

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

SIMULATIONS DU MODÈLE RÉGIONAL CANADIEN DU CLIMAT, VERSION 5

(MRCC5) EN AFRIQUE DE L'OUEST :

VALIDATION ET SENSIBILITÉ À LA LOCALISATION DU DOMAINE

MÉMOIRE PRÉSENTÉ COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
KOSSIVI YÉWOUGNI TETE

JANVIER 2012

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Ces simulations ont été réalisées sur les ordinateurs du Centre ESCER de l'UQAM. L'auteur remercie le Professeur René LAPRISE pour sa rigueur scientifique et ses conseils. L'auteur remercie aussi le Centre ESCER pour son appui financier et l'accès aux ordinateurs et logiciels spécialisés. Merci également à Emilia Diaconescu, Georges Huard, Nadjat Labassi, Eva Rosa Monteiro et Katja Winger pour leur soutien logistique et commentaires dans la réussite de ce projet.

Un grand merci aux familles BINESSI, NIKIEMA et TETE, qui m'ont encouragé et donné le soutien moral.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	ii
TABLE DES MATIÈRES.....	iii
LISTE DES FIGURES.....	v
LISTE DES ABRÉVIATIONS.....	ix
LISTE DES SYMBOLES.....	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
CHAPITRE I	
INTRODUCTION.....	1
CHAPITRE II	
CADRE DE MODÉLISATION ET MÉTHODE EXPÉRIMENTALE	
2.1. Cadre de modélisation.....	6
2.2. Description des données utilisées pour la validation des simulations du MRCC.....	8
2.3. Méthodologie.....	9
CHAPITRE III	
SENSIBILITÉ DU MRCC5 À LA LOCALISATION DU DOMAINE ET HABILITÉ À REPRODUIRE LE CLIMAT OBSERVÉ EN AO	
3.1. Précipitations.....	11
3.1.1. Distribution spatiale de la moyenne annuelle.....	11
3.1.2. Variabilité inter-saisonnière.....	12
3.1.3. Cycle annuel.....	14
3.1.4. Variabilité à la localisation du domaine, transitoire (temporelle) et relative du MRCC5.....	15
3.2. Circulation atmosphérique en AO.....	18
3.2.1. Mousson de l'AO.....	18
3.2.2. Cellules convectives.....	20
3.2.3. Courants-jets en AO.....	21
3.3. Température.....	25

	IV
3.3.1. Distribution annuelle.....	25
3.3.2. Variabilité saisonnière.....	26
3.3.3. Profil vertical.....	27
3.3.4. Variabilité à la localisation du domaine et temporelle.....	28
3.4. Humidité spécifique.....	29
3.4.1. Distribution annuelle.....	29
3.4.2. Variabilité saisonnière.....	29
3.4.3. Profil vertical.....	30
CONCLUSION.....	31
ANNEXE	
RAPPOT ENTRE L'ÉCART TYPE ET LA MOYENNE TEMPORELLE.....	34
CHAPITRE IV	
LES FIGURES.....	35
RÉFÉRENCES.....	69

LISTE DES FIGURES

Figure	Page	
4.1	Localisation des quatre domaines de simulations (jaune) couvrant 235x235 points de grille. Le déplacement des domaines est de 50 points de grille dans chaque direction (nord, sud, est ou ouest). La région commune (bleu) couvre 185x185 points de grille.....	35
4.2a	Relief (m) du MRCC5.....	36
4.2b	Définition des quatre sous-régions étudiées : la CG (4°N-7°N, 10°W-10°E), le Sahélo Guinéen (7°N-10°N, 10°W-10°E), le Sahel (10°N-16°N, 10°W-10°E) et le Sahélo-Sahara (16°N-25°N, 10°W-10°E).....	36
4.3	Moyenne annuelle des précipitations (mm/j) en 2006, pour les analyses d'observations (a et b) et les quatre simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).....	37
4.4	Diagramme Hovmöller des précipitations (mm/j) pour 2006, moyennées entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les analyses d'observations CPC (a) et GPCP (b), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (c à f). La Fig. g montre la variabilité à la localisation du domaine.....	38
4.5	Cycle annuel des précipitations (mm/j) en 2006 pour trois sous-régions indiquées à la Fig. 2a, pour les deux sources d'observations (CPC et GPCP) et les 4 simulations (NO, NE, SO et SE) du MRCC5.	39
4.6	Moyenne d'ensemble des moyennes temporelles (saisonniers) des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes de 2006 (ME(MT); a, c et e) et écart type des moyennes saisonnières (Variabilité à la localisation du domaine des moyennes saisonnières, VL(MT); b, d et f).....	40
4.7	Variabilité transitoire des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes de 2006 (moyenne d'ensemble des variabilités temporelles, ME(VT); a, c et e) et écart type des variabilités temporelles (Variabilités à la localisation du domaine des variabilité temporelles, VL(VT); b, d et f).....	41
4.8	Moyenne temporelle de la variabilité inter-membre des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes en 2006 (MT(VL), a, c et e) et "variabilité interne relative" (I, b, d et f) calculée comme le rapport entre MT(VL) et ME(VT) (mm/j).....	42

4.9	Écart type de la variabilité inter-membre VL de la précipitation (mm/j) simulée par le MRCC5 pour 2006, calculée à partir de deux (rouge), trois (jaune) et quatre (noir) simulations; a, évolution dans le temps et b, moyenne annuelle.....	43
4.10	Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de mai. Les flèches et les couleurs indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.....	44
4.11	Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de juin. Les flèches et la couleur indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.....	45
4.12	Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de juillet. Les flèches et la couleur indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.....	46
4.13	Diagramme pression latitude, du vent vertical (l'échelle de couleurs (mm/s) et les flèches, indiquent respectivement la vitesse et la direction); les précipitations (GPCP; a) sont représentées par les courbes rouges; les flèches sont la composition du vent méridien (m/s) et du vent vertical (mm/s), pour les réanalyses ERA-Interim (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de mai à août 2006.....	47
4.14	Profil du vent vertical (mm/s) de mai à août 2006, moyenné entre les longitudes 10° W-10° E et les latitudes 4° N-6° N.....	48
4.15	Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de janvier à avril 2006.....	49
4.16	Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de mai à août 2006.....	50
4.17	Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de septembre à	

	décembre 2006.....	51
4.18	Vent zonal à 600 hPa (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est), moyenné entre mai et août 2006 : a, ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE.....	52
4.19	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 600 hPa pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE (b, à e).....	53
4.20	Vent zonal à 200 hPa (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est), moyenné entre mai et août 2006 : a, ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE du MRCC.....	54
4.21	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 200 hPa pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).....	55
4.22	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 2 m pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).....	56
4.23	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent méridien (m/s) à 2 m pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).....	57
4.24	Moyenne annuelle de la température (°C) à 2 m en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a) NCEP (b) et les 4 simulations du MRCC5 NO, NE, SO et SE (c à f).....	58
4.25	Moyenne annuelle de la différence de température (°C) à 2 m pour 2006, entre les réanalyses NCEP et les simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5.....	59
4.26	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, de la température (°C) à 2m pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (b à e).....	60
4.27	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, de la différence de température (°C) à 2 m entre les réanalyses NCEP et les simulations NO, NE, SO et SE pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E.....	61

4.28	Diagramme pression en fonction de la latitude de la température (°C) pour MJJA 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).....	62
4.29	Moyenne annuelle de la température (°C) à 925 hPa simulée par le MRCC5 pour juin 2006. a : ME(MT) est la moyenne d'ensemble des moyennes temporelles, b : ME(VT) est la moyenne d'ensemble des variabilités transitoires et c : MT(VL) est la moyenne temporelle de la variabilité à la localisation du domaine.....	63
4.30	Moyenne annuelle d'humidité spécifique (g/kg) à 925 hPa en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a), NCEP (b) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).....	64
4.31	Moyenne annuelle d'humidité spécifique (g/kg) à 600 hPa en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a), NCEP (b) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).....	65
4.32	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, d'humidité spécifique (g/kg) à 925 hPa pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b, c, d et e).....	66
4.33	Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, d'humidité spécifique (g/kg) à 600 hPa pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b, c, d et e).....	67
4.34	Diagramme pression en fonction d'humidité spécifique (g/kg) pour MJJA 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations sur les 4 domaines (b, c, d et e).....	68

LISTE DES ABREVIATIONS

AEJ	Jet d'Est Africain
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AMMA	Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine
AO	Afrique de l'Ouest
CEPMMT	Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme
CFL	Conditions aux frontières latérales
CG	Côte de Guinée
CI	Conditions initiales
CORDEX	COordinated Regional climate Downscaling EXperiment
CPC	Climate Prediction Center
Fig.	Figure
FIT	Front Intertropical
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
MCG	Modèles climatiques globaux
ME	Moyenne d'ensemble
ME(MT)	Moyenne d'ensemble des moyennes temporelles
ME(VT)	Moyenne d'ensemble des variabilités temporelles
MRC	Modèle Régional du Climat
MRCC	Modèle Régional Canadien du Climat
MT	Moyenne temporelle
MT(ME)	Moyenne temporelle de la moyenne d'ensemble
MT(VL)	Moyenne temporelle des variabilités à la localisation du domaine
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OEA	Onde d'Est Africain
SS	Sahélo-Sahara
SST	Température de surface de la mer
TEJ	Jet d'Est Tropical

VI	Variabilité inter-membre
VL	Variabilité à la localisation du domaine
VL(MT)	Variabilité à la localisation du domaine des moyennes temporelles
VT	Variabilité transitoire ou temporelle

LISTE DES SYMBOLES

N	Nombre de pas de temps archivé
m	Caractéristique de la simulation (NO, NE, SO et SE)
t	Temps
M	Nombre de simulations (quatre dans cette étude)
X	Variable
(i,j)	Coordonnées spatiales (sur l'horizontale)
(k)	Coordonnées de pression (sur la verticale)
I	Nombre de points de grille suivant les longitudes
J	Nombre de points de grille suivant les latitudes
$X_m(i,j,k,t)$	Valeur de la variable aux coordonnées (i,j,k) et au temps t
$\overline{X}_m(i,j,k)$	Moyenne temporelle
$X'_m(i,j,k,t)$	Déviations instantanées (variable dans le temps) par rapport à la moyenne temporelle
$\sigma_t^2(i,j,k,m)$	Variabilité transitoire ou temporelle (variance de la variable par rapport à sa MT)
$\langle X \rangle(i,j,k,t)$	Moyenne d'ensemble des quatre simulations
$X_m^*(i,j,k,t)$	Différence (écart) de chaque simulation par rapport à la ME
$\sigma_l^2(i,j,k,t)$	Variabilité à la localisation du domaine (ou variabilité inter-membre, variance instantanée des simulations)
$\langle \overline{X}' \rangle(i,j,k)$	Moyenne d'ensemble des quatre moyennes temporelles
$\overline{\langle X \rangle}'(i,j,k)$	Moyenne temporelle de la moyenne d'ensemble
$\langle \sigma_t^2 \rangle(i,j,k)$	Moyenne d'ensemble des quatre variabilités temporelles
$\overline{\sigma_l^2}(i,j,k)$	Moyenne temporelle de la variabilité à la localisation du domaine
$I_{VT/VT}$	Rapport de la MT(VL) à la ME(VT)
$\sigma_{MT}^2(i,j,k)$	Variabilité climatique (variance) des moyennes temporelles ou saisonnières

$E_{rm}(i,j,k,t)$	Erreur absolue journalière
$X_{obs}(i,j,k,t)$	Valeur journalière des observations
$E_{rm}(i,j,k,an)$	Erreur absolue saisonnière ou annuelle
$\overline{X}_{obs}(i,j,k)$	Moyenne saisonnière ou annuelle des observations
$\overline{X}^{xy}(k,t)$	Moyenne spatiale

RÉSUMÉ

L'Afrique de l'Ouest (AO) est une région continentale des tropiques caractérisée par une intense variation des précipitations. Les études récentes ont permis d'améliorer la compréhension de la dynamique de la mousson africaine. Ces études ont contribué à la sécurité alimentaire, à la santé publique et à la stabilité politique de la région. L'AO est touchée par des aléas climatiques extrêmes, notamment les sécheresses et les inondations, qui affectent principalement les populations majoritairement rurales. Les conséquences socioéconomiques et sanitaires (p. ex., la famine et les épidémies) ont des impacts énormes sur le quotidien des populations. Les options d'adaptation ont été prises, mais s'avèrent insuffisantes pour la sécurité alimentaire, les ressources en eau et les problèmes de santé. Ces changements poussent de nombreuses personnes à se déplacer vers des régions sécuritaires. Les études ont montré une variation significative du climat passé, actuel et futur de l'Afrique. Ces changements futurs projetés auront des effets importants sur les différents secteurs telles l'économie, la politique et la santé. Par conséquent, une meilleure connaissance des projections climatiques s'impose. Ainsi, les modèles climatiques globaux (MCG) sont utilisés pour étudier et faire des projections du climat de l'AO. La résolution spatiale des MCG est acceptable pour étudier la circulation et les changements climatiques à l'échelle planétaire, mais insuffisante à l'échelle régionale. Compte tenu de ces insuffisances, des études récentes ont été effectuées avec les modèles régionaux du climat (MRC). Les MRC sont toutefois sensibles aux conditions initiales, aux frontières latérales, à la région et à la taille du domaine. Dans la poursuite d'études précédentes sur la variabilité inter-membre, cette étude évalue les simulations effectuées avec le Modèle Régional Canadien du Climat version 5 (MRCC5), quant à l'habileté du modèle à reproduire le climat observé, ainsi que la sensibilité des simulations à la localisation du domaine de calcul. Un ensemble de quatre simulations a été réalisé pour l'année 2006, avec une résolution horizontale de 22 km (0.2°). Les simulations se distinguent les unes des autres uniquement par la localisation géographique du domaine d'intégration. Pour les précipitations, les résultats montrent que les zones convectives sont les plus sensibles à la localisation du domaine, révélant que la position du domaine influence les résultats. En général, le MRCC5 représente bien la distribution spatiale des précipitations et sa variabilité inter-saisonnière. Les faiblesses principales sont la surestimation des précipitations sur la Côte de Guinée, mais une sous-estimation dans le Sahel.

Les températures simulées par le MRCC5 sont semblables à celles des réanalyses, mais la bande de température chaude dans le Sahara est plus étroite et s'étend moins vers le nord. L'advection de l'air froid d'Europe est plus forte dans les simulations que les réanalyses. Le MRCC5 présente un biais froid sur Fouta Djallon, le plateau de Jos, le massif du Hoggar et les montagnes camerounaises. Il faut remarquer que, pour le champ de température, la variabilité à la localisation du domaine (VL) est inférieure à la variabilité transitoire (VT), contrairement au cas des

précipitations où elles étaient du même ordre de grandeur. Ce qui suggère que les conditions aux frontières latérales limitent la croissance de la VL de la température, mais contrôlent peu les précipitations.

CHAPITRE I

INTRODUCTION

Les modèles climatiques globaux (MCG) sont utilisés pour étudier la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire. Pour des raisons liées au coût de calcul, les MCG sont limités dans leur résolution spatiale. La résolution spatiale (100-300km) est acceptable pour étudier la circulation et les changements climatiques à l'échelle planétaire. Par contre, cette résolution est toutefois insuffisante pour les circulations à l'échelle sous-continentale. Des études ont été réalisées avec les MCG pour étudier le climat passé, présent et futur en Afrique de l'Ouest (AO) (p. ex., Kim et coll., 2010; Xue et coll., 2010).

En AO, les forçages locaux (p. ex., la variation de la végétation, la topographie, l'humidité du sol et le contraste mer-continent) exercent une influence sur les précipitations (p. ex., Allison et coll., 2009; Sylla et coll., 2010). En plus, l'humidité du sol peut influencer la position des systèmes orageux (p. ex., Pal et Eltahir, 2003; Taylor et coll., 2005) et la saison des pluies dans le futur (Pal et Eltahir, 2001). Il faut noter aussi que les précipitations dépendent des forçages externes, notamment la température de surface de la mer (SST), telle que notée par plusieurs auteurs, p. ex., Giannini et coll. (2003), Gu et Adler (2004), Hoerling et coll. (2006) et Losada et coll. (2010). Hoerling et coll. (2006) ont montré que la sécheresse du Sahel pendant l'été boréal se révèle être une réponse au réchauffement de la SST de l'Atlantique Sud par rapport à l'Atlantique Nord. De même, Vizy et Cook (2001) ont montré qu'une augmentation de la SST a pour conséquence une anomalie positive de précipitation sur la Côte de Guinée (CG) et négative dans le Sahel. Kamga et coll. (2005) ont remarqué une amélioration de leur modèle par rapport à la version précédente, en comparant les réanalyses du National Centers for Environmental Prediction (NCEP) avec le modèle de couplage atmosphère océan du National Center for Atmospheric Research (NCAR). Par conséquent, pour mieux prendre en compte les petites échelles, les forçages locaux et faire de meilleures projections

climatiques, des études récentes en AO ont été réalisées avec les modèles régionaux du climat (MRC) (p. ex., Messenger et coll., 2004; Afiesimama et coll., 2006; Sylla et coll., 2009; Sylla et coll., 2010). Cette régionalisation du climat de l'AO a pris une place prépondérante au cours des dernières années. Les populations de l'AO, majoritairement rurales, sont particulièrement préoccupées par les changements climatiques, dans la mesure où ceux-ci conditionnent les ressources alimentaires et hydriques, avec des conséquences financières et des retombées directes sur la santé publique. La variabilité inter-saisonnière du climat de l'AO est importante pour la sécurité alimentaire et la santé publique. Thomson et coll. (2006) ont montré l'existence d'une relation entre le Front Intertropical (FIT) et la méningite. Breman (2001) et Breman et coll. (2004) ont montré que la malaria (paludisme) une infection tropicale se développe au sud du FIT. La variabilité du climat influence fortement la production alimentaire de l'AO particulièrement en zone sahélienne, où l'évaporation est supérieure aux précipitations durant la majeure partie de l'année. La pluie, l'un des éléments les plus variables du climat en AO, est un facteur limitant des ressources en eau et en production agricole. Par exemple, la sécheresse de 2010 a causé la plus grave crise alimentaire des 30 dernières années, après celle de 2005. Par conséquent, les caractéristiques de cette variabilité climatique doivent être bien comprises afin de formuler les meilleures stratégies et projections climatiques visant à promouvoir une production alimentaire durable et des ressources en eau suffisantes. Les MRC sont alors des outils nécessaires pour la compréhension et la connaissance de la variabilité climatique. C'est dans ce contexte que cette étude est réalisée avec le Modèle Régional Canadien du Climat, version 5 (MRCC5).

À cause de la nature non linéaire de la dynamique atmosphérique, les petites différences dans les conditions initiales (CI) s'amplifient dans le temps lors de l'intégration du modèle au point que les sorties diffèrent les unes des autres. Les études de Lorenz (1963) ont permis d'établir clairement la nature chaotique de l'atmosphère en montrant que deux simulations d'un même modèle, lancées à partir de CI très semblables, mais non identiques, vont éventuellement diverger et résulter dans des états distincts, aussi différents que deux états pris au hasard.

La notion de la variabilité inter-membre (VI) réfère à la statistique des écarts types entre les membres d'un ensemble de simulations effectuées avec un même modèle (p. ex., mêmes équations, mêmes schémas de discrétisation numérique, mêmes paramétrages des effets de sous échelle), opérant sous des conditions identiques de forçages externes (p. ex., paramètres orbitaux, topographie, concentration des gaz à effets de serre). Dans ces études, on lance généralement les diverses simulations à partir de CI légèrement différentes (p. ex., Alexandru et coll., 2007; Lucas-Picher et coll., 2008). Il faut noter aussi qu'on peut induire la divergence entre les solutions d'un modèle par des techniques informatiques; par exemple soit en changeant l'option d'optimisation du compilateur, soit en changeant l'ordre de quelques opérations mathématiques dans le code informatique d'un modèle (p. ex., remplacer $[a+b]-c$ par $a+[b-c]$). Que ce soit en changeant les CI ou par un changement d'ordre informatique, la VI va se développer entre les membres d'un ensemble, mais sans changer les statistiques du climat simulé. La VI a été abondamment étudiée avec les MCG. Plus récemment, les études semblables ont été entreprises avec les MRC (p. ex., Rinke et coll., 2004; Alexandru et coll., 2007; Lucas-Picher et coll., 2008; Vanvyve et coll., 2008; Moufouma-Okia et Rowell, 2010). Les MRC, en plus de requérir des CI comme les MCG, nécessitent aussi des conditions aux frontières latérales (CFL) au pourtour de leur domaine de calcul à aire limitée. Les CFL contraignent les simulations (p. ex., Sylla et coll., 2009) et vont contribuer fortement à déterminer les statistiques du climat simulé par un MRC (p. ex., Noguer et coll., 1998). De même, Gallée et coll. (2004) ont montré que les variables simulées par un MRC sont fortement conditionnées par les CFL et non par les CI. En plus, les études ont montré que les erreurs dans les CFL sont transmises aux MRC (p. ex. Sylla et coll., 2009). De plus, les CFL n'exercent toutefois pas un contrôle total sur les simulations du MRC et ainsi la VI existe aussi dans ces simulations, particulièrement pour les grands domaines de calcul, tel que révélé par l'étude d'Alexandru et coll. (2007) aux latitudes moyennes. La VI du MRC est toutefois sensible à la résolution spatiale (p. ex., Vanvyve et coll., 2008), aux CFL, aux conditions synoptiques, la région, à la taille et la configuration du domaine (Giorgi et Bi, 2000; Rinke et coll., 2004; Alexandru et coll., 2007). Les études citées

précédemment ont montré la présence de la VI dans les simulations du MRC. Toutefois, leur intensité est faible comparativement à celle des MCG, à cause du contrôle exercé par les CFL (p. ex., Christensen et coll., 2001).

Le présent mémoire vise à étendre les études antérieures sur la VI dans les simulations des MRC. Le domaine de calcul constitue un paramètre ajustable d'un MRC, additionnel aux autres paramètres ajustables de tout modèle comme les MCG. L'emplacement et la taille du domaine de calcul peuvent généralement influencer les simulations, non seulement dans le détail de l'évolution des états simulés, mais aussi potentiellement dans les statistiques du climat simulé. L'influence du domaine de calcul sur les résultats simulés par un MRC est d'un grand intérêt, car cet effet constitue une source additionnelle d'incertitude associée aux projections climatiques régionales. Un domaine de calcul trop petit ne permet pas aux fines échelles permises par la haute résolution d'un MRC de se développer pleinement; par contre, de très grands domaines de calcul réduisent le contrôle exercé par les CFL (p. ex., Alexandru et coll., 2007; Leduc et coll., 2011).

Notre étude est menée sur un domaine couvrant l'AO et les régions adjacentes, pendant l'année 2006, afin d'étudier et de documenter les incertitudes des simulations du MRCC5 liées à la localisation du domaine. Nous utiliserons le terme « variabilité à la localisation du domaine » (VL) au lieu de la VI afin d'éviter toute confusion avec la VI discutée précédemment.

Le couplage entre l'atmosphère et les surfaces continentales est beaucoup plus fort dans les zones tropicales (climat semi-aride) que dans les zones tempérées. La zone semi-aride est caractérisée par une longue saison sèche et une petite saison pluvieuse au cours de l'année. En conséquence, l'évapotranspiration est supérieure aux précipitations durant la majeure partie de l'année. Toute baisse de précipitations par rapport à la normale a donc un impact immédiat et prononcé sur le cycle de l'eau continental. La végétation joue un rôle important dans le bilan énergétique et hydrique de l'atmosphère tropicale (variation de l'albédo de la surface et efficacité d'évaporation). La surface exerce une rétroaction importante sur le recyclage et la variabilité des précipitations. Moufouma-Okia et Rowell (2010) ont montré que l'évolution saisonnière dépend des conditions initiales d'humidité du sol.

Il s'avère alors indispensable d'utiliser un schéma de surface évolué (tel CLASS) pour mieux prendre en compte l'humidité du sol dans les simulations.

La circulation de la mousson est caractérisée par le déplacement saisonnier des vents à cause du contraste de température mer-continent. Le FIT, la cellule de Hadley, les Ondes d'Est Africain (OEA), le Jet d'Est Africain (AEJ) à 600 hPa et le Jet d'Est Tropical (TEJ) à 200 hPa sont embarqués dans la circulation de la mousson. L'intensité de ce système influence non seulement la quantité de précipitation, mais aussi sa variabilité saisonnière. Nicholson et Grist (2003) ont montré l'existence d'une relation entre le FIT, l'AEJ et la zone de précipitation. L'étude de Nicholson et Grist (2003), qui s'est intéressée à la circulation en AO et équatoriale, montre l'influence de l'AEJ, le TEJ et le flux de mousson sur la variabilité des précipitations. Cook (1999) a montré que la position et l'intensité de l'AEJ influencent la circulation sur cette région. En AO, les précipitations sont associées à la migration vers le nord de la cellule de Hadley et le FIT situé plus au nord. La saison des pluies débute en avril sur la CG, se déplace vers les latitudes 10° N durant l'été boréal et un retrait brusque vers le sud en septembre-octobre (p. ex., Sultan et Janicot, 2000; Le Barbe et coll., 2002). La deuxième partie de cette étude, constitue à évaluer la capacité du MRCC5 à reproduire la variabilité des précipitations et la circulation atmosphérique de cette région.

Dans le chapitre 2 de ce mémoire, le cadre de modélisation et la méthode expérimentale sont décrits. Ensuite, les résultats et des conclusions élaborées sont analysés dans le chapitre 3.

CHAPITRE II

CADRE DE MODÉLISATION ET MÉTHODE EXPÉRIMENTALE

2.1. Cadre de modélisation

Un ensemble de 4 simulations qui diffèrent entre elles uniquement par la localisation géographique du domaine de calcul (Fig. 1) a été généré avec le MRCC5 (Zadra et coll., 2008). L'année 2006 a été choisie en fonction de la disponibilité d'observations, notamment dans le but d'utiliser les données AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) pour la validation du modèle. Les simulations sont effectuées avec une résolution horizontale de 22 km (0.2°) et un pas de temps de 10 min. Ce choix de résolution est fait à partir des études récentes. Daloz et Jones (2008) ont montré qu'une meilleure représentation du déplacement de la ZCIT et les systèmes de précipitations passe par une amélioration de la résolution du modèle. Kamga et Buscarlet (2006) ont montré que, malgré une résolution de 50 km de leur modèle régional, le relief simulé n'est pas proche de la réalité. Gallée et coll. (2004) ont aussi remarqué des anomalies de température sur le continent, à l'est de Fouta Djalon et au sud d'Aïr Highlands avec le modèle atmosphérique régional (MAR) de résolution horizontale de 40 km; ils ont déduit que les défauts sont liés à la résolution horizontale utilisée. MAR représente aussi mal le maximum pluviométrique sur les reliefs.

La taille des domaines des simulations est de 285x285 points de grille (région encadrée en jaune à la Fig. 1); une région de 185x185 points de grille est commune aux 4 simulations (région encadrée en bleu à la Fig. 1). Une zone d'éponge de 20 points de grille est utilisée sur le pourtour du modèle pour forcer les CFL vers ceux du modèle. À la verticale, 56 niveaux atmosphériques sont utilisés. Les domaines ne diffèrent les uns des autres que par un déplacement de 50 points de grilles vers le nord-est, nord-ouest, sud-est et sud-ouest, en maintenant une région commune de 185x185 points de grilles. Les simulations sont réalisées en mode hydrostatique sur

le domaine 15° S - 35° N, 25° W - 25° E, correspondant à l'Afrique de l'Ouest et les régions adjacentes. Les données archivées sont ensuite interpolées sur 14 niveaux de pression prédéfinis : 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800, 850, 900, 925, 950 et 1000 hPa. 13 couches du sol sont utilisées dans le schéma CLASS 3.5 (0,1; 0,2; 0,3; 0,5; 0,9; 1,5; 2,5; 4; 6; 8; 13; 22 et 36 m). Toutes les simulations ont été produites avec le schéma de convection profonde de Kain-Fritsch et le schéma de radiation "correlated K". Les simulations sont initialisées au 1^{er} septembre 2005, mais les données sont archivées du 1^{er} janvier au 31 décembre 2006, soit après une période d'ajustement (une mise à l'équilibre) de 4 mois. Les sorties des simulations sont archivées toutes les 3 ou 6 heures selon les variables. Les CI atmosphériques et les CFL proviennent des réanalyses ERA-Interim ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$). Les données ERA-Interim sont de nouvelles réanalyses disponibles sur une grille globale et mises à disposition par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) pour la période allant de 1989 à 2009. Les réanalyses ERA-Interim corrigent plusieurs erreurs des réanalyses précédentes ERA-40, plus précisément le cycle hydrologique dans les tropiques (Uppala et coll., 2008). Les données initiales de surface des simulations proviennent d'une simulation préalable du MRCC5 menée sur une période de 10 ans dans le cadre du projet COordinated Regional climate Downscaling EXperiment (CORDEX) sur un domaine couvrant toute l'Afrique avec une résolution de 44 km. Les températures de la surface marine sont fournies par Atmospheric Model Intercomparison Projet (AMIP) à intervalle mensuel et elles sont interpolées linéairement au pas de temps du modèle.

Le domaine d'étude est subdivisé en quatre sous-domaines (Fig. 2b) : la CG (4° N- 7° N, 10° W- 10° E), le Sahélo Guinéen (7° N- 10° N, 10° W- 10° E), le Sahel (10° N- 16° N, 10° W- 10° E) et le Sahélo-Sahara (16° N- 25° N, 10° W- 10° E). La topographie du MRCC est représentée à la Fig. 2a.

2.2. Description des données utilisées pour la validation des simulations du MRCC5

Les simulations du MRCC5 sont comparées à plusieurs jeux de données observées et analysées, afin d'évaluer l'habileté du modèle à reproduire le climat de l'AO. Étant donné le petit nombre de stations d'observation en AO, il y a une incertitude importante liée aux observations, particulièrement pour les précipitations à cause de la fine échelle spatiale et temporelle de ce champ. Tous les jeux de données utilisés ont été interpolés sur la grille du modèle. Le premier jeu correspond aux données climatologiques du Climate Prediction Center (CPC) à une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (Chen et coll., 2008). Ces données ont été construites à partir des observations d'un réseau relativement dense de stations météorologiques dans le monde entier pour la période de 1979 à présent. Les données journalières de précipitations sont disponibles. Les données du Global Precipitation Climatology Projet (GPCP) sont utilisées et disponibles quotidiennement sur une grille régulière de $1^\circ \times 1^\circ$ (Rudolf et coll., 2010). Elles sont construites à partir d'observations in situ, de données satellitaires et des réanalyses.

Le deuxième jeu provient des réanalyses NCEP à la résolution de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kalnay et coll., 1996, Pocard et coll., 2000). Ces données sont issues des réanalyses d'observations disponibles à l'aide d'un système d'assimilation des données. Les données journalières et mensuelles du vent, d'humidité spécifique, de la pression au niveau de la mer et de la température sont utilisées.

Enfin nous avons utilisé les réanalyses ERA-Interim du CEPMMT. Ces données sont construites selon un système d'assimilation à une résolution de $2^\circ \times 2^\circ$.

2.3. Méthodologie

Le MRCC5 a été utilisé pour effectuer un ensemble de 4 simulations qui diffèrent entre elles uniquement par la localisation géographique du domaine d'intégration (voir Fig. 1).

Pour une simulation donnée, le champ météorologique est composé de deux parties : stationnaire et transitoire :

$$X_m(i, j, k, t) = \overline{X}_m'(i, j, k) + X_m'(i, j, k, t) \quad (1)$$

avec $X_m(i, j, k, t)$ la valeur de la variable X aux coordonnées spatiales (i, j) , de pression (k) , au temps t et pour la simulation m . $\overline{X}_m'(i, j, k)$ est la moyenne temporelle (MT) et $X_m'(i, j, k, t)$ est la déviation instantanée par rapport à la MT. On obtient une statistique, la variabilité transitoire ou temporelle (VT) en calculant la variance transitoire, qui est fonction de la simulation.

$$\sigma_t^2(i, j, k, m) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^N (X_m(i, j, k, t) - \overline{X}_m'(i, j, k))^2 \quad (2)$$

Pour plusieurs simulations effectuées, le champ météorologique se décompose aussi :

$$X_m(i, j, k, t) = \langle X \rangle(i, j, k, t) + X_m^*(i, j, k, t) \quad (3)$$

avec $\langle X \rangle(i, j, k, t)$, la moyenne d'ensemble (ME) des simulations. La dispersion des simulations est évaluée comme le degré d'écart type entre elles durant la période d'intégration. La statistique de la variabilité à la localisation du domaine (VL) ou la VI (p. ex., Alexandru et coll., 2007; Lucas-Picher et coll., 2008) est évaluée par :

$$X_l^2(i, j, k, t) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (X_m(i, j, k, t) - \langle X \rangle(i, j, k, t))^2 \quad (4)$$

Dans le but de comparer la MT(VL) et la ME(VT) et de mettre en évidence l'influence des CFL sur les variables simulées, le rapport de la MT(VL) à la ME(VT) est exprimé par :

$$I = \frac{\overline{\sigma_J^{2t}}(i,j,k)}{\langle \alpha_i^2 \rangle(i,j,k)} \quad (5)$$

Afin de montrer l'influence de la localisation du domaine sur le climat, on peut calculer la variabilité climatique des moyennes temporelles ou saisonnières (dispersion des MT par rapport à la ME(MT)), notée VL(MT) :

$$\sigma_{MT}^2(i,j,k) = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (\overline{X^t}(i,j,k) - \overline{X_m^t}(i,j,k))^2 \quad (6)$$

Pour établir la fiabilité du MRCC5 à simuler le climat d'AO, on compare les simulations avec les observations. À cette fin, les erreurs absolues journalières, saisonnières et annuelles ont été calculées.

L'erreur absolue journalière entre un membre du MRCC5 et les observations est exprimée par

$$E_{rm}(i,j,k,t) = X_{obs}(i,j,k,t) - X_m(i,j,k,t) \quad (7)$$

où $X_{obs}(i,j,k,t)$ est la valeur journalière des observations.

L'erreur absolue saisonnière ou annuelle entre un membre du MRCC5 et les observations est exprimée par

$$E_{rm}(i,j,k,an) = \overline{X_{obs}^t}(i,j,k) - \overline{X_m^t}(i,j,k) \quad (8)$$

où $\overline{X_{obs}^t}(i,j,k)$ est la moyenne saisonnière ou annuelle des observations.

Pour évaluer l'évolution temporelle des observations et des simulations, une moyenne dans l'espace est calculée par

$$\overline{X^{AV}}(k,t) = \frac{1}{I*J} \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J X(i,j,k,t) \quad (9)$$

où I et J sont respectivement le nombre de points de grille suivant les latitudes et les longitudes.

CHAPITRE III

SENSIBILITÉ DU MRCC5 À LA LOCALISATION DU DOMAINE ET HABILITÉ À REPRODUIRE LE CLIMAT OBSERVÉ EN AO

3.1. Précipitations

3.1.1. Distribution spatiale de la moyenne annuelle

La précipitation est un élément important en AO. Les populations de l'AO, majoritairement rurales, sont particulièrement préoccupées par les précipitations, dans la mesure où celles-ci conditionnent les ressources alimentaires, hydriques et financières, avec des retombées directes sur la santé publique. Dans cette partie, nous étudierons la distribution spatiale des analyses des observations (GPCP et CPC) et des simulations du MRCC5 effectuées sur quatre domaines différents (NO, NE, SO et SE; Fig. 1). La Fig. 3 montre la moyenne annuelle des précipitations pour les observations (GPCP et CPC; Fig. 3 a et b) et les simulations du MRCC5 (NO, NE, SO et SE; Fig. 3 c à f). Les données CPC manquent sur l'océan car elles ne sont disponibles que sur les continents. Les observations CPC et GPCP dénotent une structure zonale des précipitations en AO, associée la ZCIT, avec un maximum sur les montagnes camerounaises. Les observations montrent une diminution des précipitations de la CG au Sahel. Les précipitations sont localement perturbées par la topographie. La distribution géographique est assez bien représentée dans les simulations du MRCC5. Toutes les simulations capturent le maximum de précipitation sur les montagnes camerounaises et guinéennes, mais avec des intensités plus forte. Le maximum de précipitation sur Fouta Djallon est absent des observations CPC (Fig. 3a), mais présent dans GPCP (Fig. 3b). Les simulations du MRCC5 surestiment les précipitations sur la CG et les sous-estiment sur le Sahel. Les précipitations simulées sont aussi moins avancées sur le continent. Le modèle présente des biais positifs de plus de 4 mm/j dans les zones montagneuses. Le massif de Fouta Djallon et les montagnes camerounaises sont les principales zones

où les simulations surestiment les précipitations. Malgré une résolution de 22 km, le relief simulé par le MRCC5 (Fig. 2a) est encore loin de la réalité. Le modèle sous-estime l'altitude des montagnes camerounaises et guinéennes, ce qui pourrait être l'une des causes de l'insuffisance à représenter les précipitations. Gallée et coll. (2004) et Kamga et Buscarlet (2006) ont montré que l'insuffisance de leur modèle à simuler les précipitations était due en partie à la résolution; cela pourrait être causé aussi par une mauvaise représentation de l'interaction entre l'atmosphère et la zone côtière (p. ex., Kamga et Buscarlet, 2006).

Les précipitations maximales des simulations (Fig. 3c à f) sur les montagnes camerounaises et au sud du Gabon se ressemblent. Par contre celles de Fouta Djallon se diffèrent, ce qui montre que les précipitations sont influencées à l'ouest par rapport à l'est du domaine. Ce qui suggère que la localisation du domaine influence les précipitations.

3.1.2. Variabilité inter-saisonnière

L'AO est une région continentale des tropiques où la variabilité saisonnière des précipitations est importante. La saison pluvieuse est intercalée par de petites ou grandes périodes de sécheresse. Dans cette partie, nous comparerons les variabilités saisonnières des précipitations dans les simulations du MRCC5 avec les analyses des observations disponibles (GPCP et CPC). On rappelle que les données CPC manquent sur l'océan, par conséquent les analyses entre 2° N et 6° N de la Fig. 4a ne sont pas prises en considération. En raison de la configuration géographique, la structure fortement zonale et le fort gradient méridien des précipitations (Fig. 3), un diagramme Hovmöller (latitude - temps) permet de mettre en évidence le déplacement en latitude et d'analyser la variabilité inter-saisonnière des précipitations. La Fig. 4 présente des diagrammes de précipitations pour 2006, moyennées entre les longitudes 10° W et 10° E, après l'application d'une moyenne glissante de 10 jours. Au fil des saisons, les maximums de précipitation subissent un déplacement latitudinal suivant le mouvement méridien de la zone de maximums de mouvement vertical associé à la ZCIT. Ce déplacement est perturbé localement par

la topographie. La Fig. 4b montre que les précipitations sont généralement faibles pendant les mois de décembre et janvier en AO (voir quasi nulle dans le Sahel). Cette période est la saison sèche en AO; correspondant à la localisation méridionale (hémisphère sud) de la ZCIT. De même, la circulation moyenne (p. ex., AEJ, TEJ) est à son plus faible, avec peu de systèmes transitoires comme les OEA (Nicholson et Grist, 2003). Les mois d'avril à juin marquent la première (ou la grande) saison humide en Afrique Guinéenne (Fig. 4b). Cette période de l'année correspond à l'arrivée de la ZCIT aux latitudes guinéennes et la croissance du FIT (convection sèche et peu profonde, convergence des vents du sud-ouest et nord-est) situé plus au nord. La ZCIT reste quasi-stationnaire jusqu'à la fin du mois de juin. Les fortes précipitations pendant les saisons humides sont liées à la branche ascendante de la cellule de Hadley accompagnée de systèmes convectifs (p. ex., Mathon et coll., 2002). Nicholson et Grist (2003) ont montré que le maximum de précipitation à 5° N en juin résulte de la configuration géographique du continent. Vers fin juin et début juillet, une transition des précipitations s'opère de la latitude 5° N à la latitude 10° N. Cette transition marque la fin de la première saison humide sur la CG et l'installation des précipitations aux latitudes soudaniennes et sahéliennes. Elle marque le cœur de la saison pluvieuse et elle est considérée comme la mise en place de la mousson (Sultan et Janicot, 2004). Cette transition de précipitation a été étudiée et documentée par Sultan et Janicot (2003 et 2004) avec les réanalyses NCEP/NCAR. Sultan et Janicot (2000) ont montré qu'elle est associée au déplacement vers l'ouest des systèmes dépressionnaires au-dessus du Sahel. Sultan et Janicot (2003) ont aussi suggéré que les interactions entre la ZCIT, la circulation régionale et la topographie sont les principales causes de ce phénomène. Les précipitations s'installent jusqu'en septembre, en conséquence de l'état quasi stationnaire de la ZCIT. Le mois d'octobre marque le retrait brusque des précipitations du Sahel vers la CG. Ce retrait marque la fin de la saison humide dans le Sahel et le début de la deuxième (petite) saison humide sur la CG. Cette deuxième saison est moins intense que la première.

Bien que les simulations du MRCC5 représentent les caractéristiques générales de la variabilité inter-saisonnière des précipitations, quelques défauts

apparaissent systématiquement dans les simulations sur les 4 domaines, notamment une surestimation des précipitations aux latitudes guinéennes et une sous-estimation aux latitudes sahéliennes. On retrouve des erreurs similaires dans d'autres MRC (Afiesimama et coll., 2006; Sylla et coll., 2010). La simulation SO (Fig. 4e) surestime un peu moins les précipitations aux latitudes guinéennes comparées par rapport aux trois autres simulations. Cette remarque montre l'importance du domaine de simulation sur les précipitations. La Fig. 4g montre plus clairement la différence (la variabilité à la localisation du domaine, VL) entre les 4 simulations effectuées sur des domaines légèrement différents (Fig. 1). Le patron de VL ressemble fortement à celui des précipitations. On note toutefois que les valeurs d'écart type excèdent par un facteur de deux celles de la moyenne des précipitations, ce qui révèle que les précipitations dépendent fortement de la position géographique du domaine des simulations.

3.1.3. Cycle annuel

La Fig. 5 montre le cycle annuel des précipitations moyennées sur trois sous-domaines identifiés à la Fig. 2b. La Fig. 5 montre quatre types de climat : sahélien (a), soudanien (b) et guinéen (c). Ce cycle annuel a été documenté et détaillé par Le Barbe et coll. (2002) à l'aide des données d'observations de 1950 à 1990. On note trois caractéristiques des pluies saisonnières en AO. Premièrement, il y a une répartition bimodale correspondant à deux saisons humides intercalées par deux saisons sèches aux latitudes guinéennes (Fig. 4c). Les précipitations augmentent en avril, mai et juin (grande saison pluvieuse) et diminuent en juillet et août quand la ZCIT s'est déplacée plus vers le nord, ce qui correspond à l'avancée de la mousson sur la région. Le second maximum en août et septembre, la petite saison pluvieuse sur la CG, correspond au retrait de la mousson du Sahel (p. ex., Nicholson et Grist, 2003; Sultan et Janicot, 2004). En général, le cycle annuel des précipitations est assez bien reproduit dans les simulations du MRCC5, mais avec une légère surestimation des précipitations sur la CG.

La Fig. 5b correspond au passage du régime bimodal du Sud (Fig. 5c) au régime unimodal du Nord (Fig. 5a). Cette Fig. montre une distribution étalée. Elle a des caractéristiques à la fois bimodales (Fig. 5a) et trimodales (Fig. 5c) des précipitations saisonnières. Les simulations du MRCC5 représentent bien le cycle annuel et l'intensité des précipitations par rapport au GPCP, par contre les analyses CPC indiquent des valeurs moindres que celles du GPCP.

Sur le sous-domaine présenté à la Fig. 5a, on note une distribution unimodale. Elle est caractérisée par une courte période de saison humide (juillet et août) et une grande période de saison sèche (septembre à juin de l'année suivante). Elle est marquée par une lente hausse des précipitations et une baisse brusque de celles-ci. Ces résultats sont en accord avec les études de Le Barbe et coll. (2002) et Gu et Adler (2004). Toutes les simulations représentent bien le cycle annuel des précipitations, mais elles sous-estiment les précipitations sur les régions du Sahel. On note une différence remarquable dans le cycle annuel des précipitations simulées sur les sous-domaines.

3.1.4. Variabilité à la localisation du domaine, transitoire (temporelle) et relative du MRCC5

La Fig. 6 montre la moyenne temporelle des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes de 2006 (ME(MT); Fig 6. a, c et e). On remarque en AO une structure zonale des précipitations engendrée par le mouvement vertical associé à la ZCIT. Le déplacement saisonnier de la précipitation suit le mouvement méridien de la ZCIT. Les maximums de précipitations pendant la saison humide qui s'étend de mai à octobre (Fig. 6c) sont localisés sur la côte ouest de la Guinée au Libéria (les massifs du Fouta Djallon) et les montagnes camerounaises. Des maximums de précipitations sont aussi présents au Gabon et au Congo de janvier à avril (Fig. 6a) et de novembre à décembre (Fig. 6e).

Les Fig. 6b, d et f montrent la VL des moyennes saisonnières VL(MT), calculée comme l'écart type entre les moyennes temporelles saisonnières des simulations sur les 4 domaines. Les champs de VL(MT) dénotent une structure

spatiale semblable à ME(MT), mais avec des valeurs plus faibles par un facteur de 5 à 10 sur toute l'année. Cela montre que la localisation du domaine a peu d'influence sur les moyennes saisonnières ou climatiques.

La Fig. 7 montre la moyenne d'ensemble de la variabilité transitoire (ME(VT); Fig. 7 a, c et e) pour les trois mêmes périodes en 2006. Ces champs montrent une distribution analogue aux moyennes temporelles ME(MT) (Fig. 6a, c et e), mais avec une amplitude supérieure (presque un facteur de deux). Cette caractéristique est distincte des latitudes moyennes où l'écart type de la variabilité temporelle des précipitations est du même ordre de grandeur que la moyenne temporelle. Ce phénomène peut s'expliquer par le fait que les précipitations sont plus sporadiques sur l'AO qu'aux latitudes moyennes (voir Annexe). Les fluctuations journalières des précipitations ont été remarquées par Janicot et coll. (2010). Selon eux, les OEA et les systèmes convectifs influencent ces fluctuations. La structure zonale de la ME(VT) est localement perturbée par le relief. On note un maximum de variabilité temporelle à l'ouest du domaine pendant la saison humide (Fig. 7c). Cela semble cohérent avec le fait que les systèmes se déplacent d'est en ouest en AO (Janicot et coll., 2008), donc atteignent leur pleine maturité plus à l'ouest dans le domaine. La Fig. 7c montre une diminution graduelle de la ME(VT) de la CG au Sahara.

Les Fig. 7b, d et f montrent la sensibilité de la variabilité temporelle à la localisation du domaine, VL(VT), pour les trois périodes de 2006. Les champs de la VL des variabilités temporelles montrent une structure semblable à ME(VT), mais avec une amplitude bien moindre. Les valeurs sont toutefois un peu plus grandes que la VL des moyennes temporelles saisonnières, VL(MT). Par conséquent, la localisation du domaine influence la variabilité transitoire des simulations.

La Fig. 8 montre la moyenne temporelle de la VL, MT(VL), des précipitations pour trois périodes en 2006 (Fig. 8 a, c et e). Encore une fois, ce champ montre aussi une distribution spatiale semblable à celle des précipitations elles-mêmes. En fait, la moyenne temporelle de la variabilité à la localisation du domaine MT(VL) est presque identique à la variabilité temporelle ME(VT) montrée à la Fig. 7 a, b et c. Ce résultat est nettement différent des résultats sur la VI obtenue avec des ensembles de simulations de modèles pilotés aux latitudes moyennes (p. ex., Alexandru et coll.,

2007; Lucas-Picher et coll., 2008) où la VI est généralement bien moindre que la variabilité temporelle à cause du contrôle exercé par les conditions imposées aux frontières latérales du domaine restreint.

Les Fig. 8b, d et f montrent la "variabilité interne relative" I , calculée comme le rapport entre $MT(VL)$ (présenté à la Fig. 8a, c et e) et $ME(VT)$ (présenté à la Fig. 7a, c et e). I est près de l'unité sur tout le domaine, sauf là où les précipitations sont très faibles. Ce résultat démontre que la précipitation pendant la saison humide en AO est peu contrôlée par les CFL et dépend fortement des forçages locaux et de la convection. Ce résultat est en accord avec la conclusion de l'étude de Lucas-Picher et coll. (2008) pour l'été aux latitudes moyennes. Les précipitations en AO sont en général causées par la convection (p. ex., Sultan et Janicot, 2004). De même, Lavaysse et coll. (2010a) ont montré qu'une augmentation de l'activité convective est accompagnée par une augmentation des précipitations au nord de 20° N. Par conséquent, les zones convectives correspondent aussi aux zones de variabilité transitoire maximale. Les CFL du MRCC5 semblent exercer peu de contrôle sur les précipitations en AO. En conséquence, la VL des précipitations est presque du même ordre que la variabilité temporelle des précipitations. On en déduit que les zones convectives correspondent aux zones de VL maximale. Ce résultat est en accord avec les travaux de Nikiema et Laprise (2010) pour l'été aux latitudes moyennes, qui concluent que la convection a tendance à augmenter la VI du MRCC.

Alexandru et coll. (2007) ont montré que 20 simulations suffisaient pour estimer la VI aux latitudes moyennes. Pour savoir si les quatre simulations dans cette étude suffisent pour estimer la VL, une série de combinaisons est réalisée avec une augmentation progressive du nombre de simulations (six combinaisons de deux, quatre combinaisons de trois et une combinaison de quatre). La Fig. 9a et b montrent respectivement le cycle annuel et la moyenne annuelle des VL pour les membres de deux, trois et quatre simulations. Ces Figures montrent une convergence de la VL de deux à quatre membres. Ce qui indique que quatre simulations permettent d'évaluer semi-quantitativement la VL des précipitations en AO.

3.2. Circulation atmosphérique en AO

3.2.1. Mousson de l'AO

La circulation atmosphérique de l'AO est caractérisée par le mouvement saisonnier des vents. La mousson est une organisation de vents qui se déplace en suivant un mouvement méridien. Ce phénomène de la mousson est engendré par les différences dans le bilan énergétique entre le continent et l'océan selon les saisons. Cette circulation est aussi affectée par le mouvement méridien de la cellule de Hadley qui assure le transfert de l'énergie vers les zones déficitaires. En été, la température de la terre atteint une valeur plus élevée que celle de la mer. L'air chaud sur le continent crée une zone de basse pression thermique. Lavaysse et coll. (2009) ont montré que la plus grande partie de l'AO est dominée par la dépression thermique du Sahara. Cela induit un mouvement de vent qui souffle avec une composante de la mer vers le continent. Les Fig. 10 à 12 montrent les vents de bas niveau selon les réanalyses NCEP (a) et les simulations du MRCC5 (b à e), pour les mois de mai (Fig. 10), juin (Fig. 11) et juillet (Fig. 12). Sous l'influence du maximum de réchauffement solaire à la surface continentale durant cette saison, le minimum de pression à la surface et la ZCIT sont localisés dans l'hémisphère nord. Sous l'effet du frottement avec la surface, les vents de bas niveau convergent vers la zone de basse pression. La mousson est la déviation des alizés vers l'est quand ils traversent l'équateur du sud vers le nord au cours de l'été boréal. En effet, issue des hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène dans l'hémisphère sud (l'Océan Atlantique tropical) et s'étendant jusqu'à la latitude du FIT, la mousson est un vent frais et humide qui souffle du sud-ouest vers le nord-est. Le FIT, discontinuité quasi stationnaire des vents, sépare les vents de mousson des vents chauds et secs du nord-est (Harmattan) qui sont issus de l'anticyclone de Libye.

Le FIT est l'un des éléments fondamentaux de la circulation d'AO (p. ex., Issa Lele et Lamb, 2010). Il est important non seulement pour la variabilité journalière et saisonnière du climat, mais aussi pour la sécurité alimentaire et la santé publique.

Le FIT est représenté dans les Fig. 10 à 12 avec l'isoligne zéro du vent méridien (ligne séparant la couleur blanche et verte); cette méthode a été utilisée dans d'autres études (p. ex., Grist et Nicholson, 2001; Sultan et Janicot, 2003). Par contre, Lavaysse et coll. (2010b) ont identifié la position du FIT à partir de la convergence des vents à 925 hPa. D'une manière peu différente, Flamant et coll. (2009) ont utilisé les observations de température et du vent pour déterminer le FIT. Ils ont estimé la position du FIT par la mesure de la température du point de rosée à 2 m. Les réanalyses NCEP (Fig. a) montrent un déplacement en latitude du FIT de mai à juillet. Ce déplacement est pris en considération dans les simulations (Fig. b à e). Le FIT simulé est mal positionné; il est situé au sud par rapport à celui des réanalyses, particulièrement au Niger. En conclusion, le flux de mousson simulé est moins avancé sur le continent. Des erreurs semblables ont été retrouvées dans d'autres simulations de modèles régionaux (p. ex., Afiesimama et coll., 2006; Kamga et Buscarlet, 2006). Issa Lele et Lamb (2010) ont montré l'existence d'une relation entre le FIT et les précipitations. Ils ont remarqué que les précipitations sont situées au sud du FIT; par conséquent, cette erreur pourrait être l'une des causes du MRCC5 à représenter les précipitations en AO. Les positions du FIT des simulations se ressemblent, mais il existe une différence remarquable du vent méridien sur l'océan.

D'autres composantes importantes sont embarquées dans la circulation atmosphérique de l'AO : les OEA, les cellules convectives (ZCIT et du FIT), l'AEJ à 600 hPa et le TEJ à 200 hPa. L'intensité de ces systèmes influence non seulement la quantité de précipitations, mais aussi sa variabilité à l'échelle journalière, saisonnière, interannuelle, voire décennale (Nicholson et Grist, 2003). Lavaysse et coll.(2006) ont montré que pendant les séquences humides, l'AEJ (détecté à 700hPa) se déplace vers le nord, mais le TEJ se déplace vers le sud. Dans leur étude, ils ont aussi montré que les OEA sont plus fréquents pendant les séquences humides.

3.2.2. Cellules convectives

La cellule de Hadley est une circulation qui équilibre le bilan énergétique dans les tropiques, avec un soulèvement (convection profonde et humide) dans la zone de maximum de chauffage diabatique. Elle est caractérisée par une basse pression dans les bas niveaux, une épaisse couverture nuageuse et des précipitations abondantes. La ZCIT associée à la cellule de Hadley est différente de celle du FIT. Le mouvement méridien de la ZCIT est en partie la cause de la variabilité saisonnière des précipitations discutées précédemment. La Fig. 13 montre une coupe méridienne (10° W à 10° E) pour les réanalyses ERA-Interim (a) et les simulations (b à e), moyennées de mai à août. Deux régions d'ascendance sont visibles dans les réanalyses et les simulations.

La première région d'ascendance (2° N à 12° N) représente le mouvement vertical associé à la ZCIT. Cette région forme la zone d'intense ascendance dont l'extension verticale atteint le niveau 150 hPa dans les réanalyses comme les simulations. La ZCIT a été bien prise en compte dans les simulations, mais s'étend moins en latitude. Le maximum du mouvement ascendant se situe entre 400 et 150 hPa pour les réanalyses (Fig.13 a) et 700 et 500 hPa pour les simulations (Fig. 13 b à e). Le mouvement vertical à 600 hPa est plus intense dans les simulations que les réanalyses, si bien que l'atmosphère serait appauvrie de son humidité avant d'arriver aux latitudes sahéliennes. Cette convergence accrue à 600 hPa entre 2° N à 8° N dans les simulations pourrait être l'une des causes des insuffisances du MRCC5 à simuler correctement les précipitations sahéliennes. La simulation SO (Fig. 13 d) représente mieux les mouvements ascendants à 600 hPa par rapport aux trois autres. Cela montre que la position du domaine a une influence sur les mouvements verticaux. On a montré dans la partie précédente que celle-ci représente mieux les précipitations.

La deuxième région d'ascendance, appelée FIT, résulte de la convergence entre les vents chauds et secs du nord-est (Harmattan) et les vents plus frais et humides du sud-ouest (la mousson). La position et l'intensité du FIT déterminent la variabilité des précipitations selon Citeau et coll. (1989). Le FIT (13° N à 18° N) dans

les réanalyses ERA-Interim (a) marque la position de la convection sèche, moins développée verticalement et située au nord de la ZCIT. Il est plus étendu et moins intense dans les réanalyses (a) que les simulations (b à e). Il faut remarquer aussi que les mouvements descendants sont plus intenses dans les simulations que dans les réanalyses. La Fig. 14 révèle clairement le profil des mouvements verticaux de mai à août, moyenné entre les longitudes 10° W à 10° E et les latitudes 4° N à 6° N. Les différences entre ERA-Interim et les simulations de 600 et 250 hPa sont nettement visibles. Les mouvements verticaux simulés se distinguent les uns des autres. La Fig. 14 montre plus clairement comment les mouvements verticaux à 600 hPa sont plus intenses dans les simulations que les réanalyses, mais moins à 250 hPa

3.2.3. Les courants-jets en AO

La circulation atmosphérique de l'AO est caractérisée par deux courants-jets : l'AEJ et le TEJ. Les courants-jets ont un impact important sur les précipitations. La position et la formation de l'AEJ sont affectées par le gradient de température de surface entre le Sahara et la CG (Nicholson et Grist, 2003; Steiner et coll., 2009). L'étude de Sylla et coll. (2010) avec le modèle RegCM3, a montré que le gradient de température contribue à déterminer la position de l'AEJ dans les simulations. Les travaux de Cook (1999) ont montré que l'emplacement et la puissance de l'AEJ influencent la circulation sur cette région. En plus, l'intensification de l'AEJ est observée pendant les phases fortes de la dépression thermique en AO (p. ex., Lavaysse et coll., 2010a). En AO, le TEJ est une réponse du déplacement vers le nord de la convection selon Nicholson et Grist (2003). Le TEJ est associé au gradient méridien de la température entre le plateau de Tibet et l'Océan Indien. Les Fig. 15 à 17 illustrent la dynamique des courants-jets, associée aux précipitations en AO, pour différentes saisons de l'année 2006. Pendant les saisons de faibles précipitations (Fig. 15 et 17), l'activité du Jet Sub Tropical (STJ) est plus intense sur la région. Pendant ces périodes, l'Harmattan, vent sec, chaud et poussiéreux, s'étend à 9° N. La Fig. 15 c à f montre que l'Harmattan simulé est plus intense que

les réanalyses NCEP (b), mais ressemble aux réanalyses ERA-Interim (a). Cette Fig. montre aussi que l'AEJ simulé par SO et SE est plus étendu que les réanalyses ERA-Interim. Les simulations SO et SE représentent bien le TEJ, mais par contre les simulations NE et NO surestiment son intensité. La Fig. 16 montre que le STJ est moins actif entre mai et août. Le flux de mousson des réanalyses et des simulations, est confiné entre 1000 et 850 hPa. Le flux de mousson simulé par le MRCC5 (Fig. 16 c à f) est moins avancé sur le continent, mais l'Harmattan simulé s'étend plus au sud que les réanalyses. En fait, dans les réanalyses (Fig. 16 a et b) et les simulations (Fig. 16 c à f), la mousson s'étend respectivement jusqu'à 20°N et à 14°N, la mousson simulée s'étendant moins vers le nord. L'AEJ est bien simulé, mais mal positionné, se situant trop au sud. Les réanalyses montrent que la mousson s'étend jusqu'aux latitudes supérieures de l'AEJ. Le TEJ simulé par SO est bien positionné et s'étend plus à la verticale que les trois autres simulations, mais il est moins intense dans les réanalyses. Les AEJ simulés sont légèrement différents, mais les TEJ présentent une différence très remarquable, ce qui révèle que la position du domaine a un impact sur les courants-jets.

La Fig. 18 montre la distribution géographique du vent zonal à 600 hPa, moyenné entre mai et août, pour les réanalyses (ERA-Interim, a et NCEP, b) et les simulations (c à f). Les réanalyses et les simulations montrent une structure zonale du vent zonal à 600 hPa. L'AEJ simulé (Fig. 18 c à f) est bien représenté, mais il s'étend plus vers le sud. Les AEJ simulés se distinguent les uns des autres par la distribution géographique du maximum du vent. En raison de la configuration géographique et la structure du vent zonal, le diagramme Hovmöller permet de mettre en évidence le déplacement en latitude de l'AEJ. La Fig. 19 représente ce diagramme du vent zonal à 600 hPa, moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E, après l'application d'une moyenne glissante de 10 jours. Au cours de l'année, l'AEJ s'étend en suivant un mouvement méridien. Les réanalyses NCEP (Fig. 19 a) montrent que l'AEJ est situé entre 5° S et 4° N de janvier à avril. En mai et juin, l'AEJ s'étend brusquement aux latitudes sahéliennes. En juillet et août, l'AEJ se stabilise aux latitudes sahéliennes; cette période correspond à la saison humide dans le Sahel et SS. En septembre, les réanalyses montrent le retrait brusque de l'AEJ du

Sahel à la CG. Les cycles annuels des AEJ ressemblent à ceux des précipitations discutées précédemment. Les simulations (Fig. 19 b à e) représentent le cycle annuel de l'AEJ, mais il s'étend moins sur le continent entre juillet et septembre. Les simulations (Fig. 19 b à e) montrent que la position du domaine influence peu le cycle annuel de l'AEJ.

La distribution géographique du vent zonal à 200 hPa est représentée par la Fig. 20, moyennée entre mai et août. Le vent zonal à 200 hPa dénote une structure spatiale semblable à celle de 600 hPa (Fig. 18), mais avec des valeurs plus fortes. Les TEJ simulés (Fig. 20 c à f) sont bien positionnés par rapport aux réanalyses (Fig. 20 a et b), mais ils sont plus étroits à l'ouest. Les TEJ simulés diffèrent les uns des autres surtout à l'est du domaine. Cela montre que la position du domaine a un impact sur le TEJ simulé par le MRCC5. La Fig. 21 montre le déplacement en latitude du TEJ. De janvier à juin, les réanalyses NCEP (Fig. 21 a) montrent une évolution lente vers le nord du TEJ. La période de forte activité du TEJ de la simulation SO ressemble plus à celle des réanalyses. Les mois de septembre et octobre marquent le retrait brusque du TEJ sur le continent. Les simulations (Fig. 21 b à e) représentent bien le cycle annuel du TEJ, mais le retrait se fait plus vite et s'étend moins sur le continent par rapport aux réanalyses NCEP. Le cycle annuel du TEJ ressemble à celui des précipitations; ce résultat est en accord avec l'étude de Nicholson et Grist (2003) qui argumentaient que le TEJ est une réponse de la convection.

En raison de la configuration géographique et la structure zonale de la mousson, le diagramme Hovmöller permet de mettre en évidence le déplacement en latitude du flux de mousson. Les Fig. 22 et 23 présentent respectivement des diagrammes du vent zonal et méridien à bas niveau pour 2006, moyennés entre les longitudes 10° W et 10° E, après l'application d'une moyenne glissante de 10 jours. Les résultats montrent clairement le phénomène de la mousson. La Fig. 22 montre comment les vents d'est sont déviés d'ouest en est quand ils traversent l'équateur. Les mois de janvier et février marquent l'arrivée des vents du sud et de l'ouest sur les latitudes guinéennes. Les réanalyses NCEP (Fig. 22 a) montrent une progression lente de la mousson sur le continent. Le mois d'août marque le début du retrait

brusque du flux de mousson du continent, signalant la fin de la saison humide en AO. Les simulations (Fig. 22 b à e) du MRCC5 représentent bien le mouvement saisonnier du flux de mousson, mais il est moins avancé sur le continent pendant les mois de juillet et août. Ces insuffisances pourraient être aussi l'une des causes des difficultés du MRCC5 à représenter les précipitations. Les quatre simulations représentent de la même façon la structure du flux de mousson, mais il y a une différence remarquable en août et septembre entre 2° N et 4° N (Fig. 23 b à e).

3.3. Température

3.3.1. Distribution annuelle

La température est un élément important de la dynamique du climat de l'AO. L'emplacement et la formation du Jet d'Est Africain (AEJ) résultent du gradient de température entre le continent africain et l'Océan Atlantique, qui est un facteur de déclenchement de la mousson. La Fig. 24 montre la moyenne annuelle de la température en 2006 au niveau de l'abri selon les réanalyses ERA-Interim et NCEP (a et b) et les quatre simulations du MRCC5 (c à f). Les réanalyses NCEP dénotent une structure zonale de la température semblable à celle des précipitations. Les réanalyses montrent des températures fortes de 28 à 32°C dans le Sahara, chutant à 24°C sur la CG. Le Sahara fait partie des régions les plus chaudes du monde. Les températures fortes du Sahara des réanalyses s'étendent de l'est à l'ouest du domaine, avec un maximum à l'est du Lac Tchad (13° N 14° E). Les températures varient graduellement de la CG aux latitudes sahariennes, et ensuite diminuent rapidement vers le nord du domaine. Les températures faibles de 18°C du nord du domaine proviennent de l'advection de l'air froid d'Europe. Les températures plus basses sont aussi présentes au Cameroun, Gabon et Congo, où les structures des réanalyses ERA-Interim et NCEP se ressemblent. Par contre les températures de 30°C au Mali et en Mauritanie dans les réanalyses ERA-Interim sont absentes dans les réanalyses NCEP. La bande de température chaude du Sahara est très étendue dans les réanalyses ERA-Interim que NCEP. La CG est aussi plus chaude dans ERA-Interim que NCEP. Les moyennes annuelles des températures simulées par le MRCC5 sont semblables à celles des réanalyses, mais la bande de température élevée du Sahara est plus étroite et s'étend moins vers le nord. Les basses températures au nord du domaine dans les simulations s'étendent plus vers le sud, ce qui suggère que l'advection de l'air froid d'Europe est plus forte dans les simulations que les réanalyses.

Les simulations montrent de températures faibles sur Fouta Djallon, le plateau de Jos, le massif du Hoggar et les montagnes camerounaises, mais moins froides

que les réanalyses. Les températures simulées se ressemblent les unes aux autres, mais une petite différence se remarque à l'est du Lac Tchad.

La Fig. 25 montre la différence des moyennes annuelles de température entre les réanalyses NCEP et les simulations de 2006. On remarque une structure zonale semblable à celle des moyennes annuelles de températures. Cette Fig. montre clairement le biais froid du MRCC5 sur Fouta Djalon, le plateau de Jos, le massif du Hoggar et les montagnes camerounaises; ces écarts de températures varient de 2 à 8°C. Ce biais négatif du MRCC5 dans les montagnes montre que les interactions entre le rayonnement solaire, l'atmosphère, la topographie et la végétation des zones montagneuses seraient mal représentées dans le modèle. Kamga et Buscarlet (2006) ont remarqué ce type d'erreur avec le modèle climatique régional du Hadley Centre (HadRM). En général, les simulations présentent un biais chaud sur la CG et le Sahel, mais des biais froids aux latitudes sahariennes. Ces insuffisances auraient pour conséquence une diminution du gradient de température entre la CG et le Sahara. Cette diminution aurait des effets énormes sur l'AEJ et le FIT simulés et le flux de mousson simulé serait moins avancé sur le continent, ce qui est en accord avec le résultat précédent selon lequel le flux de mousson simulé est moins avancé sur le continent (Fig. 16). En conclusion, le biais de température pourrait être l'une des causes des faiblesses du MRCC5 à représenter les précipitations et le flux de mousson. Ce résultat semble être cohérent avec celui de Hoerling et coll. (2006), selon lequel la sécheresse sur le Sahel pendant l'été boréal se révèle être une réponse au réchauffement de la SST de l'Atlantique Sud par rapport à l'Atlantique Nord. De même, Vizy et Cook (2001) ont montré qu'une anomalie de la température de la surface de la mer a pour conséquence une anomalie positive de précipitation sur la Côte Guinéenne (CG) et négative dans le Sahel.

3.3.2. Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière de la température a un effet sur l'évolution du flux de la mousson. La Fig. 26 montre le diagramme latitude - temps, de la température à bas niveau pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E et avec une moyenne

glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations (b à e). Aux latitudes guinéennes (5° N), les réanalyses montrent une période chaude de janvier à avril, suivie par une période froide de mai à octobre. Dans le Sahara, les réanalyses montrent une période froide de novembre à mars de l'année suivante, correspondant à l'advection de l'air froid d'Europe sur la région. La période s'étendant entre avril à octobre est la plus chaude et ensoleillée de l'année au Sahara. Les températures élevées du Sahara ont été étudiées récemment par Lavaysse et coll. (2009). Les simulations représentent bien l'évolution en latitude de la température, mais la période d'intense chaleur dans le Sahara s'étend plus vers le sud. Les périodes froides 20° N et 25° N s'étendent plus en latitude et dans le temps dans les simulations que les réanalyses. Les simulations se ressemblent entre elles, mais il existe de faibles différences dans la structure et l'extension de la température.

La Fig. 27 montre l'évolution en latitude et dans le temps de la différence de température journalière à bas niveau entre les réanalyses NCEP et les simulations. Le modèle présente un biais froid au nord au cours de l'année, mais chaud aux latitudes guinéennes de janvier à mai. Ainsi au début du mois de juillet, une transition du biais chaud s'opère de la latitude 5° N à la latitude 13° N. Le biais chaud persiste dans le Sahel jusqu'au mois d'octobre. Le mois de novembre, marque le retrait du biais chaud du Sahel à la CG. La variabilité saisonnière du biais chaud de température est comparable à celle des précipitations. Ce qui suggère que la convection pourrait être l'une des causes du biais chaud.

3.3.3. Profil vertical

La Fig. 28 montre le profil vertical de la température pour MJJA 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, pour les réanalyses NCEP (a) et les quatre membres des simulations MRCC5 (b à e). Les réanalyses NCEP montrent une diminution de la température en fonction de l'altitude. Les simulations représentent bien le profil vertical de la température.

3.3.4. Variabilité à la localisation du domaine et temporelle

La figure 29 montre la température à 925 hPa simulée par le MRCC5 pour juin 2006. Le mois de juin a été choisi, parce qu'il correspond à une période de transition des précipitations entre la CG et le S. La température moyenne MT(ME) à 925 hPa (Fig. 29 a) dénote une structure zonale semblable à celle de la moyenne de température à bas niveau, avec des maximums au Sahara, précisément au Mali, au Niger et en Algérie. La température évolue graduellement de l'Océan Atlantique au Sahara. La variabilité transitoire ME(VT) (Fig. 29 b) dénote des maximums sur le plateau de Jos, d'Atlas marocain, le massif de Fouta Djallon et du Hoggar. La distribution spatiale de la moyenne annuelle de la variabilité à la localisation du domaine MT(VL) (Fig. 29 c) montre une variabilité à la localisation du domaine maximale dans les zones montagneuses à l'exception du massif du Hoggar. Il est à noter que la VL pour le champ de température est inférieure à la variabilité transitoire, contrairement au cas des précipitations où elles étaient de même ordre de grandeur. Ce qui suggère que les CFL limitent la croissance de la VL de la température, mais contrôlent peu les précipitations.

3.4. Humidité spécifique

3.4.1. Distribution annuelle

La distribution géographique d'humidité spécifique est importante dans la mesure où elle détermine les périodes de végétation. La Fig. 30 montre la moyenne annuelle d'humidité spécifique à 925 hPa en 2006, pour les réanalyses (ERA-Interim et NCEP; a et b) et les simulations du MRCC5 (c à f). Les réanalyses ERA-Interim et NCEP montrent une répartition zonale d'humidité spécifique. Elle diminue graduellement de la CG au Sahara. La structure des réanalyses ERA-Interim ressemble à celle de NCEP, mais les réanalyses ERA-Interim sont plus humides que NCEP sur l'Océan Atlantique et la CG. Les simulations représentent bien l'humidité spécifique, mais elles sont plus humides que NCEP sur l'Océan Atlantique et la CG. La zone sèche du Sahara est plus étendue dans les simulations que les réanalyses. Les simulations se ressemblent les unes aux autres, mais des différences remarquables existent à l'est du domaine.

La Fig. 31 montre la moyenne annuelle d'humidité spécifique à 600 hPa en 2006, pour les réanalyses (ERA-Interim et NCEP, a et b) et les quatre simulations du MRCC5 (c à f). Les réanalyses ERA-Interim ressemblent à NCEP, par contre la bande d'humidité s'étend moins à l'est du domaine dans NCEP. Le MRCC5 simule bien l'humidité spécifique à 600 hPa, mais la bande humide de 4 g/kg s'étend plus en latitude.

3.4.2. Variabilité saisonnière

La variabilité saisonnière d'humidité spécifique est importante, car elle détermine les périodes de végétations. En raison de la structure zonale d'humidité spécifique, le diagramme Hovmöller permet de mettre en évidence sa variabilité saisonnière. La Fig. 32 montre la variation saisonnière d'humidité spécifique à 925 hPa en 2006 pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations (b à e). Les réanalyses montrent une progression lente en latitude d'humidité spécifique de janvier à juillet.

Elle se stabilise entre août et septembre, puis se retire rapidement du continent entre octobre et décembre. La période de juin à août est la plus humide selon les réanalyses. La variation saisonnière d'humidité spécifique ressemble à celle des précipitations. Les simulations représentent bien la variation saisonnière d'humidité spécifique, mais surestiment l'intensité entre février et mai. L'humidité spécifique des simulations s'avance moins sur le continent. Les simulations se ressemblent, mais il existe des différences remarquables au niveau de la structure.

La Fig. 33 montre la variation saisonnière d'humidité spécifique à 600 hPa en 2006 pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations (b à e). Les réanalyses montrent une variation en latitude de l'humidité spécifique. Juillet à septembre est la période la plus humide de l'année. La variation saisonnière des simulations diffère quelque peu de celle des réanalyses.

3.4.3. Profil vertical

La Fig. 34 montre le profil vertical de l'humidité spécifique de mai à août 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations (b à e). Les réanalyses montrent une diminution de l'humidité avec l'altitude. Les simulations représentent bien le profil vertical, mais elles sont plus humides entre 4° N et 12° N et moins humides au nord.

CONCLUSION

Les populations de l'AO, majoritairement rurales, sont particulièrement préoccupées par la variabilité climatique, dans la mesure où celle-ci conditionne les ressources alimentaires et hydriques, avec des retombées financières et des conséquences directes sur la santé publique. Les études récentes ont permis d'améliorer la compréhension de la dynamique de la mousson africaine. Ces études contribuent à la stabilité de la région. La sécheresse, les inondations et la malnutrition poussent de nombreuses populations à se déplacer vers les régions les plus sécuritaires et humides. Les défis majeurs des populations sont de prévoir et de s'adapter à la variabilité climatique. Les changements futurs projetés auront des effets négatifs sur le quotidien des populations. Par conséquent, une bonne prévision climatique est alors nécessaire. Ainsi, les MCG sont utilisés pour faire des projections du climat de l'AO. La résolution spatiale des MCG est acceptable pour étudier la circulation générale et les changements climatiques à l'échelle planétaire, mais insuffisante à l'échelle sous continentale ou régionale. Compte tenu de ces insuffisances, les études récentes ont été effectuées avec les MRC. Il est toutefois important que quantifier dans quelles mesures les simulations climatiques régionales sont sensibles aux conditions initiales, aux frontières latérales, la région et à la taille du domaine.

À cause de la nature non linéaire de la dynamique atmosphérique, les petites différences dans les conditions CI s'amplifient au point que les simulations diffèrent les unes des autres. Dans ces études, on lance les diverses simulations à partir de CI légèrement différentes (p. ex., Lucas-Picher et coll., 2008). La VI a été abondamment étudiée avec les MCG. Plus récemment, les études semblables ont été entreprises avec les MRC (p. ex., Lucas-Picher et coll., 2008). Les MRC, en plus de requérir des CI comme les MCG, nécessitent aussi des CFL. Les CFL contraignent les simulations (p. ex., Sylla et coll., 2009) et contribuent à déterminer les statistiques du climat simulé par un MRC (p. ex., Noguer et coll.). De plus, les CFL n'exercent toutefois pas un contrôle total sur les simulations du MRC et ainsi la

VI existe aussi dans ces simulations, particulièrement pour les grands domaines de calcul, tel que révélé entre autres par l'étude d'Alexandru et coll. (2007). La VI du MRC est toutefois sensible à la résolution spatiale (p. ex., Vanvyve et coll., 2008), aux conditions synoptiques, la région et la configuration du domaine (Giorgi et Bi, 2000; Rinke et coll., 2004; Alexandru et coll., 2007). Les études citées précédemment ont montré la présence de la VI dans les simulations du MRC. Toutefois, leur intensité est faible comparativement à celle des MCG, à cause du contrôle exercé par les CFL (p. ex., Christensen et coll., 2001). C'est dans la continuation des études précédentes que celle-ci évalue les simulations effectuées avec le Modèle Régional Canadien du Climat version 5 (MRCC5), quant à l'habileté du modèle à reproduire le climat observé d'une part, ainsi que la sensibilité des simulations à la localisation du domaine de calcul d'autre part. Un ensemble de quatre simulations a été réalisé pour l'année 2006, avec une résolution horizontale de 22 km. Les simulations se distinguent les unes des autres uniquement par la localisation géographique du domaine d'intégration. Pour les précipitations, les résultats montrent que les zones convectives sont les plus sensibles à la localisation du domaine (VL). Ce résultat est en accord avec les travaux de Nikiema et Laprise (2010) pour l'été aux latitudes moyennes, selon lequel la convection a tendance à augmenter la VI du MRCC. Les résultats de la variabilité temporelle et inter-membre sont nettement différents des résultats antérieurs avec des ensembles de simulations effectuées aux latitudes moyennes (p. ex., Alexandru et coll., 2007; Lucas-Picher et coll., 2008) où la VI est généralement bien moindre que la variabilité temporelle à cause du contrôle exercé par les conditions imposées aux frontières latérales du domaine restreint. En conclusion, la position du domaine influence les précipitations simulées en AO. En général, le MRCC5 représente bien la distribution spatiale des précipitations et sa variabilité inter-saisonnière; la simulation effectuée avec le domaine situé le plus au sud-ouest (SO) représente mieux les précipitations, et le Jet d'Est Tropical (TEJ). Les faiblesses principales sont la surestimation des précipitations sur la CG, mais une sous-estimation dans le Sahel. Ces insuffisances du MRCC5 seraient dues à la convergence accrue à 600 hPa.

Les températures simulées par le MRCC5 ressemblent à celles des

réanalyses, mais la bande de température élevée dans le Sahara est plus étroite et s'étend moins vers le nord. L'advection de l'air froid d'Europe est plus forte dans les simulations. Le MRCC5 présente un biais froid sur Fouta Djalon, le plateau de Jos, le massif du Hoggar et les montagnes camerounaises. Ce biais négatif du MRCC5 dans les montagnes montre que les interactions entre le rayonnement solaire, l'atmosphère, la topographie et la végétation des zones montagneuses seraient mal représentées dans le modèle. Ce type d'erreur a été remarqué par Kamga et Buscarlet (2006) avec le modèle HadRM. Il faut noter que pour le champ de température, la VL est inférieure à la variabilité transitoire, contrairement au cas des précipitations où elles étaient de même ordre de grandeur. Ce qui suggère que les CFL limitent la croissance de la VL de la température, mais contrôlent peu les précipitations.

Cette étude menée sur une année et sur un petit domaine en AO a montré que la position de domaine n'a pas beaucoup d'influence sur le climat simulé par le MRCC5. Pour confirmer ce résultat, ça serait si intéressant de mener cette même étude sur un grand domaine couvrant toute l'Afrique et plusieurs années. L'augmentation de la taille du domaine permettrait de diminuer les contraintes imposées par les CFL au modèle.

ANNEXE

RAPPOT ENTRE L'ÉCART TYPE ET LA MOYENNE TEMPORELLE

À la section 5.d, on a noté que, sur l'AO, l'écart type de la variabilité transitoire des précipitations était plus grande que la moyenne temporelle des précipitations. Cette caractéristique est distincte de la situation aux latitudes moyennes où l'écart type et la moyenne sont semblables.

Considérons la série chronologique suivante :

0, 2, 0, 2, 0, 2, ...

La moyenne temporelle est 1, et la série des déviations est donc :

-1, +1, -1, +1, -1, +1, ...

Le carré de cette série est la série suivante :

1, 1, 1, 1, 1, 1, ...

La moyenne de cette série est 1 et sa racine carrée est 1, identique à la moyenne.

Considérons maintenant la série chronologique suivante :

0, 0, 0, 0, 5, 0, 0, 0, 0, 5, ...

La moyenne temporelle est encore 1, et la série des déviations est donc :

-1, -1, -1, -1, +4, -1, -1, -1, -1, +4, ...

Le carré de cette série est la série suivante :

1, 1, 1, 1, 16, 1, 1, 1, 1, 16, ...

La moyenne de cette série est 4 et sa racine carrée est 2, alors que la moyenne était 1.

On constate donc que des fortes valeurs sporadiques engendrent une plus forte variabilité temporelle pour une même moyenne.

CHAPITRE IV

LES FIGURES

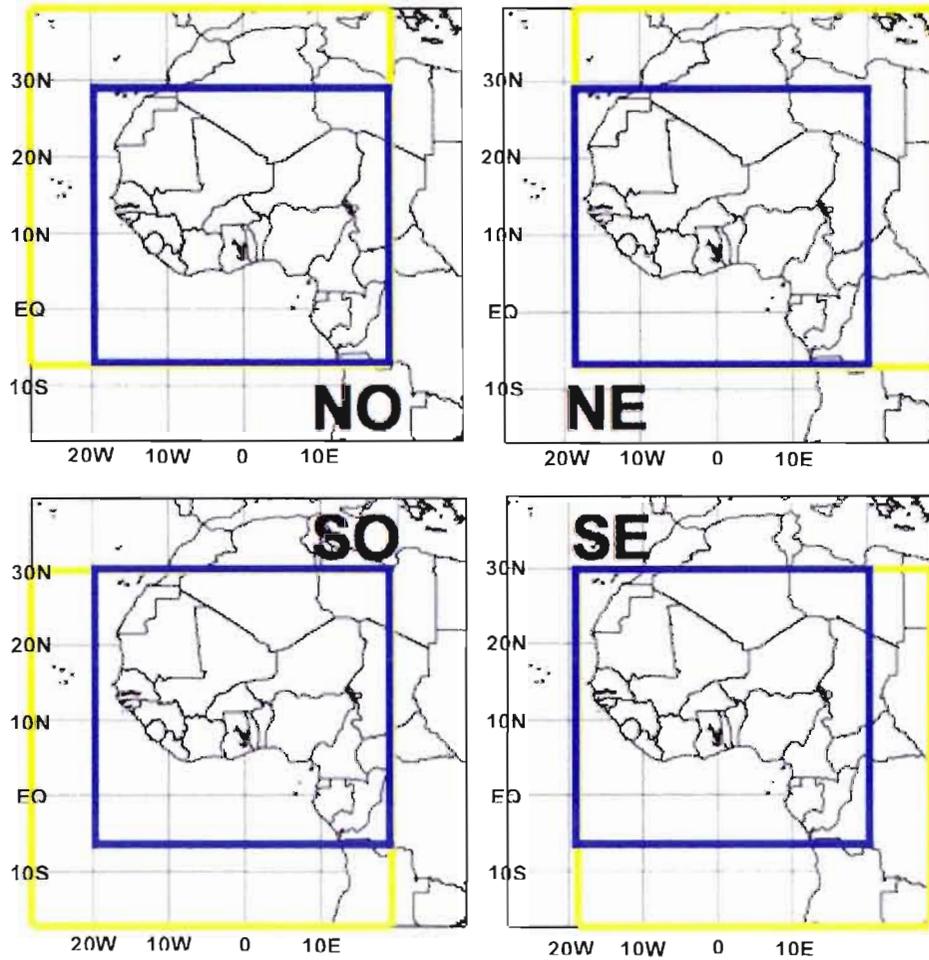
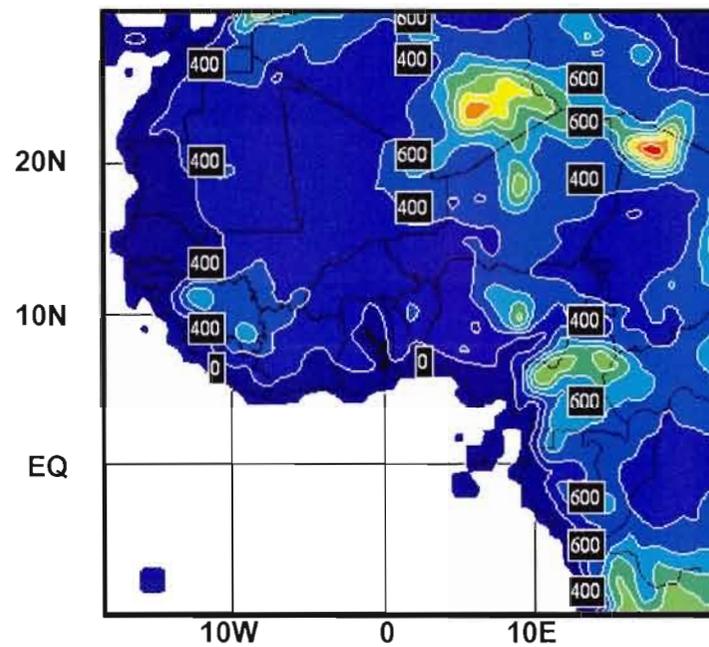
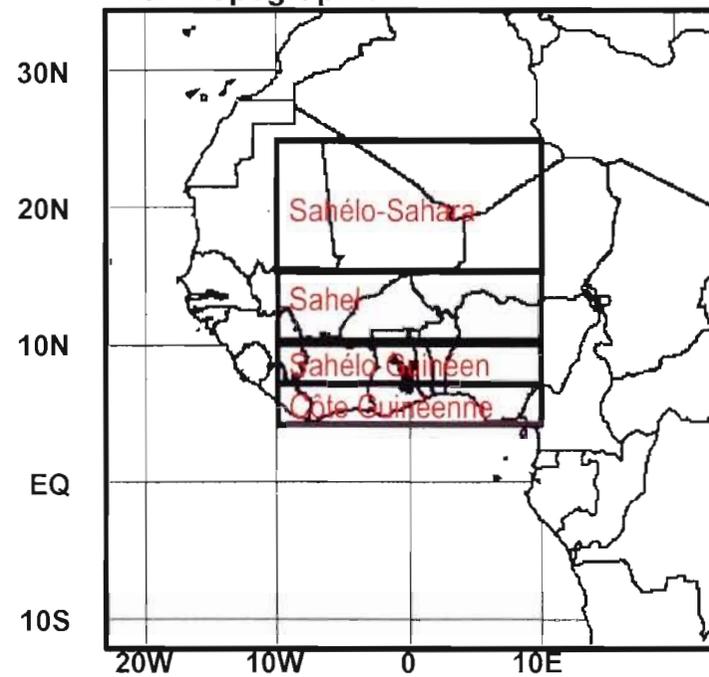


Fig. 4.1. : Localisation des quatre domaines de simulations (jaune) couvrant 235x235 points de grille. Le déplacement des domaines est de 50 points de grille dans chaque direction (nord, sud, est ou ouest). La région commune (bleu) couvre 185x185 points de grille.



a. Topographie



b. Sous-domaine

Fig. 4.2. : Relief (m) du MRCC5 (a) et définition des quatre sous-régions étudiées : la CG (4°N-7°N, 10°W-10°E), le Sahélo Guinéen (7°N-10°N, 10°W-10°E), le Sahel (10°N-16°N, 10°W-10°E) et le Sahélo-Sahara (16°N-25°N, 10°W-10°E).

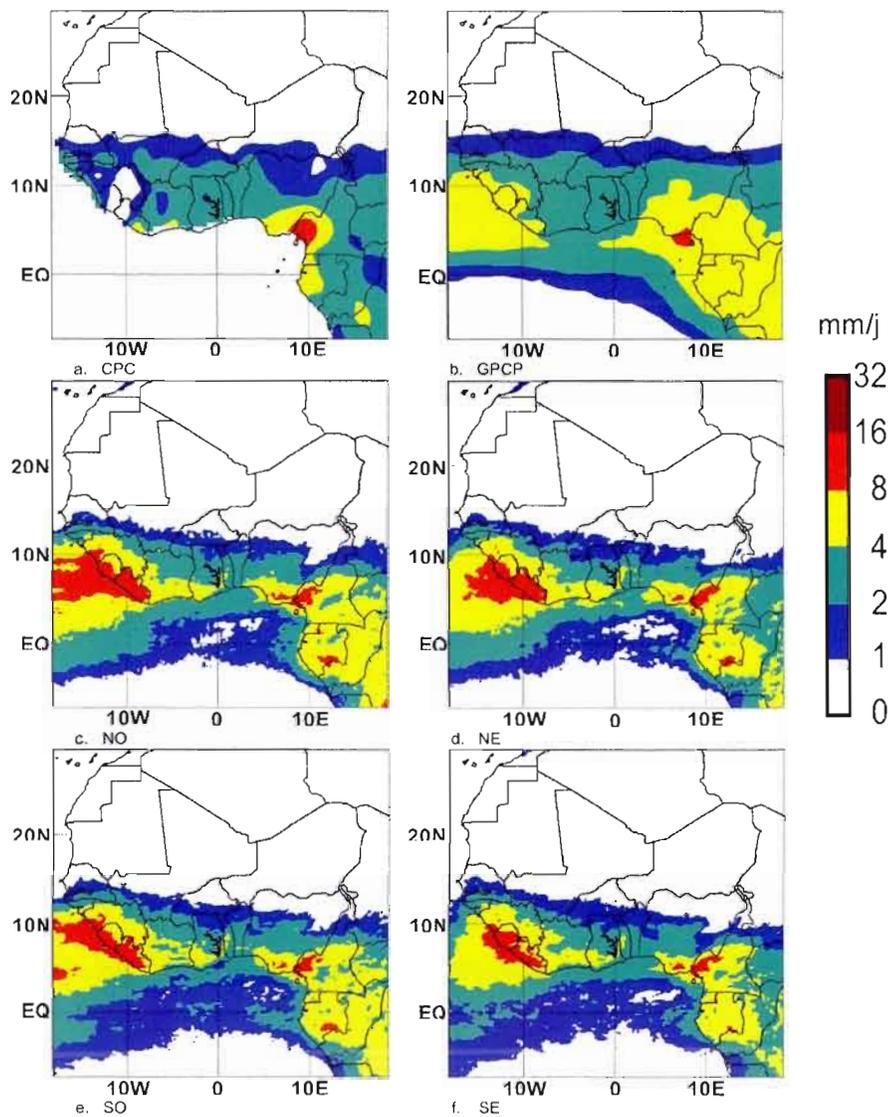


Fig. 4.3. : Moyenne annuelle des précipitations (mm/j) en 2006, pour les analyses d'observations (a et b) et les quatre simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).

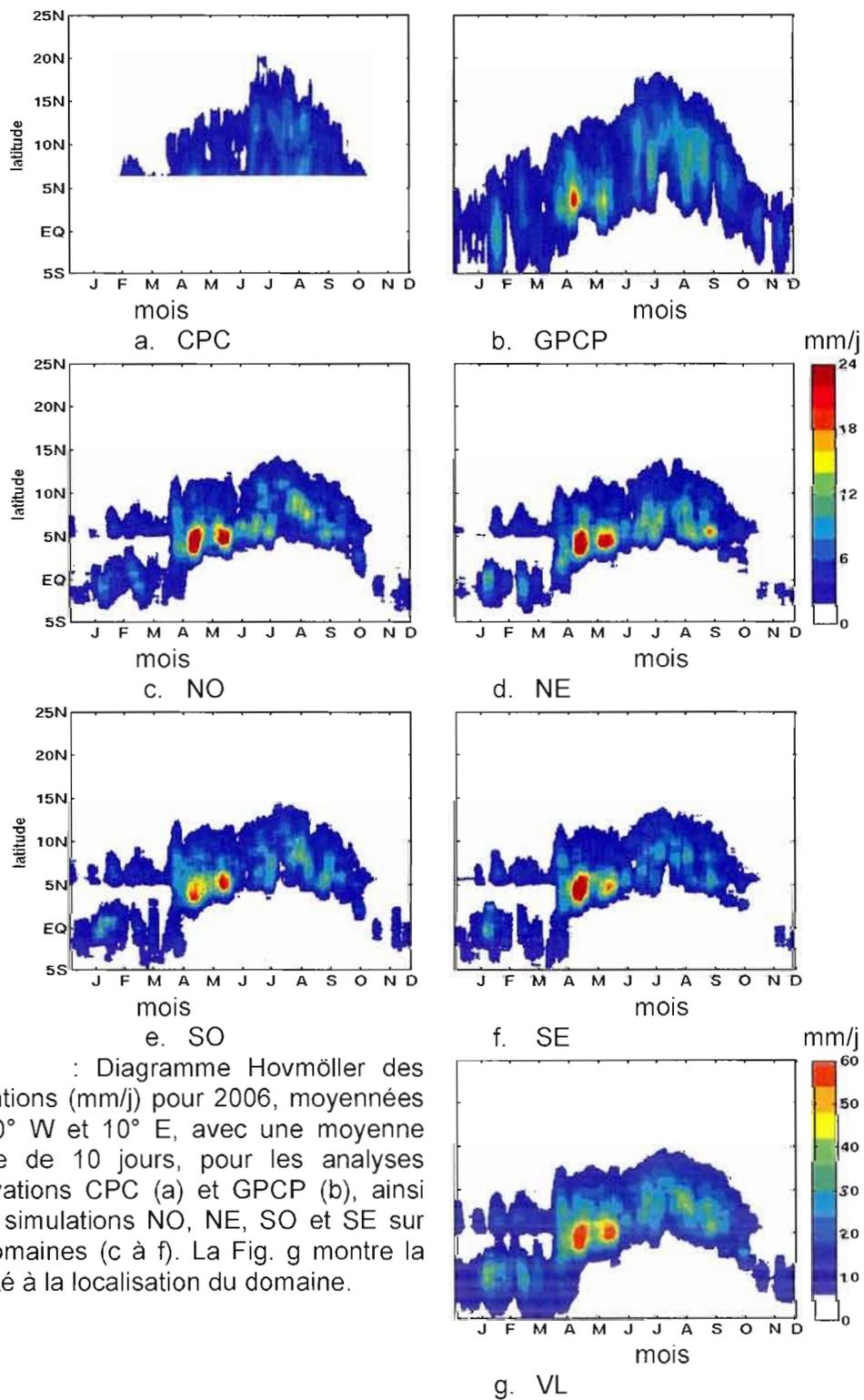


Fig. 4.4. : Diagramme Hovmöller des précipitations (mm/j) pour 2006, moyennées entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les analyses d'observations CPC (a) et GPCP (b), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (c à f). La Fig. g montre la variabilité à la localisation du domaine.

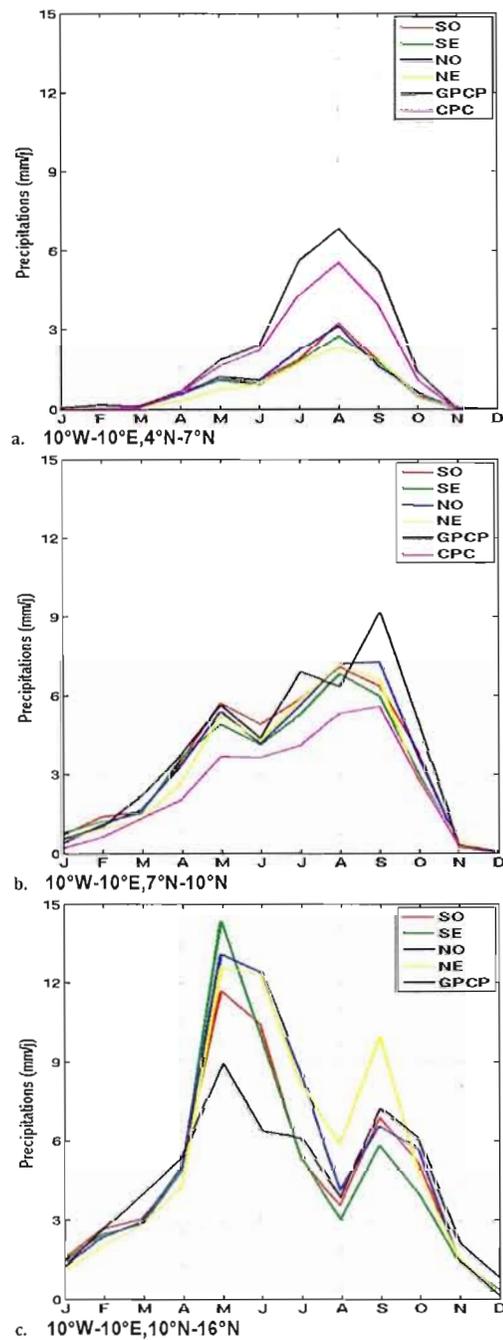


Fig. 4.5. : Cycle annuel des précipitations (mm/j) en 2006 pour trois sous-régions indiquées à la Fig. 2a, pour les deux sources d'observations (CPC et GPCP) et les 4 simulations (NO, NE, SO et SE) du MRCC5.

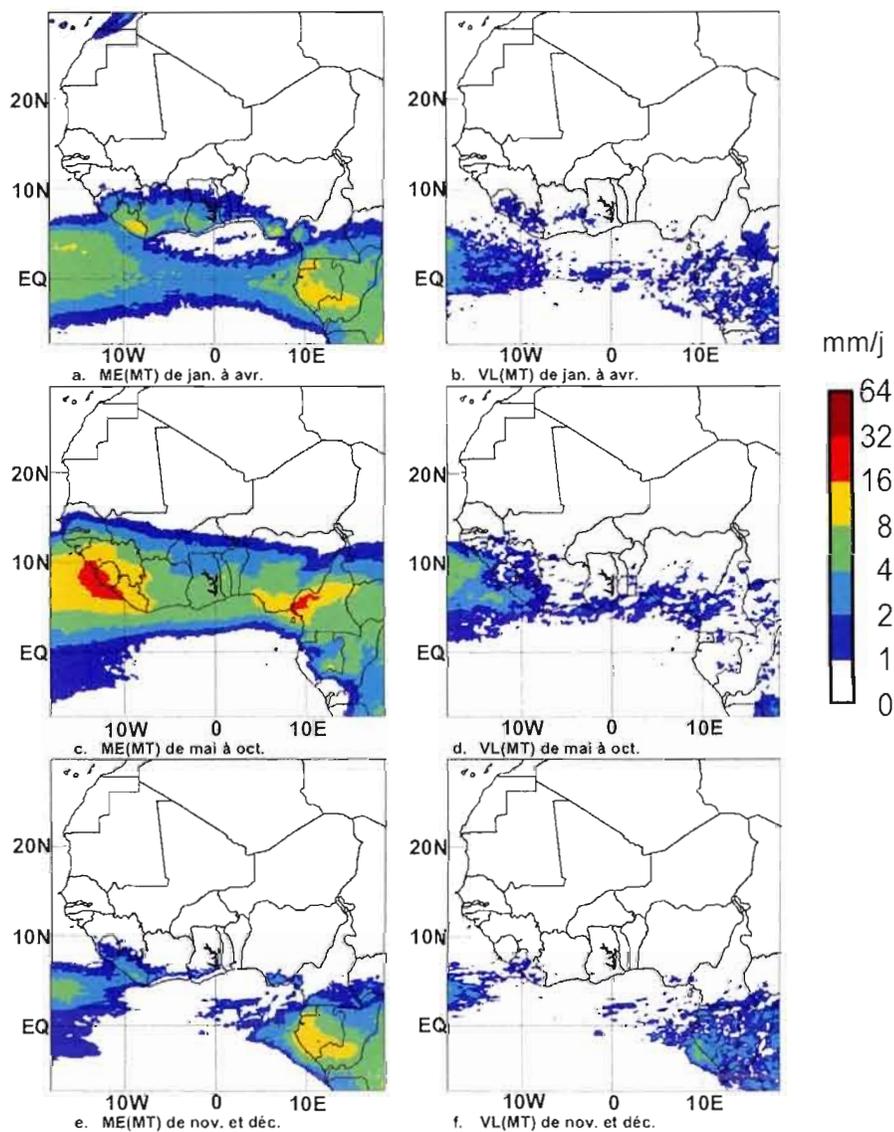


Fig. 4.6. : Moyenne d'ensemble des moyennes temporelles (saisonniers) des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes de 2006 (ME(MT); a, c et e) et écart type des moyennes saisonnières (Variabilité à la localisation du domaine des moyennes saisonnières, VL(MT); b, d et f).

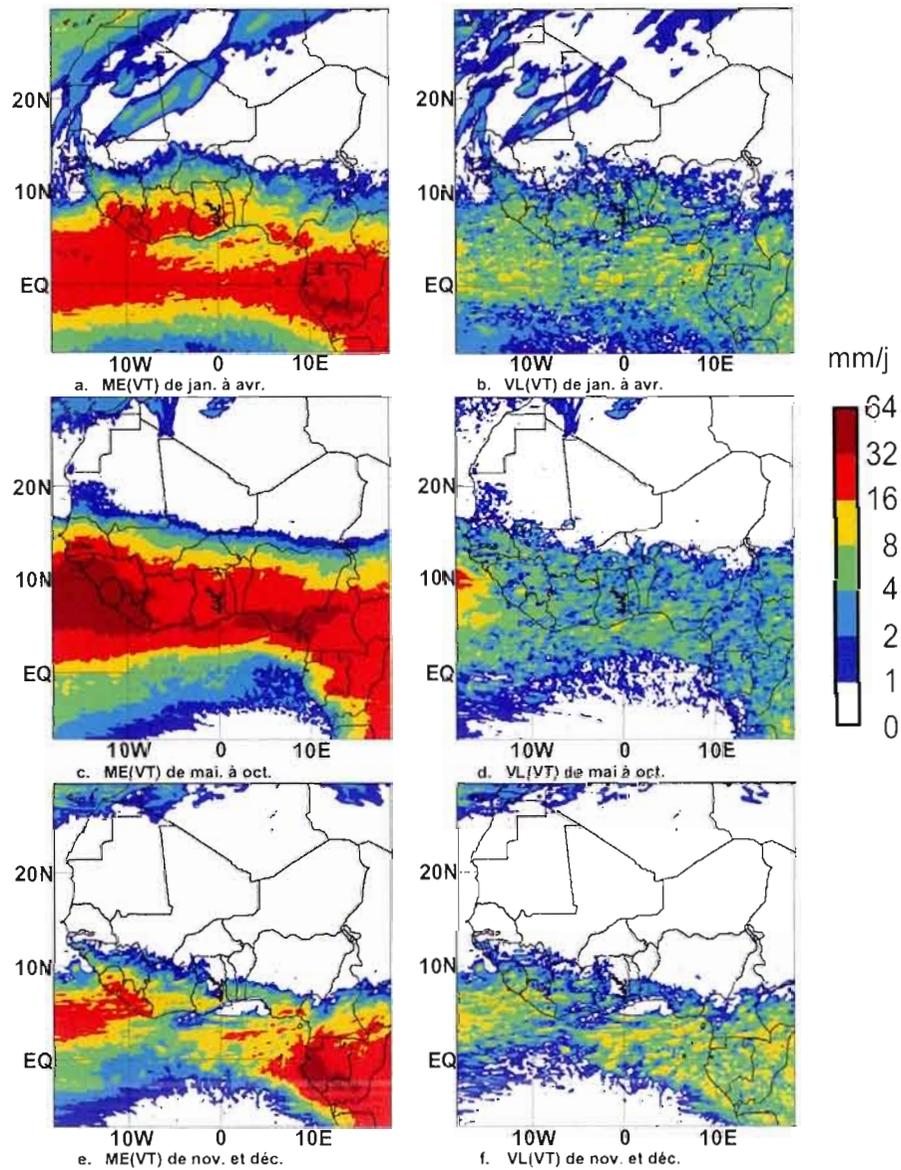


Fig. 4.7. : Variabilité transitoire des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes de 2006 (moyenne d'ensemble des variabilités temporelles, ME(VT); a, c et e) et écart type des variabilités temporelles (Variabilité à la localisation du domaine des variabilités temporelles, VL(VT); b, d et f).

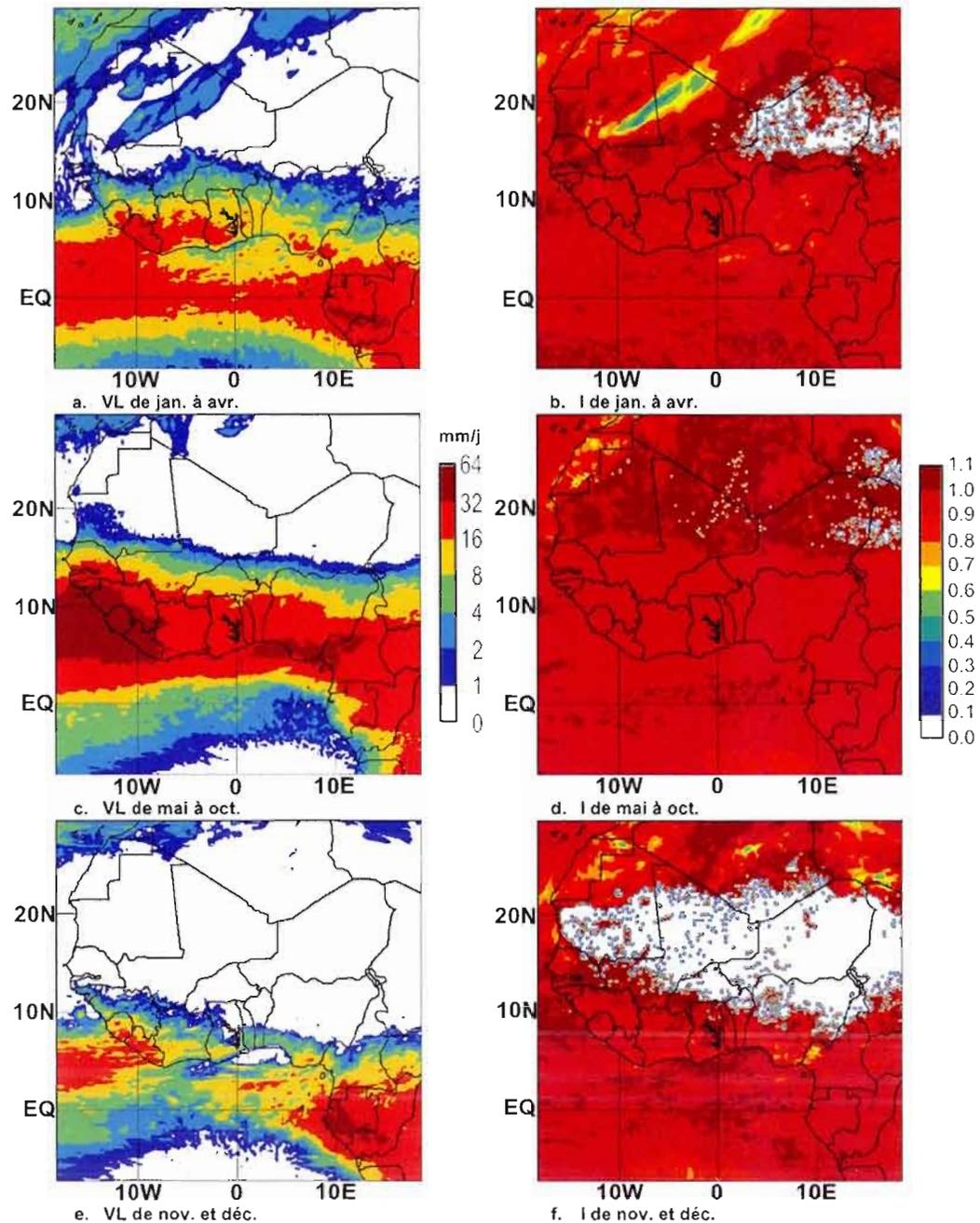
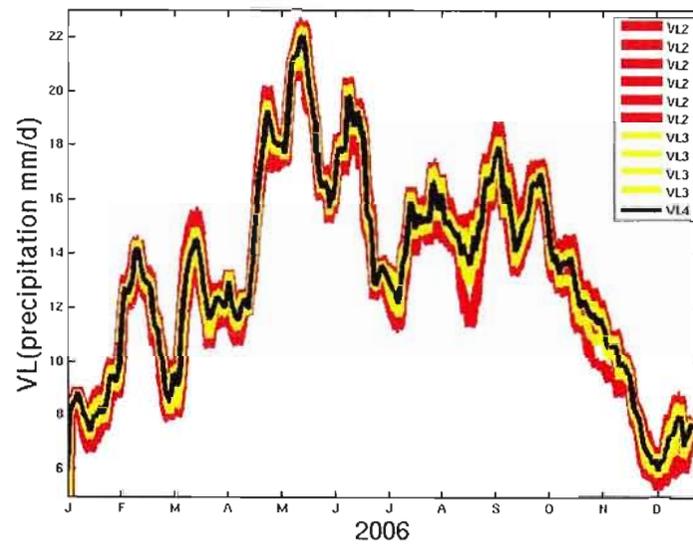
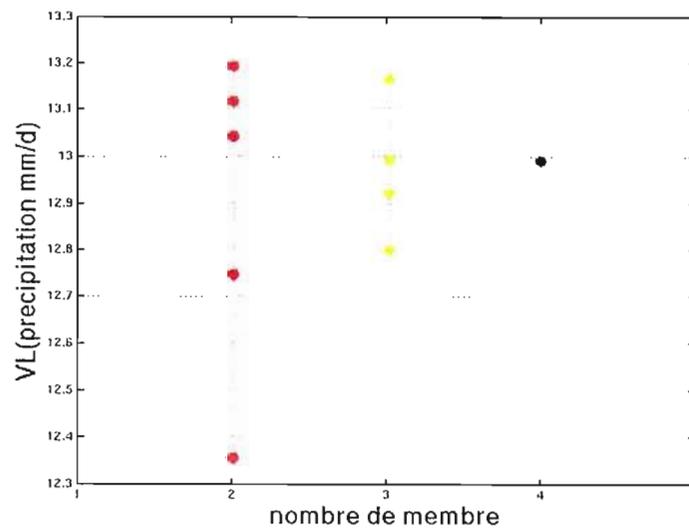


Fig. 4.8. : Moyenne temporelle de la variabilité inter-membre des précipitations simulées par le MRCC5 pour trois périodes en 2006 (MT(VL), a, c et e) et "variabilité interne relative" (I, b, d et f) calculée comme le rapport entre MT(VL) et ME(VT) (mm/j).



a.



b.

Fig. 4.9. : Écart type de la variabilité inter-membre VL de la précipitation (mm/j) simulée par le MRCC5 pour 2006, calculée à partir de deux (rouge), trois (jaune) et quatre (noir) simulations; a, évolution dans le temps et b, moyenne annuelle.

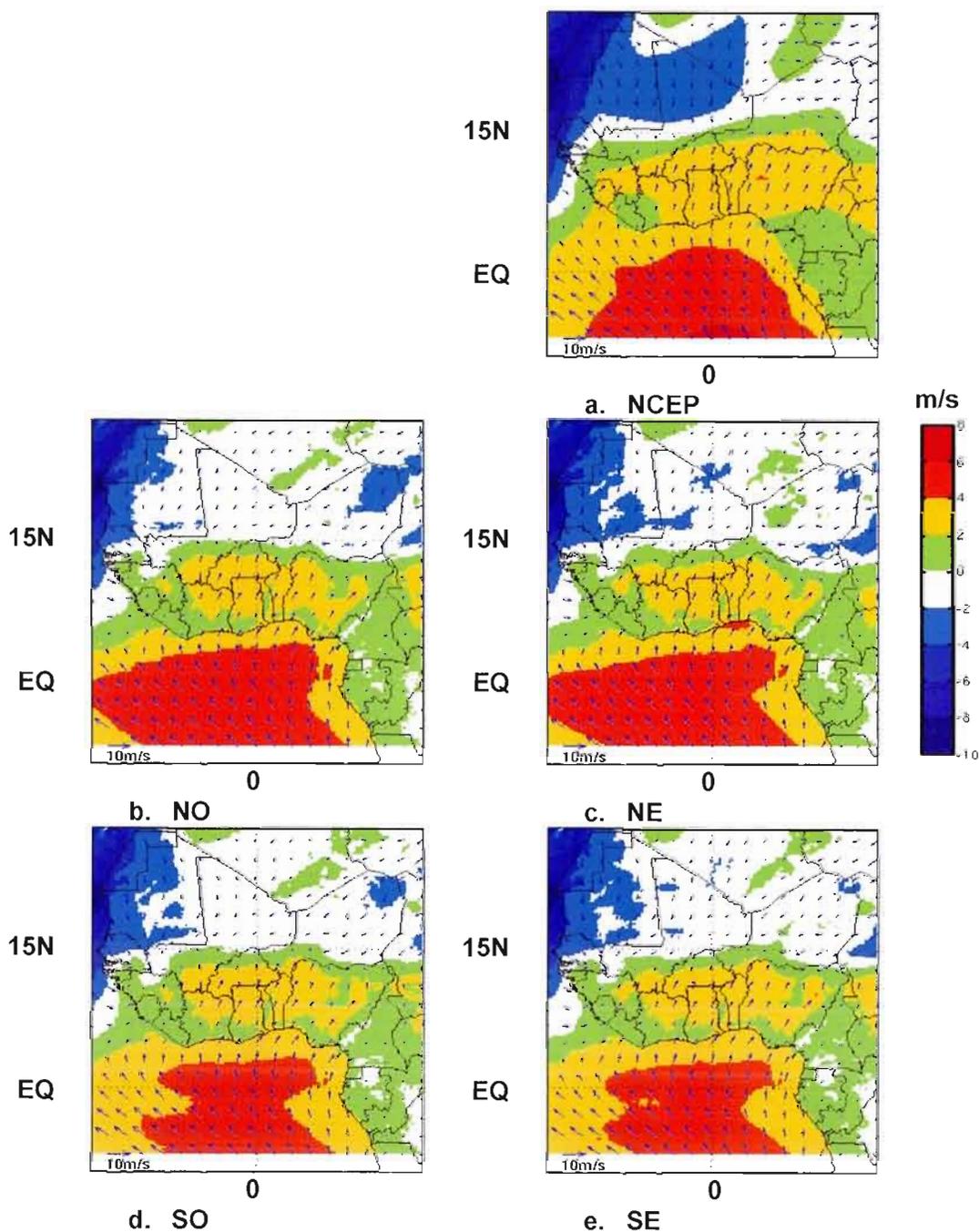


Fig. 4.10. : Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de mai. Les flèches et les couleurs indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.

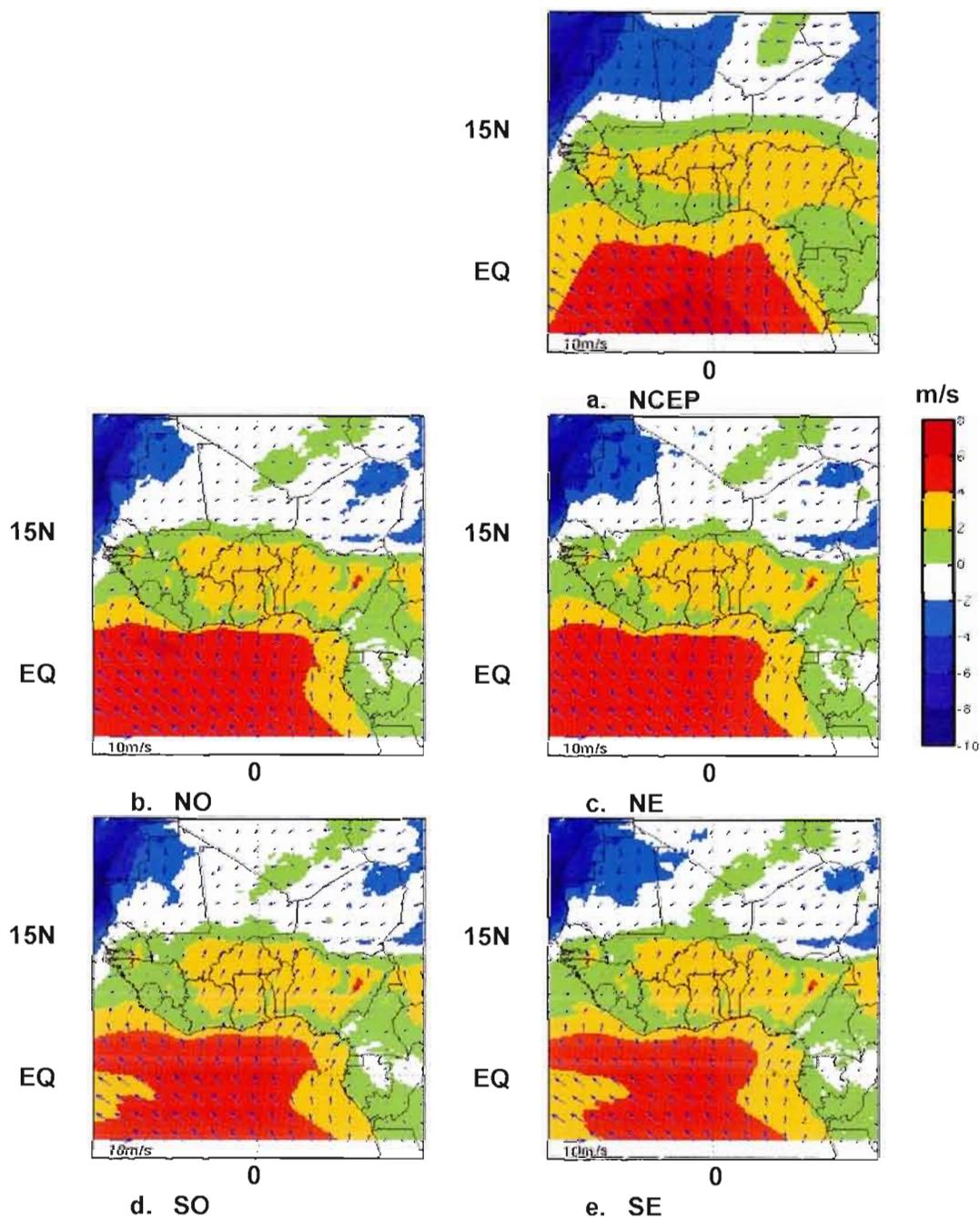


Fig. 4.11. : Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de juin. Les flèches et la couleur indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.

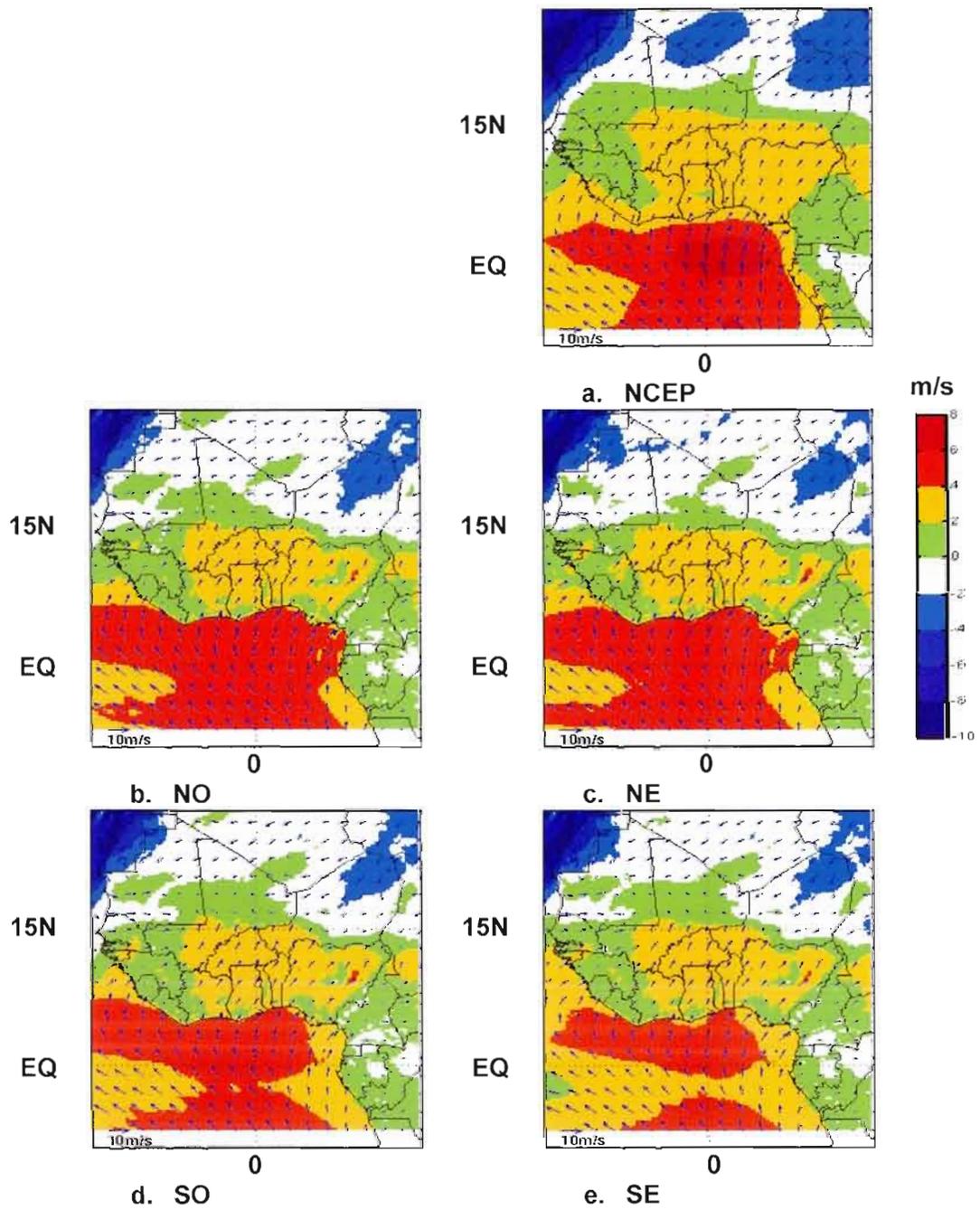


Fig. 4.12. : Vent moyen (m/s) à 2 m pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), pour le mois de juillet. Les flèches et la couleur indiquent respectivement la direction du vent et la vitesse du vent méridien.

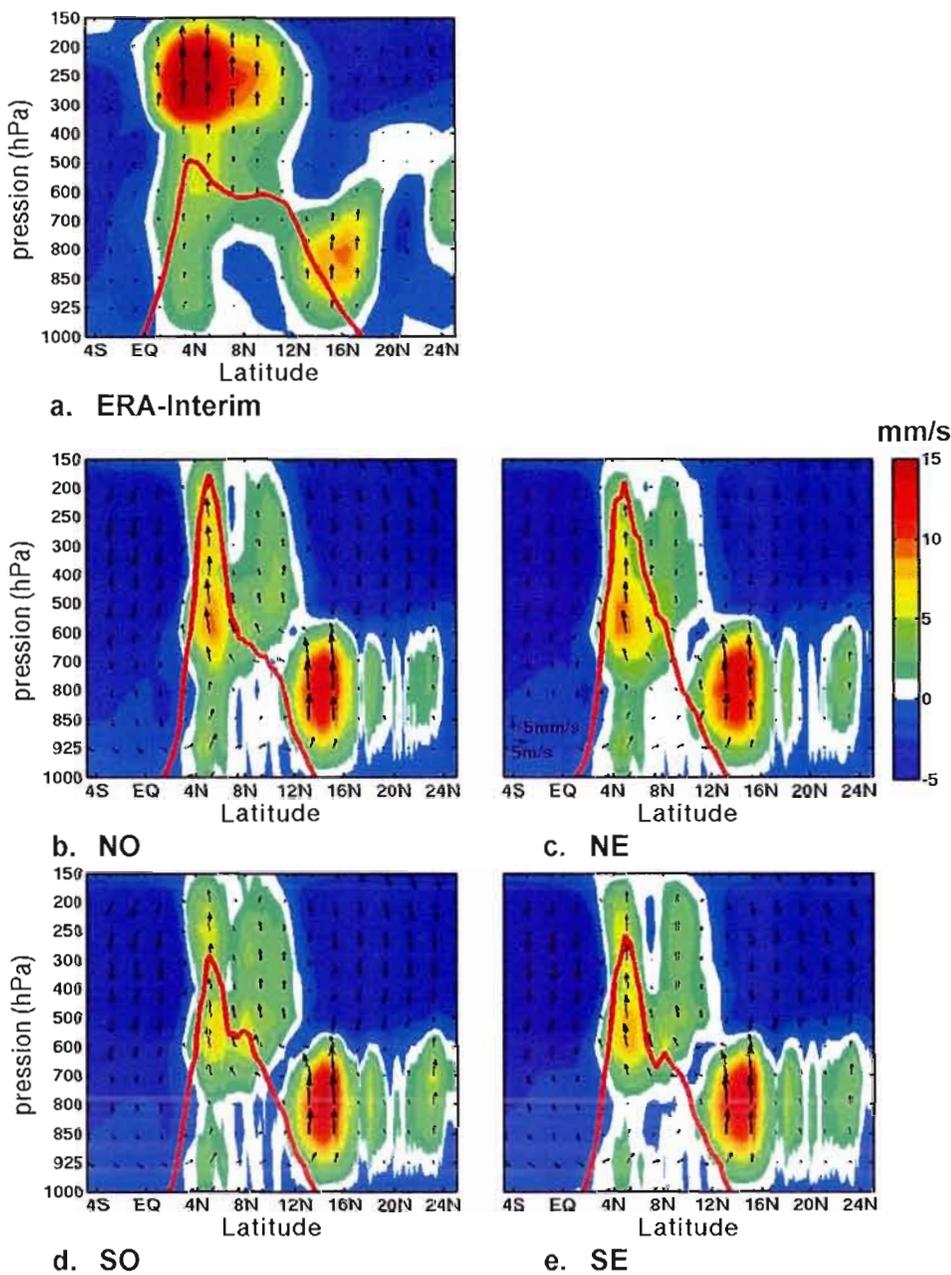


Fig. 4.13. : Diagramme pression latitude, du vent vertical (l'échelle de couleurs (mm/s) et les flèches, indiquent respectivement la vitesse et la direction); les précipitations (GPCP; a) sont représentées par les courbes rouges; les flèches sont la composition du vent méridien (m/s) et du vent vertical (mm/s), pour les réanalyses ERA-Interim (a) et les simulations NO, NE, SO et SE (b à e), moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de mai à août 2006.

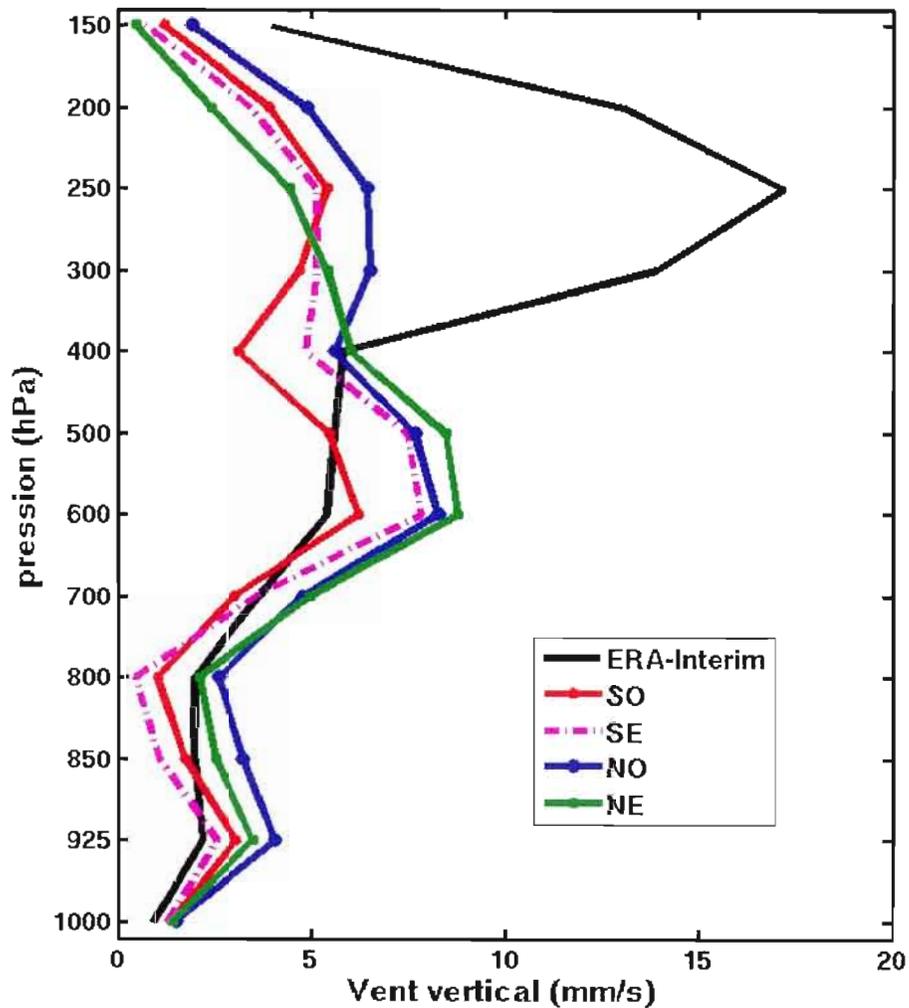


Fig. 4.14. : Profil du vent vertical (mm/s) de mai à août 2006, moyenné entre les longitudes 10° W-10° E et les latitudes 4° N-6° N.

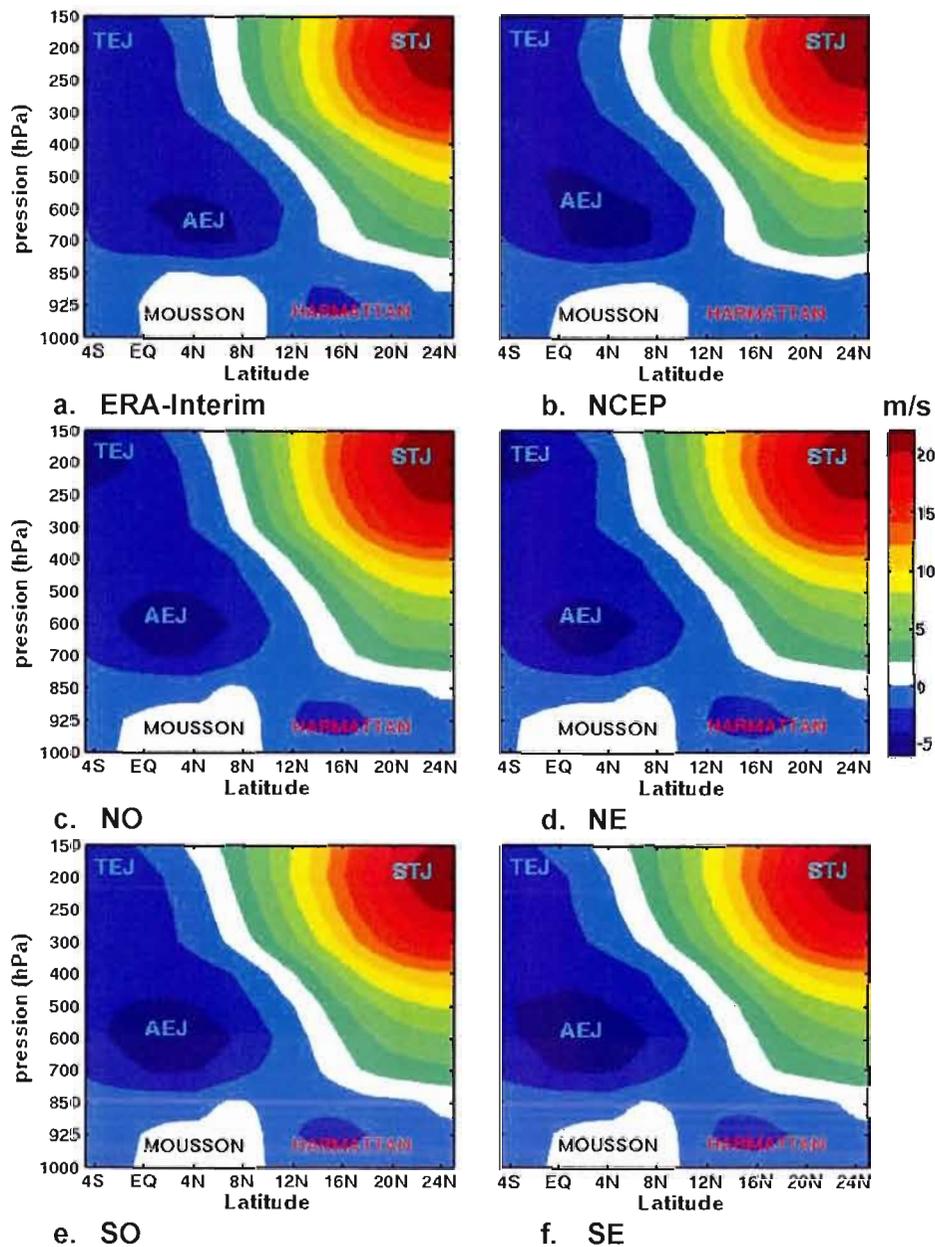


Fig. 4.15. : Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de janvier à avril 2006.

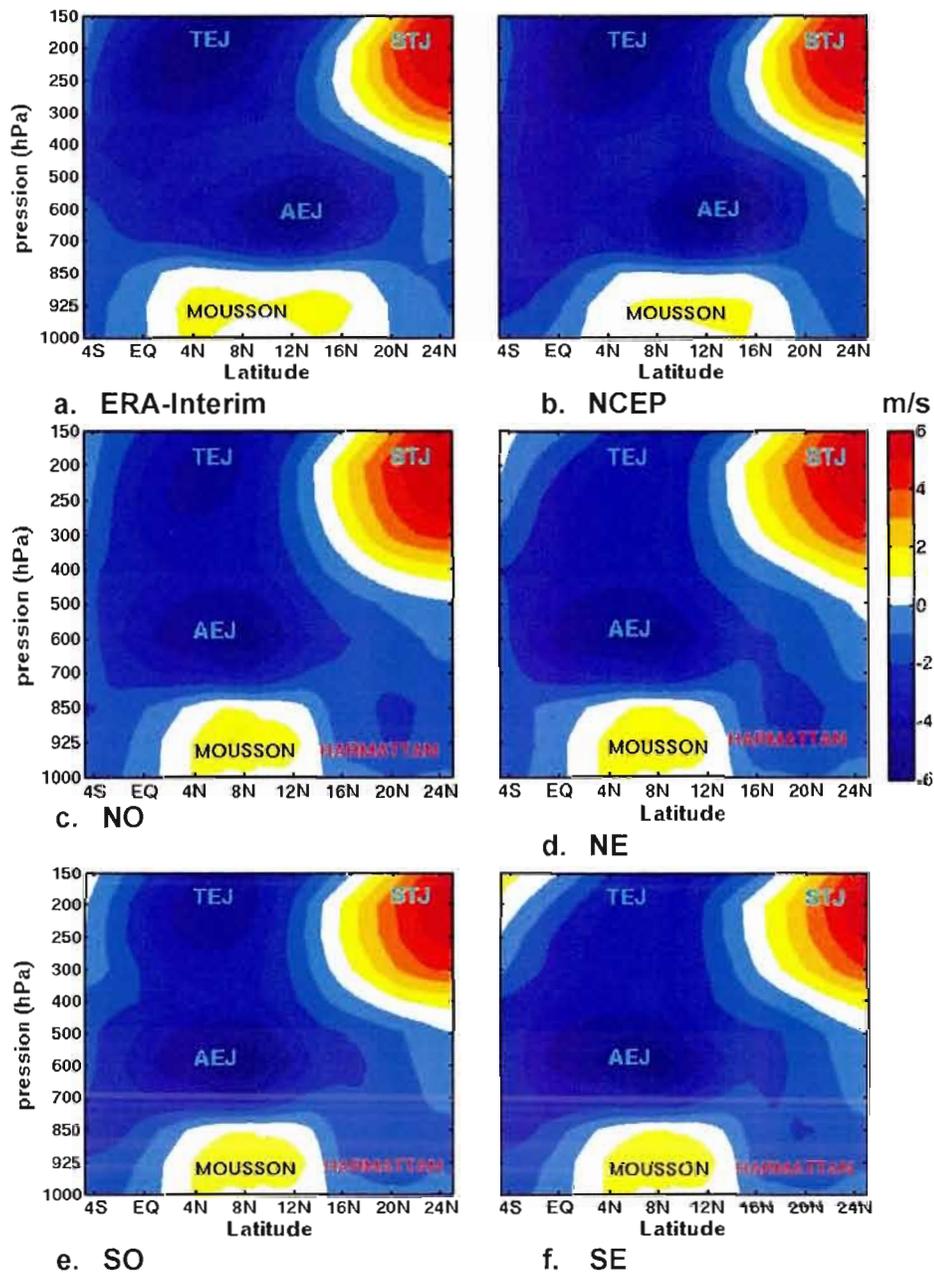


Fig. 4.16. : Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de mai à août 2006.

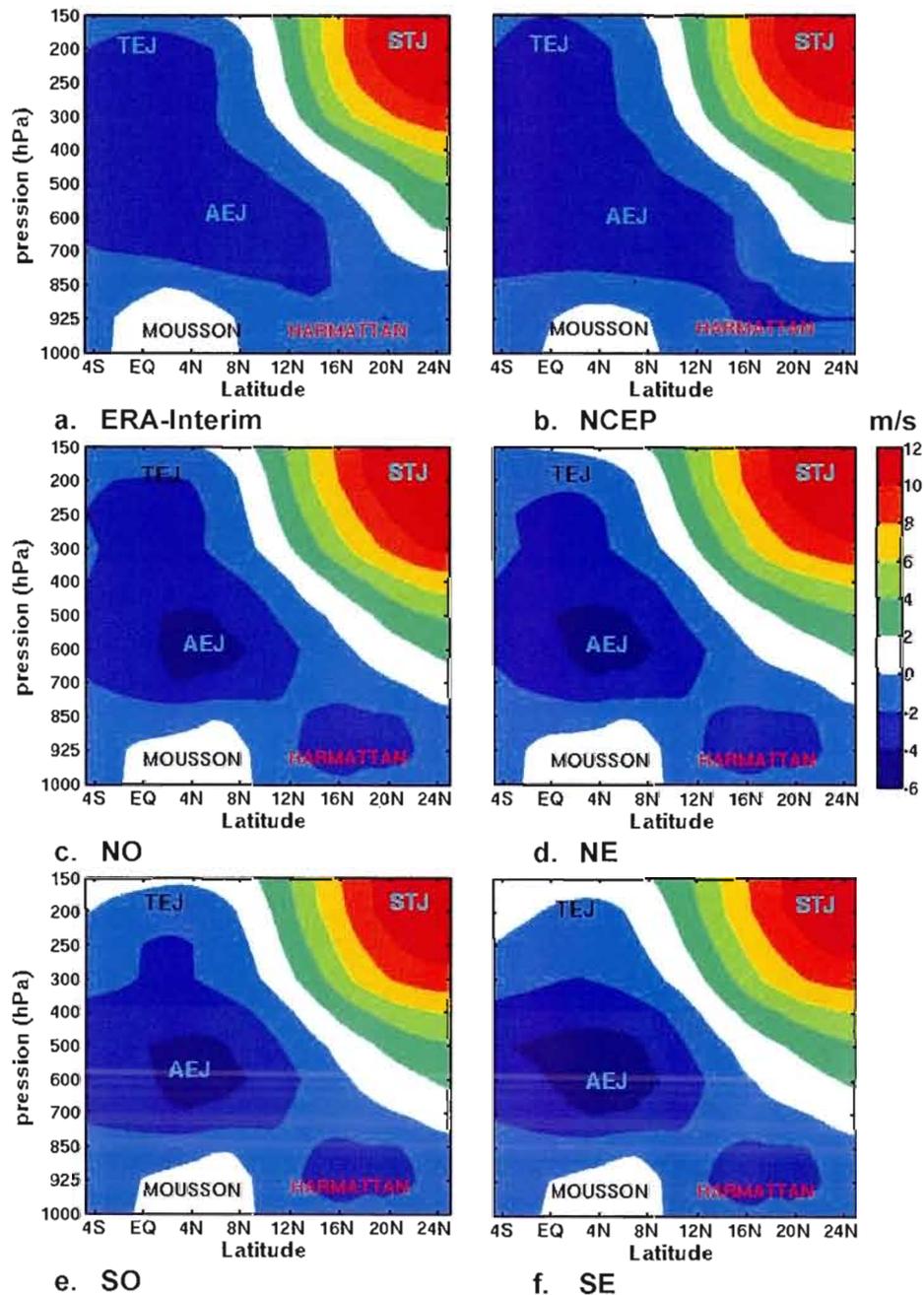


Fig. 4.17. : Diagramme pression en fonction de la latitude du vent zonal (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est); a, réanalyses ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE; moyenné entre les longitudes 10° W et 10° E et de septembre à décembre 2006.

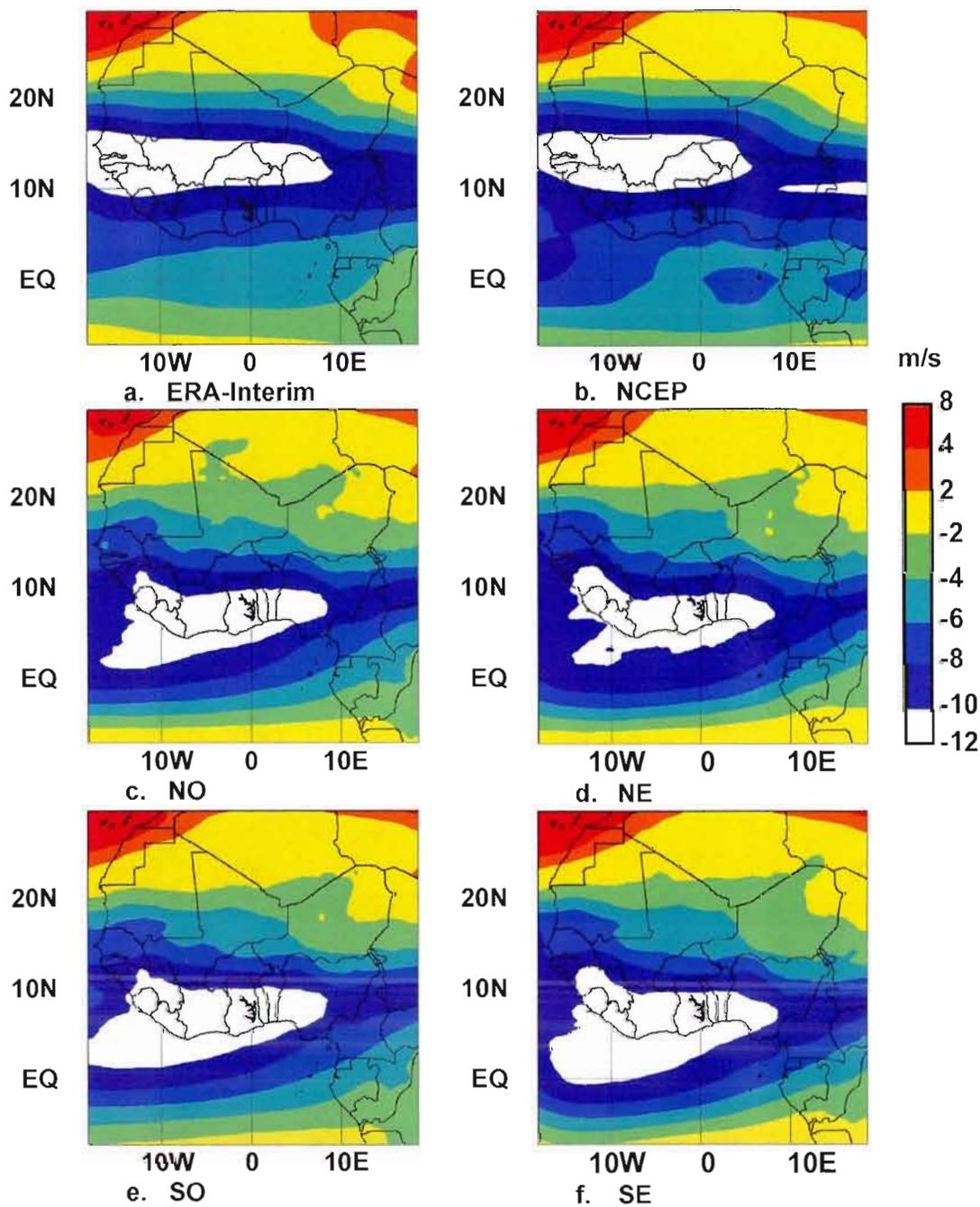


Fig. 4.18. : Vent zonal à 600 hPa (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est), moyenné entre mai et août 2006 : a, ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE.

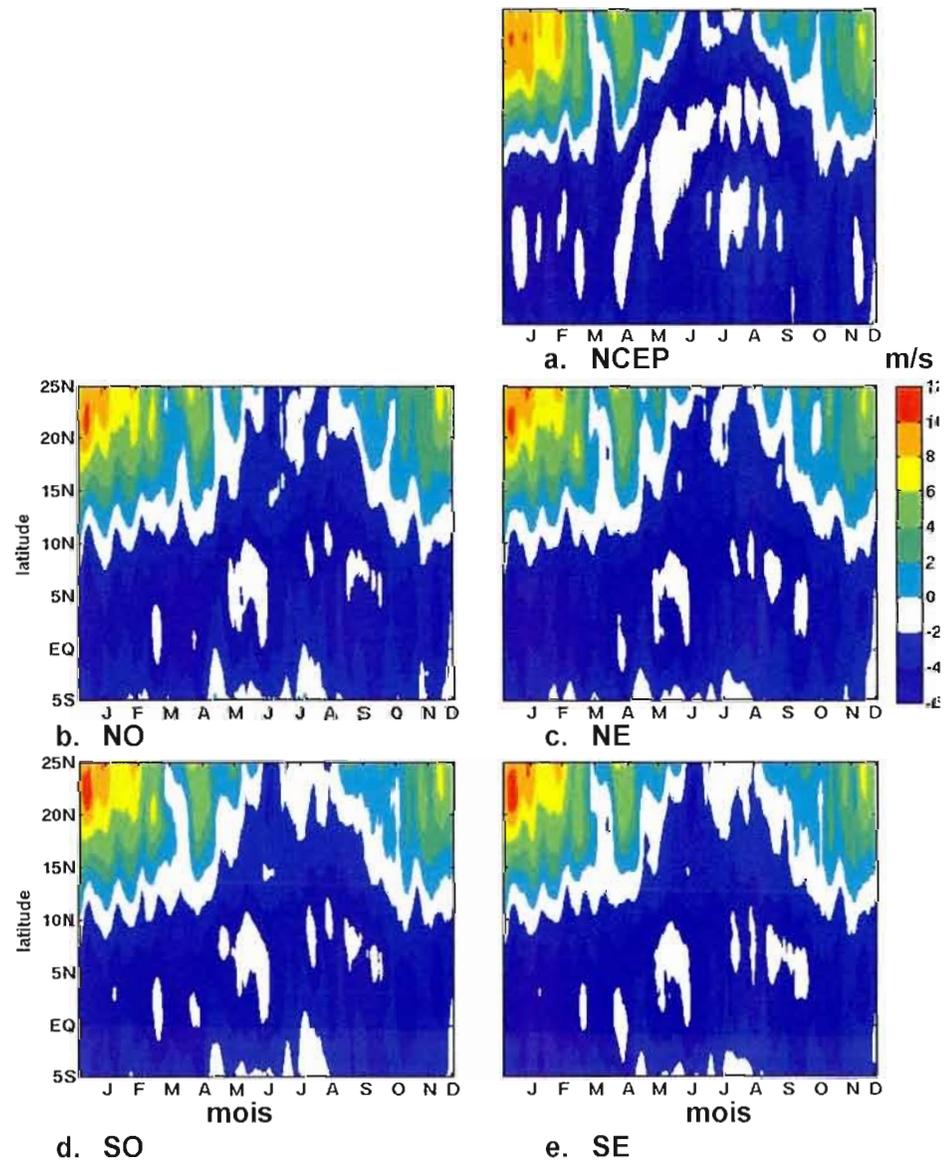


Fig. 4.19. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 600 hPa pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE (b, à e).

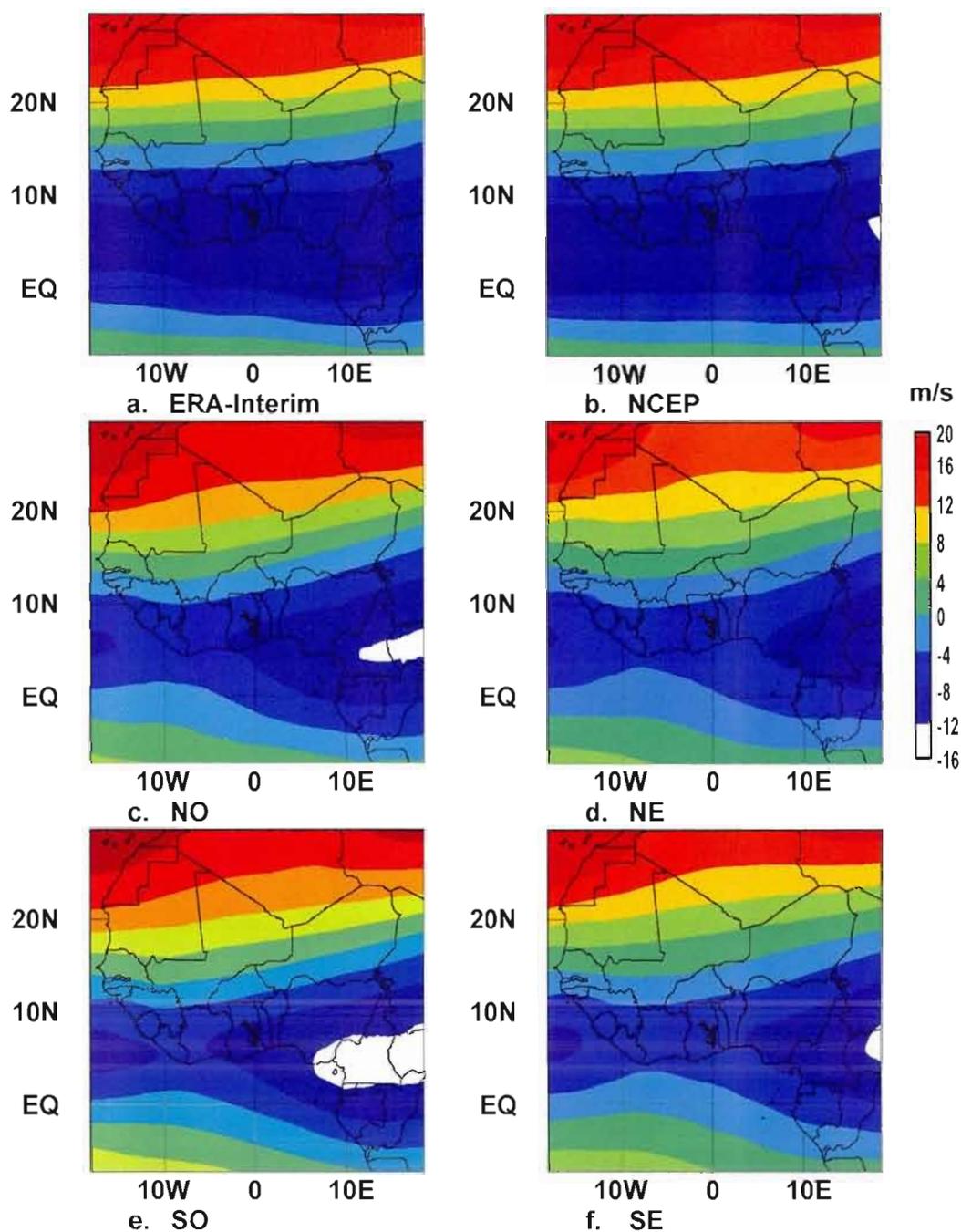


Fig. 4.20. : Vent zonal à 200 hPa (vitesse en m/s indiquée par l'échelle de couleur, les valeurs négatives correspondant à des vents d'est), moyenné entre mai et août 2006 : a, ERA-Interim; b, réanalyses NCEP et c à f, les simulations NO, NE, SO et SE du MRCC.

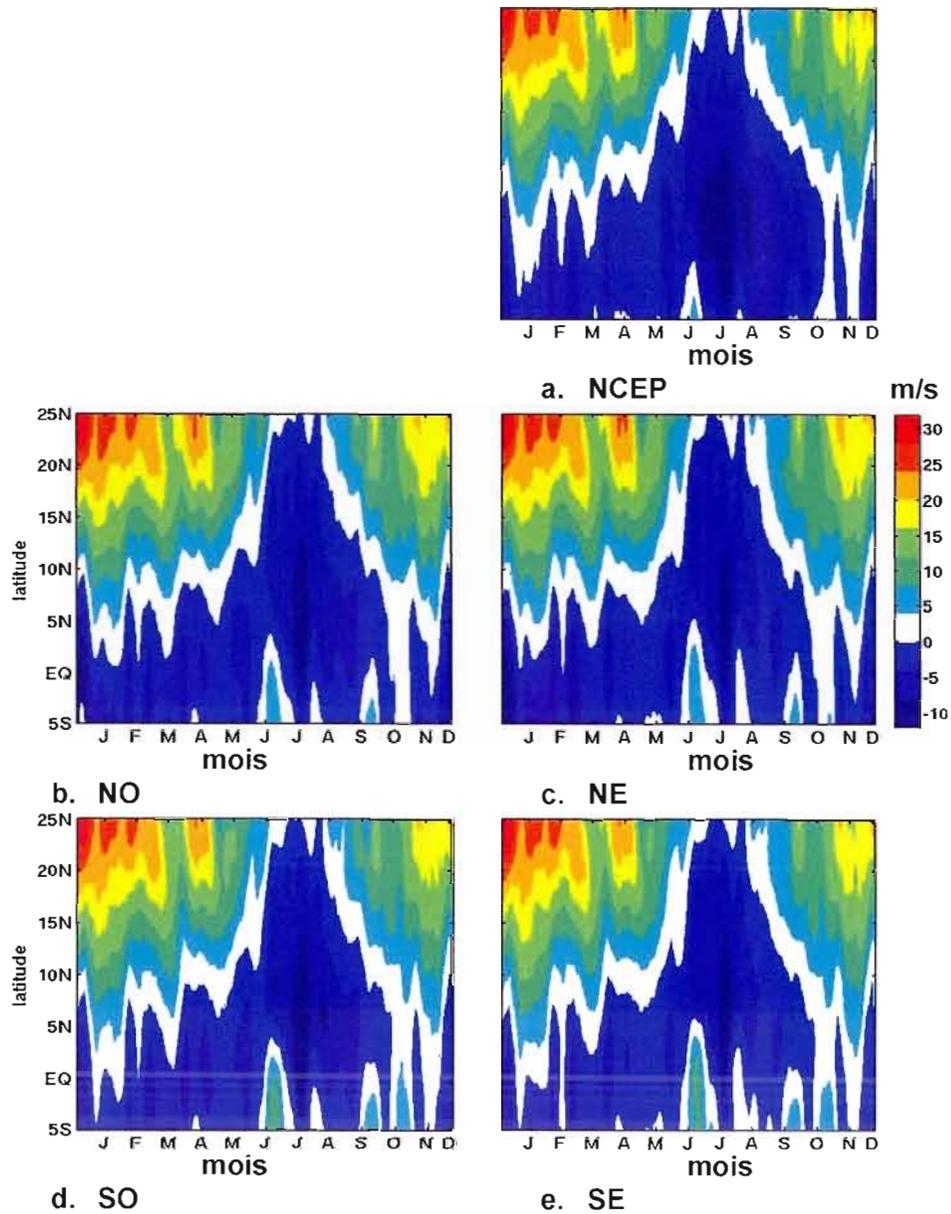


Fig. 4.21. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 200 hPa pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).

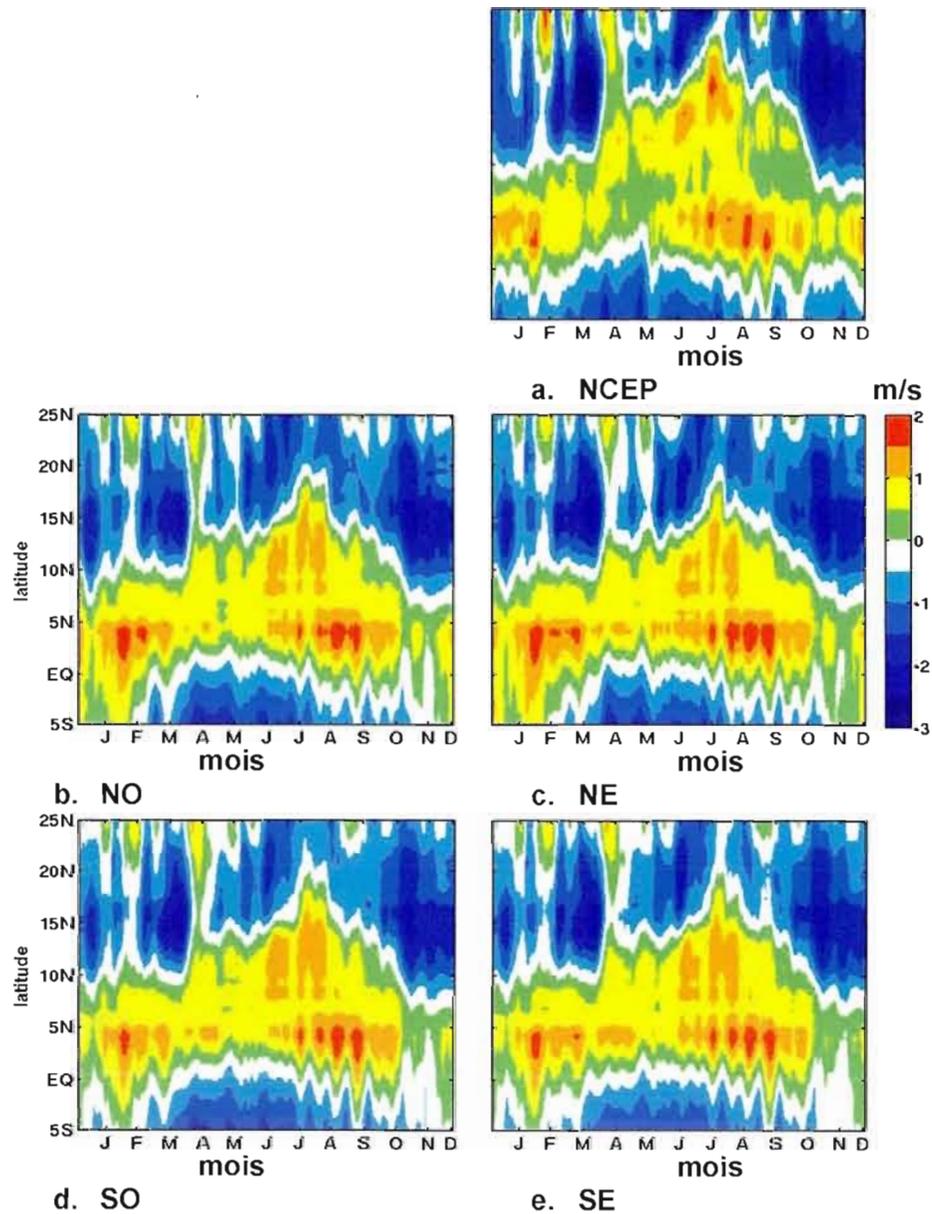


Fig. 4.22. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent zonal (m/s) à 2 m pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).

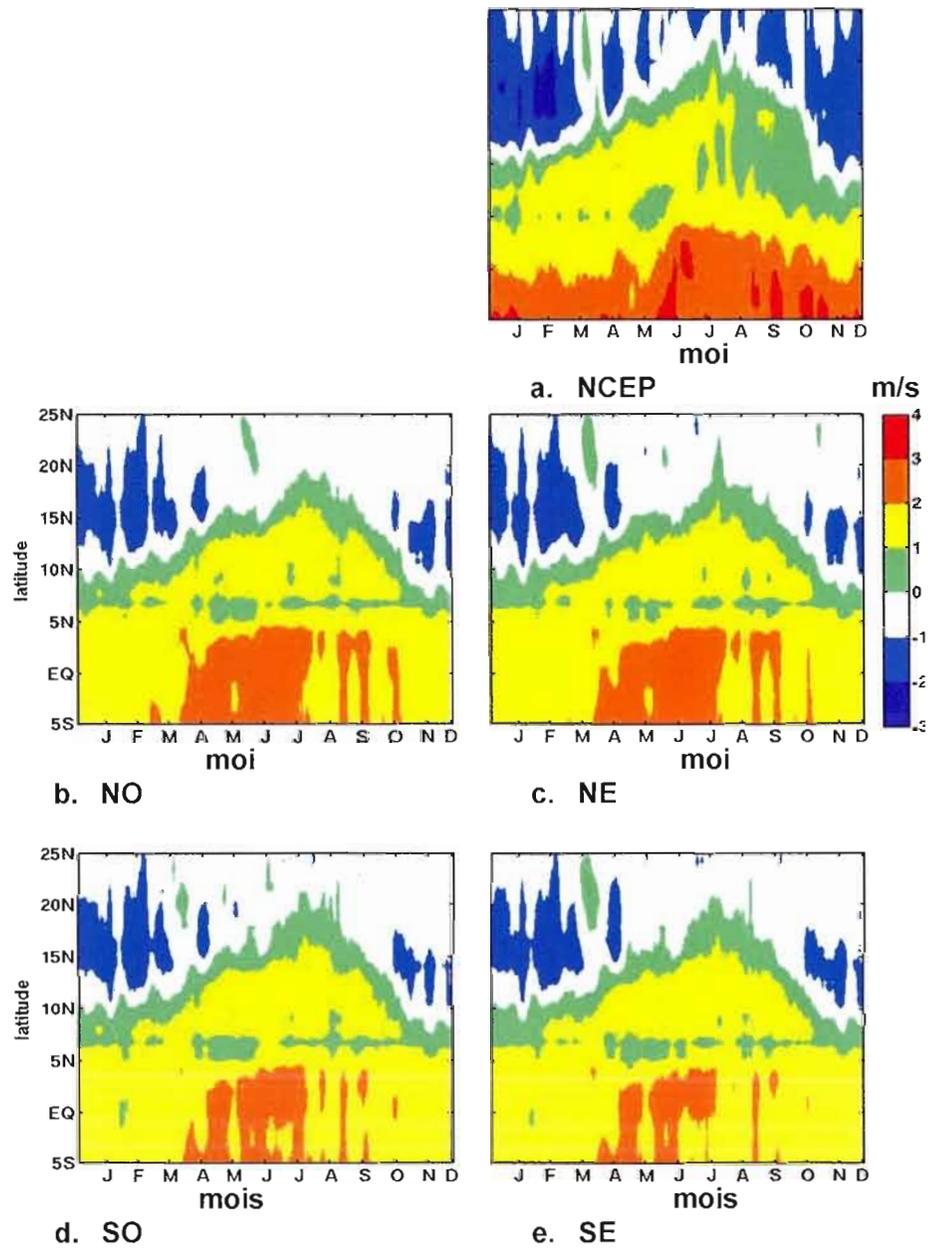


Fig. 4.23. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, du vent méridien (m/s) à 2 m pour 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).

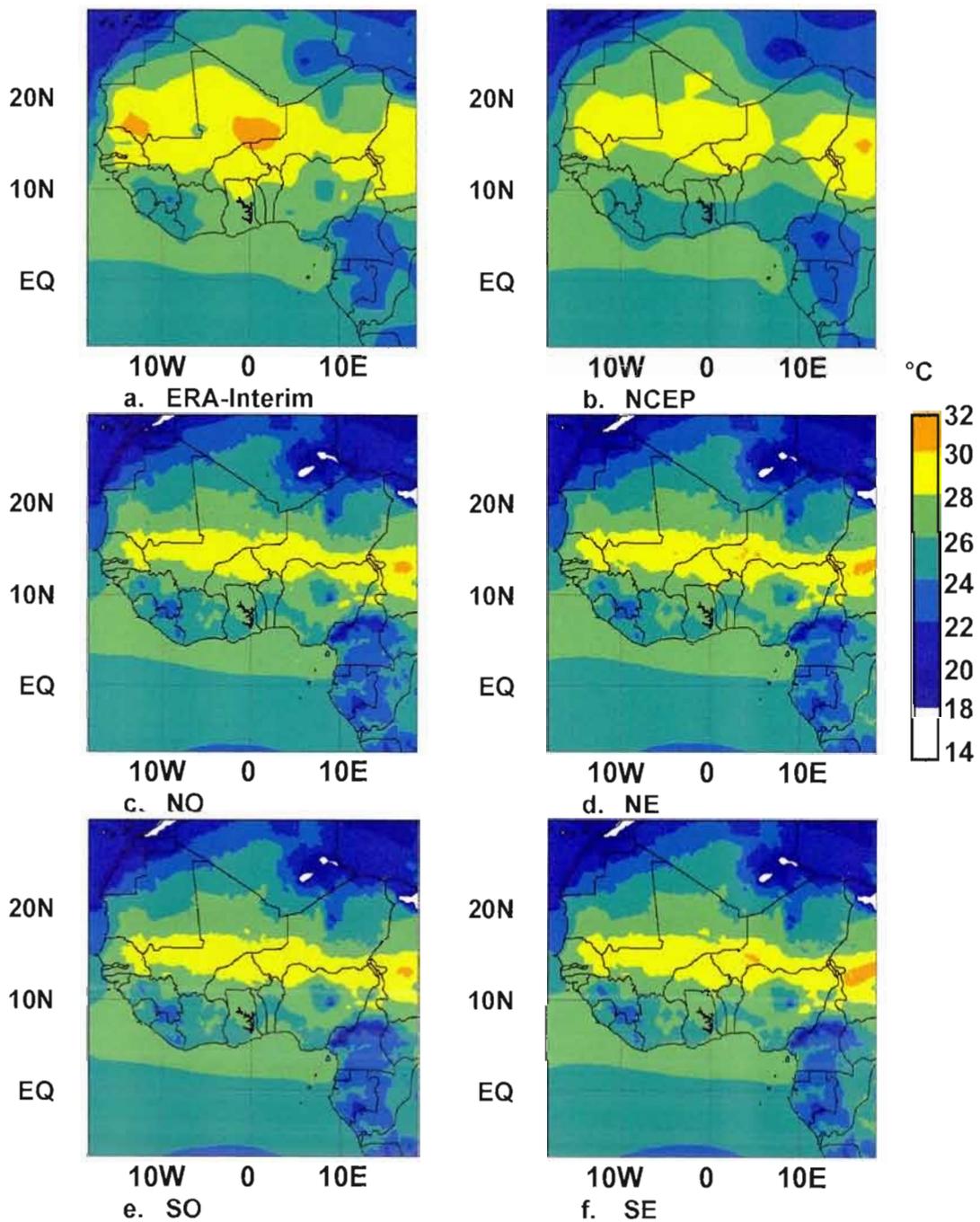


Fig. 4.24. : Moyenne annuelle de la température ($^{\circ}\text{C}$) à 2 m en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a) NCEP (b) et les 4 simulations du MRCC5 NO, NE, SO et SE (c à f).

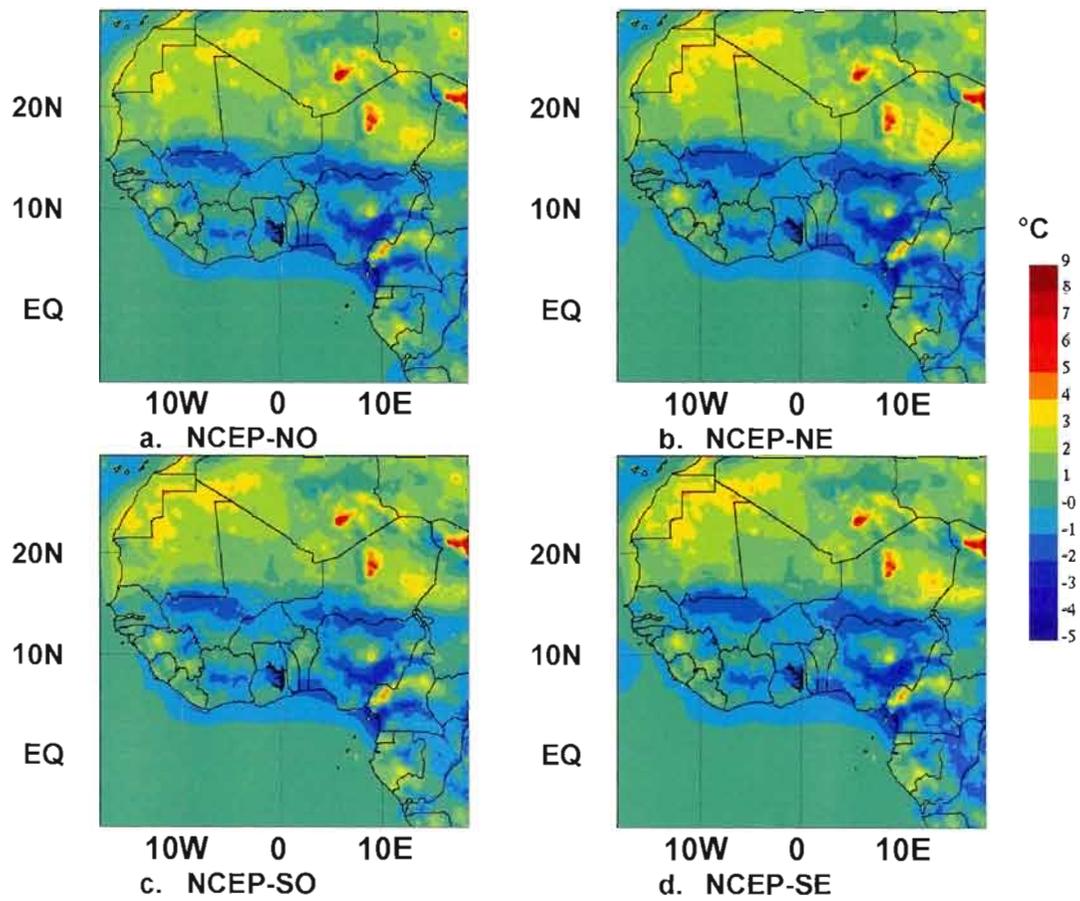


Fig. 4.25. : Moyenne annuelle de la différence de température ($^{\circ}\text{C}$) à 2 m pour 2006, entre les réanalyses NCEP et les simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5.

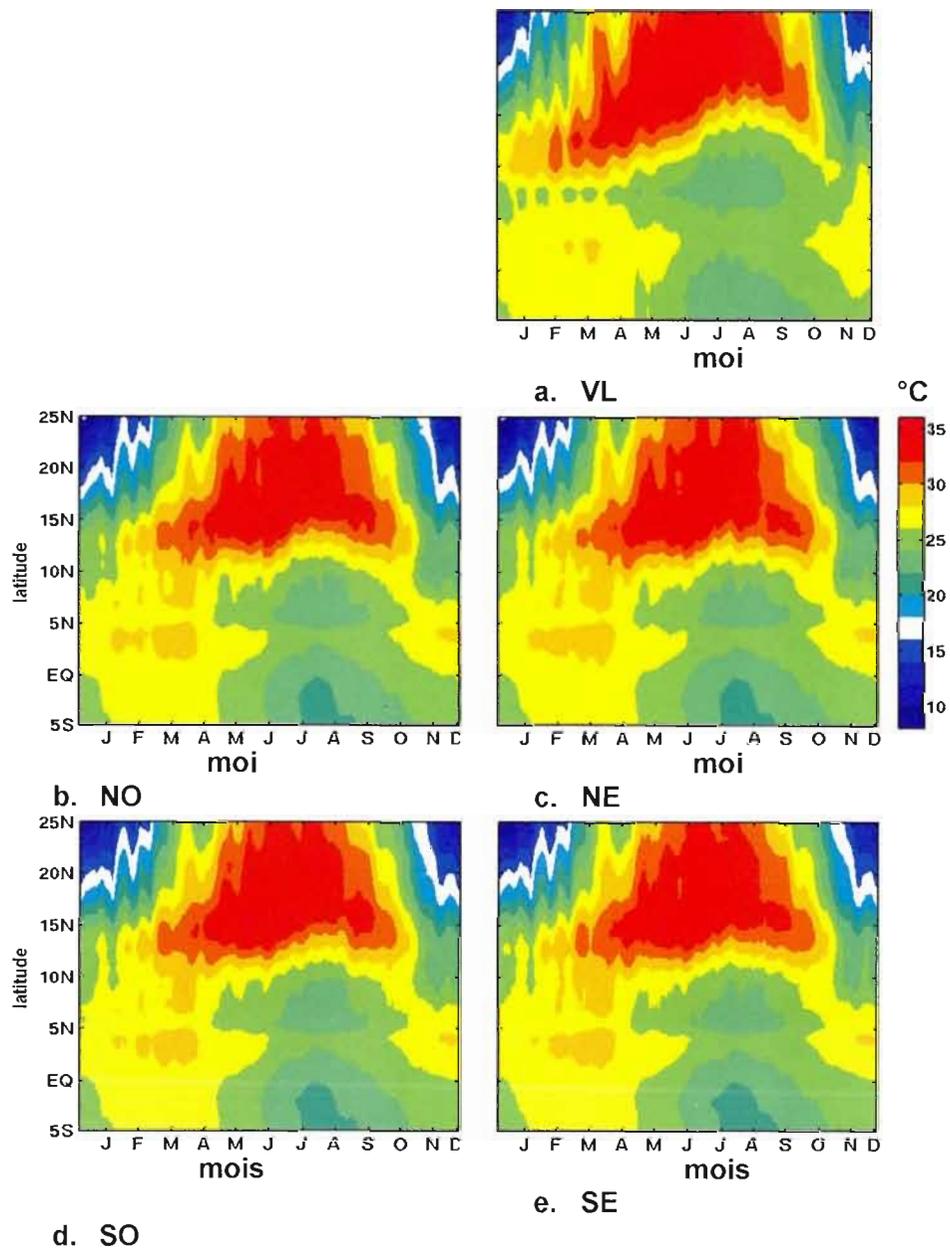


Fig. 4.26. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, de la température ($^{\circ}\text{C}$) à 2m pour 2006, moyennée entre 10°W et 10°E , avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (b à e).

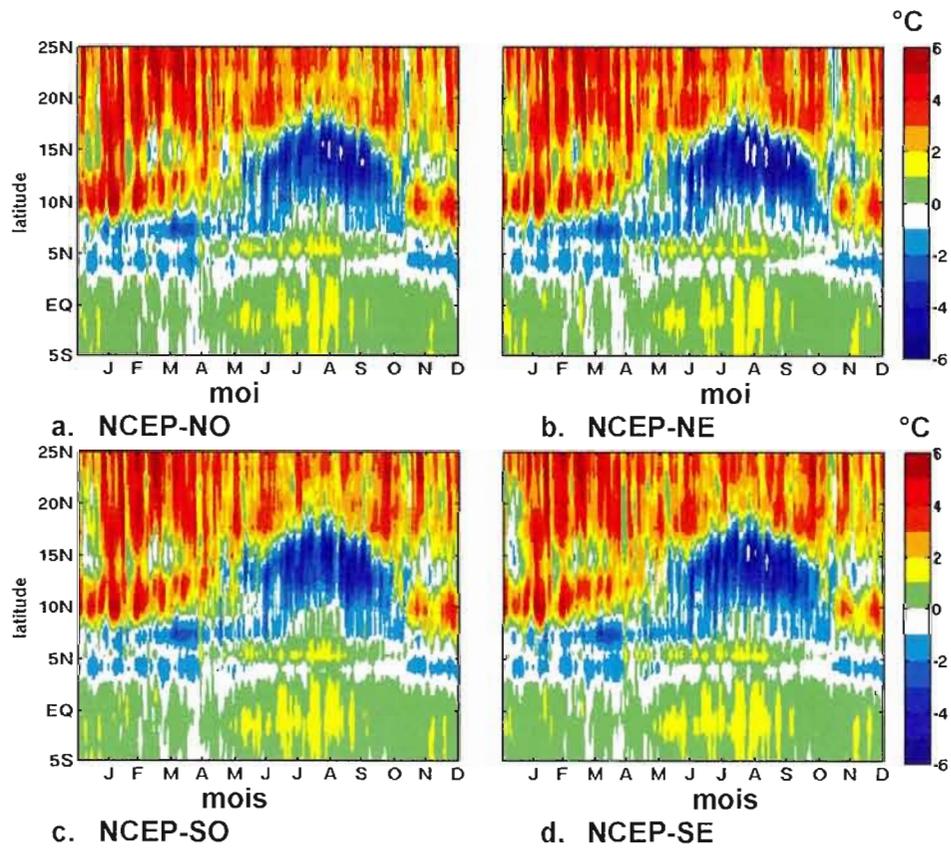


Fig. 4.27. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, de la différence de température (°C) à 2 m entre les réanalyses NCEP et les simulations NO, NE, SO et SE pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E.

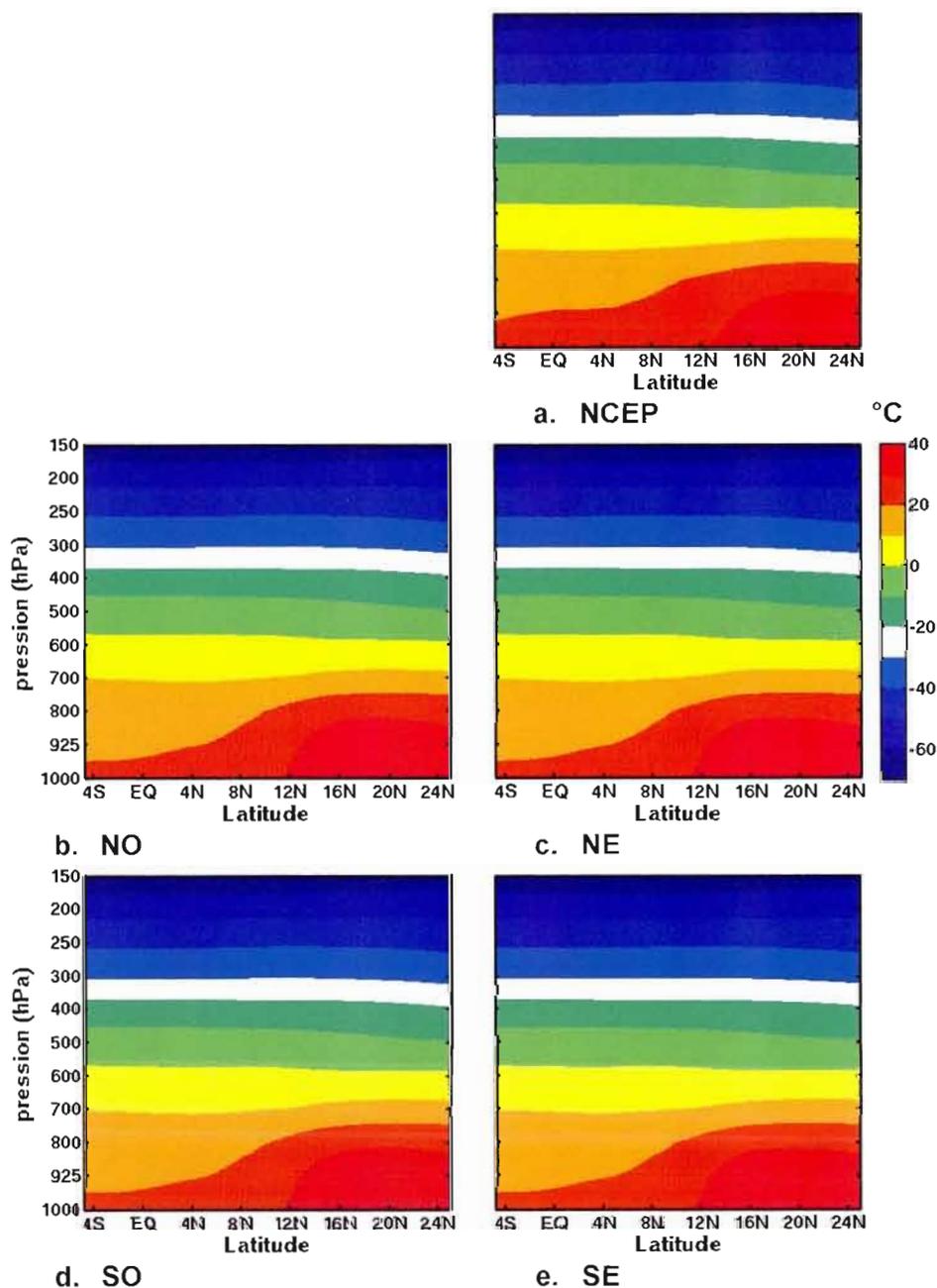


Fig. 4.28. : Diagramme pression en fonction de la latitude de la température ($^{\circ}\text{C}$) pour MJJA 2006, moyennée entre 10° W et 10° E , pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b à e).

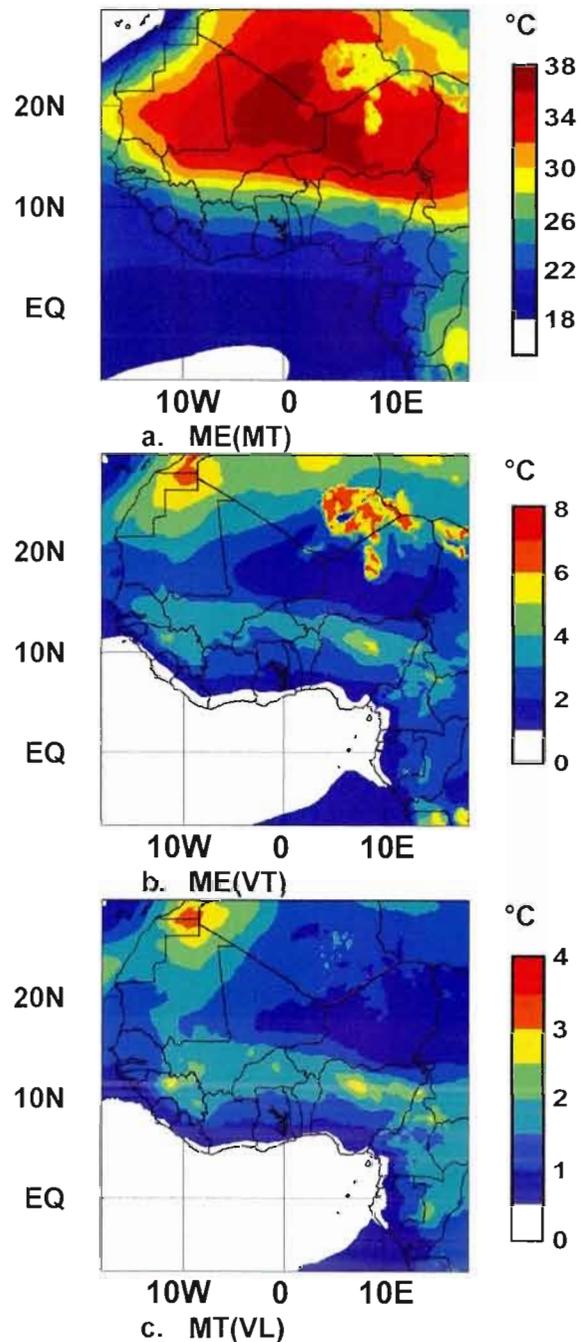


Fig. 4.29. : Moyenne annuelle de la température ($^{\circ}\text{C}$) à 925 hPa simulée par le MRCC5 pour juin 2006. a : ME(MT) est la moyenne d'ensemble des moyennes temporelles, b : ME(VT) est la moyenne d'ensemble des variabilités transitoires et c : MT(VL) est la moyenne temporelle de la variabilité à la localisation du domaine.

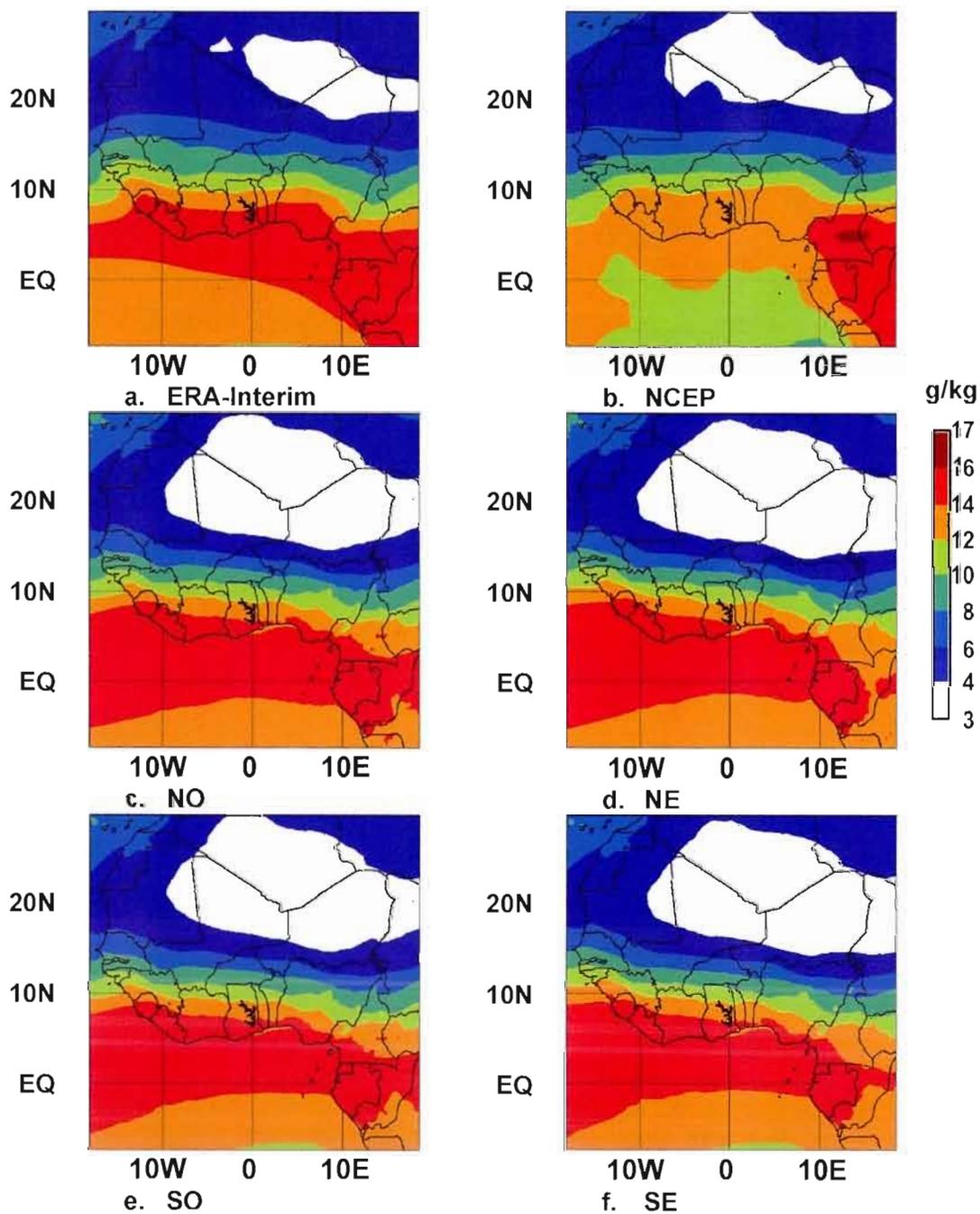


Fig. 4.30. : Moyenne annuelle d'humidité spécifique (g/kg) à 925 hPa en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a), NCEP (b) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).

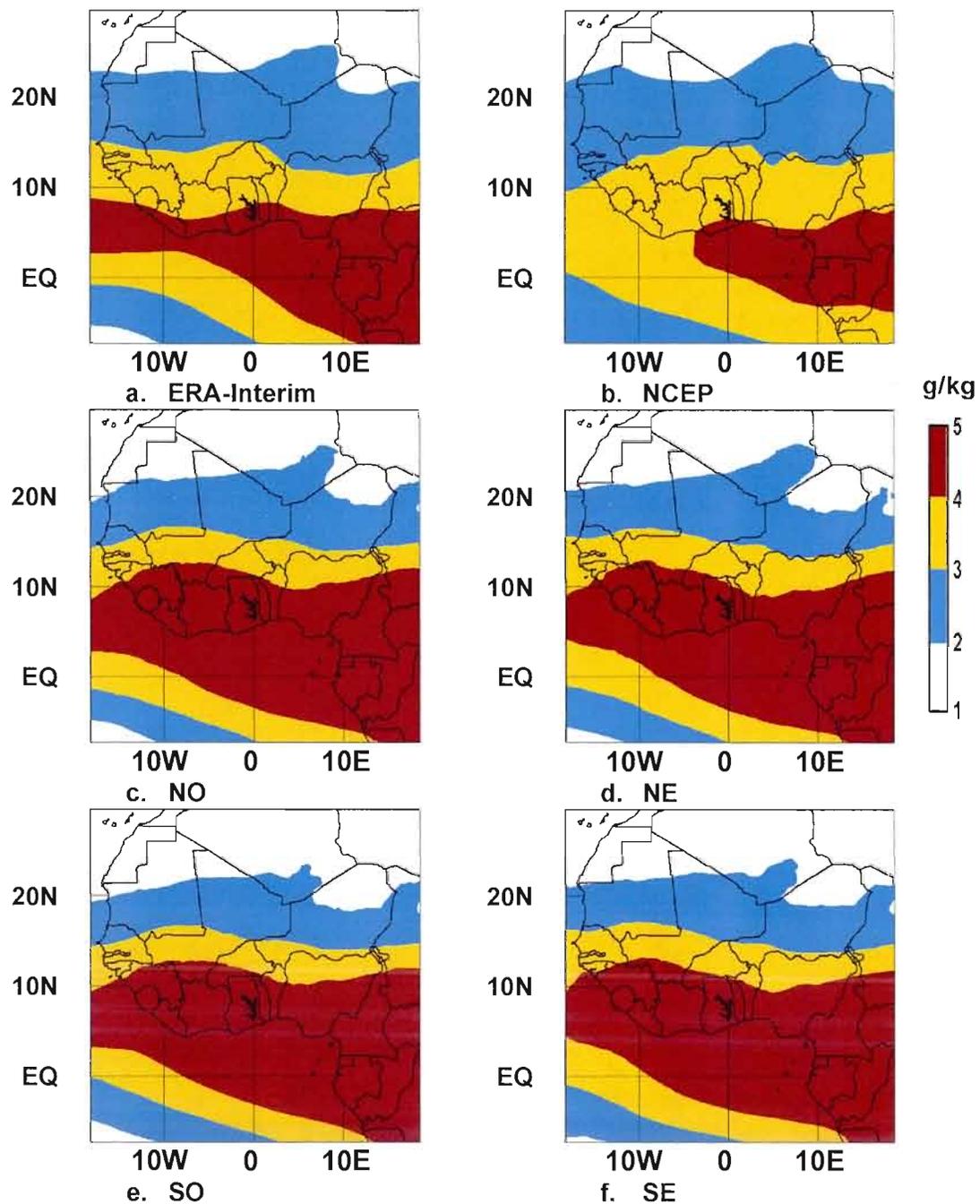


Fig. 4.31. : Moyenne annuelle d'humidité spécifique (g/kg) à 600 hPa en 2006, pour les réanalyses ERA-Interim (a), NCEP (b) et les 4 simulations NO, NE, SO et SE du MRCC5 (c à f).

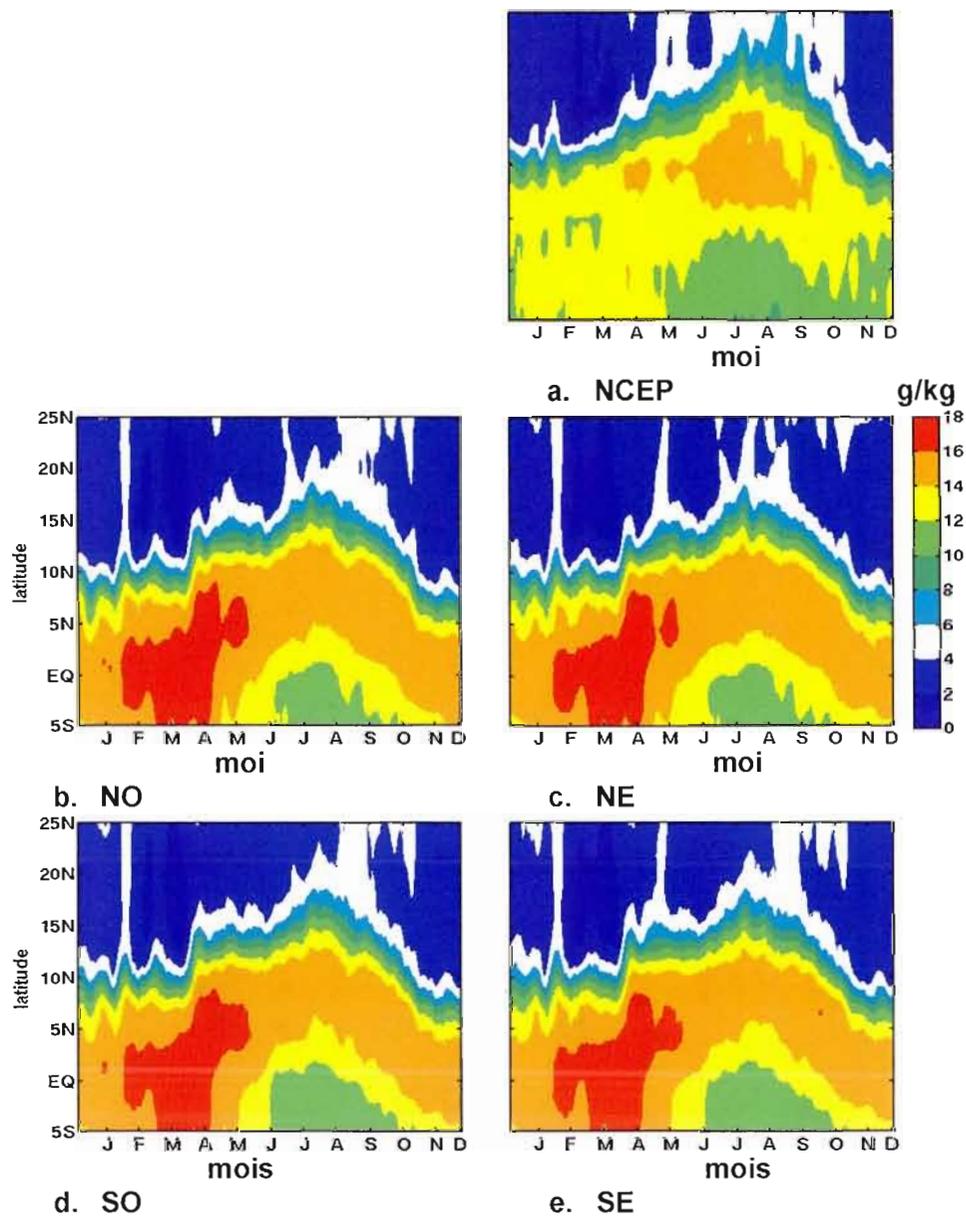


Fig. 4.32. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, d'humidité spécifique (g/kg) à 925 hPa pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b, c, d et e).

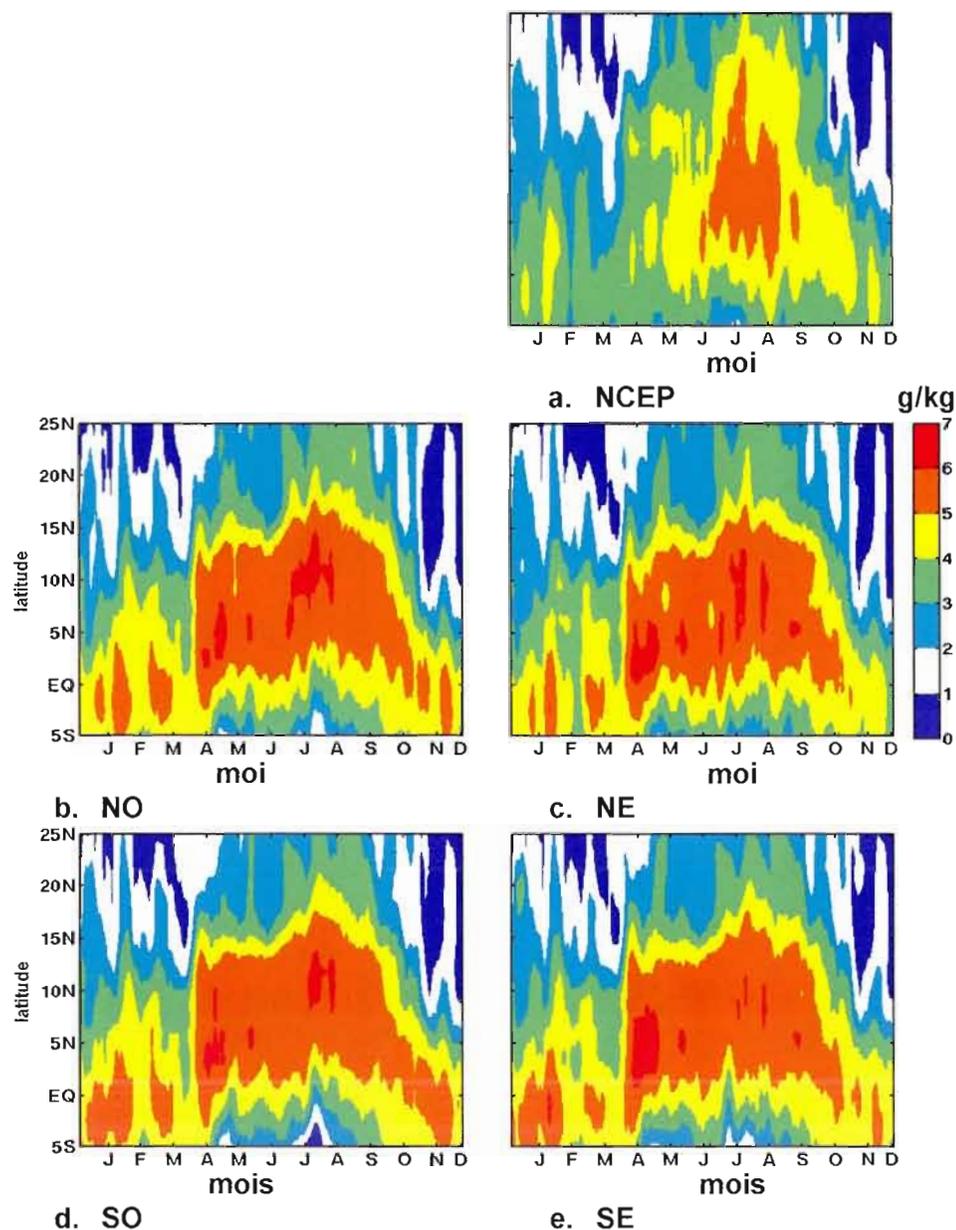


Fig. 4.33. : Diagramme Hovmöller, latitude en fonction du temps, d'humidité spécifique (g/kg) à 600 hPa pour 2006, moyennée entre 10° W et 10° E, avec une moyenne glissante de 10 jours, pour les réanalyses NCEP (a), ainsi que les simulations NO, NE, SO et SE sur les 4 domaines (b, c, d et e).

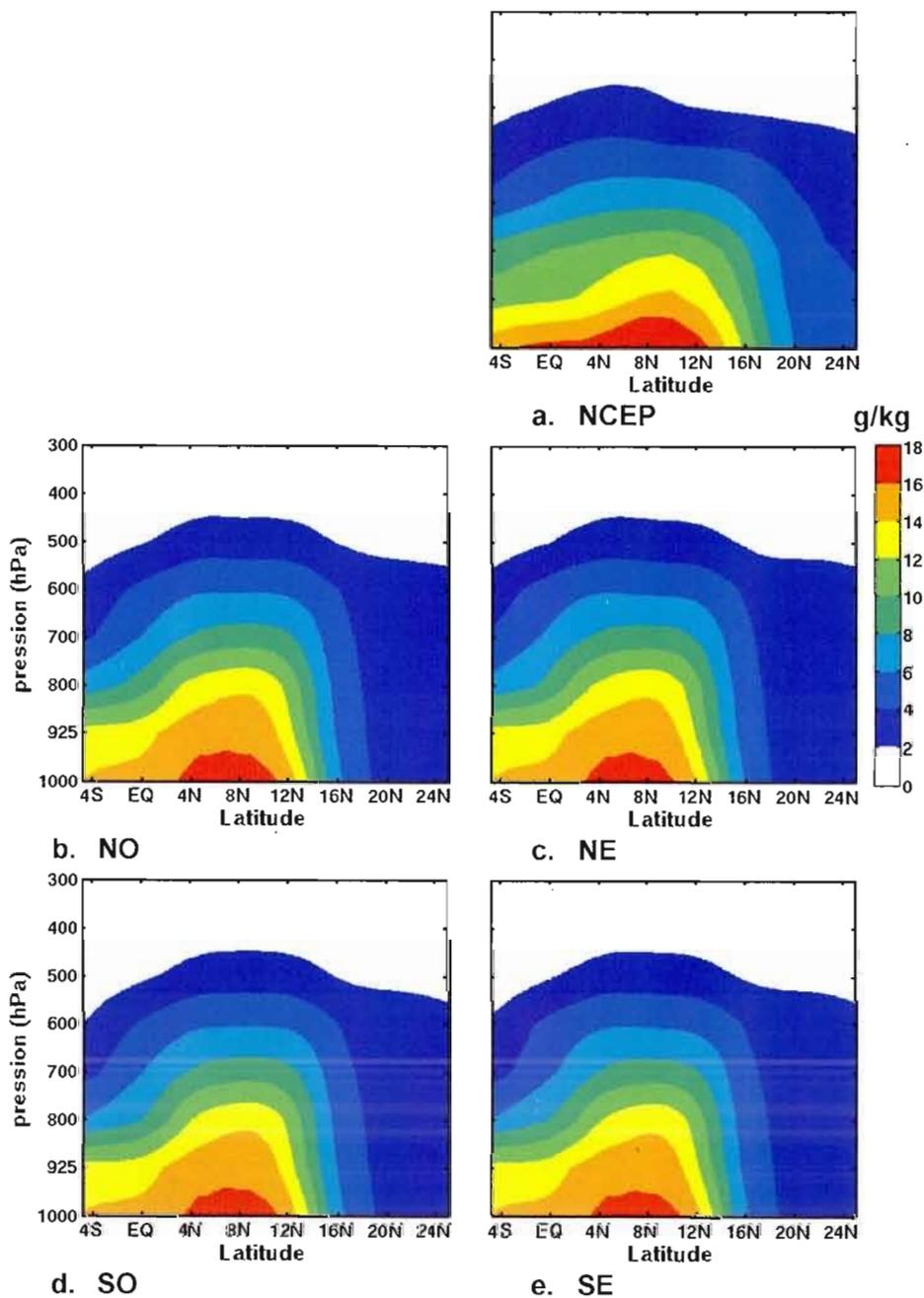


Fig. 4.34. : Diagramme pression en fonction d'humidité spécifique (g/kg) pour MJJA 2006, moyenné entre 10° W et 10° E, pour les réanalyses NCEP (a) et les simulations sur les 4 domaines (b, c, d et e).

RÉFÉRENCES

Afiesimama, E.A.; J.S. Pal, B.J. Abiodun, W.J. Gutowski Jr, et A. Adedoyin. 2006. Simulation of West African monsoon using the RegCM3. Part I: Model validation and interannual variability. *Theor. Appl. Climatol.* 86, 23–37, doi : 10.1007/s00704-005-0202-8.

Alexandru, A.; R. de Elía et R. Laprise. 2007. Internal variability in regional climate downscaling at the seasonal time scale. *Mon. Wea. Rev.* 135 (9), 3221-3238.

Allison, L.S.; J.S. Pal, S.A. Rauscher, J.L. Bell, N.S. Diffenbaugh, A. Boone, L.C. Sloan et F. Giorgi. 2009. Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. *Clim Dyn*, 33, 869-892, doi : 10.1007/s00382-009-0543-6.

Chen, M.; W. Shi, Pi Xie, V.B.S. Silva, V.E. Kousky, R. Wayne Higgins, et J.E. Janowiak. 2008. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily précipitation. *J. of Geophysical Research*, vol. 113, D04110, doi : 10.1029/2007JD009132.

Christensen, O.B.; M.A. Gaertner, J.A. Prego et J. Polcher. 2001. Internal variability of regional climate models. *Clim Dyn*, 17, 11, 875-887, doi : 10.1007/s003820100154.

Citeau, J.; L. Finaud, J.P. Cammas, et H. Demarcq. 1989. Questions relative to ITCZ migrations over the Tropical Atlantic Ocean, Sea Surface Temperature and Senegal River Runoff. *Meteorol. Atmos. Phys.* 41, 181-190.

Cook, K.H. 1999. Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *J. Climate*, 12, 1165–1184, doi : 10.1175/1520-0442.

Daloz, A.S. et C. Jones. 2008. The benefits of increased horizontal résolution in simulating précipitation over Sub-Saharan Africa. A comparison of AMIP integrations of GEM uniform 1°, 2° and stretched 0.33° model résolution.

Flamant, C.; P. Knippertz, D.J. Parker, J.-P. Chaboureau, C. Lavaysse, A. Agusti-Panareda et L. Kergoat. 2009. The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation of the inter-tropical discontinuity over West Africa. *Quarterly J. of the Royal Meteorological Society*, 135, 139-159, doi : 10.1002/qj.357.

Gallée, H.; W. Moufouma-Okia, P. Bechtold, O. Brasseur, I. Dupays, P. Marbaix, C. Messenger, R. Ramel et T. Lebel. 2004. A high-resolution simulation of a West African rainy season using a regional climate model. *J. of Geophysical Research*, 109, doi : 10.1029/2003JD004020.

- Giannini, A.; R. Saravanan et P. Chang. 2003. Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science* 7 (302) no. 5647, 1027-1030, doi : 10.1126/science.1089357.
- Giorgi, F. et X. Bi. 2000. A study of internal variability of a regional climate model. *J. of Geophysical Research*, 105, 29,503-29,521, doi : 10.1029/2000JD900269.
- Grist, J.P. et S.E. Nicholson. 2001. A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *J of Climate*, 14 (7), 1337-1359, doi : 10.1175/1520-0442.
- Gu, G. et R.F. Adler. 2004. Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system. *J. Climate*, 17, 3364-3377.
- 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.
- Issa Lele, M. 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.
- Janicot, S.; F. Mounier et A. Diedhiou. 2008. Les ondes atmosphériques d'échelle synoptique dans la mousson d'Afrique de l'Ouest et centrale : ondes d'est et ondes Kelvin. *Sécheresse* 2008; 19(1) :13-22.
- Janicot, S.; G. Caniaux, F. Chauvin, G. de Coetlogon, B. Fontaine, N. Hall, G. Kiladis, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, S.L. Lavender, S. Leroux, R. Marteau, F. Mounier, N. Philippon, R. Roehrig, B. Sultan et C.M. Taylor. 2010. Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmos. Sc. Letters*, n/a, doi : 10.1002/asl.280.
- Jones, R.G.; J.M. Murphy et M. Noguer. 1995. Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model. I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121(526):1413–1449.
- Kalnay, E.; M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, B. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, J., Jenne Roy et Joseph Dennis. 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, volume 77, no. 3, 437-472.
- Kamga, A.F.; G.S. Jenkins, A.T. Gaye, A. Garba, A. Sarr, et A. Adedoyin. 2005. Evaluating the National Center for Atmospheric Research climate system model over West Africa: Present-day and the 21st century A1 scenario, *J. Geophys. Res.*, 110, D03106, doi : 10.1029/2004JD004689.

Kamga, F.A. et E. Buscarlet. 2006. Simulation du climat de l'Afrique de l'Ouest à l'aide d'un modèle climatique régional : Validation sur la période 1961-1990. *Météorologie* ISSN 0026-1181 CODEN MTEOAN, 52, 28-37.

Kim, K.-M.; W.K.M. Lau, Y.C. Sud et G.K. Walker. 2010. Influence of aerosol-radiative forcings on the diurnal and seasonal cycles of rainfall over West Africa and Eastern Atlantic Ocean using GCM simulations. *Clim Dyn*, 35:115–126, doi : 10.1007/s00382-010-0750-1.

Lau, K.L.; H.T. Wu et S. Bony. 1997. The role of large-scale atmospheric circulation in the relationship between tropical convection and sea surface temperature. *J. Climate*, 10, 381-392.

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*, doi : 10.1007/s00382-006-0137-5.

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* (2009) 33:313–330, doi : 10.1007/s00382-009-0553-4.

Lavaysse, C.; C. Flamant, S. Janicot et P. Knippertz. 2010a. Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136(s1): 141–158, doi : 10.1002/qj.555.

Lavaysse, C.; C. Flamant et S. Janicot. 2010b. Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmos. Sc. Let.* doi : 10.1002/asl.284.

Le Barbe, L.; T. Lebel et D. Tapsoba. 2002. Rainfall variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Climate*, 15, 187-202.

Leduc, M.; R. Laprise, M. Moretti-Poisson et J.-Ph. Morin. 2011. Sensitivity to domain size of Regional Climate Model simulations in middle latitudes for summer. *Clim. Dyn.* 37(1-2), 343-356 (doi : 10.1007/s00382-011-1008-2).

Lorenz EN (1963) Deterministic nonperiodic flow. *J Atmos Sci* 20:130-141.

Losada, T.; B. Rodriguez-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* (2010) 35:29–43, doi : 10.1007/s00382-009-0625-5.

Lucas-Picher, P.; D. Caya, S. Biner et R. Laprise. 2008. Quantification of the lateral boundary forcing of a Regional Climate Model using an aging. *Mon. Wea. Rev.* 136, 4980-4996.

Mathon, V.; H. Laurent, T. Lebel. 2002. Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteor.*, 41, 1081–1092, doi : 10.1175/1520-0450(2002)041<1081:MCSRIT>2.0.CO;2.

Messenger, C.; H. Gallée et O. Brasseur. 2004. Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry Years, *Clim Dyn* 22: 249–266, doi : 10.1007/s00382-003-0381-x.

Moufouma-Okia, W. et D. P. Rowell. 2010. Impact of soil moisture initialisation and lateral boundary conditions on regional climate model simulations of the West African Monsoon. *Clim Dyn*, 35, 213-229, doi 10.1007/s00382-009-0638-0.

Nicholson, S.E. et J.P. Grist. 2003. The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and Equatorial Africa. *J. Climate*, 16 (7), 1013-1030.

Nikiema, O. et R. Laprise. 2010. Diagnostic budget study of the internal variability in ensemble simulations of the Canadian RCM. *Clim Dyn*, doi : 10.1007/s00382-010-0834-y.

Noguer, M; R. Jones et J. Murphy. 1998. Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Clim Dyn*, 14 (10), 691-712, doi : 10.1007/s003820050249.

Pal, J.S. et E.A.B. Eltahir. 2001. Pathways Relating Soil Moisture Conditions to Future Summer Rainfall within a Model of the Land–Atmosphere System. *J. Climate*, 14, 1227–1242, doi : 10.1175/1520-0442(2001)014<1227:PRSMCT>2.0.CO;2.

Pal, J.S. et E.A.B. Eltahir. 2003. A feedback mechanism between soil moisture distribution and storm tracks. *Q J R Meteorol Soc* 129 (592) : 2279–2297, doi : 10.1256/qj.01.201.

Poccard, I.; S. Janicot et P. Camberlin. 2000. Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Clim Dyn* 16:897-915, doi : 10.1007/s003820000087.

Rinke, A.; P. Marbaix, et K. Dethloff. 2004. Internal variability in Arctic regional climate simulations: Case study for the SHEBA year. *Climate Res.*, 27, 197–209.

Rowell, D. P. 2001. Teleconnections between the tropical Pacific and the Sahel. *Q J R Meteorol. Soc.* 127: 1683 – 1706, doi : 10.1002/qj.49712757512.

Rudolf, B.; A. Becker, U. Schneider, A. Meyer-Christoffer, M. Ziese. 2010. The new “GPCC Full Data Reanalysis Version 5” providing high-quality gridded monthly precipitation data for the global land-surface is public available since. *GPCC Status Report*.

Steiner, A.L.; J.S. Pal, S.A. Rauscher, J.L. Bell, N.S. Diffenbaugh, A. Boone, L.C.

- Sloan et F. Giorgi. 2009. Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. *Clim Dyn*, doi : 10.1007/s00382-009-0543-6.
- Sultan, B.; et S. Janicot. 2000. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 27 (20), 3353–3356, doi : 10.1029/1999GL011285.
- 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. et S. Janicot. 2004. La variabilité climatique en Afrique de l'Ouest aux échelles saisonnière et intra-saisonnière. I : mise en place de la mousson et variabilité intra-saisonnière de la convection. *Sécheresse* 2004 ; 15 (4) : 1-10.
- Sylla, M.B.; A.T. Gaye, J.S. Pal, G.S. Jenkins et X.Q. Bi. 2009. High-resolution simulations of West African climate using regional climate model (RegCM3) with different lateral boundary conditions. *Theor Appl Climatol* 98:293–314, doi : 10.1007/s00704-009-0110-4.
- Sylla, M.B.; A. Dell'Aquila, P.M. Ruti et F. Giorgi. 2010. Simulation of the intraseasonal and the interannual variability of rainfall over West Africa with RegCM3 during the monsoon period. *Int. J. Climatol.* 30: 1865–1883, doi : 10.1002/joc.2029.
- Taylor, C.M.; D.J. Parker, C.R. Lloyd, C.D. Thorncroft. 2005. Observations of synoptic-scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Q J R Meteorol. Soc.* 131:913–937, doi : 10.1256/qj.04.119.
- Uppala S., D. Dee S. Kobayashi, P. Berrisford et A. Simmons. 2008. Towards a climate data assimilation system: status update of ERA-Interim. *ECMWF Newsletter* No. 115, 12-18.
- Vanvyve, E.; N. Hall, C. Messenger, S. Leroux et J.P.V. Ypersele. 2008. Internal variability in a regional climate model over West Africa. *Clim Dyn*, 30,191-202, doi : 10.1007/s00382-007-0281-6.
- Vizy, E.K. et K.H. Cook. 2001. Mechanisms by which Gulf of Guinea and eastern North Atlantic sea surface temperature anomalies can influence African rainfall. *J. Climate*, 14, doi : 10.1175/1520-0442, 795-821.
- Xue, Yongkang; F. Sales, W K M Lau, A. Boone, J. Feng, P. Dirmeyer, Z. Guo, K. Kim, A. Kitoh, V. Kumar, I. Poccard-Leclercq, N. Mahowald, W. Moufouma-Okia, P. Pegion, D.P. Rowell, J. Schemm, S.D. Schubert, A. Sealy, W.M. Thiaw, A. Vintzileos, S.F. Williams, Man-Li C. Wu. 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*, 35, 3–27, doi : 10.1007/s00382-010-0778-2.

Zadra, A.; D. Caya, J. Côté, B. Dugas, C. Jones, R. Laprise, K. Winger and L.-Ph. Caron. 2008. The next Canadian Regional Climate Model. *Physics in Canada* 64(2), Special Issue on Fast Computing, 75-83.