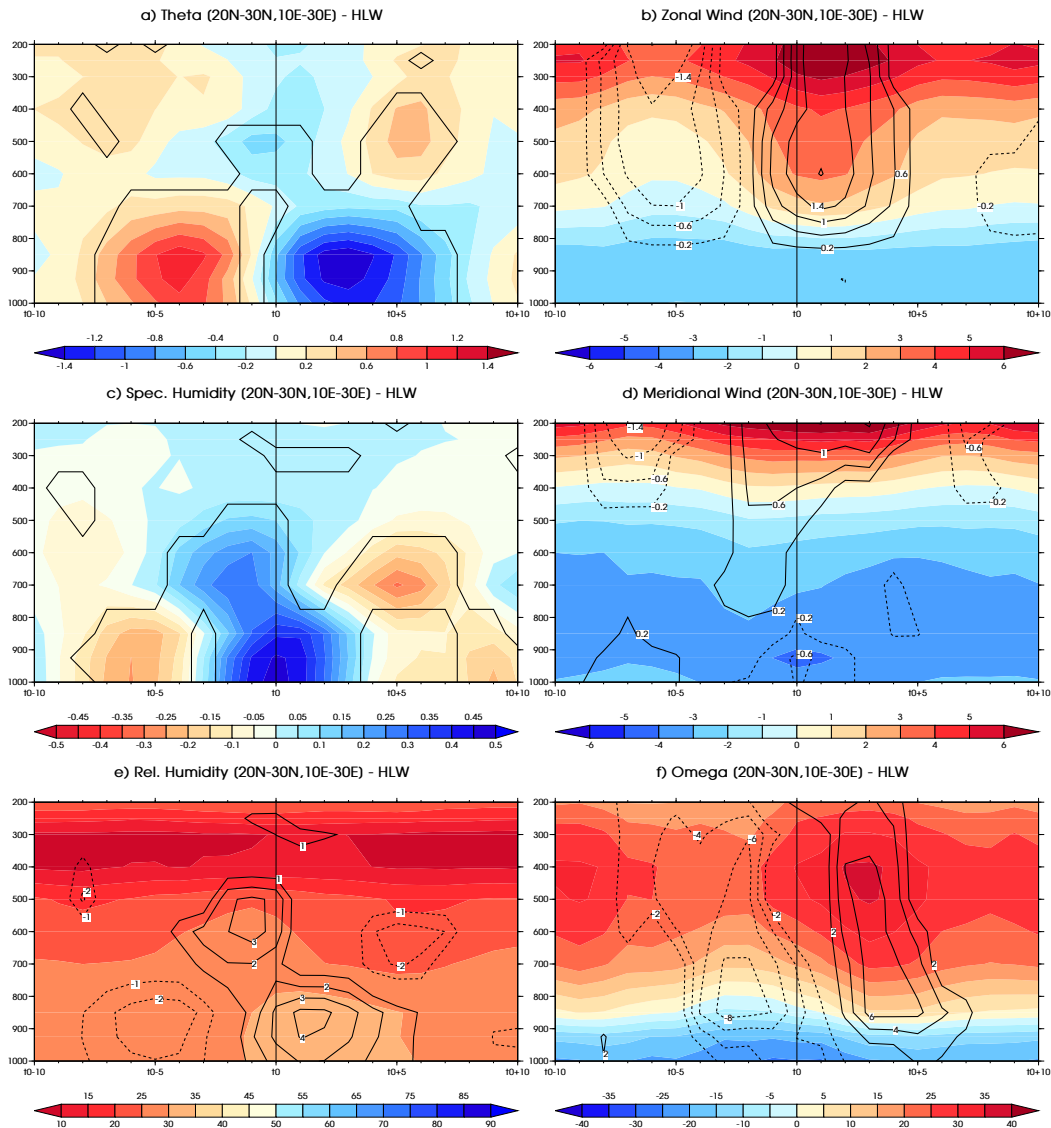


Figure 4.40 – a) Composites des anomalies de la température potentielle (en K) moyennée sur le domaine 20°N – 30°N , 10°E – 30°E , pour les évènements HLW, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression en hPa en ordonnée. Le contour indique les anomalies significatives à 95%. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). b) Composites des anomalies du vent zonal (en contour, en m s^{-1}) moyenné sur le domaine 20°N – 30°N , 10°E – 30°E , pour les évènements HLW, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression en hPa en ordonnée. En couleur, nous avons représenté le champ composite reconstruit du vent zonal, i.e. la somme du composite des anomalies de vent zonal et de sa climatologie (section 2.2.5.3). Seules les anomalies significatives à 95% ont été reportées en contour. Les anomalies ont également été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2). c) *Idem* a), mais pour l’humidité spécifique (en g kg^{-1}). d) *Idem* b), mais pour le vent méridien (en m s^{-1}). e) *Idem* b), mais pour l’humidité relative (en %). f) *Idem* b), mais pour la vitesse verticale en coordonnées pression ω (en mPa s^{-1}).

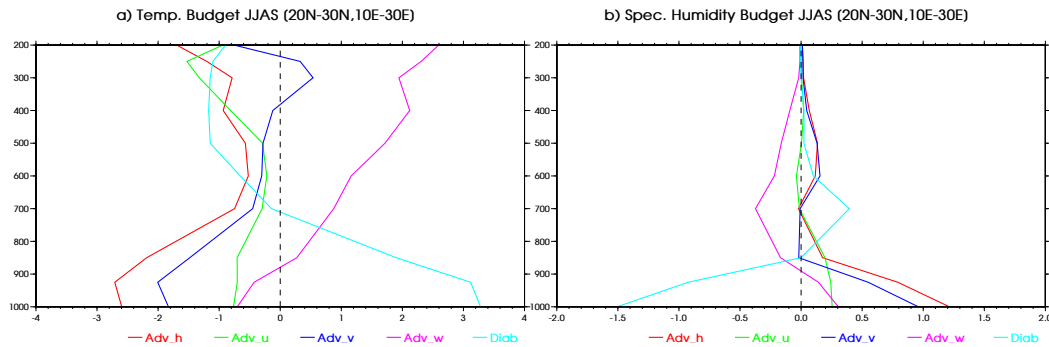


Figure 4.41 – Profils verticaux climatologiques des différents termes du bilan a) de température potentielle (en K jour^{-1}) et b) de l'humidité spécifique (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), moyennées sur le domaine 20°N – 30°N , 10°E – 30°E (voir section 2.1.2.4). L'advection horizontale totale est en rouge, et se décompose en advection zonale (en vert) et méridienne (en bleu). L'advection verticale est en mauve, et le terme résiduel (diabatisation et incrément d'analyse) en bleu clair. Les différents termes des deux bilans ont été calculés à partir de la réanalyse NCEP2 (1979–2007).

vraisemblablement pas 700–600 hPa, au cours de la journée, soit une couche limite de 3 à 4 km d'épaisseur. Cette épaisseur est cohérente avec la dynamique d'une couche limite continentale en région aride, épaisse et active (section 1.2.3.3). Étant donné son cycle diurne très marqué, la résolution temporelle des données utilisées (1 jour) ne permet pas, cependant, d'évaluer plus précisément cette épaisseur.

Le bilan d'humidité présente également deux couches (Fig. 4.41.b). L'une, se situant au-dessous de 850 hPa, est une balance entre assèchement par diabatisation/fermeture et humidification par advection horizontale (méridienne surtout). La seconde couche, au-dessus de 850 hPa, résulte, au contraire, d'un équilibre entre humidification par diabatisation/fermeture et assèchement par l'advection verticale. Le profil du terme diabatique/de fermeture traduit probablement les mélanges induits par les processus de couche limite. Ces derniers redistribuent verticalement l'humidité advectée près de la surface, assèchant donc les basses couches, et humidifiant la partie supérieure de la couche limite, et possiblement les niveaux juste au-dessus de celle-ci.

En altitude

Comme mentionné dans le paragraphe précédent, à 500 hPa, la température est, en moyenne, une balance entre le réchauffement par advection verticale (1.7 K jour^{-1}), et le refroidissement diabatique (Fig. 4.42.a), probablement en majeure partie radiatif (-1.2 K jour^{-1}). Le complément est associé à l'advection horizontale de température.

Au cours des événements HLW, l'anomalie froide observée à 500 hPa est le résultat d'un refroidissement significatif d'environ -0.2 K jour^{-1} de t_0-5 à t_0-2 . Ce refroidissement semble principalement piloté par l'affaiblissement de la subsidence (Fig. 4.40.f). L'advection zonale de température devient quasiment nulle, en accord avec l'affaiblissement du vent zonal à cette altitude (Fig. 4.40.b), mais est, en partie, contrebalancée par un léger renforcement de l'advection méridienne.

À partir de t_0 , l'advection par la subsidence s'intensifie ($+0.5 \text{ K jour}^{-1}$ à t_0+3), causant la disparition de l'anomalie froide, et ce malgré le renforcement du refroidissement par advection horizontale (-0.2 K jour^{-1}).

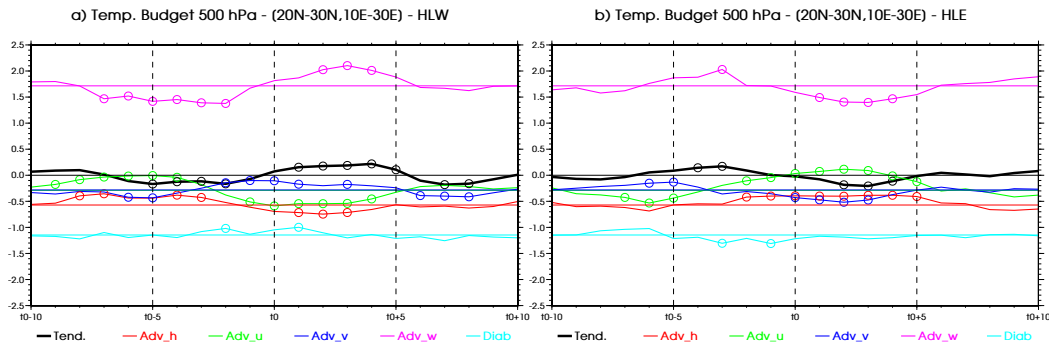


Figure 4.42 – a) Bilan composite de la température potentielle à 500 hPa (en K jour^{-1}), moyennée sur le domaine 20°N – 30°N , 10°E – 30°E , pour les événements HLW, en fonction du décalage temporel, de t_0-10 à t_0+10 . La tendance de la température potentielle est indiquée en trait épais noir. L’advection horizontale totale est en rouge, et se décompose en advection zonale (en vert) et méridienne (en bleu). L’advection verticale est en mauve, et le terme résiduel du bilan en bleu clair. Les traits horizontaux correspondent à la valeur climatologique du terme de même couleur dans le bilan. Les composites ont été calculés à partir des anomalies par rapport à la variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2) et leur valeur climatologique leur a été ajoutée (section 2.2.5.3). Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes à 95% de la climatologie. Ce bilan a été réalisé à partir de la réanalyse NCEP2. b) *Idem* a), mais pour les événements HLE.

De même, pendant les événements HLE (Fig. 4.42.b), la formation des anomalies de température est pilotée par les fluctuations de la vitesse verticale, les anomalies d’advection horizontale variant en opposition de phase, mais ne suffisant pas à contrebalancer les renforcements/affaiblissements de la subsidence.

En termes d’humidité à 700 hPa (Fig. 4.43), les advections horizontales (méridiennes surtout) semblent avoir un rôle plus important, et en tout cas en phase avec la tendance de l’humidité. Pendant les événements HLW (Fig. 4.43.a), l’humidification entre t_0-5 et t_0-3 est, à la fois, le résultat d’une augmentation de l’advection méridienne ($+0.14 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), et de la diminution de l’assèchement par la subsidence ($+0.15 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$). Cette dernière contribution est, en fait, en partie contrebalancée par une légère diminution de la partie diabatique du bilan ($-0.06 \text{ g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$). Comme la subsidence s’affaiblit, l’évaporation induite des masses nuageuses, prises dans cette subsidence, diminue sans doute également. De même, l’assèchement du niveau 700 hPa entre t_0-1 et t_0+4 est en phase avec l’assèchement par advection méridienne. Il se prolonge un peu grâce au renforcement de la subsidence, malgré une légère augmentation de la source diabatique d’humidité.

L’évolution de l’humidité à 700 hPa pendant les événements HLE suit encore plus fidèlement les fluctuations de l’advection méridienne d’humidité (Fig. 4.43.b), la subsidence affaiblie permettant de prolonger un peu son effet.

Dans les basses couches

Comme décrit plus tôt, la température (Fig. 4.44) et l’humidité dans les basses couches (Fig. 4.45) sont essentiellement des équilibres entre le refroidissement/l’humidification par les advections horizontales (méridienne surtout) et le réchauffement/l’assèchement par les processus diabatiques, liés à une couche limite bien développée au-dessus de cette zone aride.

Pendant les événements HLW, l’évolution de la température à 925 hPa (Fig. 4.44.a) semble d’abord répondre à la modulation de l’advection méridienne de

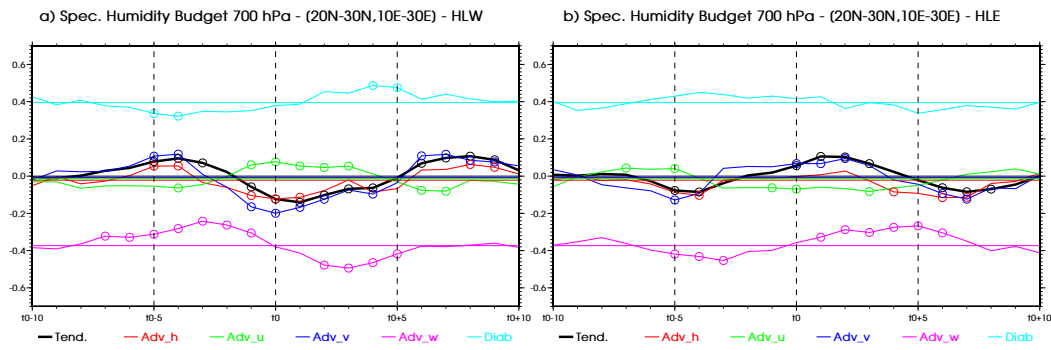


Figure 4.43 – *Idem* Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 700 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les événements a) HLW et b) HLE.

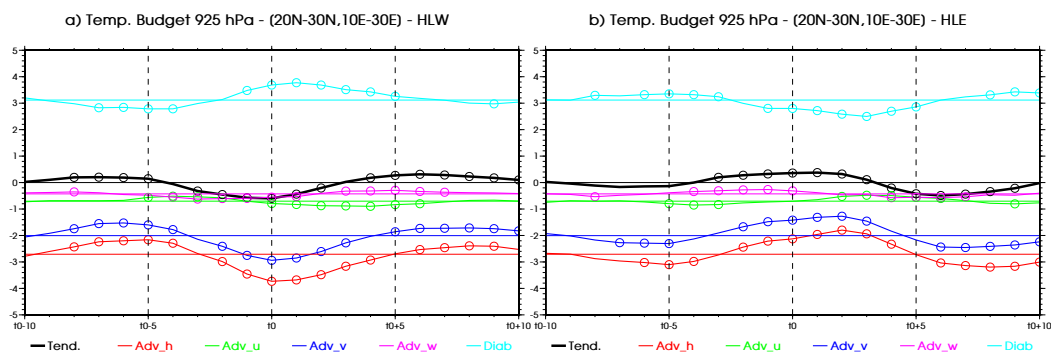


Figure 4.44 – *Idem* Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de la température potentielle à 925 hPa (en K jour^{-1}), pour les événements a) HLW et b) HLE.

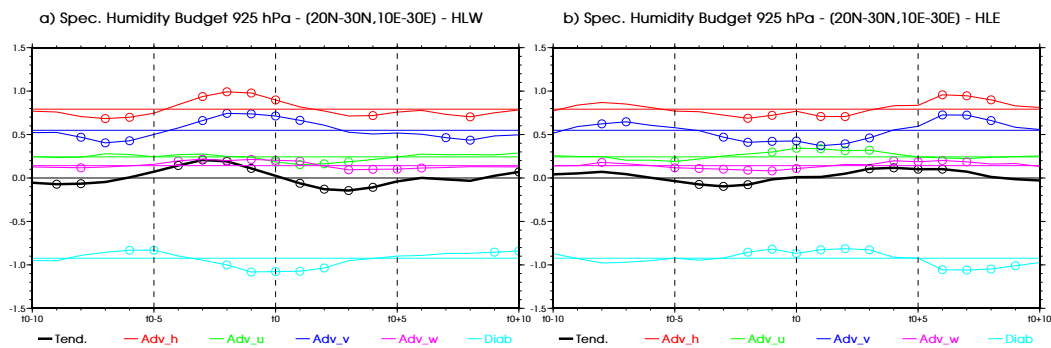


Figure 4.45 – *Idem* Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 925 hPa (en $\text{g kg}^{-1} \text{ jour}^{-1}$), pour les événements a) HLW et b) HLE.

température. La diminution de la température de t_0-3 à t_0+2 d'environ -0.4 K jour⁻¹ correspond d'abord à un renforcement de l'advection méridienne froide (-1 K jour⁻¹), en phase avec l'accélération du vent méridien (Fig. 4.40.d), mais qui commence à être contrebalancé à t_0-1 par une augmentation du chauffage diabatique ($+0.2$ à t_0-1 puis $+0.6$ K jour⁻¹ à t_0+1). La couche limite devient probablement plus active, notamment à cause d'une augmentation significative du flux sensible à la surface entre t_0-1 et t_0+5 , d'environ $+3$ W m⁻² (t_0+1) en moyenne sur tout le domaine $20^\circ\text{N}-30^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{E}-30^\circ\text{E}$ (non montré). Ce renforcement du flux sensible apparaît à la fois en phase avec le renforcement de l'intensité du vent dans les basses couches (Fig. 4.40.b et d), et avec une augmentation du gradient vertical de température, provoquée par l'advection de l'anomalie froide (Fig. 4.40.a). Cette boucle de rétroaction négative sur l'anomalie froide via des processus de couche limite est donc un élément essentiel, limitant le refroidissement forcé par le renforcement de l'advection méridienne. Cette intensification du mélange vertical dans les basses couches contribue à l'élimination plus rapide de l'anomalie négative de température lorsque l'advection méridienne s'affaiblit.

On retrouve cette même balance pour l'humidité à 925 hPa (Fig. 4.45.a) : l'accroissement de l'humidité spécifique sur le continent entre t_0-4 et t_0-1 est le résultat d'un renforcement net de l'advection méridienne en provenance de la Méditerranée, que la réponse du mélange turbulent sur la verticale commence à limiter à t_0-2 . On notera par ailleurs que la diminution de la température et l'accroissement d'humidité sont déphasés d'environ 2–3 jours, comme leur advection méridienne respective. Ce déphasage est lié aux différences de structure et d'évolution entre le gradient méridien d'humidité et celui de température entre la mer et le continent, et notamment aux dynamiques d'évolution différentes de la température et de l'humidité dans les basses couches sur la Méditerranée (Fig. 4.23.a et c – section 4.3.1).

Les anomalies des différents termes des bilans de température et d'humidité sont relativement symétriques pendant les événements HLE (Figs. 4.44.b, et 4.45.b). La formation des anomalies chaudes et sèches sur le continent est essentiellement liée à la réduction des advections d'air froid et humide en provenance de la Méditerranée, le diabatisme de couche limite ayant alors une rétroaction négative sur ces anomalies. Le flux sensible à la surface diminue d'environ 3 W m⁻², en moyenne sur tout le domaine, en réponse à l'affaiblissement du vent et du gradient vertical de température. Le mélange turbulent dans les basses couches est moins intense, et réchauffe et assèche moins qu'en moyenne.

CONCLUSION

La dépression thermique saharienne est un élément essentiel de la MAO. Une partie importante de cette thèse a été consacrée à la documentation et l'étude de sa variabilité intrasaisonnaire propre, dans la gamme d'échelle 10–60 jours, notamment dans le cadre de la rédaction de l'article CRL10.

À l'aide d'une ACP complexe, CRL10 ont identifié le principal mode de variabilité intrasaisonnaire du SHL (section 4.1.2). Ce mode, robuste (section 4.1.3.3), d'échelle caractéristique égale à 15 jours (section 4.1.3.5), est caractérisé par deux évènements de nature globalement symétrique, les évènements HLE et les évènements HLW :

- Les évènements HLE sont associés à une anomalie chaude de température dans les basses couches au-dessus de la Méditerranée, qui se propage vers le sud-est, sur la Libye et l'Égypte, en direction du Sahel Est, et à une anomalie froide sur l'Atlantique Est, qui se propage vers le sud-ouest, le long des côtes marocaines et mauritaniennes. Ces anomalies de température sont associées à des modulations significatives des ventilations du SHL (section 4.3.2.2), réduite sur la Méditerranée, et renforcée sur le Maroc. Ces évènements modifient la structure de la dépression thermique, la déplaçant vers le nord-est, et permettant son intensification en environ 5 jours (section 4.3.2.1).
- Les évènements HLW sont associés à une anomalie froide sur la Méditerranée, qui se propage vers le sud-est, vers le Sahel Est, et à une anomalie chaude sur l'Atlantique Est, qui se propage vers le sud-ouest le long des côtes africaines. La ventilation sur le Maroc s'affaiblit, tandis que celle sur la Libye et l'Égypte se renforce, créant une intrusion d'air froid et humide sur le Sahara oriental, de type *cold surge* (section 4.1.3.6 – Vizy et Cook, 2009). Ces évènements ont un impact fort sur le *heat low*, le déplaçant vers le sud-ouest, et le faisant passer en 5 jours d'une situation où il était renforcé à son effondrement (section 4.3.2.1).

Pour les deux types d'évènements, les anomalies de température s'accompagnent d'anomalies d'humidité, souvent déphasées. La structure de ces anomalies d'humidité peut être complexe, notamment sur la Méditerranée (section 4.3.1) et l'océan Atlantique. Les anomalies de température et d'humidité sont pilotées par les advections horizontales, donc par la dynamique, et modulées par la réponse qu'elles entraînent dans les basses couches de l'atmosphère (sections 4.3.1.2 et 4.3.2.3) : les fluctuations de vent renforcent ou affaiblissent les flux turbulents à la surface (surtout latent sur la mer, sensible sur le continent), les anomalies de température, plus intenses à 850 hPa, modifient la stabilité verticale de la couche limite, et donc le mélange vertical des basses couches. Sur continent, la modulation des flux de surface et de l'activité de la couche limite induit une rétroaction négative, limitant l'intensité des anomalies, et contribuant à leur disparition lorsque les advections horizontales retrouvent leur valeur moyenne.

Ce mode intrasaisonnier du SHL est, en fait, profond, c'est-à-dire associé des modulations de la dynamique (presque barotrope) sur toute l'épaisseur de la troposphère (section 4.1.2). Un train d'ondes de type Rossby, d'échelle intrasaisonnaire, se propageant le long des jets polaire et subtropical, a été identifié comme un élément moteur dans cette variabilité du SHL (sections 4.1.2 et 4.2.1). Des liens significatifs avec la variabilité intrasaisonnaire des moyennes latitudes, notamment

vue sous l'angle des régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe (section 4.2.2), ont été mis en évidence, et ont souligné une prédictibilité de 4–5 jours des évènements HLE et HLW (section 4.2.3).

Enfin, l'article CRL10 a montré un lien potentiel avec la convection sur la région de mousson, avec des anomalies de convection prenant naissance sur le Sahel Est, et se propageant vers l'ouest, atteignant le centre de l'océan Atlantique (section 4.1.3.7 aussi). Les évènements HLW sont concomitants avec un renforcement de la convection sur le Tchad et le Soudan, et suivis quatre jours plus tard par une période d'affaiblissement de la convection. Les anomalies convectives suivent une évolution opposée pendant les évènements HLE. On notera que les signaux associés à l'affaiblissement de la convection sont en général plus robustes que ceux associés à un renforcement de la convection (section 4.1.3.7).

Cette relation du mode intrasaisonnier du SHL avec la convection sur l'Afrique de l'Ouest et le rôle fondamental des moyennes latitudes dans ce mode de variabilité suggèrent que le *heat low* pourrait agir comme une passerelle entre les extratropiques et les tropiques. Ce serait donc une source de prédictibilité intéressante pour la variabilité intrasaisonnière de la MAO.

La propagation vers l'ouest des anomalies convectives pendant le mode intrasaisonnier du SHL (Fig. 11.a de CRL10) n'est pas sans rappeler celle du mode Sahélien (Fig. 3.25, section 3.4.3.2 – Sultan *et al.*, 2003), et nous a incité à spéculer une possible relation entre ces deux modes de variabilité. C'est l'étude de cette relation qui fait l'objet du chapitre suivant (chapitre 5).

LE RÔLE DES MOYENNES LATITUDES DANS LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST

5

SOMMAIRE

5.1	ISV DE LA MAO : LE RÔLE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE ET DES MOYENNES LATITUDES	223
5.1.1	Résumé de l'article Roehrig, Chauvin et Lafore (2010)	223
5.1.2	Article Roehrig, Chauvin et Lafore (2010)	227
5.1.3	Compléments	245
5.2	ISV DU SHL ET MODULATION DE LA CONVECTION SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST	257
5.2.1	Le rôle des basses couches	258
5.2.2	L'air sec en moyenne et haute troposphère	261
5.2.3	Stabilité de l'atmosphère	265
5.2.4	Conclusions	267
5.3	MODULATION DE L'ACTIVITÉ DES ONDES D'EST SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST	268
5.4	VERS UNE AUTRE DÉFINITION DU MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA MAO	269
5.4.1	Le mode propagatif de l'OLR sur l'Afrique de l'Ouest	270
5.4.2	Liens avec les modes QBZD et Sahélien	276
5.4.3	Lien avec la variabilité de la dépression thermique saharienne	276
	CONCLUSION	280

La pluie ne cesse de tomber au Burkina Faso depuis quelques jours. Mercredi [le 2 septembre 2009], des pluies diluviennes se sont abattues sur Ouagadougou, la capitale, provoquant de terribles inondations, du jamais vu dans le pays. Selon les derniers bilans partiels établis par le gouvernement, il y a au moins 5 morts, 150 000 sans-abris et plusieurs disparus. Au Niger, les eaux de la vallée de Telwa ont inondé Agadez. La digue qui protège la ville a été détruite. Au Sénégal, les pluies continuent d'inonder la banlieue de Dakar. Des pluies, mais aussi des orages. Onze personnes sont mortes foudroyées chez elles par manque de paratonnerres. Les pompiers estiment que plus de 60% de la population a les pieds dans l'eau.

Radio France Internationale,
article publié le 3 septembre 2009¹.

LA mousson d'Afrique de l'Ouest est caractérisée par une variabilité intrasaisonnière importante (chapitre 3), qui se traduit par l'occurrence de périodes où la convection se renforce, comme début septembre 2009 (voir l'extrait ci-dessus), et d'autres où, au contraire, la sécheresse s'installe de manière persistante. Les séquences sèches peuvent faire émerger de sérieux problèmes de sécurité alimentaire, tandis qu'à l'inverse, des épisodes de précipitations intenses et prolongées peuvent conduire à des inondations, des pertes économiques importantes, et parfois (trop souvent) coûter des vies humaines. La compréhension et la prévision de ces événements sont cruciales pour mettre en oeuvre des systèmes d'alerte précoce, et des politiques de mitigation adaptées.

La synthèse du chapitre 3 a montré qu'une partie importante et significative de cette variabilité intrasaisonnière de la MAO s'exprime aux échelles de temps entre 10 et 25 jours, sous la forme de deux modes de variabilité principaux : les modes **QBZD** (section 3.4.3.1) et **Sahélien** (section 3.4.3.2). Le chapitre précédent (4) a également souligné l'existence de fluctuations à 15 jours de la dépression thermique saharienne, accompagnées d'une modulation de l'activité convective sur le Sahel aux mêmes échelles. Au même moment que les événements **HLW/HLE**, des anomalies convectives positives/négatives prennent naissance sur l'est du Sahel, au-dessus du Tchad et du Soudan, et se propagent vers l'Ouest, jusque sur l'Atlantique central, d'une manière étonnamment similaire aux anomalies associées au mode Sahélien (comparer la figure 11.a de CRL10 à la figure 10 de Sultan *et al.*, 2003 – Fig. 3.25 de ce manuscrit). Cette ressemblance nous interroge sur la relation entre ces deux modes de variabilité, et c'est en partie à cette question que nous allons tenter de répondre au cours de ce chapitre.

La section 5.1 présente une étude détaillée de la relation entre le mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL et le mode Sahélien, notamment au travers de l'article soumis récemment Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010, noté ci-après RCL10). Puis nous apporterons, au cours de la section 5.2, quelques pistes pour comprendre les mécanismes d'interactions entre la convection sur le Sahel et la variabilité intrasaisonnière du *heat low*. La section 5.3 met en avant des interactions d'échelles entre les fluctuations intrasaisonnières du SHL, et l'activité synoptique en Afrique de l'Ouest. Enfin, nous proposons, en section 5.4, une nouvelle définition de la variabilité intrasaisonnière de la MAO aux échelles de 10–25 jours. C'est cette

¹Disponible sur http://www.rfi.fr/actufr/articles/117/article_84316.asp.

nouvelle vision qui sera évaluée dans l'ensemble des modèles de CMIP3 au chapitre 6.

5.1 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO : LE RÔLE DE LA DÉPRESSION THERMIQUE ET DES MOYENNES LATITUDES

5.1.1 *Résumé de l'article Roehrig, Chauvin et Lafore (2010)*

Le chapitre 3 a montré que l'étude de la variabilité intrasaisonnière de la MAO occupe la communauté scientifique depuis à peine dix ans, si l'on ne tient pas compte des ondes d'est. Plusieurs études ont documenté cette variabilité, et souvent proposé différents mécanismes qui pourraient la contrôler. Une piste importante a souligné le rôle essentiel des ondes équatoriales couplées à la convection, montrant qu'elles peuvent être à l'origine d'une part significative de l'ISV de la MAO. Cependant, elle n'en explique qu'une partie. Par exemple, Janicot *et al.* (2010a) ont montré que, bien qu'ayant une structure similaire, seulement un tiers des événements secs et humides de type Sahélien pouvaient être associés au passage d'une onde de Rossby équatoriale (section 3.4.3.2). Nous proposons, dans l'article qui suit, une autre piste pour comprendre le mode Sahélien, basée sur l'étude d'événements HLE/HLW (chapitre 4) « combinés » avec des événements de type Sahélien.

Comme mentionné dans la section 3.4.3.2, l'indice normalisé ind_{Sah} du mode Sahélien est basé sur les EOF2, EOF3 et EOF4 de l'ACP sur un domaine Afrique de l'Ouest, de l'OLR, filtré dans la bande 10–25 jours. Le composite de cet indice ind_{Sah} sur les événements HLE (figure 3 de RCL10) montre que les événements HLE sont statistiquement suivis 5 jours plus tard par une phase positive de l'indice ind_{Sah} , correspondant à un renforcement de la convection sur l'Afrique équatoriale et le Sahel Est et un affaiblissement sur le Sahel Ouest (figure 2 de RCL10). De même, les événements HLW précèdent d'environ 4 jours une phase négative de l'indice ind_{Sah} , i.e. un renforcement de la convection sur le Sahel Ouest, et un affaiblissement sur le Sahel Est et l'Afrique équatoriale. En fait, c'est environ 36% des événements HLE qui sont combinés avec un événement Sah+ ($\text{ind}_{\text{Sah}} \geq 1$), c'est-à-dire suivis par un événement Sah+ 2 à 7 jours plus tard, et 29% des événements HLW qui sont combinés à un événement Sah- ($\text{ind}_{\text{Sah}} \leq -1$). À l'inverse, c'est environ un tiers des événements Sah+ qui sont combinés avec un événement HLE (i.e. précédés par un événement HLE), et un quart des événements Sah- qui le sont à un événement HLW.

L'échantillon des événements Sah+ (Sah-) peut donc être divisé en deux parties, l'une comprenant les événements dits combinés, l'autre les événements dits non-combinés. C'est l'étude des composites de chacun de ces deux nouveaux échantillons, de leurs différences notamment, qui va nous éclairer sur le rôle des événements HLE (HLW) dans l'expression et l'origine des événements Sah+ (Sah-). On notera que l'on a pris soin d'évaluer la significativité des résultats qui suivent à l'aide de deux niveaux de test de significativité, basé sur le test de Student (section 2.2.5.4) :

- d'une part, pour un échantillon donné, on peut évaluer dans quelle mesure les anomalies composites sont significativement différentes de zéro ;
- d'autre part, on peut déterminer dans quelle mesure les anomalies composites d'un des deux échantillons sont significativement différentes de celles de l'autre échantillon. Ce test est d'autant plus important que les tailles des échantillons sont très différentes, dans un rapport 2 environ.

Ces deux niveaux de significativité sont, par exemple, représentés sur les figures 6 et 7 de RCL10.

Cette analyse des composites révèle alors que les événements Sah+ combinés tendent à être plus intense, à durer plus longtemps (deux jours de plus environ) et à atteindre une échelle spatiale plus grande que les événements Sah+ non-combinés, aussi bien sur le Sahel Est que sur le Sahel Ouest (figure 6 de RCL10). Dans le cas des événements Sah- combinés, les différences avec les événements non-combinés vont dans le même sens, mais sont plus faibles et en limite de significativité. En revanche, les événements Sah- combinés sont statistiquement suivis par une période sèche sur le Sahel Ouest d'une plus grande persistance (figure 6.b de RCL10). Cette différence est interprétée en termes d'impact sur le *heat low*, qui, dans le cas des événements Sah- combinés avec un événement HLW, est comme « pris en tenaille », ventilé à la fois par un *cold surge* sur la Libye et l'Égypte, et une convection renforcée sur son flanc sud. Le SHL, effondré, mettra alors plusieurs jours pour se reconstruire. On peut noter, par ailleurs, que la combinaison des événements HLE (HLW) avec un événement Sah+ (Sah-) amplifie leur effet d'intensification (d'effondrement – section 4.3.2.1) de la dépression thermique (figure 7.a de RCL10), mais que les événements Sah+ (Sah-) seuls n'ont statistiquement pas d'effet sur le *heat low* (figure 7.b de RCL10).

Une analyse composite complémentaire de la fonction de courant à 700 hPa (figure 8 de RCL10) montre, en fait, que les anomalies de circulation anticyclonique/cyclonique, observées pendant les événements Sah+/Sah-, pourraient avoir non seulement un lien avec la dynamique des ondes de Rossby équatoriales (Janicot *et al.*, 2010a), mais aussi une origine extratropicale. Dans le cas des événements Sah- combinés avec un événement HLW, une anomalie de circulation anticyclonique se détache du train d'onde de Rossby des moyennes latitudes (chapitre 4), au-dessus de la mer Méditerranée puis se propage au-dessus de l'Égypte et de la mer Rouge. Elle arrive sur le flanc nord du JEA, puis se propage vers l'ouest, sans doute prise dans le flux d'est. Les anomalies de vent associées en basses couches pourraient alors moduler le flux de mousson et l'Harmattan, générant ainsi des anomalies convectives sur le Sahel.

En conséquence, deux origines possibles peuvent être proposées pour le mode Sahélien : la dynamique des ondes de Rossby équatoriales, et celle de la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes. Mais ces deux mécanismes peuvent potentiellement interférer de manière constructive ou destructive, conduisant à une forte variabilité du système. Pour mieux les comprendre, il apparaît alors nécessaire de les étudier séparément, à l'aide de modèles idéalisés par exemple.

Enfin, l'*onset* de la mousson est un événement intrasaisonnier particulier et essentiel pour les populations d'Afrique de l'Ouest. Une étude statistique montre qu'il tend à avoir lieu préférentiellement pendant une phase Est du SHL, c'est-à-dire avec une ventilation réduite sur la Libye. À l'inverse, il est extrêmement rare d'observer l'occurrence du saut de mousson pendant un événement HLW (moins d'une fois sur 40 ans de données – figure 10 de RCL10). Ces résultats sont cohérents avec le rôle potentiel de l'intensification de la dépression thermique au moment de l'*onset* (section 1.3.2.5).

Bien que plusieurs pièces du puzzle manquent encore, nous proposons, en guise de conclusion de cet article, un schéma conceptuel résumant les interactions entre les latitudes tempérées et la variabilité intrasaisonnière de la MAO (figure 11 de RCL10). Ce scénario, que nous reprenons ici, part d'un événement HLE (t_0).

Comme nous l'avons vu en section 4.1.3.4, celui-ci a une forte probabilité d'être suivi 7–8 jours plus tard par un évènement HLW :

1. Pendant un évènement HLE (t_0), la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes induit une ventilation réduite du SHL sur la Libye, et renforcée sur les côtes marocaines. Le *heat low* se positionne alors plus à l'est. À 700 hPa, une alternance d'anomalies cyclonique/anticyclonique se propage vers l'est au-dessus de la Méditerranée. Une partie de l'anomalie cyclonique sur l'est du bassin se détache du train d'onde, puis se propage vers le sud-ouest, au-dessus de l'Égypte, du Soudan et du Tchad, probablement advectée par le vent moyen.
2. À t_0+5 , une anomalie chaude s'est formée sur le Sahara Oriental, et le SHL a gagné en intensité, surtout dans sa partie est. L'Harmattan est alors réduit sur le Tchad et le Soudan, tandis que le flux de mousson y est renforcé, conduisant à une anomalie convective positive. Alors que le train d'ondes des moyennes latitudes a poursuivi son chemin vers l'est, l'anomalie cyclonique à 700 hPa a atteint le Tchad. Sa structure verticale est inclinée vers l'est. Elle induit une intensification du flux de nord sur son flanc ouest, associée une réduction de la convection, et un renforcement du flux de sud sur son flanc est, juste à l'avant de l'anomalie positive de convection.
3. À t_0+8 , on a une forte probabilité d'avoir l'occurrence d'un évènement HLW. En conséquence, la ventilation nord-est du SHL augmente, et une anomalie froide se forme au-dessus de la Sicile. L'anomalie cyclonique au-dessus de l'Afrique de l'Ouest se propage vers l'ouest, et tend à être remplacée sur le Tchad par une anomalie anticyclonique, ayant aussi une origine extratropicale. Les anomalies de vent en basses couches aident les anomalies convectives à se propager vers l'ouest.
4. À t_0+12 , le *cold surge* atteint l'est du Sahel, où il conduit à un affaiblissement de l'activité convective. La succession des deux anomalies de circulation à 700 hPa, au sud du Sahara, force une intensification du flux de mousson sur le Sahel Ouest, probablement amplifiée par une dépression thermique plus intense de t_0+1 à t_0+9 . On observe donc une anomalie positive de convection sur le Sahel Ouest, et on retrouve finalement la structure des évènements Sah-. Le SHL, ventilé à la fois sur son flanc sud et son flanc nord-est, s'effondre finalement. Plusieurs jours pourront être nécessaires à son rétablissement.

Ce scénario est complémentaire à celui qui met en jeu les ondes de Rossby équatoriales. En fait, les deux mécanismes interagissent probablement, entrant alors soit en résonance, soit en interférence destructive.

5.1.2 *Article Roehrig, Chauvin et Lafore (2010)*

INTRASEASONAL VARIABILITY OF THE WEST AFRICAN MONSOON :
THE ROLE OF MIDLATITUDES

Soumis au *Journal of Climate*,
27 juillet 2010.

1. *Introduction*
2. *Background*
3. *Co-occurrences of SHL and Sahelian events*
4. *Combined Sahelian and SHL mode events*
5. *Origin of the Sahelian mode : equatorial Rossby wave and/or midlatitude intraseasonal dynamics*
6. *Relationships between the midlatitudes, the SHL and the WAM onset*
7. *Discussion and conclusion*

Intraseasonal Variability of the West African Monsoon: The Role of Midlatitudes

R. ROEHRIG, F. CHAUVIN AND J.-P. LAFORE

Météo-France/CNRS, CNRM/GAME, Toulouse, France.

Manuscript submitted to *Journal of Climate* on 27 July 2010

ABSTRACT

The understanding and forecast of persistent dry or wet periods of the West African Monsoon (WAM) is crucial to improve food management and disaster mitigation in the Sahel region. In the past decade, several studies have been devoted to document such high-impact events, in particular those, which occur at the intraseasonal timescale. Attempts have also been done at proposing mechanisms which can support such intraseasonal variability. For instance, one third of Sahelian-type break and active periods have been partly related to the equatorial Rossby wave dynamics.

In the present study, we investigate how the Sahelian-type intraseasonal variability of the WAM is modulated when it interacts with the recently documented intraseasonal variability of the Saharan Heat Low (SHL) and the associated extratropical circulation. Most of such interactions occur when the SHL events lead the Sahelian ones with a 5-day lag. It concerns about one third of Sahelian-type break/active events and is shown to yield Sahelian events, which appears significantly stronger and tends to last longer by at least 2 days and to reach a larger scale. We also argue that the Sahelian-type WAM intraseasonal variability can partly be explained by the midlatitude intraseasonal variability, through a major role played by the SHL. In particular, the anomalous mid-level circulations observed during Sahelian-type wet and dry events can be advected from the midlatitudes by the mean flow. It provides a complementary scenario to that invoking equatorial Rossby wave dynamics. Furthermore, these two scenarri are likely to interfere together in a constructive or destructive way, leading to high temporal and spatial variability of the Sahelian mode.

As a particular intraseasonal event, the WAM onset is shown to be clearly favored by east phases of the SHL intraseasonal variability, as during such configurations, the Mediterranean ventilation is weakened and the SHL is allowed to get stronger.

From these extratropical-tropical interactions, an increased predictability of WAM intraseasonal events, as well as more skilful forecasts over the Sahel can be expected.

1. Introduction

Persistent dry periods during the summer West African Monsoon (WAM) can lead to severe outcomes such as crop failure and food shortage in the Sahel. Conversely, prolonged wet periods can favor flood occurrence and yield loss of life and property. The understanding and forecast of such events, especially those that occur at the intraseasonal timescale, are crucial to improve food management and disaster mitigation. In the past ten years, the WAM intraseasonal variability has been shown to be characterized by large and coherent fluctuations in the rainfall and wind fields, leading to a succession of wet and dry sequences (Janicot and Sultan 2001; Sultan et al. 2003). These intraseasonal variations range from 10 to 60 days, with significant and well-separated spectral peaks around 15 days

and 40 days.

The 25-90-day main mode, the so-called “African MJO” mode (Matthews 2004; Janicot et al. 2009) in reference to the Madden and Julian Oscillation (MJO – Madden and Julian 1994), is concomitant with a MJO-type signal over the Indian–West Pacific sector. Matthews (2004) suggested that equatorial dry Kelvin and Rossby waves link the MJO in the Indian sector and the African MJO mode. Given their respective phase velocity, they meet up over Africa 20 days after leaving the warm pool, favoring an enhancement (or a decrease) of deep convection. Lavender and Matthews (2009) and Janicot et al. (2009) also concluded to the primary role of the convectively-coupled equatorial Rossby wave in this 40-day teleconnection.

Mounier and Janicot (2004) highlighted the two main

intraseasonal modes of convection in the 10-25-day range. The first one, the Quasi-Biweekly Zonal Dipole (QBZD), is documented in Mounier et al. (2008) as a quasi-stationary zonal dipole whose two poles are centered along the Guinean Coast and between 30°W and 60°W in the equatorial Atlantic. The QBZD seems driven by land surface processes over Africa, inducing combined fluctuations of cloud cover, surface temperatures, surface pressure gradients, and low-level zonal winds off the coast of West Africa (Grodsky and Carton 2001; Mounier et al. 2008). The two poles of the QBZD interact through a Kelvin wave-like disturbance propagating eastward, which amplified the convective response over West Africa (Mounier et al. 2008). The second mode, the Sahelian mode, corresponds to a westward-propagating modulation of the West African InterTropical Convergence Zone (ITCZ), with a convective anomaly which first appears over Central Africa, then moves to the North towards the Eastern Sahel, and which finally propagates westward towards the tropical Eastern Atlantic (Sultan et al. 2003; Mounier and Janicot 2004; Janicot et al. 2010). Since the present study extensively uses results about this second mode of the WAM variability, more detail will be given in the next section.

Several recent studies emphasized the possible relationship of the 10-25-day WAM intraseasonal variability with the midlatitude circulation (Vizy and Cook 2009; Chauvin et al. 2010; Lavaysse et al. 2010). Vizy and Cook (2009) documented the influence of Mediterranean cold air surges on monsoon breaks. Such cold surges occur relatively often during each summer season and propagate into northern Africa up to the Sahel. They are preceded by the passage of a shortwave trough over the Mediterranean, which induces an acceleration of the low-level northerly wind over Libya and Egypt. The cold surge penetration is associated with positive convective anomalies over southern Algeria, western Niger, northern Mali and Mauritania 2 to 5 days before it reaches the Eastern Sahel (Chad and Sudan), where it leads in contrast to a break in convective activity. Chauvin et al. (2010, CRL10 hereafter) investigated the intraseasonal variability of the SHL, and emphasized that the main intraseasonal mode of the SHL consists of two phases, which mainly impact the SHL northern flanks and the Mediterranean region at the 15-day timescale. One of these phase actually captures the cold surges of Vizy and Cook (2009). Since the present study partly focuses on this intraseasonal SHL mode, it will be detailed in the next section. In agreement with CRL10, Lavaysse et al. (2010) also emphasized the impact of the midlatitude circulation, especially the role of an upper-level trough in the collapsing period of the 10-30-day pulsations of the SHL thickness. This leads to modifications of the low-level circulation over the Sahel, which significantly modulates convective activity over this region.

The similarities between the 10–30-day convective anoma-

lies concomitant with the SHL intraseasonal mode of CRL10 and those of the Sahelian mode of Sultan et al. (2003) and Mounier and Janicot (2004) led us to speculate that there might exist a relationship between these two modes. The purpose of this study is to investigate the statistical relationship at the intraseasonal timescale between the SHL and the WAM, and more broadly between the midlatitude circulation, the SHL and the WAM. Such results should later help to increase the predictability of the WAM intraseasonal variability. The following analysis is mainly based on indexes, which characterize the phase of each mode of interest. In order to make the analysis clearer, we first detail the main characteristics of the two modes investigated here. Section 2 briefly introduces the SHL intraseasonal mode and the Sahelian mode, as they were defined and described in CRL10 and Janicot et al. (2010) respectively. The relationship between these two modes is investigated, first in section 3 from a statistical point of view, and then in section 4 through a composite analysis of events that are synchronous and of those that are not. Especially, it is shown in section 5 that the Sahelian mode structure also depends of anomalous circulation advection from the midlatitudes, and not only of equatorial Rossby waves as proposed by Janicot et al. (2010). As a specific intraseasonal event of importance, the monsoon onset is investigated in the light of the SHL intraseasonal mode in section 6. Finally, a discussion concludes the present work.

2. Background

The daily-interpolated Outgoing Radiation (OLR) dataset Liebmann and Smith (1996) is used here as a proxy for deep convection over the West African region. The atmospheric circulation is supposed to be described by the NCEP-DOE AMIP-II reanalysis dataset (Kanamitsu et al. 2002, hereafter NCEP2). The two datasets cover the 1979–2007 period and we focus on the June to September (JJAS) summer season.

a. The SHL intraseasonal mode

The intraseasonal SHL mode is defined as in CRL10. A complex Principal Component Analysis (PCA) was performed over the daily 850 hPa potential temperature θ_{850} , over the domain 20°N – 40°N , 20°W – 40°E , which covers the northern flank of the SHL. θ_{850} was first bandpass filtered in the 10–60-day range using a Lanczos filter (Duchon 1979). The first complex EOF explains about 31% of the total filtered variance and the corresponding temporal complex principal component was used to construct a SHL index (CRL10). This SHL index is supposed to be normalized by its standard deviation, and is used to define HLE and HLW events. HLE (respectively HLW) events correspond to the dates when the SHL index is maximum (respectively minimum) and greater than one (respectively

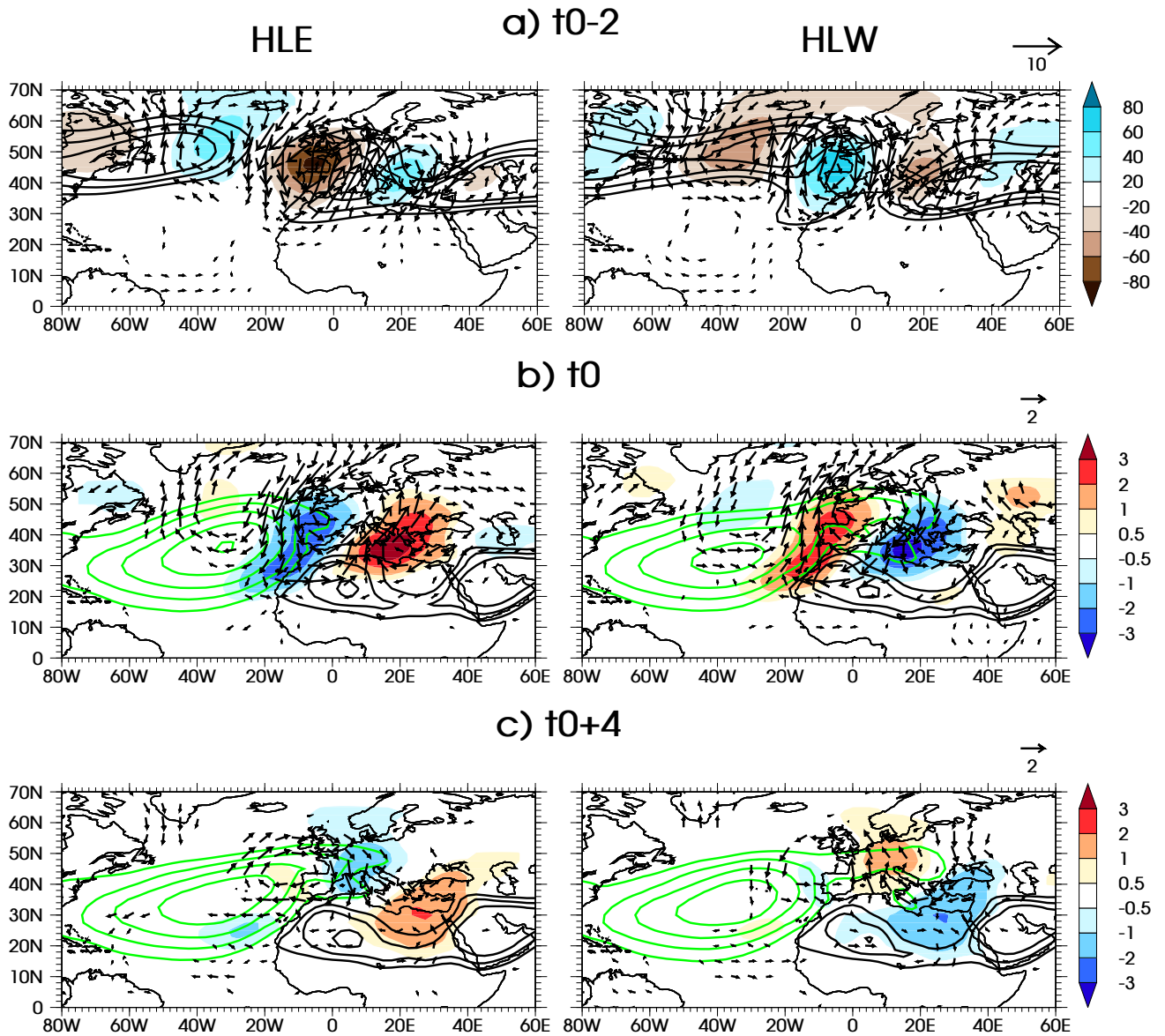


FIG. 1. Sketches of the HLE (left column) and HLW (right column) events. a) Composite structure of HLE/HLW events at lag t_0-2 days, at 200 hPa: 10-60-day bandpass filtered geopotential height in colors (in mgp) and wind in vectors, and reconstructed zonal wind in contours (one contour every 4 m s^{-1} between 14 and 22 m s^{-1}). b) Composite structure of HLE/HLW events at lag t_0 , at 850 hPa: 10-60-day bandpass filtered potential temperature in colors (in K) and wind in vectors, and reconstructed potential temperature in black contours (one contour every 2 K between 38 and 42 K). The reconstructed mean sea level pressure is displayed in green contours (one contour every 2 hPa, between 1016 and 1024 hPa). c) Same as b), but at lag t_0+4 days

lower than minus one). 115 HLE and 113 HLW events are thus identified during the 1979–2007 period, i.e. about 4 HLE events and 4 HLW events per JJAS season. Composites of 10–60-day bandpass filtered atmospheric fields are then derived to sketch out the structure of these two types of events (Fig. 1). The SHL mode has a typical timescale of 15 days (CRL10).

As shown in CRL10, the SHL intraseasonal events are preceded by the southward penetration of Rossby wave disturbance over Europe and North Africa, traveling along the polar and subtropical jets. These disturbances are maximum two days before the SHL events (t_0-2 , Fig. 1.a). Large modulations of the upper-tropospheric jets are induced, with quasi-barotropic wind anomalies between 700 and 200 hPa and a slight westward tilt between the surface and 700 hPa (low-level wind anomalies are ahead of those in the upper levels – Fig. 10 of CRL10). These anomalies lead to large impact on the Azores anticyclone structure 2 days later (t_0 , Fig. 1.b): it is contracted over the subtropical Atlantic and enhanced (1024 hPa) during HLE events (Fig. 1.b, left column) whereas it extends relatively far over Western Europe and appears a bit weaker (1022 hPa) during HLW events (Fig. 1.b, right column). During HLW events, the induced low-level circulations build a maximum temperature anomaly over the coast of Morocco and Mauritania, propagating southwestward, and a minimum temperature anomaly between Libya and Sicily, propagating southeastward towards the Eastern Sahel (Figs. 1.b and c, right column). During 4 days, the low-level SHL ventilation (Chou et al. 2001) is enhanced over Libya and Egypt, finally leading to a decrease of the SHL intensity at t_0+4 , especially in its eastern part (Fig. 1.c, right column). These HLW events are very close to the cold surges of Vizy and Cook (2009), but capture them 4 days in advance when they still are over the eastern Mediterranean. On the opposite, HLE events correspond to the opposite temperature structure, which propagates as in the west phase (Figs. 1.b and c, left column). During HLE events, the Libyan SHL ventilation is reduced, leading to a stronger SHL 4 days later (t_0+4 , Figs. 1. c, left column).

Finally, HLW events are concomitant with an enhanced convective signal over the Darfur region, which propagates westward, as far as middle of the Atlantic, and at a velocity of about $6-7 \text{ m s}^{-1}$ (CRL10). This enhanced convective anomaly at t_0 is followed 4 days later (t_0+4) by the establishment of a convection break over the Eastern Sahel, when the “cold surge” reaches these latitudes. The reverse convective signal is observed during HLE events.

b. The Sahelian mode

The Sahelian mode is defined as in Mounier and Janicot (2004) and Janicot et al. (2010). We first computed a PCA of the OLR, over the domain $10^\circ\text{S}-30^\circ\text{N}$, $30^\circ\text{W}-30^\circ\text{E}$. Before the analysis, the OLR was bandpass filtered

in the 10–25-day range, also using the Lanczos filter. The first EOF (10.5% of the filtered variance explained) corresponds to the QBZD mode and the combination of the second, third and fourth EOFs (respectively 8.1%, 5.7% and 5.2% of the filtered variance explained) corresponds to the Sahelian mode (Mounier and Janicot 2004). The Sahelian index is then derived from the reconstructed OLR using these three EOFs, averaged over the ITCZ domain $7.5^\circ\text{N}-12.5^\circ\text{N}$, $10^\circ\text{W}-10^\circ\text{E}$. It is also standardized. We then define Sah+ or break events in reference to the central and western Sahel (respectively Sah- or active events) as the dates when this Sahelian index is maximum (respectively minimum) and greater than one (respectively minus one). Over the 1979–2007 period, 141 Sah+ and 138 Sah- events are identified, i.e. about 4.8 Sah+ and 4.8 Sah- events per year.

Figure 2 shows the Sahelian mode structure for the two types of events (Sah+ and Sah-) as the composite of the 10–60-day bandpass filtered OLR, 925 hPa wind and 700 hPa geopotential height. The Sahelian mode pattern is characterized at t_0 by two poles of opposite OLR anomalies, one centered over equatorial Africa and the Eastern Sahel between 5°S and 15°N and another covering the whole West Africa with a broad northward extension over the Sahara. The Sahelian mode is propagative as observed on the lagged composites from t_0-6 to t_0 , with a mean propagation velocity of about 6 m s^{-1} . The anomalies first build up and enhance over the eastern equatorial Africa, then move northward up to 15°N and finally propagate westward until the signal disappears over the tropical Atlantic. The apparent timescale of the Sahel mode is 15 days. At t_0 , the negative OLR anomalies of Sah- events are associated with a cyclonic circulation ahead and an anticyclonic one behind, at 925 hPa and also clear at 700 hPa in the geopotential height anomalies (Fig. 2 – see also Janicot et al. 2010). A slight eastward is observed between the 925 hPa wind anomalies and 700 hPa troughs and ridges, driving an enhanced moisture advection just ahead (westward) of the enhanced convective area. The reverse pattern is associated with the positive OLR anomalies of the Sah+ events (anticyclonic ahead and cyclonic behind). Taylor (2008) showed that land-atmosphere interaction processes may contribute to the maintenance and propagation of such convective anomalies. Janicot et al. (2010) also evaluated that about one third of the Sahelian events are concomitant with a strong convectively-coupled equatorial Rossby wave occurrence over West Africa, which may support the Sahelian mode dynamics and corresponds to the “purely internal atmospheric mode” of Lavender et al. (2010).

Prior to active events (Sah- events), Sultan et al. (2003) also mentioned an anomalous cyclonic circulation centered at 40°N associated with an increase of northerly winds near 20°E and north of 20°N , indicating that the atmospheric interactions between the extratropics and the tropics may

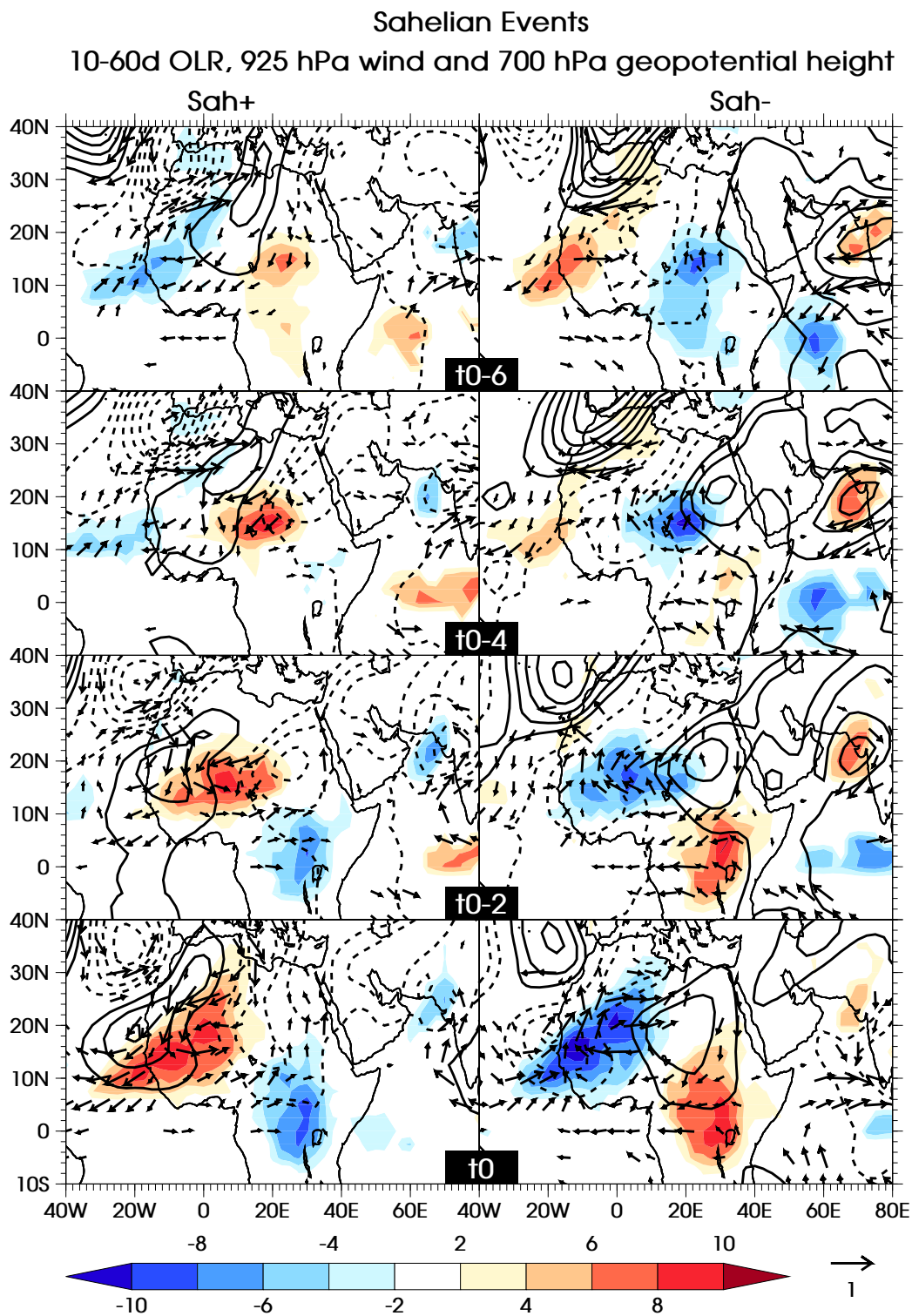


FIG. 2. Composite structure of positive (left column) and negative (right column) Sahelian events at lags t_0-6 , t_0-4 , t_0-2 and t_0 (from top to bottom): 10-60-day bandpass filtered OLR in colors (in W m^{-2}), 925 hPa wind in vectors and 700 hPa geopotential height in contours (one contour every 1 mgp, zero contour being omitted). Inspired from Janicot et al. (2010)

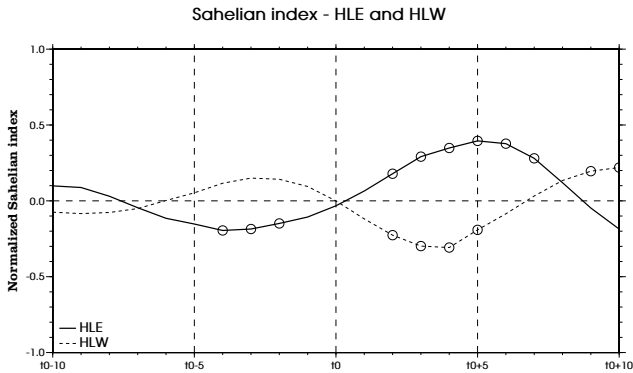


FIG. 3. Composite of the Sahelian index against the HLE (solid) and HLW (dashed) events. The circles indicate the 95% level of significance of the composite according to a two-tailed Student's test.

occur at the intraseasonal timescale over this region. Indeed, we do observe a wave-like structure in the 700 hPa geopotential height over Northern Africa and the Mediterranean between lags t_0-6 and t_0-4 (Fig. 2). This wave pattern seems to propagate eastward over the Mediterranean and appears to continue slightly southward over Egypt and the Arabic Peninsula. There the geopotential height anomaly divides into two parts, one continuing further eastward, the other one more westward over the northern Sahel. Even though we do not present the corresponding composites for the SHL mode events, such a feature is also observed during HLE and HLW scenarios, as it can be inferred with the 200 hPa geopotential height composite on Fig. 1.a as the SHL mode structure is almost barotropic between 700 and 200 hPa (Fig. 10 of CRL10). We investigate these similarities later in this study.

3. Co-occurrences of SHL and Sahelian events

We first evaluate the relationship between Sahelian active/break events and HLE/HLW events. The correlation between the Sahelian and the SHL indexes is relatively weak, with a significant peak of about 0.3, when the SHL index is leading by 5 days (not shown). This low value indicates that there are some sequences where the two signals have some coherence or are correctly phased, and some where they are uncorrelated or not with the good phase between the two. The composite of the Sahelian index against the HLE/HLW events (Fig. 3) confirms this interpretation. The significant peak at t_0+5 , t_0 referring to HLE events (Fig. 3, solid line), implies that these events are statistically followed 5 days later by a positive Sahelian index. 66% of HLE events are combined with a positive Sahelian index 5 days later, and 29% of HLE events are combined with a Sah+ event at such a lag (Fig. 4.a). On the opposite, only 7% of HLW events lead to a Sah+ event at t_0+5 (not shown but similar to Fig. 4.b). If we broaden

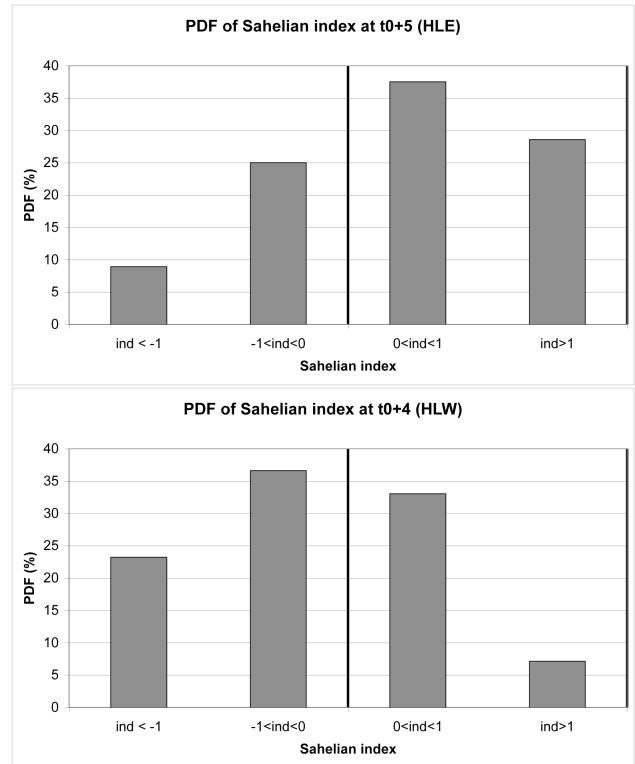


FIG. 4. (a) Probability density function (in %) of the Sahelian index (normalized – no unit) at t_0+5 , t_0 referring to HLE events. (b) Same as (a) but at t_0+4 , t_0 referring to HLW events.

a bit the lag criteria between the two types of events, we find that 36% of HLE events are followed by a Sah+ event between 2 and 7 days later (not shown). The dissymmetry of the probability density functions (Fig. 4) indicate a high preference for HLE events to lead 5 days later to a Sah+ phase or events, and clearly establish that HLW events are unfavorable to Sah+ events.

Conversely, there is a significant peak in the composite at t_0+4 , t_0 referring to HLW events (Fig. 3, dashed line): HLW events are statistically followed 4 days later by a negative Sahelian index (60% of them, Fig. 4.b). 23% of HLE events are followed four days later by a Sah- event (Fig. 4.b), and this is 29% which lead to a Sah- event 2 to 7 days later (not shown). On the opposite, less than 10% of HLE events are followed 4 days later by a Sah- (not shown, but similar to Fig. 4.a). The HLW/Sah- sequence with a 4-day lag thus appears more probable than the HLE/Sah- sequence.

Given these statistical relationships between HLE and Sah+ events on the one hand, and HLW and Sah- on the other hand, it appears that about one third of Sah+ events (one fourth of Sah- events) can interact with HLE (HLW) events occurring a few days before. We investigate in the

following section such combination between Sahelian and SHL events.

4. Combined Sahelian and SHL mode events

In order to assess how the Sahelian and SHL modes interact, we select Sahelian events that are correctly phased or “combined” in the following way: based on the relationship described in the previous section, a Sah+ (respectively Sah-) event will be combined with a HLE (respectively HLW) event when the normalized SHL index is greater than one (respectively lower than minus one) during at least one day between t_0-6 and t_0-4 (respectively t_0-5 and t_0-3). In this regard, the Sah+/Sah- events that are too close to the limits of the JJAS period (i.e. those for which t_0-6 does not lie in the JJAS period) are not taken into account. This selection leads to 47 (respectively 34) combined Sah+ (respectively Sah-) events and 94 (respectively 95) uncombined ones. 33% of Sah+ events are thus combined with a HLE event, and 26% of Sah- events are combined with HLW events. These combined events are relatively well-distributed in the season, with slightly more in June and September for Sah+ combined events. With these two sets of Sah+ (or Sah-) events, we then compute the composite structure of combined and uncombined Sahelian events, and compare the two. The same method is used to select combined and uncombined HLE/HLW events.

Two different levels of significance will be computed in the following analysis. The first level concerns the combined (or uncombined) composites. A simple two-tailed Student’s test is applied on the composite of a given field, in order to assess its significance against the field mean value. In the present study, this mean value is zero as we are dealing with bandpass filtered fields. We also need to assess the significance of the differences between the combined and uncombined scenarii, especially since there is twice as many uncombined cases as combined ones. In this regard, the second level of significance consists of applying a two-tailed Student test on the difference between the combined and uncombined difference.

a. Impact on convective activity

We first investigate the differences in term of convective activity during the Sah+ scenario when there is combination or not with an HLE events (Fig. 5). During the combined scenario, the convective break over the Eastern Sahel of Chad and Sudan begins earlier and reaches a higher magnitude, than in the case of uncombined scenario. It is already clearly-identified and intense at t_0-6 . In order to assess more in depth the differences between the two scenarii, we average the OLR over the two domains shown of Fig. 5 (lag t_0-4 , right column), an eastern one (10°E – 30°E , 10°N – 20°N) and a western one (10°N – 20°N , 10°W –

10°E), and compute the composites of the averaged field for combined and uncombined scenarii, displayed on Fig. 6. As mentioned above, the statistical significance can be evaluated at two levels, for the composites itself (circles on Fig. 6), and between the composites of the combined and uncombined events (lower panels on Fig. 6). The differences of convective intensity over the eastern domain are significant as shown on Fig. 6.a : from t_0-6 to t_0-2 , the eastern OLR anomaly is, in the combined Sah+ events, approximately twice as high as in the uncombined ones (Fig. 6.a, upper panel, solid lines). This difference reaches a confidence level higher than 95% according to a Student’s test (Fig. 6.a, lower panel, solid line). The more intense break may be related to the enhanced Harmattan flow over the Eastern Sahel (Fig. 5 at lag t_0-6 and t_0-4), which also begins the previous days. The low-level northerly wind increase might be the footprint of the cold surge (or HLW phase), which preceded the HLE event, as such a transition is very likely (not shown). The break then reaches the western part of Sahel about two days earlier than in the combined case (Fig. 6.b, upper panel, solid lines). The positive western OLR anomaly, is also slightly increased in the combined Sah+ just before t_0 , but this difference is hardly significant at the 95% level (Fig. 6.b, lower panel, solid line). There are also noticeable differences in the Guinean region: the break reaches the Guinean Coast during the combined Sah+ events, whereas uncombined Sah+ events only concern the Sahel region between 10°N and 20°N (Fig. 5). These differences are significant at the 95% level (not shown). To summarize, a Sah+ event associated with a HLE event 5 days earlier tends to be stronger, to last longer by at least 2 days and to have a larger scale than those that are not phased in that way.

In the case of active events (Sah-), differences are less clear (Figs. 6.a and b). The negative OLR anomaly over the Eastern Sahel is a bit stronger (Fig. 6.a, upper panel, dashed lines) but the difference between the two types of Sah- events is hardly significant at the 95% confidence level (Fig. 6.a, lower panel, dashed line). Over the Western Sahel, no significant difference is observed in the event intensity (Fig. 6.b). However the small break that tends to follow the active period in the West seems to have a different nature. It significantly lasts much longer, from t_0+8 to t_0+16 . We will comment a bit more on this point in the next paragraph.

b. Impact on the SHL

As the SHL intraseasonal mode modulates the SHL ventilations, especially over Libya, we should expect fluctuations of the SHL intensity following HLE/HLW events, likely similar to those of Lavaysse et al. (2010). All the same, the Sahelian events are associated with convection modulation over the SHL southern flank, which can also impact on the SHL intensity, possibly through a mecha-

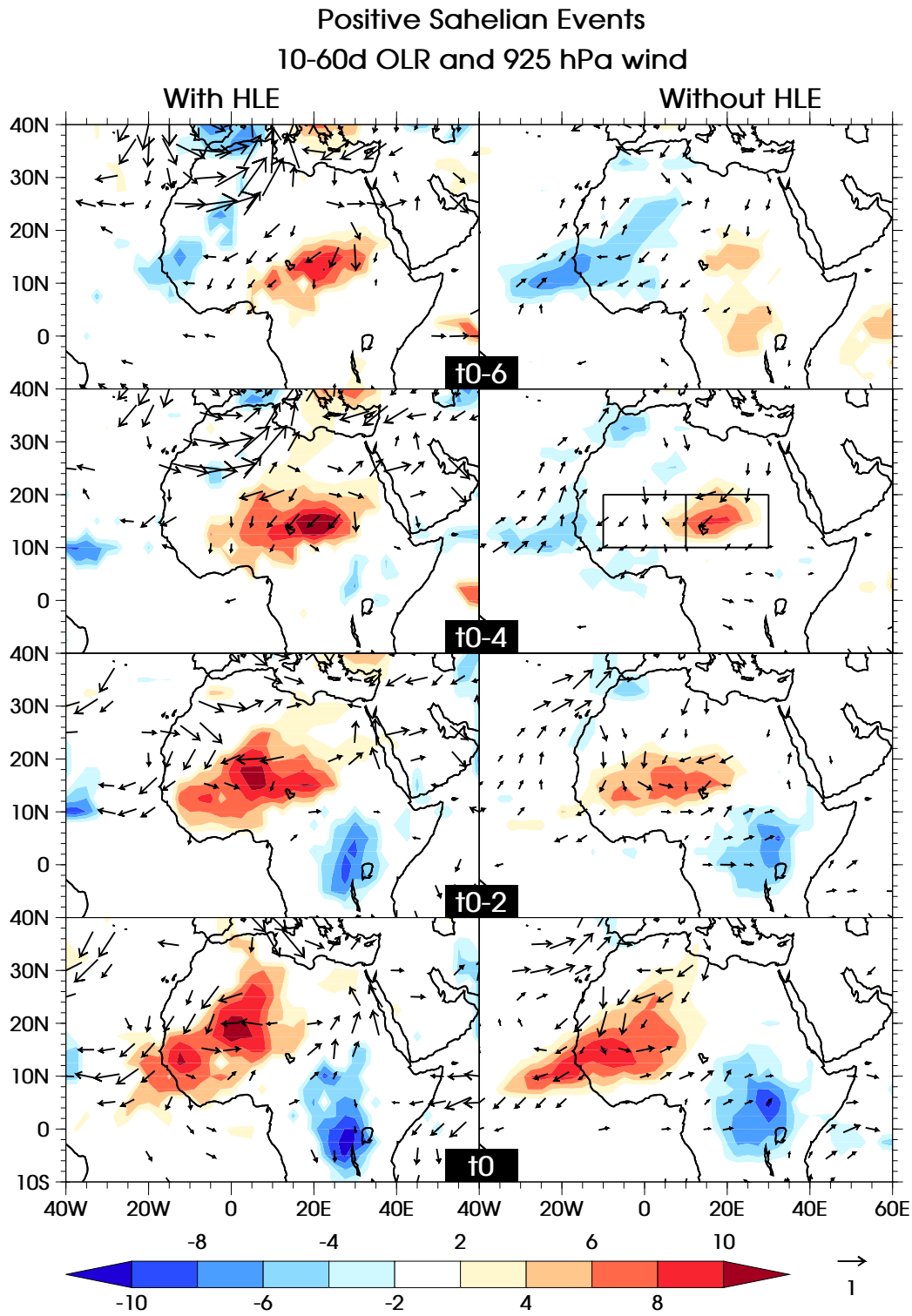


FIG. 5. Composite of positive Sahelian events combined with HLE events at a lag of -5 days (left column) and uncombined with HLE events. 10-60-day bandpass OLR is in colors (in $W m^{-2}$) and 10-60-day bandpass filtered 925 hPa wind in vectors. Figures go from lag t_0-6 days to t_0 from top to bottom. Only the 95% significant part is displayed.

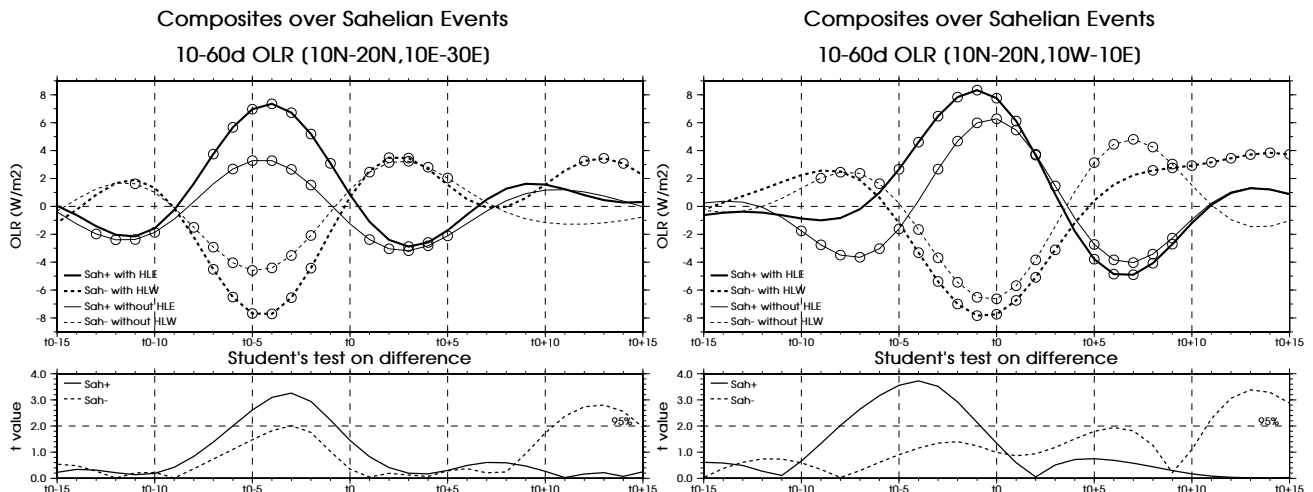


FIG. 6. a) Composite of the 10-60-day bandpass filtered OLR (in W m^{-2}) averaged over the domain $10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{E}-30^{\circ}\text{E}$ (see the domain on Fig. 4). The solid lines correspond to positive Sahelian events and dashed lines to negative Sahelian events. The thick lines correspond to Sahelian events combined with the associated HL events, whereas the thin lines are for the Sahelian events uncombined with HL events. The bottom graph display the absolute value of the Student's test between the cases where there is combination and the cases where there is not. b) Same as a), but the OLR averaged over the domain $10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$, $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$ (see the domain on Fig.4).

nism similar to the shorter timescale monsoon bursts of Couvreur et al. (2010) but acting at longer timescales.

In the present study, we define the SHL intensity as θ_{850} averaged over the domain $20^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$, $0^{\circ}\text{E}-10^{\circ}\text{E}$. θ_{850} is very well correlated to the low-level atmospheric thickness defined by Lavaysse et al. (2009), and thus it is a good and simple proxy for the SHL intensity. The chosen average domain corresponds to the SHL core as it can be assessed from the θ_{850} climatology (Fig. 1 of CRL10). The results are not much sensitive to the domain chosen for characterizing the SHL intensity.

Figure 7.a (upper panel) shows the composite of the SHL intensity, with regards to HL events, combined and uncombined with the corresponding Sahelian event. Whether it is combined or not, HLE events yield an increase of the SHL intensity in about 4–5 days (Fig. 7.a, upper panel, solid lines), whereas HLW events correspond to the transition between a relatively strong SHL and a weaker SHL, in about a week (Fig. 7.a, upper panel, dashed lines). During HLE events, and in the following days, the north-east SHL border is protected from the incursion of moist a cold air from the Mediterranean, whereas HLW events lead to cold-surge-like features spreading south-westward over northern Africa, i.e. an enhanced Libyan ventilation. When HL and Sahelian events are combined, the impact on the SHL is significantly twice as high as in the cases where there is no combination (Fig. 7.a, upper panel, solid lines, and significance on the lower panel with the solid line). A HLE event combined with a Sah+ event five days later protects the SHL at the same time from the north-east and from the south, leading to a positive anomaly of 0.6 K of the SHL in-

tensity. Conversely, a HLW event combined four days later with a Sah- event impacts the SHL on both north-east and south sides, leading to a larger SHL intensity collapse of about 0.8 K (Fig. 7.a, upper panel, dashed lines). After such a combination of events, the SHL may need more time to re-intensify, which can explain the significant longer convective activity decrease over the Western Sahel (Fig. 6.b).

However, as shown on Fig. 7.b, on average, uncombined Sahelian events seem to act only as an amplifying factor of the HL events. These results emphasize the primary role played by the midlatitudes in the SHL structure intraseasonal variability (CRL10, Lavaysse et al. 2010), but also that the SHL intensity does not appear as a key feature in driving the Sahelian events.

5. Origin of the Sahelian mode: equatorial Rossby wave and/or midlatitude intraseasonal dynamics

As mentioned in the background section, one important feature of the Sahelian mode is the cyclonic/anticyclonic circulation observed around 700 hPa (see Fig. 2 – Sultan et al. 2003; Janicot et al. 2010). Janicot et al. (2010) related these circulations to equatorial Rossby waves, and found that approximately one third of Sahelian events were indeed combined with an equatorial Rossby wave. In this section, we propose another contribution for these mid-troposphere cyclonic/anticyclonic patterns.

Figure 8 exhibits at t_0 an anomalous anticyclonic circulation in the 700 hPa streamfunction and wind over Lake Chad and a cyclonic anomalous circulation over Senegal.

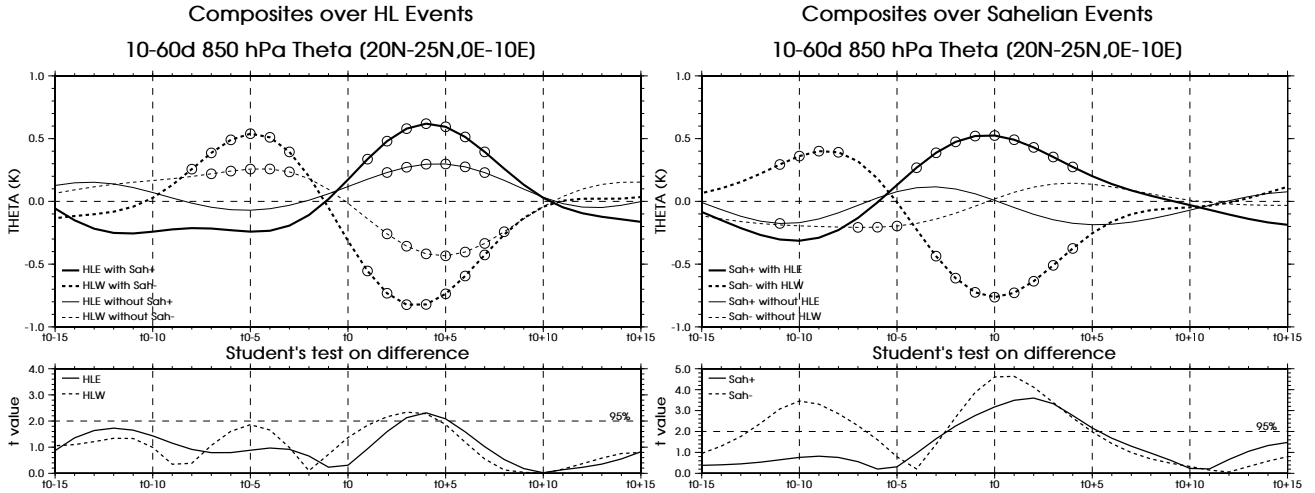


FIG. 7. a) Composite of the 10-60-day bandpass filtered 850 hPa potential temperature (in K) averaged over the domain 20°N - 25°N , 0°E - 10°E . The solid lines correspond to HLE events and dashed lines to HLW events. The thick lines correspond to HL events combined with the associated Sahelian events, whereas the thin lines are for the HL events uncombined with Sahelian events. The bottom graph displays the absolute value of the Student's test between the cases where there is combination and the cases where there is not. b) Same as a), but from the point of view of Sahelian events combined and uncombined with HL events.

These anomalous circulations are associated in the low levels with an enhanced monsoon flow over the Western Sahel during Sah- events, ahead of the positive convective anomaly and of the 700 hPa southerly wind anomalies (compare Figs. 8 and 2). The Sah+ structure is relatively symmetric, although the streamfunction anomalies are less intense (not shown). In the case of uncombined Sah- events, at t_0 , the 700 hPa streamfunction has an equatorial Rossby wave-like shape, antisymmetric along the 5°N latitude (symmetric for the wind). The meridional dipole at about 20°E at t_0 is actually a westward propagating feature, which was 4 to 6 days before between 40°E and 60°E . Its zonal wavenumber lies between 4 and 5, for a propagation speed around $6\text{--}7\text{ m s}^{-1}$. This leads to a period close to 16 days, consistently with the characteristics of the Sahelian mode derived in Janicot et al. (2010).

In the case of combined Sah- events, the anomalous anticyclonic circulation at 700 hPa has a higher intensity than in the uncombined case, and appears to have an extratropical origin. At lag t_0-6 , the anomalous anticyclonic pattern is over Syria and the Red Sea. It is embedded in the eastward-propagating midlatitude wave-like pattern related to the HLW events (CRL10). At t_0-4 , the anomalous anticyclonic circulation over Syria starts to divide into two parts, one continuing eastward, the other traveling southwestward over Egypt and northern Sudan. The latter then propagates westward along 20°N , likely advected by the mean flow. Some strong and significant signal is also observed over the Indian Ocean, between 60°E and 80°E , at t_0-6 and t_0-4 , but the connection with the anticyclonic anomaly over West Africa at t_0 is not obvious. It might

be the impact of the midlatitude wave train disturbance observed during the HL mode on the Indian sector, as in Ding and Wang (2007).

As a consequence, we can argue that there are at least two ways for building Sahelian-type active and break sequences. One is related with equatorial Rossby wave dynamics. Such disturbances seem to originate from further East, over the Indian Ocean. They are able to generate regions of anomalous convergence and divergence in the low and mid-troposphere and to induce acceleration and deceleration of the monsoon and Harmattan flows. Such anomalous patterns yield anomalous convective activity, which propagates westward, following the equatorial Rossby wave. The present results suggests another origin for Sahelian-type events, associated with intraseasonal extratropical circulations, advected over Egypt and Sudan toward the Sahel by the mean flow, and later by the mid-level easterlies over West Africa. The dynamics and impacts on convection of such anomalous circulations might be very similar to that of equatorial Rossby wave, even though it still deserves more investigation. But what makes the system more complex is that these two origins can interfere, in a constructive or destructive manner. In order to investigate more in depth the WAM intraseasonal variability, it thus appears key to study separately the two types of mechanism.

6. Relationship between the midlatitudes, the SHL and the WAM onset

The previous analysis shows that there is a potential link between the intraseasonal variability of the SHL and

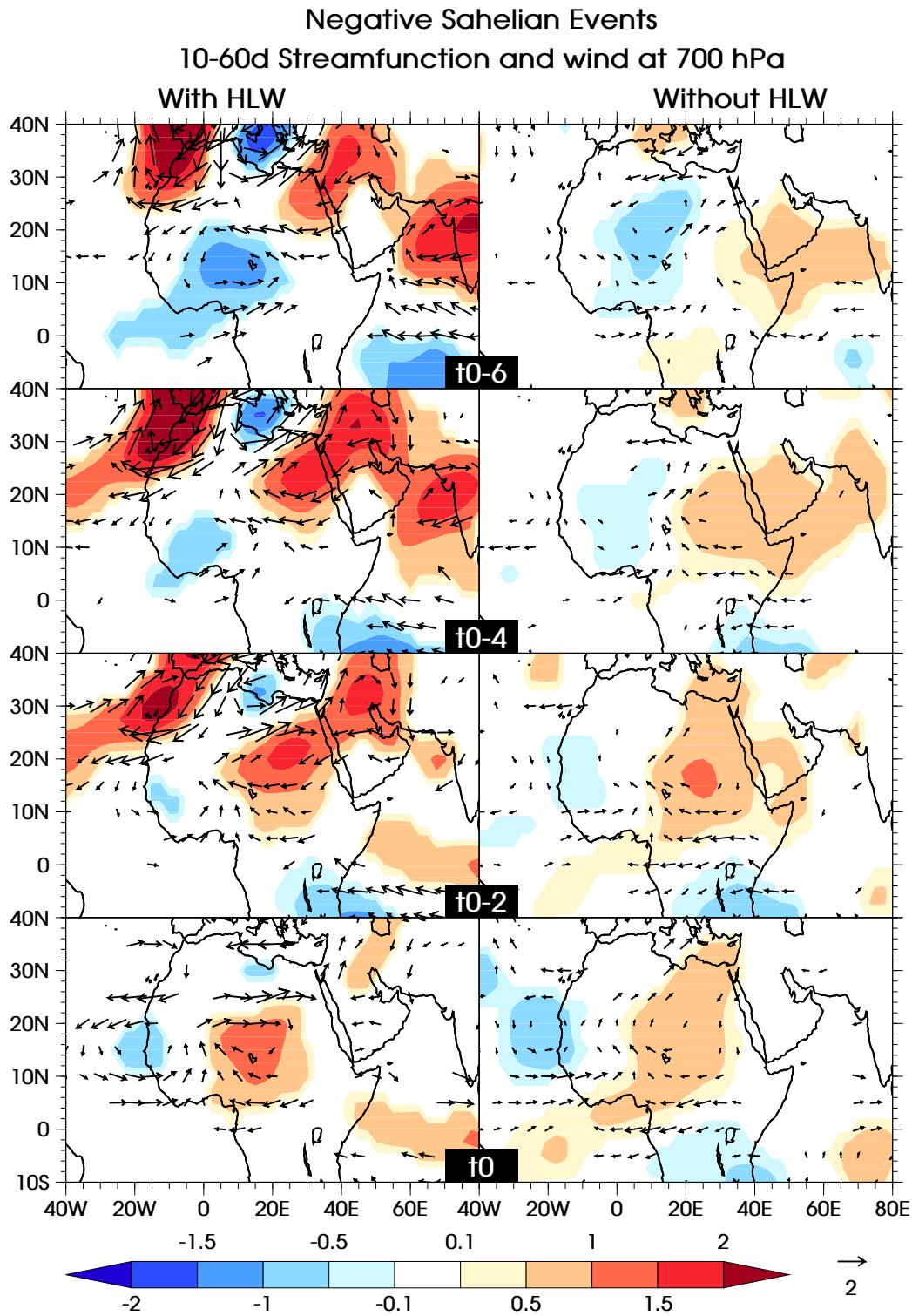


FIG. 8. Same as Fig. 4 but for the 10-60-day bandpass filtered 700 hPa streamfunction in colors (in $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and wind in vectors. Only the 95% level significant part is displayed.

that of the WAM. As the WAM onset is a particular intraseasonal event, we address in this section its relationship with the SHL intraseasonal variability.

a. Background

The WAM season begins with intense rainfall near the Guinea Gulf in April-May, which typically remains in place until the end of June. Then an abrupt latitudinal shift of the ITCZ from approximately 5°N to 10°N occurs and marks the WAM onset (Sultan and Janicot 2000). The mean onset date falls between 24 June and 30 June, depending on the method and dataset used to define it (Sultan and Janicot 2003; Fontaine and Louvet 2006; Fontaine et al. 2008). This jump corresponds to the major intraseasonal signal of the WAM. Various mechanisms have been proposed: seasonal evolution of the sea surface temperature in the tropical Atlantic (Okumura and Xie 2004; Caniaux et al. 2010), inertial instability of the atmosphere (Hagos and Cook 2007), SHL dynamics and interactions with the northern orography of the Atlas-Ahaggar Mountains (Sultan and Janicot 2003; Drobinski et al. 2005; Lavaysse et al. 2009). In particular, Sultan and Janicot (2003) identified around the WAM onset an intensification of the SHL meridional circulation, which can then yield an increase of convective inhibition over West Africa through dry air northerly advection in the mid and upper troposphere and an increase of potential instability through greater inland moisture advection. Consequently, during the monsoon onset, a rainfall minimum occurs, over the whole West Africa, before potential instability is released about 10 days later. It should be noted that the establishment of the ITCZ at 10°N begins over the Eastern Sahel, before propagating westward, as in the Sahelian mode (Sultan and Janicot 2003).

b. Definitions of the onset

Various definitions of the WAM onset, using various datasets, have been proposed in the literature (Le Barbé et al. 2002; Sultan and Janicot 2003; Gu and Adler 2004; Fontaine and Louvet 2006; Fontaine et al. 2008). Even though all definitions agree with the abrupt shift of the ITCZ from about 5°N to 10°N , and other specific features of the WAM onset, there are significant differences in the onset dates from one definition to another. Therefore two definitions of WAM onset dates were adopted in the present study to investigate the relationship between the WAM onset and the SHL intraseasonal variability as defined in CRL10: that of Sultan and Janicot (2003 – hereafter SJ03) and that of Fontaine and Louvet (2006 – hereafter FL06), which gives very similar results to that of Fontaine et al. (2008).

SJ03 onset dates are defined using the rainfall IRD (Institut de Recherches pour le Développement) dataset for

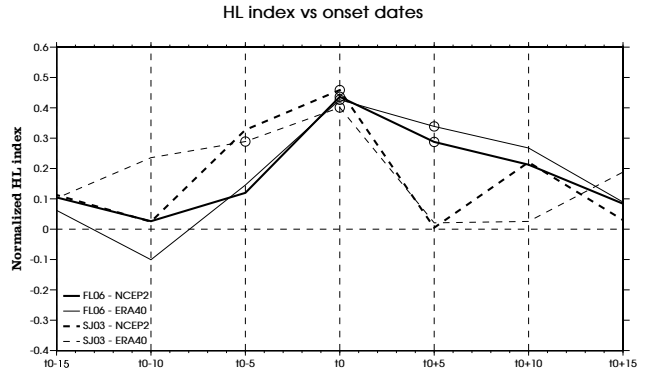


FIG. 9. Composite of the HL index averaged over pentads defined with regards to onset dates. The thick lines are for the NCEP2 dataset and the thin ones for the ERA40 dataset. Solid lines correspond to the SJ03 onset dates and dashed lines to those of FL06. The circles indicate the 95% level of significance of the composite, according to a two-tailed Student's test.

the 1968-1990 period, and the OLR dataset for the period from 1990. The rainfall IRD dataset is derived from daily rainfall amount at stations located over West Africa, and then interpolated on a regular grid (see SJ03 for details). Two rainfall indexes are defined using the 10°W – 10°E -averaged rainfall at 5°N , and at 10°N . The ITCZ shift is defined by simultaneously a decrease of the 5°N index and an increase of the 10°N index. Because there might be an uncertainty between these two dates, an increase of the positive slope of a similar 15°N index is searched. A similar method is used with the OLR dataset. Over the period 1968-2007, the mean SJ03 onset date is 24 June, with a standard deviation of 7 days. For comparison with the FL06 onset pentads, we convert SJ03 onset dates into onset pentads. These are centered on the SJ03 onset dates.

FL06 used rainfall estimates from the pentad version of CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) (Xie and Arkin 1997), which covers the 1979-2004 period. Two rainfall indexes were defined, a northern index corresponding to rainfall averaged over 7.5°N – 20°N , 10°W – 10°E , and a southern index using the 0°N – 7.5°N , 10°W – 10°E domain. A WAM onset index is then computed as the difference between the standardized northern and southern indexes. A low-pass filter removes all periods lower than 15 days, and the onset date is defined as the first pentad of a 20-day (or longer) period of positive WAM onset index. The mean onset occurrence is located around 28–29 June, with a standard deviation of 8.5 days.

c. SHL intraseasonal variability and the WAM onset

The link between the SHL intraseasonal mode and the WAM onset is first addressed on Fig. 9 through the composite of the SHL intraseasonal index (converted into pentadal index) over the SJ03 and FL06 onset pentads. We

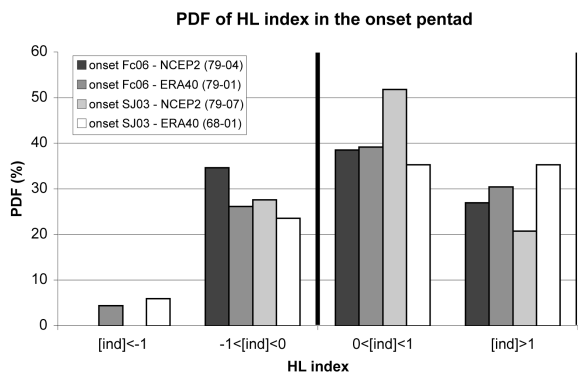


FIG. 10. Probability density function (in %) of the HL index (normalized – no unit) averaged over the pentad centered on the onset date. The probability density function is evaluated for SJ03 onset pentads and those of FL06, and for the two datasets NCEP2 and ERA40.

also used the ERA40 Uppala et al. (2005) dataset to extend the SHL index up to 1968. The SHL tends to be in a positive (or East) phase around the onset pentad, with a maximum of 0.45 in the onset pentad. This maximum value appears significant and consistent in the two reanalyses and for the two onset definitions. Figure 10 shows the distribution of the pentadal SHL index. 20% of SJ03 onsets between 1979 and 2007 occur during a HLE event¹, and 35% of SJ03 onsets between 1968 and 2001 occur during an HLE event. The relationship between onsets and HLE events seems thus weaker in the last 30 years. It may also be due to the change in the dataset used to define the WAM onset with the SJ03 method. On the opposite, the WAM onset almost never occurs during a HLW event (less than 5% of the onsets). These results are consistent when the FL06 onset dates are used.

In this section, a HLW event corresponds to a persistent reinforced SHL ventilation over Libya and Egypt. It is likely not favorable to the SHL enhancement observed during the onset, whereas during a HLE event, or at least during an East phase (positive pentadal SHL index), the SHL intensification is favored by the reduced Libyan ventilation. Interactions of the low-level flow with the orography may also be at play, as mentioned in Drobinski et al. (2005). These results re-emphasize the key role of the SHL in the WAM onset, and indicate the role of the midlatitude circulation in providing favorable conditions for the SHL intensification. Monitoring the SHL index can help in discriminating real onset of the WAM from false start of the rainy season, and maybe even in providing higher predictability of the WAM onset.

¹In this section, a HLE (respectively HLW) event occur when the SHL index averaged over a pentad is greater than 1.0 (respectively -1.0)

7. Discussion and conclusion

This study reveals tropical-extratropical interactions, which can lead to, or at least impact on break or active phases of the WAM, through a major role played by the SHL intraseasonal variability. About one third of the Sahelian-type wet or dry spells are combined with the occurrence of a specific SHL configuration in the previous days, i.e. a HLE structure in the case of wet spells over the Western Sahel and HLW structure in the case of dry spells, about 5 days before the Sahelian event. As shown in CRL10, such SHL events are related to the midlatitude circulation, which modulates the SHL ventilations over Libya and Morocco.

Even though a more detailed analysis is required to tackle the different mechanisms at play, the following conceptual model sketched out on Fig. 11 can be elaborated for Sahelian-type dry and wet sequences, which have an extratropical origin. It partly relies on the highly probable alternance of HLE and HLW phases with a 8-day lag. Considering t_0 as a HLE event, the sequence is :

- 1) At t_0 , during a HLE event, the midlatitude summer intraseasonal variability induces a reduced northeastern SHL ventilation, whereas the ventilation is reinforced on the Atlantic coast, resulting the more eastern position of the SHL. At 700 hPa an alternance of anomalous cyclonic/anticyclonic circulations propagates eastward over the Mediterranean. Note that there is a westward tilt between the wind anomalies near the surface and those at 700 hPa. A part of the anomalous cyclonic circulation is advected southwestward over Egypt, Sudan and Chad by the mean flow.
- 2) At t_0+5 , following the reduced Mediterranean SHL ventilation of the previous days, a warm anomaly forms over Libya, Egypt and northern Sudan. The SHL reinforces, especially over its eastern part. Such a warm anomaly is associated with a reduced Harmattan flow and an increased monsoon flow over Chad and Sudan, potentially leading to a positive convective anomaly over the Eastern Sahel. While the midlatitude wave train continues further eastward, the advected anomalous cyclonic circulation at 700 hPa is now over Chad. Its eastward-tilted vertical structure drives an enhanced northerly flow west of the negative convective anomaly and an enhanced monsoon flow east of this negative convective anomaly. Convection is weakened ahead and increased behind the midlevel vortex, which is the footprint of a Sah+ event.
- 3) At t_0+8 , there is a high probability of HLW occurrence, as the midlatitude wave train follows its path along the subtropical westerly jet. As a result, the northeastern SHL ventilation increases and a negative temperature anomaly appears over Sicily. Meanwhile, the anomalous

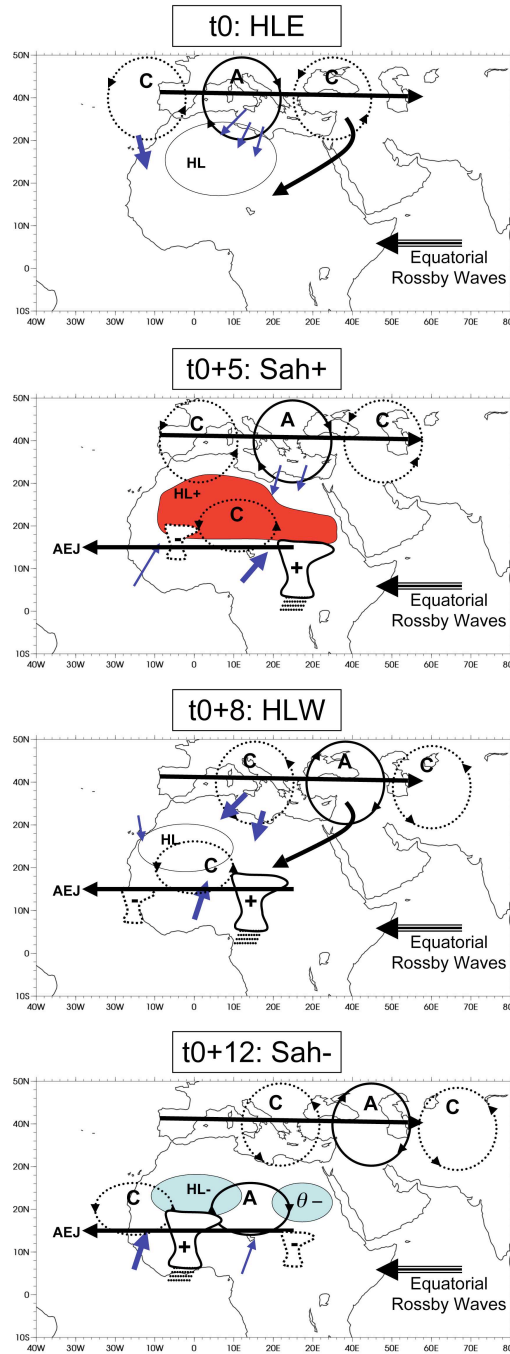


FIG. 11. Sketch of the combined SHL and Sahelian modes. Two levels are reported. Anomalous cyclonic/anticyclonic circulations at 700 hPa are indicated with dashed/solid circles. Low-level SHL ventilations and monsoon flow are reported with arrows whose thickness indicates their strength. Note that there is a westward tilt between the wind anomalies near the surface and those at 700 hPa over the Mediterranean area, and an eastward tilt between the two over West Africa. The SHL position and extension are indicated with a solid contour, red-filled when the SHL is anomalously strong and blue-filled when it is anomalously weak. The subtropical westerly jet and the AEJ are indicated by thick straight black arrows. The region from where equatorial Rossby waves emanate has been reported as they are likely to modulate the described idealized scenario. See in the text for further details.

cyclonic circulation in the midlevels over West Africa is advected westward by the easterlies, and tends to be replaced over Chad by an anomalous anticyclonic circulation, which originates from the midlatitude wave train and is advected southwestward. The induced low-level anomalous flow likely helps in propagating the convective anomalies westward.

- 4) At t_0+12 , the negative temperature anomaly can now be considered as a cold surge (indicated by $\theta-$ on the sketch). It reaches the eastern Sahel, where it leads to a break of convective activity (Vizy and Cook 2009). The succession of the two anomalous circulations at 700 hPa south of the Sahara leads to an increased southerly flow over the western Sahel, probably enhanced by the strong SHL intensity of the previous days (from t_0+1 to t_0+9). A positive convective anomaly is thus observed over the western Sahel. On the opposite, the anomalous anticyclonic circulation amplifies the cold surge impact on the convective break over the eastern Sahel. This convective anomaly pattern is the signature of the negative Sahelian events. The SHL is also strongly ventilated from both the South and the Northeast. It finally collapses, what can affect its recovery time during several days.

This scenario is complementary to that proposed by Janicot et al. (2010), who invoked equatorial Rossby wave dynamics. The two scenarii are very similar in terms of impacts on the WAM. They are probably related to regional features such as interactions with orography or land surface processes (Taylor 2008; Lavender et al. 2010). But they are also likely interfering together in a constructive or destructive way leading to high temporal and spatial variability of the Sahelian mode. In order to achieve a more comprehensive understanding of the WAM intraseasonal variability, it appears worthwhile to isolate one mechanism from the other. This is not an easy task to do in observations as the two are likely to interfere constantly together. In this regard, idealized modeling studies will probably be key steps to better understand the respective role of each of the scenarii.

An application of the present results was done on the WAM onset, considering that it is a particular intraseasonal event of the WAM. It was found to be clearly favored by HLE events, as the reduced Mediterranean ventilation helps the SHL to intensify and drive the monsoon northward.

From this study, two predictors might be computed for the Sahelian-type break and active events: one relying on the SHL intraseasonal variability as described by CRL10, and another based on an indicator of the equatorial Rossby wave activity over the Indian ocean. Such predictors may help to increase the predictability of WAM dry and wet spells, but also of the WAM onset.

Acknowledgments.

We are thankful to S. Janicot for providing the WAM onset dates. The NCEP-DOE AMIP-II reanalysis dataset, as well as the interpolated OLR dataset, were provided by NOAA-ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their website at <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Program. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website <http://www.amma-international.org/>.

REFERENCES

- Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, and M. Wade, 2010: Couplings between the Atlantic cold tongue, the Santa Helena anticyclone and the African monsoon in boreal spring and summer. *J. Climate*.
- Chauvin, F., R. Roehrig, and J.-P. Lafore, 2010: Intraseasonal variability of the Saharan Heat Low and its link with mid-latitudes. *J. Climate*, **23**, 2544–2561.
- Chou, C., J. D. Neelin, and H. Su, 2001: Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1869–1891.
- Couvreux, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2010: Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136(s1)**, 159–173, doi:10.1002/qj.473.
- Ding, Q. and B. Wang, 2007: Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and Indian monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751–3767.
- Drobinski, P., B. Sultan, and S. Janicot, 2005: Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01705, doi:10.1029/2004GL020710.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1016–1022.
- Fontaine, B. and S. Louvet, 2006: Sudan-Sahel rainfall onset: definition of an objective index, types of years and experimental hindcasts. *J. Geophys. Res.*, **111**, D20103, doi:10.1029/2005JD007019.
- Fontaine, B., S. Louvet, and P. Roucou, 2008: Definition and predictability of an OLR-based West African

- monsoon onset. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1787–1798, doi:10.1002/joc.1674.
- Grodsky, S. A. and J. A. Carton, 2001: Coupled land/atmosphere interactions in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1503–1506.
- Gu, G. and R. F. Adler, 2004: Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. *J. Climate*, **17**, 3364–3377.
- Hagos, S. M. and K. H. Cook, 2007: Dynamics of the West African monsoon jump. *J. Climate*, **20**, 5264–5284.
- Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, and G. Kiladis, 2010: The dynamics of the West African monsoon. Part V: The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial Rossby waves. *J. Climate*, **23**, 4005–4024.
- Janicot, S., F. Mounier, N. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. Kiladis, 2009: The West African monsoon dynamics. Part IV: Analysis of 25-90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J. Climate*, **22**, 1541–1565.
- Janicot, S. and B. Sultan, 2001: Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 523–526.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, and P. Knippertz, 2010: Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**(s1), 141–158, doi:10.1002/qj.555.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33** (2-3), 313–330, doi:10.1007/s00382-009-0553-4.
- Lavender, S. L. and A. J. Matthews, 2009: Response of the West African monsoon to the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **22**, 4097–4116.
- Lavender, S. L., C. M. Taylor, and A. J. Matthews, 2010: Coupled land-atmosphere intraseasonal variability of the West African monsoon in a GCM. *J. Climate*.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Climate*, **15**, 187–202.
- Liebmann, B. and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Madden, R. A. and P. R. Julian, 1994: Observations of the 40-50-day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.
- Matthews, A. J., 2004: Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, **17**, 2427–2440.
- Mounier, F. and S. Janicot, 2004: Evidence of two independent modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16116, doi:10.1029/2004GL020665.
- Mounier, F., S. Janicot, and G. N. Kiladis, 2008: The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. *J. Climate*, **21**, 1911–1928.
- Okumura, Y. and S.-P. Xie, 2004: Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. *J. Climate*, **17**, 3589–3602.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3353–3356.
- Sultan, B. and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou, 2003: The West African monsoon dynamics. Part I: Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16**, 3389–3406.
- Taylor, C. M., 2008: Intraseasonal land-atmosphere coupling in the West African monsoon. *J. Climate*, **21**, 6636–6648.
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- Vizy, E. K. and K. H. Cook, 2009: A mechanism for African monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res.*, **114**, D01104, doi:10.1029/2008JD010654.
- Xie, P. and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.

5.1.3 Compléments

5.1.3.1 Prévisibilité des *wet* et *dry spells* sur l'Afrique de l'Ouest

Rôle de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne

RCL10 ont montré qu'il existait un lien statistique entre le mode Sahélien et le mode intrasaisonnier du SHL. Environ un tiers des événements Sah+ sont précédés dans les 5 jours par un événement HLE, et un quart des événements Sah- sont précédés dans les 4 jours par un événement HLW. Rappelons qu'un événement Sah+ est caractérisé par une anomalie positive d'OLR sur le Sahel Ouest, et une anomalie négative d'OLR sur le Sahel Est et l'Afrique équatoriale, et qu'un événement Sah- correspond à la structure opposée d'anomalie d'OLR (Fig. 2 de RCL10).

Dans cette section, nous examinons, par une approche simple, dans quelle mesure cette relation statistique permettrait de prévoir les *wet* et *dry spells* de type Sahélien, i.e. les événements Sah+ et Sah-, et ainsi évaluer, du moins en partie, leur prédictibilité.

Comme dans la section 4.2.3, nous proposons un scénario simple de prévision, basé sur un seul prédicteur, l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL. On considère le premier jour où l'indice ind_{SHL} dépasse le seuil 1.0 (un écart-type). Pour les saisons JJAS de 1979 à 2007, on dénombre 99 occasions qui satisfont ce critère, sans qu'elles soient trop proches des bords de la saison. On évalue alors le nombre d'événements Sah+ qui se développent entre 1 et 10 jours après cet instant. Parmi les 99 occasions de départ, on en compte 48, avec une échéance de prévision moyenne de 6–7 jours (Table 5.1).

Afin d'évaluer la performance de ce scénario simple de prévision, nous reportons également dans la table 5.1 les scores définis en section 4.2.3, i.e. le *hit rate*, le *false alarm ratio*, et le *threat score*. Pour les événements Sah+, le *hit rate* est d'environ 36%, correspondant approximativement à la proportion d'événements Sah+ combinés avec un événement HLE utilisés dans RCL10. Le taux de fausses alarmes est relativement élevé, de l'ordre de 52%. Néanmoins, une moitié environ de ces fausses alarmes correspond à un indice ind_{Sah} qui est, en moyenne, positif entre 1 et 10 jours après le jour de la prévision (non montré, mais cohérent avec la figure 4.a de RCL10), i.e. à une phase positive du mode Sahélien, sans être assez intense pour être considérée comme un événement. Le *threat score* est plutôt faible (26%), notamment à cause d'un nombre important d'événements Sah+ non prévus (*missed*). Ce résultat est cohérent avec les conclusions de RCL10, dans le sens où l'origine des événements Sahéliens semble être au minimum double, soit en lien avec les latitudes extratropicales et la variabilité intrasaisonnière du SHL associée, soit en lien avec les ondes de Rossby équatoriales.

Le même type de scénario de prévision peut être appliqué aux événements Sah- (Table 5.2). Les résultats sont assez proches, avec toutefois un taux de fausses alarmes un peu plus élevé (60%). L'échéance de prévision moyenne est aussi un peu plus courte (4–5 jours), ce qui est cohérent avec l'idée que les événements HLW sont essentiellement une réponse au forçage des moyennes latitudes, alors que les événements HLE font également appel à une physique plus lente, liée aux processus diabatiques du *heat low* (Chapitre 4).

La sensibilité au seuil choisi pour effectuer la prévision a été évaluée (Tables 5.1 et 5.2). Une diminution du seuil accroît le *hit rate*, le taux de fausses alarmes restant sensiblement le même. À l'opposé, une augmentation du seuil augmente bien

Table 5.1 – Performance du scénario simple de prévision des événements Sah+, à partir de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL, et pour différents choix de seuil utilisé (0.5 à 2.0). Un événement Sah+ ayant lieu 1 à 10 jours après la date de prévision (l'indice ind_{SHL} dépasse le seuil) est considéré comme une prévision réussite (*hit*). Un événement Sah+ qui n'a pas été prévu est un événement raté (*miss*). Un événement Sah+ qui a été prévu mais qui n'a pas eu lieu est une fausse alarme (*false alarm*). Voir section 4.2.3 pour la définition des trois scores de prévision indiqués. La seconde partie de la table indique le nombre d'événements Sah+ qui ont lieu de 1 à 10 jours après que l'indice ind_{SHL} passe sous un seuil négatif (-0.5 à -2.0).

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
0.5	68	64	77	52%	53%	33%	6-7 jours
1.0	48	84	51	36%	52%	26%	6-7 jours
1.5	26	106	27	20%	51%	16%	6-7 jours
2.0	14	118	13	11%	48%	10%	5-6 jours
-0.5	44						
-1.0	29						
-1.5	13						
-2.0	2						

Table 5.2 – *Idem* Table 5.1, mais pour la prévision des événements Sah-.

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
-0.5	65	58	89	53%	58%	31%	5-6 jours
-1.0	42	81	63	34%	60%	23%	4-5 jours
-1.5	19	104	38	15%	67%	12%	4-5 jours
-2.0	8	115	14	7%	64%	6%	6-7 jours
0.5	42						
1.0	29						
1.5	17						
2.0	7						

sûr le nombre d'évènements non prévus, mais, de manière étonnante, ne diminue pas vraiment le taux de fausses alarmes (contrairement à ce qui s'était passé pour la prévision des évènements HLE/HLW en section 4.2.3). Comme l'argumentent RCL10, les évènements Sah+/Sah- sont potentiellement le résultat d'interférences constructives ou destructives, entre au moins deux mécanismes, les interactions tropiques-extra-tropiques, et les ondes de Rossby équatoriales. De telles interférences ne dépendent pas *a priori* de l'intensité associée à chacun de ces deux mécanismes, ce qui pourrait expliquer pourquoi le taux de fausses alarmes dépend peu du seuil utilisé. Par ailleurs, un taux moyen de 50% pourrait aller dans le sens où il y a essentiellement deux origines des évènements Sahéliens, et où celles-ci sont indépendantes.

On notera enfin qu'un indice ind_{SHL} très négatif a très peu de probabilité de donner lieu à un évènement Sah+ dans les 1 à 10 jours qui suivent (deuxième partie de la table 5.1), tandis qu'un indice ind_{SHL} très positif est très rarement suivi par un évènement Sah- (deuxième partie de la table 5.2). Ces résultats sont très cohérents avec ceux de RCL10 (voir leur figure 4).

Le scénario de prévision que nous avons présenté dans cette section est très simple, basé sur un unique prédicteur. Ses performances ont montré qu'une partie des phases actives et de pause de la MAO, de type Sahélien, pouvait avoir une bonne prévisibilité, de l'ordre de 5 à 7 jours, avec cependant une probabilité relativement élevée de faire une mauvaise prévision. Cette difficulté est vraisemblablement liée aux deux origines possibles de telles séquences, qui peuvent interférer fortement entre elles. Ces résultats sont, malgré tout, encourageants, et l'ajout d'un autre prédicteur, basé sur l'activité des ondes de Rossby équatoriales, pourrait être une étape essentielle pour améliorer la prévisibilité des *wet* et *dry spells* de la MAO.

Utilisation de la nature propagative de la convection sur le Sahel

Pour améliorer la prévisibilité de la convection sur le Sahel, et en particulier sur le Sahel Ouest, on peut tenter d'utiliser la nature propagative (vers l'ouest) de la convection, qui opère des échelles du SCM (section 1.2.3.1) aux échelles intrasaisonnières des ondes d'est (sections 1.2.3.5 et 3.4.4.1) et du mode Sahélien (section 3.4.3.2). Cette nature propagative est, en fait, une des caractéristiques principales des échelles intrasaisonnières lentes (10–90 jours) de la convection en Afrique de l'Ouest, comme le montre l'étude simple des corrélations décalées entre l'OLR à l'est et celui à l'ouest (Fig. 5.1). Dans la bande 10–90 jours, l'OLR moyen sur le Sahel Est (10°N–20°N, 10°E–30°E) tend à précéder de deux à trois jours l'OLR moyen sur le Sahel Ouest (10°N–20°N, 10°O–10°E), avec une corrélation d'environ 0.64. La convection sur le Sahel Est explique donc environ 41% de la variance de celle sur le Sahel Ouest. On notera que cette proportion est très souvent plus forte (corrélation à deux jours supérieure à 0.7), sauf pour quelques années (e.g., 1988 – Fig. 5.1.a). On notera la dissymétrie de la fonction de corrélation entre les décalages temporels positifs et négatifs, ce qui confirme le sens de la propagation est-ouest du signal convectif, mais aussi la faible périodicité de l'OLR sur le Sahel.

À partir de la convection moyenne sur le Sahel Est et de celle sur le Sahel Ouest, on peut définir deux indices qui vont caractériser de manière simple les périodes actives et de pause de la MAO sur ces deux régions, aux échelles intrasaisonnières. L'indice ind_{Est} ($\text{ind}_{\text{Ouest}}$) sera défini comme la moyenne de l'OLR sur le domaine 10°N–20°N, 10°E–30°E (10°N–20°N, 10°O–10°E), filtrée dans la bande 10–90 jours et normalisée par son écart-type. Les évènements Est+ (Est-) corres-

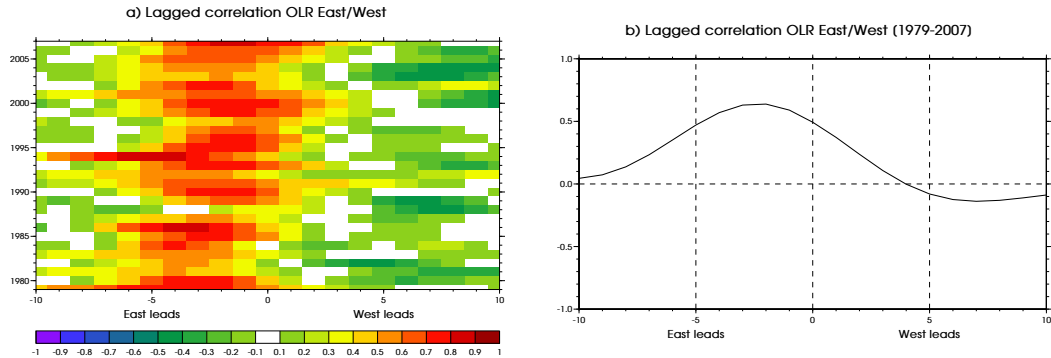


Figure 5.1 – a) Corrélations décalées entre l'OLR moyenné sur le domaine 10°N – 20°N , 10°E – 30°E , et l'OLR moyenné sur le domaine 10°N – 20°N , 10°O – 10°E Composites de l'OLR, pour chaque saison JJAS de 1979 à 2007. L'OLR a préalablement été filtré dans la bande 10-90 jours à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1). b) *Idem* a), mais moyennées sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007.

pondront aux dates où l'indice ind_{Est} est maximum (minimum) et plus grand (petit) que 1.0 (-1.0). On définit de même les événements Ouest+ et Ouest- à partir de l'indice $\text{ind}_{\text{Ouest}}$. Les événements Est+/Ouest+ (Est-/Ouest-) marqueront l'occurrence d'une baisse importante (un renforcement important) de l'activité convective sur le Sahel Est/Ouest.

On peut alors évaluer, comme dans le paragraphe précédent, la prévisibilité des événements Ouest+/Ouest- en utilisant l'information sur la convection à l'est. Pour cela, on définit à nouveau un scénario simple de prévision, avec pour prédicteur l'indice ind_{Est} . Pour chaque jour, on détermine la valeur de l'indice ind_{Est} , et lorsque celle-ci dépasse 1.0, on réalise une prévision de l'occurrence d'un événement Ouest+ dans les 1 à 7 jours qui suivent. Sur 86 prévisions réalisées sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007, 59% se sont révélées exactes, avec une échéance de prévision moyenne de l'évènement d'environ 4 jours (Table 5.3). Le *hit rate* de ce scénario est de 50%, et son *threat score* de 37%, ce qui nous semble plutôt intéressant² pour ce type simple de prévision. La diminution du seuil utilisé pour faire la prévision n'augmente que marginalement le *hit rate*, tandis qu'une augmentation de ce seuil ne diminue pratiquement pas le taux de fausses alarmes. Au final, son augmentation ou sa diminution a un impact négatif sur le *threat score*, indiquant que le seuil 1.0 sur l'indice ind_{Est} est probablement le meilleur pour ce scénario.

L'application de ce type de scénario de prévision aux événements Ouest- (épisode de convection renforcée sur le Sahel Ouest), avec un seuil de -1.0 sur l'indice ind_{Est} , donne des résultats très similaires (Table 5.4). En revanche, l'augmentation du seuil (en valeur absolue) tend à diminuer sensiblement le taux de fausses alarmes, tandis que sa diminution accroît notablement le *hit rate* et le *threat score*. Le choix du seuil dépend alors du coût associé à un évènement non prévu (*missed*), de celui associé à une fausse alarme, et du bénéfice associé à une bonne prévision.

Enfin, on notera qu'une phase de convection renforcée à l'est, a très peu de probabilité de mener à un épisode de *break* de la convection sur le Sahel Ouest (deuxième partie de la table 5.4), d'autant plus que l'évènement est très intense

²Ce jugement de valeur devrait cependant rester la propriété des différentes parties prenantes d'un système d'alerte précoce. Seule une analyse coûts-bénéfices (au sens large) peut valider ou non l'utilisation d'un tel schéma de prévision.

Table 5.3 – Performance du scénario simple de prévision des événements Ouest+, à partir de l'indice ind_{Est} , et pour différents choix de seuil utilisé (0.5 à 2.0). Un événement Ouest+ ayant lieu 1 à 7 jours après la date de prévision (l'indice ind_{Est} dépasse le seuil) est considéré comme une prévision réussite (*hit*). Un événement Sah+ qui n'a pas été prévu est un événement raté (*miss*). Un événement Ouest+ qui a été prévu mais qui n'a pas eu lieu est une fausse alarme (*false alarm*). Voir section 4.2.3 pour la définition des trois scores de prévision indiqués. La seconde partie de la table indique le nombre d'événements Ouest+ qui ont lieu de 1 à 7 jours après que l'indice ind_{SHL} passe sous un seuil négatif (-0.5 à -2.0).

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
0.5	53	50	89	53%	63%	27%	4-5 jours
1.0	51	52	35	50%	41%	37%	4 jours
1.5	28	75	16	27%	36%	24%	3-4 jours
2.0	12	91	8	12%	40%	11%	4-5 jours
-0.5	9						
-1.0	2						
-1.5	1						
-2.0	1						

Table 5.4 – *Idem* Table 5.3, mais pour la prévision des événements Ouest-.

Seuil	<i>Hit</i>	<i>Miss</i>	<i>False alarm</i>	<i>Hit rate</i>	<i>False alarm ratio</i>	<i>Threat score</i>	Échéance de prévision moyenne
-0.5	66	36	74	65%	53%	38%	4-5 jours
-1.0	51	51	42	50%	45%	35%	4-5 jours
-1.5	29	73	18	28%	38%	24%	4 jours
-2.0	13	89	7	13%	35%	12%	3-4 jours
0.5	5						
1.0	3						
1.5	1						
2.0	0						

à l'est. À l'inverse, un *dry spell* à l'est sera très rarement suivi par un épisode convectif marqué à l'ouest (deuxième partie de la table 5.3).

5.1.3.2 Et le mode QBZD ?

L'article RCL10 s'est focalisé sur la relation entre le mode Sahélien et le mode intra-saisonnier du SHL, notamment car les anomalies de convection associées aux deux modes de variabilité ont une propagation similaire vers l'ouest. On peut, cependant, se demander si le second mode de la variabilité intrasaisonnaire de la MAO, le mode QBZD (section 3.22), dont la nature est plus stationnaire sur l'Afrique de l'Ouest, n'entretient pas une relation particulière avec ce mode intrasaisonnier de la dépression thermique. C'est cette question que nous abordons dans cette section.

Le mode QBZD, quelques repères

Le mode QBZD a largement été décrit dans Mounier et Janicot (2004) et Mounier *et al.* (2008), dont les résultats principaux sont repris dans la section 3.4.3.1. Nous en rappelons ici très brièvement les principales caractéristiques, essentiellement en termes de convection.

Le mode QBZD est défini à partir d'une ACP simple de l'OLR, filtré dans la bande 10–25 jours, appliquée sur le domaine 10°S–30°N, 30°O–30°E, et pour les saisons JJAS 1979–2007. L'indice ind_{QBZD} est alors défini comme l'OLR reconstruit à partir de l'EOF1 de cette ACP, et moyenné sur 7.5°N–12.5°N, 10°O–10°E. Cet indice, supposé normalisé par son écart-type, permet alors de définir des événements QBZD+/QBZD-, de manière usuelle : les événements QBZD+ (QBZD-) correspondent aux dates pour lesquelles l'indice ind_{QBZD} est maximum (minimum) et plus grand (petit) que 1.0 (-1.0). On compte 136 (132) événements QBZD+ (QBZD-) sur l'ensemble des saisons JJAS 1979 à 2007, soit environ 4.7 (4.6) événements par saison. Mounier *et al.* (2008) ont montré que la périodicité moyenne de ce mode de variabilité était de l'ordre de 15 jours.

La figure 5.2 montre l'évolution de la structure composite de ces deux types d'événements, en termes d'OLR et de vent dans les basses couches (925 hPa). Les événements QBZD+ sont associés à la mise en place, en moins de 4 jours, d'une anomalie positive d'OLR (+10 à +12 W m^{-2}), couvrant quasiment toute l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique équatoriale à t_0 . Cette anomalie semble gagner progressivement le nord-ouest du continent, de t_0-2 à t_0+2 . On observe également une anomalie positive d'OLR sur l'océan Atlantique, se propageant vers l'est. Elle est située vers 40°O à t_0-4 , et atteint la côte ouest de l'Afrique à t_0-2 . Elle est associée à de fortes anomalies de vent d'est à 925 hPa sur tout le Golfe de Guinée et l'est de l'Atlantique tropical, et est vraisemblablement la trace de l'onde de Kelvin repérée par Mounier *et al.* (2008). On notera également l'existence d'une modulation significative de l'OLR (-8 W m^{-2}) et du vent à 925 hPa sur la côte ouest de l'Inde, de t_0-4 à t_0 . Des anomalies significatives de vent sont aussi présentes sur le nord du Sahara occidental, et le nord du Soudan, notamment à t_0-4 et t_0-2 . Elles ne sont pas sans rappeler celles associées à la pénétration du *cold surge* associé aux événements HLW. Comme le mentionnent Mounier *et al.* (2008), la structure des événements QBZD- est relativement symétrique, avec toutefois des anomalies d'OLR d'amplitude plus faible sur l'océan Indien.

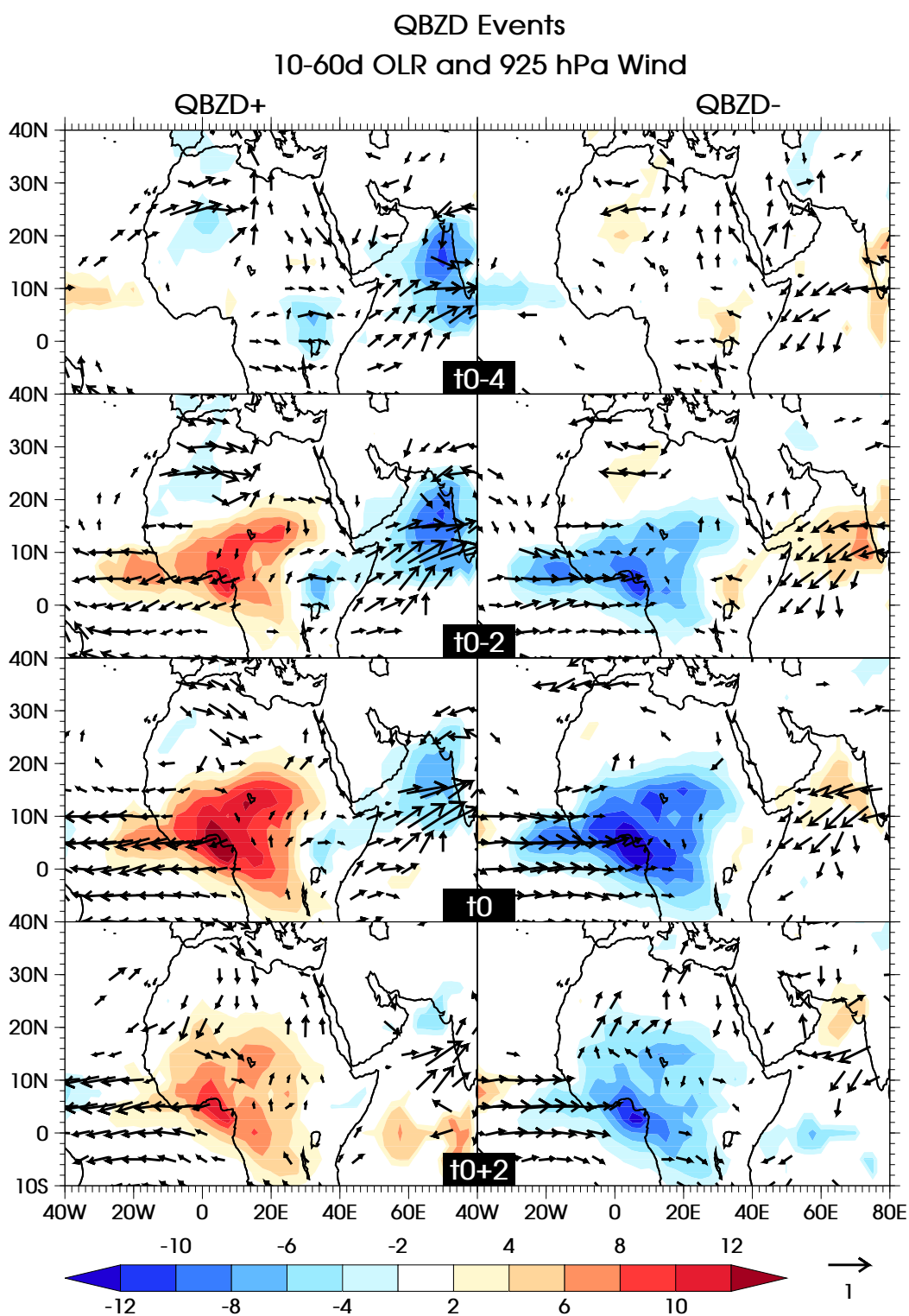


Figure 5.2 – Composites de l'OLR (en couleurs, en $W m^{-2}$) et du vent à 925 hPa (en vecteurs, en $m s^{-1}$) pour les événements QBZD+ (colonne de gauche) et QBZD- (colonne de droite), de t_0-4 à t_0+2 par pas de deux jours. L'OLR et le vent ont été filtrés dans la bande 10–60 jours à l'aide d'un filtre digital (section 2.2.3.1). Seules les valeurs significatives à 95% de l'OLR sont indiquées, et seules les anomalies de vent dont au moins une des deux composantes est significative à 95% sont reportées.

Co-occurrences des événements QBZD+/QBZD- et HLE/HLW

La corrélation de l'indice ind_{QBZD} et de l'indice ind_{SHL} , est relativement faible, avec un maximum de 0.14 lorsque les deux indices sont en phase, avec une forte variabilité interannuelle de la relation (non montré). Cette faible corrélation indique qu'une partie des séquences des deux indices sont assez cohérentes, mais qu'elles sont souvent non-correlées. La figure 5.3 insiste sur cette relation, mais d'un point de vue évènementiel, ne conservant que la partie des indices associée à une forte modulation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest ou à une forte modulation de la structure du SHL. Les événements HLE tendent à précéder un maximum positif et significatif de l'indice ind_{QBZD} d'environ deux jours (Fig. 5.3.a), i.e. un affaiblissement de l'activité convective sur toute l'Afrique de l'Ouest. Cette relation est cohérente avec les résultats de CRL10 (voir leur figure 11.a). Elle est même bijective, c'est-à-dire que les événements QBZD+ tendent à être précédés d'un jour par un maximum positif et significatif de l'indice ind_{SHL} (Fig. 5.3.b), i.e. un *heat low* se renforçant à l'est, et très ventilé à l'ouest. En fait, on peut dénombrer 41 événements QBZD+ concomitants ou précédés de 1 ou 2 jours par un événement HLE, soit environ 30% de l'ensemble des événements QBZD. À l'inverse, c'est environ 36% des événements HLE qui sont concomitants ou suivis dans les deux jours par un événement QBZD+. Un tiers de ces deux types d'événements peuvent donc être qualifiés de combinés, au même sens que dans RCL10.

De même, les événements HLW ont tendance à être en phase avec un minimum négatif et significatif de l'indice ind_{QBZD} , c'est-à-dire que de tels événements sont en phase avec un renforcement de la convection sur toute l'Afrique de l'Ouest, comme noté par l'analyse de CRL10. En revanche, la relation n'est pas bijective, et les événements QBZD- ont autant lieu pendant une phase positive que négative de l'indice ind_{SHL} . Il existe tout de même environ 30% des événements QBZD- qui sont concomitants ou précédés de 1 ou 2 jours par un événement HLW. À l'inverse, c'est 36% des événements HLW qui sont en phase ou légèrement en avance de 1 à 2 jours d'un événement QBZD-. On parlera également d'événements combinés, qui représentent grossièrement un tiers de chacune des deux populations.

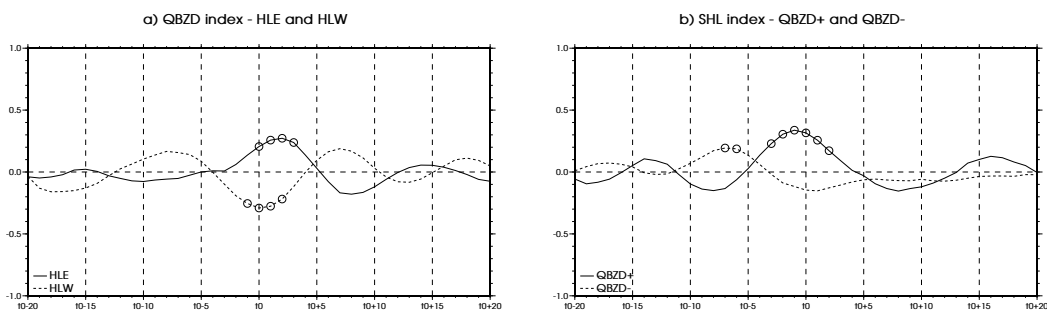


Figure 5.3 – a) Composite de l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD sur les événements HLE (en trait plein) et HLW (en trait tireté). b) Composite de l'indice ind_{SHL} du mode intra-saisonnier du SHL sur les événements QBZD+ (en trait plein) et QBZD- (en trait tireté). Pour les deux graphiques, les cercles indiquent les valeurs significativement différentes de zéro à 95%.

Évènements combinés : impact sur la convection et le *heat low*

Comme dans RCL10, nous pouvons maintenant examiner dans quelle mesure la structure des évènements QBZD+ (QBZD-) est modifiée lorsqu'ils sont combinés avec un évènement HLE (HLW), au sens mentionné dans le paragraphe précédent.

La figure 5.4 permet de comparer qualitativement les différences de structure entre les évènements QBZD+ combinés avec un évènement HLE et ceux qui ne le sont pas. Les premiers semblent commencer plus tôt, atteindre une intensité un peu plus élevée à t_0 , notamment à l'est du lac Tchad ($\sim +2 \text{ W m}^{-2}$), et durer un peu plus longtemps à l'ouest. On peut aussi noter à t_0+4 la présence d'une anomalie positive ($\sim +8 \text{ W m}^{-2}$) dans la région du SHL, beaucoup plus faible dans le cas des évènements non combinés. Nous examinerons plus loin dans quelle mesure les évènements QBZD+/QBZD- peuvent éventuellement modifier l'impact des évènements HLE/HLW sur la dépression thermique.

La figure 5.5 permet d'évaluer, d'une manière plus quantitative, les différences notées entre les deux types d'évènements, ainsi que leur significativité. La méthode et le type de représentation utilisés ici sont les mêmes que dans l'article RCL10 (voir la section 5.1.1). L'affaiblissement de la convection à l'est commence significativement plus tôt (un à deux jours) pendant les évènements combinés (courbes en trait plein de la Fig. 5.5.a), et atteint une intensité à t_0 une peu plus forte, de manière presque significative par rapport à celle des évènements non combinés (la courbe en trait plein du panneau en bas de la Fig. 5.5. atteint presque le seuil de significativité à 95%). À l'ouest (Fig. 5.5.b), l'affaiblissement de la convection est également significativement plus intense. Il tend à durer plus longtemps, environ deux jours de plus. Les *breaks* de type QBZD atteignent donc une intensité et une durée plus importantes lorsqu'ils sont combinés avec un évènement HLE. Les anomalies d'OLR associées sont aussi plus étendues spatialement, vraisemblablement en lien avec le renforcement de la dépression thermique observé à la suite des évènements HLE (voir aussi le paragraphe suivant).

En revanche, les évènements QBZD- ne semblent pas être significativement impactés par l'occurrence simultanée d'un évènement HLW (courbes en tireté sur les Figs. 5.5.a et b). La seule différence significative concerne l'affaiblissement de la convection à l'ouest qui suit sept jours après l'évènement QBZD-. Dans les cas combinés, on observe effectivement une anomalie positive d'OLR significative vers t_0+7 , alors, que rien n'apparaît significativement dans les cas non-combinés (Fig. 5.5.b). Lorsque les évènements QBZD- sont en phase avec un évènement HLW, la dépression thermique est comme prise en tenaille, entre une ventilation libyenne renforcée, et une convection intensifiée sur son flanc sud. L'injection de masses d'air froides et humides dans le cœur du *heat low* par les ventilations nord-est et sud-ouest, contribue fortement à le faire s'effondrer. Le flux de mousson s'en trouverait alors affaibli, d'où une phase de diminution de l'activité convective à l'ouest.

L'analyse de l'évolution de l'intensité du SHL appuie ce type de scénario (Fig. 5.6). Les évènements QBZD- combinés avec un évènement HLW sont associés à une dépression thermique plus faible de t_0+2 à t_0+5 , ce qui est pratiquement une différence significative avec les évènements non combinés (courbes en tireté sur la Fig. 5.6.a). C'est cependant l'impact du *cold surge* associé à l'évènement HLW qui semble être le principal moteur de l'effondrement du SHL, étant donné qu'aucune différence significative entre un évènement HLW combiné et un non-combiné n'est observée (courbes en tireté sur la Fig. 5.6.b). Par ailleurs, un évènement QBZD-

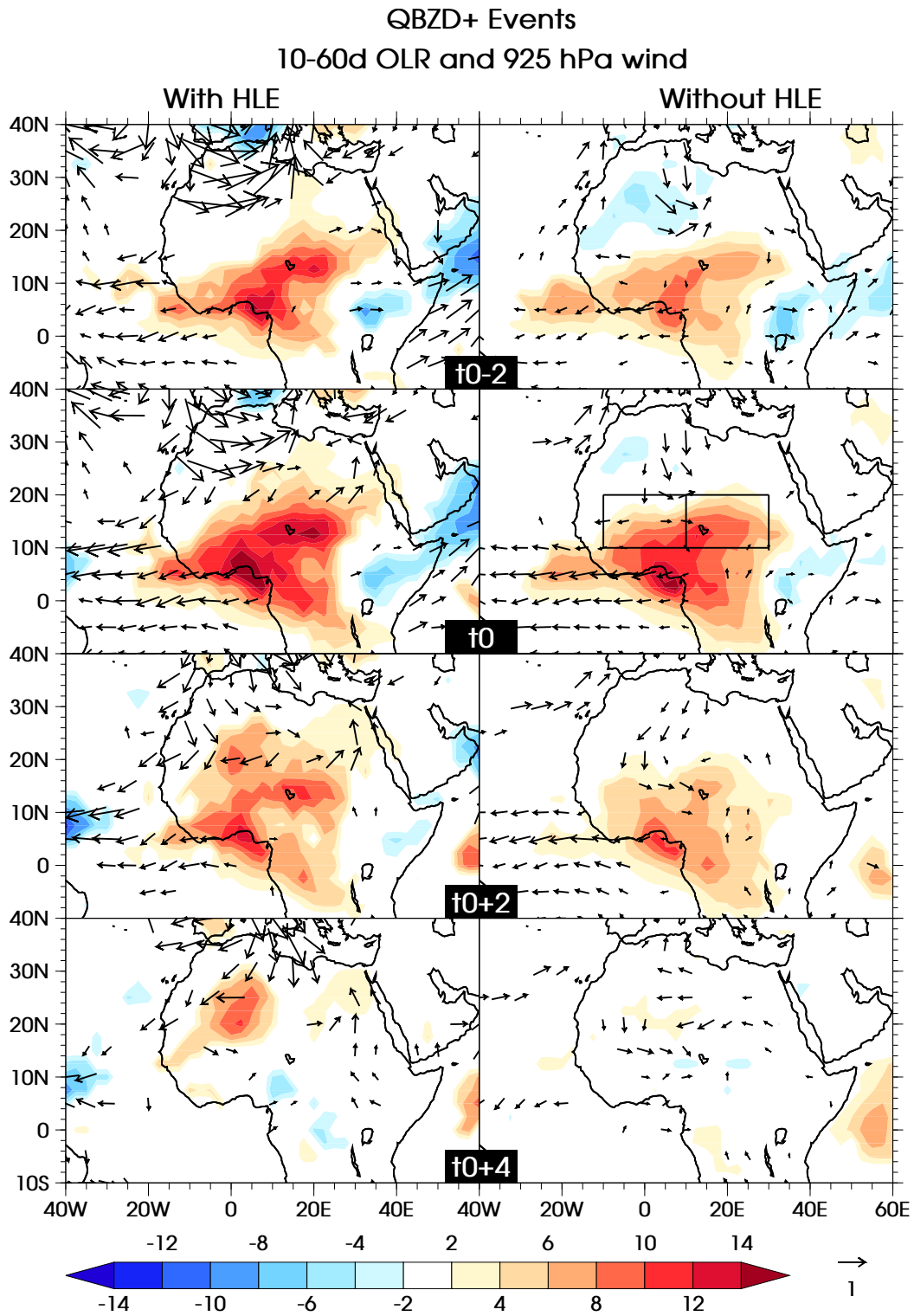


Figure 5.4 – Composites de l'OLR (en couleurs, en $W m^{-2}$) et du vent à 925 hPa (en vecteurs, en $m s^{-1}$) pour les événements QBZD+ combinés avec un événement HLE (colonne de gauche) et non-combinés à un événement HLE (colonne de droite), de t_0-2 à t_0+4 par pas de deux jours. L'OLR et le vent ont été filtrés dans la bande 10–60 jours à l'aide d'un filtre digital (section 2.2.3.1). Seules les valeurs significatives à 95% de l'OLR sont indiquées, et seules les anomalies de vent dont au moins une des deux composantes est significative à 95% sont reportées.

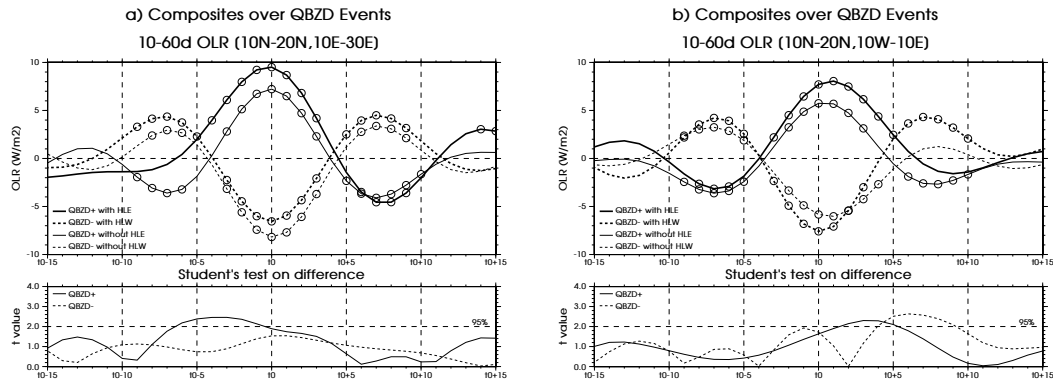


Figure 5.5 – a) Composite de l'OLR (en $W m^{-2}$), filtré dans la bande 10–60 jours, et moyenné sur le domaine $10^{\circ}N-20^{\circ}N$, $10^{\circ}E-30^{\circ}E$ (voir sur la figure 5.4). Les courbes en trait plein correspondent aux évènements QBZD+, et celles en trait tireté aux évènements QBZD-. Les courbes en trait épais correspondent aux évènements QBZD+/QBZD- combinés aux évènements HLE/HLW, et celles en trait fin aux évènements QBZD+/QBZD- non combinés avec les évènements HLE/HLW. Le graphique du bas indique la valeur du test de Student appliqué à la différence entre l'anomalie du composite des cas combinés et celle du composite des cas non-combinés. La droite horizontale en tireté indique le seuil de significativité à 95% du test. b) *Idem* a), mais pour l'OLR moyenné sur le domaine $10^{\circ}N-20^{\circ}N$, $10^{\circ}E-30^{\circ}E$ (voir le domaine sur la figure 5.4).

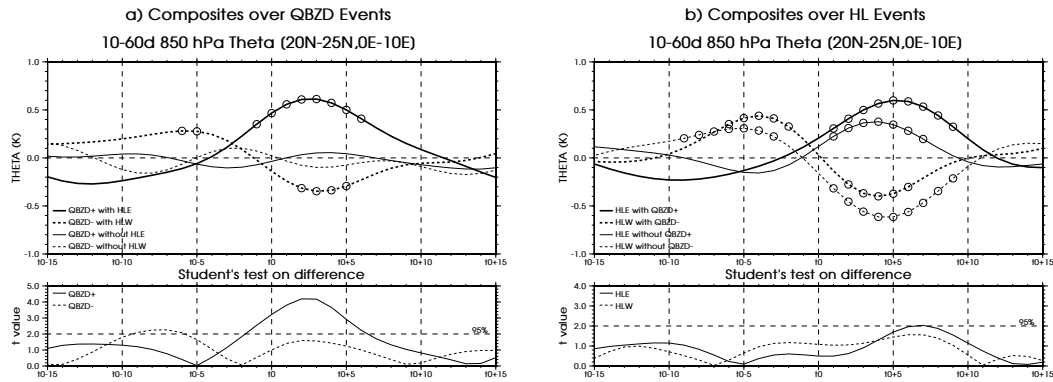


Figure 5.6 – a) Composite de la température potentielle à 850 hPa (en K), filtrée dans la bande 10–60 jours, et moyenné sur le domaine $20^{\circ}N-25^{\circ}N$, $0-10^{\circ}E$. Les courbes en trait plein correspondent aux évènements QBZD+, et celles en trait tireté aux évènements QBZD-. Les courbes en trait épais correspondent aux évènements QBZD+/QBZD- combinés aux évènements HLE/HLW, et celles en trait fin aux évènements QBZD+/QBZD- non combinés avec les évènements HLE/HLW. Le graphique du bas indique la valeur du test de Student appliqué à la différence entre l'anomalie du composite des cas combinés et celle du composite des cas non-combinés. La droite horizontale en tireté indique le seuil de significativité à 95% du test. b) *Idem* a), mais pour les évènements HLE/HLW combinés ou non aux évènements QBZD+/QBZD-.

non combiné ne semble pas capable, seul, d'impacter significativement l'intensité du SHL (courbes en tireté sur la Fig. 5.6.a).

De même, un évènement QBZD+, seul, n'a sensiblement pas d'effet sur l'intensité de la dépression thermique (courbes en trait plein sur la Fig. 5.6.a), alors qu'associé à un évènement HLE, il conduit à un creusement significatif du *heat low*. Encore une fois, ce renforcement du SHL apparaît comme essentiellement piloté par l'affaiblissement de sa ventilation nord-est, associé aux évènements HLE (Fig. 5.6.b).

En conclusion, les *dry spells* de type QBZD (évènements QBZD+) sont sensiblement affectés par l'occurrence simultanée assez courante d'un évènement HLE. De telles pauses de la MAO apparaissent un peu plus intenses, et durent significativement plus longtemps (environ 1–2 jours à l'est et 2 jours à l'ouest). Les *wet spells* de type QBZD (évènements QBZD-) ne sont pas apparus réellement impactés par la concomitance d'un évènement HLW. Ils auraient statistiquement tendance à être plus souvent suivis par une phase d'affaiblissement de la convection à l'ouest, probablement en lien avec l'impact des évènements HLW et du *cold surge* associé sur la dépression thermique saharienne. Aucun lien de cause à effet n'a pu être observé au cours de cette courte étude, ce qui pourrait traduire une relative indépendance en termes d'origine entre le mode intrasaisonnier du SHL et le mode QBZD. Ce résultat serait cohérent avec les mécanismes proposés (interactions surface-atmosphère) par Mounier *et al.* (2008) pour expliquer ce mode de variabilité (section 3.22).

5.1.3.3 L'onset de la MAO : un évènement intrasaisonnier particulier

RCL10 ont montré qu'il existait un lien entre la variabilité intrasaisonnaire du SHL et l'onset de la mousson. Étant donné que ce moment particulier de la MAO opère à une échelle de temps inférieure à la saison, il peut, et en fait doit, être considéré comme un évènement intrasaisonnier, crucial pour les populations locales. La figure 5.7 est cohérente avec cette idée, et montre que le saut de mousson est en fait une combinaison particulière des modes QBZD et Sahélien. L'onset a généralement lieu un à deux jours après un maximum positif et marqué de l'indice ind_{QBZD} . Il est suivi deux jours plus tard par un indice ind_{Sah} positif et maximum, et enfin, 7 à

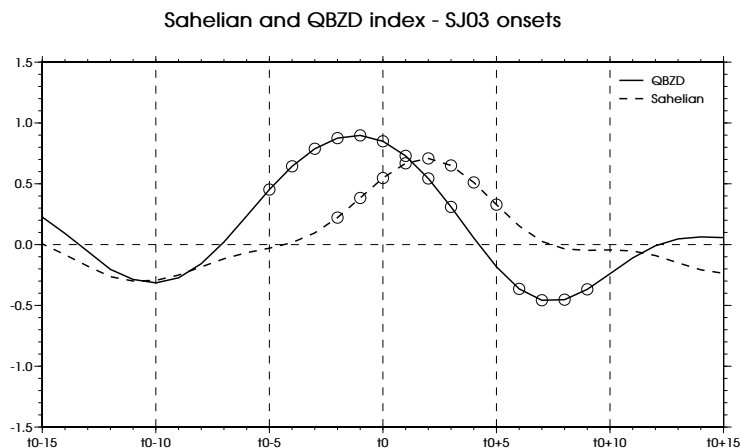


Figure 5.7 – Composite des indices normalisés ind_{QBZD} du mode QBZD (en trait plein) et ind_{Sah} du mode Sahélien (en trait tireté) par rapport aux dates d'onset de la MAO de Sultan et Janicot (2003), pour les 29 années de 1979 à 2007. Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes de zéro à 95%, selon un test de Student (section 2.2.5.4).

8 jours après le saut, on observe un minimum négatif de l'indice ind_{QBZD} . L'*onset* de la MAO se caractérise donc par un affaiblissement global de la convection sur toute l'Afrique de l'Ouest, suivi deux jours plus tard par un renforcement de la convection à l'est du Sahel, qui progressivement (en 5 à 6 jours) gagne l'ensemble du Sahel. Cette description est naturellement cohérente avec celle réalisée par Sultan et Janicot (2003, voir aussi section 1.3.2.5), dont nous avons utilisé les dates de saut de mousson pour réaliser la figure 5.7. La présente analyse illustre que l'installation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest à ce moment particulier de la saison vient généralement de l'est. Elle insiste également sur le fait que l'*onset* peut être considéré comme un événement intrasaisonnier parmi les autres, étant simplement celui qui a lieu à un moment particulier de la saison (i.e. vers la fin du mois de juin en moyenne). Dans ce cadre, toute avancée sur la compréhension des modes QBZD et Sahélien devrait permettre une avancée similaire à la compréhension de cet instant crucial de la MAO

5.2 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DU SHL ET MODULATION DE LA CONVECTION SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

RCL10 ont montré qu'une partie des *wet* et *dry spells* de la MAO, ceux de type Sahélien, pouvaient être reliés à la variabilité intrasaisonnaire de la dépression thermique saharienne, décrite dans CRL10. En particulier, RCL10 soulignent, que, pendant les événements HLE (HLW) combinés, une anomalie de circulation cyclonique (anticyclonique) en moyenne troposphère pouvait se détacher du train d'ondes des moyennes latitudes, associé à ce mode de variabilité du SHL. Cette anomalie de circulation, en arrivant au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, induirait alors une modulation des flux de mousson et d'Harmattan dans les basses couches, qui pourrait expliquer les fluctuations de la convection, observées pendant les phases du mode Sahélien. Ce type de scénario a déjà été avancé par Sultan *et al.* (2003) et Janicot *et al.* (2010a). Nous examinons, dans cette section, quelques-uns des processus qui pourraient être à l'origine de la modulation de la convection, lorsque la variabilité intrasaisonnaire du SHL est effectivement couplée à celle de la MAO. Pour cela, nous nous focalisons sur les **événements HLE (HLW), combinés avec un événement Sah+ (Sah-)**, cette notion ayant été définie dans RCL10 (sections 5.1.1 et 5.1.2). Nous ne nous intéressons donc uniquement aux événements HLE/HLW qui mettent en jeu une modulation forte et significative de la convection sur le Sahel, afin d'en extraire plus facilement les mécanismes en jeu.

Toute l'analyse qui suit est basée sur la seule réanalyse NCEP2, et donc en dépend fortement. L'utilisation d'une autre réanalyse pourrait nous permettre de confirmer ou infirmer les conclusions obtenues. Par ailleurs, la réanalyse NCEP2 ne simule pas des anomalies de convection réalistes et comparables, par exemple, à l'OLR de la NOAA (non montré). C'est particulièrement le cas sur le Sahel Est, où la modulation de la convection est quasiment inexistante ou n'a pas le bon phasage. Les bilans similaires à ceux proposés dans le chapitre précédent, en section 4.3, ne seront donc pas présentés. Les termes associés à ces bilans sont, en effet, peu souvent significatifs, et ne traduisent probablement pas la bonne physique. Nous adopterons donc une approche assez qualitative des processus en jeu, ne présentant que quelques ingrédients potentiellement importants pour comprendre la modula-

tion de la convection pendant les évènements Sahélien combinés. La complète validation des processus à l'origine de la modulation de la convection requerrait, en revanche, l'utilisation d'un modèle, représentant raisonnablement cette modulation de la convection, et où chaque terme des bilans de température, d'humidité, et de quantité de mouvement pourrait être diagnostiqué.

5.2.1 *Le rôle des basses couches*

Un des ingrédients importants pour la convection profonde est l'énergie disponible en basses couches, qui, pour une grande partie, est l'énergie latente associée au contenu en vapeur d'eau dans la couche limite. La figure 5.8 montre l'évolution des anomalies d'humidité spécifique à 925 hPa, au cours des évènements HLE/HLW combinés. L'énergie des basses couches peut aussi se définir par la température potentielle équivalente θ_e (section 2.1.2.4), qui, en plus de l'humidité, intègre la contribution de la température. Les composites de cette variable sont présentés sur la figure 5.9.

Pour les deux types d'évènements, les anomalies d'humidité et de θ_e sont essentiellement significatives au nord du Sahel, de part et d'autre du FIT (section 1.2.3.4). Pendant les évènements HLE combinés, associés à un affaiblissement de la convection prenant naissance sur le Sahel Est et se propageant vers l'ouest, on observe, au-dessus du nord du Soudan, la formation d'une anomalie sèche relativement intense ($\sim -0.6 \text{ g kg}^{-1}$), de t_0-2 à t_0+2 . C'est très certainement l'intensification de l'Harmattan au nord du FIT, et la réduction du flux de mousson au sud, qui ont généré cette anomalie. Cette modulation du vent en basse couche est vraisemblablement un résidu de la pénétration du *cold surge* qui a précédé l'évènement HLE (RCL10). L'anomalie d'humidité spécifique se traduit par une anomalie négative de θ_e , de l'ordre de -2 K . À t_0 , une anomalie négative d'humidité spécifique se forme au centre du Niger, puis une autre apparaît au-dessus du Mali à partir de t_0+2 . Elles sont toutes les deux associées à un renforcement de l'Harmattan au nord du FIT et un affaiblissement du flux de mousson au sud (en intensité et en épaisseur – Fig. 5.12.d), et se traduisent par une anomalie de θ_e d'environ -1.5 K (Fig. 5.9). Dans le cas des évènements HLE combinés, bien que les affaiblissements du flux de mousson soient significatifs, les anomalies d'humidité spécifique et de θ_e restent confinées au voisinage du FIT. Elles ne pourraient donc expliquer qu'assez marginalement l'affaiblissement de la convection, observé plus au sud, pendant ce type d'évènement.

Pendant les évènements HLW combinés, les anomalies d'humidité apparaissent également le long du FIT, en association avec un renforcement du vent de mousson au sud et un affaiblissement de l'Harmattan au nord. Elles atteignent une amplitude d'environ $+0.8$ à $+1.0 \text{ g kg}^{-1}$ (Fig. 5.8), ce qui se traduit par une anomalie de θ_e relativement élevée, pouvant dépasser 3 K (Fig. 5.9). Elles émergent d'abord à l'est, sur le Soudan (t_0-2), puis gagnent progressivement le Tchad et le Niger (t_0), et enfin la Mauritanie (t_0+4), tout en restant le long du FIT. Les anomalies de θ_e restent confinées près de cette ligne imaginaire, tandis que celle d'humidité s'étendent un peu plus vers le sud. Les anomalies d'humidité, associées à un renforcement du flux de mousson, sont en partie compensées par une température plus froide. Au final, les anomalies d'humidité et de θ_e jouent probablement un rôle important dans le renforcement de la convection observé pendant les évènements HLW combinés.

La modulation du vent dans les basses couches est aussi associée à des modifi-

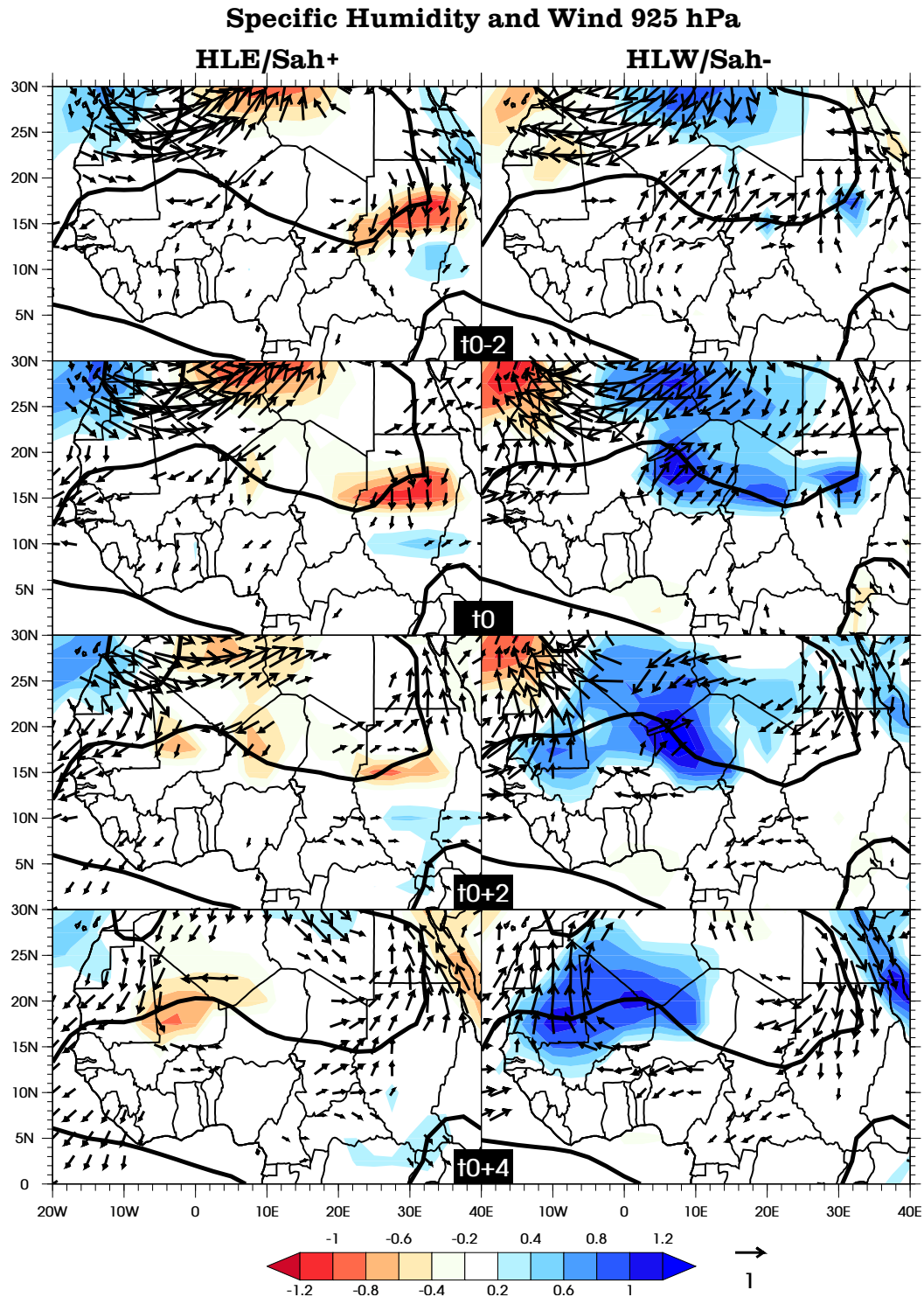


Figure 5.8 – Composites, de t_0-2 à t_0+4 par pas de deux jours, des anomalies d'humidité spécifique (en g kg^{-1} , en couleurs) et du vent à 925 hPa (en m s^{-1} , en vecteurs), pour les événements HLE combinés avec un événement Sah+ (colonne de gauche), et pour les événements HLW combinés avec un événement Sah- (colonne de droite). Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2), et filtrées dans la bande 10–60 jours à l'aide d'un filtre digital (section 2.2.3.1). Seules les anomalies d'humidité spécifiques significatives 95% sont reportées, et seuls les vecteurs ayant au moins une de leurs deux composantes significatives à 95% sont indiqués. Le contour noir épais marque la position du FIT, défini comme l'isoline zéro du vent zonal à 925 hPa, reconstruit à partir des anomalies composites et de la moyenne climatologique (section 2.2.5.3).

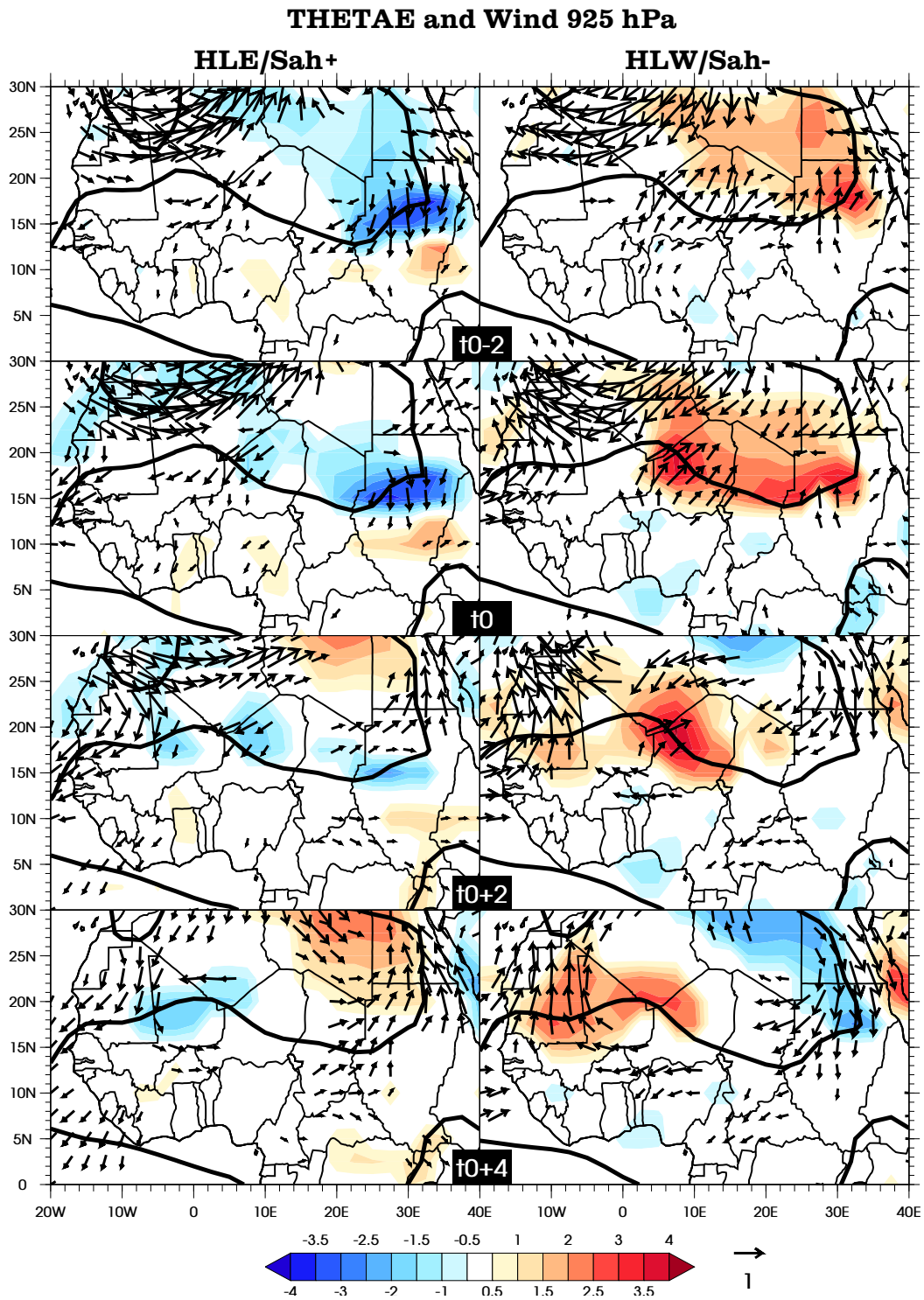


Figure 5.9 – *Idem* Fig. 5.8, mais pour les anomalies de température potentielle équivalente (en K, en couleurs) et du vent à 925 hPa (en m s^{-1} , en vecteurs).

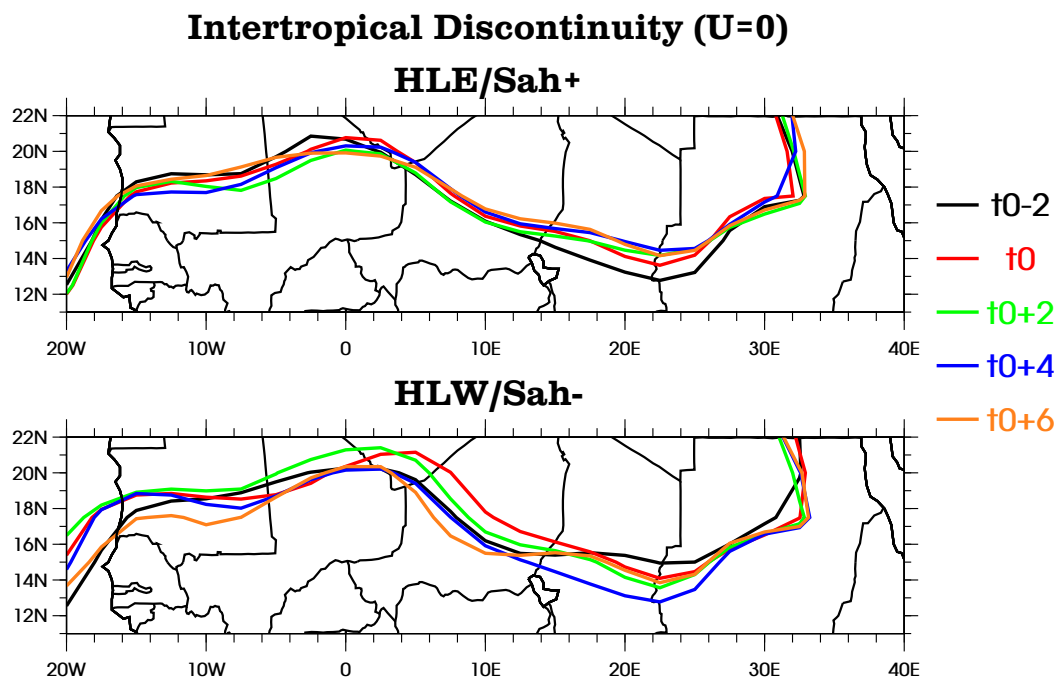


Figure 5.10 – a) Composite de la position du FIT, défini par l’isocontour zéro du vent zonal à 925 hPa, pour les évènements HLE combinés avec un évènement Sah+, à t_0-2 (noir), t_0 (rouge), t_0+2 (vert), t_0+4 (bleu) et t_0+6 (orange). Le composite a été calculé sur les anomalies du vent zonal par rapport à la variabilité lente (saisonniers et interannuelle – section 2.2.3.2), et le champ total a été reconstruit en ajoutant le champ moyen climatologique (section 2.2.5.3). b) *Idem* a), mais pour les évènements HLW combinés avec un évènement Sah-.

cations de la position du FIT³ au cours des évènements HLE/HLW combinés (Fig. 5.10). Sur le Tchad et le Soudan, le FIT migre vers le nord pendant les évènements HLE combinés, d’environ 2° de latitude en six jours (t_0-2 à t_0+4), permettant alors à la convection de se déplacer aussi un peu vers le Nord. Au contraire, pendant les évènements HLW, le FIT descend vers le sud, d’environ 2° en six jours aussi, alors que, sur le Niger, vers 10°E , il monte de 2° en seulement deux jours (t_0-2 à t_0). Plus à l’ouest, sur le Mali et la Mauritanie, le déplacement du FIT est de sens opposé, avec un léger décalage d’environ deux jours. Dans cette région, son amplitude est plus faible. La migration nord-sud du FIT, pendant les évènements HLE/HLW combinés, contribue donc à la formation des anomalies d’humidité et de θ_e décrites précédemment.

5.2.2 *L’air sec en moyenne et haute troposphère*

Un autre facteur de modulation de la convection profonde est l’air sec. Comme mentionné dans la section 1.2.3.1, la présence d’air sec au niveau du JEA (700–600 hPa), mais aussi au-dessus (vers 500 hPa – Roca *et al.*, 2005), est un facteur d’organisation de la convection. Lorsque la moyenne et haute troposphère est sèche, les colonnes convectives vont entraîner beaucoup d’air sec, ce qui peut aussi avoir

³Rappelons que le FIT peut être considéré comme une limite nord de la convection profonde. Au nord de celui-ci, c’est l’Harmattan qui domine, chaud mais trop sec pour permettre à la convection profonde de se développer. C’est la convection sèche qui prend le relais (section 1.2.3.4).

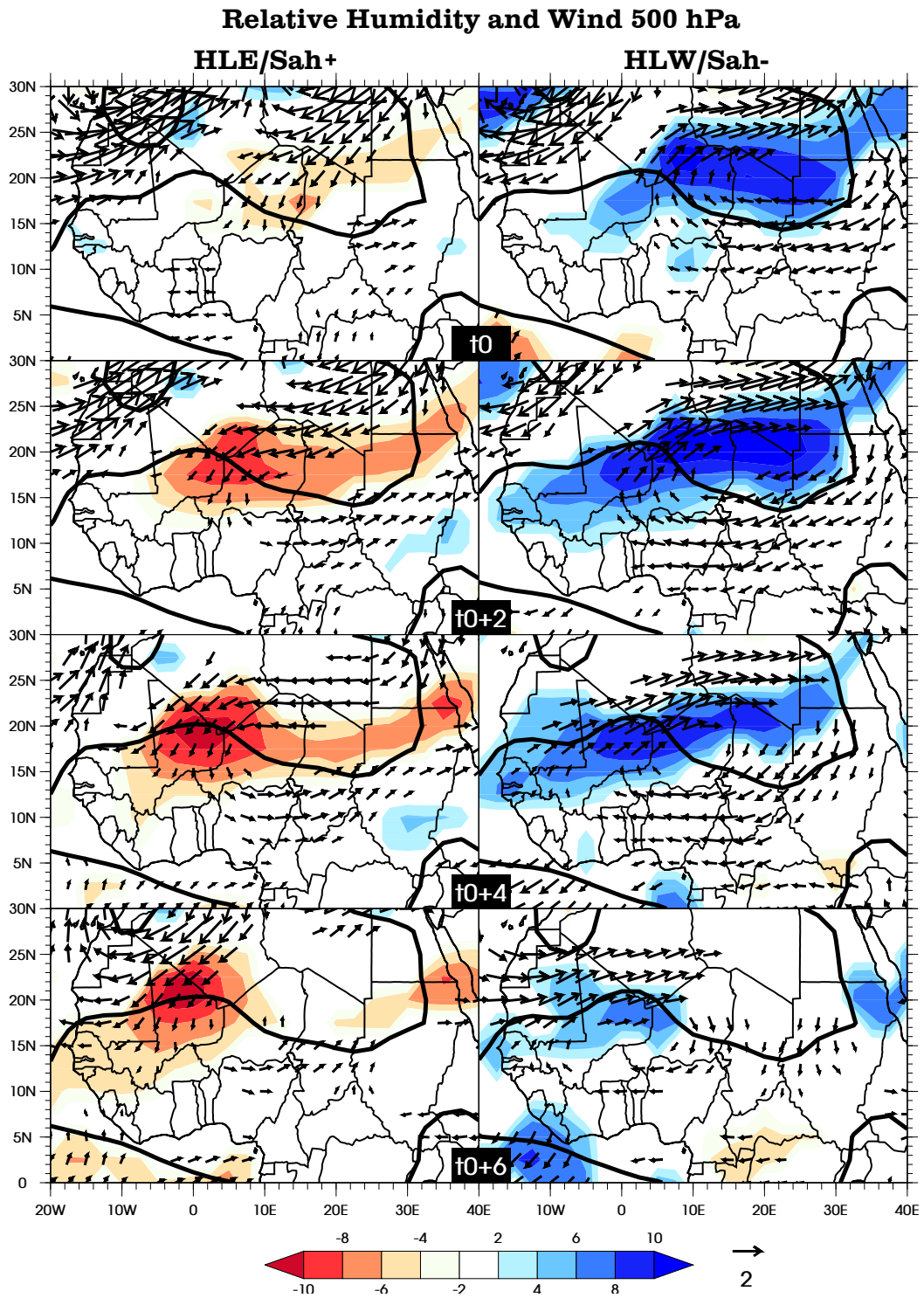


Figure 5.11 – *Idem* Fig. 5.8, mais pour les anomalies d'humidité relative (en %, en couleur) et de vent à 500 hPa (en m s^{-1} , en vecteurs), de t_0 à t_0+6 par pas de deux jours.

tendance à les inhiber. Redelsperger *et al.* (2002) ont, par exemple, montré, sur un cas océanique, qu'une phase d'humidification de la troposphère libre était d'abord nécessaire pour permettre à la convection profonde de se développer. On peut naturellement supposer que de tels processus modulent aussi la convection sur l'Afrique de l'Ouest.

La figure 5.11 montre le composite des anomalies d'humidité relative à 500⁴ hPa, pour les événements HLE/HLW combinés. Ces anomalies sont importantes (jusqu'à $\pm 10\%$), significatives, et de grande échelle. La pénétration de l'anomalie de circulation cyclonique d'origine extratropicale, pendant les événements HLE combinés, est associée à la formation d'une anomalie négative d'humidité relative, située sur son flanc est, où le flux de nord à 500 hPa est renforcé. L'évolution des profils verticaux d'humidité et de température au point 17.5°N, 5°E (Figs. 5.12.a, c et e), montre que cette anomalie, à 500 hPa et dans les niveaux supérieurs, est le résultat à la fois d'un réchauffement et d'un assèchement de l'atmosphère. Dans les couches inférieures, les anomalies d'humidité relative sont, au contraire, uniquement liées à leur assèchement. Cette différence pourrait traduire une formation faisant intervenir des mécanismes différents. Comme mentionné au début de cette section, les bilans d'humidité et de température ne permettent malheureusement pas d'établir si les anomalies d'humidité et de température sont dues aux advections horizontales et verticales et/ou aux processus diabatiques. En particulier, il est difficile d'évaluer si c'est l'affaiblissement de la convection qui est à l'origine de l'anomalie sèche, ou si c'est l'advection d'air plus sec qui inhibe la convection. Dans la réanalyse NCEP2, les anomalies des advections horizontales et verticales sont significatives (non montré) et tendent à assécher la moyenne et haute troposphère, plus qu'en régime climatologique. La convection s'en trouverait alors réduite, et le diabatisme associé humidifierait moins cette région de l'atmosphère. Le renforcement des vents d'est en haute troposphère, sur le flanc nord du JET, (Fig. 5.12.b) peut alors contribuer à l'advection vers l'ouest de cette anomalie d'humidité, tandis que le renforcement du vent méridien de nord en moyenne troposphère (Fig. 5.12.d) permettrait d'amplifier l'anomalie sèche.

Pendant les événements HLW, la situation est relativement symétrique (Fig. 5.11). Une anomalie positive d'humidité relative de grande échelle s'étend, à 500 hPa, sur tout le Sahara Oriental à t_0 , et se déplace vers le sud-ouest. Elle couvre presque entièrement le Niger et le Mali à t_0+2 , puis gagne la côte à t_0+4 . Cette anomalie se situe dans un affaiblissement du flux de nord, et peut traduire à la fois une diminution de l'assèchement par advection horizontale et verticale, et une augmentation de l'humidification par convection profonde et entraînement des nuages convectifs. Encore une fois, la réanalyse ne permet pas de trancher sur la contribution de chacun de ces processus, mais indique, en tout cas, que cette présence d'air plus humide en moyenne et haute troposphère peut être un facteur favorable au développement de la convection profonde pendant les événements HLW combinés.

On notera, enfin, que les anomalies d'humidité à 500 hPa sont faibles, voire inexistantes sur le Sahel Est, indiquant que la modulation de la convection dans cette région n'est vraisemblablement pas liée à ce facteur, et potentiellement de nature différente à celle de la convection sur le Sahel Ouest.

⁴500 hPa correspond au niveau où les anomalies d'humidité relative sont maximales, pendant les événements HLE (Fig. 5.12.e) et HLW (non montré) combinés.

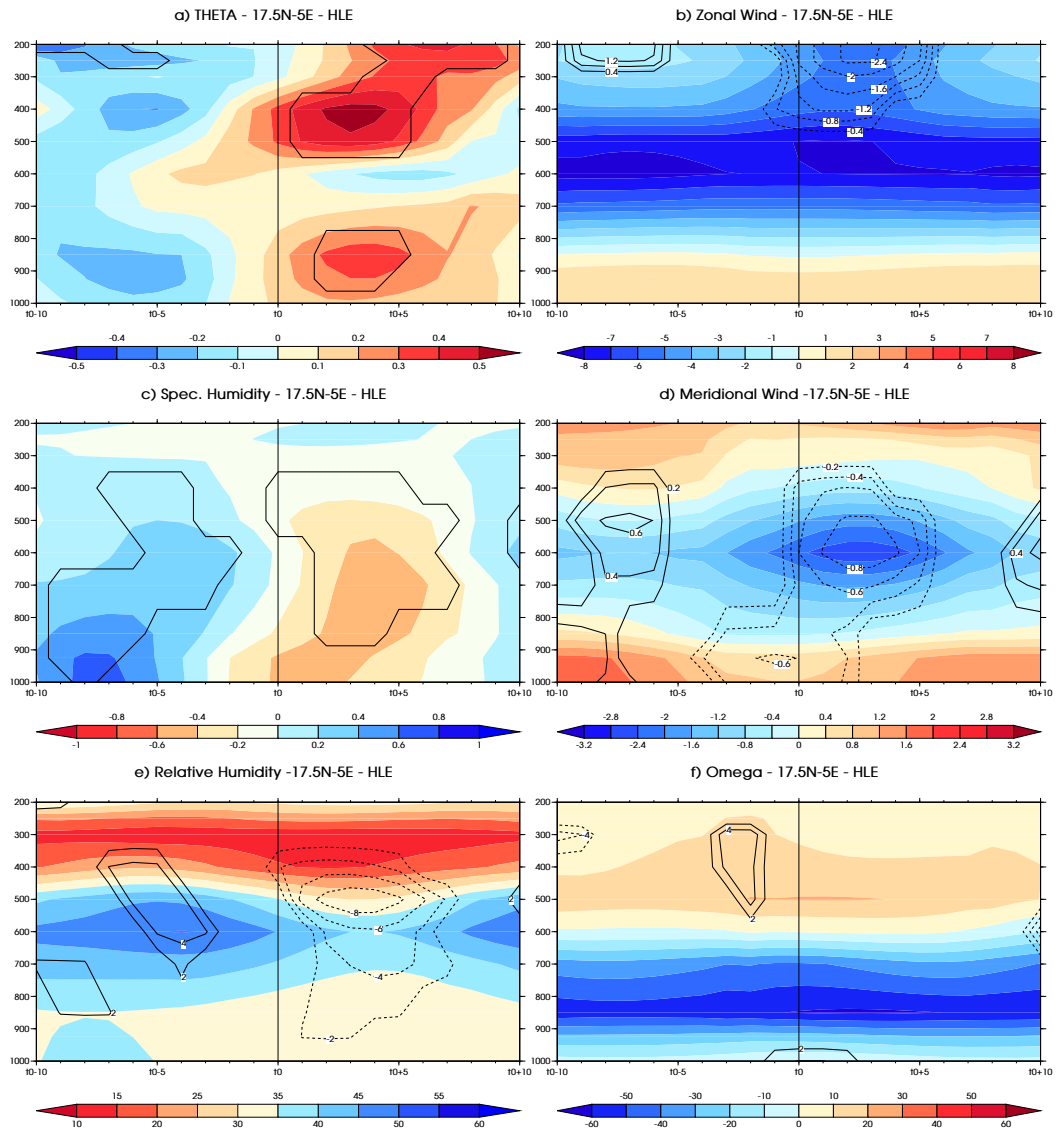


Figure 5.12 – a) Composites des anomalies de température potentielle (en K) au point 17.5°N-5°E, pour les évènements HLE combinés, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression, en hPa, en ordonnée. Le contour indique les anomalies significatives à 95%. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité lente (saisonnière et interannuelle – section 2.2.3.2), et filtrée dans la bande 10–60 jours à l’aide d’un filtre digital (section 2.2.3.1). b) Composites des anomalies de vent zonal (en contour, en m s^{-1}) au point 17.5°N-5°E, pour les évènements HLE combinés, en fonction du décalage temporel en abscisse, et du niveau de pression en hPa en ordonnée. En couleur, nous avons représenté le champ composite reconstruit du vent zonal, i.e. la somme du composite des anomalies de vent zonal et de sa climatologie (section 2.2.5.3). Seules les anomalies significatives à 95% ont été reportées en contour. Les anomalies ont également été calculées par rapport à la variabilité lente et filtrée dans la bande 10–60 jours. c) *Idem* a), mais pour l’humidité spécifique (en g kg^{-1}). d) *Idem* b), mais pour le vent méridien (en m s^{-1}). e) *Idem* b), mais pour l’humidité relative (en %). f) *Idem* b), mais pour la vitesse verticale en coordonnées pression ω (en mPa s^{-1}).

5.2.3 *Stabilité de l'atmosphère*

La convection est également contrôlée, en partie, par la stabilité verticale de l'atmosphère. Cette propriété d'une colonne d'air peut être caractérisée par deux grandeurs, la CAPE et la CIN (sections 1.2.3.1 et 2.1.2.4). La CAPE correspond à l'énergie qu'une parcelle d'air, issue des basses couches, peut acquérir lors d'un déplacement vertical de grande échelle, grâce à sa flottabilité par rapport à son environnement (i.e. en lien avec le profil de température de la colonne). La CAPE doit être considérée comme l'énergie maximale, théorique qu'une telle parcelle peut gagner : elle ne prend pas en compte l'entraînement d'air environnant qui peut affecter fortement les propriétés de la parcelle. La CAPE donne donc une indication de la stabilité d'une colonne atmosphérique, vis-à-vis de déplacements verticaux de grande échelle. La CIN est une mesure de la barrière qu'une parcelle des basses couches doit franchir, pour atteindre le niveau où sa flottabilité devient positive. Pour vaincre cette inhibition, des processus, liés, par exemple, à la couche limite, l'orographie et les courants de densité, doivent permettre le soulèvement de l'air des basses couches (Grandpeix et Lafore, 2010).

La convection peut être considérée comme un processus à seuil : pour avoir lieu, elle doit être déclenchée, c'est-à-dire qu'un processus doit lui fournir une énergie suffisante pour vaincre l'inhibition (la CIN). L'intensité de la convection est ensuite reliée à la CAPE, mais de manière non-linéaire, puisque la CAPE ne prend pas en compte l'entraînement. Des faibles CIN vont donc favoriser le déclenchement de la convection, et des fortes CAPE vont lui permettre d'être plus intense. À l'inverse, de fortes CIN et de faibles CAPE limiteront son développement. Dans la suite, pour fixer les ordres de grandeur, nous considérerons que de fortes CIN (CAPE) sont typiquement des valeurs supérieures à 50 J kg^{-1} (500 J kg^{-1}).

Étant donné la nature des variables CIN et CAPE, nous avons préféré réaliser des composites de leurs fonctions de densité de probabilité sur un domaine donné, pour caractériser la stabilité de l'atmosphère au cours des événements HLE et HLW combinés avec un événement Sahélien (Fig. 5.13). À t_0 , sur le Sahel Est (12.5°N – 17.5°N , 10°E – 30°E), les fortes CAPE et faibles CIN sont plus probables pendant les événements HLW combinés, que pendant les événements HLE combinés (Fig. 5.13.a et b) :

- Pendant les événements HLE combinés, les fortes valeurs de CAPE et faibles valeurs de CIN sont donc plus rares (Table 5.5) sur le Sahel Est, ce qui est associé à une diminution de la convection : environ 15% (12%) des points du domaine ont une CAPE (CIN) supérieure à 500 J kg^{-1} (inférieure à 50 J kg^{-1}), contre une moyenne climatologique d'environ 25% (23%).
- Pendant les événements HLW combinés, l'occurrence de faibles CIN (31%) est, au contraire, renforcée par rapport à la climatologie (23%), tandis que celle de fortes CAPE reste proche de celle observée en moyenne (Table 5.5). La convection profonde est donc favorisée.

Pour les deux configurations, les variations de CAPE et de CIN peuvent, en partie, s'expliquer par celles de la θ_e en basses couches (Fig. 5.9).

Quatre à cinq jours plus tard, la situation s'inverse : les faibles CIN et fortes CAPE deviennent plus fréquentes cinq jours après un événement HLE combiné, permettant la transition d'une phase de pause à une phase active de la convection sur le Sahel Est (Figs. 5.13.c et d, et table 5.5). À l'opposé, elles deviennent moins

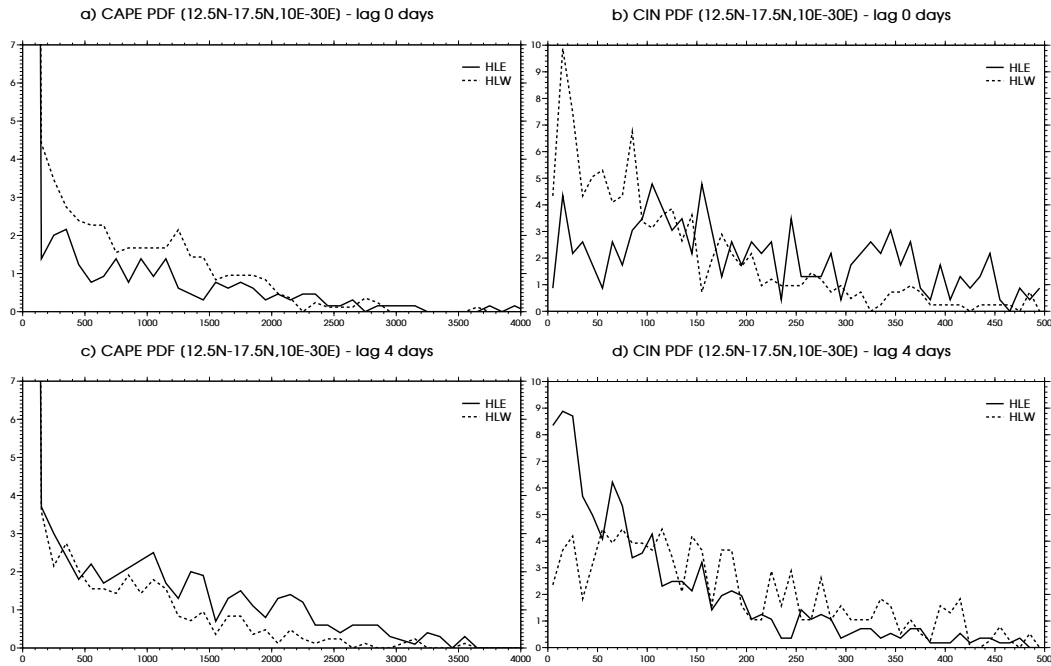


Figure 5.13 – Composite, à t_0 , de la fonction de densité de probabilité (en %) de la a) CAPE et b) CIN (en J kg^{-1}) sur le domaine 12.5°N – 17.5°N , 10°E – 30°E , pour les événements HLE (trait plein), et HLW (trait en tireté) combinés. La CAPE et la CIN ont été calculées comme présenté dans la section 2.1.2.4, à partir des données de la réanalyse NCEP2. La résolution de la fonction de densité de probabilité de la CAPE est de 100 J kg^{-1} , et celle de la fonction de densité de probabilité de la CIN de 10 J kg^{-1} . c) et d) *Idem* a) et b), respectivement, mais à t_0+5 pour les événements HLE et t_0+4 pour les événements HLW.

Domaine	Date	Quantité/Seuil	HLE	HLW	Climatologie
12.5°N – 17.5°N 10°E – 30°E	t_0	CAPE $> 500 \text{ J kg}^{-1}$	15%	24%	25%
		CIN $< 50 \text{ J kg}^{-1}$	12%	31%	23%
	t_0+5/t_0+4	CAPE $> 500 \text{ J kg}^{-1}$	34%	18%	25%
		CIN $< 50 \text{ J kg}^{-1}$	37%	15%	23%
10°N – 20°N 0°E – 10°E	t_0+4/t_0+3	CAPE $> 500 \text{ J kg}^{-1}$	27%	34%	30%
		CIN $< 50 \text{ J kg}^{-1}$	26%	39%	32%

Table 5.5 – Proportion moyenne (composite, en %) des points du domaine considéré qui vérifient CAPE $> 500 \text{ J kg}^{-1}$ ou CIN $< 50 \text{ J kg}^{-1}$, à une date donnée. L'instant t_0 réfère à la date de l'évènement HLE/HLW considéré. Les évènements HLE/HLW utilisés ici sont uniquement ceux combinés avec un évènement Sahélien. Lorsque deux dates sont indiquées, la première correspond aux évènements HLE, la seconde aux évènements HLW. La dernière colonne indique la valeur climatologique de ces proportions.

fréquentes quatre jours après un évènement HLW combiné, favorisant la transition opposée, de manière cohérente avec l'OLR-NOAA (figures 5 et 6 de RCL10). À cette date, θ_e présente peu de fluctuations significatives dans les basses couches (Fig. 5.9). Les modulations de la CAPE et de la CIN seraient donc plutôt reliées à des modifications du profil vertical de température. L'étude de son évolution en quelques points du Sahel Est, ne nous a cependant pas permis d'identifier, de manière robuste, l'origine des fluctuations de fréquences d'occurrence de la CAPE et de la CIN.

La situation un peu plus à l'ouest donne des résultats similaires, avec un léger décalage dans le temps : ce qu'on observe à t_0 , sur le domaine 12.5°N – 17.5°N , 10°E – 30°E , correspond à t_0+3/t_0+4 , sur le domaine 10°N – 20° , 0°E – 10°E (deuxième partie de la table 5.5). L'amplitude du signal, dans cette dernière région, est, cependant, un peu plus faible, ce qui pourrait souligner que ces paramètres jouent un rôle moins important qu'à l'est.

5.2.4 Conclusions

Nous avons examiné, dans cette section, comment certains ingrédients de la convection peuvent jouer un rôle au cours de sa modulation observée pendant les évènements HLE et HLW combinés : l'énergie dans les basses couches (θ_e), notamment la partie latente (humidité spécifique), l'air sec en moyenne et haute troposphère, et la stabilité verticale de l'atmosphère (CAPE et CIN). Ces différents paramètres présentent des anomalies fortes pendant les évènements HLE et HLW combinés, pouvant, en partie, expliquer les renforcements/affaiblissements de la convection sur l'Afrique de l'Ouest :

- Le Sahel Est semble particulièrement affecté par les mouvements du FIT en basses couches, induisant des anomalies d'humidité et de θ_e . Pendant les périodes de renforcement de la convection, i.e. à t_0 pendant les évènements HLW combinés, et à t_0+5 pendant les évènements HLE combinés, la CAPE y est plus fréquemment élevée, et la CIN plus fréquemment faible. Les anomalies de θ_e dans les basses couches, peuvent, en partie, expliquer ces modulations de la CAPE et de la CIN, mais ces dernières font aussi certainement intervenir des modifications de la structure du profil vertical de température. Ce dernier point n'a pas pu être montré de manière robuste.
- Sur le Sahel Ouest, une dissymétrie assez forte existe entre phases de renforcement de la convection et phases d'affaiblissement. La structure des basses couches est aussi modifiée, essentiellement avant le renforcement de la convection, alors que les anomalies d'humidité et de θ_e , avant et pendant les phases de *break*, sont faibles et confinées de part et d'autre du FIT. Dans ce dernier cas, de fortes anomalies d'humidité relative à 500 hPa apparaissent, en lien avec un renforcement du vent de nord et de la subsidence à ce niveau. Elles pourraient, en partie, être à l'origine de la période de *break* de la convection. Au contraire, pendant les phases de renforcement de la convection, l'assèchement par le vent de nord, et la subsidence s'affaiblirait, et la convection, favorisée, injecterait de l'humidité en altitude. Il est cependant difficile d'évaluer la contribution des divers processus qui peuvent conduire à ces anomalies d'humidité en altitude. Par ailleurs, des modulations de la CAPE et de la CIN jouent aussi un rôle, bien que plus faibles qu'à l'est.

D'autres ingrédients, qui n'ont pas été abordés dans cette étude préliminaire, pourraient également jouer un rôle important pour favoriser la convection et/ou son organisation : les flux de surfaces, notamment le flux de chaleur latente, le cisaillement de vent entre la surface et le niveau du JEA...

5.3 MODULATION DE L'ACTIVITÉ DES ONDES D'EST SUR L'AFRIQUE DE L'OUEST

Le chapitre 3 a souligné que les ondes d'est étaient à l'origine d'une grande partie de la variabilité intrasaisonnière de la MAO. Comme l'ont montré Leroux *et al.* (2010), l'activité des ondes d'est, et plus généralement celle des perturbations transitoires synoptiques, possède une variabilité intrasaisonnière forte, notamment corrélée avec des fluctuations intrasaisonnières de la convection sur le Sahel Est, vers le Darfour. Étant donné que les événements HLE et HLW⁵ sont associés à une modulation de la convection dans cette région, on peut s'interroger sur l'impact de ces événements sur l'activité des ondes d'est sur l'Afrique de l'Ouest. Pour diagnostiquer l'activité des transitoires, nous utilisons la variable proposée par Leroux *et al.* (2010), déjà mentionnée dans la section 3.4.3.3 :

$$\text{PKE} = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$$

où PKE⁶ est l'énergie cinétique des perturbations transitoires, et u' et v' les composantes du vent filtrées à l'aide d'un filtre de Lanczos passe-haut à 6 jours (section 2.2.3.1).

La figure 5.14 montre l'évolution du composite de cette quantité moyennée entre 5°N et 25°N, au niveau 850 et 700 hPa, pendant les événements HLE et HLW. Ces derniers sont effectivement à l'origine d'une modulation significative de la PKE. Seules les phases d'affaiblissement de la PKE ($\sim -0.5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ à 850 hPa, $\sim -1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ à 700 hPa), i.e. de l'activité des transitoires, sont réellement significatives. Elles sont observées entre t_0-2 et t_0+5 pendant les événements HLE, et entre t_0+5 et t_0+10 pendant les événements HLW, c'est-à-dire pendant les phases d'affaiblissement de la convection sur le Sahel Est.

Ces résultats sont cohérents avec ceux de Leroux *et al.* (2010), et avec ceux de Thorncroft *et al.* (2008, voir aussi section 1.2.3.5), qui ont montré que le Darfour était vraisemblablement une région clé pour le déclenchement des ondes d'est. En induisant une modulation de la convection sur cette région, le mode intrasaisonnier du SHL pourrait alors moduler l'activité des perturbations transitoires en Afrique de l'Ouest. Les résultats de Leroux (2009) pourraient également faire pencher vers une origine dynamique de cette modulation de l'activité des ondes d'est. En particulier, l'étude préliminaire du mode intrasaisonnier du SHL dans le modèle de circulation générale simplifié de Leroux (2009), où le forçage diabatique par la convection est constant, a montré que la modulation de la convection n'était pas une condition nécessaire à celle de l'activité des ondes (non présentée dans ce manuscrit).

Les ondes d'est sont un facteur d'organisation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Des phases de pause dans leur activité pourraient donc être, en partie, à

⁵Nous revenons ici aux événements HLE et HLW tels que définis dans le chapitre 4 et dans CRL10.

⁶*Perturbed Kinetic Energy.*

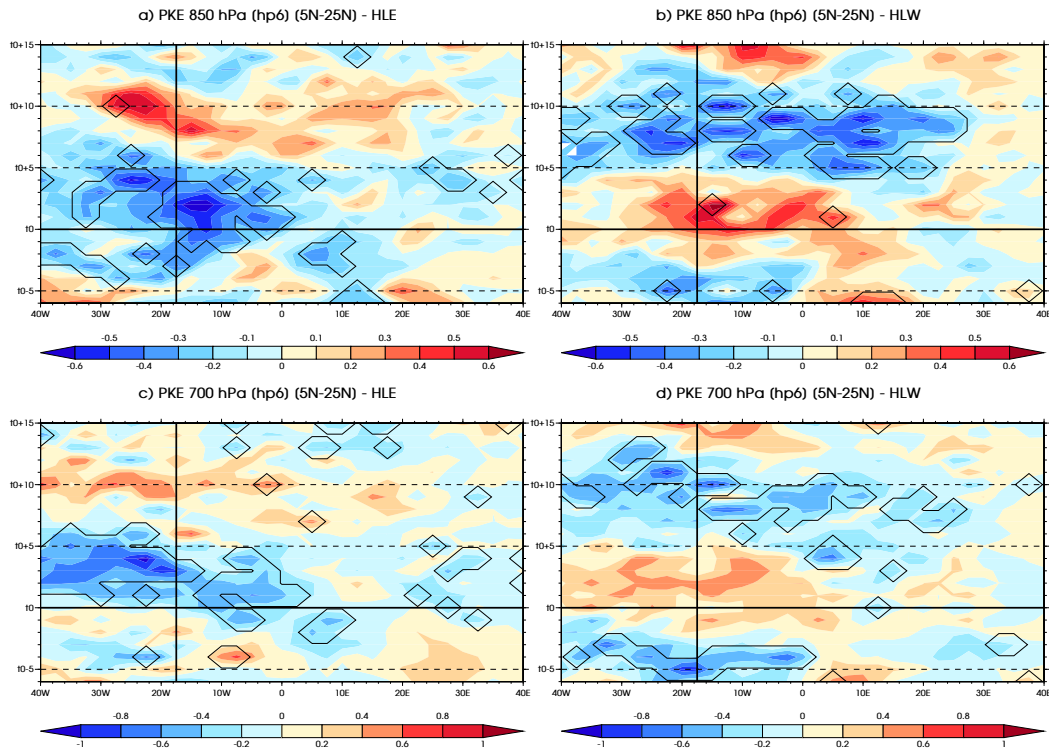


Figure 5.14 – Composite des anomalies de PKE (en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) à 850 hPa, moyennée sur 5°N – 25°N , pour les événements a) HLE et b) HLW. Le contour indique le niveau de significativité à 95% déterminé à l’aide d’un test de Student (section 2.2.5.4). La droite verticale en trait épais, à 17.5°O indique la position approximative de la côte ouest de l’Afrique. c) et d) *Idem* a) et b), respectivement, mais au niveau 700 hPa.

l’origine de l’affaiblissement de la convection sur le Sahel Ouest. Par ailleurs, les ondes d’est sont aussi un élément important pour la cyclogénèse sur l’Atlantique tropical Est, et la diminution de leur activité, pourraient moduler significativement l’activité cyclonique sur le bassin atlantique. Des études plus approfondies sont cependant nécessaires pour mieux comprendre les liens entre activité des ondes d’est et activité de la convection.

5.4 VERS UNE AUTRE DÉFINITION DU MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA MAO

Le mode intrasaisonnier propagatif de la MAO a été défini par Mounier et Janicot (2004) par le mode Sahélien. Il est issu des EOF2, EOF3 et EOF4 d’une ACP simple du champ d’OLR filtré dans la bande 10–25 jours, sur un domaine Afrique de l’Ouest (section 3.4.3.2). Cette définition n’est cependant pas simple pour pouvoir l’appliquer à un ensemble de modèles de climat, étant donné qu’une ACP de l’OLR simulé a peu de chance de donner la même structure et le même ordre des EOFs, sauf peut-être pour le premier. Nous proposons dans cette section une nouvelle définition du mode intrasaisonnier propagatif de la MAO, à l’aide d’une ACPC (section 2.2.4.2). Cette méthode nous semble plus facile à appliquer à l’ensemble des modèles de CMIP3, pour évaluer leur représentation de la variabilité intrasaisonnaire de la MAO (chapitre 6). Cette section, volontairement brève,

a pour objectif de donner les principales caractéristiques du mode intrasaisonnier propagatif principal de la MAO, et de le replacer par rapport aux modes QBZD (section 3.22) et Sahélien (section 3.4.3.2), déjà décrit dans la littérature. Nous examinerons également sa relation avec la variabilité intrasaisonniers de la dépression thermique saharienne (Chapitre 4).

5.4.1 *Le mode propagatif de l'OLR sur l'Afrique de l'Ouest*

D'une manière similaire à CRL10 (voir aussi section 2.2.4.2), nous appliquons une ACPC à l'OLR-NOAA, sur le domaine 10°S – 30°N , 30°O – 30°E . L'OLR a préalablement été filtré dans la bande 10–25 jours, à l'aide d'un filtre digital (section 2.2.3.1). Le premier CEOF explique 11.9% de la variance filtrée. Il est significatif au sens du test de Scree, et bien séparé du deuxième CEOF, qui explique 10.4% de la variance filtrée (section 2.2.4.4). Étant donnée la contrainte d'orthogonalité associée à l'ACPC, nous nous concentrerons sur le premier CEOF, présenté sur la figure 5.15. Le module du CEOF1 est maximum vers 15°N – 20°E , et est relativement important sur toute l'Afrique de l'Ouest. Bien que la fraction de variance expliquée soit un peu faible (mais du même ordre de grandeur que celle correspondant au mode QBZD – section 3.4.3), nous verrons que ce pôle est associé à une modulation de la convection importante, pouvant dépasser 40 W m^{-2} . Celui-ci tend à se propager vers le nord-ouest, rapidement d'abord, à une vitesse de phase de l'ordre de 10 m s^{-1} , puis plus lentement en arrivant sur le Sahel Ouest, à environ 5 m s^{-1} , avec une direction un peu plus vers le nord. Le champ de vitesse de phase est moins cohérent sur la côte guinéenne et l'Afrique équatoriale, où la variance intrasaisonniers de l'OLR est peut-être moins propagative.

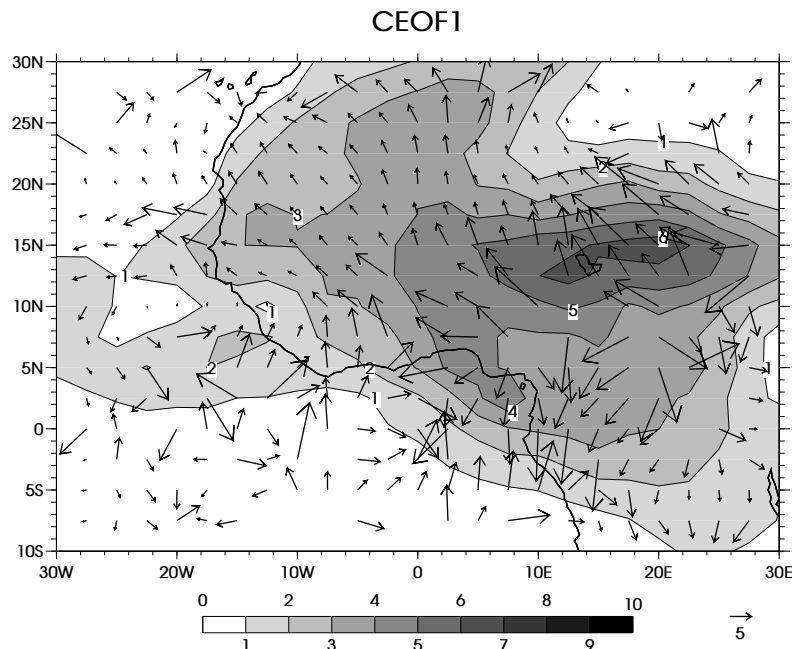


Figure 5.15 – Premier CEOF de l'ACPC de l'OLR-NOAA filtré dans la bande 10–25 jours à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1). L'ACPC est réalisée sur le domaine 10°S – 30°N , 30°O – 30°E , et sur les saisons JJAS de 1979 à 2007. L'échelle en grisé indique le module du CEOF1 (sans unité), et les vecteurs, les vitesses de propagation associées (en m s^{-1} , voir la section 2.2.4.2, et l'annexe 2 de CRL10).

À partir de ce CEOF1, il est possible, comme dans CRL10 (voir section 2.2.4.2 aussi), de construire un indice caractérisant ce mode de variabilité de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Cet indice, normalisé, sera noté ind_{OLR} , et est calculé à partir de l'OLR reconstruit à partir du CEOF1, au point 15°N , 20°E , où le module du CEOF1 est maximum. Il nous permet alors de définir des événements associés à ce mode propagatif : les événements OLR+ (OLR-) correspondent aux dates où l'indice ind_{OLR} est maximum (minimum) et supérieur (inférieur) à 1.0 (-1.0) écart-type. En moyenne sur la période 1979–2007, on dénombre environ 4.7 (4.7) événements OLR+ (OLR-) par saison JJAS.

La figure 5.16 montre l'évolution de la structure composite de l'OLR et du vent à 925 hPa, pour les événements OLR+, par rapport aux événements OLR-. On observe une anomalie positive d'OLR qui se forme sur le Soudan à t_0-4 , en association avec un renforcement de l'Harmattan, et qui, progressivement, gagne le Tchad et le Niger, tout en s'intensifiant. L'anomalie atteint, dans cette région, plus de 40 W m^{-2} à t_0 , par rapport aux événements OLR-. À l'avant de cette anomalie, on observe un affaiblissement du flux de mousson et un renforcement de l'Harmattan, qui pourrait, en partie contribuer à sa formation. L'anomalie positive d'OLR continue vers l'ouest, et atteint les côtes sénégalaises et mauritaniennes à t_0+4 . Elle couvre également une partie du Sahara occidental, indiquant que la dépression thermique s'est réchauffée, et donc intensifiée. L'anomalie est précédée par une anomalie de circulation anticyclonique à 925 hPa, qui se propage également vers l'ouest, et qui pourrait être, en partie, responsable de la propagation du mode de variabilité. Enfin, on pourra noter que l'anomalie positive d'OLR est précédée et suivie par une anomalie de signe opposée, d'amplitude plus faible (-10 à -15 W m^{-2} en différence d'événements), soulignant alors une nature périodique du phénomène, de l'ordre d'une quinzaine de jours.

La figure 5.17 confirme l'impact de ce mode intrasaisonnier, en termes de précipitations (données GPCP – section 2.1.1.2). Les anomalies de précipitations peuvent atteindre $\pm 5 \text{ mm jour}^{-1}$ et sont cohérentes avec celles d'OLR. On notera également l'occurrence de fluctuations d'OLR et de précipitations sur l'océan Indien, notamment sur la côte ouest de l'Inde. Ce mode intrasaisonnier pourrait alors être le résultat d'une téléconnection entre les deux moussons, par l'intermédiaire des ondes de Rossby équatoriales, par exemple.

La figure 5.18 résume la nature propagative des anomalies d'activité convective pendant les événements OLR+ et OLR-. Les anomalies se propagent à une vitesse de l'ordre de $6-7 \text{ m s}^{-1}$, jusque vers 70°O pour les anomalies positives d'OLR. Les anomalies négatives tendent à disparaître un peu plus tôt, vers 40°O .

La ressemblance avec le mode Sahélien, de même que la présence d'une forte anomalie anticyclonique à l'avant des anomalies positives d'OLR (Fig. 5.16), nous laisse penser que ce mode pourrait avoir un lien marqué avec les ondes de Rossby équatoriales. La figure 5.19 confirme, à travers le composite de la fonction de courant à 700 hPa, l'existence d'une structure très similaire à celle d'une onde de Rossby équatoriale (section 3.3.2.3). À t_0 , on observe, le long de la longitude 10°O , un dipôle méridien de la fonction de courant, avec un noyau positif vers 15°N , et un négatif vers 10°S . Ces deux anomalies anticycloniques, de part et d'autre de l'équateur, sont associées à une forte anomalie de vent d'est vers 5°N , cohérent avec celle observée à 925 hPa (Fig. 5.16). Ce dipôle semble s'être formé entre t_0-4 et t_0-2 , puisque, à t_0-4 , seule l'anomalie positive de la fonction de courant est présente sur le continent, vers 15°N , 10°E . On peut suivre la propagation vers l'ouest

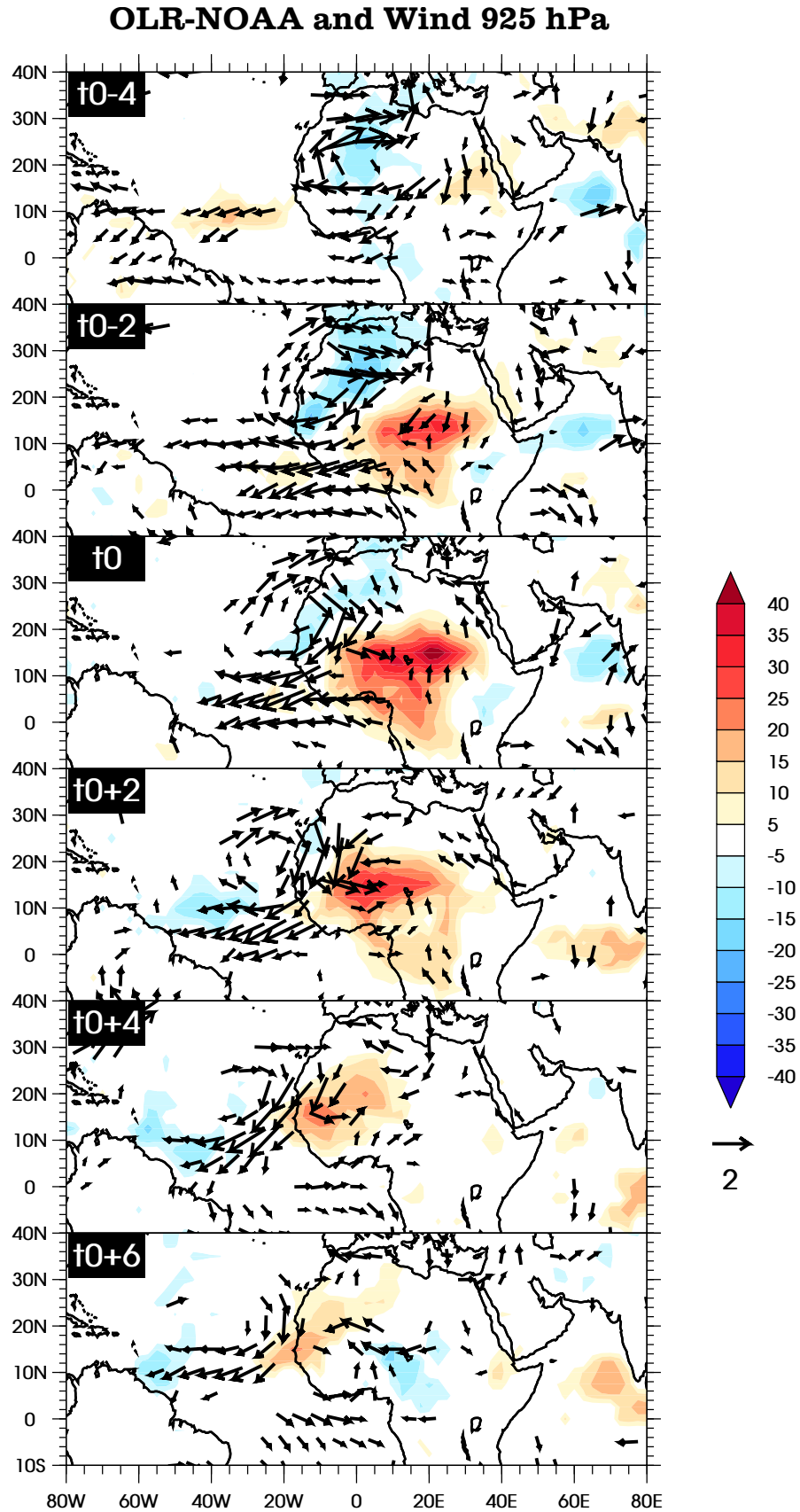


Figure 5.16 – Différence entre les composites des événements OLR+ et OLR- de l'OLR-NOAA (en couleurs, en W m^{-2}), et du vent à 925 hPa (NCEP2, en vecteur, en m s^{-1}), pour les décalages temporels t_0-4 à t_0+6 , par pas de deux jours. Seules les valeurs significatives à 95% de l'OLR sont indiquées, et seules les anomalies de vent dont au moins une des deux composantes est significative à 95% sont reportées.

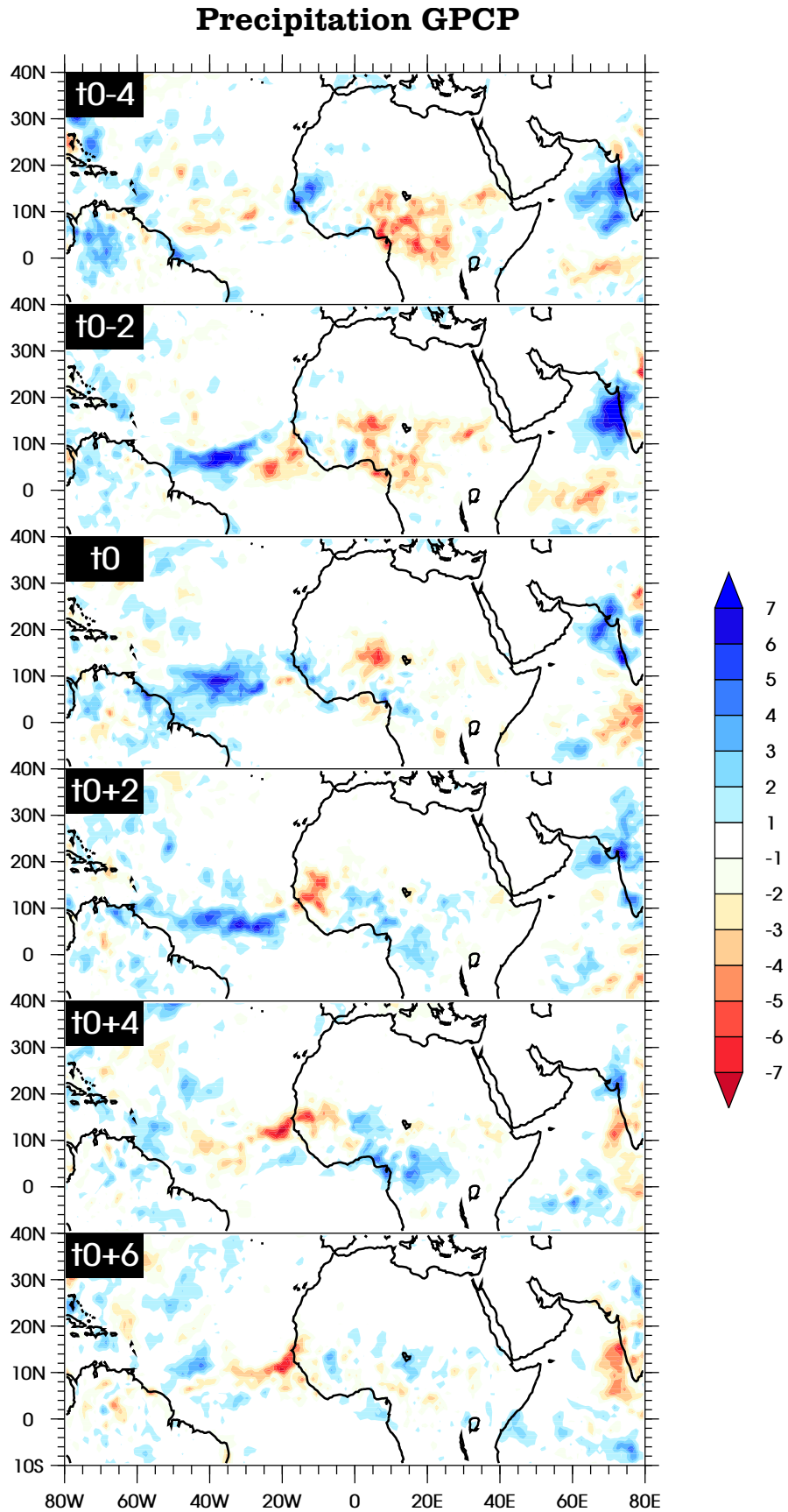


Figure 5.17 – *Idem* Fig. 5.16, mais pour les précipitations GPCP (en mm jour⁻¹). Aucun test de significativité n'a été réalisé pour ce composite.

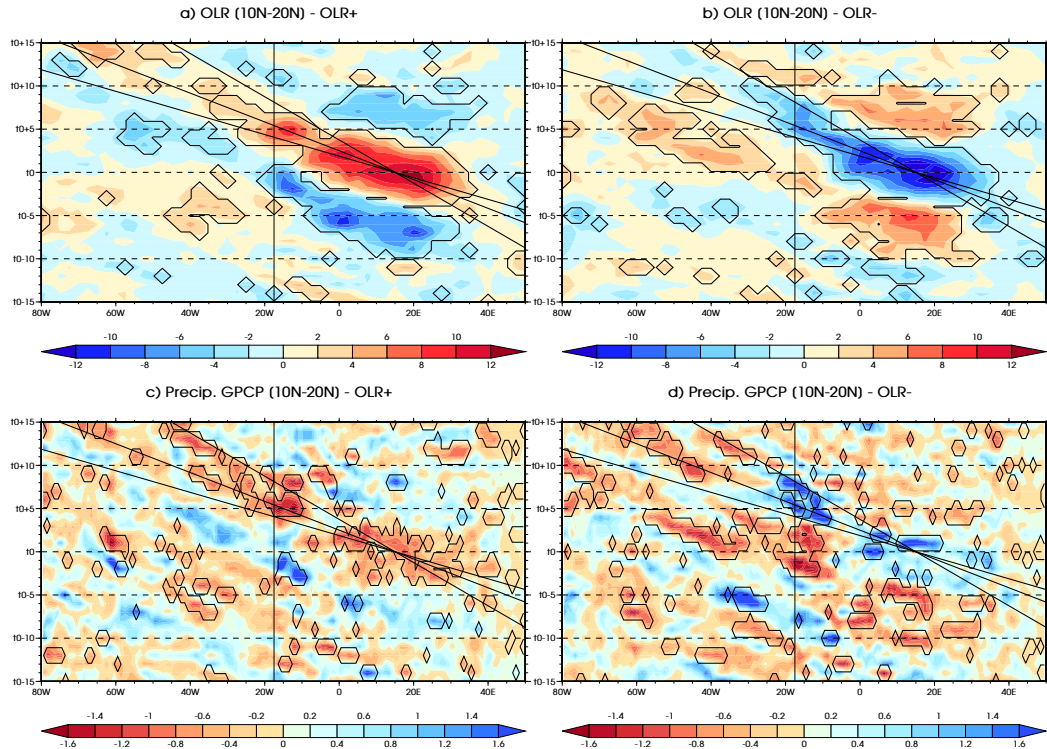


Figure 5.18 – a) Composites des anomalies d'OLR-NOAA (en W m^{-2}) moyenné dans la bande 10°N – 20°N , pour les événements OLR+. Les anomalies ont été calculées par rapport à la variabilité saisonnière et interannuelle (section 2.2.3.2). Le contour en noir indique le niveau de significativité à 95% des anomalies, calculé à l'aide d'un test de Student (section 2.2.5.4). Les droites en trait épais indiquent les vitesses de propagation vers l'ouest, respectivement égale à 4, 6, et 8 m s^{-1} . b) *Idem* a), mais pour les événements OLR-. c) *Idem* a), mais pour les anomalies de précipitations GPCP (en mm jour^{-1}) moyennées dans la bande 10°N – 20°N . Le contour noir indique le niveau de significativité à 95% des anomalies, calculé à l'aide d'une méthode de tirages aléatoires (section 2.2.5.4). d) *Idem* c), mais pour les événements OLR-.

de ce dipôle, jusque vers t_0+6 , au milieu de l'océan Atlantique, où il commence à perdre en intensité.

La figure 5.20, montrant l'évolution du composite de l'anomalie de vent zonal à 700 hPa, moyenné entre 0 et 10°N , permet de suivre la propagation de l'onde de Rossby équatoriale. Le choix de cette bande de latitude s'explique par la position de l'axe de symétrie de l'onde vers 5°N . Celle-ci, qui dans la théorie de Matsuno (1966) correspond à l'équateur, pourrait être due à une position de la ZCIT au nord de l'équateur, modifiant alors la structure moyenne du champ de tourbillon absolu, et donc la position de la zone où celui-ci s'annule. Les anomalies de vent zonal semblent naître vers 15°E , à t_0-5 , mais on pourrait les retracer jusque sur l'océan Indien, vers 80°E . Ce mode pourrait donc être le résultat d'une téléconnection avec la mousson indienne, dont la variabilité à 15 jours émettrait une réponse de type onde de Rossby équatoriale. En arrivant sur l'Afrique de l'Ouest, celle-ci pourrait alors moduler la convection, ce qui renforcerait l'onde et les anomalies de vent associées.

On notera aussi la présence d'anomalies de circulation significatives sur le bassin méditerranéen de t_0-4 à t_0 (Figs. 5.16 et 5.19), indiquant un possible lien avec les moyennes latitudes, du même type que celui décrit dans RCL10 (voir aussi plus loin,

Streamfunction and Wind 700 hPa

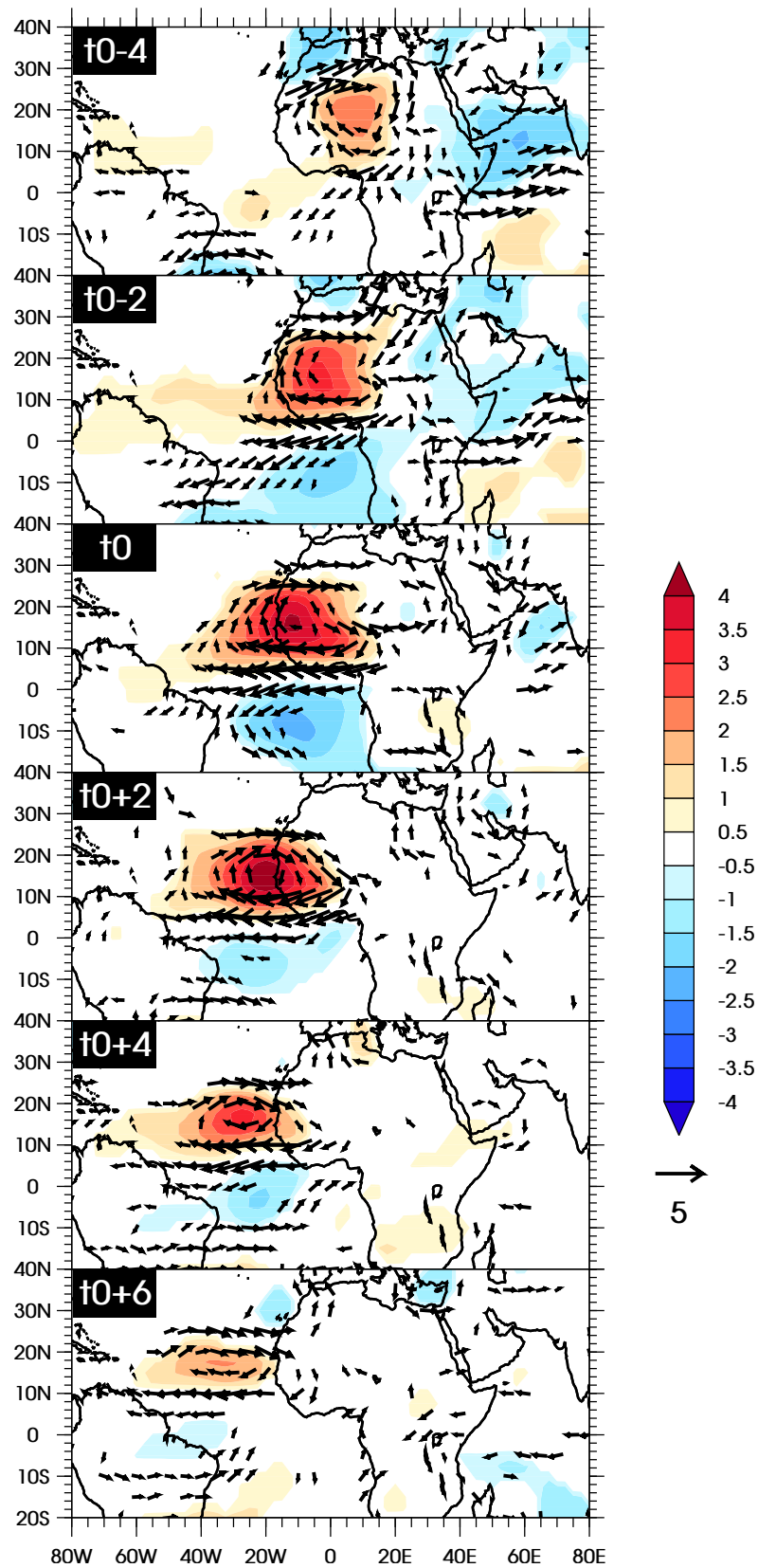


Figure 5.19 – *Idem* Fig. 5.16, mais pour la fonction de courant (en couleurs, en $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$) et le vent (en vecteurs, en m s^{-1}) à 700 hPa.

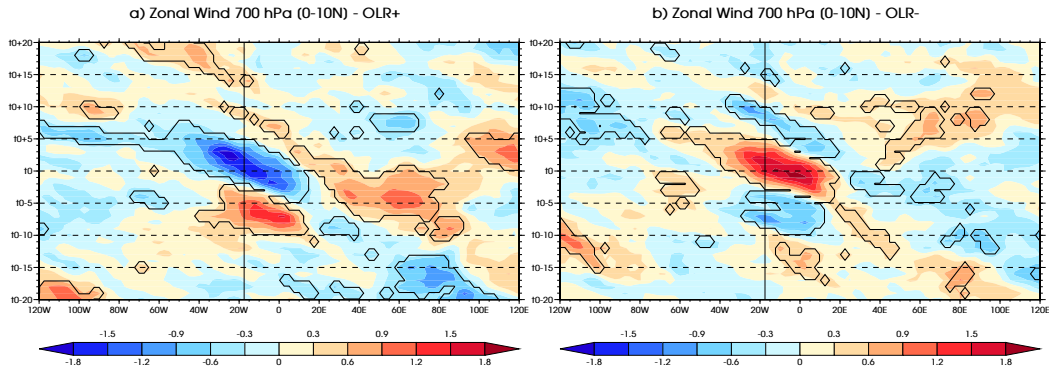


Figure 5.20 – a) *Idem* Fig. 5.18.a, mais pour les anomalies de vent zonal (en m s^{-1}) moyenné dans la bande 0–10°N. b) *Idem* a), mais pour les événements OLR-.

dans la section 5.4.3). Dans ce cas, l'anomalie positive de la fonction de courant à $t_0 - 4$ pourrait avoir une origine extratropicale. En arrivant sur le Sahel, elle modulerait la convection, induisant alors une réponse de type Gill (1980), i.e l'émission d'une onde de Rossby équatoriale vers l'ouest et d'une onde de Kelvin vers l'est.

5.4.2 Liens avec les modes QBZD et Sahélien

Le mode intrasaisonnier propagatif principal de la MAO est, en fait, une combinaison particulière des modes QBZD et Sahélien. L'indice ind_{OLR} est, en effet, très corrélé avec l'indice ind_{QBZD} (Fig. 5.21), à plus de 0.8 lorsque le mode QBZD précède de 2 jours. Un lien existe également avec le mode Sahélien ; il est un peu plus faible, l'indice ind_{OLR} étant corrélé à plus de 0.4 avec l'indice ind_{Sah} lorsque l'indice ind_{OLR} précède de deux jours (Fig. 5.22). Le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR pourrait alors être vu comme la transition entre une phase positive (négative) du mode QBZD et une phase positive (négative) du mode Sahélien. Cette relation est confirmée par l'analyse composite des indices ind_{QBZD} et ind_{Sah} sur les événements OLR+ et OLR- (Fig. 5.23). Le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR est donc une combinaison particulière entre les deux modes décrits par Mounier et Janicot (2004) et les études qui ont suivies (Mounier *et al.*, 2008 ; Janicot *et al.*, 2010a).

5.4.3 Lien avec la variabilité de la dépression thermique saharienne

Enfin, le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR est également relié à la variabilité intrasaisonnaire de la dépression thermique, d'une manière similaire à ce que nous avons montré dans RCL10 pour le mode Sahélien. Les événements OLR+ sont précédés, significativement, de 2–3 jours par une phase positive (de type HLE) et de 9 jours par une phase négative (de type HLW) de l'indice ind_{SHL} . À l'inverse, les événements OLR- sont précédés, significativement, de 1 jour par une phase négative (de type HLW) et de 8–9 jours par une phase positive (de type HLE) de cet indice (Fig. 5.24). Les événements OLR+/OLR- sont donc précédés par une alternance de phases de la dépression thermique. On notera que seuls les instants précédant les événements OLR+/OLR- présentent un signal significatif, soulignant l'impact de la variabilité intrasaisonnaire du SHL sur celle de la MAO. La figure 5.25 illustre cette succession de phase Ouest/Est du SHL, avant l'occurrence d'un

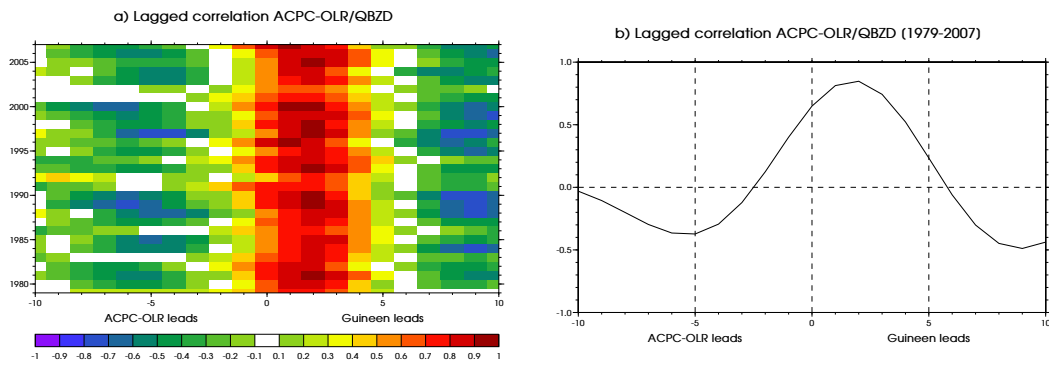


Figure 5.21 – a) Corrélations décalées (couleurs) pour chaque saison de 1979 à 2007 entre l'indice ind_{OLR} issu de l'ACPC de l'OLR filtré dans la bande 10-25 jours, et l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD. L'ACPC a été réalisée sur le domaine $10^{\circ}S-30^{\circ}N$, $30^{\circ}O-30^{\circ}E$ sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007. L'indice ind_{QBZD} précède pour des retards positifs. b) *Idem* a), mais en moyenne sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007.

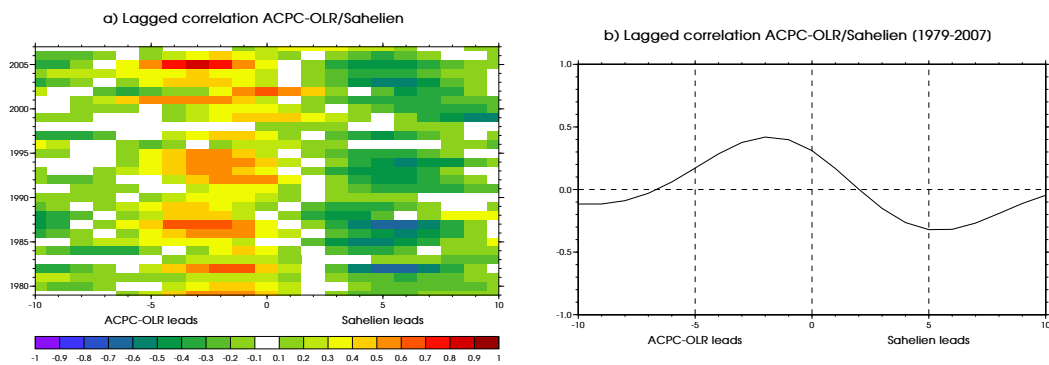


Figure 5.22 – a) et b) *Idem* Fig. 5.21.a et b, mais pour l'indice ind_{Sah} du mode Sahélien.

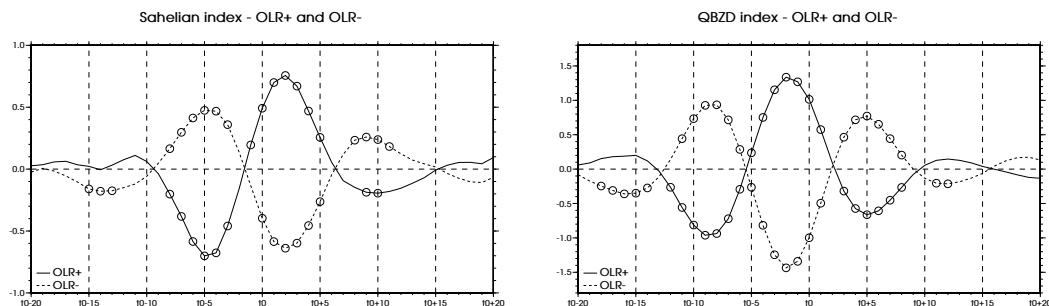


Figure 5.23 – a) Composite de l'indice ind_{Sah} du mode Sahélien sur les événements OLR+ (en trait plein) et OLR- (en trait tireté). Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes de zéro à 95%. b) *Idem* a), mais pour l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD.

évènement OLR+. À t_0-10 , une anomalie froide relativement intense se forme sur l'est de la Méditerranée. Elle se propage vers le sud, comme un *cold surge*, et gagne le Sahel Est à t_0-6 , coïncidant avec la formation d'une anomalie positive d'OLR dans cette région, i.e. un affaiblissement de la convection (Fig. 5.16). Puis, à t_0-2 , on retrouve nettement la trace d'une phase Est de la dépression thermique, i.e. une anomalie chaude au-dessus des côtes libyennes, et une anomalie froide au-dessus des côtes marocaines. Entre temps, une anomalie chaude s'est formée sur l'Afrique de l'Ouest, associée à la réduction de l'activité convective sur le continent. Cette anomalie positive de θ_{850} , comme celle d'OLR, se propage vers l'ouest.

Comme proposé par RCL10 pour le mode Sahélien, une partie des évènements OLR+/OLR- pourraient donc avoir une origine extratropicale, en lien avec la variabilité intrasaisonniers de la dépression thermique saharienne. On notera à nouveau un signal fort sur l'Inde, en température et en vent (Fig. 5.25), soulignant de possibles interactions entre la mousson indienne, la mousson africaine et les moyennes latitudes.

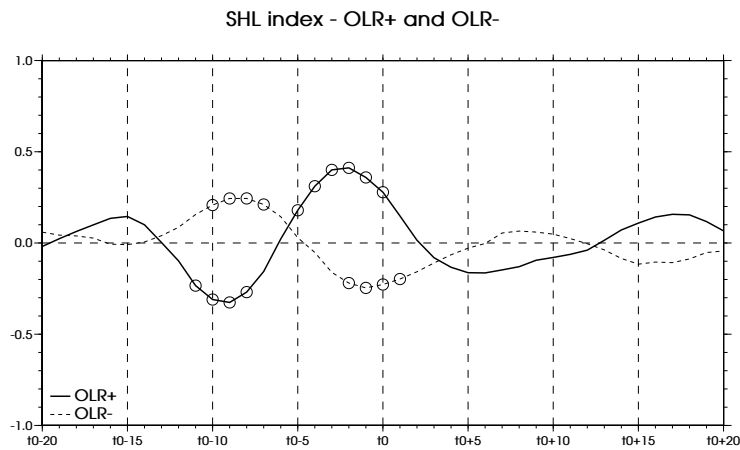


Figure 5.24 – *Idem* Fig. 5.23.a, mais pour l'indice ind_{SHL} du mode principal de la variabilité intrasaisonniers du SHL.

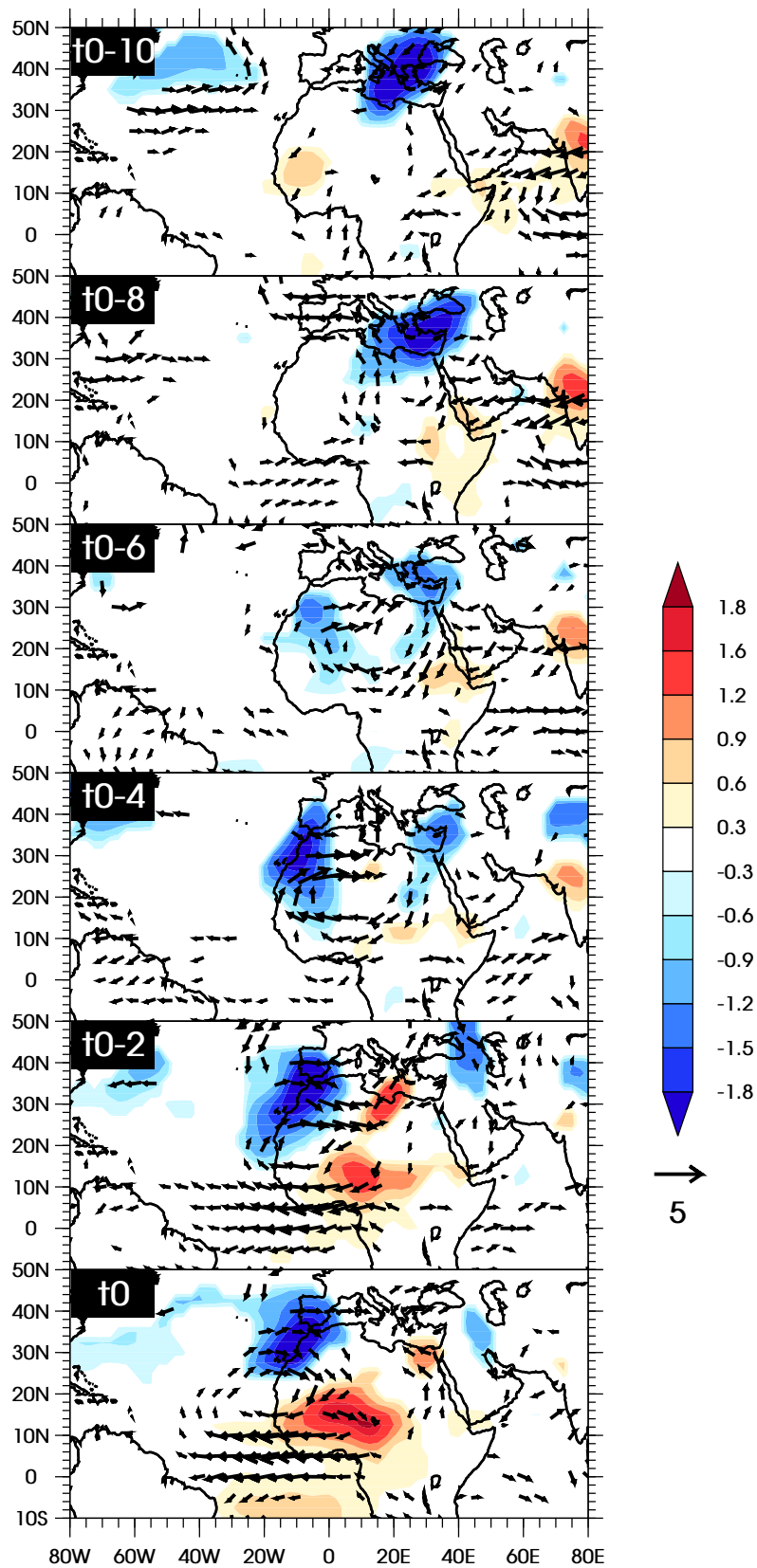
Pot. Temperature and Wind 850 hPa

Figure 5.25 – *Idem* Fig. 5.16, mais pour la température potentielle (en couleurs, en K) et le vent (en vecteurs, en m s^{-1}) à 850 hPa, de t_0-10 à t_0 par pas de deux jours.

CONCLUSION

La prévisibilité de l'activité intrasaisonnière de la mousson d'Afrique de l'Ouest est un enjeu crucial pour les populations et les économies locales. Son étude est, cependant, relativement récente, occupant une faible partie de la communauté scientifique depuis une dizaine d'années (sauf pour les ondes d'est). Aux échelles entre 10 et 25 jours, deux modes principaux ont été décrits, le mode QBZD (section 3.4.3.1) et le mode Sahélien (section 3.4.3.2). Pour ces deux modes de variabilité intrasaisonnière, plusieurs mécanismes ont déjà été proposés. Ils mettent en jeu les ondes de Kelvin couplées à la convection et des interactions surface-atmosphère-rayonnement pour le mode QBZD, les ondes de Rossby équatoriales et des interactions surface-atmosphère pour le mode Sahélien.

Le chapitre 4 a montré que la dépression thermique saharienne avait, elle aussi, une variabilité intrasaisonnière importante, avec une période significative autour de 15 jours. Celle-ci a été associée à une variabilité de la convection sur l'Afrique de l'Ouest aux mêmes échelles de temps, présentant des similitudes fortes avec le mode Sahélien. C'est donc naturellement que nous avons cherché à évaluer, dans ce chapitre, quelle était la relation entre ces deux modes de variabilité, et notamment si les fluctuations intrasaisonnières du SHL pouvaient expliquer une partie des *wet* et *dry spells* de la MAO.

La section 5.1, notamment au travers de l'article RCL10, a ainsi montré qu'environ un tiers des événements secs et un quart des événements humides du mode Sahélien pouvaient être associés à une configuration particulière de la dépression thermique dans les jours précédents (les événements HLE et HLW). L'étude de cette partie des événements Sahéliens, « combinés » à un événement du mode intrasaisonnier du SHL, a révélé que les *breaks* de type Sahélien étaient plus intenses, duraient plus longtemps et atteignaient une échelle spatiale plus grande que les *breaks* non combinés. Les événements humides de type Sahélien, combinés à la variabilité intrasaisonnière du SHL, tendent également à être un peu plus intenses que lorsqu'ils ne sont pas combinés, mais, surtout, ils sont statistiquement suivis par une période sèche sur le Sahel Ouest d'une plus grande persistance. Cette différence a été interprétée en termes d'interactions avec le *heat low*. Enfin, RCL10 ont souligné qu'une partie des événements Sahéliens pouvaient avoir une origine extratropicale : des anomalies de circulation cyclonique/anticyclonique peuvent être transportées, en moyenne troposphère, du bassin méditerranéen jusque sur le Sahel, et ainsi moduler la convection sur l'Afrique de l'Ouest d'une manière similaire aux ondes de Rossby équatoriales. L'existence de deux origines possibles pour le mode Sahélien peut alors donner lieu à des interférences, constructives ou destructives, entre ces deux mécanismes, et ainsi conduire à une forte variabilité du système. Leur suivi pourrait aussi permettre d'améliorer la prévisibilité des *wet* et *dry spells* de la MAO, comme nous l'avons montré, de manière très simple, à l'aide des scénarios de prévision de la section 5.1.3.1.

La section 5.2 a alors examiné quelques ingrédients essentiels pour comprendre la modulation de la convection sur le Sahel, lorsqu'il y a effectivement interaction entre la variabilité intrasaisonnière du SHL et le mode Sahélien. La modulation des flux de mousson et d'Harmattan, et donc de l'énergie disponible dans les basses couches, est apparue comme un facteur essentiel, notamment à l'est du Sahel ou dans les régions près du FIT. La présence d'air sec, en moyenne et haute troposphère, pourraient également jouer le rôle d'inhibiteur de la convection. La modulation de la structure verticale de l'atmosphère, et donc de la CAPE et de la

CIN, a aussi émergé comme un paramètre important pour mieux comprendre les fluctuations intrasaisonniers de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Il semble, cependant, que seule la modélisation pourra nous permettre de mieux comprendre la contribution de chacun de ces facteurs.

La variabilité intrasaisonnaire du SHL module aussi l'activité des ondes d'est (section 5.3), vraisemblablement en lien avec son impact sur la convection dans la région du Darfour, ou via des processus dynamiques. Ces fluctuations de l'activité des ondes d'est, qui sont aussi un facteur d'organisation de la convection, pourrait aussi avoir un impact sur l'activité convective de la région, voire même sur la cyclogénèse, au-dessus de l'Atlantique Est.

Enfin, la section 5.4 a proposé une nouvelle manière de définir le mode intrasaisonnier propagatif de la convection sur l'Afrique de l'Ouest, à l'aide d'une ACPC. Le mode détecté, et rapidement décrit, présente des similitudes fortes avec, à la fois, le mode QBZD et le mode Sahélien. Il semble être également associé, au moins en partie, à la variabilité intrasaisonnaire du SHL. C'est notamment sur ce mode de variabilité que nous évaluerons les modèles de CMIP3, dans le prochain chapitre, en particulier son lien avec le mode intrasaisonnier du SHL et les moyennes latitudes. Ce mode nous semble, en effet, plus simple à détecter dans un modèle de climat que le mode Sahélien directement.

REPRÉSENTATION DE LA VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO DANS LES MODÈLES DE CLIMAT

SOMMAIRE

6.1	CMIP3 ET LE 4 ^E RAPPORT DU GIEC	285
6.1.1	Contexte	285
6.1.2	Les données utilisées	285
6.1.3	Les paramétrisations des modèles de CMIP3	287
6.2	CLIMATOLOGIE DE LA MAO DANS LES MCGS DE CMIP3	290
6.2.1	La convection : précipitations et OLR	290
6.2.2	La dépression thermique saharienne	297
6.2.3	La circulation de mousson	303
6.3	VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO DANS LES MCGS DE CMIP3	307
6.3.1	La convection : précipitations et convection	307
6.3.2	La dépression thermique saharienne	319
6.4	LE MODE INTRASAISSONNIER DU SHL DANS LES MCGS DE CMIP3	324
6.4.1	Détection du mode et structure en température	324
6.4.2	Structure en altitude et onde de Rossby quasi-stationnaire	330
6.4.3	Impact sur la convection en Afrique de l'Ouest	330
6.4.4	Conclusions	333
6.5	LE MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA CONVECTION DANS LES MCGS DE CMIP3	336
6.5.1	Détection et structure générale	336
6.5.2	Des ondes de Rossby équatoriales ?	340
6.5.3	Un lien avec la variabilité intrasaisonnière du SHL ?	343
6.5.4	Conclusions	343
	CONCLUSION	345

LES modèles de circulation générale sont des outils précieux pour tenter de comprendre le climat actuel et de prévoir son évolution dans la perspective du changement climatique. Ils doivent pouvoir servir de base scientifique aux décisions politiques qui peuvent être prises en avance pour en amoindrir les impacts. Mais pour pouvoir fournir un avis éclairé, il est nécessaire d'évaluer leurs qualités et défauts, et d'établir les incertitudes qu'un modèle, ou un ensemble de modèles, peuvent avoir sur une projection donnée. Quelques études ont montré la diversité des réponses de ces modèles sur l'Afrique de l'Ouest, aussi bien en climat présent, qu'en climat futur (voir la figure 2 de l'introduction de ce manuscrit et la section 1.4). En particulier, la représentation de la variabilité intrasaisonnière des tropiques, notamment celle associée à la MJO, reste encore un challenge (section 3.5), bien qu'on puisse noter quelques progrès, et en espérer beaucoup des nouvelles versions des MCGs qui participeront bientôt à l'exercice du 5^e rapport du GIEC (CMIP5).

Mais qu'en est-il de la représentation de la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans les MCGs actuels ? Bien qu'ayant des difficultés à simuler une climatologie réaliste de la MAO (section 1.4), sont-ils capables de simuler une variabilité intrasaisonnière avec la bonne amplitude et la bonne structure sur l'Afrique de l'Ouest ? Peu d'études ont abordé ce point, et celles qui l'ont fait, se sont essentiellement focalisées sur la variabilité associée aux ondes d'est (Ruti et Dell'Aquila, 2010, voir aussi la section 3.5). Pourtant les années récentes ont montré que la compréhension et la prévisibilité des fluctuations intrasaisonnières de la convection sur le Sahel étaient des enjeux cruciaux pour les populations locales. C'est donc à ce type de questionnement que nous allons tenter d'apporter quelques réponses dans ce chapitre.

Par ailleurs, les chapitres précédents ont décrit la variabilité intrasaisonnière de la MAO et proposé quelques mécanismes pour expliquer son origine. L'accent a été mis sur la variabilité de la dépression thermique saharienne, le rôle des moyennes latitudes, et leurs impacts sur la région de mousson. Nous évaluerons de manière plus précise la capacité des modèles de CMIP3 à simuler de telles interactions entre les extra-tropiques et la mousson africaine.

Dans cette perspective, nous commençons par présenter, succinctement, en section 6.1, les différents modèles de CMIP3, que nous avons choisis d'utiliser, ainsi que leurs paramétrisations. Étant donné qu'il y a de fortes interactions entre état de base et variabilité, nous évaluons, en section 6.2, la climatologie de la MAO dans l'ensemble de ces modèles, en termes de convection (précipitations et OLR), de dépression thermique et de circulation. L'accent est ensuite porté, en section 6.3, sur la représentation des caractéristiques globales de la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans les MCGs de CMIP3, notamment en utilisant le point de vue présenté dans le chapitre 3. Enfin, nous proposerons une évaluation préliminaire, dans l'ensemble de ces modèles de climat, du mode intrasaisonnier du SHL (section 6.4), et du mode intrasaisonnier propagatif de la convection, tel que présenté en section 5.4 (section 6.5).

6.1 CMIP3 ET LE 4^E RAPPORT DU GIEC

6.1.1 *Contexte*

Les projets de type CMIP¹ ont pour objectif de coordonner les intercomparaisons des modèles couplés océan-atmosphère. Le premier projet de ce type a été créé en 1995 par le *World Climate Research Program* (WCRP²), dans le cadre du programme *CLimate VARIability and predictability* (CLIVAR³). Le 3^e projet CMIP a coïncidé avec l'élaboration du 4^e rapport du GIEC, et le 5^e coïncidera avec le 5^e rapport du GIEC. Les projets de type CMIP ont proposé un cadre expérimental précis pour simuler à la fois le climat passé, présent et futur par un grand nombre de modèles de circulation générale (une vingtaine pour CMIP3). Cet ensemble de simulations constitue une formidable base de données, qui est hébergée par le *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison* (PCMDI⁴), et dont l'analyse a été la base scientifique pour la rédaction du rapport du groupe de travail n°1 du GIEC (Solomon *et al.*, 2007).

6.1.2 *Les données utilisées*

Les simulations réalisées dans CMIP3 ont toutes été réalisées dans un même cadre expérimental afin de permettre l'intercomparaison des modèles. Pour ce mémoire, nous nous sommes focalisés sur les modèles qui ont simulé le XX^e siècle (simulation de type 20C3M⁵) et qui ont fourni les données journalières d'au moins une de leur simulation, pour la période 1961–2000. Nous n'avons également conservé que les modèles pour lesquels étaient disponibles, à la fréquence journalière, les champs tridimensionnels de la température, du vent méridien et du vent zonal, et les champs bidimensionnels des précipitations et de l'OLR. Ce choix nous a offert un panel de 17 modèles, que l'on suppose représentatif de l'ensemble des modèles qui ont participé à CMIP3, et des modèles couplés actuels. Leurs caractéristiques générales sont résumées dans la table 6.1.

Nous avons utilisé, pour chacun de ces 17 modèles, 30 ans des données disponibles (1971–2000), ce qui rend alors comparables les différentes analyses que nous avons réalisées avec les mêmes appliquées à la réanalyse ERA40 sur la même période (section 2.1.2.2). Nous supposons également nos différents résultats comparables avec ceux obtenus avec la réanalyse NCEP2 (section 2.1.2.1), et les observations d'OLR de la NOAA (section 2.1.1.1), bien que ces deux jeux de données soient sur une période légèrement plus récentes (29 ans de 1979 à 2007). Nous avons également comparé les précipitations des simulations de CMIP3 avec les celles de GPCP (section 2.1.1.2), tout en gardant en mémoire que la période couverte par ces données est plus courte (10 ans) et plus récente (1997–2006). On notera cependant que la chronologie observée (la variabilité interannuelle notamment) n'a quasiment aucune chance d'être reproduite par les simulations de CMIP3, puisque le seul forçage des modèles est celui des gaz à effet de serre et des aérosols. Ces

¹*Coupled Model Intercomparison Project.*

²<http://www.wmo.int/pages/prog/wcrp/>.

³<http://www.clivar.org/>.

⁴<http://www-pcmdi.llnl.gov/>.

⁵Ces simulations sont initialisées à partir de simulations préindustrielles de contrôle, couvrent la fin du XIX^e siècle et tout le XX^e siècle, et sont forcées par les concentrations annuelles observées en gaz à effet de serre et en aérosols sulfatés.

Table 6.1 – Informations générales sur les modèles de CMIP3 utilisés dans ce chapitre, ainsi que pour les deux réanalyses NCEP2 (section 2.1.2.1) et ERA40 (section 2.1.2.2). Plus d'informations sur les modèles sont disponibles sur http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php. Les abréviations pourront être trouvées dans la liste des acronymes en page 381.

Nom officiel	Identifiant	Institut et Pays	résolution horizontale (lon x lat)	niveaux verticaux	Remarques
BCCR-BCM2.0	BCCR	BCCR, Norvège	T63 ($\sim 1.9^\circ$)	31	
CGCM3.1(T47)	CCCMA	CCCMA, Canada	T47 ($\sim 2.5^\circ$)	31	2 résolutions horizontales différentes
CGCM3.1(T63)	CCCMA_t63		T63 ($\sim 1.9^\circ$)		
CNRM-CM3	CNRM	Météo-France / CNRM, France	T63 ($\sim 1.9^\circ$)	45	
CSIRO-Mk3.0	CSIRO_0	CSIRO, Australie	T63 ($\sim 1.9^\circ$)	18	Modèles d'océan différents (paramétrisation des tourbillons et de la couche mélangée)
CSIRO-Mk3.5	CSIRO_5				
GFDL-CM2.0	GFDL_0	US <i>Dept. of Commerce</i> / NOAA / GFDL, USA	2.5° x 2.0°	24	Différences dans les schémas numériques (atmosphère et océan).
GFDL-CM2.1	GFDL_1				
GISS-AOM	GISS_AOM	NASA-GISS, USA	4° x 3°	12	
FGOALS-g1.0	IAP	LASG, IAP, Chine	2.8° x 2.8°	26	
INGV-SXG	INGV	INGV, Italie	T106 ($\sim 1.125^\circ$)	19	
IPSL-CM4	IPSL	IPSL, France	2.4° x 3.75°	19	
MIROC3.2(hires)	MIROC_HI	CCSR, NIES, FRCGC, JAMSTEC, Japon	T106 ($\sim 1.125^\circ$)	56	2 résolutions horizontales et verticales différentes
MIROC3.2(medres)	MIROC_ME				
ECHO-G	MIUB	MIUB, MRI-KMA, Allemagne/Corée	T30 ($\sim 3.75^\circ$)	19	
ECHAM5/MPI-OM	MPI	<i>Max Planck Institute for Meteorology</i> , Allemagne	T63 ($\sim 1.9^\circ$)	31	
MRI-CGCM2.3.2	MRI	<i>Meteorological Research Institute</i> , Japon	T63 ($\sim 1.9^\circ$)	31	
	NCEP2	NCEP-NCAR, USA	T62 ($\sim 1.9^\circ$)	28	
	ERA40	CEPMMT, Europe	T159 ($\sim 1^\circ$)	60	

quatre jeux de données (GPCP, NOAA, NCEP2 et ERA40) constitueront notre référence.

Afin de comparer plus facilement nos différentes analyses, les 17 modèles de CMIP3 utilisés ici, ainsi que les autres jeux de données mentionnés ci-dessus (ERA40, NCEP2, OLR-NOAA et précipitations GPCP), ont été regrillés, par interpolation bilinéaire, sur une grille régulière de 2.5° de résolution en longitude et latitude.

6.1.3 *Les paramétrisations des modèles de CMIP3*

Les paramétrisations des modèles sont généralement considérées comme la source principale de la diversité des réponses données par les MCGs, et c'est souvent sous leur éclairage que l'on cherche à interpréter les différences entre modèles. La plus importante pour la variabilité intrasaisonnière, en tout cas celle qui a, sans doute, fait couler le plus d'encre pour en interpréter la représentation par les MCGs, est la paramétrisation de la convection (section 3.5 – Slingo *et al.*, 1996 ; Lin *et al.*, 2006, 2008b ; Straub *et al.*, 2010). C'est donc naturellement à travers cette composante des modèles que nous tenterons d'interpréter leurs différences de comportement sur l'Afrique de l'Ouest. La table 6.2 résume les caractéristiques des paramétrisations de la convection de chacun des modèles, notamment les types de courants subsidents (*downdrafts*) qu'elles prennent en compte (SC : *Saturated Convective downdraft*, UC : *Unsaturated Convective downdraft* ; et Meso : *Mesoscale downdraft*), et les types de fermeture et de déclenchement qu'elles utilisent. Cette classification est tirée des études de Lin *et al.* (2006) et de Lin *et al.* (2008b). Récemment, Arakawa (2004) a proposé six catégories pour classer les différentes paramétrisations de la convection, basées sur la structure de leur fermeture :

1. fermeture diagnostique, basée sur la convergence d'humidité ou de masse à grande échelle, ou advection verticale d'humidité ;
2. fermeture diagnostique basée sur le quasi-équilibre ;
3. ajustement « virtuellement » instantané ;
4. ajustement avec relaxation, et/ou déclenchement ;
5. fermeture pronostique, avec une formulation explicite des processus transitoires ; et
6. fermeture stochastique

Cette classification a été utilisée par Straub *et al.* (2010), et nous la reportons dans la table 6.2 pour les paramétrisations rencontrées dans notre étude.

Enfin, les autres paramétrisations (rayonnement, turbulence de couche limite, nuages) peuvent également jouer un rôle important pour la variabilité intrasaisonnière de la MAO. Elles sont indiquées pour chacun des modèles dans la table 6.3.

Table 6.2 – Paramétrisations de la convection des modèles de CMIP3 utilisés dans ce chapitre.

Modèle	Paramétrisation de la convection	<i>Downdraft</i> SC/UC/Meso	Fermeture/déclenchement	Classification d'Arakawa (2004)
BCCR	Bougeault (1985)	N/N/N	K ₁₀ -type	1
CCCMA CCCMA_t63	Zhang et McFarlane (1995)	O/N/N	CAPE	4
CNRM	Bougeault (1985)	N/N/N	K ₁₀ -type	1
CSIRO_0 CSIRO_5	Gregory et Rowntree (1990)	O/N/N	<i>Cloud-base buoyancy</i>	4
GFDL_0 GFDL_1	Moorthi et Suarez (1992) Tokioka <i>et al.</i> (1988)	N/N/N	CAPE/ <i>threshold</i>	4
GISS_AOM	Russell <i>et al.</i> (1995)	N/N/N	CAPE	3
IAP	Zhang et McFarlane (1995)	O/N/N	CAPE	4
INGV	Tiedke (1989)/Nordeng (1994)	O/N/N	CAPE/ <i>moisture convergence</i>	1
IPSL	Emanuel (1991) Grandpeix <i>et al.</i> (2004)	O/O/N	CAPE	5
MIROC_HI MIROC_ME	Pan et Randall (1998) Emori <i>et al.</i> (2001)	O/N/N	CAPE/ <i>relative humidity</i>	5
MIUB	Tiedke (1989)/Nordeng (1994)	O/N/N	CAPE/ <i>moisture convergence</i>	1
MPI	Tiedke (1989)/Nordeng (1994)	O/N/N	CAPE/ <i>moisture convergence</i>	1
MRI	Pan et Randall (1998)	O/N/N	CAPE	5

Table 6.3 – Les autres paramétrisations des modèles de CMIP3 utilisés dans ce chapitre.

Modèle	Rayonnement	Nuages	Turbulence
BCCR	Morcrette (1990, 1991)	Ricard et Royer (1993)	Louis <i>et al.</i> (1982), Mascart <i>et al.</i> (1995)
CCCMA CCCMA_t63	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Morcrette (1984)	McFarlane <i>et al.</i> (2005)	Abdella et McFarlane (1996)
CNRM	Morcrette (1990, 1991)	Ricard et Royer (1993)	Louis <i>et al.</i> (1982), Mascart <i>et al.</i> (1995)
CSIRO_0	SW : Lacis et Hansen (1974) LW : Fels et Schwarzkopf (1975, 1981), Fels (1985), Schwarzkopf et Fels (1991)	Rotstayn (1997, 1998, 2000)	Louis (1979), Smith (1990)
CSIRO_5	SW : Freidenreich et Ramaswamy (1999), GFDL GAMDT (2004), Slingo (1989), Fu et Liou (1993) LW : Schwarzkopf et Ramaswamy (1999), GFDL GAMDT (2004)	Rotstayn (2000) Tiedke (1993)	Lock <i>et al.</i> (2000)
GFDL_0	Hansen <i>et al.</i> (1983), Russell <i>et al.</i> (1995)	Russell <i>et al.</i> (1995)	Russell <i>et al.</i> (1995)
GFDL_1	SW : Collins (2001) LW : Ramanathan et Downey (1986)	Slingo (1987), Hack <i>et al.</i> (1993), Kiehl <i>et al.</i> (1998), Rasch et Kristjánsson (1998)	Holtlag et Boville (1993)
GISS_AOM	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Morcrette <i>et al.</i> (1986), Giorgetta et Wild (1995)	Sundqvist (1978), Rockel <i>et al.</i> (1991), Roeckner (1995)	Louis (1979)
IAP	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Morcrette <i>et al.</i> (1986)	Bony et Emanuel (2001)	Louis (1979), Laval <i>et al.</i> (1981)
INGV	Nakajima <i>et al.</i> (2000) Geleyn et Hollingsworth (1979)	Le Treut et Li (1991)	Mellor et Yamada (1974, 1982) Smith (1990)
IPSL	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Morcrette <i>et al.</i> (1986), Giorgetta et Wild (1995)	Sundqvist (1978), Rockel <i>et al.</i> (1991), Roeckner (1995)	Louis (1979)
MIROC_HI MIROC_ME	SW : Fouquart et Bonnel (1980) LW : Mlawer <i>et al.</i> (1997)	Lohmann et Roeckner (1996)	Brinkop et Roeckner (1995)
MIUB	SW : Shibusata et Uchiyama (1992) LW : Shibusata et Aoki (1989)	Yukimoto <i>et al.</i> (2001)	Mellor et Yamada (1974)

6.2 CLIMATOLOGIE DE LA MAO DANS LES MCGS DE CMIP3

La variabilité intrasaisonnière d'un champ atmosphérique (e.g., précipitations, température, vent) peut dépendre fortement de la climatologie de ce champ (Wheeler et Kiladis, 1999 ; Lin *et al.*, 2006, 2009, 2010). Nous consacrons donc la première partie de ce chapitre à l'étude de la climatologie de la MAO dans les 17 modèles de CMIP3 que nous avons choisis (section 6.1).

6.2.1 *La convection : précipitations et OLR*

6.2.1.1 *Précipitations et OLR au-dessus de l'Afrique de l'Ouest*

Les climatologies des précipitations et de l'OLR sur l'Afrique de l'Ouest, pendant l'été boréal (JJAS), ont été décrites dans les sections 1.2.3.1 et 3.2. Ces deux climatologies sont reprises en bas à droite des figures 6.1 et 6.3, et, pour les précipitations, par le trait noir épais sur la figure 6.2. Elles seront considérées comme une référence, ce qui est très raisonnable pour l'OLR-NOAA, mais sans doute un peu moins pour le produit de précipitation GPCP (voir la discussion dans la section 2.1.1.2).

La MAO se caractérise en été par une ZCIT située vers 10°N sur le continent, et un peu plus sud, vers 7.5°N , sur l'océan Atlantique (Figs. 6.2.a et b). Elle se positionne également vers 7.5°N sur le Sahel Est, entre 10°E et 30°E (Fig. 6.2.c). La bande de pluie a une structure très allongée zonalement, ponctuée de trois maxima régionaux : un premier sur la côte ouest du continent, près du Fouta Djallon, un deuxième près du Mont Cameroun, et un troisième, enfin, près des hauts plateaux éthiopiens (section 1.2.3.1). Par ailleurs, la zone des précipitations monte un peu plus au nord sur le Sahel Ouest que sur le Sahel Est. Entre 10°O et 10°E , l'isohyète moyenne de 1 mm jour^{-1} atteint la latitude 18°N (Fig. 6.2.b), tandis qu'entre 10°E et 30°E , il ne dépasse pas 16°N (Fig. 6.2.c). On retrouve une structure très similaire en termes d'OLR (Fig. 6.3). Le minimum d'OLR (maximum d'activité convective) est un peu plus étendu sur la côte ouest de l'Afrique, tandis que celui près du Mont Cameroun couvre, en fait, une grande partie de l'Afrique équatoriale.

Peu de modèles de CMIP3 parviennent à capturer toutes ces caractéristiques moyennes du régime convectif de la MAO (Figs. 6.1, 6.2 et 6.3). Comme noté par Cook et Vizy (2006), la plupart des modèles capturent bien une ZCIT très zonale (sauf notablement GISS_AOM, IAP et MPI), mais un grand nombre d'entre eux simulent une bande de pluie située trop au sud sur le Sahel central (10°O – 10°E), se positionnant même parfois sur la côte ($\sim 5^{\circ}\text{N}$) ou sur l'océan Atlantique équatorial (CSIRO_0, GISS_AOM, IPSL, MIUB et MPI). Les deux réanalyses n'échappent pas à cette difficulté, plaçant toutes les deux la ZCIT vers 7.5°N dans cette région (Fig. 6.2.b). Seuls 5 modèles sur 17 (6 sur 19 avec les deux réanalyses) réussissent à placer convenablement le maximum de précipitations vers 10°N entre 10°O et 10°E : CSIRO_5, GFDL_0, INGV, MIROC_HI et MRI. Enfin, on pourra noter que le cas du modèle IAP est un peu particulier, car il simule une ZCIT double, avec un maximum vers l'équateur, et un autre vers 7.5 – 10°N . MPI présente sensiblement la même structure avec une bande de précipitation très intense sur l'océan (Fig. 6.2.b).

Les différents modèles ont également du mal à capturer l'amplitude des précipitations sur le Sahel central : BCCR, CSIRO_5, GFDL_0, GFDL_1, MIROC_ME et MIROC_HI tendent à produire 2 à 7 mm jour^{-1} en trop, tandis que GISS_AOM,

JJAS Climatology Precipitation

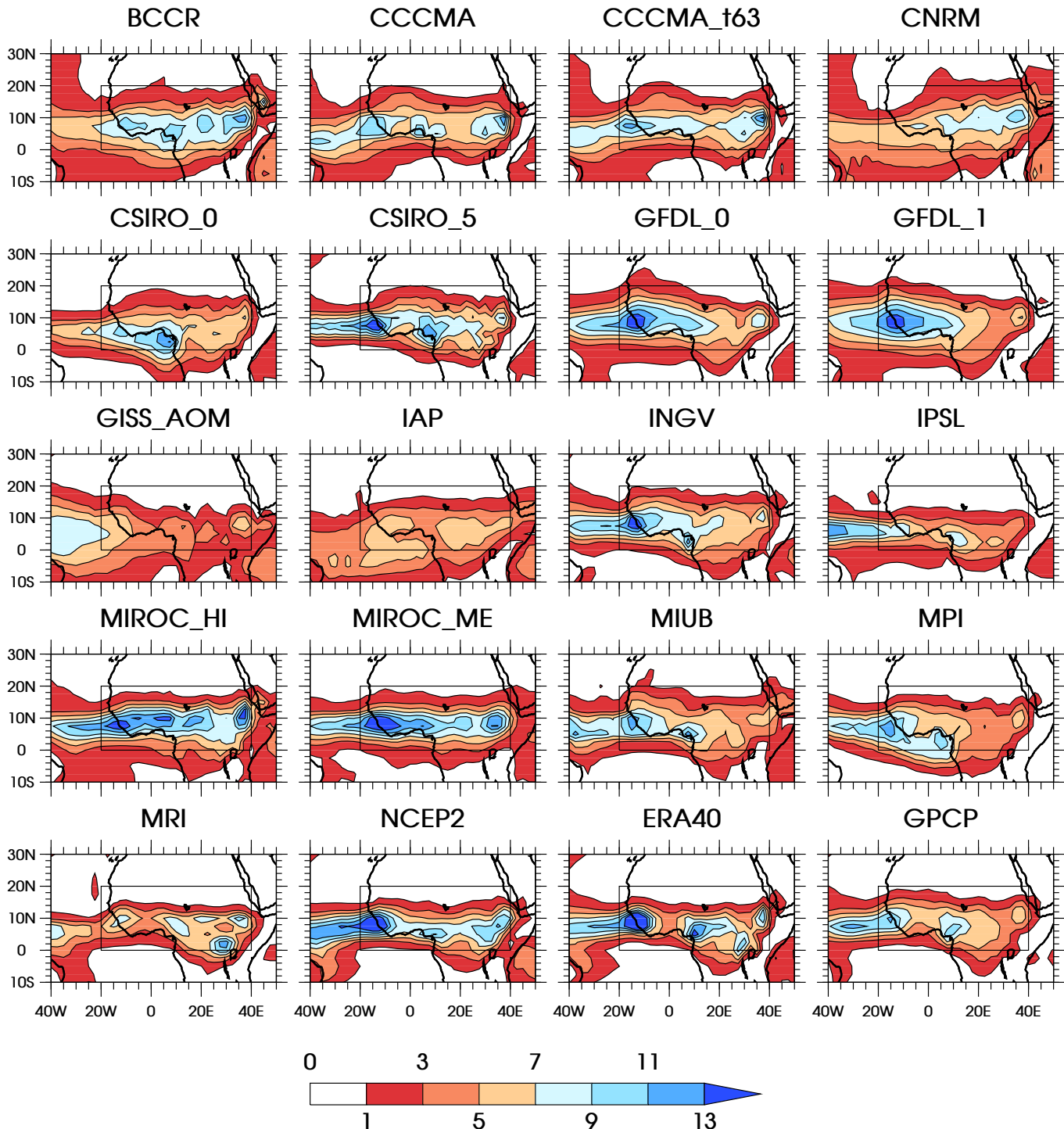


Figure 6.1 – Climatologie sur la saison JJAS des précipitations (en mm jour^{-1}) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).

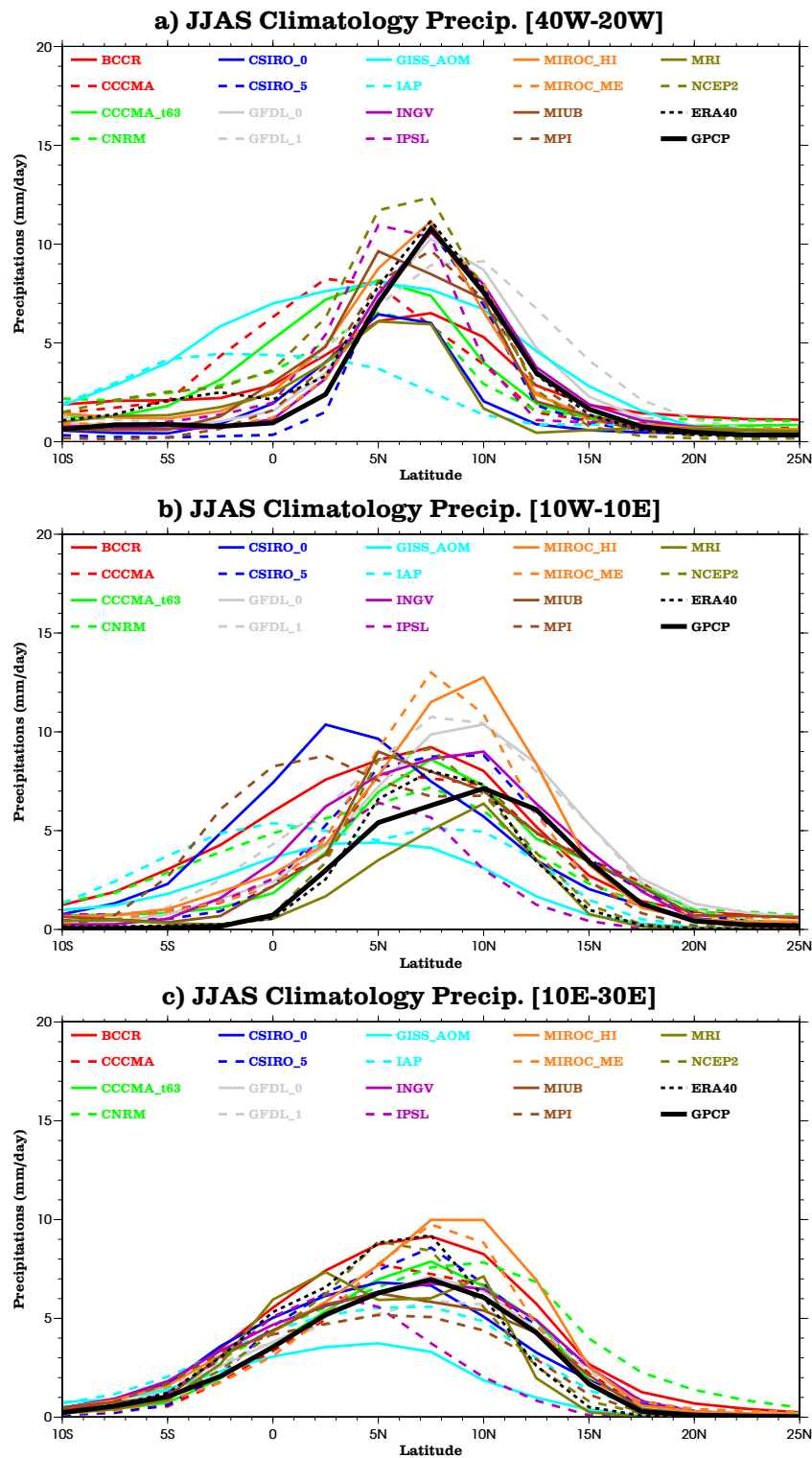


Figure 6.2 – Climatologie sur la saison JJAS des précipitations (en mm jour^{-1}) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006), moyennées entre a) 40°O et 20°O , b) 10°O et 10°E , et c) 10°E et 30°E .

JJAS Climatology OLR

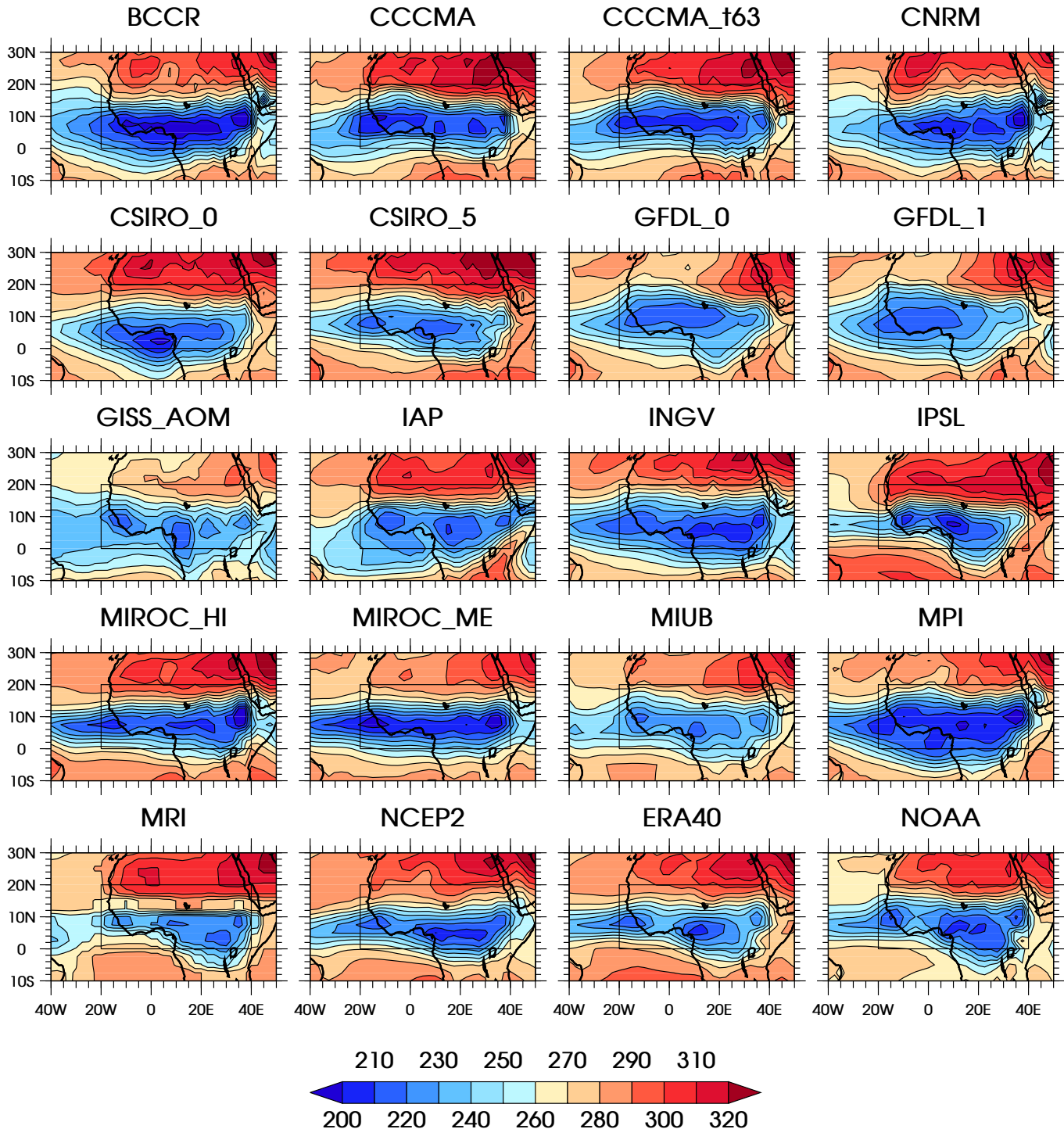


Figure 6.3 – Climatologie sur la saison JJAS de l'OLR (en $W m^{-2}$) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données NOAA (1979–2007).

IAP et IPSL donnent 2 à 4 mm jour⁻¹ en moins dans cette région. En outre, un certain nombre de MCGs simulent très peu de précipitations au-delà de 12.5°N, notamment les deux réanalyses NCEP2 et ERA40.

Plus à l'est, entre 10°E et 30°E, les caractéristiques simulées de la ZCIT semblent meilleures, et la plupart des modèles capturent le maximum de précipitations vers 7.5°N, avec une amplitude relativement réaliste. MIROC_ME et MIROC_HI, qui étaient les deux modèles produisant le plus de précipitations à l'ouest du continent, sont encore ceux qui en produisent le plus ici, environ 3 mm jour⁻¹ en trop. Ils sont suivis de BCCR et des deux réanalyses. À l'opposé, seuls les modèles GISS_AOM et IPSL produisent un maximum de pluies plus au sud. IPSL place la ZCIT vers 2.5°N, et donne très peu de précipitations au-delà de 7.5°N, presque deux fois moins qu'observé. De son côté, GISS_AOM simule une bande de précipitations, de faible intensité (~ 4 mm jour⁻¹), mais de très large extension en latitude (presque 10°). Il génère également assez peu de pluie au nord de 7.5°N. Enfin, on pourra remarquer le fort basculement est-ouest du modèle CNRM, qui, bien que réaliste jusqu'à 7.5°N, produit environ 2 mm jour⁻¹ de trop entre 7.5°N et 20°N. C'est ce modèle qui a d'ailleurs la bande de précipitations qui monte le plus au nord dans cette région, et qui, au final, simule un gradient est-ouest de précipitations inversé par rapport aux observations.

En termes d'OLR (Fig. 6.3), on retrouve cette grande diversité de positionnement et d'intensité de la ZCIT sur le continent, relativement cohérente pour chaque modèle avec la vision en précipitations. Presque la moitié des MCGs parviennent à capturer la succession zonale des trois minimums d'OLR (CCMA, CSIRO_5, GISS_AOM, IAP, INGV, MIROC_HI, MIUB, MRI, NCEP2 et ERA40), d'autres n'en simulant que deux : CNRM rate le minimum sur la côte ouest du continent, IPSL ne parvient pas à simuler un maximum convectif sur les massifs éthiopiens à l'est, et MIROC_ME représente un bande continue entre le minimum d'OLR à l'ouest et celui tout à l'est. Les MCGs restant ont tendance à produire une bande continue de faibles valeurs d'OLR, capturant assez souvent le minimum près du Fouta Djallon. Beaucoup de MCGs ont des valeurs minimales d'OLR trop faibles dans la ZCIT, de plus de 20 à 30 W m⁻², suggérant la présence d'une convection soit trop profonde, soit trop persistante. La section 6.3.1 nous en apprendra un peu plus sur ce point. On remarquera, enfin, que le modèle IPSL a, curieusement, une ZCIT plus au nord en termes d'OLR qu'en termes de précipitations. C'est par ailleurs le seul modèle à posséder des descentes précipitantes insaturées (Table 6.2) suggérant que, malgré une relativement bonne position de la convection profonde sur le continent, celle-ci génère peu de précipitations, la plupart étant sans doute évaporées avant d'atteindre le sol. On pourra également noter que la méthode utilisée pour estimer les précipitations GPCP (Huffman *et al.*, 2001) ne prend pas en compte l'évaporation des précipitations, ce qui pourrait induire des biais importants de ces estimations sur le Sahel.

Les figures 6.4.a et b résument, sous la forme d'un diagramme de Taylor (section 2.2.6), les performances de chacun des modèles, par rapport aux précipitations GPCP, et à l'OLR de la NOAA, en termes de corrélation des structures spatiales, et d'amplitude du signal simulé sur le domaine 0–20°N, 20°O–40°E. La diversité des représentations apparaît plus importante pour les précipitations que pour l'OLR. Comme les précipitations sont bornées inférieurement par zéro, on retrouve que les modèles MIROC_HI et MIROC_ME, et les deux réanalyses, simulent une bande de précipitations trop intense sur le continent (50% de trop en moyenne), et que GISS_AOM et IAP sont ceux pour lesquels celle-ci est la plus faible (de 25 à 30%).

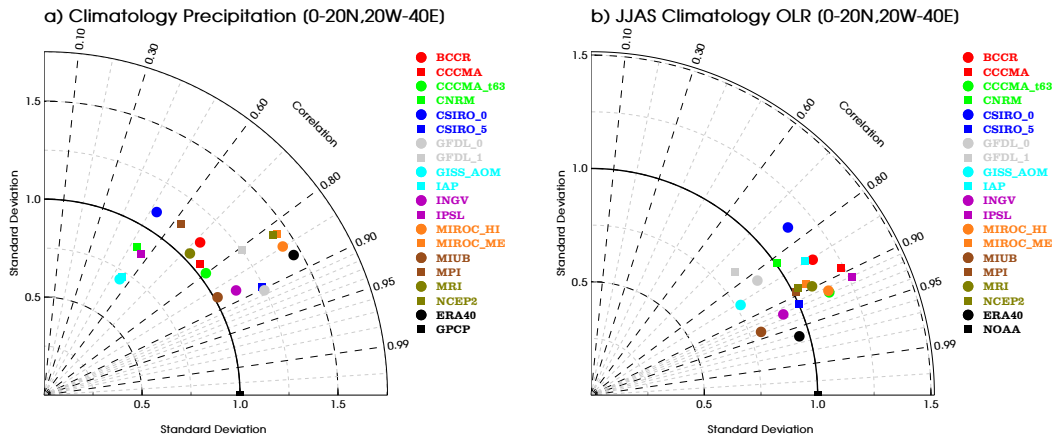


Figure 6.4 – Diagramme de Taylor pour la climatologie des précipitations et de l’OLR sur le domaine 0°N – 20°N , 20°O – 40°E , indiqué sur chaque panneau des figures 6.1 et 6.3.

Les points de vue précipitations et OLR pour la convection donnent des résultats assez différents : IPSL et MPI ont par exemple une corrélation spatiale avec les observations parmi les plus faibles en termes de précipitations (~ 0.6), alors qu’elle est bien meilleure en termes d’OLR, de l’ordre de 0.9. Au contraire, GFDL_0 est un peu moins performant en OLR qu’en précipitations. CSIRO_0 reste le modèle le moins performant selon les deux points de vue, alors que CSIRO_5, INGV, MIUB et ERA40 sont quasiment les meilleurs sur ces deux types d’évaluation. On pourra cependant reprocher à MIUB d’avoir une ZCIT trop au sud, sur la côte, malgré une bonne quantité de pluie moyenne sur le Sahel

Enfin, les MCGs de CMIP3 sont sensiblement aussi performants que les deux réanalyses. ERA40 apparaît d’ailleurs, selon ces deux diagnostics, un peu meilleure que NCEP2.

6.2.1.2 Quelques pistes d’interprétations

La bande 10°O – 10°E apparaît donc comme plus difficile à simuler que la bande 10°E – 30°E . Elle est associée à une plus grande diversité parmi les réponses des modèles, notamment en termes de positionnement et d’intensité de la ZCIT. Dans cette région, sa position est en équilibre avec le gradient thermique (section 1.2.3.1) entre un Sahara surchauffé, et un golfe de Guinée qui se refroidit pendant l’été. On peut noter que les modèles CSIRO_0 et CSIRO_5, bien que partageant le même modèle d’atmosphère, mais des modèles d’océan différents, produisent des équilibres de la MAO très différents, CSIRO_0 n’ayant pas vraiment une mousson (Cook et Vizy, 2006). On pourrait raisonnablement argumenter que CSIRO_0 ne génère pas un Golfe de Guinée assez froid pour créer un gradient méridien de température suffisamment intense pour permettre la montée de la ZCIT sur le continent. Pourtant, l’océan Atlantique équatoriale est vraisemblablement plus froid dans CSIRO_0, comme on peut le spéculer à partir de la figure 6.6.a : au-dessus du Golfe de Guinée, la température potentielle à 850 hPa, moyennée entre 10°O et 10°E , est plus froide d’environ 3 K. C’est, en fait, comme nous le verrons dans la section suivante (6.2.2), la dépression thermique qui est trop faible dans CSIRO_0, alors qu’elle est très intense dans CSIRO_5.

L’augmentation des résolutions horizontale et verticale de MIROC_ME à MIROC_HI semble être bénéfique, permettant un meilleur positionnement de la ZCIT

sur le continent, et la capture du maximum convectif à l'est du Mont Cameroun. La résolution plus fine de MIROC_HI permet sans doute de mieux représenter les hauts-reliefs, et donc potentiellement la convection associée. Elle a, cependant, peu d'impact sur l'amplitude simulée de la ZCIT, qui, dans les deux cas, reste trop intense. En revanche, dans les modèles du CCCMA, le passage d'une troncature T47 à une T63 a une influence très modérée, augmentant légèrement la moyenne des précipitations, et même éliminant le maximum convectif près du Mont Cameroun. Finalement, les modèles, dont la résolution horizontale est la plus fine, ont une représentation de la MAO plus raisonnable (INGV et MIROC_HI), mais cela ne semble pas être un élément critique, certains modèles en troncature T63 (e.g., CSIRO_5, MRI) donnant une climatologie très convenable.

Enfin, les schémas de convection à fermeture en CAPE (e.g., MIROC_HI), comme ceux à fermeture en convergence d'humidité (INGV), apparaissent tous capables de simuler une ZCIT sur le Sahel très acceptable. On peut cependant noter que presque tous les schémas classés dans la catégorie 5 pour Arakawa (2004), i.e. avec une fermeture pronostique (IPSL, MIROC_HI, MIROC_ME et MRI), donnent de très bons résultats. Le cas d'IPSL est un peu particulier, simulant une bonne ZCIT en OLR, mais assez mauvaise en précipitation, vraisemblablement en lien avec la présence de descentes insaturées pilotées par l'évaporation des précipitations. Les trois autres modèles (MIROC_HI, MIROC_ME et MRI) ont tous, au contraire, des descentes saturées, donc potentiellement plus de précipitations arrivant au sol pour une même intensité convective. On peut également émettre quelques réserves sur la qualité des estimations de pluie GPCP sur le Sahel, étant donné qu'elles ne prennent pas en compte cette évaporation.

6.2.1.3 *Et sur l'Atlantique tropical ?*

Comme nous l'avons remarqué en section 3.4.1, la convection sur océan a une nature très différente de celle au-dessus des continents. Sur l'Atlantique Est, la ZCIT est située vers 7.5°N , avec un maximum d'environ 11 mm jour^{-1} en moyenne sur $40^{\circ}\text{O}-20^{\circ}\text{O}$ (Fig. 6.2.a). Le succès des MCGs de CMIP3 à capturer ce maximum est tout aussi varié. La moitié des modèles environ (BCCR, CSIRO_5, GFDL_0, INGV, MIROC_HI, MIROC_ME, MPI, NCEP2 et ERA40) capturent cette position très piquée de la ZCIT. Dans IPSL, CCCMA_t63, CNRM, CSIRO_0, MIUB et MRI, elle est sensiblement plus au sud, vers 5°N (2.5°N pour CCCMA), et dans GFDL_1, elle est un peu plus au nord, vers 10°N . Pour GISS_AOM et IAP, la bande pluvieuse est très large. Elle est très au sud et très faible dans IAP.

GFDL_0 et GFDL_1 ne diffèrent que par le schéma numérique utilisé dans la dynamique de l'atmosphère et de l'océan (Table 6.1), ce qui pourrait être à l'origine d'une représentation différente des ondes d'est. GFDL_1 a, en effet, une variance du vent méridien à 700 hPa un peu plus intense sur l'océan Atlantique au nord du JEA que GFDL_0 (Fig. 3.35 de ce manuscrit, et figures 6 et 8 de Ruti et Dell'Aquila, 2010). Les ondes d'est interagissent fortement avec la convection (sections 1.2.3.5 et 3.4.4.1), en particulier sur l'océan, ce qui pourrait expliquer la position un peu plus nord de la ZCIT dans GFDL_1.

Encore une fois, les modèles CSIRO_0 et CSIRO_5, qui ne diffèrent que par la physique de leur composante océanique (Table 6.1), ont une ZCIT très différente, plus au sud et deux fois plus faible dans CSIRO_0. La représentation des processus de la couche de mélange océanique apparaîtrait cruciale pour la simulation de la convection sur l'Atlantique Est tropical.

En revanche, le type de fermeture de la paramétrisation de la convection, comme les résolutions horizontale et verticale (sauf peut-être pour GISS_AOM) ne semblent pas être des paramètres critiques dans le positionnement et l'intensité de la ZCIT sur l'est de l'océan Atlantique.

6.2.2 *La dépression thermique saharienne*

6.2.2.1 *Généralités*

La climatologie de la dépression thermique saharienne a été décrite dans la section 4.1. La climatologie des deux réanalyses nous servira de référence, mais leur comparaison nous donnera aussi une idée de la confiance que l'on peut leur accorder pour représenter le *heat low*. La climatologie de la température potentielle à 850 hPa, qui est la variable que nous avons choisie pour caractériser le SHL (section 4.1), est reportée pour les deux réanalyses en bas à droite de la figure 6.5, et en trait noir épais sur les figures 6.6.a et b (trait plein pour NCEP2, tireté pour ERA40).

Le SHL est caractérisé par un maximum de θ_{850} sur le Sahara Central pour NCEP2 (22.5°N, 5°E), et sur le Sahara Ouest pour ERA40 (25°N, 0°E). La zone de température supérieure à 315 K dans ERA40 couvre une large surface, tandis que le cœur du *heat low* dans NCEP2 est relativement concentré et plus faible, d'environ 2 à 3 K. Pour les deux réanalyses, on observe un point selle dans le champ de θ_{850} au-dessus du nord du Soudan, c'est-à-dire un minimum de température dans la direction est-ouest, mais un maximum dans la direction nord-sud. Cette zone de relativement fortes valeurs de θ_{850} , supérieures à 311 K, est étroite en latitude (moins de 8°), et relie le SHL au *heat low* de la péninsule arabique.

Presque tous les MCGs de CMIP3 capturent ces deux caractéristiques de la dépression thermique saharienne (Fig. 6.5). Seul GFDL_0 ne simule pas un maximum de température sur le Sahara central et occidental, représentant plutôt une bande zonale de forte température vers 20°N, avec un gradient zonal positif de température, alors qu'il devrait être négatif entre 0 et 20°E. Pour ce modèle, le changement de schéma numérique améliore notablement la structure simulée du *heat low*.

Quelques modèles sous-estiment clairement l'intensité du SHL entre 10°O et 10°E (Fig. 6.6.a), d'environ 2 à 3 K par rapport à NCEP2, 3 à 4 K par rapport à ERA40 : c'est le cas des MCGs BCCR, CSIRO_0, GFDL_0, GFDL_1 et MIUB. D'autres simulent un SHL très intense (CSIRO_5, IAP, INGV), +1 K par rapport à ERA40, +2.5 K par rapport à NCEP2. La plupart des modèles situent correctement le SHL, entre 20°N et 25°N. Cependant, quatre MCGs, CSIRO_5, IPSL, IAP et MRI, ont tendance à le situer 2.5 à 5° trop au sud, tandis que INGV est le seul à avoir un *heat low* très nord.

Plus à l'est, entre 10°E et 30°E (Fig. 6.6.b), les modèles présentent des caractéristiques similaires. Les réanalyses ne représentent pas la dépression thermique de la même manière : bien que son intensité soit du même ordre de grandeur dans les deux modèles, le maximum de température est un plus au sud dans NCEP2, d'environ 2.5 à 5°. Le Sahel Est (entre 10°N et 15°N) est alors plus chaud de presque 2 K dans NCEP2 que dans ERA40. Ces différences relativement importantes montrent que les réanalyses dépendent beaucoup de leur physique dans cette région, étant donnée la faible disponibilité de données qu'elles peuvent assimiler. C'était également le cas sur le Sahara Occidental (Fig. 6.6.a). Un grand nombre de modèles restent dans « l'enveloppe » formée par les deux réanalyses, et représentent donc la température à 850 hPa sur le Sahel Est et le Sahara Oriental de manière très

JJAS Climatology Theta at 850 hPa

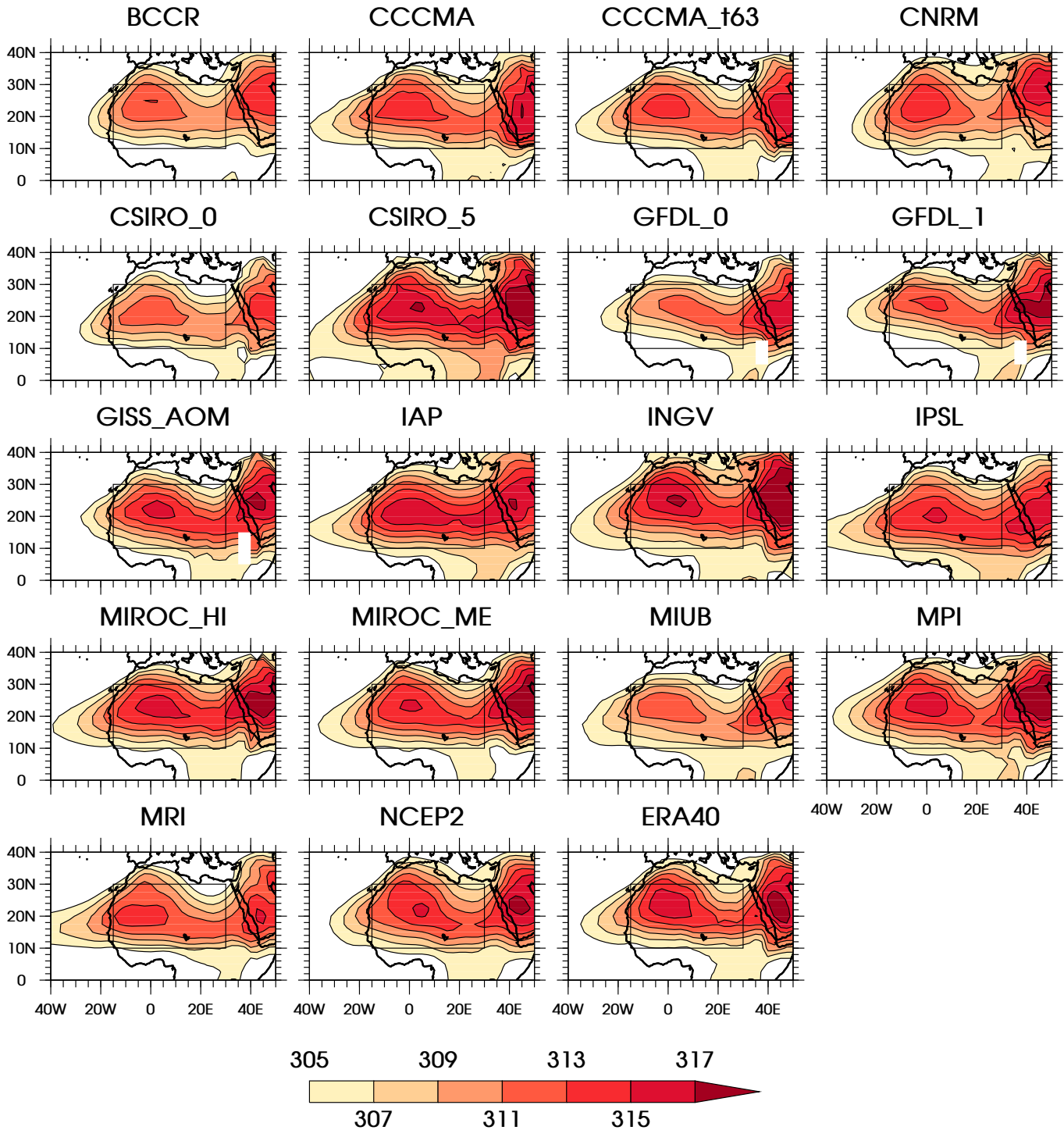


Figure 6.5 – Climatologie sur la saison JJAS de la température potentielle à 850 hPa (en K) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).

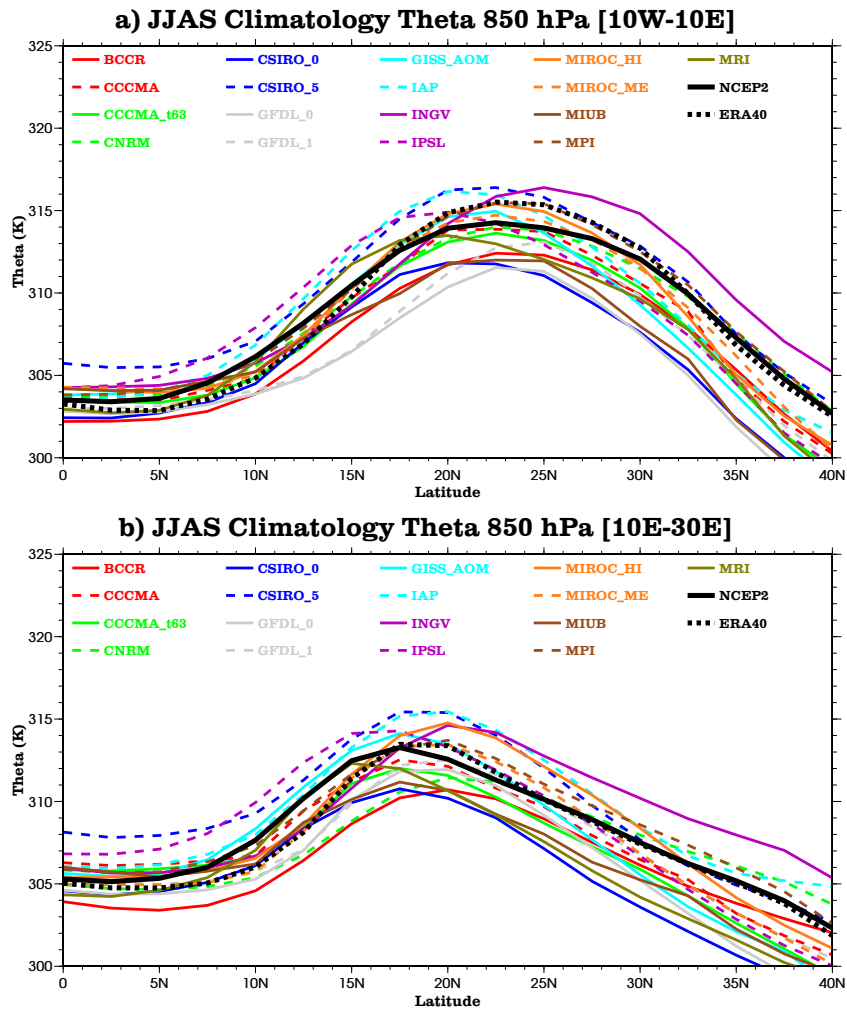


Figure 6.6 – Climatologie sur la saison JJAS de la température potentielle à 850 hPa (en K) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), moyennée entre a) 10°O et 10°E, et b) 10°E et 30°E.

satisfaisante. Toutefois, une partie des MCGs restent encore trop chauds, sur le Sahel au sud de 17.5°N (CSIRO_5 et IPSL), et/ou sur le désert, au nord de 17.5°N (CSIRO_5, IAP, INGV et MIROC_HI). D'autres modèles sont, au contraire, trop froids (e.g., BCCR, CNRM, CSIRO_0 et MIUB).

6.2.2.2 Un rôle des ventilations ?

La Méditerranée

Les MCGs de CMIP3 possèdent également de fortes différences en température au-dessus du Golfe de Guinée (Fig. 6.6.a), ainsi qu'au-dessus de la mer Méditerranée (Figs. 6.6.a et b). INGV, qui est un des modèles les plus chauds sur le Sahara, est également le plus chaud au-dessus de la mer Méditerranée, alors que CSIRO_0 est à la fois un des modèles dont la dépression thermique est la plus faible, et dont la température au-dessus de la Méditerranée est la plus froide. Cette remarque nous interroge sur le rôle que peut avoir la Méditerranée dans l'équilibre thermique des modèles sur le Sahara. De manière plus quantitative, la figure 6.7.a montre que cette relation est relativement bien vérifiée parmi l'ensemble des modèles. Aux échelles climatiques, plus la température de la Méditerranée Est, approximée par la moyenne $\theta_{925}^{\text{MED-Est}}$ de θ_{925} sur 30°N – 40°N , 10°E – 30°E , est élevée, plus l'intensité de la dépression thermique (moyenne $\theta_{925}^{\text{SHL}}$ de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°O – 10°E) est importante. Au contraire, plus l'est de la Méditerranée est froid, plus le *heat low* est faible. Du diagramme de dispersion de la figure 6.7.a émerge donc une relation quasi linéaire, et relativement robuste (coefficient de corrélation linéaire égal à 0.75), entre intensité du SHL et température de la Méditerranée. La pente de cette relation est de l'ordre de 1, indiquant qu'une variation de 1 K de l'intensité du SHL correspond à la même variation de la température au-dessus de la Méditerranée.

Le Sahara Oriental (20°N – 30°N , 10°E – 30°E) semble jouer le rôle de passerelle entre la Méditerranée et le SHL (Fig. 6.8). D'une part (Fig. 6.8.b), plus la Mé-

⁶Par commodité, nous supposons que la température potentielle à 925 hPa peut, à ces échelles de temps, être considérée comme un proxy des TSMs.

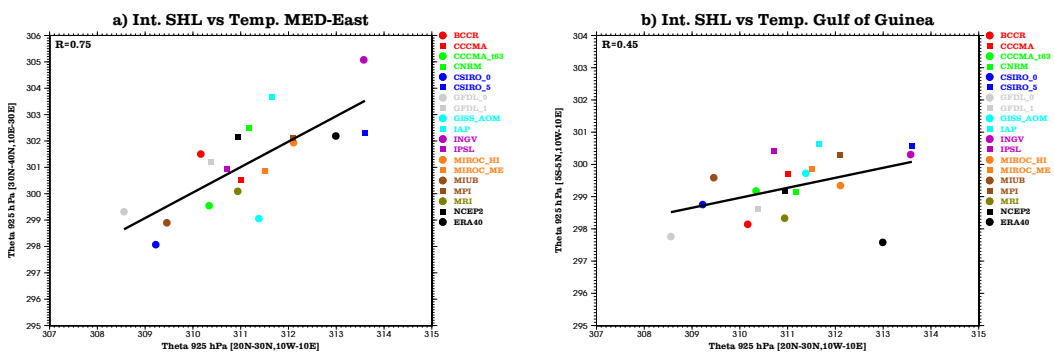


Figure 6.7 – a) Intensité de la dépression thermique $\theta_{925}^{\text{SHL}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°O – 10°E), en fonction de la température au-dessus de la Méditerranée Est $\theta_{925}^{\text{MED-Est}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 30°N – 40°N , 10°E – 30°E). Chaque point correspond à l'équilibre atteint par un des modèles de CMIP3 sur l'ensemble des saisons JJAS 1971–2000, ou par une des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). La droite en trait plein épais indique la droite de régression linéaire, dont le coefficient de corrélation linéaire est indiqué en haut à gauche (R). b) *Idem* a), mais en fonction de la température au-dessus du Golfe de Guinée θ_{925}^{GG} (en K, moyenne de θ_{925} sur 5°S – 5°N , 10°O – 10°E).

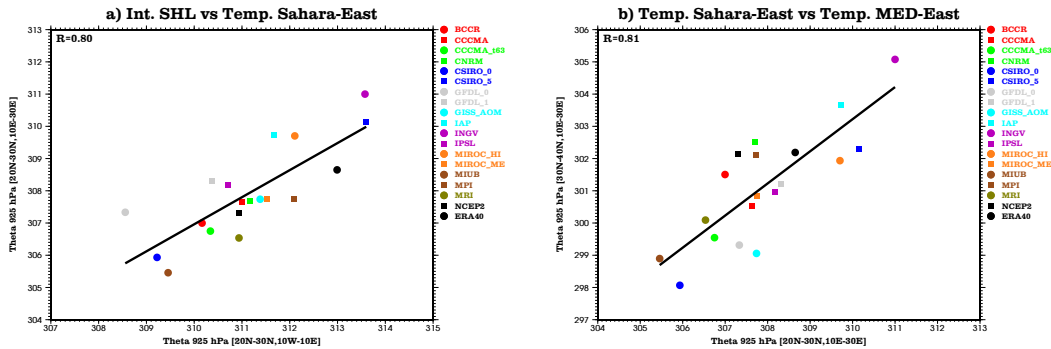


Figure 6.8 – a) *Idem* Fig. 6.7.a mais en fonction de la température au-dessus de l’est du Sahara $\theta_{925}^{\text{SAH-Est}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°E – 30°E). b) *Idem* a), mais pour la température au-dessus de l’est du Sahara $\theta_{925}^{\text{SAH-Est}}$, en fonction de la température au-dessus de la Méditerranée $\theta_{925}^{\text{MED-Est}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 30°N – 40°N , 10°E – 30°E).

diterranée est chaude (froide), plus le Sahara Oriental l’est aussi (vice-versa), et, d’autre part (Fig. 6.8.a), plus le Sahara Oriental est chaud (froid), plus le SHL est intense (faible). Chacune de ces deux relations est quasi linéaire avec un coefficient de corrélation linéaire de 0.8 environ : elles apparaissent un peu plus robustes que la relation directe entre SHL et Méditerranée Est, cohérent avec la circulation des basses couches de la région, qui fait « transiter » les masses d’air méditerranéennes sur le Sahara Oriental avant d’arriver dans la région du *heat low* (voir la figure 1.9 par exemple).

Nous avons montré, dans le chapitre 4, que la variabilité intrasaisonnière du SHL, et plus largement de la température sur l’Afrique du Nord, était pilotée par les moyennes latitudes, au moyen du processus de ventilation notamment, i.e. de l’advection sur le continent d’air frais et humide en provenance de la mer. À l’échelle climatique, on pourrait naturellement supposer que cette ventilation joue un rôle important sur l’équilibre de la dépression thermique, et qu’une ventilation faible (forte) pourrait être à l’origine d’un faible (fort) refroidissement sur le continent, et donc d’une dépression thermique intense (faible). Le vent méridien moyen sur la Méditerranée Est $V_{925}^{\text{MED-Est}}$ est, en fait, en équilibre avec la température $\theta_{925}^{\text{SAH-Est}}$ du Sahara Oriental (Fig. 6.9.a) : plus ce dernier est chaud (froid), plus le vent méridien est intense (faible). La relation de la figure 6.8.b, notamment le fait que la pente associée soit proche de 1 (i.e. le gradient méridien de température varie peu), induit alors que la ventilation par le vent moyen est également plus intense (faible), dans le cas où le Sahara Oriental est plus chaud (froid). Cette partie de la ventilation (advection de température par le vent moyen) ne permet donc pas d’expliquer les différences d’intensité du SHL dans les modèles de CMIP3, qui, à l’échelle climatique, seraient alors plutôt reliées à la représentation de la variabilité, intrasaisonnière notamment, des ventilations, et/ou des processus au cœur du SHL (turbulence, rayonnement...)

Le Golfe de Guinée

La relation entre l’intensité du flux de mousson et celle de la dépression thermique semble être de la même nature que la précédente.

Le SHL peut également être impacté par l’advection d’air frais et humide sur son flanc sud. Aux échelles climatiques, l’intensité du SHL est, d’une part, relativement

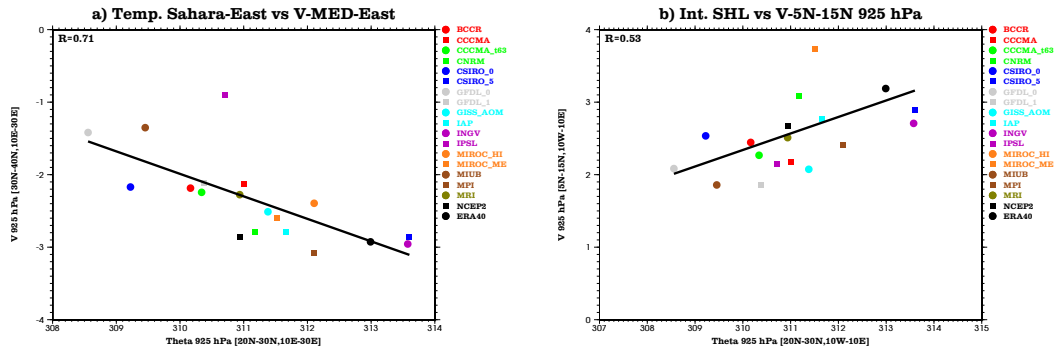


Figure 6.9 – a) *Idem* Fig. 6.7, mais pour la température au-dessus de l’est du Sahara $\theta_{925}^{\text{SAH-Est}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°E – 30°E), en fonction du vent méridien à 925 hPa $V_{925}^{\text{MED-Est}}$ au-dessus de l’est de la Méditerranée (en m s^{-1} , moyenne de V_{925} sur 30°N – 40°N , 10°E – 30°E). b) *Idem* a), pour l’intensité de la dépression thermique $\theta_{925}^{\text{SHL}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°O – 10°E). c) *Idem* a), pour l’intensité de la dépression thermique $\theta_{925}^{\text{SHL}}$ (en K, moyenne de θ_{925} sur 20°N – 30°N , 10°O – 10°E), en fonction du vent méridien à 925 hPa $V_{925}^{5\text{N}-15\text{N}}$ sur le Sahel (en m s^{-1} , moyenne de V_{925} sur 5°N – 15°N , 10°O – 10°E).

bien corrélée à la température au-dessus du Golfe de Guinée (Fig. 6.7.b) : un SHL plus intense (faible) est statistiquement associé à un Golfe de Guinée plus chaud (froid). Cette relation est toutefois moins robuste que celle que nous avons décrite plus haut, entre l’intensité du SHL et la température au-dessus de la Méditerranée (Fig. 6.7.a). D’autre part (Fig. 6.9.b), un SHL plus intense (faible) est associé à un flux de mousson plus fort (faible). Comme le gradient méridien de température entre le Golfe de Guinée et le SHL augmente lorsque l’intensité du SHL augmente (pente inférieure à 1 sur la figure 6.7.b), la ventilation par la vent méridien moyen, au sud du SHL, croît lorsque l’intensité de ce dernier augmente, ce qui ne permet pas d’expliquer simplement les différences d’intensité des SHL des modèles. Comme précédemment, celles-ci feraient donc intervenir les effets moyens de la variabilité de la ventilation et des processus internes au SHL. Ruti *et al.* (2010) suggèrent, par exemple, que les interactions nuages-rayonnement et/ou aérosols-rayonnement pourraient avoir un rôle essentiel dans l’équilibre moyen du SHL.

6.2.2.3 Un impact sur la ZCIT ?

La ZCIT est étroitement liée au gradient de température entre le Sahara et le Golfe de Guinée, qui pilote l’intensité du flux de mousson (section 1.2.3.1). On peut effectivement déduire cette relation des figures 6.7.b et 6.9.b : plus le gradient est intense, plus le vent méridien des basses couches tend à être fort sur le Sahel. Cette relation est également assez bien vérifiée pour le vent zonal à 925 hPa (non montré). De ce résultat, on pourrait s’attendre à ce que l’augmentation du gradient méridien de température sur l’Afrique de l’Ouest, associée à une intensification du flux de mousson et donc de la quantité d’humidité sur le continent, conduise aussi à une intensification de la ZCIT sur le continent. La figure 6.10.a montre cependant qu’il n’existe pas *a priori* de relation linéaire simple, à l’échelle climatique des MCGs de CMIP3, entre l’intensité du gradient méridien de température sur le Sahel et de l’intensité de la ZCIT. Cette intensité, bien que sans doute reliée à la quantité d’humidité disponible dans les basses couches, dépend aussi très fortement de la physique des modèles de climat. En revanche, la différence de température entre le SHL et l’Atlantique équatorial est assez bien corrélée avec le positionnement en latitude de la ZCIT (Fig. 6.10.b) : un gradient plus intense correspond à une

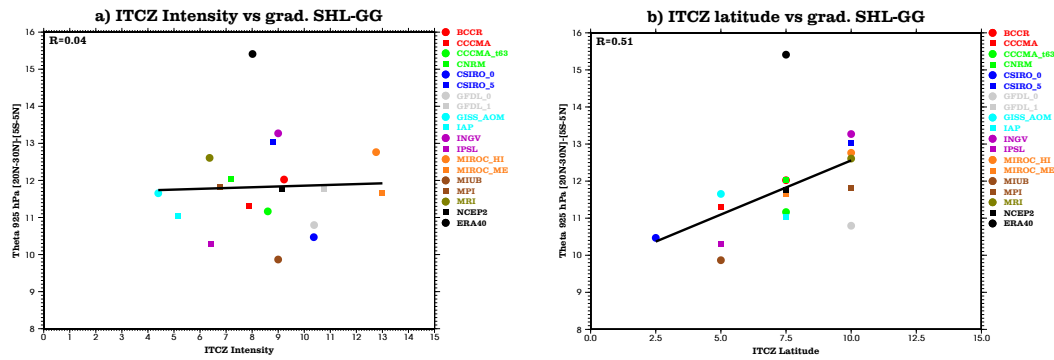


Figure 6.10 – a) Intensité de la ZCIT (en mm jour^{-1}), calculée comme le maximum des précipitations moyennées entre 10°O – 10°E , en fonction du gradient de température $\theta_{925}^{\text{SHL}} - \theta_{925}^{\text{GG}}$ entre la région du SHL et le Golfe de Guinée. Chaque point correspond à l'équilibre atteint par un des modèles de CMIP3 sur l'ensemble des saisons JJAS 1971–2000, ou par l'une des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). La droite en trait plein épais indique la droite de régression linéaire, dont le coefficient de corrélation linéaire est indiqué en haut à gauche (R). b) *Idem* a), mais pour la latitude de la ZCIT (en $^{\circ}\text{N}$), repérée comme la latitude du maximum des précipitations moyennées entre 10°O – 10°E , en fonction du gradient de température $\theta_{925}^{\text{SHL}} - \theta_{925}^{\text{GG}}$ entre la région du SHL et le Golfe de Guinée.

ZCIT plus au nord, tandis qu'un gradient plus faible réduit la montée de la ZCIT sur le continent. La latitude de la ZCIT pourrait ainsi être vue comme la réponse à ce gradient thermique, qui, en contrôlant en bonne partie l'intensité du flux de mousson, piloterait aussi la répartition de l'humidité dans les basses couches sur le Sahel, et donc la répartition de l'énergie disponible pour la convection.

6.2.3 La circulation de mousson

6.2.3.1 Description générale

La circulation de la MAO a été décrite dans la section 1.2.3. Elle est caractérisée par :

- le flux de mousson, qui est associé au vent de sud-ouest dans les basses couches, apportant l'humidité sur le continent ;
- l'Harmattan, qui est un vent chaud et sec de nord-est, qui souffle sur le Sahara et le nord du Sahel ;
- le jet d'est africain (JEA) en moyenne troposphère, vers 700–600 hPa, sur lequel se développent les ondes d'est ;
- le jet d'est tropical (JET) vers 200 hPa, généré par la convection de la mousson indienne, et qui se renforce à son passage sur l'Afrique de l'Ouest ;
- et enfin le jet d'ouest subtropical au-dessus de la Méditerranée.

Presque tous les modèles de CMIP3 parviennent à représenter une telle circulation moyenne de la mousson (Fig. 6.11), pour laquelle même les deux réanalyses NCEP2 et ERA40 présentent des différences relativement importantes (intensité et épaisseur du flux de mousson et du JET – voir aussi Hourdin *et al.*, 2010).

JJAS Climatology Zonal Wind [10W-10E]

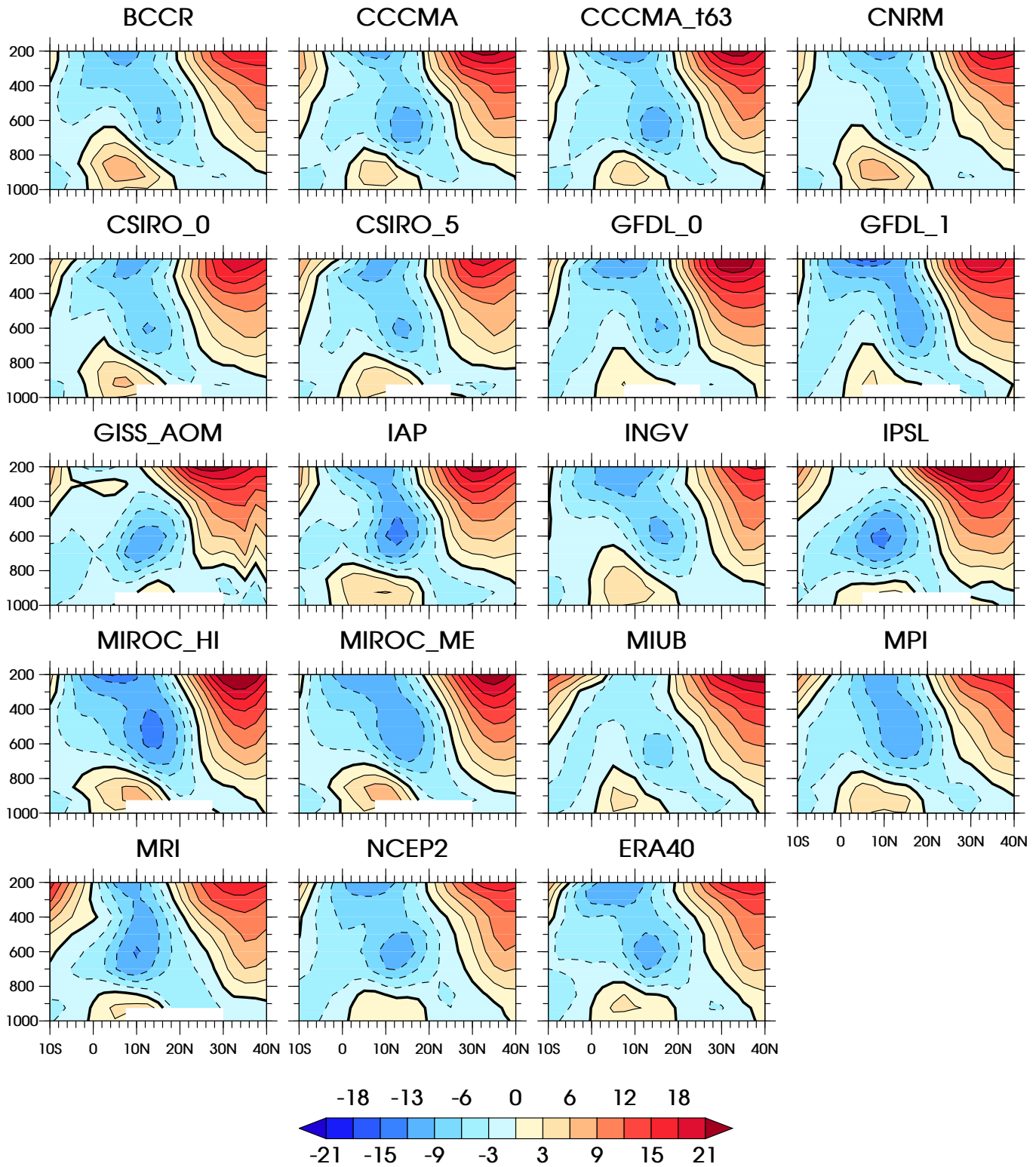


Figure 6.11 – Climatologie sur la saison JJAS du vent zonal (m s^{-1}), moyenné entre 10°O et 10°E , pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).

Seuls les modèles GISS_AOM et IPSL semblent rater une partie de cette circulation moyenne : leur JET est très faible sur l'Afrique, de manière cohérente avec la très faible convection qu'ils y simulent (Fig. 6.1), et qui ne réussit donc pas à le renforcer. En réponse à cette quasi-absence du JET, le JOST s'étend largement vers le sud, et est très intense dans le cas du modèle IPSL.

Certains MCGs ont un flux de mousson très intense, supérieur à 6 m s^{-1} (BCCR, CNRM, CSIRO_0, MIROC_HI, MIROC_ME), associé à un gradient méridien de température plus élevé (voir section précédente). Ce flux est souvent très épais (dépassé 800 hPa à 10°N), notamment dans BCCR, CNRM, INGV, MIROC_HI et MIROC_ME, mais est aussi parfois très mince, comme dans GISS_AOM et IPSL. Le JEA est bien marqué dans la plupart des modèles, sauf notablement dans CNRM, GFDL_1, MIROC_ME, et MPI, où il ressemble plus à une extension du JET dans la moyenne troposphère. Il est d'ailleurs plutôt trop faible dans CNRM et MIUB. En revanche, IAP, IPSL, MIROC_HI et MRI représentent un JEA très intense ($< -13 \text{ m s}^{-1}$). Enfin, comme mentionné ci-dessus, le JET est présent dans tous les modèles sauf GISS_AOM et IPSL. Il est, par ailleurs, très faible dans MIUB. Le JOST présente une assez grande disparité parmi l'ensemble des modèles, à la fois en position et en intensité.

6.2.3.2 Un lien avec la dépression thermique ?

Thorncroft et Blackburn (1999) ont montré que le JEA était très étroitement relié à la dépression thermique saharienne. La figure 6.12.a indique qu'aux échelles climatiques, l'intensité du JEA est qualitativement assez bien reliée à l'intensité de la dépression thermique. Plus celle-ci est intense, plus le JEA est fort, et réciproquement. Cette relation est cohérente avec le schéma conceptuel de Thorncroft et Blackburn (1999), où la branche de retour en moyenne troposphère de la circulation méridienne associée au SHL joue un rôle important dans la génération du JEA (section 1.2.3.5). Plus le SHL est intense, plus la divergence à son sommet l'est aussi. La circulation méridienne s'en trouve donc elle aussi renforcée, accélérant alors le JEA par effet Coriolis. On remarquera, cependant, que la position en latitude du JEA ne semble pas avoir de lien clair avec l'intensité du SHL.

Thorncroft et Blackburn (1999) insistent aussi sur le fait que la ZCIT joue un rôle important dans le maintien du JEA, bien que, dans leur modèle idéalisé, elle ne soit pas indispensable à sa génération. La latitude du JEA apparaît assez fortement reliée à la position de la ZCIT (Fig. 6.13.a) : une ZCIT plus intense correspond à un JEA plus nord, et *vice-versa*. Cette relation est cohérente avec Hourdin *et al.* (2010), qui, sur un ensemble de modèles beaucoup plus restreint (les modèles d'AMMA-MIP – section 1.4), trouvaient une corrélation positive entre la position du JEA et le cumul de pluies sur le Sahel. Ils suggéraient alors que la dispersion des modèles pouvait être attribuée à des décalages en latitude du système de mousson dans son ensemble. La figure 6.13 montre cependant qu'il n'y a pas de corrélation significative entre position du JEA et position de la ZCIT dans l'ensemble des modèles de CMIP3. Plutôt qu'un contrôle du JEA sur l'intensité de la ZCIT comme le propose Nicholson et Grist (2003, voir aussi section 1.4.1), on pourrait interpréter cette relation comme une conséquence de l'intensité de la ZCIT, qui, en modifiant la structure du champ de température, contrôlerait la position du JEA. Il est, cependant, difficile de diagnostiquer, dans cet équilibre, qui est la conséquence de l'autre.

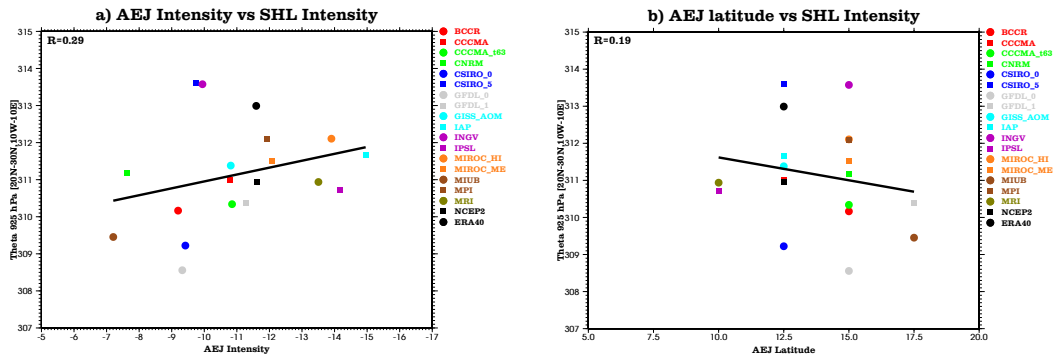


Figure 6.12 – a) *Idem* Fig. 6.10.a mais pour l'intensité du JEA (en $m s^{-1}$), calculée comme le minimum du vent zonal moyenné entre $10^{\circ}O-10^{\circ}E$, en fonction de l'intensité du SHL (moyenne de θ_{925} sur $20^{\circ}N-30^{\circ}N$, $10^{\circ}O-10^{\circ}E$). b) *Idem* a), mais pour la latitude du JEA (en $^{\circ}N$), repérée comme la latitude du minimum du vent zonal moyenné entre $10^{\circ}O-10^{\circ}E$, en fonction de l'intensité du SHL.

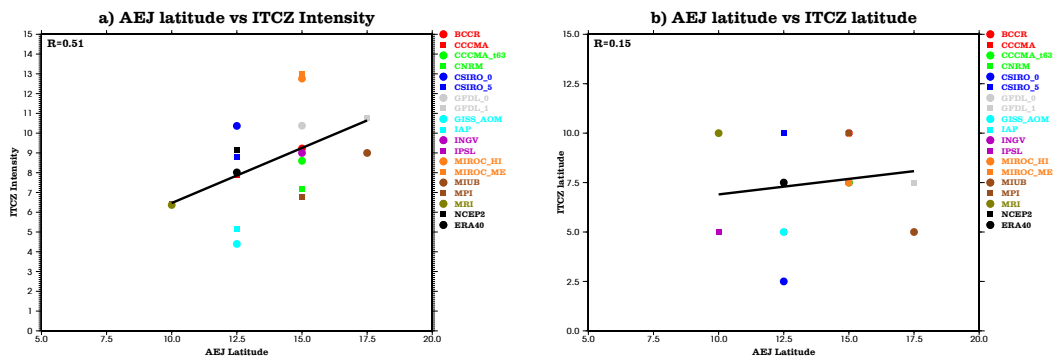


Figure 6.13 – a) *Idem* Fig. 6.10.a mais pour la latitude du JEA (en $^{\circ}N$), repérée comme la latitude du minimum du vent zonal moyenné entre $10^{\circ}O-10^{\circ}E$, en fonction de l'intensité de la ZCIT, calculée comme le maximum des précipitations moyennées entre $10^{\circ}O-10^{\circ}E$. b) *Idem* a), mais, en fonction de la latitude de la ZCIT (en $^{\circ}N$), repérée comme la latitude du maximum des précipitations moyennées entre $10^{\circ}O-10^{\circ}E$.

6.3 VARIABILITÉ INTRASAISSONNIÈRE DE LA MAO DANS LES MCGS DE CMIP3

La variabilité intrasaisonnière a été définie dans la section 3.1. Elle comprend toutes les échelles de variabilité entre 1 et 90 jours. Les caractéristiques principales de l'ISV de la MAO ont été décrites dans les sections 3.2 et 3.4.1, pour celle de la convection, et dans la section 4.1, pour celle de la dépression thermique saharienne. Nous évaluons dans cette section la capacité des modèles de CMIP3 à en reproduire leurs principales propriétés.

6.3.1 *La convection : précipitations et convection*

La variabilité intrasaisonnière des précipitations et de l'OLR sur l'Afrique de l'Ouest est caractérisée par différentes échelles (sections 3.2 et 3.4.1) :

- La convection sur l'Afrique de l'Ouest est, pour l'essentiel, modulée aux échelles inférieures à 10 jours, à plus de 80%. Environ la moitié correspond aux échelles inférieures à 3 jours (section 3.2, Fig. 3.4), soulignant le caractère très peu persistant de la convection dans cette région. Le Sahel est, de ce fait, une zone très particulière pour la convection, quasiment unique, où l'autocorrélation d'ordre 1 des précipitations est nulle, voire négative (section 3.4.1, Fig. 3.16). La seconde moitié est donc associée aux échelles entre 3 et 10 jours, essentiellement reliée à la forte activité synoptique de la région, notamment les ondes d'est.
- Le reste des échelles intrasaisonnières, entre 10 et 90 jours, correspond donc à environ 20% de la variabilité intrasaisonnière totale de la convection. Bien qu'associée à une variance plus faible, elles sont à l'origine de fluctuations importantes de la convection sur le Sahel, de l'ordre de ± 4 mm jour⁻¹ en précipitations, et de ± 15 W m⁻² en OLR (section 3.2). Deux échelles prépondérantes ont été mises en évidence, autour de 15 jours (sur l'est de l'océan Atlantique et sur le Sahel Est notamment) et de 40–60 jours (sur le Sahel Ouest notamment).

6.3.1.1 *Caractéristiques générales*

Les figures 6.14 et 6.15 illustrent la variabilité intrasaisonnière totale pour chacun des modèles de CMIP3 et chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40, en termes de précipitations et d'OLR, respectivement. L'amplitude et la structure spatiale de l'ISV simulée par l'ensemble des modèles varient énormément d'un modèle à l'autre, surtout en termes d'OLR.

Les précipitations

Quatre modèles (INGV, MIROC_HI, MIROC_ME et NCEP2) simulent une variance des précipitations particulièrement importante sur la région de la MAO (Fig. 6.14). De manière plus quantitative, le rapport moyen, sur le Sahel Ouest, entre la variance intrasaisonnière totale de ces quatre modèles et celles des observations GPCP varie entre 1.5 et presque 4 (Fig. 6.16.a). À l'opposé, sept modèles (CSIRO_0, GFDL_0, GFDL_1, GISS_AOM, IAP, IPSL et MRI) ont une variance des précipitations très faible (Fig. 6.14). Sur le Sahel Ouest (Fig. 6.16.a), elle est environ

[hp90] Precipitation Variance

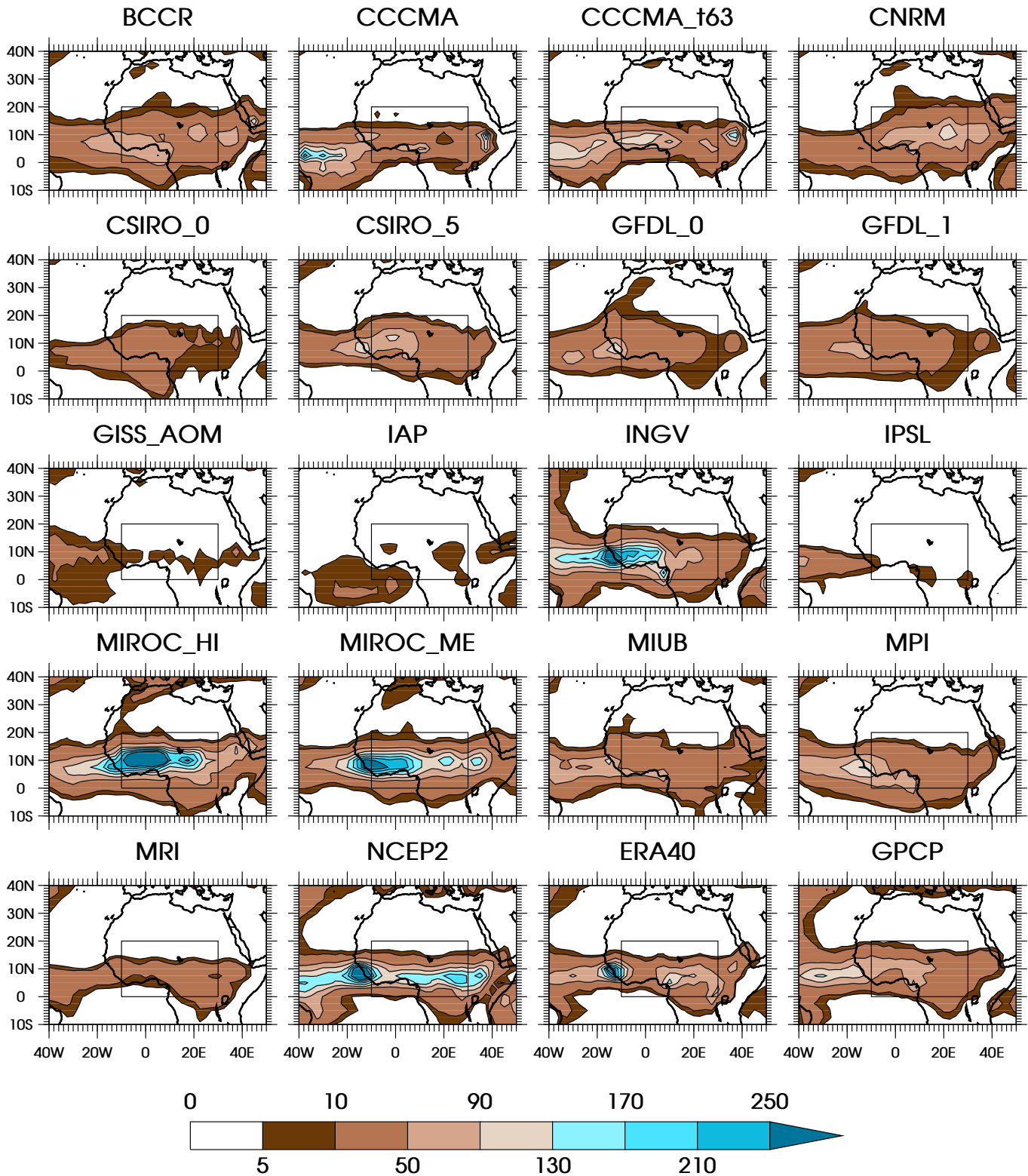


Figure 6.14 – Variance intrasaisonnière totale des précipitations (en $\text{mm}^2 \text{jour}^{-2}$) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006). Les données ont été filtrées à l’aide d’un filtre digital passe-haut à 90 jours avant le calcul de la variance.

[hp90] OLR Variance

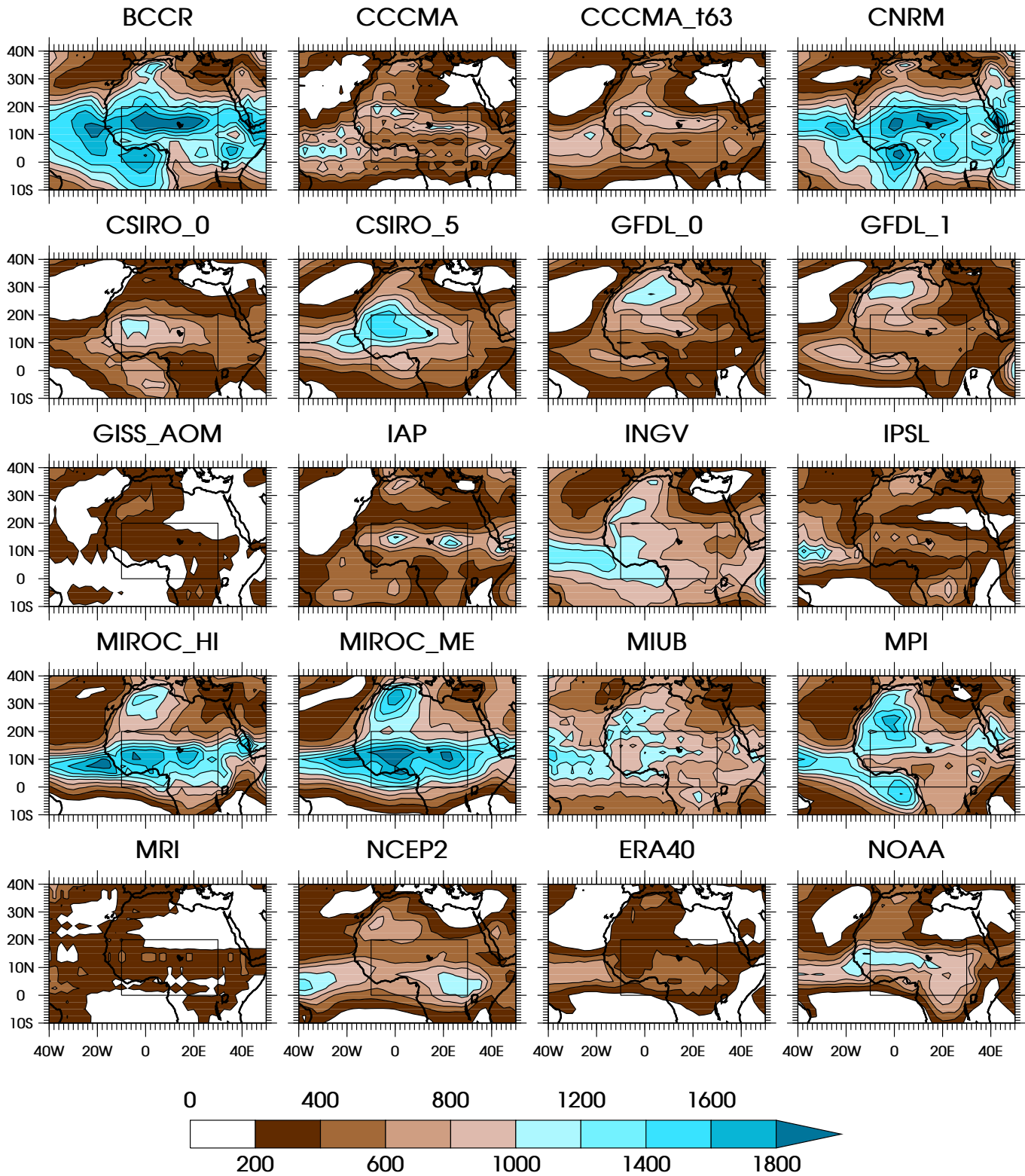


Figure 6.15 – Variance intrasaisonnière totale de l'OLR (en $W^2 m^{-4}$) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données NOAA (1979–2007). Les données ont été filtrées à l'aide d'un filtre digital passe-haut à 90 jours avant le calcul de la variance.

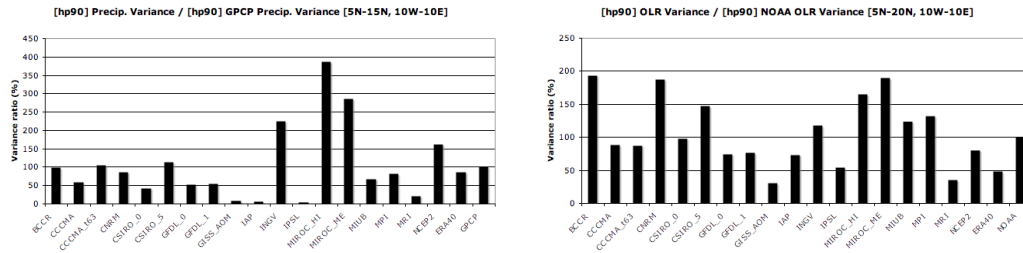


Figure 6.16 – a) Rapport (en %) entre la variance intrasaisonnière totale des précipitations (< 90 jours) et celle des précipitations GPCP, moyenné dans le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40. b) *Idem* a), mais pour le rapport entre la variance intrasaisonnière totale de l’OLR et celle de l’OLR de la NOAA.

deux fois plus faible que celle des observations GPCP, pour CCCMA, CSIRO_0, GFDL_0, GFDL_1 et MIUB, et plus de cinq fois plus faible pour GISS_AOM, IAP, IPSL et MRI. Au final, seuls les modèles BCCR, CCCMA_t63, CNRM, CSIRO_5, MPI et ERA40 réussissent à simuler une amplitude réaliste des fluctuations intrasaisonnières des précipitations dans la région de la MAO. Les modèles, qui font peu de pluies sur le continent, y ont, généralement, une variabilité intrasaisonnière totale faible (GISS_AOM, IAP et IPSL), et ceux qui, au contraire, font beaucoup pleuvoir, y ont une variabilité forte (INGV, MIROC_HI, MIROC_ME, NCEP2). Cependant, des modèles, comme CSIRO_5, GFDL_0 et GFDL_1, qui simulent de fortes précipitations sur le continent et/ou sur l’océan, ont, en comparaison, une relativement faible ISV.

La structure spatiale de la variance intrasaisonnière des précipitations (Fig. 6.14) coïncide, pour la plupart des modèles, avec celle du champ de précipitations (Fig. 6.1), ce qui est cohérent avec la nature de cette variable, bornée inférieurement par 0. Dans la bande 10°O–10°E, les MCGs tendent donc à placer un maximum de variance à la latitude où ils positionnent leur ZCIT. La figure 6.17 confirme la forte corrélation entre l’intensité de la ZCIT et l’amplitude de sa variabilité intrasaisonnière, avec un coefficient de corrélation linéaire de presque 0.8. Sur le Sahel Ouest, plusieurs modèles semblent cependant sortir notablement de l’équilibre moyen entre ces deux paramètres (Fig. 6.17.a) : CSIRO_0, GFDL_0 et GFDL_1 ont une variance plutôt faible par rapport à la quantité moyenne de précipitations simulée, tandis que MIROC_HI et MIROC_ME tendent à avoir une variance très élevée, même pour la forte intensité moyenne de leur ZCIT. Pour le premier groupe de modèles, on pourrait alors suggérer que la quantité moyenne de précipitations dans la ZCIT est le résultat de précipitations relativement homogènes dans le temps, i.e. il tend à pleuvoir tous les jours une quantité similaire. En revanche, pour les deux modèles japonais (MIROC_HI et MIROC_ME), et dans une moindre mesure INGV et NCEP2, le comportement est radicalement différent : il pleut, vraisemblablement, de manière assez chaotique des quantités très élevées par rapport à la moyenne. Ces deux types de comportement seront quantifiés de manière un peu plus précise dans la section suivante. Plus à l’est (Fig. 6.17.b), la corrélation entre intensité et variance de la ZCIT est également très forte, mais la disparité des modèles apparaît un peu plus faible. Pour cette région, GFDL_0 et GFDL_1 sont plus proches du comportement moyen de l’ensemble des modèles. CNRM, MIROC_HI, MIROC_ME et NCEP2 ont une variance intrasaisonnière particulièrement élevée, tandis qu’elle est très faible pour CSIRO_0, GISS_AOM, IAP et IPSL. Ces quatre modèles, bien

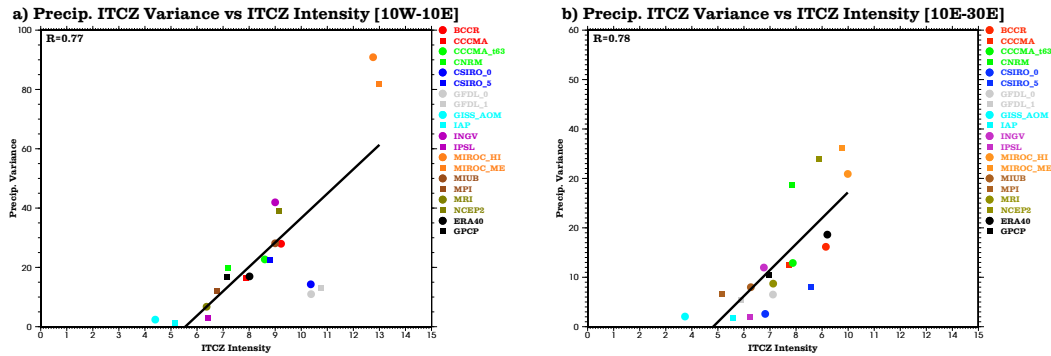


Figure 6.17 – a) Variance intrasaisonnière, à la latitude de la ZCIT, des précipitations moyennées entre 10°O et 10°E (en $\text{mm}^2 \text{jour}^{-2}$), en fonction de l’intensité de la ZCIT sur le Sahel Ouest (en mm jour^{-1}), déterminée comme le maximum des précipitations moyennées sur 10°O–10°E. La variance intrasaisonnière est la variance des données filtrées à l’aide d’un filtre digital passe-haut à 90 jours (section 2.2.3.1). b) *Idem* a), mais pour la bande 10°E–30°E.

qu’ayant une variance du même ordre de grandeur, ont des taux moyens de précipitations très différents, indiquant que les précipitations de CSIRO_0 sont, par exemple, plus proches en valeur relative de leur moyenne, et donc d’une certaine manière plus régulières.

L’ISV des précipitations présente également un gradient est-ouest de variance positif (Fig. 6.14). Si la plupart des modèles capturent ce gradient sur le continent (sauf notablement CNRM, NCEP2 et ERA40), peu réussissent à représenter celui entre le continent et l’océan Atlantique Est. Seuls les modèles CCCMA, CCCMA_t63, GISS_AOM, IPSL, MIUB et MPI semblent y parvenir, de la même manière qu’ils réussissent à simuler le gradient est-ouest de précipitations (Fig. 6.1).

Le diagramme de Taylor de la figure 6.18.a résume la capacité des modèles à représenter une structure spatiale réaliste de la variabilité intrasaisonnière des précipitations sur le continent. Cette structure étant très liée à celle du champ moyen de précipitations, les MCGs ont des difficultés certaines à correctement situer les maximums de variance, d’où des scores de corrélations assez faibles. On retrouve le large éventail des amplitudes simulées. À la vue de cette métrique, c’est CSIRO_5 qui apparaîtrait avoir la variabilité intrasaisonnière de la MAO la plus réaliste, aussi bien en termes de structure spatiale qu’en termes d’amplitude.

La résolution semble avoir une contribution positive à la quantité de variabilité intrasaisonnière des précipitations simulée : l’augmentation de la résolution de MIROC_ME à MIROC_HI, et celle de CCCMA à CCCMA_t63, conduisent à un accroissement de l’ISV sur l’Afrique de l’Ouest (Figs. 6.16.a et 6.17). De même, les modèles, dont la résolution est fine (INGV et MIROC_HI), ont une variance intrasaisonnière très forte, tandis que ceux, dont la résolution est parmi les plus grossières (GISS_AOM, IAP, IPSL) ont une variabilité très faible. MIROC_ME fait un peu figure d’exception, qui, malgré une troncature T42, possède l’ISV la plus élevée, juste derrière MIROC_HI.

En revanche, le choix de la paramétrisation de la convection n’apparaît pas réellement fondamental. Les modèles en fermeture en CAPE peuvent simuler aussi bien un déficit qu’un excès d’ISV des précipitations, comme les modèles en fermeture en convergence d’humidité. Par ailleurs, un même schéma de convection, comme celui de Pan et Randall (1998), peut être associé, dans un modèle, un fort

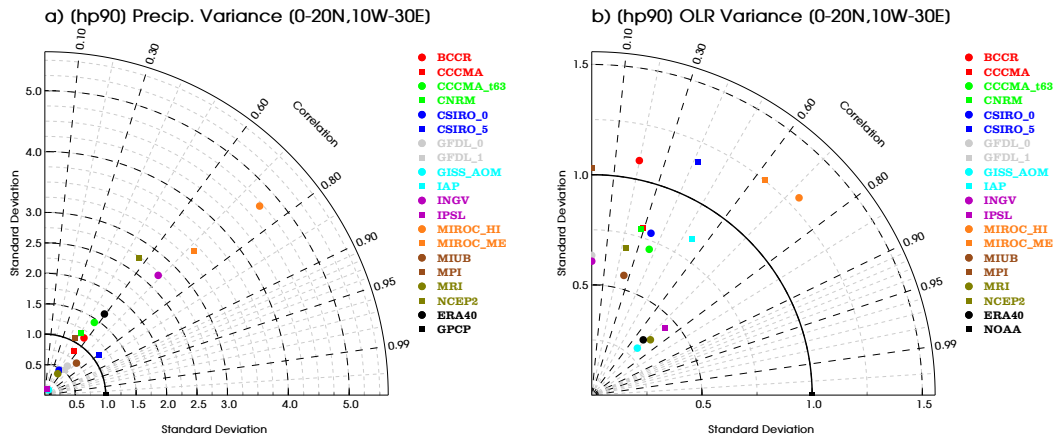


Figure 6.18 – Diagramme de Taylor pour la variance intrasaisonnière des précipitations et de l’OLR sur le domaine 0°N – 20°N , 10°O – 30°E . Ce domaine est indiqué sur chacun des panneaux des figures 6.14 et 6.15.

excès d’ISV (MIROC_HI et MIROC_ME), et dans un autre (éventuellement avec des réglages différents), un déficit important (MRI). C’est également le cas de la paramétrisation de Tiedke (1989)/Nordeng (1994) (INGV en comparaison de MIUB, par exemple).

L’OLR

La structure de la variabilité intrasaisonnière de l’OLR est aussi un élément délicat à capturer (Fig. 6.15). Dans les observations de la NOAA, celle-ci correspond à une bande zonale assez fine, sur le flanc nord de la ZCIT continentale (Fig. 6.3). Peu de modèles capturent la bonne amplitude de la variance de l’OLR : sur le Sahel Ouest, elle est de 150 à presque 200% trop élevée dans BCCR, CNRM, CSIRO_5, MIROC_HI et MIROC_ME, et de 50% trop faible, au moins, dans GISS_AOM, IPSL, MRI et ERA40 (Fig. 6.16.b). Les autres modèles réussissent à simuler une amplitude raisonnable de cette variabilité.

Malgré cette très grande diversité dans l’amplitude de cette variabilité, beaucoup de modèles semblent être capables de capturer cette zone de maximums de variance sur le flanc nord de la ZCIT. Seuls les modèles GFDL_0, GFDL_1, GISS_AOM, INGV, MIUB, NCEP2 et ERA40 ratent cette structure : INGV et MIUB simulent, à l’ouest de 10°E , une bande quasi continue en latitude de forte variance ; pour NCEP2 et ERA40, le maximum de variance tend à se placer au niveau de la ZCIT, et non sur son flanc nord. Les deux réanalyses NCEP2 et ERA40 représentent, par ailleurs, plutôt une bande zonale discontinue, avec un minimum de variance sur le Sahel Ouest. On notera, aussi, que la plupart des modèles simulent un maximum de variance sur le flanc sud de leur ZCIT, non observé dans les données de la NOAA. Comme en section 6.2.1, on retrouve que, bien que le modèle IPSL ait des difficultés à avoir une bonne ZCIT en termes de précipitations (en climatologie et en variance), il apparaît meilleur en termes d’OLR. C’est même l’un de ceux qui simulent la structure la plus réaliste de la variance intrasaisonnière de l’OLR sur le continent, avec MRI et GISS_AOM (Fig. 6.18.b). Malgré une variance assez élevée, MIROC_HI est, aussi, particulièrement performant pour l’ISV de l’OLR.

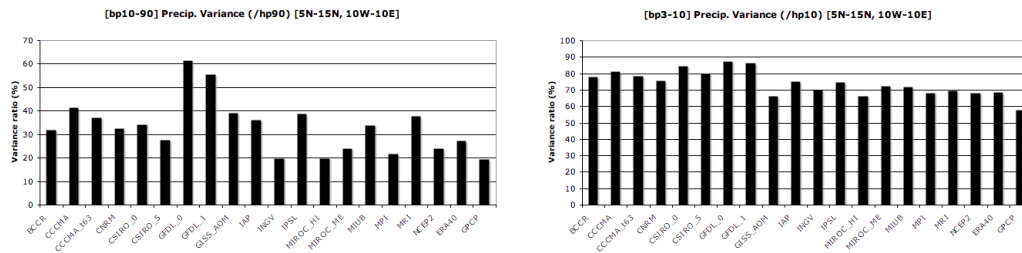


Figure 6.19 – a) Rapport (en %) entre la variance des précipitations dans la bande 10–90 jours et celle associée aux échelles inférieures à 90 jours, moyenné dans le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40, et les données GPCP. b) *Idem* a), mais pour le rapport entre la variance dans la bande 3–10 jours et celle associée aux échelles inférieures à 10 jours.

6.3.1.2 Répartition de la variance intrasaisonnière

La variabilité intrasaisonnière des précipitations sur l’Afrique de l’Ouest, correspond, pour la plus grande partie ($\sim 80\%$ – sections 3.2 et 3.4.1), aux échelles inférieures à 10 jours, i.e. aux échelles synoptiques. Les modèles de CMIP3 ne parviennent pas tous à reproduire une telle répartition de la variance (Fig. 6.20) : la plupart ont tendance à surestimer la proportion des échelles intrasaisonnières lentes (10–90 jours). Seuls INGV, MIROC_HI, MIROC_ME, MPI et NCEP2 réussissent, sur le Sahel Ouest (Fig. 6.19), à avoir une proportion de ces échelles intrasaisonnières lentes comparables à celle des données GPCP ($\sim 20\%$). Beaucoup de modèles l’estiment supérieure à 30%, et certains vont même jusqu’à 50–60% (GFDL_0 et GFDL_1). Ces deux derniers modèles ont donc une variabilité synoptique remarquablement faible, ce qui est cohérent avec la faible activité de leurs ondes d’est (Ruti et Dell’Aquila, 2010, voir aussi Fig. 3.35 de la section 3.5).

Variabilité haute fréquence et persistance des précipitations

Sur l’Afrique de l’Ouest, c’est, en moyenne, seulement la moitié de la variabilité synoptique (< 10 jours), qui est associée aux échelles entre 3 et 10 jours (section 3.2). Sur le Sahel Ouest, environ 57% de la variance synoptique totale peut être attribuée à ces échelles de temps (Fig. 6.19.b). Dans la plupart des modèles de CMIP3, cette proportion est plutôt de l’ordre de 70 à 80%, soulignant la faible capacité des modèles à simuler une variabilité haute fréquence des précipitations. Comme souligné dans Randall *et al.* (2007), les modèles tendent à faire pleuvoir un peu, très souvent, plutôt que de grandes quantités, plus rarement. GISS_AOM et MIROC_HI, bien qu’étant les modèles qui simulent le rapport le plus élevé, entre la variance à très hautes fréquences (≤ 3 jours) et la variance synoptique totale, le sous-estiment encore de presque 10%.

Les modèles de CMIP3 ont donc de grandes difficultés à simuler la variabilité haute fréquence des précipitations. Comme Lin *et al.* (2006) ont pu le souligner sur l’océan (voir aussi section 3.5), ces MCGs ont tendance à avoir un spectre très rouge, c’est-à-dire, en particulier, à avoir une autocorrélation d’ordre 1 trop élevée. Sur l’Afrique de l’Ouest, ce paramètre est très proche de zéro, voire négatif dans certaines régions (section 3.4.1). Il quantifie ainsi la très faible persistance des anomalies de précipitations en un point donné, même à des résolutions importantes comme $2.5^\circ \times 2.5^\circ$. La figure 6.21 présente, pour chacun des modèles, la structure spatiale de l’autocorrélation d’ordre 1 des précipitations. Seuls quelques modèles

[bp10-90] Precip. Variance (/hp90)

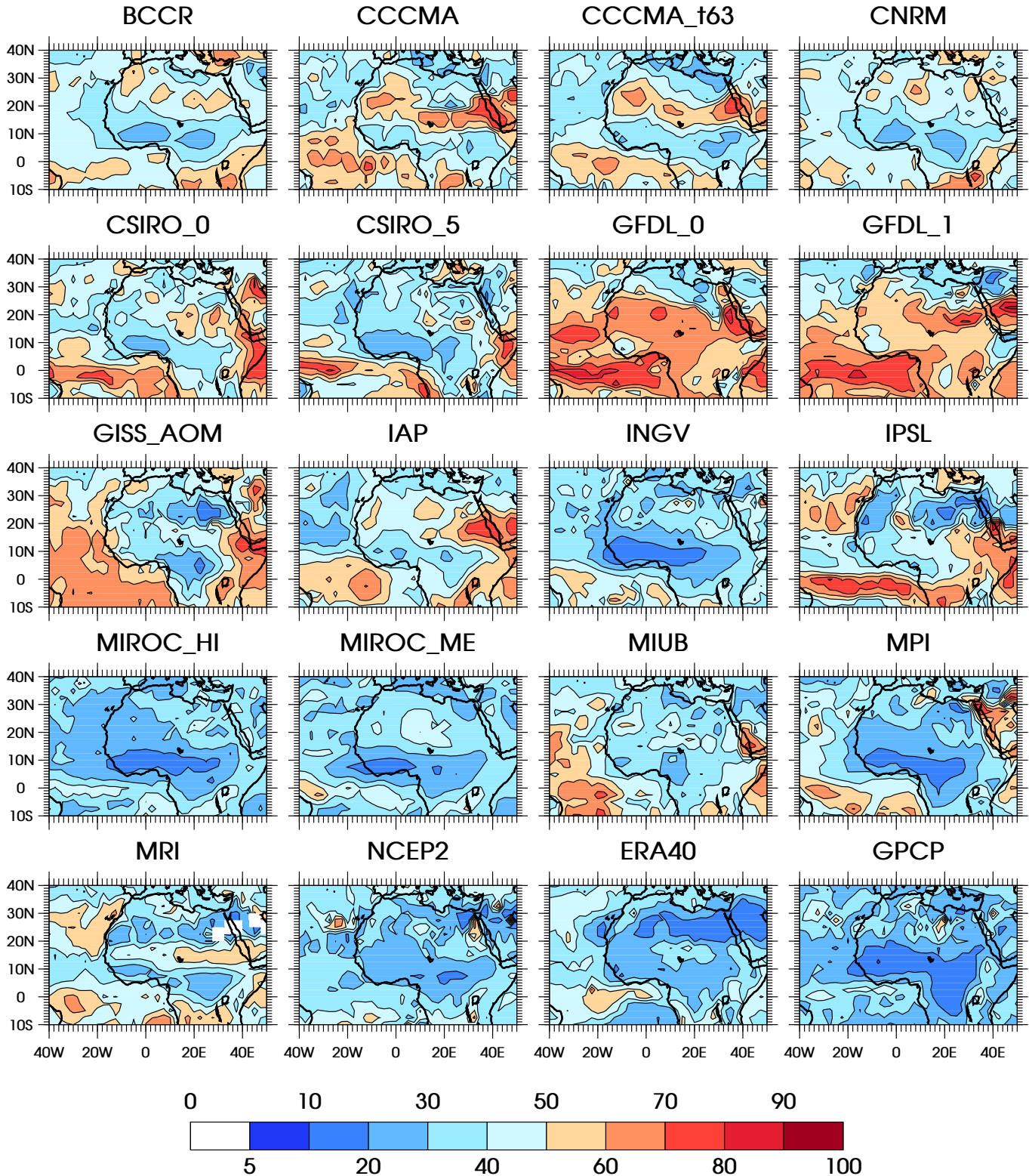


Figure 6.20 – Variance intrasaisonnière lente (10–90 jours) rapportée à la variance intrasaisonnière totale (en %) des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006). Les données ont été filtrées à l’aide d’un filtre digital passe-bande entre 10 et 90 jours avant le calcul de la variance.

Precip. Autocorrelation - lag 1d

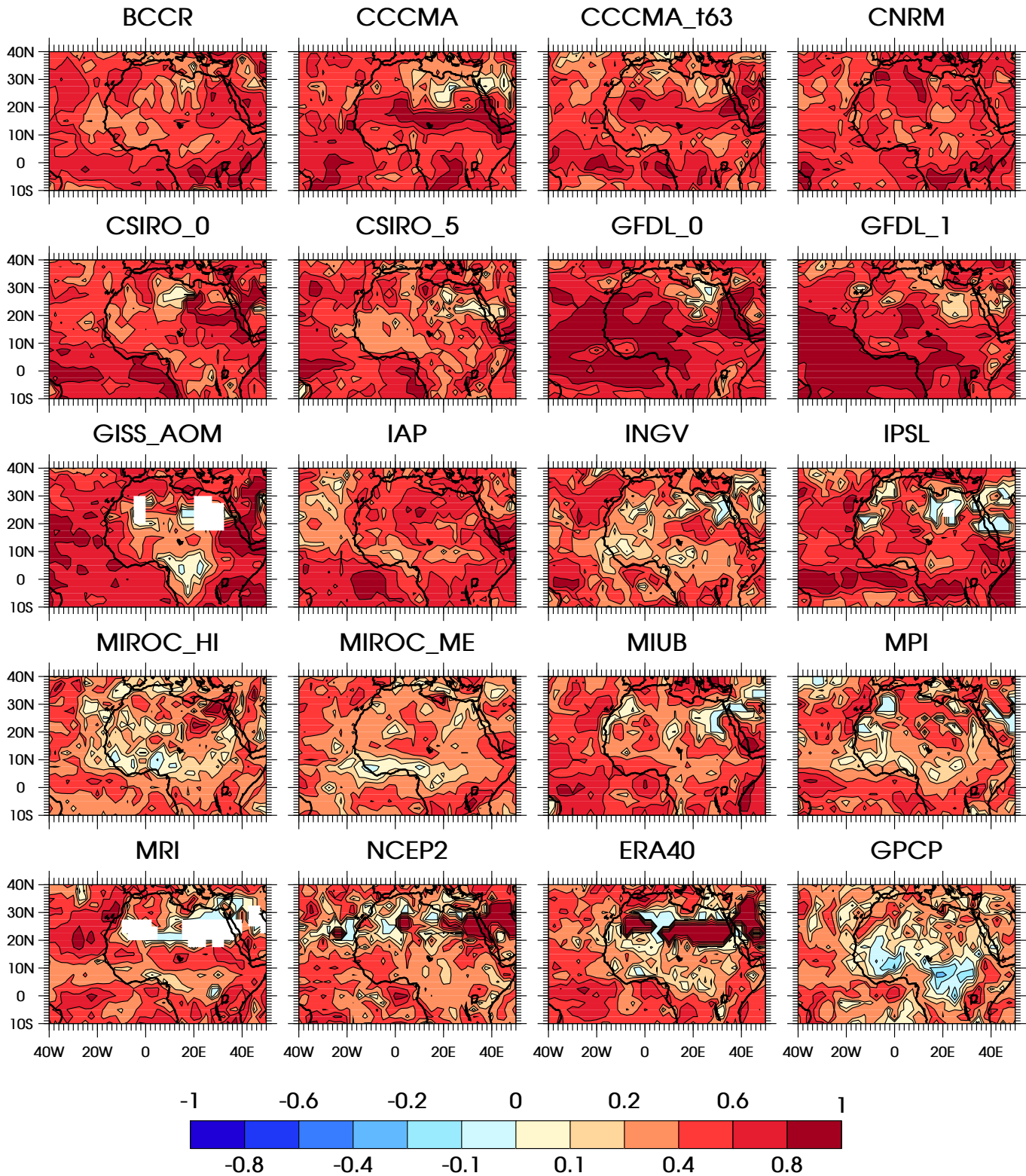


Figure 6.21 – Autocorrélation d'ordre 1 des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006). Les données ont été préalablement filtrées à l'aide d'un filtre digital passe-haut à 90 jours pour éliminer la composante due au cycle saisonnier.

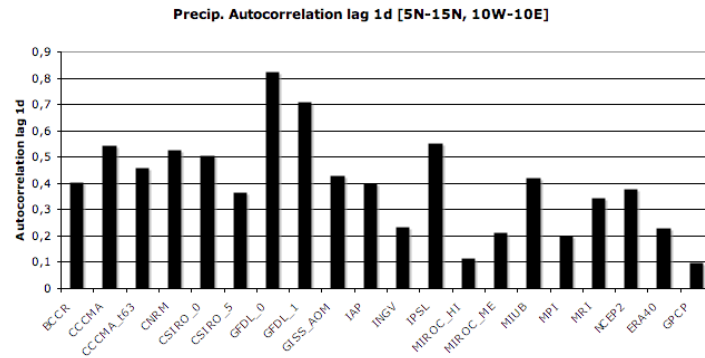


Figure 6.22 – Autocorrélation d’ordre 1 des précipitations, moyennée sur le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40, et les données GPCP.

parviennent à reproduire certaines caractéristiques de ce paramètre sur l’Afrique de l’Ouest (GISS_AOM, INGV, MIROC_HI, MIROC_ME, MPI et ERA40), la plupart des autres simulant une persistance des précipitations trop importante. En moyenne sur le Sahel Ouest (Fig. 6.22), seul MIROC_HI simule une persistance réaliste, de l’ordre de 0.1. Quelques modèles sont autour de 0.2 (INGV, MIROC_ME, MPI et ERA40), tous les autres étant au-dessus de 0.3–0.4. De manière cohérente avec les résultats précédents, c’est GFDL_0 et GFDL_1 qui ont la persistance la plus élevée (> 0.7), et qui donc simulent, en proportion, le moins de variabilité haute fréquence des précipitations.

Quelques interprétations possibles

Une résolution plus fine semble avoir un impact positif sur la persistance des précipitations simulées : le passage de MIROC_ME à MIROC_HI, et celui de CCCMA à CCCMA_t63, améliorent la variabilité haute fréquence des précipitations. En revanche, ce n’est pas forcément un facteur critique, étant donné que le modèle GISS_AOM parvient à avoir une autocorrélation à 1 jour réaliste sur l’Afrique équatoriale (Fig. 6.21).

Le type de paramétrisation de la convection (type de fermeture/déclenchement et/ou classification d’Arakawa, 2004), encore une fois, ne semble pas permettre d’expliquer simplement la diversité des comportements des MCGs. Les schémas produisant une persistance des précipitations la plus réaliste, sur l’Afrique de l’Ouest, se classent dans les catégories 1 et 5 de la classification d’Arakawa (2004). Toutefois, les modèles IPSL et MRI ont aussi un schéma de convection de catégorie 5, et simulent une persistance plutôt élevée (≥ 0.4). Bien que les modèles MIROC_HI/MIROC_ME et MRI partagent un schéma de convection très proche, celui de Pan et Randall (1998), une fonction de déclenchement, dépendant de l’humidité relative de la moyenne troposphère, a été inclus dans MIROC_HI/MIROC_ME (Emori *et al.*, 2001). La moyenne troposphère étant plutôt sèche sur l’Afrique de l’Ouest (voir aussi section 5.2.2), cette fonction de déclenchement pourrait être à l’origine du comportement différent de la convection dans MIROC_HI/MIROC_ME, où elle ne se développerait qu’avec une troposphère suffisamment humide. Dans ce cas, le MCG serait capable de déclencher sa convection moins souvent, et de stocker des quantités d’énergie (CAPE) plus importantes, induisant une convection plus explosive et plus aléatoire (Redelsperger *et al.*, 2002).

En revanche, dans MRI, malgré la fermeture pronostique⁷ de Pan et Randall (1998), la convection se déclencherait trop « facilement », la fermeture dépendant surtout de l'énergie des basses couches et du profil vertical de température. C'est aussi le cas du schéma d'Emanuel (1991, 1993), qui, dès son déclenchement, construit une ascendance adiabatique, non diluée, jusqu'au niveau de flottabilité neutre de la colonne. Une modélisation réaliste de la variabilité intrasaisonnière de la MAO supposerait donc la prise en compte du rôle inhibiteur de l'air sec troposphérique, et de son entraînement dans les colonnes convectives, mais aussi plus largement de l'ensemble des processus capables d'inhiber la convection (en créant notamment de la CIN). Bechtold *et al.* (2008) ont également confirmé que l'introduction d'un entraînement d'air environnant dans la colonne convective améliorerait la représentation de la variabilité intrasaisonnière (MJO et CCEWs) dans le modèle du CEPMMT.

6.3.1.3 Échelles de variabilité

Les fluctuations intrasaisonnières de la MAO sont associées à différents modes de variabilité, dont les échelles de temps caractéristiques sont très variables : les ondes d'est, autour de 3–5 jours, les modes QBZD et Sahélien, autour de 15 jours, et un mode « MJO » autour de 40 jours (section 3.4). Nous examinons brièvement, dans cette section, la capacité des modèles à reproduire des pics de variabilité, importants et significatifs, à ces différentes échelles.

À l'échelle de la région de la mousson (10°N–20°N, 10°O–30°E), l'OLR présente un pic de variabilité majeur entre 3 et 5 jours, correspondant à la forte activité des ondes d'est (section 3.4.1 et panneau en bas à droite de la figure 6.23). On note également un pic en limite de significativité autour de 15–20 jours (celui-ci est en fait significatif sur le Sahel Est, entre 10°E et 30°E – section 3.4.1) et un autre vers 40–60 jours. Les différents modèles de CMIP3 présentent des comportements plutôt variés (Fig. 6.23). La plupart d'entre eux ont des pics de variabilité significatifs entre 5 et 10 jours, ou autour de 10 jours, vraisemblablement associés à la simulation d'ondes d'est. Les perturbations synoptiques au-dessus de l'Afrique de l'Ouest tendent donc à avoir une échelle de temps plus lente dans les MCGs que dans la réalité, de manière cohérente avec les travaux de Reed *et al.* (1988b), Druyan et Hall (1994) ou Meehl *et al.* (2006), utilisant un MCG particulier. Ce décalage vers les basses fréquences, encore plus marqué sur le Sahel Ouest (entre 10°O et 10°E, non montré) justifierait d'élargir un peu la bande spectrale utilisée par Ruti et Dell'Aquila (2010), pour caractériser l'activité des ondes d'est dans les MCGs de CMIP3.

Tous les modèles simulent un pic de variabilité significatif entre 10 et 25 jours. Il est particulièrement marqué pour CCCMA_t63, CNRM, CSIRO_5, GFDL_0, GFDL_1, GISS_AOM, IPSL, MIROC_HI, MIUB. L'existence de ce pic significatif chez tous les modèles justifie donc l'analyse des modes de variabilité de la MAO dans la bande 10–25 jours, réalisée dans la section 6.5. En revanche, peu de modèles (CCCMA, CSIRO_0, CSIRO_5, IAP et les deux réanalyses) présentent une variabilité significative dans la bande 30–60 jours. GISS_AOM et IPSL tendent à avoir une variabilité intrasaisonnière lente, mais au-delà de 60 jours.

⁷Cette fermeture est basée sur une équation pronostique de l'énergie cinétique contenue dans le nuage convectif (CKE – *Cumulus Kinetic Energy*), qui permet alors de déterminer le flux de masse dans l'ascendance nuageuse.

OLR [10N-20N,10W-30E]

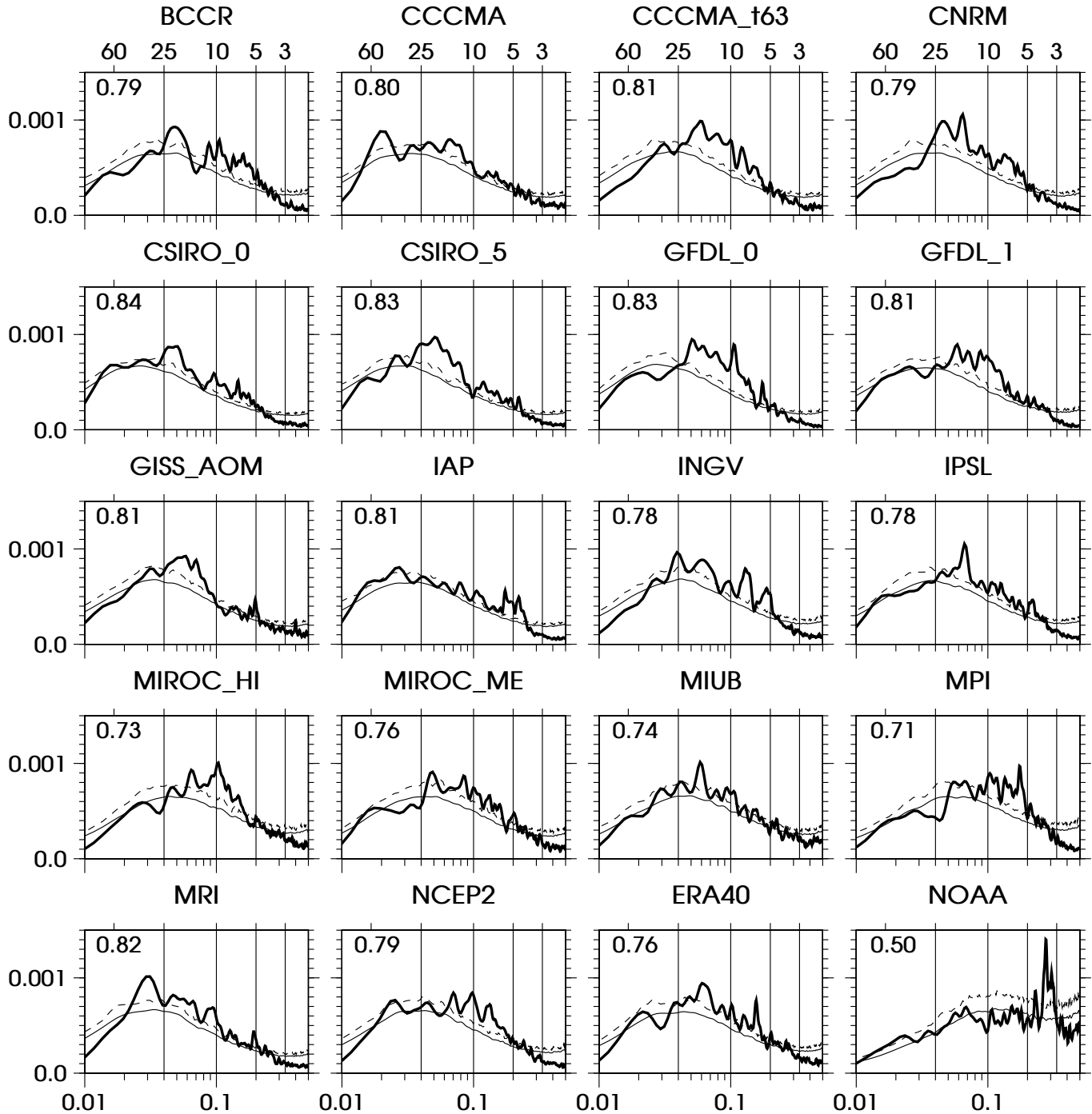


Figure 6.23 – Densités spectrales normalisées et multipliées par la fréquence ($f \times E(f)$), de l'OLR des modèles de CMIP3 (1971–2000), des réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et des données NOAA (1979–2007), moyennées sur 10°N–20°N, 10°O–30°E (trait plein épais). Le trait plein fin indique le spectre moyen du bruit rouge équivalent aux données (son autocorrélation d'ordre 1 est indiquée en haut à gauche de chaque panneau), et le trait fin tireté correspond au seuil de significativité à 95%. La résolution spectrale est de l'ordre de 1/100 cycles par jour. Les données ont été préalablement filtrées à l'aide d'un filtre digital passe-haut à 90 jours pour éliminer la variabilité due au cycle saisonnier.

6.3.2 *La dépression thermique saharienne*

La variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne se caractérise par deux pôles de forte variance, l'un situé sur son flanc nord-est, au-dessus de la mer Méditerranée, l'autre sur son flanc nord-ouest, au large des côtes marocaines (section 4.1, et les deux panneaux en bas à droite de la figure 6.25). Ce dernier se matérialise par une forme très allongée, d'orientation sud-ouest nord-est. Bien qu'en très bon accord, les deux réanalyses NCEP2 et ERA40 ne situent pas le pôle nord-est de variabilité, au même endroit sur la Méditerranée. Celui d'ERA40 est légèrement plus à l'ouest, le long des côtes algériennes, tandis que, dans NCEP2, il se situe 5° plus à l'est, au-dessus de la Sicile.

Les différents modèles de CMIP3 parviennent à capturer la structure globale du champ de variance, avec une intensité comparable à celle des deux réanalyses (Fig. 6.25). Cette dernière est un peu faible dans BCCR, CNRM, GISS_AOM, INGV et MIROC_HI, et un peu élevée dans CCCMA, CCCMA_t63, IAP et MPI (Fig. 6.24). Les modèles ont aussi tendance à simuler un maximum de variabilité sur le continent africain, plutôt que sur la Méditerranée (Fig. 6.25). Ils ont également des difficultés à représenter la bande de forte variance le long des côtes marocaines et mauritaniennes. Celle-ci est absente, ou presque, dans CCCMA, CNRM, GFDL_0, GFDL_1, GISS_AOM, IAP, IPSL, MIROC_ME, MIUB et MRI. Elle est, en revanche, très marquée, descendant assez loin vers le sud, dans CSIRO_0 et CSIRO_5.

L'augmentation de la résolution horizontale améliore la représentation de cette bande, comme l'indique le passage de CCCMA à CCCMA_t63, et celui de MIROC_ME à MIROC_HI (Fig. 6.25). Étant donné que cette variabilité de la température est vraisemblablement associée à des ondes et/ou des dépressions en provenance de l'ouest⁸, qui viennent heurter contre le massif de l'Atlas, on peut suggérer qu'une résolution plus fine (INGV, MIROC_HI), améliorant la définition des re-

⁸C'est le cas pour les échelles entre 10 et 60 jours (chapitre 4).

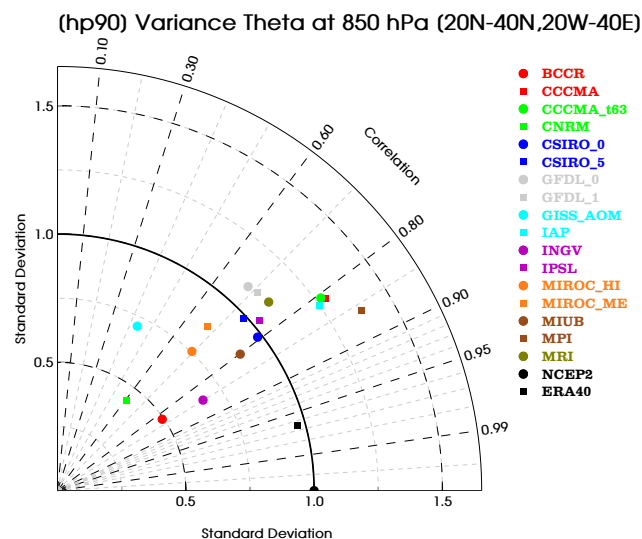


Figure 6.24 – Diagramme de Taylor pour la variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa sur le domaine 20°N – 40°N , 20°O – 40°E , indiqué sur chaque panneau de la figure 6.25.

[hp90] Variance Theta at 850 hPa

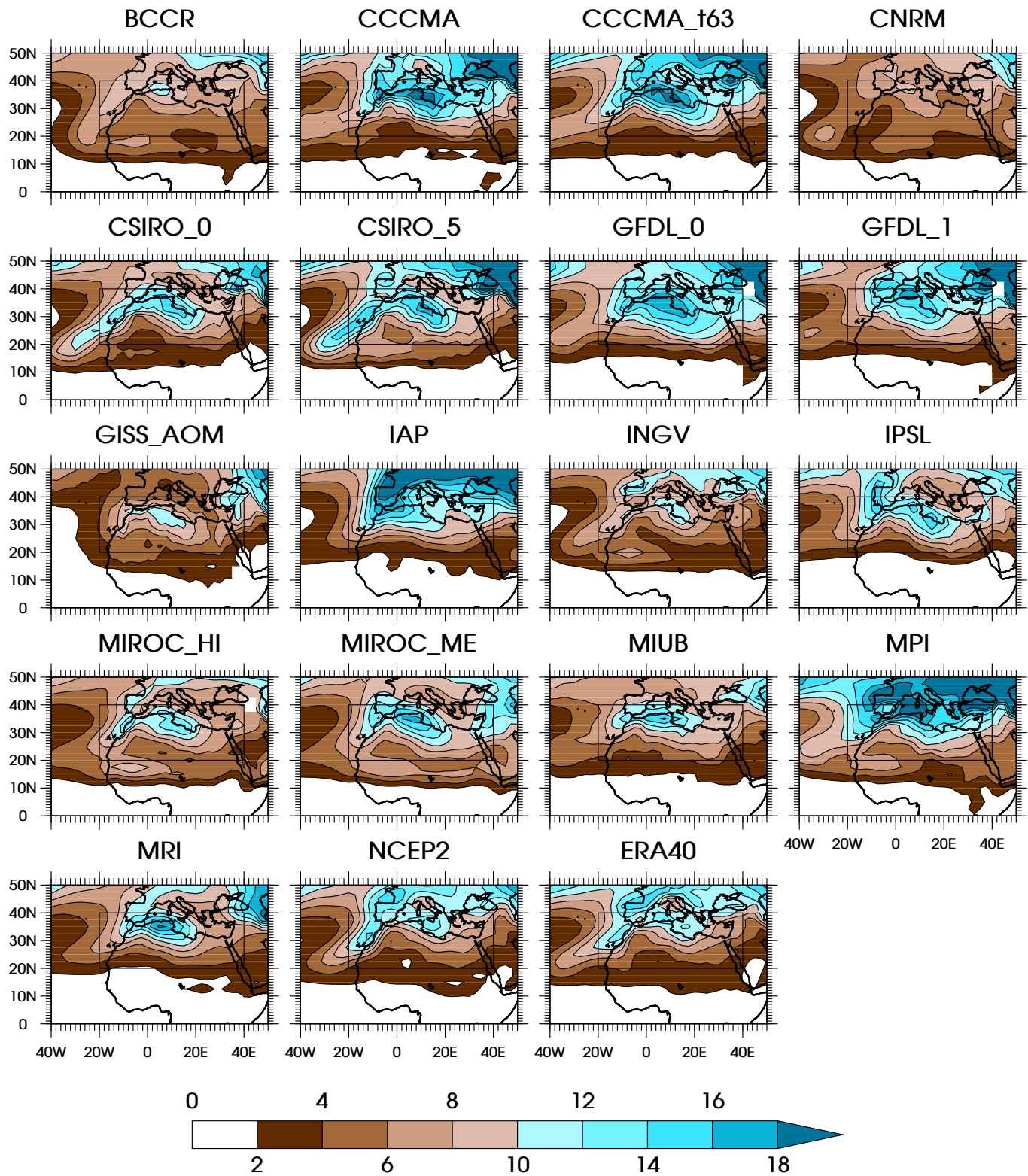


Figure 6.25 – Variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa (en K^2) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). Les données ont été filtrées à l'aide d'un filtre digital passe-haut à 90 jours avant le calcul de la variance.

liefs, permet de mieux représenter les interactions entre le flux d'ouest et celui-ci, et donc le pôle de variabilité le long des côtes marocaines.

Les modèles représentent une répartition réaliste de la variance dans le domaine fréquentiel (Fig. 6.26). La proportion de la variabilité intrasaisonnière se situant dans les échelles comprises entre 10 et 60 jours, est de l'ordre de 60% pour chacun des deux pôles, ce que les modèles reproduisent très convenablement. On observe un peu plus de diversité sur les spectres du pôle méditerranéen (Fig. 6.27), avec notamment un pic vers 20 jours pas toujours bien marqué (e.g., CCCMA_t63, IPSL, MPI et MRI).

Dans l'ensemble, les modèles simulent donc des caractéristiques très raisonnables de la variabilité intrasaisonnière du SHL, suggérant, comme nous l'avons montré dans le chapitre 4, que celle-ci est plutôt forcée par la dynamique des moyennes latitudes, relativement bien représentée dans les MCGs de CMIP3. La résolution horizontale semble être un facteur important pour en améliorer la structure spatiale.

[bp10-60] Variance (/hp90) Theta at 850 hPa

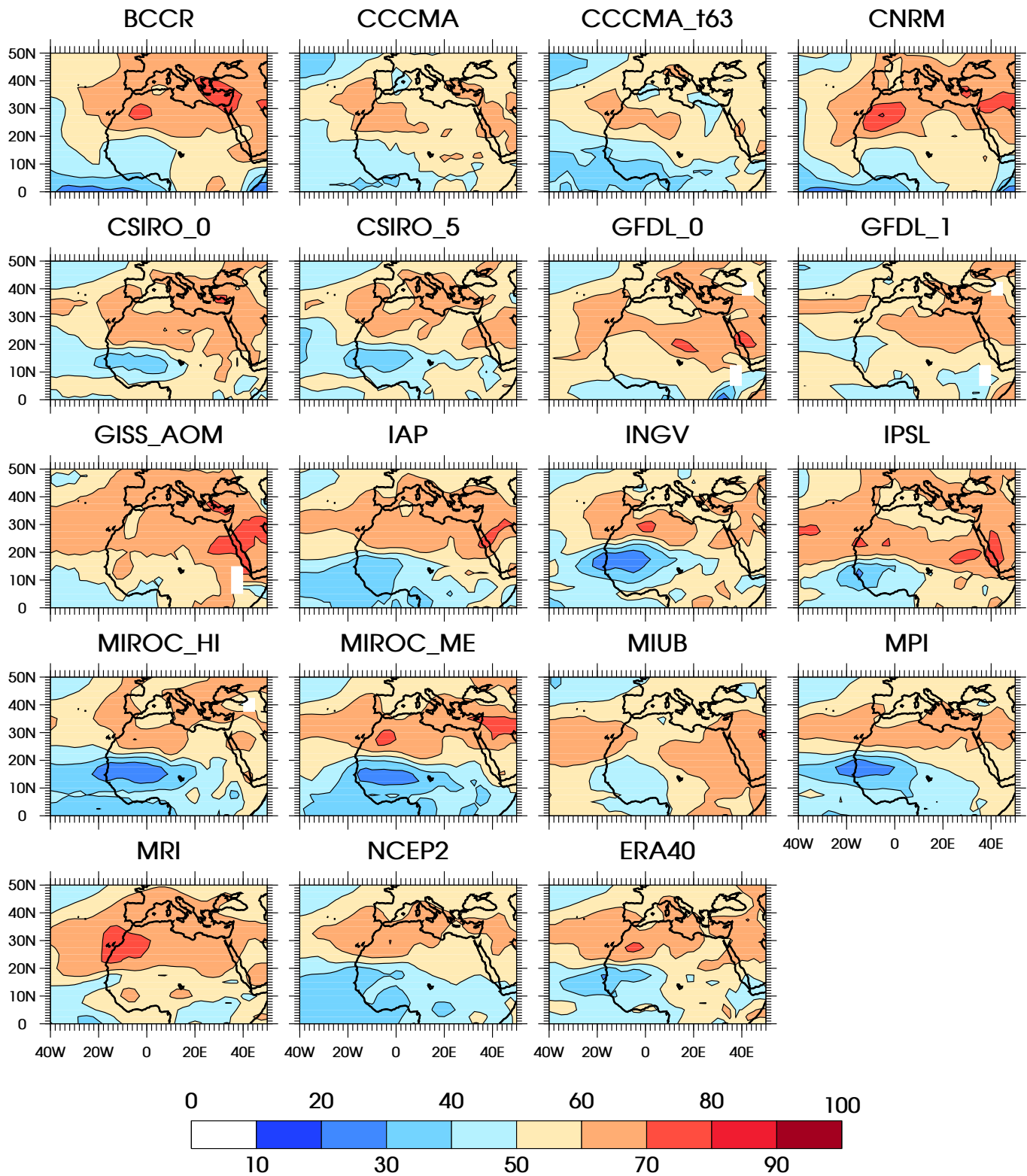


Figure 6.26 – Variance intrasaisonnière lente (10–60 jours) rapportée à la variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa (en %) pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). Les données ont été filtrées à l’aide des filtres digitaux présentés en section 2.2.3.1.

THETA 850 hPa [25N-45N,0E-25E]

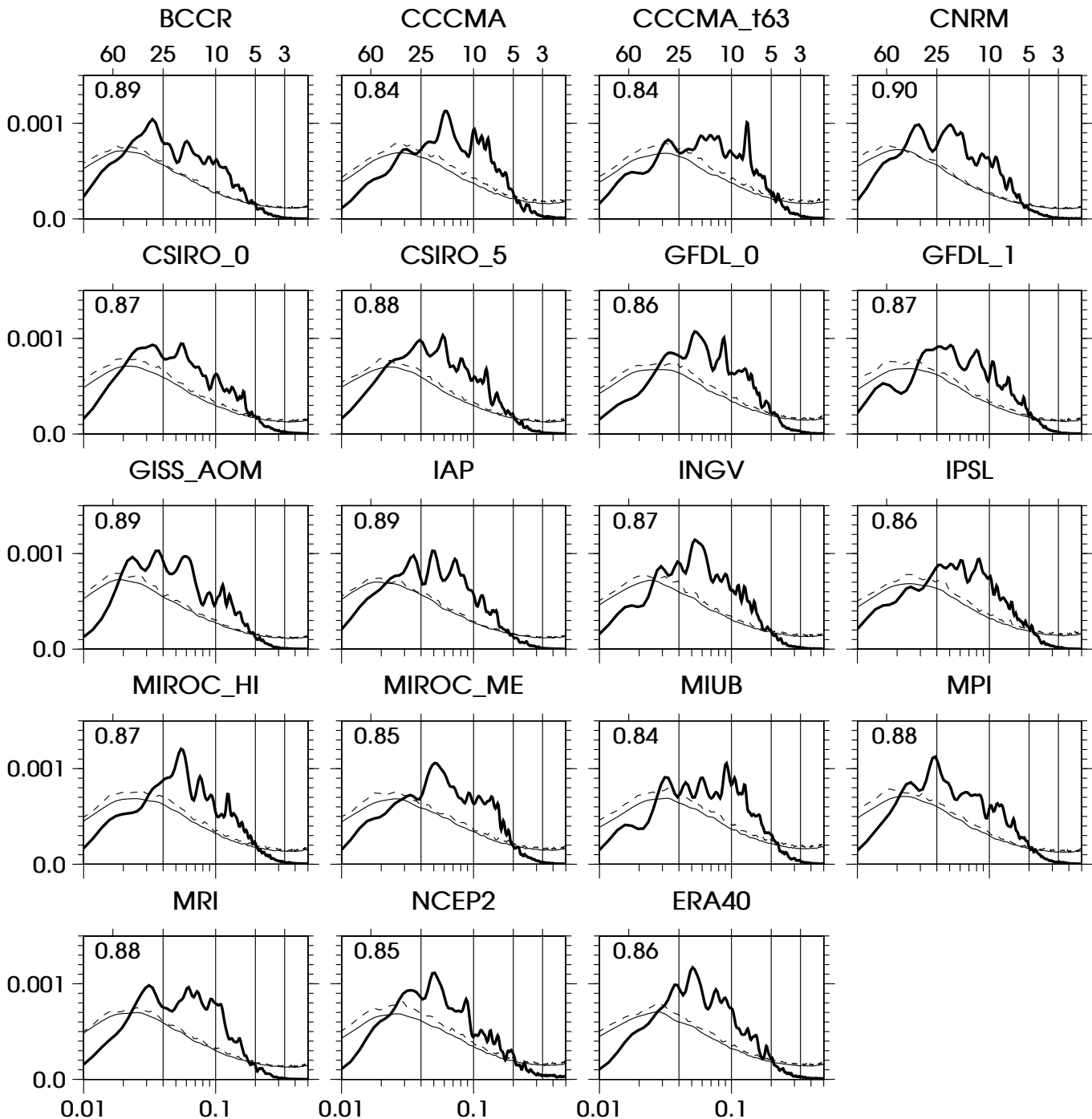


Figure 6.27 – *Idem* Fig. 6.23, mais pour les anomalies de température potentielle à 850 hPa, moyennée sur le domaine 25°N–45°N, 0°E–25°E.

6.4 LE MODE INTRASAISSONNIER DE LA DÉPRESSION THERMIQUE SAHARIENNE DANS LES MODÈLES DE CMIP3

La section précédente (6.3.2) a souligné que les modèles CMIP3 étaient capables de capturer les caractéristiques globales de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique, suggérant une origine plutôt liée à la dynamique extratropicale, en accord avec le chapitre 4. Nous allons un peu plus loin dans cette section, en testant la capacité des modèles à représenter le mode principal de variabilité intrasaisonnière du SHL, sa structure spatiale et temporelle (section 6.4.1), son lien avec les moyennes latitudes (section 6.4.2), et son impact sur la région de la MAO (section 6.4.3). Cette section applique donc essentiellement le cheminement de l'article CRL10, à l'ensemble des modèles de CMIP3, et utilise quelques diagnostics qui ont été proposés en compléments dans le chapitre 4.

6.4.1 *Détection du mode et structure en température*

Comme dans CRL10, le mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL est dérivé du premier CEOF de l'ACPC (section 2.2.4.2) de la température potentielle à 850 hPa. Cette dernière est filtrée dans la bande 10–60 jours, à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1). L'ACPC est réalisée sur le domaine 20°N–40°N, 20°O–40°E, englobant les deux pôles de variabilité intrasaisonnière de la θ_{850} (section 6.3.2 et Fig. 6.25). Le premier CEOF de cette ACPC⁹ est présenté, pour chacun des modèles de CMIP3, sur la figure 6.28, avec la proportion de variance intrasaisonnière (10–60 jours) expliquée.

Les modèles parviennent à capturer la structure globale du mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL, aussi bien en termes de positionnement des centres d'actions, qu'en termes de vitesse de propagation. Ce mode explique approximativement la même quantité de variance filtrée, entre 26.1% pour CNRM et 39.5% pour GFDL_0, pour une proportion attendue comprise entre 30 et 33% selon les deux réanalyses. Tous les modèles simulent un pôle principal de ce mode sur la Méditerranée, ou sur les côtes libyennes et algériennes, de manière cohérente avec la structure globale du champ de variance intrasaisonnière (Fig. 6.25 et section 6.3.2). Le champ de vitesse de phase, associé à ce pôle, est aussi en très bon accord avec celui des deux réanalyses, orienté vers le sud-est, et de l'ordre de 5 m s⁻¹ en module. Le second pôle, au large des côtes marocaines, et son extension vers le sud-ouest, sont généralement capturés, sauf pour GFDL_0, GFDL_1, IAP et MPI. L'orientation du champ de vitesse de phase est cependant plus difficile à représenter, et seuls les modèles CCCMA, CCCMA_t63, CNRM, CSIRO_5, INGV, MIROC_HI, MIROC_ME et MRI parviennent à un résultat comparable aux deux réanalyses.

À partir du premier CEOF, on reconstruit, pour chaque MCG, l'indice ind_{SHL} , caractérisant son propre mode intrasaisonnier du SHL. Cet indice, normalisé, est défini comme la température potentielle reconstruite à partir du CEOF1, au point de coordonnées 35°N, 5°E (Annexe A de CRL10 et section 2.2.4.2). Ce point est

⁹L'ACPC a été réalisée à partir des données directement fournies par chaque centre, non regrillées. Les composites qui suivent ont cependant été calculés à partir des champs regrillés, comme dans les sections précédentes (voir section 6.1.2).

CEOF1 - ACPC Theta 850 hPa

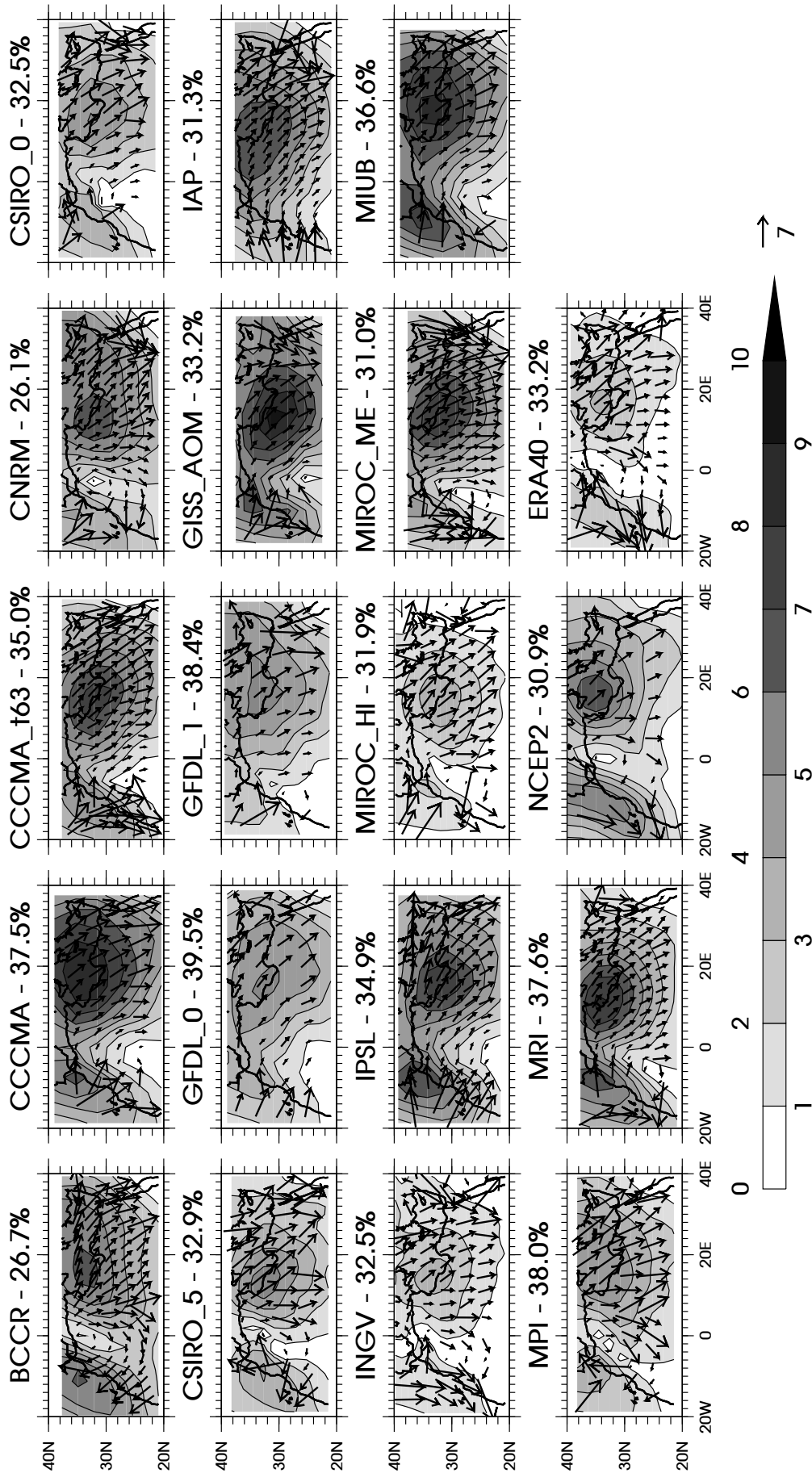


Figure 6.28 – CEOF1 de l'ACPC de la température potentielle à 850 hPa, filtrée dans la bande 10–60 jours. L'ACPC a été réalisée sur le domaine 20°N–40°N, 20°O–40°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). L'échelle de gris indique le module du CEOF1 (sans unité), et les vecteurs le champ de vitesse de l'ACPC (en $m\ s^{-1}$ – voir section 2.2.4.2, et Annexe B de CRL10).

le même pour tous les modèles, afin que les modes aient la même phase spatiale. On peut alors définir les événements HLE et HLW de chacun des modèles, et en étudier la structure composite, comme dans CRL10.

Les figures 6.30 et 6.31 montre la structure composite en température potentielle à 850 hPa, du mode de variabilité de chaque modèle, pour les instants t_0 et t_0+4 , respectivement. À t_0 , la structure du mode intrasaisonnier du SHL est globalement très satisfaisante, chez l'ensemble des MCGs de CMIP3. L'amplitude est un peu plus faible dans les modèles BCCR et CNRM (de 1 à 2 K), tandis qu'elle est plutôt élevée dans CCCMA, CSIRO_5, et MPI (de 1 à 2 K). Plusieurs MCGs simulent une anomalie positive de température qui s'étale un peu trop vers le sud et/ou l'ouest, sur le continent (BCCR, CNRM, CSIRO_0, CSIRO_5, GFDL_0, GFDL_1, IAP, IPSL et MPI). Pour certains, l'amplitude de l'anomalie froide est un peu faible vis-à-vis de celle de l'anomalie chaude, comme dans BCCR, CNRM, GISS_AOM, IAP, INGV et MIROC_ME.

Entre t_0 et t_0+4 , l'anomalie de température sur la Méditerranée migre vers le sud-ouest, pénétrant ainsi en partie vers le Sahel Est (CRL10). Celle sur l'Atlantique se scinde en deux, une partie continuant vers l'est, l'autre se propageant vers le sud-ouest. La plupart des MCGs capturent cette évolution (Fig. 6.31), malgré une tendance à simuler une anomalie descendant vers le sud, sur l'Atlantique, trop évanescence, ou à représenter une anomalie sur le Sahara oriental qui est encore trop intense, et qui s'étale trop vers le sud et l'est. La figure 6.32 illustre la propagation de l'anomalie chaude des événements HLE (par rapport aux événements HLW), sur le Sahara Est. Les MCGs de CMIP3 sont, encore une fois, en bon accord les uns avec les autres, et avec les deux réanalyses, simulant une vitesse de propagation de l'anomalie comprise entre 3 et 4 m s^{-1} .

Enfin, la figure 6.29 propose une synthèse de la capacité des modèles à représenter la structure du mode intrasaisonnier du SHL, aux deux instants présentés (t_0 et t_0+4). Elle illustre, finalement, la faible disparité des MCGs, en termes de corrélation spatiale, et souligne, à nouveau (Chapitre 4), la robustesse de ce mode de variabilité, et de son lien avec les moyennes latitudes. Les différences sont plus importantes en termes d'intensité.

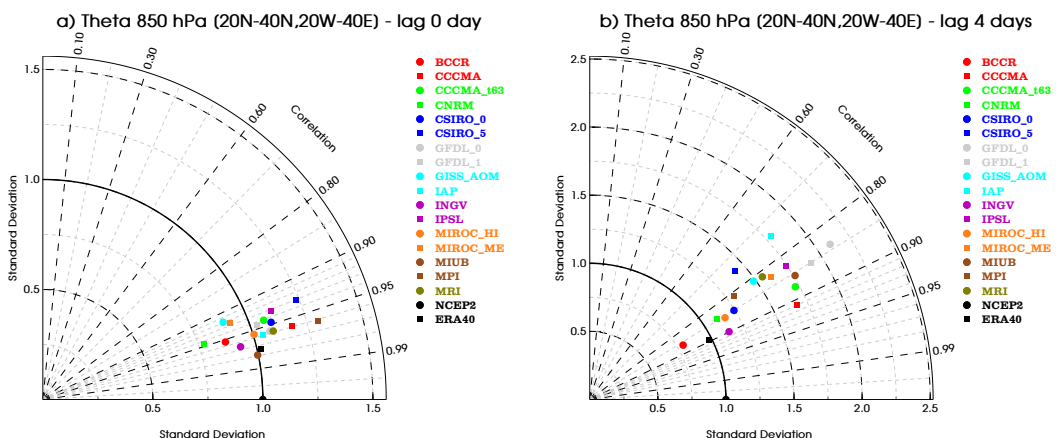


Figure 6.29 – Diagramme de Taylor pour la structure composite de la température potentielle à 850 hPa (différence entre événements HLE et HLW), à a) t_0 et b) t_0+4 , sur le domaine 20°N – 40°N , 20°O – 40°E . Ce domaine est indiqué sur chacun des panneaux des figures 6.30 et 6.31.

Composite Theta 850 hPa - lag 0 day

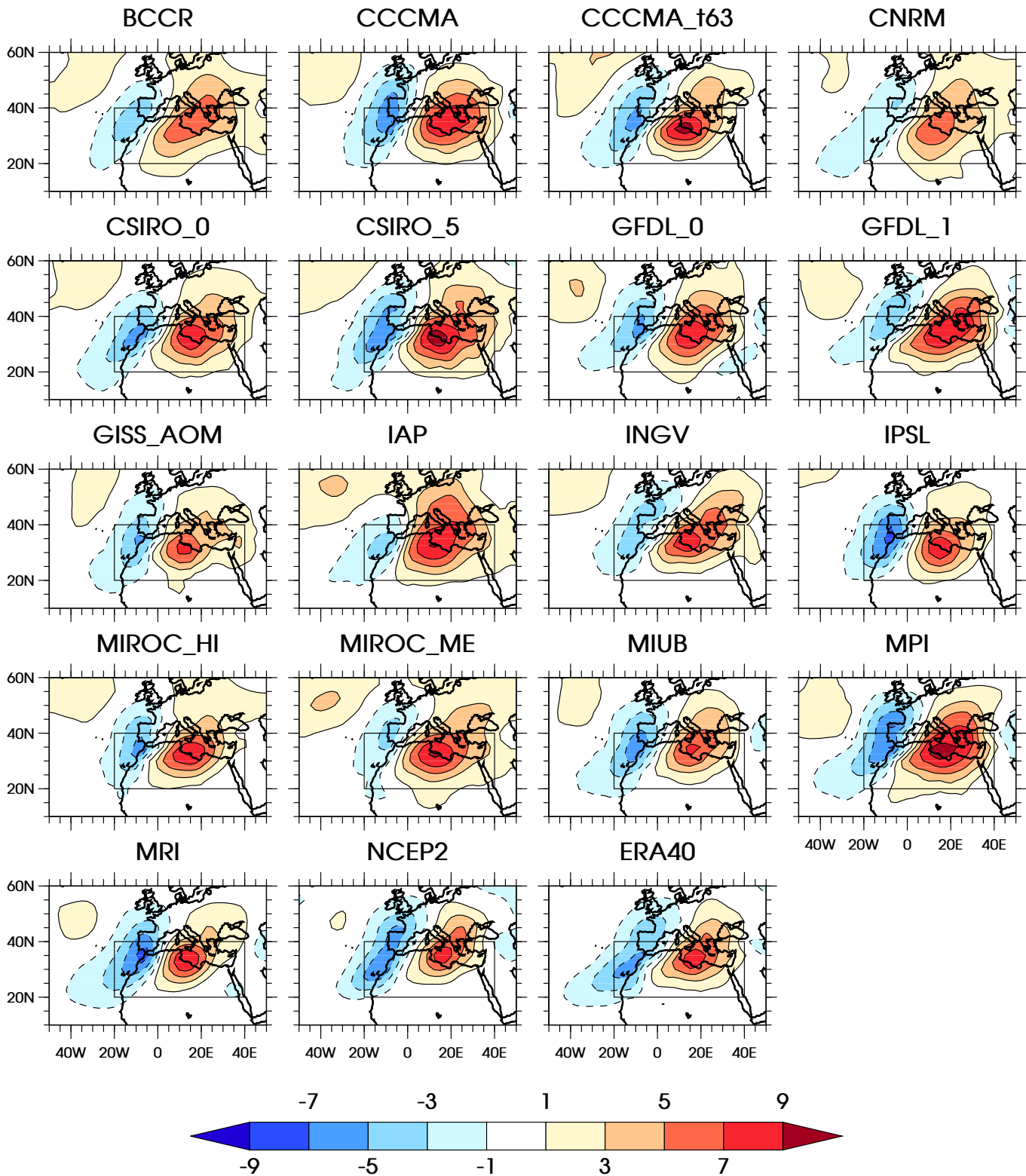


Figure 6.30 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour la température potentielle à 850 hPa (en K), pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). Les événements HLE et HLW sont relatifs au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle.

Composite Theta 850 hPa - lag 4 days

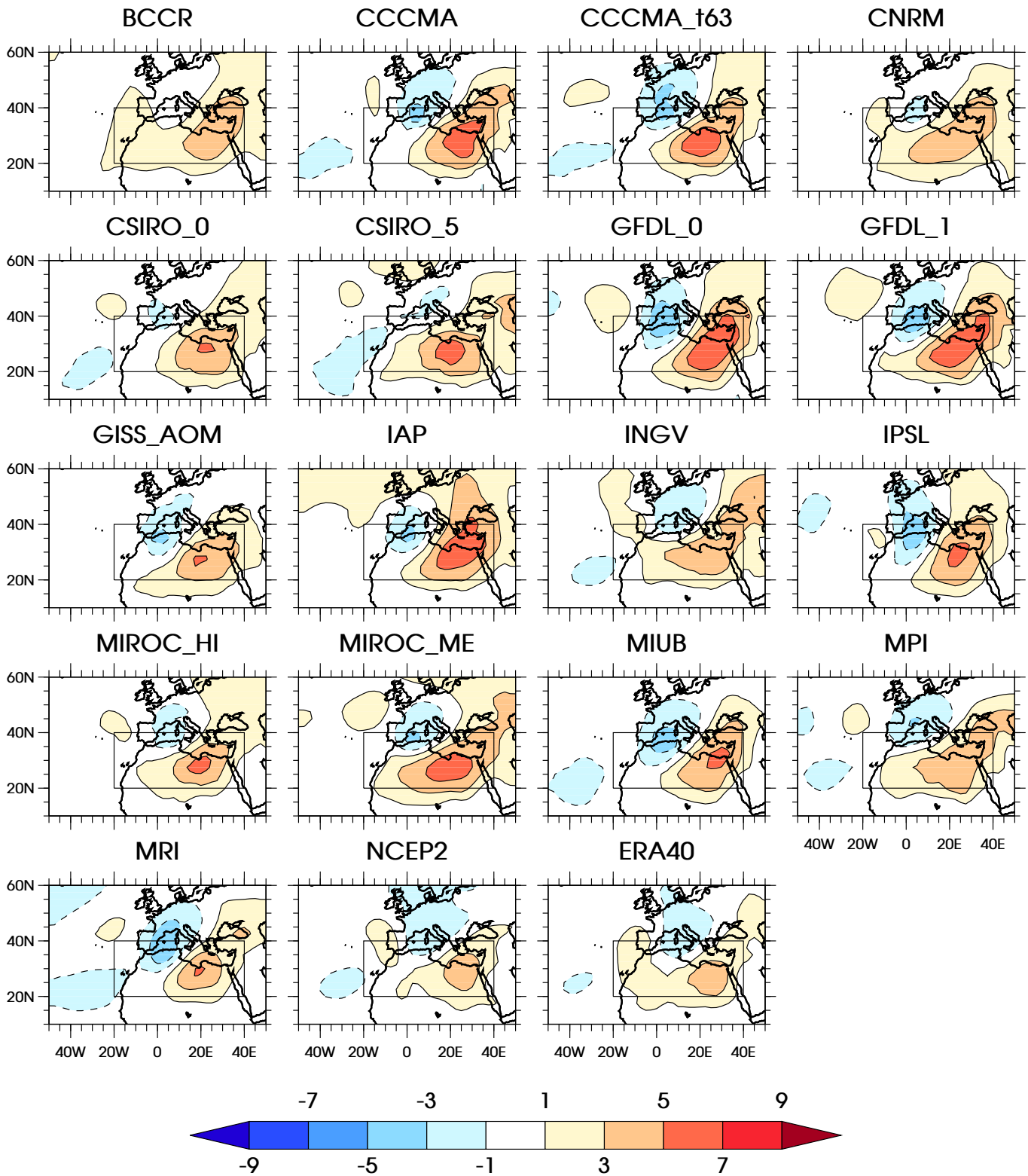


Figure 6.31 – *Idem* Fig. 6.30, mais à t_0+4 .

Theta 850 hPa [10E-30E]

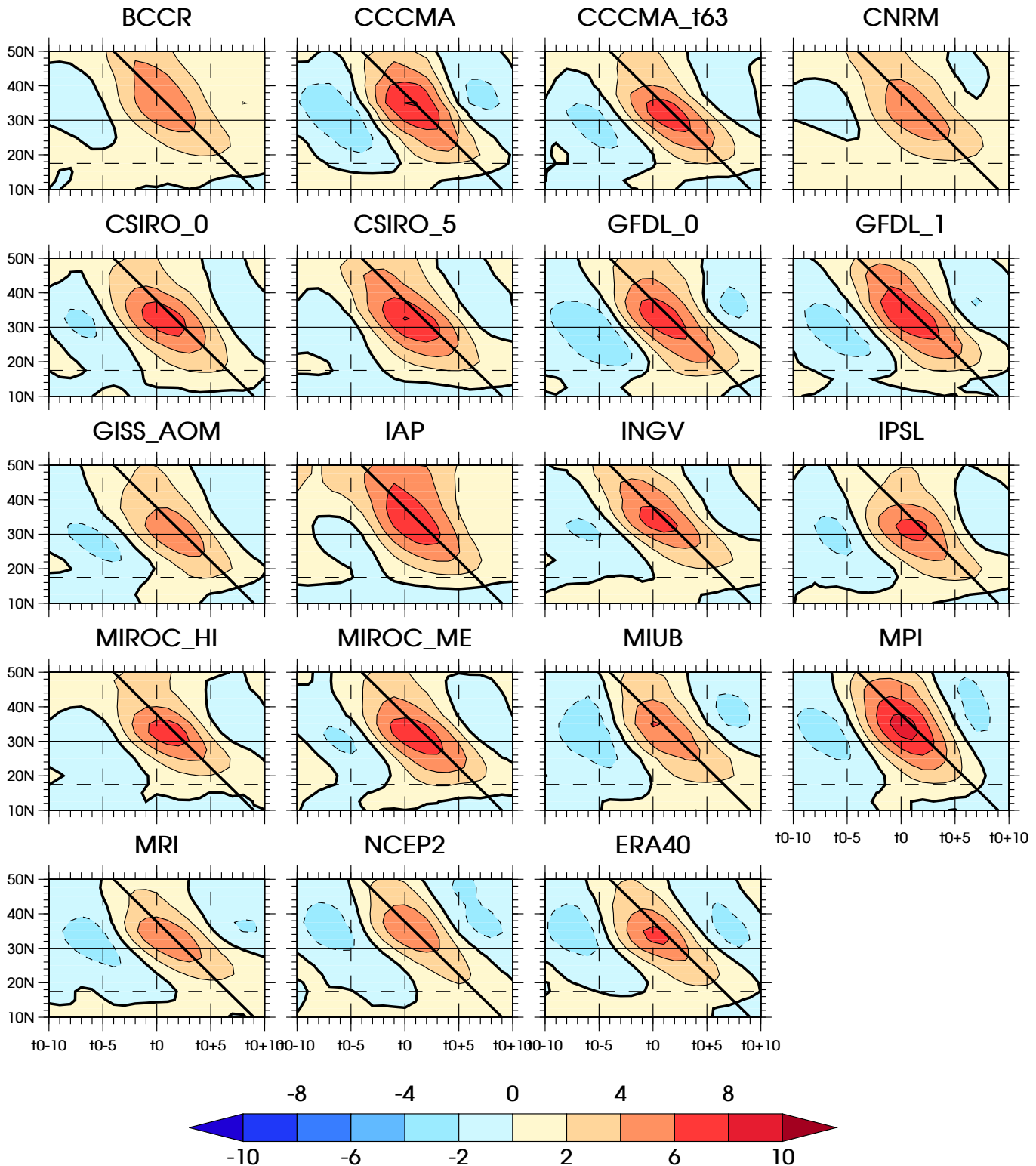


Figure 6.32 – Différence entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour la température potentielle à 850 hPa (en K), moyennée sur 10°E–30°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). Les événements HLE et HLW sont relatifs au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle. Le trait plein horizontal indique la côte nord de l’Afrique, vers 30°N, et le trait horizontal en tireté indique la latitude 17.5°N, utilisée dans la section 4.1.3.6, pour comparer les événements HLW et les *cold surges* de Vizy et Cook (2009). La droite oblique indique une vitesse de propagation égale à 3.5 m s⁻¹.

6.4.2 Structure en altitude et onde de Rossby quasi-stationnaire

La variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique est apparue, dans le chapitre 4, comme une réponse à un forçage extratropical, prenant la forme d'une onde de Rossby quasi-stationnaire. Cette origine, essentiellement dynamique, peut donc expliquer la faible disparité des modèles, dans leur représentation du mode intrasaisonnier du SHL. Nous vérifions, dans cette section, que les MCGs ont, effectivement, une bonne représentation de cette variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes, aussi bien en termes de nombre d'onde que de vitesse de phase et de vitesse de groupe (Figs. 6.34 et 6.35). Le train d'ondes à 200 hPa a effectivement une structure très réaliste, avec un nombre d'onde et des vitesses de phase et de groupe très comparables à ceux obtenus dans les deux réanalyses (voir aussi section 4.2.1).

La figure 6.33.a résume cette très bonne aptitude des modèles de CMIP3, montrant que la corrélation spatiale de leur train d'onde à t_0 avec celui de NCEP2 est de l'ordre de 0.9. Elle est notablement plus faible (~ 0.8) pour le modèle IAP. En revanche, l'intensité de ce train d'onde est assez variable d'un modèle à l'autre, et explique, en partie, les différences d'intensité de la structure en température à 850 hPa (Fig. 6.33.b) : on trouve, en effet, une corrélation assez importante entre les deux intensités (coefficient de corrélation linéaire de 0.42), avec trois exceptions notables, CSIRO_0, CSIRO_5 et IAP. Pour ces trois modèles, l'intensité du train d'ondes en haute troposphère est plutôt faible, en comparaison avec l'amplitude des anomalies de température en basses couches. En revanche, bien que l'intensité de ce train d'onde soit faible dans CNRM, la structure spatiale des anomalies est très cohérente avec celle dans les réanalyses (Fig. 6.33).

6.4.3 Impact sur la convection en Afrique de l'Ouest

CRL10 ont montré qu'il existait un lien entre les événements HLE et HLW du

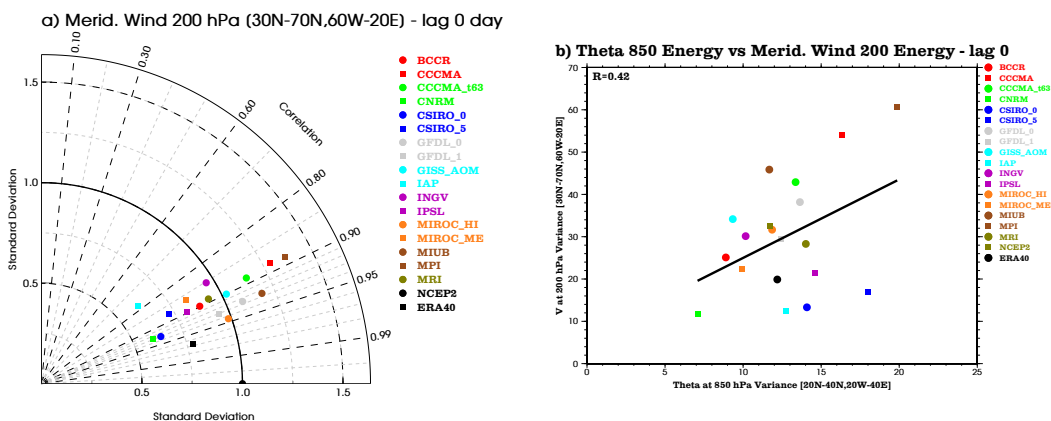


Figure 6.33 – a) Diagramme de Taylor pour la structure composite du vent méridien à 200 hPa (différence entre événements HLE et HLW), à t_0 , sur le domaine 30°N – 70°N , 60°O – 20°E . b) Énergie des anomalies composites de θ_{850} , à t_0 , en fonction de l'énergie des anomalies composites de vent méridien à 200 hPa, à t_0 . L'énergie de la température (en K^2) est calculée comme la variance spatiale de la différence des composites HLE et HLW, sur le domaine 20°N – 40°N , 20°O – 40°E , et celle du vent méridien (en $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), comme la variance spatiale de la différence des composites HLE et HLW, sur le domaine 30°N – 70°N , 60°O – 20°E .

Composite Merid. Wind 200 hPa - lag 0 day

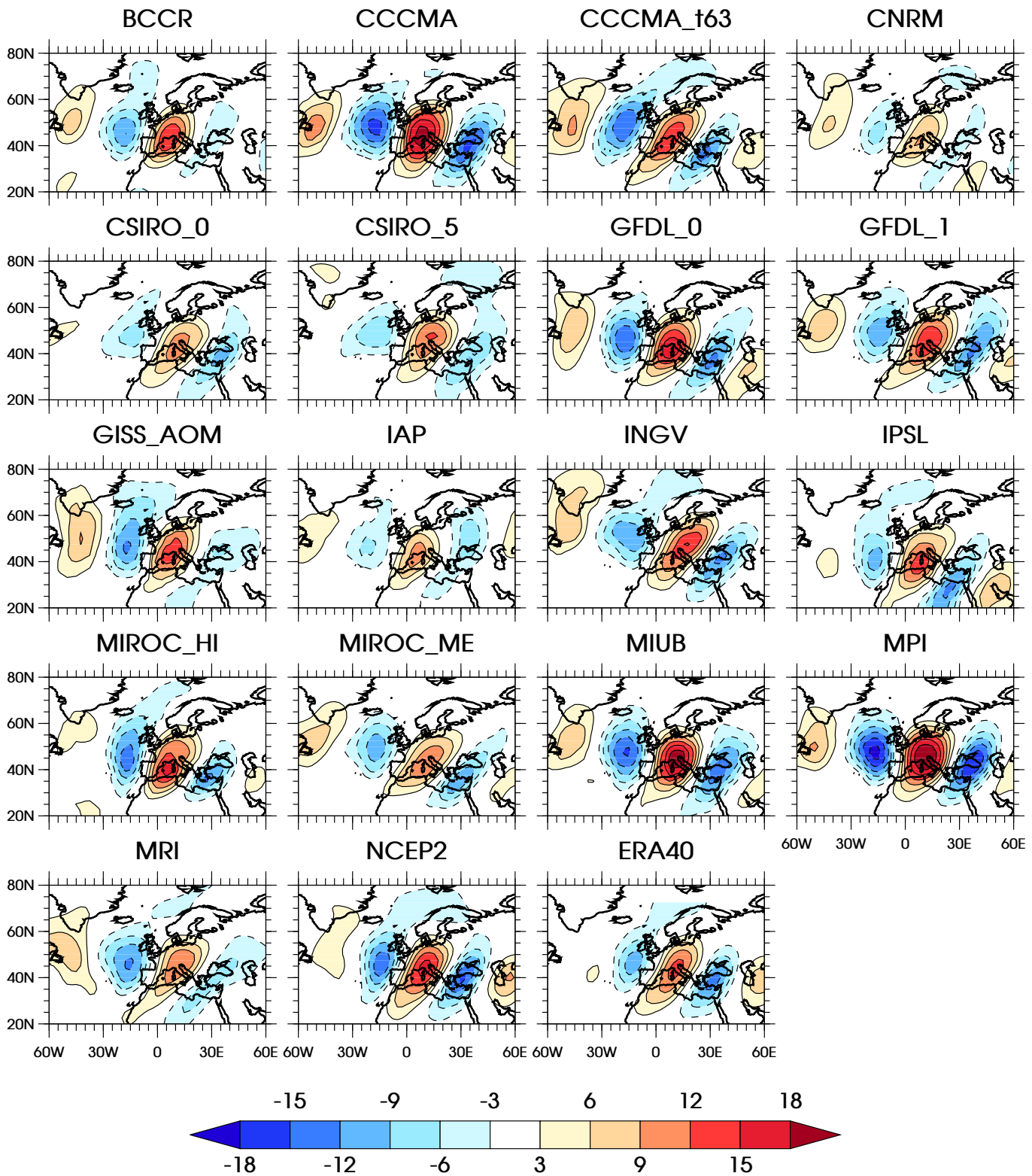


Figure 6.34 – *Idem* Fig. 6.30, mais pour le vent méridien à 200 hPa (en m s^{-1}).

Composite Merid. Wind 200 hPa [40N-60N]

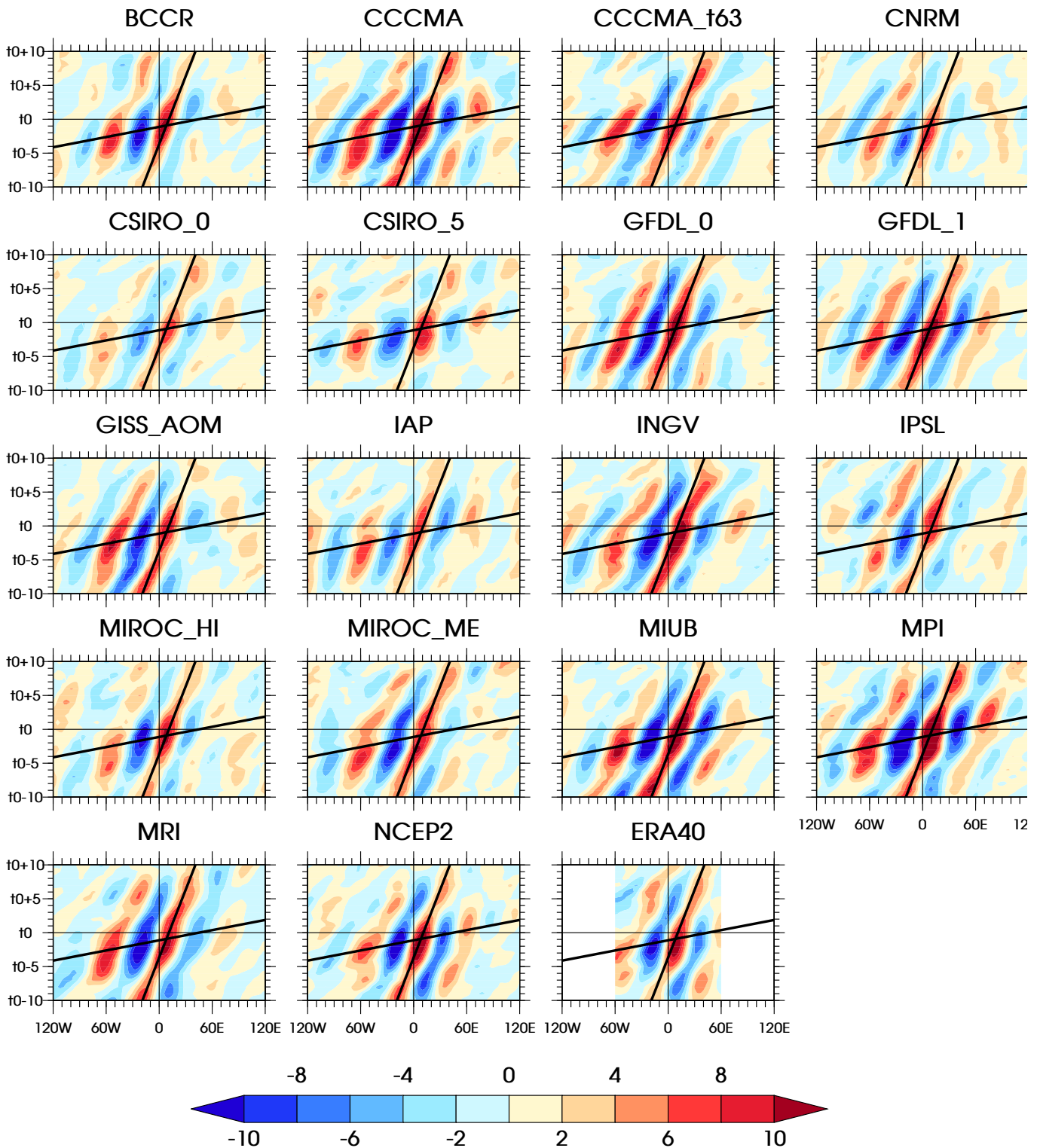


Figure 6.35 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour le vent méridien à 200 hPa (en m s^{-1}), moyenné dans la bande 40°N – 60°N , pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000). Les événements HLE et HLW sont relatifs au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle.

mode intrasaisonnier du SHL et la convection sur le Sahel (chapitre 4). Il se caractérise par un renforcement de la convection concomitant aux évènements HLW, et un affaiblissement de celle-ci pendant les évènements HLE. De même, l'arrivée de l'anomalie froide des évènements HLW sur le Sahel Est est associée à une décroissance de l'activité convective, alors que la formation d'une anomalie chaude sur le Sahara Est pendant les évènements HLE coïncide avec une augmentation de la convection sur le Tchad et le Soudan. Ces anomalies convectives, qui naissent donc sur l'est du Sahel, ont ensuite un caractère propagatif vers l'ouest ($\sim -7 \text{ m s}^{-1}$ - CRL10) assez marqué, et on peut les suivre jusqu'au milieu de l'océan Atlantique tropical.

La plupart des modèles de CMIP3 ont un signal en OLR et en précipitation associé à leurs évènements HLE et HLW (Figs. 6.36 et 6.37), cohérent en signe avec celui de l'OLR de la NOAA et des précipitations GPCP¹⁰. Ce résultat souligne donc la robustesse du lien entre la variabilité intrasaisonnaire du SHL et la convection sur le Sahel. Ce lien prend cependant des formes très variées. Le signal est plutôt faible dans CSIRO_5 et IAP, notamment à l'est de 20°E, plutôt peu ou pas propagatif dans CCCMA_t63, GFDL_0 et MIUB. Lorsqu'il est propagatif, il est généralement plus lent (e.g., BCCR, GISS_AOM et MPI). La transition entre affaiblissement et renforcement de la convection est parfois très marquée, surtout sur le Sahel Est (CCCMA, CCCMA_t63, GISS_AOM, INGV, IPSL, MIROC_ME et MPI).

Le fait que presque tous les modèles aient une réponse significative sur le Sahel, alors que la fermeture de leur paramétrisation est en convergence d'humidité ou en CAPE, souligne que le mode intrasaisonnier du SHL est associé à des modulations à la fois de la convergence d'humidité dans les basses couches, et de la CAPE. Ce résultat est cohérent avec les analyses réalisées dans la section 5.2. On peut noter également que GFDL_0 et GFDL_1, bien qu'étant des modèles très proches, ont des comportements assez différents, GFDL_0 ne simulant pas de propagation vers l'ouest des anomalies de convection. Cette différence de comportement pourrait alors suggérer un rôle important de la dynamique des ondes (d'est et/ou de Rossby équatoriales?). GFDL_0 présente, effectivement, par rapport à GFDL_1, un déficit d'activité des ondes d'est (Ruti et Dell'Aquila, 2010, voir aussi Fig. 3.35 de ce manuscrit), et un déficit d'activité des ondes de Rossby équatoriales (Lin *et al.*, 2006, voir aussi Figs. 3.34.c et d de ce manuscrit). Enfin, la résolution horizontale fine de MIROC_HI et INGV semble induire un signal plus bruité, mais plus cohérent avec les observations. Ces deux modèles sont aussi les modèles ayant une des persistances les plus faibles sur la région (section 6.3.1), ce qui pourrait également expliquer cette forte variabilité spatiale et temporelle du composite.

6.4.4 Conclusions

La variabilité intrasaisonnaire de la dépression thermique, et notamment son mode principal, est représentée de manière très satisfaisante par l'ensemble des MCGs de CMIP3, soulignant à la fois la robustesse de ce mode, et son origine essentiellement liée à la dynamique des moyennes latitudes. La relation avec la convection sur l'Afrique de l'Ouest est également un élément robuste de ce mode, malgré une

¹⁰Les figures sont présentées sur la bande 10°N–20°N, ce qui est un peu différent de ce qui était proposé dans CRL10. L'élargissement de la bande doit permettre de prendre en compte le fait que la ZCIT des modèles est, en général, un peu sud (section 6.2.1). Par ailleurs, la bande reste volontairement un peu nord, étant donné que la relation entre le mode intrasaisonnier du SHL et la convection affecte plutôt le flanc nord de la ZCIT (Chapitre 4).

Composite OLR [10N-20N]

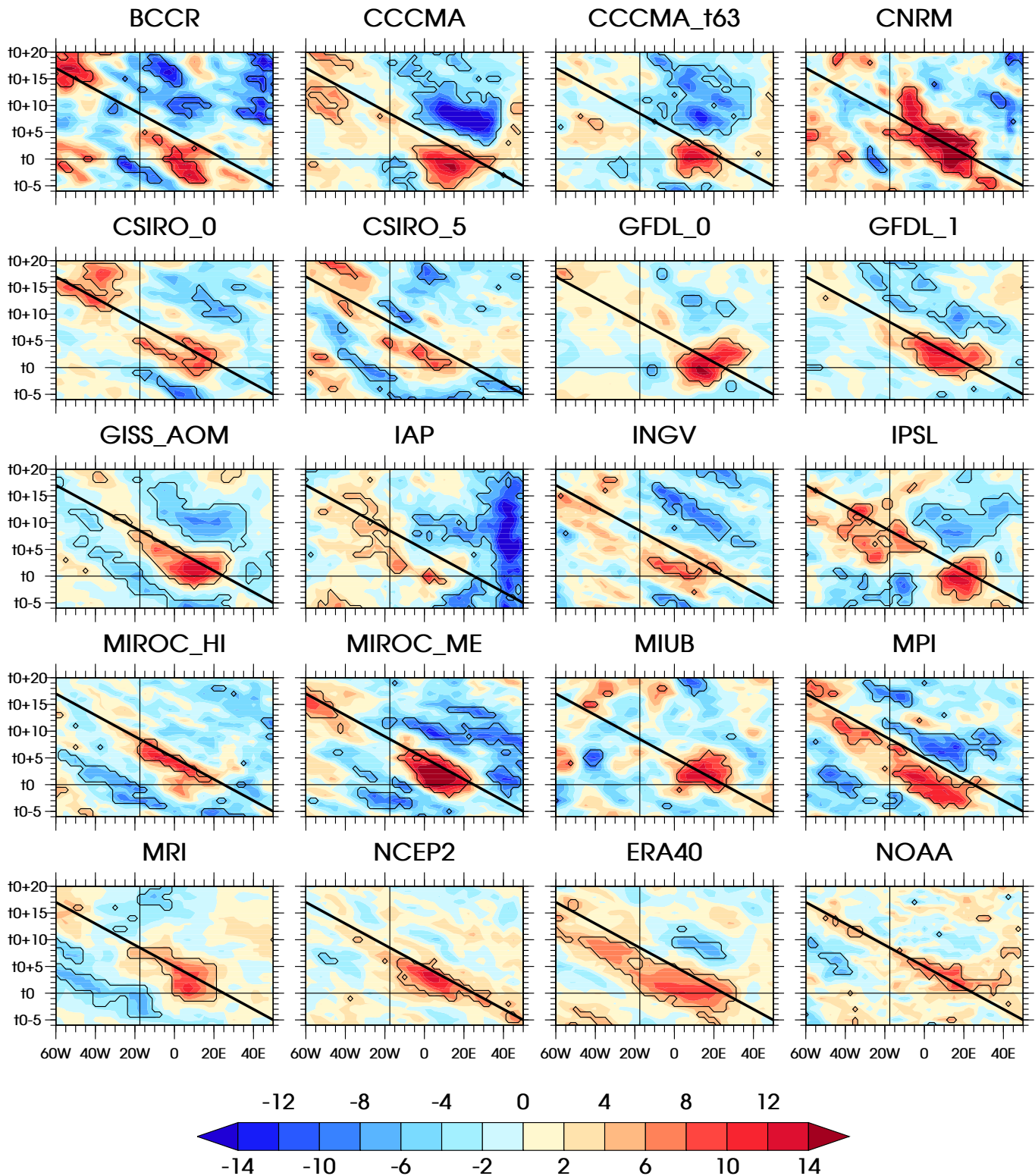


Figure 6.36 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour l'OLR (en $W m^{-2}$), moyenné dans la bande 10°N–20°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements HLE et HLW sont relatifs au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle. Les composites des données d'OLR de la NOAA sont basés sur le mode intrasaisonnier du SHL de la réanalyse NCEP2. Le contour en noir indique le niveau de significativité à 95%, déterminé à l'aide d'un test de Student (section 2.2.5.4).

Composite Precipitation [10N-20N]

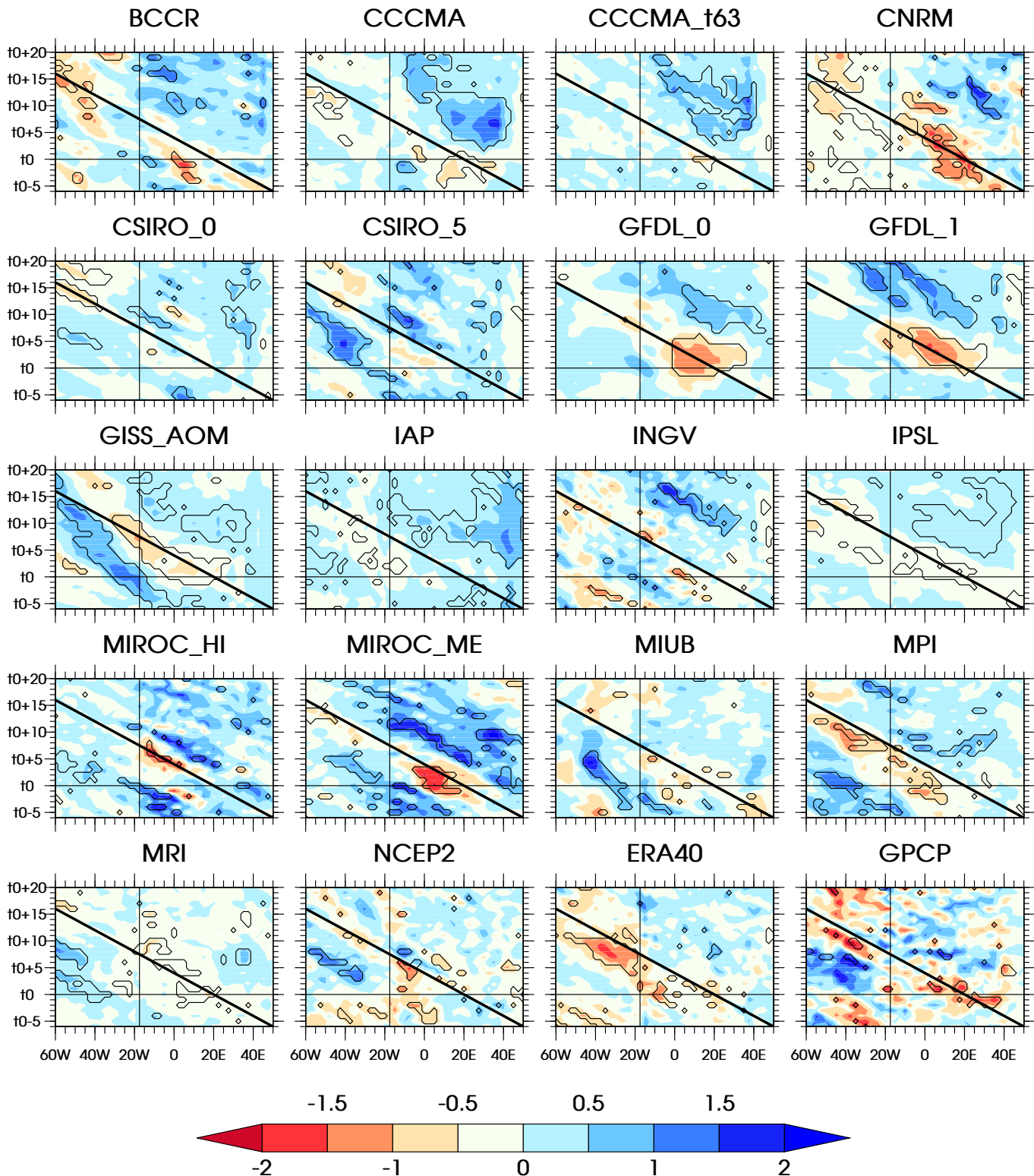


Figure 6.37 – Différence, à t_0 , entre le composite des évènements HLE et celui des évènements HLW, pour les précipitations (en mm jour^{-1}), moyennée dans la bande 10°N – 20°N , pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006). Les évènements HLE et HLW sont relatifs au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle. Les composites des données des précipitations GPCP sont basés sur le mode intrasaisonnier du SHL de la réanalyse NCEP2. Le contour en noir indique le niveau de significativité à 95%, déterminé à l'aide d'un test par tirage aléatoire (section 2.2.5.4).

assez grande diversité dans la représentation de ce lien. Le fait que presque tous les modèles simulent une réponse souligne alors que le mode intrasaisonnier du SHL est potentiellement associé à des modulations importantes de la convergence d'humidité et de la CAPE, surtout sur le Sahel Est. La difficulté rencontrée par certains modèles à représenter une propagation vers l'ouest des anomalies convectives, dénote peut-être d'un problème plus général de représentation de la dynamique des ondes équatoriales. Ce point nécessiterait, cependant, une étude plus approfondie de ce type de variabilité, notamment dans quelques modèles, comme GFDL_0 et GFDL_1.

6.5 LE MODE INTRASAISSONNIER PROPAGATIF DE LA CONVECTION DANS LES MODÈLES DE CMIP3

La section 6.3.1 a évalué l'aptitude des modèles de CMIP3 à représenter une variabilité intrasaisonnière de la convection (précipitations et OLR), comparables à celle observée, en termes à la fois de structure spatiale du champ de variance, et de répartition de cette variance dans le domaine fréquentiel. Cette analyse a, en outre, souligné une tendance générale à simuler trop, voire beaucoup trop d'énergie aux échelles supérieures à 10 jours, par rapport à l'énergie intrasaisonnière totale (< 90 jours). La plupart de ces MCGs étaient cependant capables de représenter un pic de variance, plus ou moins marqué, entre 10 et 25 jours. Nous proposons, dans cette section, une analyse préliminaire de la structure de la variabilité de ces échelles, à travers l'étude du mode intrasaisonnier propagatif principal de l'OLR. Pour cela, nous utilisons la même méthodologie que celle présentée dans la section 5.4, afin de détecter ce mode de variabilité dans chacun des MCGs de CMIP3.

6.5.1 *Détection et structure générale*

Comme dans la section 5.4, le mode intrasaisonnier propagatif principal de l'OLR est dérivé du premier CEOF de l'ACPC (section 2.2.4.2) de l'OLR, filtré dans la bande 10–25 jours, à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1). L'ACPC est réalisée sur le domaine 10°S – 30°N , 30°O – 30°E , englobant ainsi l'ensemble des pôles de variabilité intrasaisonnière de l'OLR (section 6.3.1 et Fig. 6.15). Le premier CEOF de cette ACPC est présenté, pour chacun des modèles de CMIP3, sur la figure 6.38, avec la proportion de variance expliquée dans la bande 10–25 jours.

De nombreux modèles parviennent à capturer la structure globale du mode principal de la variabilité intrasaisonnière de l'OLR, avec un pôle de variabilité situé sur la partie nord du Sahel, et des vitesses de propagation orientées vers le nord-ouest. Seuls 3 modèles (INGV, IPSL et MIUB) et la réanalyse NCEP2 ratent complètement cette structure, plaçant leur pôle principal sur l'océan Atlantique ou sur l'Afrique équatoriale. Ce mode explique, soit approximativement la même quantité de variance filtrée que dans les observations ($\sim 12\%$), soit notablement plus ($> 15\%$ pour BCCR, CSIRO_0, CSIRO_5, GISS_AOM, MIROC_HI, MIROC_ME et MRI). Les modèles, qui ont une bonne structure globale du mode de variabilité, ont cependant tendance à placer leur pôle trop à l'ouest : seuls CCCMA, CCCMA_t63, IAP et MIROC_HI parviennent à le positionner vers 10 – 15°E . En outre, une grande partie des MCGs ont tendance à simuler un pôle secondaire sur le Golfe de Guinée (BCCR, CCCM, CCCMA_t63, CNRM, IAP et MPI).

ACPC [10-25] OLR - CEOF1

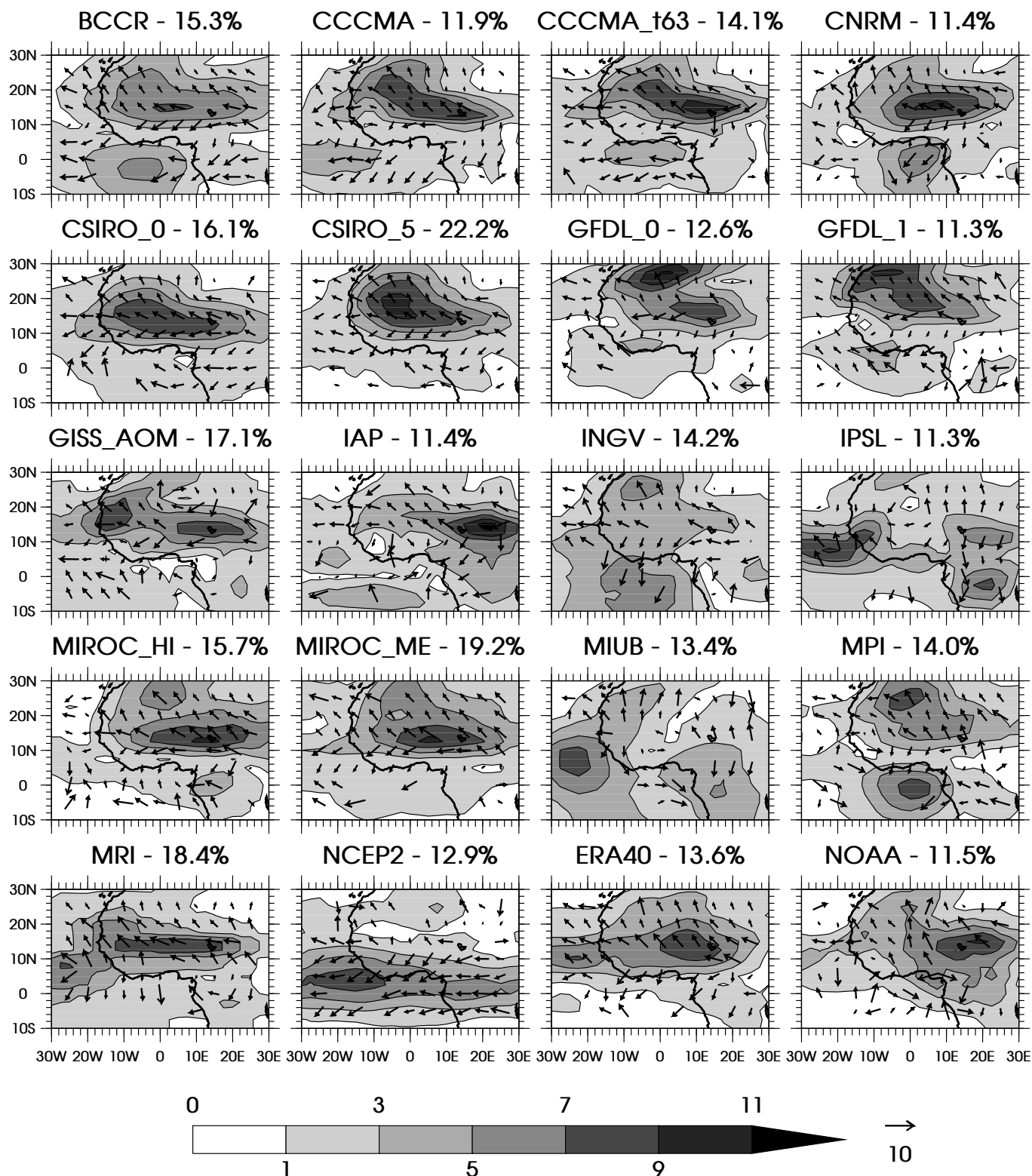


Figure 6.38 – CEOF1 de l'ACPC de l'OLR, filtré dans la bande 10–25 jours. L'ACPC a été réalisée sur le domaine 10°S–30°N, 30°O–30°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et pour les données de la NOAA (1979–2007). L'échelle de gris indique le module du CEOF1 (sans unité), et les vecteurs, le champ de vitesse de phase du CEOF1 (en m s^{-1} – voir section 2.2.4.2, et Annexe 2 de CRL10).

Composite OLR - lag 0 days

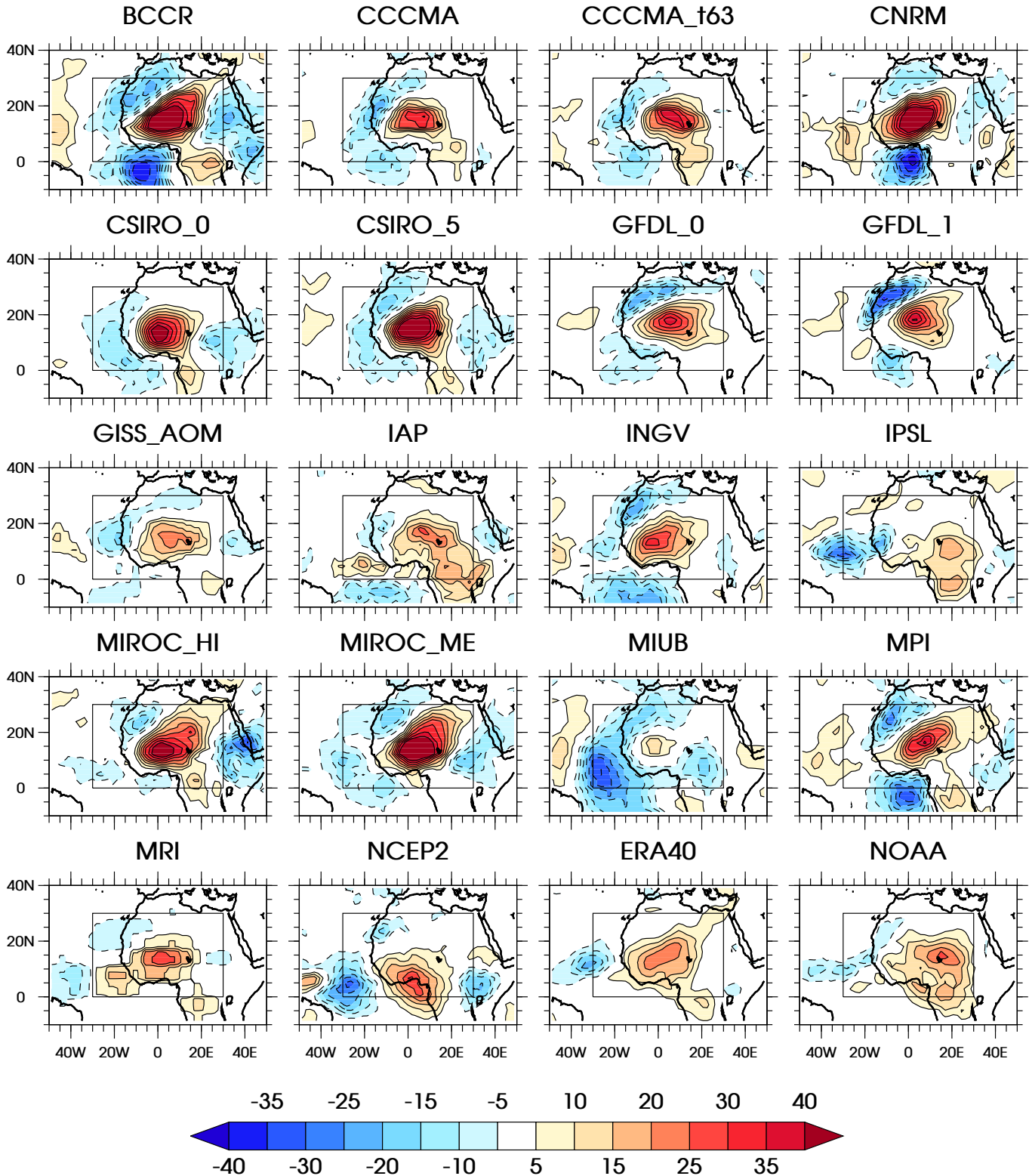


Figure 6.39 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements OLR+ et celui des événements OLR-, pour l'OLR (en W m^{-2}), pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements OLR+ et OLR- sont relatifs au mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de chaque modèle. Seules les valeurs significatives à 95%, en utilisant un test de Student, sont reportées.

Composite OLR [10N-20N]

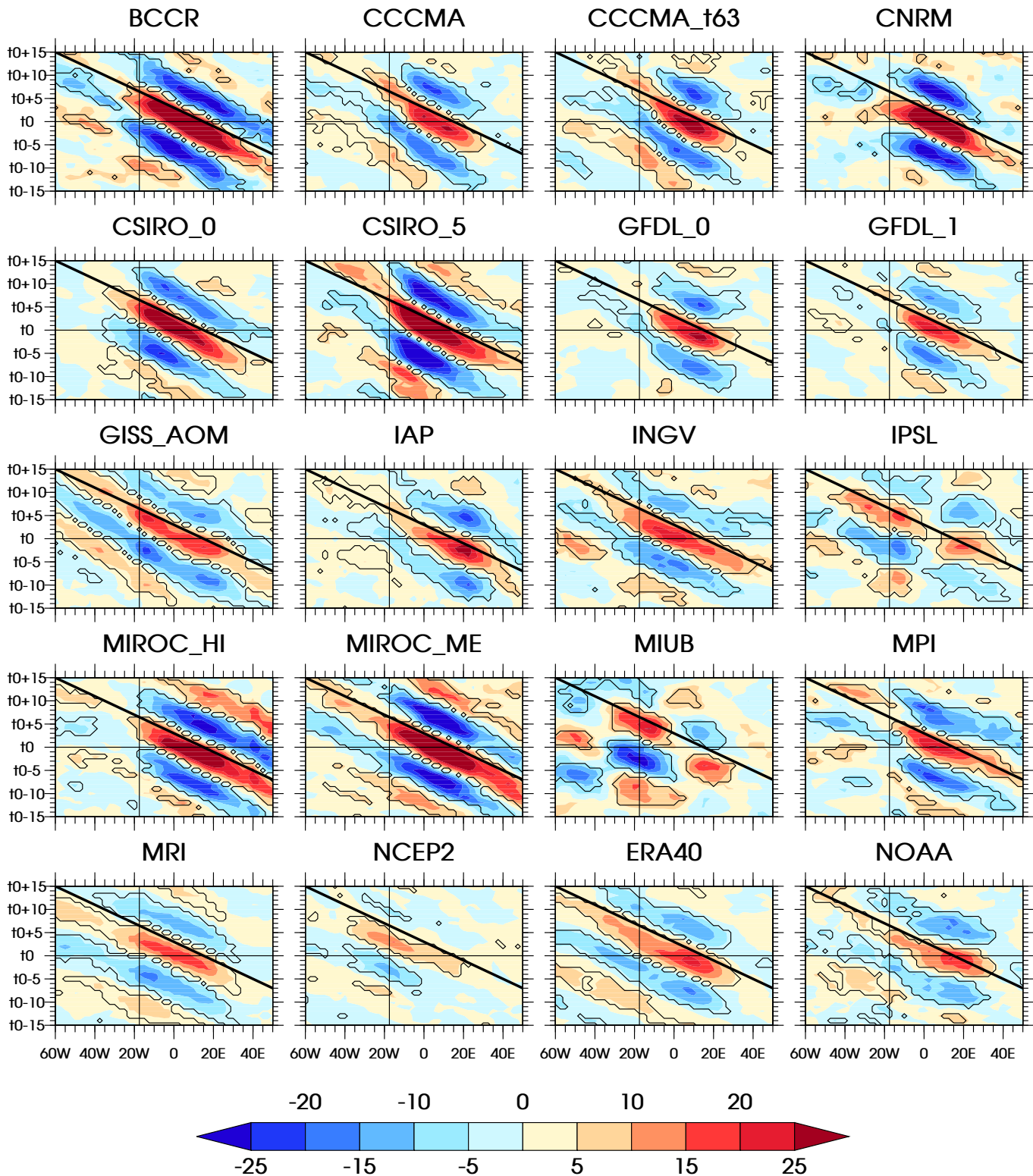


Figure 6.40 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements OLR+ et celui des événements OLR-, pour l'OLR (en $W m^{-2}$), moyenné dans la bande $10^{\circ}N-20^{\circ}N$, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements OLR+ et OLR- sont relatifs au mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de chaque modèle. Le contour en noir indique le niveau de significativité à 95%, déterminé à l'aide d'un test de Student (section 2.2.5.4).

À partir du premier CEOF, on reconstruit, pour chaque MCG, l'indice ind_{OLR} , caractérisant son propre mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR. Cet indice, normalisé, est défini comme l'OLR reconstruit à partir du CEOF1, au point de coordonnées 15°N , 17.5°E (Annexe A de CRL10 et section 2.2.4.2). Ce point est le même pour tous les modèles, afin que les modes aient la même phase spatiale. On peut alors définir les événements OLR+ et OLR- de chacun des modèles, et en étudier la structure composite.

La figure 6.39 montre la structure composite en OLR, de ce mode de variabilité, pour chaque modèle, à l'instant t_0 . Peu de MCGs (CCCMA_t63, IAP, IPSL, MIROC_HI, MPI, MRI et ERA40) capturent la large extension méridienne de l'anomalie d'OLR, à l'est, sur le Sahel et l'Afrique équatoriale. Elle est, le plus souvent, confinée au nord, sauf dans NCEP2, où elle est, au contraire, très sud. Beaucoup de modèles surestiment l'amplitude des événements OLR+/OLR-, tandis que IPSL et MIUB sous-estiment les anomalies sur le continent.

En revanche, tous les MCGs représentent bien une propagation vers l'ouest des anomalies convectives (Fig. 6.40), qui se traduit aussi par une modulation des précipitations (non montré). Cette propagation a généralement une vitesse un peu plus lente que celle des observations de la NOAA. Par ailleurs, certains modèles (BCCR, CSIRO_5, GISS_AOM, MIROC_HI, MIROC_ME, MPI) ont des anomalies de convection qui semblent provenir d'assez loin à l'est, au-delà de $30\text{--}40^\circ\text{E}$, alors que les observations de la NOAA tendent à les faire démarrer vers 30°E . Quatre de ces modèles (BCCR, GISS_AOM, MIROC_HI et MIROC_ME) ne semblent pas marquer la discontinuité de la ZCIT sur l'ouest de l'océan Indien (Fig. 6.3). Ceci suggère que, dans ces modèles, ce mode propagatif est associé à une perturbation dynamique (onde de Rossby équatoriale?), dont l'origine ne serait pas régionale, et que la continuité de la ZCIT sur l'océan Indien permettrait de mettre en évidence.

6.5.2 Des ondes de Rossby équatoriales ?

Le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR présente une structure de type onde de Rossby équatoriale, particulièrement bien visible à 700 hPa (section 5.4). Il est également associé à une activité forte des moyennes latitudes, au-dessus de la Méditerranée, vraisemblablement en lien avec la variabilité intrasaisonnière du SHL (section 5.4.3). La plupart des modèles capturent cette structure ondulatoire en moyenne troposphère, notamment à t_0-4 (Fig. 6.41), avec un nombre d'onde plutôt réaliste. Les anomalies de vent méridien à 700 hPa, bien que souvent trop intenses, correspondent à un nombre d'onde réaliste ($\sim 6\text{--}7$). Certains modèles (e.g., BCCR, CNRM et MIUB) ont un signal très faible au-dessus du bassin méditerranéen, de manière cohérente avec la faiblesse de leur variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique (Fig. 6.25). Ces modèles seraient alors surtout sensibles à l'effet des ondes de Rossby équatoriales, et permettraient d'étudier plus en détail ce mécanisme de modulation de la convection sur le Sahel. Dans l'hémisphère sud, les MCGs de CMIP3 (sauf CNRM et GFDL_0) simulent généralement des anomalies de vent méridien, antisymétriques par rapport au parallèle 5°N (ou 10°N) à celles de l'hémisphère nord (Fig. 6.41). Cette structure traduit la présence d'une onde de Rossby équatoriale, confirmée par l'analyse composite des anomalies de vent zonal à 700 hPa (non montré). L'évolution de ces dernières, moyennées dans la bande $5^\circ\text{N}\text{--}10^\circ\text{N}$, permet de mettre en évidence la propagation vers l'ouest de l'onde, qui, comme pour l'OLR, est, en général, trop faible (Fig. 6.42).

Composite Merid. Wind 700 hPa - lag -4 days

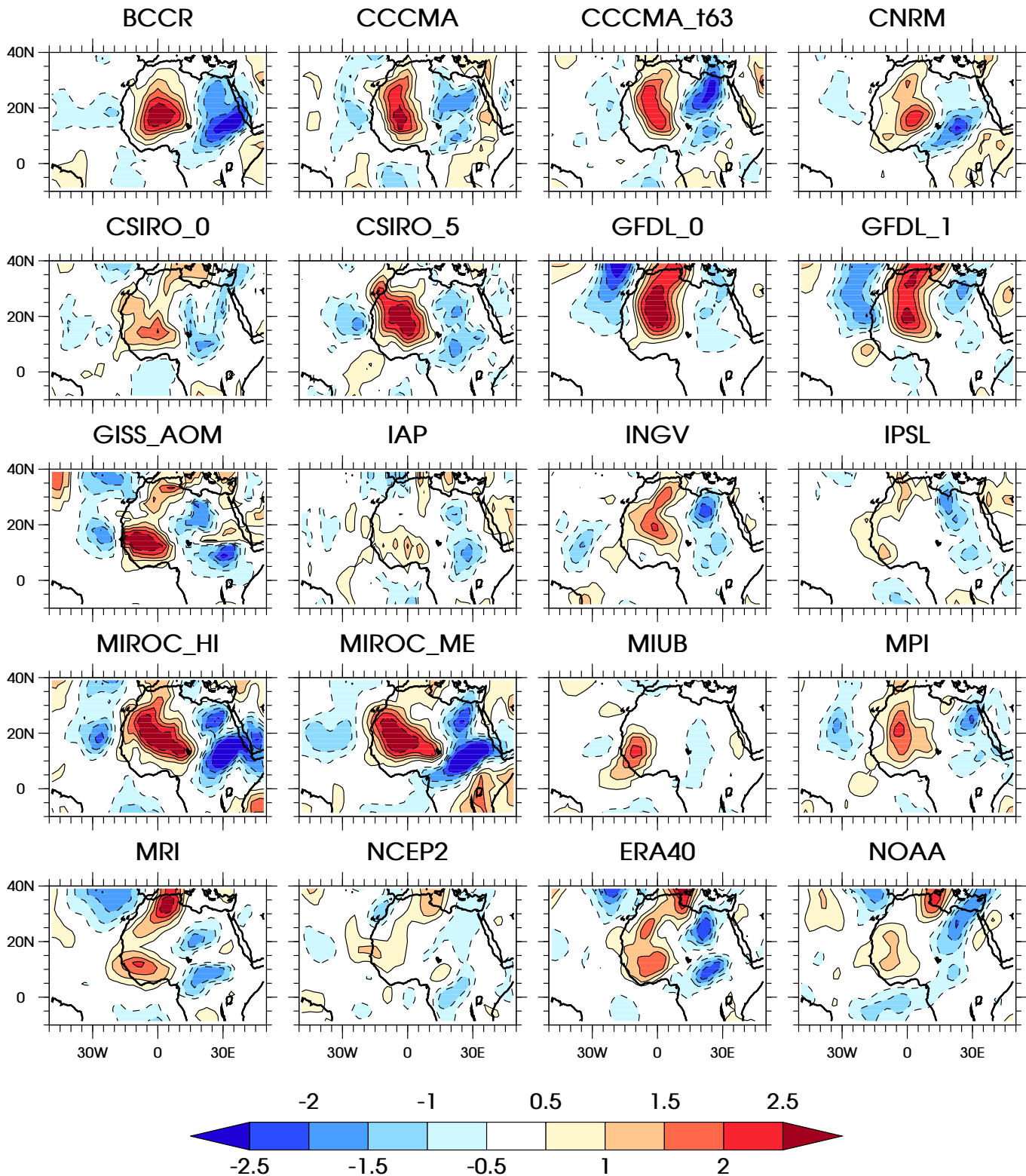


Figure 6.41 – Différence, à t_0-4 , entre le composite des événements OLR+ et celui des événements OLR-, pour le vent méridien à 700 hPa (en m s^{-1}), pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements OLR+ et OLR- sont relatifs au mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de chaque modèle. Pour le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de la NOAA, les composites sont basés sur le vent méridien de la réanalyse NCEP2 (1979–2007). Seules les valeurs significatives à 95%, en utilisant un test de Student, sont reportées.

Composite Zonal Wind 700 hPa [5N-10N]

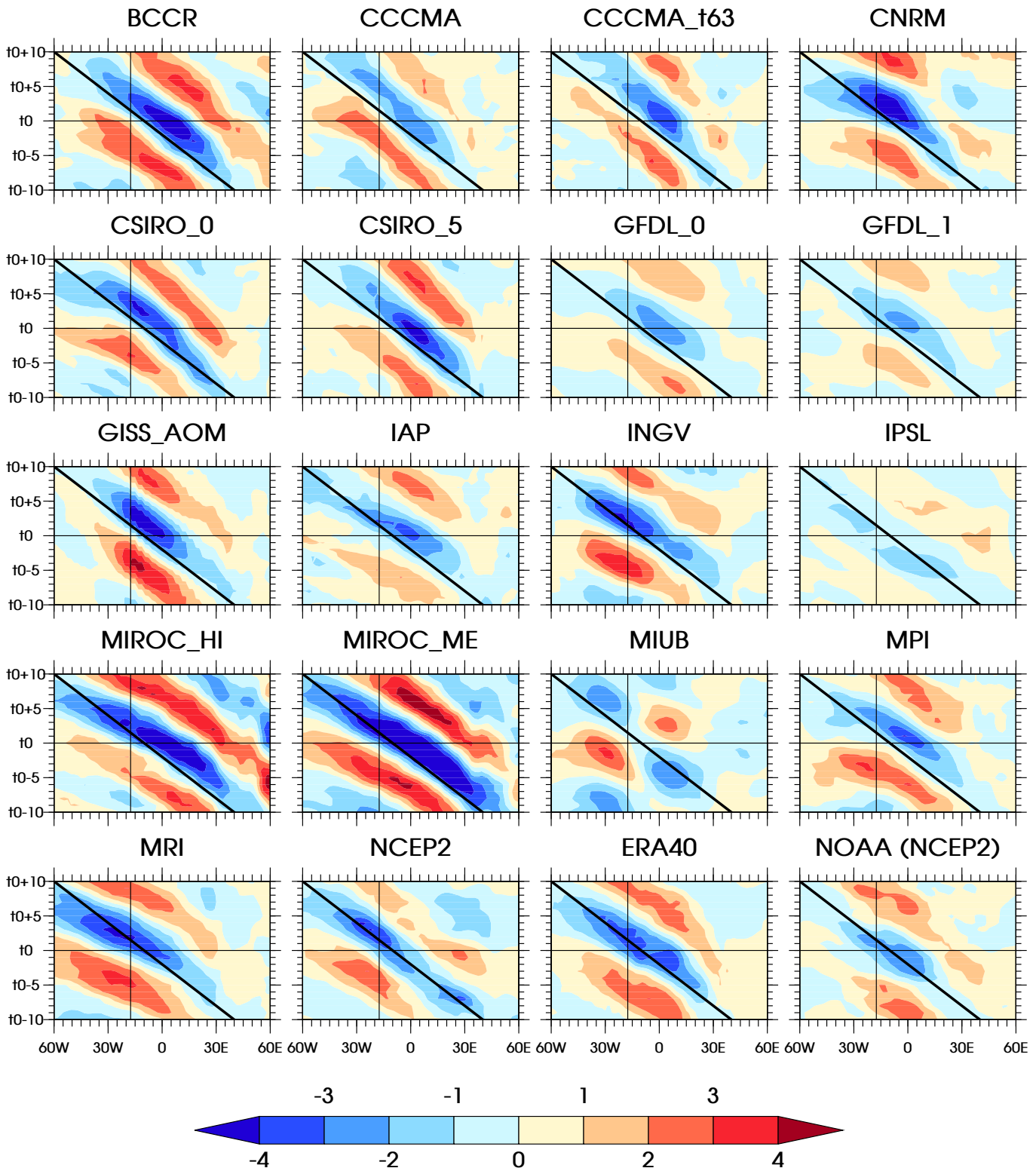


Figure 6.42 – Différence, à t_0 , entre le composite des événements OLR+ et celui des événements OLR-, pour le vent zonal à 700 hPa (en m s^{-1}), moyenné dans la bande 5°N – 10°N , pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements OLR+ et OLR- sont relatifs au mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de chaque modèle. Pour le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de la NOAA, les composites sont basés sur les données de la réanalyse NCEP2 (1979–2007). Aucun test de significativité n'a été réalisé pour cette figure.

6.5.3 *Un lien avec la variabilité intrasaisonnaire du SHL ?*

La figure 6.41 souligne que la plupart des MCGs (sauf BCCR, CNRM et MIUB) simulent une activité importante sur le bassin méditerranéen, pendant les événements OLR+/OLR-, similaire à celle associée à la variabilité intrasaisonnaire du SHL. La section 5.4.3 a montré que cette activité extratropicale reflétait un lien significatif entre ces deux modes de variabilité, de même nature que celui entre le mode Sahélien et le mode intrasaisonnier du SHL décrit dans RCL10. Le composite sur les événements OLR+/OLR- de l'indice ind_{SHL} , caractérisant la variabilité intrasaisonnaire du SHL, met en avant que les MCGs de CMIP3 sont capables de reproduire une telle relation entre le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR et celui de la dépression thermique (Fig. 6.43). Seuls quelques-uns d'entre eux (CNRM, CCCMA_t63, IAP, INGV, MIROC_HI, MIUB et NCEP2) saisissent un lien trop faible, voire incohérent avec les observations dans BCCR. La dissymétrie entre décalages temporels négatifs et positifs est également difficile à capturer, BCCR, CCCMA_t63, CSIRO_0 et CSIRO_5 ayant, par exemple, la dissymétrie opposée aux observations. C'est donc, au final, une moitié de modèles qui semblent saisir cette relation de manière satisfaisante, soulignant, d'une part, sa robustesse, et indiquant, d'autre part, qu'elle mériterait une étude plus détaillée dans l'un ou plusieurs de ces modèles. Ce dernier point permettrait notamment d'approfondir les mécanismes en jeu dans ces interactions tropiques-extra-tropiques, en particulier dans GISS_AOM et GFDL_1, où le lien avec le mode intrasaisonnier du SHL est fort.

6.5.4 *Conclusions*

Cette étude préliminaire du mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR, dans les modèles de CMIP3, a révélé que ces derniers étaient, pour une grande partie, capables d'en saisir les principales caractéristiques. La structure composite du champ d'OLR associée à ce mode de variabilité est réaliste sur le Sahel, mais plus difficile à capturer sur l'Afrique équatoriale. Le lien avec les ondes de Rossby équatoriales est également bien simulé, alors qu'un certain nombre de ces modèles ratent son lien avec les moyennes latitudes, soulignant la difficulté à représenter ce dernier. C'est, au final, environ une moitié des MCGs de CMIP3 qui donnent une représentation raisonnable de ce mode de variabilité, et pour lesquels on pourrait examiner plus en détail, les mécanismes en jeu. L'utilisation d'un ou plusieurs de ces MCGs pourrait, en effet, nous permettre de mieux comprendre l'origine de cette variabilité et pourquoi certains MCGs ratent une partie de ses propriétés.

SHL index

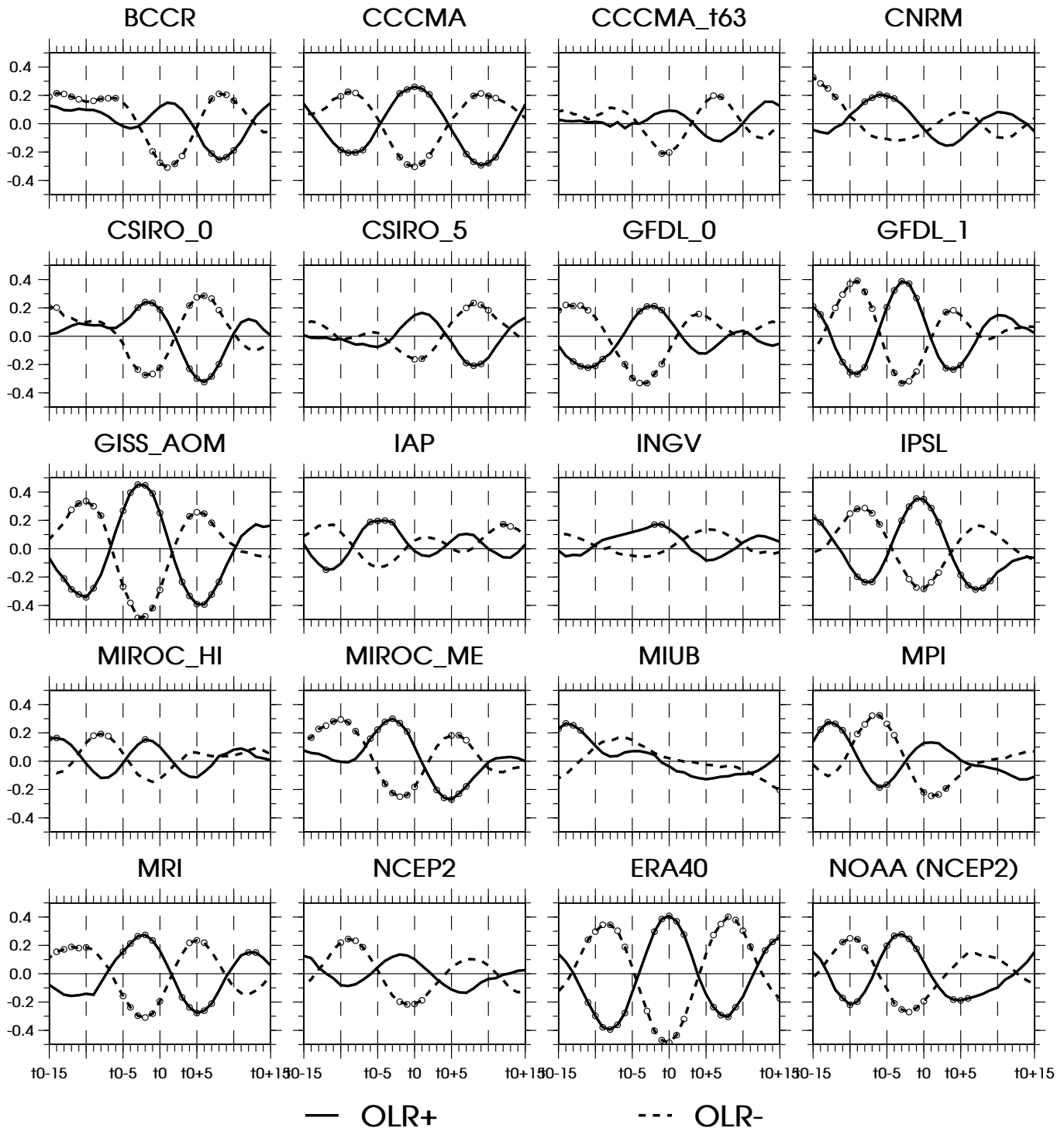


Figure 6.43 – Composites de l'indice ind_{SHL} de mode intrasaisonnier du SHL, sur les événements OLR+ (trait plein) et OLR- (trait tireté), pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007). Les événements OLR+ et OLR- sont relatifs au mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de chaque modèle, de même que l'indice ind_{SHL} est relatif au mode intrasaisonnier du SHL de chaque modèle. Pour le mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR de la NOAA, les composites sont basés sur l'indice ind_{SHL} issu de la réanalyse NCEP2 (1979–2007). Les cercles indiquent les valeurs significativement différentes de zéro à 95%, déterminées à l'aide d'un test de Student (section 2.2.5.4).

CONCLUSION

La première partie de ce chapitre (section 6.2) a été consacrée à l'étude de l'état de base de la MAO dans les modèles de CMIP3. Elle reprend et apporte quelques compléments aux études réalisées par Cook et Vizy (2006) et Ruti et Dell'Aquila (2010) sur les mêmes modèles. Les MCGs de CMIP3 ont montré une très grande disparité dans leur représentation des caractéristiques moyennes de la MAO :

- La ZCIT sur le Sahel est bien placée, vers 10°N, dans seulement 5 modèles sur les 17 évalués. L'amplitude de la ZCIT est également un challenge. Par ailleurs, une bonne ZCIT en termes de précipitations n'est pas un gage d'une bonne représentation de la ZCIT en termes d'OLR, comme le souligne l'exemple du modèle IPSL. Pour ce dernier modèle, on aurait tendance à suggérer que ce sont les descentes insaturées du schéma de convection d'Emanuel (1991) qui limitent fortement la quantité de précipitations arrivant au sol. Une réserve peut également être émise sur la référence utilisée dans ce chapitre (les données GPCP), qui ne prennent pas en compte l'évaporation pour estimer les précipitations sur le Sahel.
- La structure de la dépression thermique saharienne est globalement bien représentée par l'ensemble des modèles (sauf pour GFDL_0). Son intensité, et l'amplitude du gradient méridien de température sur le Sahel associé, sont, en revanche, des éléments plus difficiles à capturer. En particulier, nous avons suggéré, que, bien que la variabilité intrasaisonnaire du SHL soit pilotée par celle des ventilations sur la Méditerranée (Chapitre 4), à l'échelle climatique, les ventilations par le vent moyen au nord-est, mais aussi au sud, ne permettent pas d'expliquer les différences d'intensité du *heat low*, observées dans l'ensemble des modèles. Ces gradients thermiques, et donc l'intensité du SHL, sont des éléments clés pour le positionnement de la ZCIT sur le Sahel, et l'amélioration de la représentation du SHL, des processus associés (e.g., couche limite très active, interactions nuages/rayonnement, interactions aérosols/rayonnement...), et de la variabilité de ses ventilations, devrait être considérée comme une priorité pour pouvoir améliorer celle des précipitations sur le Sahel.
- La circulation de la MAO est également très variée d'un modèle à l'autre. Le JEA semble, à l'échelle climatique, assez bien relié à l'intensité du SHL, soulignant encore une fois le rôle important de la dépression thermique dans l'équilibre de la MAO.

On pourra également noter que la résolution spatiale n'est pas apparue comme un facteur critique pour représenter la variabilité intrasaisonnaire de la MAO, ou même son état moyen. Elle semble seulement permettre d'améliorer la simulation des pics de précipitations sur certains reliefs, vraisemblablement via une meilleure représentation du forçage convectif par l'orographie.

La variabilité intrasaisonnaire de la MAO, et notamment sa répartition dans les différentes gammes d'échelles, est également une difficulté pour les modèles actuels (section 6.3.1). Ces derniers ont tendance à ne pas simuler assez d'activité aux échelles inférieures à 10 jours, et représentent une persistance des précipitations trop importante. Une résolution plus fine semble avoir un impact positif sur cette persistance, et une fonction de déclenchement sur l'humidité relative de la moyenne

troposphère, comme celle proposée par Emori *et al.* (2001), semble apporter plus de variabilité haute fréquence à la convection. Avec une telle fonction, la convection ne se développe qu'avec une troposphère suffisamment humide. Tant qu'elle est trop sèche, les basses couches peuvent accumuler des quantités d'énergie plus importantes, et donc avoir plus tard une convection plus explosive. Sans ce type de fonction de déclenchement, la convection se développerait trop « facilement », trop souvent, dès qu'il y a un peu de CAPE. Son intensité serait aussi plus faible car l'énergie des basses couches est consommée trop rapidement et ne peut s'accumuler pendant plusieurs jours. Une modélisation réaliste de la variabilité intrasaisonnière de la MAO supposerait donc la prise en compte des processus pouvant inhiber la convection, notamment l'entraînement de l'air sec en moyenne troposphère et la CIN.

En revanche, les échelles intrasaisonnières plus lentes (> 10 jours), même si elles représentent une partie trop importante du spectre, ont des caractéristiques plutôt raisonnables, notamment avec un pic de variabilité significatif entre 10 et 25 jours dans la plupart des MCGs de CMIP3. Dans la gamme 30–60 jours, seulement une moitié de modèles simulent un pic significatif de variabilité, similaire à celui des observations.

En comparaison à la convection, la représentation de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique est bien meilleure, malgré une difficulté à capturer l'extension du pôle de variance au large des côtes marocaines (section 6.3.2). Les fines résolutions semblent améliorer cette représentation, vraisemblablement en lien avec une meilleure définition du relief.

En section 6.4, une étude plus fine de la structure de la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique dans les modèles de CMIP3, à travers le mode intrasaisonnier décrit dans CRL10 et dans le chapitre 4, a également montré que ces MCGs étaient relativement performants pour en représenter ses caractéristiques principales, soulignant ainsi sa robustesse : structure spatiale et temporelle, propagation, lien avec les moyennes latitudes et les ondes stationnaires. Un lien avec la convection sur l'Afrique de l'Ouest est également simulé dans une majorité des modèles. Il présente cependant une assez grande diversité, notamment en termes de propagation vers l'ouest des anomalies convectives.

Enfin, la plupart des MCGs de CMIP3 sont capables de simuler un mode intrasaisonnier propagatif de la convection sur l'Afrique de l'Ouest (section 6.5), avec des caractéristiques globalement satisfaisantes. La propagation vers l'ouest, bien que souvent plus lente, est capturée, de même que le lien apparent avec les ondes de Rossby équatoriales (section 5.4). En revanche, la relation entre ce mode de variabilité et celui de la dépression thermique semble plus difficile à saisir, et seulement une moitié des modèles en sont apparus capables.

Ce chapitre a proposé une évaluation de la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans l'ensemble de modèles de CMIP3, et constitue ainsi une référence, un *benchmark*, de ce que les modèles actuels sont capables de faire, ou de ne pas faire, dans ce domaine. C'est une étape importante, permettant d'identifier leurs points forts et leurs points faibles, et ainsi d'établir des priorités sur l'ensemble des développements à entreprendre pour améliorer la représentation de la MAO dans les modèles de climat. C'est aussi une étape importante pour choisir un ou plusieurs MCGs, qui pourront nous permettre d'aborder, par la suite, les mécanismes à l'origine de la variabilité intrasaisonnière de la MAO.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

CETTE thèse s'est attachée à approfondir la description de la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine, et à commencer l'évaluation de sa représentation dans les modèles de climats actuels.

Après avoir planté le décor dans le chapitre 1, nous avons présenté les données et les outils dans le chapitre 2. Une attention particulière a été portée sur les tests de significativité et leur utilisation, afin de nous assurer de la pertinence des signaux analysés tout au long de cette thèse. Nous avons proposé, ensuite, dans le chapitre 3 une synthèse de la variabilité intrasaisonnière de la MAO, en essayant de la replacer dans une perspective plus générale. Les trois chapitres suivants constituent réellement le cœur de cette thèse : la variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne a été caractérisée dans le chapitre 4, son lien avec la convection sur le Sahel a été abordé dans le chapitre 5, et le chapitre 6 a appliqué, à la plupart des modèles de CMIP3, une grande partie des diagnostics et méthodes, développés au cours de ces trois ans. Nous proposons, ci-dessous, pour clore ce manuscrit, une synthèse des principaux résultats obtenus, suivie de quelques perspectives.

CONCLUSIONS

Les échelles de variabilité intrasaisonnière de la MAO

La mousson d'Afrique de l'Ouest est un système complexe faisant intervenir un grand nombre d'acteurs (chapitre 1), et de multiples échelles (chapitres 1 et 3). Aux échelles intrasaisonnières, la variabilité de la convection sur l'Afrique de l'Ouest se répartit de la manière suivante (chapitre 3) :

- 20% de la variance intrasaisonnière totale (< 90 jours) se situe dans les échelles comprises entre 10 et 90 jours, avec notamment des pics de variabilité autour de 15 jours et 40 jours ;
- 40% se situe dans les échelles comprises entre 3 et 10 jours, correspondant essentiellement aux ondes d'est (3-5 jours) ;
- Les derniers 40% sont associés aux très hautes fréquences (< 3 jours).

La forte contribution des échelles de temps très courtes est apparu comme une spécificité de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Elle marque la très faible persistance des anomalies de précipitations sur la région. Les échelles plus lentes de variabilité intrasaisonnière (> 10 jours), bien que contribuant un peu moins, sont associées à une modulation importante (et persistante) du cycle saisonnier de la convection, de 50% à 80%. Elles peuvent se traduire par des phases actives

ou de pause de la MAO, critiques pour les populations et les économies locales. Elles représentent également une source de prévisibilité importante du système de mousson.

La variabilité intrasaisonnière de la dépression thermique saharienne

La dépression thermique saharienne est un des acteurs essentiels de la MAO. Chauvin, Roehrig, et Lafore (2010) ont décrit sa variabilité intrasaisonnière, et montré qu'elle était principalement associée à un mode robuste, d'échelle de temps caractéristique égale à 15 jours, caractérisé par l'alternance des deux événements, de nature globalement symétrique, les événements HLE et HLW (chapitre 4) :

- Les événements HLE sont associés à des ventilations du SHL renforcées sur le Maroc, et réduites sur la Méditerranée, ce qui conduit à la formation d'une anomalie chaude de température dans les basses couches, au-dessus de la Libye et l'Égypte, et d'une anomalie froide sur le Maroc et la Mauritanie. Ces deux anomalies ne sont pas stationnaires : celle sur la Méditerranée se propage vers le sud-est, en direction du Sahel Est, tandis que celle sur l'Atlantique se propage vers le sud-ouest, en longeant les côtes africaines. Ces événements permettent une extension vers le nord-est de la dépression thermique, ainsi que son intensification, en environ cinq jours.
- Les événements HLW sont associés à des anomalies de température et une modulation des ventilations opposées : une anomalie chaude se forme sur le Maroc et la Mauritanie, se propageant vers le sud-ouest, alors qu'une anomalie froide pénètre sur la Libye et l'Égypte, formant une intrusion d'air froid et humide, un *cold surge*, atteignant, quatre jours plus tard, le Tchad et le Soudan. Ces événements ont un impact fort sur le *heat low*, le rétractant vers le sud-est, et conduisant à son effondrement.

Ce mode de variabilité du SHL est principalement piloté par la variabilité intrasaisonnière des moyennes latitudes : un train d'ondes de Rossby quasi-stationnaire, en se propageant vers l'est, le long des jets polaire et subtropical, module les advections de température et d'humidité. Celles-ci contrôlent ensuite, en grande partie, la formation des anomalies de température et d'humidité associées aux événements HLE et HLW.

Le rôle des moyennes latitudes et du *heat low* dans la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine

Les événements HLE et HLW sont associés à une modulation de l'activité convective sur le Sahel : les événements HLW sont concomitants avec un renforcement de la convection sur le Tchad et le Soudan, et suivis quatre jours plus tard par un affaiblissement de celle-ci. Les événements HLE correspondent à une évolution opposée des anomalies convectives. Ces dernières se propagent vers l'ouest, jusqu'au centre de l'océan Atlantique, de manière très similaire au mode intrasaisonnier de la convection sur le Sahel, dit mode Sahélien (Janicot *et al.*, 2010a).

C'est, effectivement, un tiers des événements secs du mode Sahélien qui peuvent être associés à un événement HLE, et un quart des événements humides, à un événement HLW (chapitre 5 et Roehrig, Chauvin, et Lafore, 2010). L'étude des événements « combinés » a révélé que les *breaks* de type Sahélien étaient plus intenses, duraient plus longtemps et atteignaient une échelle spatiale plus large

que ceux des événements non combinés. À l'inverse, les événements humides de type Sahélien tendent à être statistiquement suivis par une période sèche sur le Sahel Ouest plus persistante.

Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010) ont aussi montré qu'une partie des événements Sahéliens pouvaient avoir une origine extratropicale : des anomalies de circulation cyclonique/anticyclonique peuvent être transportées, en moyenne troposphère, du bassin méditerranéen, jusque sur le Sahel, et ainsi moduler la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Plusieurs ingrédients ont été proposés pour expliquer, au moins en partie, ces fluctuations de la convection : la modulation des flux de mousson et d'Harmattan, et donc de l'énergie disponible dans les basses couches ; celle de l'air sec en moyenne et haute troposphère, qui peut inhiber le développement de la convection ; celle de la structure verticale de l'atmosphère, et donc de la CAPE et de la CIN ; celle de l'activité des ondes d'est, qui est un facteur d'organisation de la convection.

Deux origines seraient donc possibles pour les *wet et dry spells* de type Sahélien : les ondes de Rossby équatoriales, comme proposé par Janicot *et al.* (2010a), et les interactions tropiques-extratropiques, via la variabilité intrasaisonnière du SHL. Ces deux mécanismes, vraisemblablement indépendants, peuvent alors donner lieu à des interférences, constructives ou destructives, et ainsi conduire à une forte variabilité du système.

La représentation de la variabilité intrasaisonnière de la MAO dans les modèles de CMIP3

La mousson africaine, son état moyen et sa variabilité, sont toujours des challenges pour les modèles de climat, même pour la dernière génération, qui a participé à l'exercice CMIP3, base du 4^e rapport du GIEC (chapitre 6, Solomon *et al.*, 2007). La plupart des modèles de CMIP3 simulent, en effet, une ZCIT située trop au sud, avec une amplitude peu réaliste. Bien que la structure spatiale de la dépression thermique soit généralement bien représentée, son intensité, et l'amplitude des gradients associés, sont plus difficiles à capturer. Pourtant, ces derniers semblent jouer un rôle essentiel dans le positionnement de la ZCIT du JEA, et l'intensité du flux de mousson. L'amélioration de la représentation de la dépression thermique, et notamment des processus associés (e.g., couche limite très épaisse, interactions nuages/rayonnement et aérosols/rayonnement), apparaît comme une étape importante pour améliorer celle de la MAO.

La variabilité intrasaisonnière de la MAO, particulièrement sa répartition dans les différentes gammes d'échelles, est également une difficulté majeure des modèles de climat actuels. Ces derniers ont, en effet, tendance à simuler une variance trop faible dans les hautes fréquences, associée à une persistance trop importante des précipitations sur le Sahel. L'augmentation de la résolution spatiale semble avoir un impact positif sur la simulation de cette persistance. L'ajout d'une fonction de déclenchement de la convection, basée sur l'humidité relative de la moyenne et haute troposphère, améliore également la quantité de variabilité dans les hautes fréquences. L'air sec en moyenne et haute troposphère, et plus largement l'ensemble des processus capable d'inhiber la convection, sont donc des éléments cruciaux pour la représentation de la convection sur l'Afrique de l'Ouest, qu'il semble nécessaire d'inclure dans les paramétrisations de la convection. Sans la prise en compte de tels processus, la convection se développe trop facilement, trop rapidement, trop souvent, dès qu'il y a un peu d'énergie dans les basses couches. Son intensité est

alors plus faible, car ces basses couches n'ont pas le temps d'accumuler de l'énergie pendant plusieurs jours.

Bien qu'elles représentent une partie trop importante du spectre, les échelles intrasaisonniers plus lentes, notamment celles qui s'étalent de 10 à 25 jours, sont représentées d'une manière satisfaisante par une grande partie des modèles de CMIP3. L'étude des modes de variabilité à 15 jours de la convection sur l'Afrique de l'Ouest, et de la dépression thermique saharienne (mode intrasaisonnier du SHL et mode intrasaisonnier propagatif de l'OLR), a nécessité l'utilisation de définitions simples et applicables à l'ensemble de ces modèles, telles que celles proposées dans les chapitres 4 et 5. Elle a, en particulier, confirmé leur bonne performance.

PERSPECTIVES

Origine de la variabilité intrasaisonnaire des latitudes moyennes

Les chapitres 4 et 5 ont montré que la variabilité intrasaisonnaire des moyennes latitudes jouait un rôle essentiel dans celle de la dépression thermique et de la convection sur l'Afrique de l'Ouest. Les fluctuations intrasaisonniers sur l'Atlantique Nord et l'Europe sont souvent envisagées sous l'angle des régimes de temps (e.g., Cassou *et al.*, 2005), pour lesquels nous avons trouvé, en section 4.2.2, des liens significatifs et forts avec le mode intrasaisonnier du SHL, dans le sens chronologique régime \rightarrow HLE/HLW. Ce type d'enchaînement souligne un impact potentiel des régimes sur la variabilité intrasaisonnaire du SHL, et donc sur celle de la convection en l'Afrique de l'Ouest. Cependant, les événements HLE/HLW, et l'onde de Rossby quasi-stationnaire à leur origine, semblent aussi associés aux transitions entre régimes, et l'hypothèse de stationnarité qui leur est associée deviendrait alors un peu limitative. Une approche plus dynamique de la variabilité intrasaisonnaire des moyennes latitudes doit être envisagée.

Par ailleurs, la littérature ne semble pas avoir tranché sur l'origine des ondes de Rossby quasi-stationnaires, d'échelle intrasaisonnaire, observées en été (ou en hiver) : correspondent-elles à un mode propre de la circulation des moyennes latitudes, sélectionné à partir de toute perturbation aléatoire de l'atmosphère, comme ont pu le proposer Simmons *et al.* (1983) ? Ou sont-elles une réponse à un forçage extérieur, qui imposerait alors les échelles de temps, comme ont pu le suggérer Borges et Sardeshmukh (1995) et Newman *et al.* (1997) ? Dans ce dernier cas, ce forçage extérieur pourrait être lié, par exemple, à la convection sous les tropiques (Jin et Hoskins, 1995 ; Fukutomi et Yasunari, 2002), et à des processus similaires à ceux proposés par Cassou (2008), pour expliquer le lien entre la MJO et la NAO, pendant l'hiver. Nous proposons, ici, quelques approches, complémentaires, qui nous semblent intéressantes pour tenter d'en comprendre un peu plus sur ces ondes de Rossby quasi-stationnaires, sur leur origine, leur relation avec les régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe, et leur impact sur l'Afrique de l'Ouest :

- Afin de les isoler de manière rigoureuse, il pourrait être envisagé d'effectuer un filtrage dans le domaine fréquence-nombre d'onde, du vent méridien, par exemple, à la manière de ce qu'ont réalisé Wheeler et Kiladis (1999) pour la convection sur les tropiques. Ce type de filtrage permettrait alors d'étudier, à

la fois dans un modèle et dans les réanalyses, leurs propriétés et leur relation avec la circulation des moyennes latitudes et celle des tropiques ;

- L'utilisation d'un modèle de circulation générale simplifié (et sec), du type de celui de Hall (2000) et de Leroux (2009), où le forçage diabatique est constant, pourrait permettre de mieux comprendre la dynamique de ces ondes et leur origine. En particulier, nous avons commencé à analyser le mode intrasaisonnier du SHL, dans quelques-unes des simulations réalisées par S. Leroux avec ce modèle. Ce mode y existe, et est associé à une dynamique des moyennes latitudes très similaire à celle identifiée à partir des réanalyses. L'existence du train d'ondes de Rossby quasi-stationnaires dans ce modèle suggère que ce mode pourrait être d'origine interne et qu'il ne nécessite pas de forçage variable dans le temps.
- Enfin, le protocole développé dans le cadre du projet IRCAAM¹¹ nous semble également intéressant. Ce protocole, qui consiste à utiliser la méthode de *nudging*¹² sur une région donnée, dans les modèles du CNRM et de l'IPSL, pourraient, en effet, permettre d'évaluer dans quelle mesure guider telle ou telle région de l'atmosphère, en particulier les tropiques, contraint la chronologie de l'activité des ondes de Rossby quasi-stationnaires.

Processus physiques en jeu pendant les *wet* et *dry spells* de la MAO

À partir de l'analyse des données NCEP2, le chapitre 5 a finalement conclu qu'il existait au moins deux mécanismes possibles pour expliquer l'origine du mode Sahélien, et donc celles des phases de renforcement et d'affaiblissement de la convection sur le Sahel. L'une est liée aux ondes des Rossby équatoriales, l'autre à des interactions tropiques-extratropiques. Nous avons examiné comment quelques ingrédients pouvaient, en partie, permettre de comprendre l'origine de la modulation de la convection. Nous nous sommes cependant heurtés aux limites d'utilisation d'une réanalyse, dans laquelle il n'y a pas forcément adéquation temporelle et spatiale entre ce que fournit la réanalyse et ce qui peut être tiré d'observations plus directes, et non assimilées, comme l'OLR. C'est d'autant plus le cas pour l'Afrique de l'Ouest que c'est une région relativement pauvre en observations *in situ*, où la réanalyse, peu contrainte, est très dépendante de sa physique. L'utilisation d'un modèle de circulation générale, sans système d'assimilation, permettrait d'améliorer notre compréhension du mode Sahélien, du mode intrasaisonnier du SHL et de leurs interactions. L'évaluation des modèles de CMIP3 du chapitre 6 a donné une idée de ce qu'on peut attendre d'eux en termes de représentation de ce type de variabilité intrasaisonnaire, et permettra de choisir le modèle le plus pertinent pour en aborder les mécanismes. Par ailleurs, l'absence de système d'assimilation donne accès aux différents termes des bilans de température et d'humidité, sans faire face aux problèmes de fermeture, qui sont une limite importante à une partie de notre étude (voir la discussion dans la section 2.1.2.4). Le terme diabatique de ce bilan peut même, *a priori*, se décomposer par processus, ce qui est un avantage certain pour aborder la physique de ces modes de variabilité.

¹¹Influence Réciproque des Climats de l'Afrique de l'Ouest, du sud de l'Asie et du bassin Méditerranéen, <http://www.cnrm.meteo.fr/ircaam/>.

¹²Cette méthode consiste à ajouter un terme de rappel dans les équations d'un modèle, afin de le contraindre, de manière plus ou moins forte, à « coller » à une situation donnée. Voir Bielli *et al.* (2010), par exemple.

Les deux origines possibles du mode Sahélien, et leur interférence, peuvent cependant rendre difficile la compréhension de la modulation de la convection. Il serait alors intéressant de pouvoir étudier, de manière séparée, les deux mécanismes, pour en saisir les ingrédients essentiels. D'une part, l'utilisation des modèles de CMIP3, qui représentent un lien faible avec les moyennes latitudes, permettrait certainement de nous en apprendre plus sur le rôle des ondes de Rossby équatoriales dans la MAO. D'autre part, l'approche bidimensionnelle de la MAO, dans un plan méridien, proposée par Peyrillé *et al.* (2007), pourraient être une approche pertinente : elle permettrait d'éliminer la composante onde de Rossby équatoriale du mode Sahélien, et donc de se concentrer sur les interactions tropiques-extratropiques. En particulier, Peyrillé et Lafore (2007) ont rajouté, dans ce modèle, un terme de forçage en température et en humidité, afin de prendre en compte la partie du forçage climatologique de la dépression thermique par les ventilations, non représentée à cause de l'hypothèse bidimensionnelle. On pourrait alors utiliser la même méthode pour forcer le modèle par un terme variable, caractérisant le passage du train d'ondes de Rossby, au-dessus de la Méditerranée. Ce travail a été initié en collaboration avec P. Peyrillé.

Amélioration de la MAO et de sa variabilité dans les modèles de climat

Le chapitre 6 a mis en évidence que les modèles de CMIP3 avaient de grandes difficultés à simuler une variabilité haute fréquence significative de la convection sur le Sahel. La persistance des précipitations est trop importante : les modèles ont tendance à faire pleuvoir un petit peu, très souvent, plutôt qu'à simuler une forte intermittence des événements convectifs (Randall *et al.*, 2007). La prise en compte, dans le schéma de convection, de processus pouvant inhiber la convection, notamment l'air sec en moyenne et haute troposphère, semble être un élément intéressant pour améliorer la représentation de ce type de variabilité. L'utilisation d'un modèle particulier, avec plusieurs physiques disponibles, permettrait de mieux comprendre la sensibilité de la variabilité intrasaisonnière de la MAO à la paramétrisation de la convection, à son déclenchement et à sa fermeture.

Le chapitre 6 a également souligné que la dépression thermique, particulièrement son intensité moyenne, était un élément essentiel du système mousson, assez souvent mal représenté par les modèles de climat. Elle est associée à un grand nombre de processus, interagissant fortement les uns avec les autres (turbulence de couche limite, rayonnement, nuages, aérosols...). La sensibilité de sa représentation au jeu de paramétrisations, en lien avec les données récoltées pendant la campagne AMMA, ou pendant celle à venir, FENNEC¹³, pourrait fournir des indications précieuses sur les processus-clés gouvernant sa dynamique. Ce type d'expériences de sensibilité permettrait aussi de mieux comprendre le rôle du SHL dans la mousson africaine.

Dans la perspective du 5^e rapport du GIEC à venir, un nouvel exercice d'intercomparaison, CMIP5, est sur le point de commencer. Il sera très intéressant d'apprécier les progrès qu'auront pu faire, sur l'Afrique de l'Ouest, les différents modèles que nous avons évalués dans le chapitre 6. D'autres programmes, en cours

¹³Projet visant l'étude du système climatique saharien, financé par l'ANR, le CNES et l'INSU/LEFE, et coordonné par C. Flamant.

comme EUCLIPSE¹⁴ et DEPHY¹⁵, ou à venir, comme EU-ESM2011¹⁶, pourraient également constituer un environnement favorable pour étudier le rôle des paramétrisations physiques dans la représentation de la MAO et de sa variabilité intrasaisonnière, et ainsi permettre d'en améliorer la simulation.

Prévisibilité des *wet et dry spells* de la MAO

Un des résultats essentiels de cette thèse est l'existence d'un rôle important des moyennes latitudes dans la variabilité intrasaisonnière de la MAO. La prévision de cette dernière, à des échéances suffisamment importantes, est un enjeu crucial pour les populations d'Afrique de l'Ouest, et ce lien avec les latitudes extratropicales peut être, potentiellement, une source remarquable de prédictibilité. De même, en tant qu'évènement intrasaisonnier particulier, relié à la variabilité intrasaisonnière du SHL (Roehrig, Chauvin, et Lafore, 2010), la prévision de l'*onset* de la mousson pourrait également être améliorée.

Au cours de ce manuscrit, nous nous sommes attachés à évaluer la prévisibilité de l'activité intrasaisonnière de la dépression thermique (section 4.2.3), puis celle des évènements secs et humides de type Sahélien (section 5.1.3.1). Bien que simples, les scénarios de prévision proposés ont montré que la cascade « moyennes latitudes → mode intrasaisonnier du SHL → mode Sahélien », pouvait être une source d'information intéressante pour améliorer la prévisibilité des *wet et dry spells* de la MAO, à des échéances de l'ordre d'une semaine. De tels scénarios pourraient commencer à être utilisés de manière un peu plus opérationnelle, afin d'en tester la faisabilité et l'utilité pour les décideurs. Ils pourraient également être raffinés, en prenant en compte d'autres prédicteurs (l'activité des ondes de Rossby équatoriales par exemple), ou en utilisant des prévisions de modèles opérationnels pour tenter d'étendre les échéances.

L'amélioration de la prévision des séquences intrasaisonnières sèches et humides reste un des objectifs majeurs dans la suite du programme AMMA (AMMA Phase 2). Ce type de méthodes statistiques, combinées avec l'utilisation de modèles de prévision du temps et/ou de prévision saisonnière, permettra, espérons-le, de fournir une information utile, suffisamment en avance, aux populations d'Afrique de l'Ouest.

¹⁴European Union Cloud Intercomparison, Process Study and Evaluation Project, <http://www.knmi.nl/samenw/euclipse/>.

¹⁵Développement et Évaluation PHYSIQUES des modèles atmosphériques. Ce projet est financé par l'ANR et coordonné par F. Hourdin.

¹⁶Earth System Models. Ce projet européen, en cours de construction, vise à mieux comprendre le lien entre la physique des modèles de climat et la représentation de la circulation générale et de sa variabilité, afin d'en améliorer les performances.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdella, K. et N. A. McFarlane, 1996 : Parameterization of the surface-layer exchange coefficients for atmospheric models. *Boundary-Layer Meteorol.*, **80**, 223–248.
- Abdou, K., D. J. Parker, B. Brooks, N. Kalthoff, et T. Lebel, 2010 : The diurnal cycle of lower boundary layer wind in the West African monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 66–76.
- Adler, R. F., *et al.*, 2003 : The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J. Hydrometeorol.*, **4**, 1147–1167.
- Ambrizzi, T., B. J. Hoskins, et H.-H. Hsu, 1995 : Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3661–3972.
- Anderson, J. R. et D. E. Stevens, 1987 : The response of the tropical atmosphere to low frequency thermal forcing. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 676–686.
- Anderson, J. R., D. E. Stevens, et P. R. Julian, 1984 : Temporal variations of the tropical 40–50 day oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2431–2438.
- Annamalai, H. et J. M. Slingo, 2001 : Active/break cycles : diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian Summer Monsoon. *Clim. Dyn.*, **18**, 85–102.
- Annamalai, H., J. M. Slingo, K. R. Sperber, et K. Hodges, 1999 : The mean evolution and variability of the Asian summer monsoon : comparison of ECMWF and NCEP–NCAR reanalyses. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1157–1186.
- Anyamba, E. K. et B. C. Weare, 1995 : Temporal variability of the 40–50-day oscillation in tropical convection. *Int. J. Climatol.*, **15**, 379–402.
- Arakawa, A., 2004 : The cumulus parameterization problem : past, present and future. *J. Climate*, **17 (13)**, 2493–2525.
- Arakawa, A. et W. H. Schubert, 1974 : Interactions of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part I. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 674–701.
- Arguez, A., 2007 : Supplement to State of the Climate in 2006. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, s1–s135.
- Ati, O. F., C. J. Stigter, et E. O. Olapido, 2002 : A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria. *Int. J. Climatol.*, **22 (6)**, 731–742.
- Back, L. E. et C. S. Bretherton, 2009 : On the relationship between SST gradients, boundary layer winds and convergence over the tropical oceans. *J. Climate*, **22 (15)**, 4182–4196.
- Bader, J. et M. Latif, 2003 : The impact of decadal-scale Indian ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2169, doi : 10.1029/2003GL018426.
- Barnes, G. M. et K. Sieckman, 1984 : The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782–1794.
- Barthe, C., N. Asencio, J.-P. Lafore, M. Chong, B. Campistron, et F. Cazenave, 2010 : Multi-scale analysis of the 25–27 July 2006 convective period over Niamey : comparison between Doppler radar observations and simulations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136 (s1)**, 190–208, doi : 10.1002/qj.539.

- Bechtold, P., M. Kölher, T. Jung, F. J. Doblas-Reyes, M. Leutbecher, M. J. Rodwell, F. Vitart, et G. Balsamo, 2008 : Advances in simulating atmospheric variability with ECMWF model : from synoptic to decadal time-scales. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 1337–1351, doi : 10.1002/qj.289.
- Bergman, J. W. et M. L. Salby, 1996 : Diurnal variations of cloud cover and their relationship to climatological conditions. *J. Climate*, **9**, 2802–2820.
- Berry, G. et C. Thorncroft, 2005 : Case study of an intense African easterly wave. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 752–766.
- Berry, G., C. Thorncroft, et T. Hewson, 2007 : African easterly waves during 2004 – Analysis using objective techniques. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1251–1267.
- Biasutti, M., I. M. Held, A. H. Sobel, et A. Giannini, 2008 : SST forcings and Sahel rainfall variability in simulations of the twentieth and twenty-first centuries. *J. Climate*, **21**, 3471–3486.
- Bielli, S., H. Douville, et B. Pohl, 2010 : Understanding the West African monsoon variability and its remote effects : an illustration of the grid point nudging methodology. *Clim. Dyn.*, **35**, 159–174, doi : 10.1007/s00382-009-0667-8.
- Bjerknes, J., 1969 : Atmospheric teleconnections from the Equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172.
- Blackmon, M. L., Y.-H. Lee, et J. M. Wallace, 1984a : Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales. *J. Atmos. Sci.*, **41** (6), 961–979.
- Blackmon, M. L., Y.-H. Lee, J. M. Wallace, et H.-H. Hsu, 1984b : Time variation of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales as deduced from lag-correlation statistics. *J. Atmos. Sci.*, **41** (6), 981–991.
- Blade, I. et D. L. Hartmann, 1995 : Tropical intraseasonal oscillations in a simple nonlinear model. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2922–2939.
- Bloomfield, P., 2000 : *Fourier analysis of time series : an introduction*. 2d ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, 261 pp.
- Bolton, D., 1980 : The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1046–1053.
- Bony, S. et K. A. Emanuel, 2001 : A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection ; evaluation using TOGA COARE data. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3158–3183.
- Bony, S. et K. A. Emanuel, 2005 : On the role of moist processes in tropical intraseasonal variability : cloud–radiation and moisture–convection feedbacks. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 2770–2789.
- Boone, A., *et al.*, 2009 : The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90** (12), 1865–1880, doi : 10.1175/2009BAMS2786.1.
- Boone, A. A., I. Poccia-Leclercq, Y. Xue, J. Feng, et P. de Rosnay, 2010 : Evaluation of the WAMME model surface fluxes using results from de AMMA land-surface model intercomparison project. *Clim. Dyn.*, **35**, 127–142, doi : 10.1007/s00382-009-0653-1.
- Borges, M. D. et P. D. Sardeshmukh, 1995 : Barotropic Rossby wave dynamics of zonally varying upper-level flows during northern winter. *J. Atmos. Sci.*, **52** (21), 3779–3796.
- Bougeault, P., 1985 : A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 2108–2121.
- Bounoua, L. et T. N. Krishnamurti, 1991 : Thermodynamic budget of the five day wave over the Saharan desert during summer. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **47**, 1–25.
- Brinkop, S. et E. Roeckner, 1995 : Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, **47A**, 197–220.

- Brown, R. G. et C. S. Bretherton, 1995 : Tropical wave instabilities : convective interaction with dynamics using the Emanuel convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 67–82.
- Brown, T. J. et B. L. Hall, 1999 : The use of t values in composite analyses. *J. Climate*, **12**, 2941–2944.
- Buell, C. E., 1979 : On the physical interpretation of empirical orthogonal functions. *Preprints 6th Conf. on Probability and Statistics in Atmospheric Sciences*, American Meteorological Society, 112–117.
- Burpee, R. W., 1972 : The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77–90.
- Cadet, D. L. et S. H. Houston, 1984 : Precipitable water over West Africa and the Eastern/Central Atlantic Ocean during summer 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 761–774.
- Cadet, D. L. et N. O. Nnoli, 1987 : Water vapour transport over West Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 581–602.
- Caniaux, G., H. Giordani, J.-L. Redelsperger, F. Guichard, et M. Wade, 2010 : Couplings between the Atlantic cold tongue, the Santa Helena anticyclone and the African monsoon in boreal spring and summer. *J. Climate*.
- Carlson, T. N., 1969a : Some remarks on African disturbances and their progress over the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 716–726.
- Carlson, T. N., 1969b : Synoptic histories of three African easterly waves during the summers of 1968 and 1969. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 256–276.
- Cassou, C., 2008 : Intraseasonal interaction between the Madden–Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **455**, 523–527, doi : 10.1038/nature07286.
- Cassou, C., L. Terray, et A. S. Phillips, 2005 : Tropical atlantic influence on european heat waves. *J. Climate*, **18**, 2805–2811.
- Cattell, R. B., 1966 : The Scree test for number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, **1**, 245–276.
- Céron, J.-P. et J.-F. Guérémy, 1999 : Validation of the space-time variability of African easterly waves simulated by the CNRM GCM. *J. Climate*, **12**, 2831–2855.
- Céron, J.-P., J.-F. Guérémy, et A. Sarr, 2001 : African monsoon synoptic variability : validation of the Météo-France GCM. *Phys. Chem. Earth. (B)*, **26 (2)**, 149–153.
- Chang, C.-P., 1970 : Westward propagating cloud patterns in the tropical Pacific as seen from time-composite satellite photographs. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 133–138.
- Chang, C. P., 1977 : Viscous internal gravity waves and low-frequency oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 901–910.
- Chao, W. C., 1995 : A critique of wave-CISK as an explanation for the 40–50 day tropical intraseasonal oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 677–684.
- Charba, J., 1974 : Application of gravity current model to analysis of squall-line gust front. *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 140–156.
- Charney, J. G., 1975 : Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193–202.
- Charney, J. G. et A. Eliassen, 1964 : On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75.
- Charney, J. G., W. J. Quirk, S. H. Clow, et J. Kornfield, 1977 : A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366–1385.

- Charney, J. G. et M. E. Stern, 1962 : On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 159–172.
- Chauvin, F., R. Roehrig, et J.-P. Lafore, 2010 : Intraseasonal variability of the Saharan Heat Low and its link with mid-latitudes. *J. Climate*, **23**, 2544–2561.
- Chauvin, F., J.-F. Royer, et H. Douville, 2005 : Interannual variability and predictability of African easterly waves in a GCM. *Clim. Dyn.*, **24**, 523–544.
- Chen, T.-C., 1980 : On the energy exchange between the divergent and rotating components of atmospheric flow over the tropics and subtropics at 200 mb during two northern summer. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 895–912.
- Chen, T.-C. et M. Murakami, 1988 : The 30–50 day variation of convective activity over the western Pacific Ocean with the emphasis on the northwestern region. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 892–906.
- Chou, C. et J. D. Neelin, 2003 : Mechanisms limiting the northward extent of the northern summer monsoons over North America, Asia, and Africa. *J. Climate*, **16**, 406–425.
- Chou, C., J. D. Neelin, et H. Su, 2001 : Ocean-atmosphere-land feedbacks in an idealized monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1869–1891.
- Christensen, J. H., *et al.*, 2007 : Regional climate projection. *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. C. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, et H. L. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Collins, W. D., 2001 : Parameterization of generalized cloud overlap for radiative calculations in general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3224–3242.
- Cook, K. H., 1999 : Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *J. 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. *J. Climate*, **19**, 3681–3703.
- Cooley, J. W. et J. W. Tukey, 1965 : An algorithm for the machine calculation of Fourier series. *Math. Comput.*, **19**, 297–301.
- Cornforth, R., C. D. Thorncroft, et B. J. Hoskins, 2009 : The impact of moist processes on the African easterly jet–African easterly wave system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 894–913.
- Couvreux, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, et J.-L. Redelsperger, 2010 : Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**(s1), 159–173, doi : 10.1002/qj.473.
- Cuesta, J., C. Lavaysse, C. Flamant, M. Mimouni, et P. Knippertz, 2010 : Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (s1), 174–189, doi : 10.1002/qj.439.
- Cuesta, J., J. H. Marsham, D. J. Parker, et C. Flamant, 2009 : Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmos. Sci. Lett.*, **10**, 34–42.
- Cuesta, J., *et al.*, 2008 : Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C07, doi : 10.1029/2007JD009417.
- Dai, A., 2006 : Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models. *J. Climate*, **19**, 4605–4630.
- Dai, A., F. Giorgi, et K. E. Trenberth, 1999 : Observed and model simulated precipitation diurnal cycle over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **104**, 6377–6402.

- Dai, A. et K. E. Trenberth, 2004 : The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *J. Climate*, **17**, 930–951.
- Daubechies, I., 1992 : *Ten Lectures on Wavelets*. Society for Industrial and Applied Mathematics, 357 pp.
- de Coëtlogon, G., S. Janicot, et A. Lazar, 2010 : Intraseasonal variability of the ocean–atmosphere coupling in the Gulf of Guinea during boreal spring and summer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136(s1)**, 426–441, doi : 10.1002/qj.554.
- de Rosnay, P., *et al.*, 2009 : AMMA Land Surface Model Intercomparison Experiment coupled to the Community Microwave Emission Model : ALMIP-MEM. *J. Geophys. Res.*, **114**, D05108, doi : 10.1029/2008JD010724.
- Dell’Aquila, A., V. Lucarini, P. M. Ruti, et S. Calmanti, 2005 : Hayashi spectra of the northern hemisphere mid-latitude atmospheric variability in the NCEP–NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, **25**, 639–652.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, et H. Laurent, 1999 : Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic : results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, **15**, 795–822.
- Ding, Q. et B. Wang, 2007 : Intraseasonal teleconnection between the summer Eurasian wave train and Indian monsoon. *J. Climate*, **20**, 3751–3767.
- Diongue, A., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, et R. Roca, 2002 : Numerical study of a Sahelian synoptic weather system : initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **128**, 1899–1927.
- Douville, H., F. Chauvin, et H. Broqua, 2001 : Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I : Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, **14**, 2381–2403.
- Douville, H., D. Salas-Méla, et S. Tyteca, 2006 : On the tropical origin of uncertainties in the global land precipitation response to global warming. *Clim. Dyn.*, **26**, 367–385.
- Drobinski, P., B. Sultan, et S. Janicot, 2005 : Role of the Hoggar massif in the West African monsoon onset. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L01705, doi : 10.1029/2004GL020710.
- Druyan, L. M. et T. M. Hall, 1994 : Studies of African wave disturbances with the GISS GCM. *J. Climate*, **7** (261–276).
- Duchon, C. E., 1979 : Lanczos filtering in one and two dimensions. *J. Appl. Meteorol.*, **18**, 1016–1022.
- Dunion, J. P. et C. S. Velden, 2004 : The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85** (3), 353–365.
- Ebdon, R. A., 1960 : Notes on wind flow at 50 mb in tropical and sub-tropical regions in January 1957 and January 1958. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **86**, 540–542.
- Emanuel, K. A., 1987 : An air-sea interaction model of intraseasonal oscillations in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2324–2340.
- Emanuel, K. A., 1991 : A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2313–2335.
- Emanuel, K. A., 1993 : A cumulus representation based on the episodic mixing model : the importance of mixing and microphysics in predicting humidity. *The representation of cumulus convection in numerical models*, AMS, No. 24 in Meteorol. Monogr., 185–192.
- Emanuel, K. A., 2007 : Environmental factors affecting tropical cyclone power dissipation. *J. Climate*, **20**, 5497–5508.
- Emori, S., T. Nozawa, A. Numaguti, et I. Uno, 2001 : Importance of cumulus parameterization for precipitation simulation over East Asia in June. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 939–947.

- Escofier, B. et J. Pagès, 1998 : *Analyses factorielles simples et multiples : objectifs, méthodes et interprétations*. Dunod, Paris, 318 pp.
- Fels, S. B., 1985 : Radiative-dynamical interactions in the middle atmosphere. *Issues in Atmospheric and Oceanic Modeling*, S. Manabe, Ed., Academic Press, Advances in Geophysics, Vol. 28A, 277–300.
- Fels, S. B. et M. D. Schwarzkopf, 1975 : The simplified exchange approximation : a new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1475–1488.
- Fels, S. B. et M. D. Schwarzkopf, 1981 : An efficient algorithm for calculating CO₂ 15 μm cooling rates. *J. Geophys. Res.*, **86**, 1205–1232.
- Fink, A. et A. Reiner, 2003 : Spatio-temporal variability of the relation between African easterly waves and West African squall lines in 1998–1999. *J. Geophys. Res.*, **108** (D11), 4332, doi : 10.1029/2002JD002816.
- Fjørtoft, R., 1950 : Application of integral theorems in deriving criteria for stability for laminar flows and for the baroclinic circular vortex. *Geofys. Publ.*, **17** (6), 1–52.
- Flamant, C., J.-P. Chaboureaud, D. J. Parker, C. M. Taylor, J.-P. Cammas, O. Bock, P. Timouk, et J. Pelon, 2007 : Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 1–28.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Phoebus, et P. P. Niiler, 1997 : The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes : the implication for intraseasonal oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2373–2386.
- Flohn, H., 1964 : Investigations on the tropical easterly jet. *Bonner Meteor. Abhandl.*, **4**, 1–69.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, et D. E. Parker, 1986 : Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901–1985. *Nature*, **320**, 602–607.
- Foltz, G. R. et M. J. McPhaden, 2004 : The 30–70-day oscillations in the tropical Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L15205, doi : 10.1029/2004GL020023.
- Fontaine, B. et S. Janicot, 1996 : Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types. *J. Climate*, **9**, 2935–2940.
- Fontaine, B., S. Janicot, et P. Roucou, 1999 : Coupled ocean-atmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Clim. Dyn.*, **15**, 451–473.
- Fontaine, B. et S. Louvet, 2006 : Sudan-Sahel rainfall onset : definition of an objective index, types of years and experimental hindcasts. *J. Geophys. Res.*, **111**, D20103, doi : 10.1029/2005JD007019.
- Fontaine, B., S. Louvet, et P. Roucou, 2007 : Fluctuations in annual cycles and inter-seasonal memory in West Africa : rainfall, soil moisture and heat fluxes. *Theor. Appl. Climatol.*, **88**, 57–70.
- Fontaine, B., S. Louvet, et P. Roucou, 2008 : Definition and predictability of an OLR-based West African monsoon onset. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1787–1798, doi : 10.1002/joc.1674.
- Fontaine, B., N. Philippon, S. Trzaska, et P. Roucou, 2002 : Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998). *J. Geophys. Res.*, **107** (D14), doi : 10.1029/2001JD000834.
- Fontaine, B., P. Roucou, et S. Trzaska, 2003 : Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon : mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalyses. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1117, doi : 10.1029/2002GL015834.
- Fontaine, B., *et al.*, 2010 : Impact of warm and cold situations in the Mediterranean basins on the West African monsoon : observed connection patterns (1979–2006) and climate simulations. *Clim. Dyn.*, **35**, 95–114, doi : 10.1007/s00382-009-0599-3.

- Fouquart, Y. et B. Bonnel, 1980 : Computations of solar heating of the Earth's atmosphere. *Beitr. Phys. Atmos.*, **53**, 35–62.
- Fraedrich, K., J. L. McBride, W. M. Frank, et R. Wang, 1997 : Extended EOF analysis of tropical disturbances : TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2363–2372.
- Frank, N., 1969 : The “inverted V” cloud pattern – An easterly wave? *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 130–140.
- Frank, N., 1978 : The life cycle of GATE convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1256–1264.
- Freidenreich, S. M. et V. Ramaswamy, 1999 : A new multiple-band solar radiative parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **104**, 31 389–31 409.
- Fu, Q. et K. N. Liou, 1993 : Parameterization of the radiative properties of cirrus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008–2025.
- Fu, R., A. Del Genio, et W. B. Rossow, 1990 : Behavior of deep convective clouds in the tropical Pacific from ISCCP radiances. *J. Climate*, **3**, 1129–1152.
- Fukutomi, Y. et T. Yasunari, 2002 : Tropical-extratropical interaction associated with the 10–25-day oscillation over the western pacific during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **80** (2), 311–331.
- Gadgil, S., 1990 : Poleward propagation of the ITCZ : observations and theory. *Mausam*, **41**, 285–290.
- Gadgil, S. et S. Sajani, 1998 : Monsoon precipitation in the AMIP runs. *Clim. Dyn.*, **14**, 659–689.
- Gamo, M., 1996 : Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary-Layer Meteorol.*, **79**, 265–278.
- Gates, W. L., *et al.*, 1999 : An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP 1). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 29–56.
- Geleyn, J.-F. et A. Hollingsworth, 1979 : An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Beitr. Phys. Atmos.*, **52**, 1–16.
- GFDL GAMDT, 2004 : The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2 : evaluation with prescribed SST simulations. *J. Climate*, **17**, 4641–4673.
- Ghil, M. et K. Mo, 1991 : Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I : northern hemisphere and tropics. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 752–779.
- Giannini, A., R. Saravanan, et P. Chang, 2003 : Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal timescales. *Science*, **302**, 1027–1030.
- Giannini, A., R. Saravanan, et P. Chang, 2005 : Dynamics of the boreal summer African monsoon in the NSIPP1 atmospheric model. *Clim. Dyn.*, **25**, 517–535.
- Gill, A. E., 1980 : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462.
- Gilman, D. L., F. J. Fuglister, et J. M. Mitchell, Jr., 1963 : On the power spectrum of “red noise”. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 182–184.
- Giorgetta, M. et M. Wild, 1995 : The water vapor continuum and its representation in ECHAM4. Report 162, MPI for Meteorology, 38 pp., Hamburg.
- Goff, R. C., 1976 : Vertical structure of thunderstorm outflows. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1429–1440.
- Gounou, A., 2010 : Les cycles diurnes de la mousson d’Afrique de l’Ouest. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.
- Grandpeix, J.-Y. et J.-P. Lafore, 2010 : A density current parameterization coupled with Emanuel’s convection scheme. Part I : the models. *J. Atmos. Sci.*, **67** (4), 881–897.

- Grandpeix, J.-Y., J.-P. Lafore, et F. Cheruy, 2010 : A density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part II : 1D simulations. *J. Atmos. Sci.*, **67** (4), 898–922.
- Grandpeix, J.-Y., V. Philips, et R. Tailleux, 2004 : Improved mixing representation in Emanuel's convection scheme. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 3207–3222.
- Gregory, D. et P. R. Rowntree, 1990 : A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1483–1506.
- Grodsky, S. A. et J. A. Carton, 2001 : Coupled land/atmosphere interactions in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 1503–1506.
- Grodsky, S. A., J. A. Carton, et S. Nigam, 2003 : Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2009, doi : 10.1029/2003GL017867.
- Gu, G. et R. F. Adler, 2004 : Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. *J. Climate*, **17**, 3364–3377.
- Gu, G., R. F. Adler, G. J. Huffman, et S. Curtis, 2004 : African easterly wave and their association with precipitation. *J. Geophys. Res.*, **109**, D04101, doi : 10.1029/2003JD003967.
- Hack, J. J., B. A. Boville, B. P. Briegleb, J. T. Kiehl, P. J. Rasch, et D. L. Williamson, 1993 : Description of the NCAR Community Climate Model (CCM2). Technical report NCAR/TN-382+STR, National Center for Atmospheric Research, 120 pp., Boulder, Colorado, USA.
- Hagos, S. M. et K. H. Cook, 2007 : Dynamics of the West African monsoon jump. *J. Climate*, **20**, 5264–5284.
- Hagos, S. M. et K. H. Cook, 2008 : Development of a coupled regional model and its application to the study of interactions between the West African monsoon and the eastern tropical Atlantic ocean. *J. Climate*, **18**, 4993–5010.
- Hahn, S. L., 1996 : *Hilbert transforms in signal processing*. Artech House Publishers, Norwood, Maryland, 460 pp.
- Hall, N. M. J., 2000 : A simple GCM based on dry dynamics and constant forcing. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1557–1572.
- Hall, N. M. J., G. N. Kiladis, et C. D. Thorncroft, 2006 : Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part II : Dynamical modes. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2231–2245.
- Hannachi, A., I. T. Jolliffe, et D. B. Stephenson, 2007 : Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science : a review. *Int. J. Climatol.*, **27**, 1119–1152, doi : 10.1002/joc.1499.
- Hansen, J., G. Russel, D. Rind, P. Stone, A. Lacis, S. Lebedeff, R. Ruedy, et L. Travis, 1983 : Efficient three-dimensional global models for climate studies : models I and II. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 609–662.
- Hastenrath, S., 1991 : *Climate Dynamics of the Tropics*. Springer, 488 pp.
- Hastenrath, S., L. C. de Castro, et P. Aceituni, 1987 : The Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Beitr. Phys. Atms.*, **60**, 447–463.
- Hastenrath, S. et P. J. Lamb, 1977 : *Heat budget atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans*. The University of Wisconsin Press, Madison, 104 pp.
- Hayashi, Y. et D. G. Golder, 1986 : Tropical intraseasonal oscillation appearing in the GFDL general circulation model and FGGE data. Part I : phase propagation. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3058–3067.
- Hayashi, Y. et A. Sumi, 1986 : The 30–40 day oscillations simulated in an “Aqua-planet” model. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 451–467.
- Hayes, S. P., M. J. McPhaden, et J. M. Wallace, 1989 : The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : weekly to monthly variability. *J. Climate*, **2**, 1500–1506.

- Haywood, J., *et al.*, 2003 : Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE : 1. Solar spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108 (D18)**, 8577, doi : 10.1029/2002JD002687.
- Hendon, H. H. et B. Liebmann, 1991 : The structure and annual variation of antisymmetric fluctuations of tropical convection and their association with Rossby-gravity waves. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 2127–2140.
- Hendon, H. H. et B. Liebmann, 1994 : Organization of convection within the Madden-Julian Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **99**, 8073–8083.
- Hendon, H. H. et M. L. Salby, 1994 : The life cycle of the Madden-Julian Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2225–2237.
- Hendon, H. H., C. Zhang, et J. D. Glick, 1999 : Interannual variation of the Madden-Julian Oscillation during austral summer. *J. Climate*, **12**, 2538–2550.
- Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman, et J. P. Taylor, 2003 : Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during (SHADE) : 2. Terrestrial spectrum. *J. Geophys. Res.*, **108 (D18)**, 8578, doi : 10.1029/2002JD002552.
- Hodges, K. I., D. W. Chappell, G. J. Robinson, et G. Yang, 2000 : An improved algorithm for generating global window brightness temperatures from multiple satellite infrared imagery. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1296–1312.
- Hodges, K. I. et C. D. Thorncroft, 1997 : Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2821–2837.
- Hoerling, M., J. Hurrell, J. Eischeid, et A. Phillips, 2006 : Detection and attribution of twentieth-century northern and southern African rainfall change. *J. Climate*, **19**, 3989–4008.
- Holton, J. R., 2004 : *An introduction to dynamic meteorology*. 4th ed., Elsevier Academic, Burlington, Mass, 535 pp.
- Holtlag, A. A. M. et B. A. Boville, 1993 : Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *J. Climate*, **6**, 1825–1842.
- Horel, J. D., 1984 : Complex principal component analysis : theory and examples. *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 1660–1673.
- Hoskins, B. J., 1983 : Dynamical processes in the atmosphere and the use of models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **109**, 1–21.
- Hoskins, B. J. et T. Ambrizzi, 1993 : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661–1671.
- Hoskins, B. J., I. N. James, et G. H. White, 1983 : The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1595–1612.
- Hoskins, B. J. et G.-Y. Yang, 2000 : The equatorial response to higher latitude forcing. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1197–1213.
- Hourdin, F., *et al.*, 2010 : AMMA-Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91 (1)**, 95–104.
- Houze, R. A. et A. K. Betts, 1981 : Convection in GATE. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **19**, 541–576.
- Hsu, H.-H. et S.-H. Lin, 1992 : Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1169–1190.
- Hsu, H.-H., C.-H. Weng, et C.-H. Wu, 2004 : Contrasting characteristics between the northward and eastward propagation of the intraseasonal oscillation during the boreal summer. *J. Climate*, **17**, 727–743.

- Hu, Q. et D. A. Randall, 1995 : Low-frequency oscillations in radiative convective systems. Part II : an idealized model. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 478–490.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, et J. Susskind, 2001 : Global precipitation of one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36–50.
- Hulme, M. et N. Tosdevin, 1989 : The tropical easterly jet and Sudan rainfall : a review. *Theor. Appl. Climatol.*, **39**, 179–187.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, et M. Visbeck, 2003 : An overview of the North Atlantic Oscillation. *The North Atlantic Simulation : Climate Significance and Environmental Impacts*, American Geophysical Union Press, No. 134 in Geophys. Monogr., 1–22.
- Inness, P. M., S. J. Woolnough, R. B. Neale, et V. D. Pope, 2001 : Organization of tropical convection in a GCM with varying vertical resolution : implications for the simulation of the Madden–Julian oscillation. *Clim. Dyn.*, **17**, 777–793.
- Janicot, S., 1992 : Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part II : Associated surface and airmass characteristics. *J. Climate*, **5**, 499–511.
- Janicot, S., 1997 : Impact of warm ENSO events on atmospheric circulation and convection over the tropical Atlantic and West Africa. *Ann. Geophys.*, **15**, 471–475.
- Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine, et V. Moron, 1998 : West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970–88). *J. Climate*, **11**, 1874–1882.
- Janicot, S., V. Moron, et B. Fontaine, 1996 : Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 515–518.
- Janicot, S., F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan, et G. Kiladis, 2010a : The dynamics of the West African monsoon. Part V : The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial Rossby waves. *J. Climate*, **23**, 4005–4024.
- Janicot, S., F. Mounier, N. Hall, S. Leroux, B. Sultan, et G. Kiladis, 2009 : The West African monsoon dynamics. Part IV : Analysis of 25–90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J. Climate*, **22**, 1541–1565.
- Janicot, S. et B. Sultan, 2001 : Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 523–526.
- Janicot, S., S. Trzaska, et I. Pocard, 2001 : Summer Sahel–ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Clim. Dyn.*, **18**, 303–320.
- Janicot, S. *et al.*, 2008 : Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.*, **26**, 2569–2595.
- Janicot, S., *et al.*, 2010b : Seasonal and intraseasonal variability of the West African monsoon. *Soumis à Atmos. Sci. Let.*
- Jin, F. et B. J. Hoskins, 1995 : The direct response to tropical heating in a baroclinic atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 307–319.
- Joly, M., 2008 : Rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine. Thèse de Doctorat, Université Paris-Est, Paris.
- Joly, M. et A. Voltaire, 2009 : Influence of ENSO on the West African monsoon : temporal aspects and atmospheric processes. *J. Climate*, **22**, 3193–3210.
- Joly, M. et A. Voltaire, 2010 : Role of the Gulf of Guinea in the interannual variability of the West African monsoon : what do we learn from CMIP3 coupled simulations? *Int. J. Climatol.*, doi : 10.1002/joc.2026.
- Joly, M., A. Voltaire, H. Douville, P. Terray, et J.-F. Royer, 2007 : African monsoon teleconnections with tropical SSTs : validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Clim. Dyn.*, **29**, 1–20.

- Joussaume, S., D. Armand, P. Delecluse, B. Seguin, V. Journé, R. Delmas, et M. Gillet, (Eds.), 2007 : *Les recherches françaises sur le changement climatique*. Institut National des Sciences de l'Univers, 19 pp., disponible sur http://www.insu.cnrs.fr/a2059_recherches-francaises-changement-climatique-2007.html.
- Kalnay, E., *et al.*, 1996 : The NCEP/NCEAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77** (3), 437–471.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woolen, S.-K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, et G. L. Potter, 2002 : NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631–1643.
- Kanamitsu, M., T. N. Krishnamurti, et C. Depradine, 1972 : On scale interactions in the tropics during northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 698–706.
- Karyampudi, V. M. et T. N. Carlson, 1988 : Analysis and numerical simulations of the Saharan air layer and its effect on easterly wave disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3102–3136.
- Karyampudi, V. M. et H. F. Pierce, 2002 : Synoptic-scale influence of the Saharan air layer on tropical cyclogenesis over the Eastern Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 3100–3128.
- Kiang, J. et E. A. B. Eltahir, 1999 : Role of ecosystem dynamics in biosphere-atmosphere interaction over the coastal region of West Africa. *J. Geophys. Res.*, **104** (D24), 31 173–31 189.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, D. L. Williamson, et P. J. Rasch, 1998 : The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model : CCM3. *J. Climate*, **11**, 1131–1149.
- Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, et N. M. J. Hall, 2006 : Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I : Observations. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 2212–2230.
- Kiladis, G. N. et K. M. Weickmann, 1992 : Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1900–1923.
- Kiladis, G. N. et K. M. Weickmann, 1997 : Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1997–2013.
- Kiladis, G. N. et M. Wheeler, 1995 : Horizontal and vertical structure of observed tropospheric equatorial Rossby waves. *J. Geophys. Res.*, **100**, 22 981–22 997, doi : 10.1029/95JD02415.
- Kiladis, G. N., M. C. Wheeler, P. T. Haertel, K. H. Straub, et P. E. Roundy, 2009 : Convectively-coupled equatorial waves. *Rev. Geophys.*, **47**, RG2003, doi : 10.1029/2008RG000266.
- Knippertz, P., 2003 : Tropical–extratropical interactions causing precipitation in northwest africa : statistical analysis and seasonal variations. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 3069–3076.
- Knippertz, P., 2005 : Tropical–extratropical interactions associated with an atlantic tropical plume and subtropical jet streak. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2759–2776.
- Knippertz, P. et A. H. Fink, 2008 : Dry-season precipitation in tropical West Africa and its relation to forcing from the extratropics. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3579–3596.
- Knippertz, P., A. H. Fink, A. Reiner, et P. Speth, 2003 : Three late summer/early autumn cases of tropical–extratropical interactions causing precipitation in northwest africa. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 116–135.
- Knutson, T. R. et K. M. Weickmann, 1987 : 30–60 day atmospheric oscillations : composite life cycles of convection and circulation anomalies. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1407–1436.
- Knutson, T. R., K. M. Weickmann, et J. E. Kutzbach, 1986 : Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during northern hemisphere summer. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 605–623.
- Koster, R. D., *et al.*, 2004 : Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305** (5687), 1138–1140, doi : 10.1126/science.1100217.

- Krishnamurti, T. N., 1971 : Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the northern hemisphere summer. *J. Appl. Meteorol.*, **10**, 1066–1096.
- Kuma, K. I., 1994 : The Madden and Julian Oscillation and tropical disturbances in an aqua-planet version of JMA global model with T63 and T159 resolution. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 147–172.
- Lacis, A. A. et J. E. Hansen, 1974 : A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118–133.
- Lafore, J.-P. et M. W. Moncrieff, 1989 : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521–544.
- Lamb, P. J., 1978a : Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-saharan weather anomalies : 1967 and 1968. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 482–491.
- Lamb, P. J., 1978b : Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240–251.
- Landsea, C. W., W. M. Gray, P. W. Mielke, et K. J. Berry, 1992 : Long-term variations of western Sahelian monsoon rainfall and intense U.S. landfalling hurricanes. *J. Climate*, **5**, 1528–1534.
- Lau, K. M. et P. H. Chan, 1986 : Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing long-wave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354–1367.
- Lau, K.-M. et L. Peng, 1987 : Origin of low-frequency (intraseasonal) oscillations in the tropical atmosphere. Part I : basic theory. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 950–972.
- Lau, K. M., L. Peng, C. H. Sui, et T. Nakazawa, 1989 : Dynamics of super cloud clusters, westerly wind bursts, 30–60 day oscillations and ENSO : a unified view. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 205–219.
- Lau, K.-M., P.-J. Sheu, et I.-S. Kang, 1994 : Multiscale low-frequency circulation modes in the global atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1169–1193.
- Lau, K. M. et S. Yang, 2002 : Walker circulation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. Holton, J. P. Pyle, et J. Curry, Eds., Academic Press.
- Lau, N. C. et K.-M. Lau, 1986 : Structure and propagation of intraseasonal oscillations appearing in a GFDL GCM. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2023–2047.
- Lau, W. K. M. et D. E. Waliser, (Eds.), 2005 : *Intraseasonal variability in the atmosphere–ocean climate system*. Springer, Berlin Heidelberg, 436 pp.
- Laval, K., R. Sadourny, et Y. Serafini, 1981 : Land surface processes in a simplified general circulation model. *Geophys. Astrophys. Fluid. Dyn.*, **17**, 129–150.
- Lavaysse, C., A. Diedhiou, H. Laurent, et T. Lebel, 2006 : African easterly waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **27**, 319–332.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, et P. Knippertz, 2010 : Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136(s1)**, 141–158, doi : 10.1002/qj.555.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, et J. Pelon, 2009 : Seasonal evolution of the West African heat low : a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33 (2-3)**, 313–330, doi : 10.1007/s00382-009-0553-4.
- Lavender, S. L. et A. J. Matthews, 2009 : Response of the West African monsoon to the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **22**, 4097–4116.
- Lavender, S. L., C. M. Taylor, et A. J. Matthews, 2010 : Coupled land-atmosphere intraseasonal variability of the West African monsoon in a GCM. *J. Climate*.

- Lawrence, D. M. et P. J. Webster, 2002 : The boreal summer intraseasonal oscillation : relationship between northward and eastward movement of convection. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 1593–1606.
- Le Barbé, L., T. Lebel, et D. Tapsoba, 2002 : Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Climate*, **15**, 187–202.
- Le Treut, H. et Z. X. Li, 1991 : The sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes : feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Clim. Dyn.*, **5**, 175–187.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, et J.-K. Kim, 2003 : Impacts of cumulus convection parameterization on aqua-planet AGCM simulations of tropical intraseasonal variability. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 963–992.
- Lee, M.-I., I.-S. Kang, J.-K. Kim, et B. E. Mapes, 2001 : Influence of cloud-radiation interaction on simulating tropical intraseasonal oscillation with an atmospheric general circulation model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 14 259–14 233.
- Lélé, M. I. et P. J. Lamb, 2010 : Variability of the Intertropical Front (ITF) and rainfall over the West African Sudan–Sahel Zone. *J. Climate*, **23**, 3984–4004.
- Leroux, S., 2009 : Dynamique des ondes d’est africaines : origine, propagation et interaction avec leur environnement. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, France.
- Leroux, S. et N. M. J. Hall, 2009 : On the relationship between African easterly waves and the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 2303–2316.
- Leroux, S., N. M. J. Hall, et G. Kiladis, 2010 : A climatological study of transient-mean-flow interactions over West Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136(s1)**, 397–410, doi : 10.1002/qj.474.
- Li, T. et S. Philander, 1997 : On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic ocean. *J. Climate*, **10**, 813–817.
- Liebmann, B. et D. L. Hartmann, 1984 : An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3333–3350.
- Liebmann, B. et H. H. Hendon, 1990 : Synoptic-scale disturbances near the equator. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1463–1479.
- Liebmann, B., G. N. Kiladis, L. M. V. Carvalho, C. Jones, C. S. Vera, I. Blade, et D. Allured, 2009 : Origin of convectively coupled Kelvin waves over South America. *J. Climate*, **22**, 300–315.
- Liebmann, B. et C. A. Smith, 1996 : Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Lin, H., G. Brunet, et J. Derome, 2009 : An observed connection between the North Atlantic Oscillation and Madden–Julian Oscillation. *J. Climate*, **22**, 364–380.
- Lin, J.-L., M.-I. Lee, D. Kim, I.-S. Kang, et D. M. W. Frierson, 2008a : The impact of convective parameterization and moisture triggering on AGCM-simulated coupled equatorial waves. *J. Climate*, **21**, 883–909.
- Lin, J. L. et B. E. Mapes, 2004 : Radiation budget of the tropical intraseasonal oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2050–2062.
- Lin, J. L., B. E. Mapes, M. H. Zhang, et M. Newman, 2004 : Stratiform precipitation, vertical heating profiles, and the Madden–Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 296–309.
- Lin, J.-L., T. Shinoda, T. Qian, W. Han, P. Roundy, et Y. Zheng, 2010 : Intraseasonal variation of winter precipitation over the Western United States simulated by 14 IPCC AR4 coupled GCMs. *J. Climate*, **23**, 3094–3119.
- Lin, J.-L., K. M. Weickmann, G. N. Kiladis, B. E. Mapes, S. D. Schubert, M. J. Suarez, J. T. Bacmeister, et M.-I. Lee, 2008b : Subseasonal variability associated with Asian summer monsoon simulated by 14 IPCC AR4 Coupled GCMs. *J. Climate*, **21**, 4541–4567.

- Lin, J.-L. *et al.*, 2006 : Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models. Part I : Convective signals. *J. Climate*, **19**, 2665–2690.
- Lin, X., L. D. Fowler, et D. A. Randall, 2000 : Diurnal variability of the hydrological cycle and radiative fluxes : comparisons between observations and a GCM. *J. Climate*, **13**, 4159–4179.
- Lindzen, R. S., 1974 : Wave-CISK in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 156–179.
- Lindzen, R. S. et S. Nigam, 1987 : On the role of sea-surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418–2436.
- Liu, C. et M. W. Moncrieff, 1996 : A numerical study of ambient flow and shear on density currents. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2282–2303.
- Lock, A. P., A. R. Brown, M. R. Bush, G. M. Martin, et R. N. B. Smith, 2000 : A new boundary layer mixing scheme. Part I : Scheme description and single-column model tests. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3187–3199.
- Lohmann, U. et E. Roeckner, 1996 : Design and performance of a new cloud microphysics parameterization developed for the ECHAM4 general circulation model. *Clim. Dyn.*, **12**, 557–572.
- Lorenz, E. N., 1956 : Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Dep. of Meteorol., MIT, 49 pp.
- Losada, T., B. Rodríguez-Fonseca, S. Janicot, S. Gervois, F. Chauvin, et P. Ruti, 2010 : A multi-model approach to the Atlantic Equatorial mode : impact on the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **35**, 29–43, doi : 10.1007/s00382-009-0625-5.
- Lothon, M., F. Said, F. Lohou, et B. Campistron, 2008 : Observation of the diurnal cycle in the low troposphere of West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3477–3500.
- Louis, J.-F., 1979 : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, **17**, 187–202.
- Louis, J.-F., M. Tiedke, et J.-F. Geleyn, 1982 : A short history of the operational PBL-parameterization at ECMWF. *ECMWF Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59–80.
- Madden, R. A., 1986 : Seasonal variations of the 40–50 day oscillation in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 3138–3158.
- Madden, R. A. et P. R. Julian, 1971 : Description of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A. et P. R. Julian, 1972 : Description of global-scale circulation cells in the tropics with 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Madden, R. A. et P. R. Julian, 1994 : Observations of the 40-50-day tropical oscillation – A review. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 814–837.
- Madden, R. A. et P. R. Julian, 2005 : Historical perspective. *Intraseasonal variability in the atmosphere–ocean climate system*, W. K. M. Lau et D. E. Waliser, Eds., Springer, Berlin Heidelberg, chap. 1, 1–18.
- Majda, A. J. et J. A. Biello, 2004 : A multiscale model for tropical intraseasonal oscillation. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, **101**, 4736–4741.
- Majda, A. J. et S. N. Stechmann, 2009 : The skeleton of tropical intraseasonal oscillations. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, **106** (21), 8417–8422, doi : 10.1073/pnas.0903367106.
- Maloney, E. D. et D. L. Hartmann, 2001 : The sensitivity of intraseasonal variability in the NCAR CCM3 to change in convective parameterization. *J. Climate*, **14**, 2015–2034.
- Maloney, E. D. et J. Shaman, 2008 : Intraseasonal variability of the West African monsoon and Atlantic ITCZ. *J. Climate*, **21**, 2898–2918.

- Mapes, B. E., 2000 : Convective inhibition, subgrid-scale triggering energy, and stratiform instability in a toy tropical wave model. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1515–1535.
- Marie-Luce, C. A., 2003 : Advections sèches d'altitude sur le continent nord africain durant la mousson africaine : étude de l'interaction du flux d'ouest des moyennes latitudes avec le courant-jet subtropical associé à la mousson asiatique. Mémoire de Master, Université Paul Sabatier, 61 pp., Toulouse, France.
- Maruyama, T., 1967 : Large-scale disturbances in the equatorial lower stratosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 196–199.
- Mascart, P., J. Noilhan, et H. Giordani, 1995 : A modified parameterization of flux profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary-Layer Meteorol.*, **72**, 331–334.
- Mathon, V., H. Laurent, et T. Lebel, 2002 : Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 1081–1092.
- Matsuno, T., 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- Matthews, A. J., 2000 : Propagation mechanisms for the Madden Julian Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 2637–2652.
- Matthews, A. J., 2004 : Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J. Climate*, **17**, 2427–2440.
- Matthews, A. J., B. J. Hoskins, et J. M. Slingo, 1996 : Development of convection along the SPCZ within a Madden-Julian Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 669–688.
- Matthews, A. J. et G. N. Kiladis, 1999 : The tropical-extratropical interaction between high-frequency transients and the Madden-Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 661–677.
- McFarlane, N. A., J. F. Scinocca, M. Lazare, R. Harvey, D. Verseghy, et J. Li, 2005 : The Canadian Climate Centre second-generation atmospheric general circulation model. Internal rep., CCCma, 25 pp.
- McGarry, M. M. et R. J. Reed, 1978 : Diurnal variations in convective activity and precipitation during phases II and III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 101–113.
- McGuirk, J. P., A. H. Thompson, et N. R. Smith, 1987 : Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 787–798.
- Meehl, G. A., J. M. Arblaster, D. M. Lawrence, A. Seth, E. K. Schneider, B. P. Kirtman, et D. Min, 2006 : Monsoon regimes in the CCSM3. *J. Climate*, **19**, 2482–2495.
- Mekonnen, A., C. D. Thorncroft, A. R. Aiyyer, et G. N. Kiladis, 2008 : Convectively coupled kelvin waves over tropical africa during the boreal summer : structure and variability. *J. Climate*, **21**, 6649–6667.
- Mellor, G. L. et T. Yamada, 1974 : A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791–1806.
- Mellor, G. L. et T. Yamada, 1982 : Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20** (4), 851–875.
- Messenger, C., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agusti-Panareda, C. M. Taylor, et J. Cuesta, 2010 : Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset : observations and analyses from research flights of 14 and 17 July 2006. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**(s1), 107–124, doi : 10.1002/qj.469.
- Michelangeli, P. A., R. Vautard, et B. Legras, 1995 : Weather regimes : recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1237–1256.
- Mishra, S. K., 1987 : Linear barotropic instability of the tropical easterly jet on the sphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 373–383.

- Mishra, S. K. et P. S. Salvekar, 1980 : Role of baroclinic instability in the development of monsoon disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 383–394.
- Mishra, S. K. et M. K. Tandon, 1983 : A combined barotropic–baroclinic instability of the upper tropospheric tropical easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2708–2723.
- Mitchell, T. P. et J. M. Wallace, 1992 : The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Climate*, **5**, 1140–1156.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, et S. A. Clough, 1997 : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated k-correlated model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663–16 682.
- Mohr, K. I., 2003 : Interannual, monthly and regional variability in the wet season diurnal cycle of precipitation in sub-Saharan Africa. *J. Climate*, **17**, 2441–2453.
- Moncrieff, M. W., 1981 : A theory of organized steady convection and its transport-properties. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 29–50.
- Montoux, N., 2004 : Intrusions sèches sur l’Afrique en période de mousson : étude de la barrière dynamique liée au courant-jet subtropical. Mémoire de Master, Université Paul Sabatier, 48 pp., Toulouse, France.
- Moorthi, S. et M. J. Suarez, 1992 : Relaxed Arakawa–Schubert : a parameterization of moist convection for general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 978–1002.
- Morcrette, J.-J., 1984 : Sur la paramétrisation du rayonnement dans les modèles de circulation générale atmosphérique. Thèse de Doctorat, Université des sciences et techniques de Lille, 373 pp.
- Morcrette, J.-J., 1990 : Impact of changes to the radiation transfer parameterizations plus cloud optical properties in the ECMWF model. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 847–873.
- Morcrette, J.-J., 1991 : Radiation and cloud radiative properties in the European Centre for Medium Range Forecasts forecasting system. *J. Geophys. Res.*, **95**, 9121–9132.
- Morcrette, J.-J., L. Smith, et Y. Fouquart, 1986 : Pressure and temperature dependance of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Contrib. Atmos. Phys.*, **59**, 455–469.
- Mounier, F., 2005 : La variabilité intra-saisonnière de la mousson de l’Afrique de l’Ouest et Centrale. Thèse de Doctorat, École Polytechnique, Palaiseau, France.
- Mounier, F. et S. Janicot, 2004 : Evidence of two independant modes of convection at intraseasonal timescale in the West African summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L16116, doi : 10.1029/2004GL020665.
- Mounier, F., S. Janicot, et G. N. Kiladis, 2008 : The West African monsoon dynamics. Part III : The quasi-biweekly zonal dipole. *J. Climate*, **21**, 1911–1928.
- Mounier, F., G. N. Kiladis, et S. Janicot, 2007 : Analysis of the dominant mode of convectively coupled Kelvin waves in the West African monsoon. *J. Climate*, **20**, 1487–1503.
- Moustaoui, M., J.-F. Royer, et F. Chauvin, 2002 : African easterly wave activity in a variable resolution GCM. *Clim. Dyn.*, **19**, 289–301.
- Murakami, T., 1980 : Empirical orthogonal function analysis of satellite observed outgoing long-wave radiation during summer. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 205–222.
- Murakami, T., L.-X. Chen, A. Xie, et M. L. Shrestha, 1986 : Eastward propagation of 30–60 day perturbations as revealed from outgoing longwave radiation data. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 961–971.
- Murakami, T. R., V. Godbale, et R. R. Kelkar, 1970 : Numerical simulation of the monsoon along 80°NE. *Proc. Conf. on the Summer Monsoon of Southeast Asia*, C. S. Ramage, Ed., Norfolk, Navy Weather Research Facility, 39–51.

- Nakajima, T., M. Tsukamoto, Y. Tsushima, A. Numaguti, et T. Kimura, 2000 : Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model. *Appl. Opt.*, **39**, 4869–4878.
- Nakazawa, T., 1988 : Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823–836.
- Neelin, J. D., I. M. Held, et K. H. Cook, 1987 : Evaporation-wind feedback and low-frequency variability in the tropical atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2341–2348.
- Newman, M., P. D. Sardeshmukh, et C. Penland, 1997 : Stochastic forcing of the wintertime extratropical flow. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 435–455.
- Nguyen, H., 2003 : Origine de la variabilité intrasaisonnière de la convection tropicale : cas de la mousson centre-africaine. Mémoire de Master, Université Denis Diderot – Paris 7, Paris.
- Nguyen, H. et J.-P. Duvel, 2008 : Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial africa. *J. Climate*, **21**, 6372–6388.
- Nicholson, S., 1980 : The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473–487.
- Nicholson, S. E., 1986 : The quasi-periodic behavior of rainfall variability in Africa and its relationship to the Southern Oscillation. *Arch. Meteorol. Geophys. Biocl. Ser. A*, **34**, 311–348.
- Nicholson, S. E., A. I. Barcilon, M. Challa, et J. Baum, 2007 : Wave activity on the tropical easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2756–2763.
- Nicholson, S. E. et J. P. Grist, 2003 : The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J. Climate*, **16**, 1013–1030.
- Nicholson, S. E. et J. Kim, 1997 : The relationship of the El Niño/Southern Oscillation to African rainfall. *Int. J. Climatol.*, **17**, 117–135.
- Nicholson, S. E. et P. J. Webster, 2007 : A physical basis for the interannual variability of rainfall in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 2065–2084, doi : 10.1002/qj.104.
- Nordeng, T. E., 1994 : Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Tech. Memo. 206, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 41 pp., Reading, United Kingdom.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, et F. J. Moeng, 1982 : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 699–706.
- Okumura, Y. et S.-P. Xie, 2004 : Interaction of the Atlantic equatorial cold tongue and the African monsoon. *J. Climate*, **17**, 3589–3602.
- Pan, D.-M. et D. A. Randall, 1998 : A cumulus parameterization with prognostic closure. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 949–981.
- Paradis, D., J.-P. Lafore, J.-L. Redelsperger, et V. Balaaji, 1995 : African easterly wave and convection. Part I : Linear simulations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1657–1679.
- Park, C. K., D. M. Straus, et K.-M. Lau, 1990 : An evaluation of the structure of tropical intraseasonal oscillations in three general circulation models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 403–417.
- Parker, D. J., et al., 2005 : The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2839–2860.
- Pedlosky, J., 1964a : The stability of currents in the atmosphere and the ocean : Part I. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 201–219.
- Pedlosky, J., 1964b : The stability of currents in the atmosphere and the ocean : Part II. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 342–353.
- Peyrillé, P. et J.-P. Lafore, 2007 : A idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part II : Large-scale advection and the diurnal cycle. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2783–2803.

- Peyrillé, P., J.-P. Lafore, et J.-L. Redelsperger, 2007 : A idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part I : Validation and key controlling factors. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2765–2782.
- Philander, S., D. Gu, D. Halpern, G. Lambert, G. Lau, T. Li, et R. Pacanowski, 1996 : Why the ITCZ is mostly north of the equator ? *J. Climate*, **9**, 2970–2985.
- Philippon, N., Doblas-Reyes, F. J., et P. M. Ruti, 2010 : Skill, reproducibility and potential predictability of the West African monsoon in coupled GCMs. *Clim. Dyn.*, **35**, 53–74, doi : 10.1007/s00382-010-0856-5.
- Philippon, N. et B. Fontaine, 2002 : The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy season : a monsoon regulation by soil wetness ? *Ann. Geophys.*, **20** (4), 575–582.
- Pires, P., J.-L. Redelsperger, et J.-P. Lafore, 1997 : Equatorial atmospheric waves and their association to convection. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 1167–1184.
- Piriou, J.-M., J.-L. Redelsperger, J.-F. Geleyn, J.-P. Lafore, et F. Guichard, 2007 : An approach for convective parameterization with memory : separating microphysics and transport in grid-scale equations. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 4127–4139.
- Poan, E. D., 2010 : Étude de la variabilité intrasaisonnière de l'eau précipitable en Afrique de l'Ouest. Mémoire de master, École Nationale de la Météorologie, Toulouse.
- Pohl, B., S. Janicot, B. Fontaine, et R. Marteau, 2009 : Implication of the Madden-Julian oscillation in the 40-day variability of the West African monsoon. *J. Climate*, **22**, 3769–3785.
- Pytharouris, I. et C. Thorncroft, 1999 : The low-level structure of African easterly waves in 1995. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2266–2280.
- Rácz, Z. et R. K. Smith, 1999 : The dynamics of heat lows. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 225–252.
- Raichich, F., N. Pinardi, et A. Navarra, 2003 : Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *Int. J. Climatol.*, **23**, 173–186.
- Ramage, C. S., 1971 : *Monsoon Meteorology*. Academic Press, New York and London, 296 pp.
- Ramanathan, V. et P. Downey, 1986 : A nonisothermal emissivity and absorptivity formulation for water vapor. *J. Geophys. Res.*, **91** (D8), 8649–8666.
- Ramel, R., H. Gallée, et C. Messenger, 2006 : On the northward shift of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **26** (4), 429–440, doi : 10.1007/s00382-005-0093-5.
- Randall, D. A., et al., 2007 : Climate models and their evaluation. *Climate Change 2007 : The physical basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, et H. L. Miller, Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rasch, P. J. et J. E. Kristjánsson, 1998 : A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations. *J. Climate*, **11**, 1587–1614.
- Redelsperger, J.-L., D. B. Parsons, et F. Guichard, 2002 : Recovery processes and factors limiting cloud-top height following the arrival of a dry intrusion observed during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2438–2457.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, et J. Polcher, 2007 : African monsoon multidisciplinary analysis : an international research project and field campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **88**, 1739–1746.
- Reed, R. J., W. J. Campbell, L. A. Rasmussen, et D. G. Rogers, 1961 : Evidence of a downward-propagating, annual wind reversal in the equatorial stratosphere. *J. Geophys. Res.*, **66**, 813–818.

- Reed, R. J., A. Hollingsworth, W. A. Heckley, et F. Delsol, 1988a : An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analysing and forecasting easterly wave disturbances over West Africa and the tropical Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 824–865.
- Reed, R. J., E. Klinder, et A. Hollingsworth, 1988b : The structure and characteristics of African easterly wave disturbances determined from ECMWF operational analysis/forecast system. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **38**, 22–33.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, et E. E. Recker, 1977 : The structure and properties of African wave disturbance as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317–333.
- Rennick, M. A., 1976 : The generation of African waves. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1955–1969.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, et W. Wang, 2002 : An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**, 1609–1625.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, et M. G. Schlax, 2007 : Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.
- Ricard, J.-L. et J.-F. Royer, 1993 : A statistical cloud scheme for use in a AGCM. *Ann. Geophys.*, **11**, 1095–1115.
- Richman, M. B., 1986 : Rotation of principal components. *J. Climatol.*, **6**, 293–335.
- Riehl, H., 1945 : Waves in the easterlies and the polar front in the tropics. Misc. Rep. 17, Dep. of Meteorol., Univ. of Chicago, 79 pp.
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P.-E. Kirstetter, M. Gosset, et J.-C. Bergès, 2010 : Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorologically relevant scales during the AMMA campaign using error estimates. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49** (4), 715–731.
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou, et J.-L. Redelsperger, 2005 : Extratropical dry-air intrusions into the West African monsoon midtroposphere : an important factor for the convective activity over the Sahel. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 390–407.
- Rockel, B., R. Raschke, et B. Weyres, 1991 : A parameterization of broad-band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Contrib. Atmos. Phys.*, **64**, 1–12.
- Rodwell, M. J. et B. J. Hoskins, 1996 : Monsoons and the dynamics of deserts. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **122**, 1385–1404.
- Roeckner, E., 1995 : Parameterization of cloud radiative properties in the ECHAM4 model. *Proceedings of the WCRP Workshop on “Cloud Microphysics Parameterizations in Global Atmospheric Circulation Models”, May 23–25, Ananaski, Alberta, Canada*, WCRP Report, Vol. WMO/TD-No. 713, 105–116.
- Roehrig, R., F. Chauvin, et J.-P. Lafore, 2010 : Intraseasonal Variability of the West African Monsoon : the role of midlatitudes. *Submitted to J. Climate*.
- Ropelewski, C. F. et M. S. Halpert, 1987 : Global and regional scale precipitations associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 985–996.
- Ropelewski, C. F. et M. S. Halpert, 1989 : Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, **2**, 268–284.
- Rotstayn, L. D., 1997 : A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I : Description and evaluation of the microphysical processes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1227–1282.
- Rotstayn, L. D., 1998 : A physically based scheme for the treatment of stratiform clouds and precipitation in large-scale models. I : Comparison of modelled and observed climatological fields. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **124**, 389–415.
- Rotstayn, L. D., 2000 : On the “tuning” of autoconversion parameterizations in climate models. *J. Geophys. Res.*, **105** (D12), 15 495–15 507.

- Rotunno, R., J. B. Klemp, et M. L. Weisman, 1988 : A theory for strong, long-lived squall lines. *J. Atmos. Sci.*, **45** (3), 463–485.
- Roundy, P. E., 2008 : Analysis of convectively coupled Kelvin waves in the Indian Ocean MJO. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1342–1359.
- Roundy, P. E. et W. M. Frank, 2004 : Effect of low-frequency wave interactions on intraseasonal oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 3025–3040.
- Rowell, D. et J. Milford, 1993 : On the generation of African squall lines. *J. Climate*, **6**, 1181–1193.
- Rowell, D. P., 2001 : Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1683–1706.
- Rowell, D. P., 2003 : The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *J. Climate*, **16**, 849–862.
- Rowell, D. P., C. K. Folland, K. Maskell, et N. M. Ward, 1995 : Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–92). *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 669–704.
- Rui, H. et B. Wang, 1990 : Development characteristics and dynamic structures of tropical intraseasonal convection anomalies. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 357–379.
- Russell, G. L., J. R. Miller, et D. Rind, 1995 : A coupled atmosphere-ocean model for transient climate change studies. *Atmos.–Ocean*, **33**, 683–730.
- Ruti, P. M. et A. Dell’Aquila, 2010 : The XX century AEJ and AEWs in reanalyses and IPCC simulations. *Submitted to Climate Dynamics*.
- Ruti, P. M., et al., 2010 : Modeling the West African climate system : systematic errors and future steps. *Submitted to Atmos. Sci. Let.*
- Salby, M. L. et R. R. Garcia, 1987 : Transient response to localized episodic heating in the tropics. Part I : Excitation and short-time near-field behavior. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 458–498.
- Salby, M. L. et H. H. Hendon, 1994 : Intraseasonal behavior of clouds, temperature, and winds in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2207–2224.
- Sawilowsky, S. S., 2002 : Fermat, Schubert, Einstein, and Behrens–Fisher : the probable difference between two means when $\sigma_1 \neq \sigma_2$. *Journal of Modern Applied Statistical Methods*, **1** (2), 461–472.
- Schwarzkopf, M. D. et S. B. Fels, 1991 : The simplified exchange method revisited : an accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes. *J. Geophys. Res.*, **96**, 9075–9096.
- Schwarzkopf, M. D. et V. Ramaswamy, 1999 : Radiative effects of CH₄, N₂O, halocarbons and the foreign-broadened H₂O continuum : a GCM experiment. *J. Geophys. Res.*, **104**, 9467–9488.
- Semazzi, F. H. M. et L. Sun, 1997 : The role of orography in determining the Sahelian climate. *Int. J. Climatol.*, **17**, 581–596.
- Shibata, K. et T. Aoki, 1989 : An infrared radiative scheme for numerical models of weather and climate. *J. Geophys. Res.*, **94**, 14923–14943.
- Shibata, K. et A. Uchiyama, 1992 : Accuracy of the delta-four-stream approximation in inhomogeneous scattering atmospheres. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 1097–1109.
- Simmons, A., 1977 : A note on the instability of the African easterly jet. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1670–1674.
- Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, et S. Kobayashi, 2007 : ERA-Interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter*, **110**.
- Simmons, A. J., J. M. Wallace, et G. W. Branstator, 1983 : Barotropic wave propagation and instability and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.

- Slingo, A., 1989 : A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1419–1427.
- Slingo, A., P. Inness, R. Neale, S. Woolnough, et G.-Y. Yang, 2003 : Scale interaction on diurnal to seasonal timescales and their relevance to model systematic errors. *Geophys. Ann.*, **46**, 139–155.
- Slingo, J. M., 1987 : The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 899–927.
- Slingo, J. M., P. M. Inness, et K. R. Sperber, 2005 : Modeling. *Intraseasonal variability in the atmosphere–ocean climate system*, W. K. M. Lau et D. E. Waliser, Eds., Springer, Berlin Heidelberg, chap. 11, 361–388.
- Slingo, J. M., *et al.*, 1996 : Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models : results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, **12**, 325–357.
- Smith, E. A., 1986a : The structure of the Arabian heat low. Part I : Surface energy budget. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1067–1083.
- Smith, E. A., 1986b : The structure of the Arabian heat low. Part II : Bulk tropospheric heat budget and implications. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1084–1102.
- Smith, R. N. D., 1990 : A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **116**, 435–460.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, et H. L. Miller, (Eds.), 2007 : *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Sommeria, G. et J. Testud, 1984 : COPT 81 : A field experiment designed for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **65**, 4–10.
- Spengler, T. et R. K. Smith, 2008 : The dynamics of heat lows over flat terrain. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 2157–2172, doi : 10.1002/qj.342.
- Sperber, K. R., S. Gualdi, S. Legutke, et V. Gayler, 2005 : The Madden–Julian oscillation in ECHAM4 coupled and uncoupled general circulation models. *Clim. Dyn.*, **25**, 117–140.
- Sperber, K. R., J. M. Slingo, P. M. Inness, et W. K.-M. Lau, 1997 : On the maintenance and initiation of the intraseasonal oscillation in the NCEP/NCAR Reanalysis and the GLA and UKMO AMIP simulations. *Clim. Dyn.*, **13**, 769–795.
- Stockenius, T., 1981 : Interannual variation of tropical precipitation patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1233–1247.
- Straub, K., P. T. Haertel, et G. N. Kiladis, 2010 : An analysis of convectively coupled Kelvin waves in 20 WCRP CMIP3 global coupled climate models. *J. Climate*, **23**, 3031–3056.
- Straub, K. H. et G. N. Kiladis, 2002 : Observations of a convectively coupled Kelvin wave in the eastern Pacific ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 30–53.
- Straub, K. H. et G. N. Kiladis, 2003a : Extratropical forcing of convectively coupled Kelvin waves during austral winter. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 526–543.
- Straub, K. H. et G. N. Kiladis, 2003b : The observed structure of convectively coupled Kelvin waves : comparison with simple models of coupled wave instability. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1655–1668.
- Stull, R. B., 1988 : *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer, 670 pp.
- Sultan, B. et S. Janicot, 2000 : Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 3353–3356.

- Sultan, B. et S. Janicot, 2003 : The West African monsoon dynamics. Part II : The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, **16**, 3407–3427.
- Sultan, B., S. Janicot, et A. Diedhiou, 2003 : The West African monsoon dynamics. Part I : Documentation of intraseasonal variability. *J. Climate*, **16**, 3389–3406.
- Sundqvist, H., 1978 : A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **104**, 6777–690.
- Suzuki, T., Y. N. Takayabu, et S. Emori, 2006 : Coupling mechanisms between equatorial waves and cumulus convection in an AGCM. *Dyn. Atm. Oceans*, **42**, 81–106, doi : 10.1016/j.dynatmoce.2006.02.004.
- Takayabu, Y. N., 1994 : Large-scale cloud disturbances associated with equatorial waves. Part I : spectral features of the cloud disturbances. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 433–448.
- Takayabu, Y. N. et T. S. Nitta, 1993 : 3–5 day period disturbances coupled with convection over the tropical Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 221–246.
- Tanré, D., *et al.*, 2003 : Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact : overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE). *J. Geophys. Res.*, **108 (D18)**, 8574, doi : 10.1029/2002JD003273.
- Taylor, C. M., 2008 : Intraseasonal land-atmosphere coupling in the West African monsoon. *J. Climate*, **21**, 6636–6648.
- Taylor, C. M. et R. J. Ellis, 2006 : Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L03404, doi : 10.1029/2005GL025252.
- Taylor, C. M., D. J. Parker, et P. P. Harris, 2007 : An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L15801, doi : 10.1029/2007GL030572.
- Taylor, K. E., 2001 : Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J. Geophys. Res.*, **106 (D7)**, 7183–7192.
- Terao, T., 1998 : Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the midlatitudes over the Eurasian continent during northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76 (3)**, 419–436.
- Terao, T., 1999 : The zonal wavelength of the quasi-stationary Rossby waves trapped in the westerly jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77 (3)**, 687–699.
- Terray, P., P. Delecluse, S. Labattu, et L. Terray, 2003 : Sea surface temperature associations with the late Indian summer monsoon. *Clim. Dyn.*, **21**, 593–618.
- Thorncroft, C. D., 1995 : An idealized study of African easterly waves. Part III : More realistic basic states. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1589–1614.
- Thorncroft, C. D. et M. Blackburn, 1999 : Maintenance of the African easterly jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 763–786.
- Thorncroft, C. D., N. M. J. Hall, et G. N. Kiladis, 2008 : Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part III : Genesis. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 3596–3607.
- Thorncroft, C. D. et B. J. Hoskins, 1994a : An idealized study of African easterly waves. Part I : A linear view. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 953–982.
- Thorncroft, C. D. et B. J. Hoskins, 1994b : An idealized study of African easterly waves. Part II : A nonlinear view. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 983–1015.
- Thorncroft, C. D. et D. P. Rowell, 1998 : Interannual variability of African wave activity in a general circulation model. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1305–1323.
- Thorncroft, C. D., *et al.*, 2003 : The JET2000 project : Aircraft observations of the African easterly jet and African easterly waves. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 337–351.

- Thorpe, A. J., M. J. Miller, et M. W. Moncrieff, 1982 : Two-dimensional convection in non-constant shear : a model of midlatitude squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **108**, 739–762.
- Tiedke, M., 1989 : A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Tiedke, M., 1993 : Representation of clouds in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3040–3061.
- Timouk, F., L. Kergoat, E. Mougin, C. Lloyd, E. Ceschia, P. de Rosnay, P. Hiernaux, et V. Demarez, 2009 : Response of sensible heat flux to water regime and vegetation development in a central Sahelian landscape. *J. Hydrol.*, **375**, 178–189.
- Tokioka, T., K. Yamazaki, A. Kitoh, et T. Ose, 1988 : The equatorial 30–60-day oscillation and the Arakawa–Schubert penetrative cumulus parameterization. *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 883–901.
- Tomas, R. A. et P. J. Webster, 1997 : The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equatorial convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123** (541), 1445–1482.
- Tompkins, A. M., 2001a : On the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 529–545.
- Tompkins, A. M., 2001b : Organization of tropical convection in low vertical wind shear : the role of cold pools. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 1650–1672.
- Torrence, C. et G. P. Compo, 1998 : A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **79**, 61–78.
- Trenberth, K., J. T. Fasullo, et J. Kiehl, 2009 : Earth’s global energy budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 311–324.
- Trenberth, K. E., A. Dai, R. M. Rasmussen, et D. B. Parsons, 2003 : The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **84**, 1205–1217.
- Trenberth, K. E. et D. P. Stepaniak, 2003 : Seamless poleward atmospheric energy transports and implications for the Hadley circulation. *J. Climate*, **16**, 3706–3722.
- Uppala, S. M., *et al.*, 2005 : The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.
- van der Linden, P. et J. F. B. Mitchell, (Eds.), 2009 : *ENSEMBLES : Climate Change and its impacts : Summary of research and results from the ENSEMBLES project*. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK, 160 pp.
- Viltard, A., P. de Felice, et J. Oubuih, 1997 : Comparison of the African and 6–9 day wave-like disturbance patterns over West Africa and the tropical Atlantic during summer 1985. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **62**, 91–99.
- Vizy, E. K. et K. H. Cook, 2002 : Development and application of a mesoscale climate model for the tropics : influence of sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, **107** (D3), doi : 10.1029/2001JD000686.
- Vizy, E. K. et K. H. Cook, 2009 : A mechanism for african monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res.*, **114**, D01104, doi : 10.1029/2008JD010654.
- von Neumann, J., 1955 : Some remarks on the problem of forecasting climate fluctuations. *Dynamics of Climate. The proceedings of a conference on the application of numerical integration techniques to the problem of the general circulation*, R. L. Pfeffer, Ed., Pergammon Press, Oxford, New York.
- von Storch, H. et A. Navarra, (Eds.), 1995 : *Analysis of climate variability : applications of statistical techniques*. Springer Verlag, 342 pp.
- von Storch, H. et F. W. Zwiers, 1999 : *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, 484 pp.

- Waliser, D. E., K. M. Lau, et J. H. Kim, 1999 : The influence of coupled sea surface temperatures on the Madden–Julian oscillation : a model perturbation experiment. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 333–358.
- Walker, G. T., 1923–24 : World Weather I and II. *Memoirs India Meteor. Dept.*, **24**, 75–131, 275–332.
- Wallace, J. M. et V. E. Kousky, 1968 : Observational evidence of Kelvin waves in the tropical stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **25**, 900–907.
- Wallace, J. M., T. P. Mitchell, et C. Deser, 1989 : The influence of sea-surface temperature on surface wind in the eastern equatorial Pacific : seasonal and interannual variability. *J. Climate*, **2**, 1492–1499.
- Wang, B., 2005 : Theory. *Intraseasonal variability in the atmosphere–ocean climate system*, W. K. M. Lau et D. E. Waliser, Eds., Springer, Berlin Heidelberg, chap. 10, 307–360.
- Wang, B. et H. Rui, 1990 : Dynamics of the coupled moist Kelvin–Rossby wave on an equatorial beta-plane. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 397–413.
- Wang, B. et X. Xie, 1998 : Coupled modes of the warm pool climate system. Part I : the role of air–sea interaction in maintaining Madden–Julian Oscillation. *J. Climate*, **11**, 2116–2135.
- Wang, G. et E. A. B. Eltahir, 2000 : Biosphere–atmosphere interactions over West Africa. II : multiple climate equilibria. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 1261–1280.
- Wang, H. et R. Fu, 2007 : The influence of Amazon rainfall on the Atlantic ITCZ through convectively coupled Kelvin waves. *J. Climate*, **20**, 1188–1201.
- Wang, W. et M. E. Schlesinger, 1999 : The dependence on convective parameterization of the tropical intraseasonal oscillation simulated by the UIUC 11–layer atmospheric GCM. *J. Climate*, **12**, 1423–1457.
- Ward, M. N., 1992 : Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean–atmosphere surface fields, and Sahelian rainfall variability. *J. Climate*, **5**, 454–475.
- Ward, M. N., 1998 : Diagnosis and short-lead prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *J. Climate*, **11**, 3167–3191.
- Webster, P. J., 1987 : The elementary monsoon. *Monsoons*, J. S. Fein et P. L. Stephens, Eds., J. Wiley Co., New York, 3–32.
- Weickmann, K. M., 1983 : Intraseasonal circulation and outgoing longwave radiation modes during Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1838–1858.
- Weickmann, K. M., G. R. Lussky, et J. E. Kutzbach, 1985 : Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb stream function during northern winter. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 941–961.
- Weisman, M. L. et R. Rotunno, 2004 : “a theory for strong, long-lived squall lines” revisited. *J. Atmos. Sci.*, **61** (4), 361–382.
- Welch, B. L., 1947 : The generalization of “Student’s” problem when several different population variances are involved. *Biometrika*, **34** (1–2), 28–35, doi : 10.1093/biomet/34.1-2.28.
- Wheeler, M. et G. N. Kiladis, 1999 : Convectively coupled equatorial waves : analysis of clouds and temperature in the wavenumber–frequency domain. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 374–399.
- Wheeler, M. C. et H. H. Hendon, 2004 : An all-season real-time multivariate MJO index : development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917–1932.
- Wilhelmson, R. B. et C.-S. Chen, 1982 : A simulation of the development of successive cells along a cold outflow boundary. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1466–1483.
- Wilson, C. A. et J. F. B. Mitchell, 1986 : Diurnal variation and cloud in a general circulation model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 347–369.

- Wolter, K., 1989 : Modes of tropical circulation, Southern Oscillation, and Sahel rainfall anomalies. *J. Climate*, **2**, 149–172.
- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne, et P. M. Steurer, 1987 : A comprehensive ocean-atmosphere dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **68**, 521–527.
- Wu, M.-L. C., O. Reale, S. D. Schubert, M. J. Suarez, R. D. Koster, et P. J. Pegion, 2009 : African easterly jet : structure and maintenance. *J. Climate*, **22**, 4459–4480.
- Xavier, P. K., J.-P. Duvel, P. Braconnot, et Doblus-Reyes, F. J., 2010 : An evaluation for intraseasonal variability and its application to CMIP3 twentieth-century simulations. *J. Climate*, **23**, 3497–3508.
- Xie, P. et P. A. Arkin, 1996 : Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. *J. Climate*, **9**, 840–858.
- Xie, P. et P. A. Arkin, 1997 : Global precipitation : a 17-year monthly analysis based on gauge observation, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xie, P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. F. Adler, A. G. Abd R. Ferraro, G. J. Huffman, et S. Curtis, 2003 : GPCP pentad precipitation analyses : an experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *J. Climate*, **16**, 2197–2214.
- Xie, S.-P. et J. A. Carton, 2004 : Tropical Atlantic variability : patterns, mechanisms, and impacts. *Ocean-Atmosphere Interaction and Climate Variability*, C. Wang, S.-P. Xie, et J. A. Carton, Eds., American Geophysical Union Press.
- Xoplaki, E., J. F. Gonzalez-Rouco, J. Luterbacher, et H. Wanner, 2003 : Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim. Dyn.*, **20**, 723–739, doi : 10.1007/s00382-003-0304-x.
- Xue, Y., 1997 : Biosphere feedback on regional climate in tropical North Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1483–1515.
- Xue, Y., H. M. Juang, W. Li, S. Prince, R. DeFries, Y. Jiao, et R. Vasic, 2004 : Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa. *J. Geophys. Res.*, **109**, D03105, doi : 10.1029/2003JD003556.
- Xue, Y., *et al.*, 2010 : Intercomparison and analyses of the climatology of the West African Monsoon in the West African Monsoon Modeling and Evaluation project (WAMME) first model intercomparison experiment. *Clim. Dyn.*, doi : 10.1007/s00382-010-0778-2.
- Yamagata, T. et Y. Hayashi, 1984 : A simple diagnostic model for the 30–50 day oscillation in the tropics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 709–717.
- Yanai, M., B. Chen, et W. W. Tung, 2000 : The Madden-Julian Oscillation observed during the TOGA-COARE IOP : global view. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2374–2396.
- Yanai, M. et M. Murakami, 1970a : A further study of tropical wave disturbances by the use of spectrum analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 185–197.
- Yanai, M. et M. Murakami, 1970b : Spectrum analysis of symmetric and anti-symmetric equatorial waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, **48**, 331–347.
- Yanai, M. et T. Murayama, 1966 : Stratospheric wave disturbances propagating over the equatorial Pacific. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 291–294.
- Yang, C.-Y. et J. Slingo, 2001 : The diurnal cycle in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 784–801.
- Yang, G.-Y., B. Hoskins, et J. Slingo, 2007a : Convectively coupled equatorial waves. Part I : Horizontal and vertical structures. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3406–3423.
- Yang, G.-Y., B. Hoskins, et J. Slingo, 2007b : Convectively coupled equatorial waves. Part III : Synthesis structures and their forcing and evolution. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 3438–3451.

- Yang, G.-Y. et B. J. Hoskins, 1996 : Propagation of Rossby waves of nonzero frequency. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2365–2378.
- Yano, J.-I. et K. Emanuel, 1991 : An improved model of the equatorial troposphere and its coupling with the stratosphere. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 377–389.
- Yasunari, T., 1979 : Cloudiness fluctuations associated with the Northern Hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227–242.
- Yasunari, T., 1980 : A quasi-stationary appearance of 30–40 day period in the cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 225–229.
- Yoshioka, M., N. M. Mahowald, A. J. Conley, W. D. Collins, D. W. Fillmore, C. S. Zender, et D. B. Coleman, 2007 : Impact of desert dust radiative forcing on Sahel precipitation : relative importance of dust compare to sea surface temperature variations, vegetation changes and greenhouse gas warming. *J. Climate*, **20**, 1445–1467.
- Yukimoto, S., *et al.*, 2001 : The new Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRI-CGCM2) – Model climate and variability. *Papers in Meteorology and Geophysics*, **51**, 47–88.
- Zeng, N., J. Neelin, K.-M. Lau, et J. Compton, 1999 : Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286** (5444), 1537–1540.
- Zhang, C., 1996 : Atmospheric intraseasonal variability at the surface in the western Pacific Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 739–785.
- Zhang, C., 2005 : Madden-Julian oscillation. *Rev. Geophys.*, **43**, RG2003, doi : 10.1029/2004RG000158.
- Zhang, C. et H. H. Hendon, 1997 : Propagating and standing components of the intraseasonal oscillation in tropical convection. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 741–752.
- Zhang, C., P. Woodworth, et G. Gu, 2006 : The seasonal cycle in the lower troposphere over West Africa from sounding observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2259–2582, doi : 10.1256/qj.06.23.
- Zhang, G. J. et N. A. McFarlane, 1995 : Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the CCC-GCM. *Atmos.–Ocean*, **3**, 407–446.
- Zheng, X., E. A. B. Eltahir, et K. A. Emanuel, 1999 : A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and West African rainfall. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 1129–1163.
- Zipser, E. J., 1977 : Mesoscale and convective-scale downdrafts as distinct components of squall-line structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568–1589.

ACRONYMES

- ACP** : Analyse en Composantes Principales
ACPC : Analyse en Composantes Principales Complexes
AEW : *African Easterly Wave*
ALMIP : *The AMMA Land surface Model Intercomparison Project*
AMD : Avril, Mai et Juin
AMIP : *Atmospheric Model Intercomparison Project*
AMMA : Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AMMA-MIP : *The AMMA Model Intercomparison Project*
ANR : Agence Nationale de la Recherche, France
AVHRR : *Advanced Very High Resolution Radiometer*
ASECNA : Agence pour la SECurité de la Navigation aérienne en Afrique et à Madagascar
BCCR : *Bjerkness Centre for Climate Research*, Norvège
CAPE : *Convective Available Potential Energy*
CCCMA : *Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis*
CCEW : *Convectively-Coupled Equatorial Wave*
CCSR : *Center for Climate System Research*, Japon
CEOF : *Complex EOF*
CEPMMT : Centre de Prévision Météorologique à Moyen Terme
CIEH : Comité Inter-africain d'Études Hydrauliques
CIN : *Convective INhibition*
CISK : *Conditional Instability of the Second Kind*
CLA : Couche Limite Atmosphérique
CLAUS : *CLoud Archive User Service*
CLIVAR : *CLimate VARIability and predictability*
CMAP : *CPC Merged Analysis of Precipitation*
CMIP : *Climate Model Intercomparison Project*
CNES : Centre National d'Études Spatiales, France
CNRM : Centre National de Recherches Météorologiques, France
COPT81 : *CONvection Profonde Tropicale 1981*
CP : Composante Principale
CPC : *Climate Prediction Center*, USA
CRL10 : Chauvin, Roehrig, et Lafore (2010)
CSI : *Critical Success Index*
CSIRO : *Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation*, Australie
DEPHY : Développement et Évaluation PHYsiques des modèles atmosphériques
DJF : Décembre, Janvier et Février
EIG : *Eastward Intertio-Gravity (wave)*
ENSO : *El Niño-Southern Oscillation*

- EOF** : *Empirical Orthogonal Function*
- ER** : *Equatorial Rossby (wave)*
- ERA** : *European ReAnalysis*
- ERA-Interim** : *ERA Interim*
- ERBE** : *Earth Radiation Budget Experiment*
- ESH** : *Énergie Statique Humide*
- ESRL** : *Earth System Research Laboratory, USA*
- EUCLIPSE** : *European Union Cloud Intercomparison, Process Study and Evaluation Project*
- FAR** : *False Alarm Ratio*
- FFT** : *Fast Fourier Transform*
- FIT** : *Front InterTropical*
- FP6** : *Framework Program 6*
- FRCGC** : *Frontier Research Center for Global Change, Japon*
- GAME** : *Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique*
- GARP** : *Global Atmospheric Research Program*
- GATE** : *GARP Atlantic Tropical Experiment*
- GFDL** : *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, USA*
- GIEC** : *Groupement Intergouvernemental d'Experts sur le Climat*
- GISS** : *GSFC (Goddard Space Flight Center) Institute for Space Studies*
- GMS** : *Geostationary Meteorological Satellite*
- GOES-E/W** : *Geostationary Operational Environmental Satellite-East/West*
- GPCP** : *Global Precipitation Climatology Project*
- HAPEX-Sahel** : *Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel*
- HLE/HLW** : *Évènements positifs/négatifs du mode intrasaisonnier principal du SHL (section 4.1.1.2)*
- IAP** : *Institute of Atmospheric Physics, Chine*
- IFS** : *Integrated Forecast System*
- INGV** : *Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Italie*
- INSU** : *Institut National des Sciences de l'Univers, France*
- IPSL** : *Institut Pierre Simon Laplace, France*
- IRCAAM** : *Influence Réciproque des Climats de l'Afrique de l'Ouest, du sud de l'Asie et du bassin Méditerranéen*
- IRD** : *Institut de Recherche pour le Développement*
- ISV** : *IntraSeasonal Variability*
- JAMSTEC** : *Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Japon*
- JAS** : *Juillet, Août et Septembre*
- JEA** : *Jet d'Est Africain*
- JET** : *Jet d'Est Tropical*
- JFM** : *Janvier, Février et Mars*
- JJA** : *Juin, Juillet et Août*
- JJAS** : *Juin, Juillet, Août et Septembre*
- JOST** : *Jet d'Ouest SubTropical*
- KMA** : *Korea Meteorological Administration*
- LASG** : *Laboratory of Numerical Modelling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Chine*
- LEFE** : *Les Enveloppes Fluides et l'Environnement (Action interorganisme sur projets, coordonnée et gérée par l'INSU)*
- LLAT** : *Low-Level Atmospheric Thickness*
- LEF** : *Langue d'Eau Froide*

- LFC** : *Level of Free Convection*
LNB : *Level of Neutral Buoyancy*
LT : *Local Time*
MAM : Mars, Avril et Mai
MAO : Mousson d’Afrique de l’Ouest
MCG : Modèle de Circulation Générale
MIUB : *Meteorological Institute of the University of Bonn*, Allemagne
MJO : *Madden–Julian Oscillation*
MPI : *Max Planck Institute for meteorology*, Allemagne
MRI : *Meteorological Research Institute*, Japon
MRG : *Mixed Rossby-Gravity (wave)*
NAO : *North Atlantic Oscillation*
NASA : *National Aeronautics and Space Administration*, USA
NCAR : *National Center for Atmospheric Research*, USA
NCEP : *National Centers for Environmental Prediction*, USA
NIES : *National Institute for Environmental Studies*, Japon
NOAA : *National Oceanic and Atmospheric Administration*, USA
OLR : *Outgoing Longwave Radiation*
OLR+ / OLR- : Évènements positifs/négatifs du mode intrasaisonnier propagatif principal de l’OLR (section 5.4)
OND : Octobre, Novembre et Décembre
PCMDI : *Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison*
PKE : *Perturbed Kinetic Energy*
POD : *Probability Of Detection*
PSD : *Physical Sciences Division*
QBZD : *Quasi-Biweekly Zonal Dipole*
QBZD+ / QBZD- : Évènements positifs/négatifs du mode QBZD (section 5.1.3.2)
RCL10 : Roehrig, Chauvin, et Lafore (2010)
Sah+ / Sah- : Évènements positifs/négatifs du mode Sahélien (section 5.1.1)
SAL : *Saharan Air Layer*
SCM : Système Convectif de Mésos-échelle
SHL : *Saharan Heat Low*
SON : Septembre, Octobre et Novembre
TSM : Température de Surface de la Mer
UTC : Temps Universel Coordonné
WAHL : *West African Heat Low*
WAMME : *West African Monsoon Modeling and Evaluation*
WAMOI : *West African Monsoon Onset Index*
WAMP : *West African Monsoon Project*
WCRP : *World Climate Research Program*
WIG : *Westward Intertio-Gravity (wave)*
WISHE : *Wind-Induced Surface Heat Exchange*
ZCIT : Zone de Convergence InterTropicale

LISTE DES FIGURES

1	Précipitations sur le Sahel de 1900 à 2009	1
2	Distribution géographique des différences de précipitations entre la fin du XXI ^e siècle et la fin du XX ^e siècle, calculée avec les modèles couplés de l'IPSL et du CNRM/GAME dans le cadre du scénario A2	2
1.1	Bilan global d'énergie de la Terre. D'après Trenberth <i>et al.</i> (2009).	7
1.2	Mesures annualisées au sommet de l'atmosphère du rayonnement solaire net absorbé par la Terre, du rayonnement infrarouge réémis par la Terre vers l'espace et du rayonnement net, calculées à partir de ERBE. D'après Trenberth et Stepaniak (2003).	7
1.3	Circulation de Hadley moyenne pour les quatre saisons DJF, MAM, JJA et SON. D'après l'Atlas ERA40 1971–2001	9
1.4	Schéma conceptuel de la circulation de Walker. D'après Lau et Yang (2002).	9
1.5	Climatologie des mois de Janvier et Juillet des lignes de courant dans le plan équatorial. D'après Lau et Yang (2002).	10
1.6	Les régions de mousson pendant l'été et l'hiver boréal. D'après Webster (1987).	12
1.7	Géographie de l'Afrique : relief et végétation.	13
1.8	Schéma conceptuel de la MAO. ©Météo-France.	14
1.9	À gauche : Climatologie des précipitations GPCP pour la saison JJAS. À droite : Image Météosat du canal vapeur d'eau du 17 juin 1997 à 00h00 UTC.	15
1.10	Coupe schématique d'une ligne de grains. D'après Zipser (1977).	16
1.11	Extension moyenne de l'isotherme 25°C entre 1982 et 2008. D'après Caniaux <i>et al.</i> (2010).	17
1.12	Schéma conceptuel de la structure de la dépression thermique d'Arabie. D'après Smith (1986b).	18
1.13	Schéma conceptuel de la structure et des processus de mélange de la couche limite convective, située en dessous de la couche résiduelle saharienne. D'après Messenger <i>et al.</i> (2010).	20
1.14	Fréquence d'occurrence de la dépression thermique saharienne à 06h00 pendant la période de juin à octobre. D'après Lavaysse <i>et al.</i> (2009).	21
1.15	Climatologies du vent méridien et du vent zonal, entre 10°O et 10°E, et entre 10°E et 30°E, sur la saison JJAS.	21
1.16	Circulation typique d'une onde d'est Africaine. D'après Carlson (1969a).	23
1.17	Structures composites des onde d'est à 3–5 jours, et des ondes d'est à 6–9 jours. D'après Diedhiou <i>et al.</i> (1999).	24
1.18	Trajectoires des 81 vortex d'AEWs détectés entre mai et octobre 1998 et 1999. D'après Fink et Reiner (2003).	25
1.19	Fonction d'influence du déclenchement convectif mettant en évidence les zones où la réponse transitoire engendrée est la plus intense. D'après Thorncroft <i>et al.</i> (2008).	26
1.20	Rétro-trajectoires de quelques parcelles d'air situées à 500 hPa et centrées autour de 15°N, 6°O le 21 août 1992 à 18h00 UTC. D'après Roca <i>et al.</i> (2005).	28
1.21	Mode de covariabilité entre les précipitations sur l'Afrique de l'Ouest et les TSMs globales observées. D'après Joly <i>et al.</i> (2007).	30
1.22	Corrélations entre un indice de précipitations sur le Sahel pendant JAS et les TSMs pour deux périodes différentes : 1954–1973 et 1970–1989. D'après Janicot <i>et al.</i> (2001).	31
1.23	À gauche : corrélations sur la période 1947–1996 entre le cumul de pluies sur le Sahel pendant la période JAS et les TSMs moyennées aussi sur JAS. À droite : séries temporelles de pluies moyennées sur le Sahel pendant la période JAS de 1947 à 2001 et de la TSM moyennée sur un domaine Méditerranée. D'après Rowell (2003).	32

1.24	Anomalies annuelles de précipitations sur le Sahel de 1950 à 1998. (A) Observations compilées par M. Hulme. (B) Modèle avec une hydrologie de surface non-interactive et une végétation non-interactive. (C) Modèle avec une humidité du sol interactive mais toujours sans végétation interactive. (D) Modèle avec humidité du sol et végétation interactives. D'après Zeng <i>et al.</i> (1999).	33
1.25	Cycle saisonnier climatologique des précipitations GPCP et du vent à 925 hPa.	35
1.26	Distributions climatologiques des précipitations, des TSMs et du vent de surface pour mars-avril (en haut) et juillet-août. D'après Xie et Carton (2004).	36
1.27	Fréquence moyenne d'occurrence mois par mois de la dépression thermique. D'après Lavaysse <i>et al.</i> (2009).	37
1.28	Cycle saisonnier climatologique du vent méridien et du vent zonal.	38
1.29	(a) Diagramme temps-latitude du 1 ^{er} mars au 30 novembre 1978 des précipitations (mm jour ⁻¹ , moyennées sur la bande 10°O–10°E, et filtrées pour enlever la variabilité inférieure à 10 jours. (c) idem (a) mais pour le composite par rapport à l' <i>onset</i> (dates de Sultan et Janicot, 2003) des précipitations moyennées sur 10°O–10°E. D'après Sultan et Janicot (2003).	39
1.30	À gauche : distribution du tourbillon absolu à 925 hPa pendant le mois de juillet 1992. À droite : Schéma conceptuel montrant les circulations attendues dans le plan latitude-pression dans une région avec de l'instabilité inertielle près de l'équateur. D'après Tomas et Webster (1997).	41
1.31	Coupes composites latitude-pression de la circulation atmosphérique au moment de l' <i>onset</i> : circulation méridienne et verticale, vent zonal et vitesse verticale en couleurs. (a) pour t_0-10 ; (b) pour t_0 ; (c) pour t_0+20 . D'après Sultan et Janicot (2003).	43
1.32	Diagrammes temps-latitude du flux solaire incident à la surface, du flux solaire absorbé par la surface, et de la température de surface. Ces champs sont ceux simulés par un modèle régional pour l'année 1992. D'après Ramel <i>et al.</i> (2006).	44
1.33	Phase de l'harmonique diurne des précipitations, estimée à partir des températures de brillance CLAUS, pour la saison JJA. D'après Yang et Slingo (2001).	45
1.34	Cycles diurnes composites des précipitations obtenus pour l'année 2006 après l' <i>onset</i> de la MAO à partir de pluviomètres (orange) et des jeux de données EP-SAT, GSMAP et TMPA, mélangeant observations <i>in situ</i> et satellites. D'après Roca <i>et al.</i> (2010), à qui l'on réfère pour plus d'information sur les jeux de données.	45
1.35	Cycle diurne du rapport de mélange de la vapeur d'eau et du vent dans un plan latitude-pression. D'après Parker <i>et al.</i> (2005).	47
1.36	Taux de précipitations moyens de la saison JJAS, simulés sur la période 1949–2000 par 18 modèles ayant participé à l'expérience d'intercomparaison CMIP3. D'après Cook et Vizy (2006), à qui l'on se réfère pour les détails sur les modèles utilisés.	50
1.37	Évolution saisonnière, pour l'année 2000, des précipitations moyennées entre 10°O et 10°E pour l'ensemble des modèles d'AMMA-MIP, pour la réanalyse NCEP2 et les données CMAP et GPCP. D'après Hourdin <i>et al.</i> (2010).	52
1.38	Coupes latitude-pression du vent zonal moyenné entre 10°O et 10°E pour les saisons JJAS de 2003 à 2006, pour quelques réanalyses et pour l'ensemble des modèles de WAMME. D'après Xue <i>et al.</i> (2010).	53
1.39	Flux de chaleur latente moyen de juin à septembre 2004 pour l'ensemble des modèles ayant participé à l'exercice d'intercomparaison de WAMME. D'après Boone <i>et al.</i> (2010).	54
2.1	a) Réponse du filtre de Lanczos passe-bande entre 10 et 60 jours, et du filtre digital basé sur la FFT.	73
2.2	À gauche : relation géométrique entre le coefficient de corrélation R , l'erreur quadratique centrée E' , et les écarts-types σ_f et σ_r . À droite : Diagramme de Taylor. D'après Taylor (2001).	84
3.1	Climatologies pour la saison JJAS des précipitations GPCP et de l'OLR-NOAA.	90
3.2	Variances intrasaisonnières des précipitations GPCP pour les saisons JJAS de 1997 à 2006.	91
3.3	<i>Idem</i> Fig. 3.2, mais pour l'OLR-NOAA de 1979 à 2007.	92
3.4	<i>Idem</i> Fig. 3.2.c, mais pour les échelles entre 3 et 10 jours, rapportées aux échelles synoptiques inférieures à 10 jours.	93

3.5	En haut : co-spectre entre le vent zonal à 850 hPa et le vent zonal à 150 hPa, et co-spectre entre la pression de surface et le vent zonal à 850 hPa. En bas : Statistique de cohérence carrée pour le vent zonal à 850 hPa et celui à 150 hPa et pour la pression de surface et le vent à 850 hPa. D'après Madden et Julian (1971).	94
3.6	Schéma conceptuel de l'évolution des perturbations associées à l'oscillation à 40–50 jours (MJO) dans le plan zonal. D'après Madden et Julian (1994).	95
3.7	Spectres fréquence-nombre d'onde du vent zonal à 850 hPa et des précipitations pour les années 1979 à 1998, moyennés sur 20°S–20°N, et calculés entre 60°E et 180°E. D'après Zhang (2005).	97
3.8	Diagramme de hovmuller à l'équateur de la pression de surface et de l'OLR, basé sur une régression des deux variables sur un indice MJO. D'après Matthews (2000).	97
3.9	Composites des 8 phases de la MJO d'hiver (DJF) pour les anomalies d'OLR et du vent à 850 hPa. D'après Wheeler et Hendon (2004).	99
3.10	<i>Idem</i> Fig. 3.9, mais pour les mois de mai et juin. D'après Wheeler et Hendon (2004).	100
3.11	Structure horizontale de l'onde de Kelvin et de l'onde de Rossby équatoriale, solutions du modèle d'eau peu profonde de Matsuno (1966) sur un plan bêta équatorial. D'après Kiladis <i>et al.</i> (2009).	104
3.12	Spectre d'énergie en fréquence-nombre d'onde des composantes symétrique et antisymétrique de la température de brillance CLAUS de juillet 1983 à juin 2005, sommé sur les latitudes de 15°S à 15°N. D'après Kiladis <i>et al.</i> (2009).	105
3.13	Carte d'anomalies de température de brillance, géopotentiel et de vent à 850 hPa et à 200 hPa associé avec une perturbation de -20 K de la température de brillance filtré dans le domaine Kelvin au point de référence 7.5°N, 172.5°E. D'après Kiladis <i>et al.</i> (2009).	106
3.14	<i>Idem</i> Fig. 3.13, mais pour l'onde de Rossby équatoriale ($n=1$) au point de référence 7.5°N, 152°E. D'après Kiladis <i>et al.</i> (2009).	108
3.15	a) Densité spectrale multipliée par la fréquence des anomalies de précipitations GPCP au point 10°N–0°E. b) <i>Idem</i> a) mais pour les anomalies de l'OLR–NOAA sur la période 1997–2006.	109
3.16	Autocorrélation d'ordre 1 des anomalies de précipitations GPCP et de l'OLR de la NOAA.	110
3.17	Analyses en ondelettes du 1 ^{er} juin au 30 septembre a) 1999, b) 2005, et c) 2006 des anomalies d'OLR au point 10°N–0°E.	110
3.18	<i>Idem</i> Fig. 3.15.b mais pour les anomalies de précipitations GPCP moyennées sur a) 5°N–15°N, 40°O–30°E, c) 5°N–15°N, 40°O–20°O, e) 5°N–15°N, 10°O–10°E, et g) 5°N–15°N, 10°E–30°E, et les anomalies de l'OLR–NOAA, moyennées sur b) 5°N–20°N, 40°O–30°E, d) 5°N–15°N, 40°O–20°O, f) 10°N–20°N, 10°O–10°E, et g) 10°N–20°N, 10°E–30°E.	111
3.19	<i>Idem</i> Fig. 3.17.a mais pour les anomalies d'OLR du 1 ^{er} juin au 30 septembre 2006, moyennées sur a) 5°N–15°N, 40°O–20°O, b) 10°N–20°N, 10°O–10°E, et c) 10°N–20°N, 10°E–30°E.	112
3.20	Structure composite du premier mode de variabilité intrasaisonnière de l'OLR filtré dans la gamme 25–90 jours. D'après Janicot <i>et al.</i> (2009).	114
3.21	Schéma conceptuel des processus physiques et dynamiques pouvant conduire au renforcement de la convection sur l'Afrique de l'Ouest aux échelles intrasaisonnières lente en lien avec la MJO. D'après Matthews (2004).	115
3.22	Structure composite du mode QBZD entre $t_0 - 6$ et $t_0 + 6$. D'après Mounier <i>et al.</i> (2008).	118
3.23	<i>Idem</i> Fig. 3.22, mais entre $t_0 - 9$ et $t_0 + 5$ et pour l'OLR non filtré en couleurs, le vent non filtré à 925 hPa et le géopotentiel non filtré à 925 hPa. D'après Mounier (2005).	119
3.24	Structure composite du mode Sahélien entre $t_0 - 12$ et $t_0 + 10$. D'après Janicot <i>et al.</i> (2010b).	120
3.25	Diagramme de Hovmüller de l'OLR moyenné entre 12.5°N et 15°N, pour la différence entre le composite des événements positifs et celui des événements négatifs du « mode Sahélien ». D'après Sultan <i>et al.</i> (2003).	121
3.26	À gauche : Composites à t_0 des anomalies de température et de vent à 850 hPa par rapport à leur valeur saisonnière. La référence du composite est l'instant où l'anomalie froide atteint 17.5°N, et le composite est construit uniquement pour les événements où l'anomalie froide atteint au moins -2 K à 17.5°N. À droite : Composite de la température et des anomalies de température à 850 hPa, moyennées entre 10°E et 30°E. D'après Vizy et Cook (2009).	123

3.27	Régressions, à différents décalages temporels, sur un indice d'OLR de a) l'OLR, b) la PKE à 700 hPa et c) le vent zonal à 600 hPa, filtrés dans la bande 10–120 jours. D'après Leroux <i>et al.</i> (2010).	124
3.28	À gauche : EOF1 des TSMs et EOF1 de la tension de vent à la surface. À droite : Corrélations entre la CP1 des TSMs et la CP1 de la tension de vent. D'après de Coëtlogon <i>et al.</i> (2010).	125
3.29	<i>Idem</i> Fig. 3.12.a mais pour la composante symétrique de l'OLR pendant les saisons JJAS 1979–2003. D'après Kiladis <i>et al.</i> (2006).	127
3.30	Structure moyenne des anomalies d'OLR et de vent à 850 hPa associés avec une perturbation d'OLR filtré dans le domaine TD de -40 W m^{-2} au point 15°N , 17.5°O . D'après Kiladis <i>et al.</i> (2006).	128
3.31	À gauche : Structure composite, à t_0 , des événements associés à une anomalie d'eau précipitable forte dans la région du Sénégal. À droite : évolution de la structure composite de ces événements entre t_0-7 et t_0+7 , en fonction de la longitude. Les anomalies d'eau précipitable et de vent méridien à 925 hPa ont été moyennées dans la bande 15°N – 20°N . D'après Poan (2010).	129
3.32	Séquence composite basée sur l'indice d'activité des ondes de Kelvin sur l'Afrique de l'Ouest. D'après Mounier <i>et al.</i> (2007).	130
3.33	Structure composite des pulsations de mousson pendant les périodes de pré- <i>onset</i> de 2004 à 2007. D'après Couvreur <i>et al.</i> (2010).	132
3.34	<i>Idem</i> Fig. 3.12.a mais pour les précipitations des modèles du 4 ^e rapport du GIEC (8 ans) et les observations GPI et 1DD. D'après Lin <i>et al.</i> (2006).	134
3.34	Suite.	135
3.35	Variance dans la bande 2–6 jours du vent méridien à 700 hPa pour les saisons JJAS de 1961 à 2000 et simulée par 17 des modèles ayant participé au 4 ^e exercice du GIEC. D'après Ruti et Dell'Aquila (2010).	137
4.1	a) Climatologie et variance intrasaisonnière de la température potentielle à 850 hPa. b) Coupe zonale de la variance intrasaisonnière de la température potentielle le long de la latitude 35°N	141
4.2	<i>Idem</i> Fig. 4.1.a mais pour les réanalyses a) NCEP1 (1948–2007), b) ERA40 (1968–2001), et c) ERAI (1990–2008).	142
4.3	a) Densité spectrale multipliée par la fréquence des anomalies de température potentielle à 850 hPa moyennée sur 30°N – 40°N , 10°E – 20°E . b) <i>Idem</i> a), mais pour le domaine 30°N – 40°N , 15°O – 5°O	142
4.4	Colonne de gauche : Analyses en ondelettes du 1 ^{er} juin au 30 septembre 1987, 1995, et 2006 des anomalies de température potentielle à 850 hPa, moyennée sur 30°N – 40°N , 10°E – 20°E . Colonne de droite : <i>Idem</i> colonne de gauche, mais pour le domaine 30°N – 40°N , 15°O – 5°O	143
4.5	Corrélations déphasées entre les anomalies de θ_{850} moyennée sur 30°N – 40°N , 10°E – 20°E , et les anomalies de θ_{850} moyennée sur 30°N – 40°N , 15°O – 5°O	144
4.6	a) Variances expliquées par les 10 premiers EOFs de l'ACP simple réalisée sur la température potentielle à 850 hPa, filtrée dans la bande 10–60 jours, sur le domaine 20°N – 40° , 20°O – 40°E . b) <i>Idem</i> a), mais pour les 10 premiers CEOFs de l'ACPC.	167
4.7	a) Corrélations déphasées pour chaque saison de 1979 à 2007 entre la CP1 et la CP2 de l'ACP de la température potentielle à 850 hPa de la réanalyse NCEP2, filtrée dans la bande 10-60 jours, sur le domaine 20°N – 40° , 20°O – 40°E . b) <i>Idem</i> a), mais en moyenne sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979–2007.	168
4.8	a) <i>Idem</i> Fig. 4.7.b, mais pour les corrélations déphasées entre la CP1 de l'ACP de la température potentielle à 850 hPa de la réanalyse NCEP2, filtrée dans la bande 10-60 jours, sur le domaine 20°N – 40° , 20°O – 40°E , et l'indice ind_{SHL} caractérisant le CEOF1 de l'ACPC équivalente. b) <i>Idem</i> a), mais pour la corrélation entre la CP2 et ce même indice.	169
4.9	Fonction de densité de probabilité de la durée des événements HLW et HLE.	171
4.10	a) Cycle saisonnier de l' ind_{SHL} pour les différentes réanalyses NCEP2 (1979–2007), NCEP1 (1948–2007), ERA40 (1968–2001) et ERAI (1990–2007). b) Répartition saisonnière par pentades (en %) des événements HLE et HLW, pour les différentes réanalyses et leur période respective.	171
4.11	Composites de l'indice normalisé ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL, sur les événements HLE et HLW.	173

4.12	<i>Idem</i> Fig. 4.4, mais pour les analyses en ondelettes de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL des années 2005 et 2006.	174
4.13	Composites des anomalies du spectre en ondelettes par rapport aux évènements HLE et HLW.	174
4.14	Composites des anomalies de θ_{850} moyennée sur 10°E – 30°E pour les évènements HLE et HLW.	175
4.15	Anomalies froides de θ_{850} moyennée sur la bande 10°E – 30°E , pour les années 2004, 2005 et 2006. D'après Vizy et Cook (2009).	176
4.16	Indices du mode intrasaisonnier du SHL de la saison JJAS 2006, obtenus à partir des réanalyse NCEP2, NCEP1 et ERAI.	177
4.17	a) Composites des anomalies de l'OLR-NOAA moyenné sur la bande 12.5°N – 17.5°N sur les évènements HLE. b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements HLW. c) et d) <i>Idem</i> a) et b) mais pour les anomalies de la fréquence d'occurrence d'OLR $\leq 240 \text{ W m}^{-2}$ moyennée sur 12.5°N – 17.5°N . e) et f) <i>Idem</i> a) et b) mais pour les anomalies de la fréquence d'occurrence de $T_b \leq 230 \text{ K}$ (données CLAUS) moyennée sur 12.5°N – 17.5°N . g) et h) <i>Idem</i> a) et b) mais pour les anomalies de précipitations GPCP moyennées sur 12.5°N – 17.5°N	178
4.18	a) Climatologie du vent zonal et du vent horizontal à 200 hPa, pour la saison JJAS. b) Variance du vent méridien à 200 hPa, filtré dans la bande 10-60 jours. c) Nombre d'onde quasi-stationnaire à 200 hPa, calculé à partir de la climatologie du vent zonal de a).	182
4.19	Composite des anomalies du vent méridien à 200 hPa, moyenné entre 40°N et 60°N , pour les évènements HLE et HLW.	183
4.20	a) Nombre d'onde quasi-stationnaire K_s , calculé à partir du composite du vent zonal à 200 hPa, et composites des anomalies de vent méridien, pour les évènements HLE à t_0-6 . b) <i>Idem</i> a), mais à t_0-4 . c) <i>Idem</i> a), mais à t_0-2 . d) <i>Idem</i> a), mais à t_0	184
4.21	Régimes de temps calculés sur un domaine comprenant l'Atlantique Nord et l'Europe, sur les étés JJA de 1950 à 2003, avec le géopotentiel à 500 hPa de la réanalyse NCEP1. a) Régime de blocage (<i>Blocking</i>), b) Régime <i>Atlantic Low</i> . c) Régime NAO-. d) <i>Atlantic Ridge</i> . D'après Cassou <i>et al.</i> (2005).	186
4.22	a) Composites, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de fréquence d'occurrence de chacun des régimes de temps sur les évènements HLE (t_0). b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements HLW.	187
4.23	a) Composites des anomalies a) de température potentielle, b) de vent zonal, c) d'humidité spécifique, d) de vent méridien, e) d'humidité spécifique et f) de vitesse verticale, au point 35°N – 20°E	192
4.24	Profils verticaux climatologiques des différents termes du bilan a) de température potentielle et b) de l'humidité spécifique au point 35°N – 20°E	194
4.25	Bilan composite de la température potentielle à 850 hPa au point 35°N – 20°E , pour les évènements HLW et HLE.	196
4.26	<i>Idem</i> Fig. 4.25.a, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 700 hPa, pour les évènements HLW et HLE.	197
4.27	<i>Idem</i> Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 1000 hPa, pour les évènements HLW et HLE.	199
4.28	<i>Idem</i> Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de la température potentielle à 1000 hPa, pour les évènements HLW et HLE.	199
4.29	<i>Idem</i> Fig. 4.25, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 925 hPa, pour les évènements HLW et HLE.	199
4.30	Composites a) du flux sortant de rayonnement infrarouge au sommet de l'atmosphère, b) du flux sortant de rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère, c) du flux de rayonnement infrarouge incident à la surface, d) du flux de rayonnement solaire incident à la surface, e) du flux de chaleur sensible à la surface et f) du flux de chaleur latente à la surface, pour les évènements HLE et HLW.	201
4.31	<i>Idem</i> Fig. 4.30.a, mais pour a) la couverture nuageuse totale et b) l'eau précipitable.	202
4.32	Composites des anomalies de a) flux de chaleur latente, b) de couverture nuageuse, c) du module du vent à 1000 hPa, et d) de l'humidité relative à 1000 hPa, pour les évènements HLW (t_0).	203
4.33	a) Composites des anomalies de TSMS pour les évènements HLW et un décalage temporel de +2 jours (t_0+2). b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements HLE. c) <i>Idem</i> a), mais pour t_0+4 . d) <i>Idem</i> b), mais pour t_0+4	203

4.34	a) Composite à t_0 de la latitude de dernière saturation de la parcelle d'air à 500 hPa, pour les événements HLW. b) <i>Idem</i> a), mais pour les événements HLE. c) <i>Idem</i> a), mais pour la pression de dernière saturation (en hPa). d) <i>Idem</i> c), mais pour les événements HLE.	204
4.35	a) Composites à t_0 des anomalies de température potentielle à 850 hPa, du vent à 850 hPa et de la pression au niveau de la mer, pour les événements HLE. b) <i>Idem</i> a), mais pour les événements HLW. c) <i>Idem</i> a), mais à t_0+4 . d) <i>Idem</i> b), mais à t_0+4	205
4.36	Composites, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de l'indice int_{WAHL} caractérisant l'intensité de la dépression thermique, pour les événements HLE et HLW.	206
4.37	a) Diagramme de dispersion de l'intensification du WAHL en fonction de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL. b) <i>Idem</i> a), mais pour le déficit d'intensité du WAHL.	207
4.38	a) Composite, de t_0-15 à t_0+15 , des anomalies de la position en latitude de la dépression thermique, pour les événements HLE et HLW. b) <i>Idem</i> a), mais pour la position en longitude.	208
4.39	a) Composite des anomalies de la ventilation en température à 925 hPa, à t_0-2 pour les événements HLW. b) <i>Idem</i> a), mais pour les advections horizontales d'humidité spécifique à 925 hPa. c) <i>Idem</i> a), mais pour t_0 . d) <i>Idem</i> b), mais pour t_0	210
4.40	Composites des anomalies a) de la température potentielle, b) du vent zonal, c) de l'humidité spécifique, d) du vent méridien, e) de l'humidité relative et f) de la vitesse verticale, moyennés sur le domaine $20^\circ N-30^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$, pour les événements HLW.	212
4.41	Profils verticaux climatologiques des différents termes du bilan a) de température potentielle et b) de l'humidité spécifique, moyennés sur le domaine $20^\circ N-30^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$	213
4.42	Bilan composite de la température potentielle à 500 hPa, moyennée sur le domaine $20^\circ N-30^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$, pour les événements HLW et HLE.	214
4.43	<i>Idem</i> Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 700 hPa, pour les événements HLW et HLE.	215
4.44	<i>Idem</i> Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de la température potentielle à 925 hPa, pour les événements HLW et HLE.	215
4.45	<i>Idem</i> Fig. 4.42, mais pour le bilan composite de l'humidité spécifique à 925 hPa, pour les événements HLW et HLE.	215
5.1	a) Corrélations décalées entre l'OLR moyenné sur le domaine $10^\circ N-20^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$, et l'OLR moyenné sur le domaine $10^\circ N-20^\circ N$, $10^\circ O-10^\circ E$ Composites de l'OLR, pour chaque saison JJAS de 1979 à 2007. L'OLR a préalablement été filtré dans la bande 10-90 jours à l'aide d'un filtre de Lanczos (section 2.2.3.1). b) <i>Idem</i> a), mais moyennés sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007.	248
5.2	Composites de l'OLR et du vent à 925 hPa pour les événements QBZD+ et QBZD-, de t_0-4 à t_0+2	251
5.3	a) Composite de l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD sur les événements HLE et HLW. b) Composite de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL sur les événements QBZD+ et QBZD-.	252
5.4	Composites de l'OLR et du vent à 925 hPa pour les événements QBZD+ combinés avec un événement HLE et non-combinés à un événement HLE, de t_0-2 à t_0+4	254
5.5	a) Composite de l'OLR, filtré dans la bande 10-60 jours, et moyenné sur le domaine $10^\circ N-20^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$. Les courbes en trait plein correspondent aux événements QBZD+, et celles en trait tireté aux événements QBZD-. Les courbes en trait épais correspondent aux événements QBZD+/QBZD- combinés aux événements HLE/HLW, et celles en trait fin aux événements QBZD+/QBZD- non combinés avec les événements HLE/HLW. b) <i>Idem</i> a), mais pour l'OLR moyenné sur le domaine $10^\circ N-20^\circ N$, $10^\circ E-30^\circ E$	255

5.6	a) Composite de la température potentielle à 850 hPa, filtrée dans la bande 10–60 jours, et moyenné sur le domaine 20°N–25°N, 0–10°E. Les courbes en trait plein correspondent aux évènements QBZD+, et celles en trait tireté aux évènements QBZD-. Les courbes en trait épais correspondent aux évènements QBZD+/QBZD- combinés aux évènements HLE/HLW, et celles en trait fin aux évènements QBZD+/QBZD- non combinés avec les évènements HLE/HLW. b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements HLE/HLW combinés ou non aux évènements QBZD+/QBZD-.	255
5.7	Composite des indices normalisés ind_{QBZD} du mode QBZD et ind_{Sah} du mode Sahélien par rapport aux dates d' <i>onset</i> de la MAO de Sultan et Janicot (2003), pour les 29 années de 1979 à 2007.	256
5.8	Composites, de t_0-2 à t_0+4 , des anomalies d'humidité spécifique et du vent à 925 hPa, pour les évènements HLE combinés avec un évènement Sah+, et pour les évènements HLW combinés avec un évènement Sah-.	259
5.9	<i>Idem</i> Fig. 5.8, mais pour les anomalies de température potentielle équivalente et du vent à 925 hPa.	260
5.10	a) Composite de la position du FIT, défini par l'isocontour zéro du vent zonal à 925 hPa, pour les évènements HLE combinés avec un évènement Sah+, à t_0-2 (noir), t_0 (rouge), t_0+2 (vert), t_0+4 (bleu) et t_0+6 (orange). b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements HLW combinés avec un évènement Sah-.	261
5.11	<i>Idem</i> Fig. 5.8, mais pour les anomalies d'humidité relative et de vent à 500 hPa, de t_0 à t_0+6	262
5.12	Composites des anomalies a) de température potentielle, b) de vent zonal, c) d'humidité spécifique, d) de vent méridien, e) d'humidité relative, et f) de vitesse verticale, au point 17.5°N–5°E, pour les évènements HLE combinés.	264
5.13	Composite, à t_0 , de la fonction de densité de probabilité de la a) CAPE et b) CIN sur le domaine 12.5°N–17.5°N, 10°E–30°E, pour les évènements HLE et HLW combinés. c) et d) <i>Idem</i> a) et b), respectivement, mais à t_0+5 pour les évènements HLE et t_0+4 pour les évènements HLW.	266
5.14	Composite des anomalies de PKE à 850 hPa, moyennée sur 5°N–25°N, pour les évènements a) HLE et b) HLW. c) et d) <i>Idem</i> a) et b), respectivement, mais au niveau 700 hPa.	269
5.15	Premier CEOF de l'ACPC de l'OLR-NOAA filtré dans la bande 10–25 jours, réalisée sur le domaine 10°S–30°N, 30°O–30°E, et sur les saisons JJAS de 1979 à 2007.	270
5.16	Différence entre les composites des évènements OLR+ et OLR- de l'OLR-NOAA, et du vent à 925 hPa, pour les décalages temporels t_0-4 à t_0+6	272
5.17	<i>Idem</i> Fig. 5.16, mais pour les précipitations GPCP.	273
5.18	Composites des anomalies d'OLR-NOAA moyenné dans la bande 10°N–20°N, pour les évènements a) OLR+ et b) OLR-. c) et d) <i>Idem</i> a) et b), respectivement, mais pour les anomalies de précipitations GPCP moyennées dans la bande 10°N–20°N.	274
5.19	<i>Idem</i> Fig. 5.16, mais pour la fonction de courant et le vent à 700 hPa.	275
5.20	a) <i>Idem</i> Fig. 5.18.a, mais pour les anomalies de vent zonal moyenné dans la bande 0–10°N. b) <i>Idem</i> a), mais pour les évènements OLR-.	276
5.21	a) Corrélations décalées pour chaque saison de 1979 à 2007 entre l'indice ind_{OLR} issu de l'ACPC de l'OLR filtré dans la bande 10-25 jours, et l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD. b) <i>Idem</i> a), mais en moyenne sur l'ensemble des saisons JJAS de 1979 à 2007.	277
5.22	a) et b) <i>Idem</i> Fig. 5.21.a et b, mais pour l'indice ind_{Sah} du mode Sahélien.	277
5.23	a) Composite de l'indice ind_{Sah} du mode Sahélien sur les évènements OLR+ et OLR-. b) <i>Idem</i> a), mais pour l'indice ind_{QBZD} du mode QBZD.	277
5.24	<i>Idem</i> Fig. 5.23.a, mais pour l'indice ind_{SHL} du mode principal de la variabilité intrasaisonnière du SHL.	278
5.25	<i>Idem</i> Fig. 5.16, mais pour la température potentielle et le vent à 850 hPa, de t_0-10 à t_0	279
6.1	Climatologie sur la saison JJAS des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).	291

6.2	Climatologie sur la saison JJAS des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006), moyennées entre a) 40°O et 20°O, b) 10°O et 10°E, et c) 10°E et 30°E.	292
6.3	Climatologie sur la saison JJAS de l'OLR pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données NOAA (1979–2007).	293
6.4	Diagramme de Taylor pour la climatologie des précipitations et de l'OLR sur le domaine 0°N–20°N, 20°O–40°E.	295
6.5	Climatologie sur la saison JJAS de la température potentielle à 850 hPa pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	298
6.6	Climatologie sur la saison JJAS de la température potentielle à 850 hPa pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), moyennée entre a) 10°O et 10°E, et b) 10°E et 30°E.	299
6.7	a) Intensité de la dépression thermique θ_{925}^{SHL} , en fonction de la température au-dessus de la Méditerranée Est $\theta_{925}^{MED-Est}$. b) <i>Idem</i> a), mais en fonction de la température au-dessus du Golfe de Guinée θ_{925}^{GG}	300
6.8	a) <i>Idem</i> Fig. 6.7.a mais en fonction de la température au-dessus de l'est du Sahara $\theta_{925}^{SAH-Est}$. b) <i>Idem</i> a), mais pour la température au-dessus de l'est du Sahara $\theta_{925}^{SAH-Est}$, en fonction de la température au-dessus de la Méditerranée $\theta_{925}^{MED-Est}$	301
6.9	a) <i>Idem</i> Fig. 6.7, mais pour la température au-dessus de l'est du Sahara $\theta_{925}^{SAH-Est}$ en fonction du vent méridien à 925 hPa $V_{925}^{MED-Est}$ au-dessus de l'est de la Méditerranée. b) <i>Idem</i> a), pour l'intensité de la dépression thermique θ_{925}^{SHL} en fonction du vent méridien à 925 hPa V_{925}^{5N-15N} sur le Sahel.	302
6.10	a) Intensité de la ZCIT en fonction du gradient de température $\theta_{925}^{SHL} - \theta_{925}^{GG}$ entre la région du SHL et le Golfe de Guinée. b) <i>Idem</i> a), mais pour la latitude de la ZCIT, repérée comme la latitude du maximum des précipitations moyennées entre 10°O–10°E, en fonction du gradient de température $\theta_{925}^{SHL} - \theta_{925}^{GG}$ entre la région du SHL et le Golfe de Guinée.	303
6.11	Climatologie sur la saison JJAS du vent zonal, moyenné entre 10°O et 10°E, pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	304
6.12	a) <i>Idem</i> Fig. 6.10.a mais pour l'intensité du JEA, calculée comme le minimum du vent zonal moyenné entre 10°O–10°E, en fonction de l'intensité du SHL. b) <i>Idem</i> a), mais pour la latitude du JEA, repérée comme la latitude du minimum du vent zonal moyenné entre 10°O–10°E, en fonction de l'intensité du SHL.	306
6.13	a) <i>Idem</i> Fig. 6.10.a mais pour la latitude du JEA, en fonction de l'intensité de la ZCIT. b) <i>Idem</i> a), mais, en fonction de la latitude de la ZCIT.	306
6.14	Variance intrasaisonnière totale des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).	308
6.15	Variance intrasaisonnière totale de l'OLR pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données NOAA (1979–2007).	309
6.16	a) Rapport entre la variance intrasaisonnière totale des précipitations (< 90 jours) et celle des précipitations GPCP, moyenné dans le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40. b) <i>Idem</i> a), mais pour le rapport entre la variance intrasaisonnière totale de l'OLR et celle de l'OLR de la NOAA.	310
6.17	a) Variance intrasaisonnière, à la latitude de la ZCIT, des précipitations moyennées entre 10°O et 10°E, en fonction de l'intensité de la ZCIT sur le Sahel Ouest. b) <i>Idem</i> a), mais pour la bande 10°E–30°E.	311
6.18	Diagramme de Taylor pour la variance intrasaisonnière des précipitations et de l'OLR sur le domaine 0°N–20°N, 10°O–30°E.	312
6.19	a) Rapport entre la variance des précipitations dans la bande 10–90 jours et celle associée aux échelles inférieures à 90 jours, moyenné dans le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40, et les données GPCP. b) <i>Idem</i> a), mais pour le rapport entre la variance dans la bande 3–10 jours et celle associée aux échelles inférieures à 10 jours.	313

6.20	Variance intrasaisonnière lente (10–90 jours) rapportée à la variance intrasaisonnière totale (en %) des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).	314
6.21	Autocorrélation d'ordre 1 des précipitations pour les modèles de CMIP3 (1971–2000), les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).	315
6.22	Autocorrélation d'ordre 1 des précipitations, moyennée sur le domaine 5°N–15°N, 10°O–10°E, pour chacun des modèles de CMIP3, chacune des deux réanalyses NCEP2 et ERA40, et les données GPCP.	316
6.23	Densités spectrales normalisées et multipliées par la fréquence, de l'OLR des modèles de CMIP3 (1971–2000), des réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et des données NOAA (1979–2007), moyennées sur 10°N–20°N, 10°O–30°E.	318
6.24	Diagramme de Taylor pour la variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa sur le domaine 20°N–40°N, 20°O–40°E.	319
6.25	Variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	320
6.26	Variance intrasaisonnière lente (10–60 jours) rapportée à la variance intrasaisonnière totale de la température potentielle à 850 hPa pour les modèles de CMIP3 (1971–2000) et les réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	322
6.27	<i>Idem</i> Fig. 6.23, mais pour les anomalies de température potentielle à 850 hPa, moyennée sur le domaine 25°N–45°N, 0°E–25°E.	323
6.28	CEOF1 de l'ACPC de la température potentielle à 850 hPa, filtrée dans la bande 10–60 jours. L'ACPC a été réalisée sur le domaine 20°N–40°N, 20°O–40°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	325
6.29	Diagramme de Taylor pour la structure composite de la température potentielle à 850 hPa (différence entre événements HLE et HLW), à a) t_0 et b) t_0+4 , sur le domaine 20°N–40°N, 20°O–40°E.	326
6.30	Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour la température potentielle à 850 hPa, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	327
6.31	<i>Idem</i> Fig. 6.30, mais à t_0+4	328
6.32	Différence entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour la température potentielle à 850 hPa, moyennée sur 10°E–30°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	329
6.33	a) Diagramme de Taylor pour la structure composite du vent méridien à 200 hPa (différence entre événements HLE et HLW), à t_0 , sur le domaine 30°N–70°N, 60°O–20°E. b) Énergie des anomalies composites de θ_{850} , à t_0 , en fonction de l'énergie des anomalies composites de vent méridien à 200 hPa, à t_0	330
6.34	<i>Idem</i> Fig. 6.30, mais pour le vent méridien à 200 hPa.	331
6.35	Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour le vent méridien à 200 hPa, moyenné dans la bande 40°N–60°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000).	332
6.36	Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour l'OLR, moyenné dans la bande 10°N–20°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	334
6.37	Différence, à t_0 , entre le composite des événements HLE et celui des événements HLW, pour les précipitations, moyennée dans la bande 10°N–20°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), et chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données GPCP (1997–2006).	335
6.38	CEOF1 de l'ACPC de l'OLR, filtré dans la bande 10–25 jours. L'ACPC a été réalisée sur le domaine 10°S–30°N, 30°O–30°E, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et pour les données de la NOAA (1979–2007).	337

6.39	Différence, à t_0 , entre le composite des évènements OLR+ et celui des évènements OLR-, pour l'OLR, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	338
6.40	Différence entre le composite des évènements OLR+ et celui des évènements OLR-, pour l'OLR, moyenné dans la bande 10°N–20°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	339
6.41	Différence, à t_0-4 , entre le composite des évènements OLR+ et celui des évènements OLR-, pour le vent méridien à 700 hPa, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	341
6.42	Différence entre le composite des évènements OLR+ et celui des évènements OLR-, pour le vent zonal à 700 hPa, moyenné dans la bande 5°N–10°N, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	342
6.43	Composites de l'indice ind_{SHL} de mode intrasaisonnier du SHL, sur les évènements OLR+ et OLR-, pour chacun des modèles de CMIP3 (1971–2000), chacune des deux réanalyses NCEP2 (1979–2007) et ERA40 (1971–2000), et les données de la NOAA (1979–2007).	344

Liste des tables

2.1	Exemples de données disponibles dans les réanalyses NCEP2 et de leur classe associée.	63
4.1	Sensibilité de l'ACPC à la réanalyse utilisée, et donc également à la période couverte.	169
4.2	Sensibilité de l'ACPC au filtrage utilisé.	170
4.3	Probabilité d'occurrence d'un évènement HLW (HLE) 6–8 jours avant/après un évènement HLE (HLW).	173
4.4	Les <i>cold surges</i> de Vizzy et Cook (2009) les plus intenses et les évènements HLW de l'étude de CRL10 associés.	176
4.5	Performance du scénario simple de prévision des évènements HLW à partir de l'indice ind_{ML} , pour différents choix de seuil utilisé.	189
4.6	<i>Idem</i> Table 4.5, mais pour la prévision des évènements HLE.	189
5.1	Performance du scénario simple de prévision des évènements Sah+, à partir de l'indice ind_{SHL} du mode intrasaisonnier du SHL, et pour différents choix de seuil utilisé.	246
5.2	<i>Idem</i> Table 5.1, mais pour la prévision des évènements Sah-.	246
5.3	Performance du scénario simple de prévision des évènements Ouest+, à partir de l'indice ind_{Est} , et pour différents choix de seuil utilisé.	249
5.4	<i>Idem</i> Table 5.3, mais pour la prévision des évènements Ouest-.	249
5.5	Proportion moyenne des points du domaine considéré qui vérifient $\text{CAPE} > 500 \text{ J kg}^{-1}$ ou $\text{CIN} < 50 \text{ J kg}^{-1}$, à une date donnée.	266
6.1	Informations générales sur les modèles de CMIP3 utilisés dans ce chapitre, ainsi que pour les deux réanalyses NCEP2 et ERA40.	286
6.2	Paramétrisations de la convection des modèles de CMIP3.	288
6.3	Les autres paramétrisations des modèles de CMIP3.	289

Ce manuscrit a été préparé à l'aide du logiciel de composition typographique L^AT_EX et de l'éditeur T_EXShop.

Variabilité Intrasaisonnière de la Mousson Africaine : Caractérisation et Modélisation

La variabilité intrasaisonnière de la mousson d'Afrique de l'Ouest se caractérise par une alternance de phases sèches et humides, dont les impacts peuvent être dramatiques sur les populations locales. Cette variabilité met en jeu un grand nombre d'échelles spatiales et temporelles, rendant difficile sa compréhension, sa modélisation et sa prévision. Cette thèse propose quelques éclairages sur ces différentes thématiques.

La dépression thermique saharienne est un acteur majeur de la mousson africaine. La caractérisation de sa variabilité intrasaisonnière a permis de mettre en évidence, à l'échelle de 15 jours, l'existence d'interactions entre les latitudes moyennes et l'Afrique de l'Ouest. Lors de son passage au-dessus de l'Atlantique et la Méditerranée, un train d'ondes de Rossby module les ventilations de la dépression thermique, et donc sa structure. Les anomalies de circulation, de température et d'humidité, ainsi induites sur le Sahel, pourraient alors expliquer une partie des fluctuations intrasaisonnières de la convection, notamment celles qui naissent sur l'est du Sahel, et qui se propagent ensuite vers l'ouest.

L'état moyen et la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine restent un défi pour les modèles de climat, même pour la dernière génération, qui a participé à l'exercice d'intercomparaison CMIP3. La variabilité à haute fréquence de la convection est un élément particulièrement difficile à modéliser. Toutefois, la meilleure prise en compte de facteurs inhibant le développement de la convection pourrait être une étape importante pour améliorer la modélisation de la mousson et la prévision de ses fluctuations intrasaisonnières.

Mots-clés : Mousson d'Afrique de l'Ouest, Variabilité Intrasaisonnière, Dépression Thermique Saharienne, Modèles de Climat, CMIP3, AMMA.

Ces travaux ont été effectués dans l'équipe Modélisation de l'Atmosphère Nuageuse et Analyse (MOANA), au sein du Groupe de Météorologie de Méso-Échelle (GMME) du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), qui fait partie du Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (GAME), Unité de Recherche Associée (URA 1357), constituée par le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) et Météo-France.

Météo-France
CNRM/GMME/MOANA
42, avenue Gaspard Coriolis
31057 Toulouse Cedex 1
France

✉ romain.roehrig@meteo.fr