



Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS

Remi Meynadier

► To cite this version:

Remi Meynadier. Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS. Climatologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2010. Français. NNT : . tel-00524379

HAL Id: tel-00524379

<https://theses.hal.science/tel-00524379>

Submitted on 7 Oct 2010

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

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

UNIVERSITÉ PIERRE ET MARIE CURIE - PARIS 6
ÉCOLE DOCTORALE
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT D'ÎLE-DE-FRANCE

THÈSE

pour obtenir le titre de

Docteur en Sciences

de l'Université de Pierre et Marie Curie
Mention : PHYSIQUES DE L'ATMOSPHÈRE

Présentée et soutenue par
Rémi MEYNADIER

Analyse multi-échelle du cycle de l'eau dans la mousson africaine à l'aide d'observations GPS

Thèse dirigée par Olivier BOCK
co-encadrement Françoise GUICHARD
préparée au Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations
Spatiales (LATMOS)
soutenue le 26 Mars 2010

Jury :

<i>Présidente :</i>	MME. LAURENCE PICON (LMD)	-
<i>Rapporteurs :</i>	M. BERNARD FONTAINE (CRC)	-
	M. LAURENT KERGOAT (LMTG)	-
<i>Examineurs :</i>	M. ANTON BELJAARS (ECMWF)	-
	M. SERGE JANICOT (LOCEAN)	-
	M. JEAN-LUC REDELSPERGER (CNRM)	-
<i>Directeur :</i>	M. OLIVIER BOCK (IGN/LATMOS)	-
<i>Co-Directrice :</i>	MME. FRANÇOISE GUICHARD (CNRM)	-

Remerciements

Un grand merci à Olivier Bock pour m'avoir aidé, conseillé, guidé et finalement permis d'en arriver là aujourd'hui. Merci beaucoup.

Un grand merci également à Francoise Guichard pour tous ses conseils durant ces trois et quelques années.

Je tiens à remercier aussi Bernard Fontaine et Laurent Kergoat d'avoir accepté d'être rapporteur ainsi que Mme Laurence Picon et Mrs Anton Beljaars, Serge Janicot et Jean-Luc Redelsperger pour leur présence dans le jury de ma soutenance.

Merci à Aaron Boone et Pascal Roucou pour les conseils, échanges que l'on a pu avoir au cours de la thèse.

Merci à Jacques Pelon et Cyrille Flamand de m'avoir accueilli au LATMOS. Merci pour leur soutien.

Et merci aussi à tous ceux avec qui j'ai bu des cafés au laboratoire ou bières à l'innévitable.

Enfin merci à ma famille et mes proches pour leur soutien toujours important.

Résumé :

La mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) représente un système climatique régional dont le cycle saisonnier est très marqué, notamment par l'humidité et les pluies de mousson et par la réponse de la végétation et des surfaces continentales. Les populations du Sahel dépendent de manière vitale de la régularité de ce système. Le cycle de l'eau est ainsi un élément primordial de la MAO et son étude est un objectif majeur de la campagne AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine). Dans ce contexte, six stations GPS ont été installées le long du gradient climatique méridien d'Afrique de l'Ouest dès 2005.

Cette thèse porte d'une part sur l'analyse de l'humidité atmosphérique à l'aide des données GPS et propose d'autre part une étude plus approfondie des bilans d'eau dans l'atmosphère, à l'aide de différents jeux de données élaborés à partir des produits de la campagne AMMA (observations et modélisation).

L'analyse des séries temporelles GPS met en évidence une variabilité spatiale et temporelle de la vapeur d'eau (cycle saisonnier, variabilité intra-saisonnière avec des modes de 10-20 jours, échelle synoptique et cycle diurne) dont le lien est fait avec les processus atmosphériques de la mousson. La précision de ces données permet également d'identifier des biais d'humidité dans les observations de radiosondages et de manière corrélée (via l'assimilation) dans les modèles de prévision météorologique.

Une méthode est ensuite développée pour calculer des bilans d'eau intégrés verticalement à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest à partir d'un jeu de données "hybride". Elle combine des estimations de pluies satellitaires, des simulations d'un ensemble de modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (TSVA) tous forcés par les mêmes pluies et d'autres produits élaborés de qualité. L'analyse du fonctionnement du cycle hydrologique à l'interface surface-atmosphère à l'aide de ce nouveau jeu de données, permet de confirmer ou d'infirmer certaines hypothèses élaborées dans le passé mais surtout d'apporter un éclairage nouveau sur le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des bilans d'eau et d'énergie à la surface. Nous mettons notamment en évidence des relations entre les termes de ces bilans (convergence d'humidité, pluie, évaporation, ruissellement, humidité dans le sol, et le rayonnement net) distinctes suivant les échelles considérées.

Ce jeu de données est ensuite utilisé comme référence pour évaluer les différents termes du bilan d'eau d'un ensemble de modèles météorologiques (ré-analyses, analyses opérationnelles et prévisions des modèles de Météo-France, ECMWF et NCEP). Des biais importants sont diagnostiqués dans les précipitations, les évaporations et la convergence d'humidité de ces modèles. Des hypothèses sont proposées quant à l'origine de ces biais (défauts dans les schémas de convection, dans l'initialisation de l'humidité des sols et dans les données assimilées). Pour certains modèles (p.ex. ECMWF), nous identifions une rétroaction de ces biais sur la circulation atmosphérique dans la région de la dépression Saharienne.

Ce travail ouvre des perspectives d'améliorations du cycle de l'eau des modèles de prévision météorologique et fournit un jeu de données hybride potentiellement utile pour analyser les interactions des processus à d'autres échelles (mésos-échelle et synoptique).

Mots clés : Afrique de l'Ouest, AMMA, Cycle de l'eau, GPS, Modèles de prévision numérique, Observations spatiales, Modèles de surface

Abstract :

The West African Monsoon (WAM) regional climatic system is characterized by a strong seasonal cycle in humidity and precipitation and land-surface atmosphere interactions. The populations of the Sahel depend on the regularity of this system. The water cycle is therefore a primordial element of the WAM, the study of which is a major objective of the AMMA campaign (African Monsoon Multidisciplinary Analysis). Within this context, six GPS stations have been installed along the meridian climatic gradient in West Africa, beginning in 2005.

This dissertation focuses on the analysis of atmospheric humidity through GPS data, while also proposing a more in-depth study of atmospheric water budgets based on different data sets resulting from the AMMA campaign.

The analysis of temporal GPS series shows a spatial and temporal variability of water vapor (seasonal cycle, inter-seasonal variability with 10-20 day modes, synoptic scales and diurnal cycle) that is shown to be linked with the WAM atmospheric processes. The precision of this data also enables the identification of humidity biases in radiosounding data and through assimilation processes in meteorological prevision systems.

A method is then developed to compute water budgets vertically integrated at regional scale based on a "hybrid" data set. This method combines satellite precipitation estimations, simulations from a grouping of land surface models, all of which are forced by the same precipitation and other elaborate products. The analysis of the functioning of the hydrological cycle at the surface-atmosphere interface allows us to confirm or not certain hypotheses that have been developed in the past, but especially to shed new light on the seasonal cycle and the interannual variability of water budgets and surface energy. We focus in particular on the coupling between the terms of these budgets (moisture convergence, precipitation, evaporation, runoff, soil moisture, and surface net radiation), which differ according to the scale in question.

This dataset is then used as a reference in order to evaluate different terms of the water budget of an ensemble of meteorological models (reanalyses, operational analyses and forecasts from Météo France, ECMWF and NCEP). Important biases are diagnosed in the precipitation, evaporation, and moisture convergence of these models. Hypotheses are proposed regarding the origin of these biases (issues in the convection schemas, in the assimilation of soil moisture...). For certain models (ex. ECMWF), we identify a retroaction in these biases, over the atmospheric circulation in the region of the Saharan depression.

This work opens up towards possibilities of improvement to the water cycle in models of meteorological prevision and provides a hybrid dataset that is potentially useful in a further analysis of the interaction of processes at other scales

(meso-scale and synoptic).

Keywords : AMMA, Water cycle, GPS, Water budget, Numerical Weather Prediction systems, Land Surface Models

Table des matières

Introduction	1
1 Evolution saisonnière et variabilité interannuelle du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest	7
1.1 Le cycle saisonnier moyen	7
1.1.1 Circulation atmosphérique de grande échelle	8
1.1.2 Précipitation et eau précipitable	12
1.1.3 Transport de vapeur d'eau	15
1.1.4 Bilan des flux d'humidité sur l'Afrique de l'Ouest	22
1.2 La variabilité aux échelles sub-saisonnières	24
1.2.1 La variabilité intra-saisonnière	24
1.2.2 L'échelle synoptique	26
1.2.3 La méso-échelle	26
1.2.4 Le cycle diurne	28
1.3 La variabilité interannuelle	28
1.4 Conclusion	31
2 Documentation de la variabilité fine échelle de la vapeur d'eau par GPS et modèles de prévision numérique	33
2.1 Estimation de la vapeur d'eau intégrée par GPS	34
2.1.1 Principes généraux de "météorologie GPS"	34
2.1.2 Le dispositif GPS AMMA	35
2.1.3 Le traitement des données GPS AMMA	36
2.1.4 Interpolations et corrections utilisées pour la comparaison d'observations et de produits de modèles de prévision	37
2.2 Evaluation de produits de modèles de prévision et de radiosondages avec GPS	40
2.2.1 Les produits de modèles de prévision	40
2.2.2 Les radiosondages	47
2.2.3 Impact et correction des biais des radiosondages sur les analyses des modèles de prévision	48
2.3 Variabilité de la vapeur d'eau intégrée observée par GPS et analysée par les modèles de prévision	50
2.3.1 L'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations	50
2.3.2 Echelles synoptique à intra-saisonnière	55
2.3.3 La méso-échelle	58
2.3.4 Le cycle diurne	59
2.4 Conclusion	62

3	Données et méthodes de calcul des bilans d'eau	65
3.1	Equations du bilan d'eau et méthodes de calcul	66
3.1.1	Les équations continues du bilan d'eau atmosphérique	66
3.1.2	Données et méthodes de calcul	67
3.2	Discrétisation et méthodes numériques	69
3.2.1	Discrétisation et agrégation horizontale	69
3.2.2	Discrétisation et intégration verticale	70
3.2.3	Echantillonnage et cumul temporel	71
3.3	Estimation des erreurs avec ECMWF-IFS	73
3.3.1	Discrétisation et agrégation horizontale	73
3.3.2	Discrétisation et intégration verticale	75
3.3.3	Echantillonnage et cumul temporel	78
3.4	Résultats des études passées	80
3.4.1	Données et méthodes de calcul	80
3.4.2	Bilans d'eau sur l'Afrique : des résultats contrastés	83
3.5	Conclusion	89
4	Analyse du bilan d'eau à l'aide d'un jeu de données hybride	91
4.1	Résumé – Article Part1	92
4.2	Article PART1	94
4.2.1	Introduction	96
4.2.2	Data and Methodology	98
4.2.3	Annual mean and seasonal cycle of water budget terms	100
4.2.4	Inter-annual variability of the water budget	106
4.2.5	Discussion and comparison with other studies	108
4.2.6	Conclusion	110
4.2.7	Appendix	111
5	Analyse du bilan d'eau à l'aide de systèmes de prévision numérique	129
5.1	Résumé – Article Part2	130
5.2	Article Part2	132
5.2.1	Introduction	134
5.2.2	Data, methods and error sources	135
5.2.3	Water budget from NWP model reanalyses	138
5.2.4	AMMA reanalysis and operational analyses	144
5.2.5	Summary and conclusion	149
5.2.6	Appendix	151
6	Conclusions et perspectives	171
6.1	Synthèse	171
6.2	Perspectives	173

A Données utilisées dans l'étude	175
A.1 Modèles de prévision numérique	175
A.1.1 Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF)	176
A.1.2 National Centers for Environmental Prediction (NCEP) . . .	179
A.1.3 Météo-France	180
A.2 Les modèles de surface continentale (LSM)	181
A.3 Les estimations de précipitation par satellite	182
B Equations des bilans d'eau	185
Bibliographie	191

Introduction

Le cycle de l'eau est une des composantes clés du système climatique terrestre. Il décrit les flux entre les réservoirs d'eau des océans, de l'atmosphère, des surfaces continentales, de la cryosphère et de la biosphère. Ces interactions sont complexes car elles font intervenir de nombreux processus à des échelles spatio-temporelles variées (Peixoto & Oort 1983). L'atmosphère joue un rôle particulier car c'est un milieu commun à tous les réservoirs et de nombreux processus y interviennent et y interagissent sur une grande variété d'échelles spatiales et temporelles. De plus, dans l'atmosphère les différentes phases de l'eau coexistent et les transformations associées impliquent d'importants échanges d'énergie avec l'environnement. Des événements comme les sécheresses ou les inondations ont des impacts forts sur l'hydrologie, la végétation et les ressources en eau et constituent donc un problème majeur pour nos sociétés. Pour tenter de les prévoir, il est primordial de comprendre les éléments de variabilité à l'origine de ces événements.

Les précipitations en Afrique de l'Ouest montrent de fortes variabilités

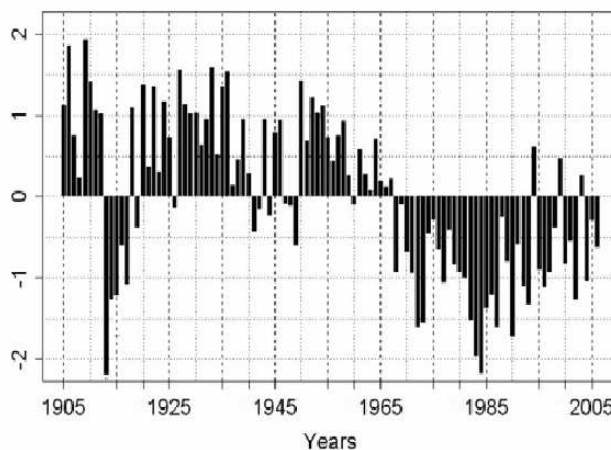


FIGURE 1 – Anomalies pluviométriques au Sahel pour la période 1905-2005, d'après Ali & Lebel 2009

interannuelles et décennales. En particulier, dans les années 1970-1990, la région a connu des déficits pluviométriques considérables marqués par une sécheresse généralisée et sans équivalent dans le monde (cf Figure 1). Cette sécheresse a perduré jusqu'en 2002 au Sahel où les conditions restent cependant plus sèches que lors de la décennie 1950-1960 (Lebel & Vischel 2004). Pour des pays dont l'économie dépend largement de l'agriculture et des ressources en eau, les conséquences sur les ressources alimentaires et l'économie locale ont été dramatiques.

L'origine de cette variabilité climatique extrême a soulevé de nombreuses questions et diverses hypothèses telles que l'influence de la déforestation et de la

désertification de la région. Dès 1975, Charney suggère que la réduction des pluies au Sahel est liée à un changement des propriétés de la surface (désertification). Zeng *et al.* 1999 et Giannini *et al.* 2003 suggèrent à l'aide de simulations avec des modèles de climat que la variabilité résulte de la dynamique et du couplage entre des propriétés des océans, de l'atmosphère et des surfaces continentales, notamment de la végétation. Cette dernière pourrait avoir un effet amplificateur sur la variabilité de la pluie au Sahel de l'échelle interannuelle à décennale. Koster *et al.* 2004, montrent également que l'Afrique de l'ouest est une des régions du monde où le couplage entre l'humidité des sols et la pluie est le plus fort. Ces résultats restent fortement dépendants du réalisme de ces modèles, mais ils révèlent tous que les interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère sont un élément important des mécanismes régissant la variabilité interannuelle des pluies.

Un nombre limité de campagnes expérimentales ont été réalisées depuis environ 30 ans en Afrique de l'Ouest : GATE (Houze & Betts 1981), WAMEX (1979), COPT81 (Sommeria & Testud 1984), HAPEX-Sahel (Goutorbe *et al.* 1994), JET2000 (Thorncroft *et al.* 2000). Les travaux menés sur la base de ces données ont permis de progresser dans la compréhension du système de Mousson Ouest Africaine (MAO) et des mécanismes intervenant à différentes échelles. Ils ont montré qu'en Afrique de l'Ouest les précipitations sont principalement dues à des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS pour Mesoscale Convective Systems) qui produisent jusqu'à 90% des pluies annuelles au Sahel (D'Amato & Lebel 1998). La variabilité interannuelle des pluies au Sahel résulte alors davantage d'une diminution du nombre de systèmes convectifs plutôt que de leur efficacité à générer des pluies (LeBarbé & Lebel 1997). Cette variabilité est influencée ou corrélée par divers facteurs environnementaux tels que des anomalies de température de surface des océans (Janicot *et al.* 1998; Vizy & Cook 2001) et des perturbations de la circulation atmosphérique (Fontaine *et al.* 1995; Grist & Nicholson 2001). Une autre échelle de variabilité d'importance cruciale pour les populations sahéliennes est celle de la variabilité intra-saisonnière. Il s'agit de la modulation de l'activité précipitante de la mousson par des séquences sèches (dry spells). En comparaison avec la variabilité interannuelle, cette échelle de variabilité a été beaucoup moins bien étudiée, mais les mécanismes sous-jacents pourraient être proches. Cette échelle se rapproche également de celle des modèles de prévision météorologique qui ont été utilisés depuis une dizaine d'années pour étudier le cycle de l'eau à l'échelle globale et régionale.

Bien que la plupart des processus impliqués dans la variabilité de la MAO soient actuellement connus, l'interaction entre ces processus pose encore de nombreux problèmes. L'étude de ces interactions a été une motivation majeure du programme AMMA. L'approche d'AMMA se veut multi-disciplinaire et multi-échelle (cf Figure 2).

Le programme AMMA a donc été mis sur pied pour répondre aux questions fondamentales qui se posent sur les interactions entre processus de la MAO, pour contribuer à l'amélioration des modèles, et évaluer les impacts de la variabilité climatique sur les ressources et les populations en Afrique de l'Ouest

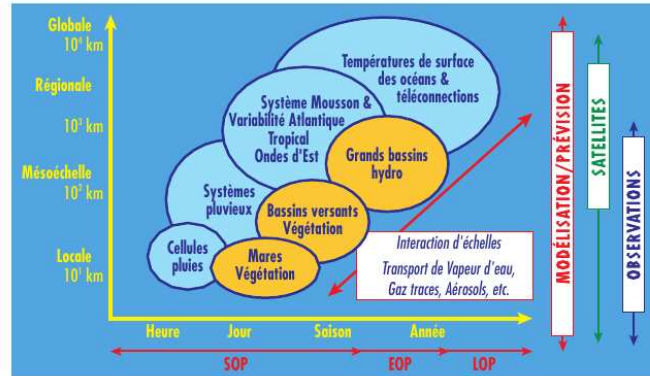


FIGURE 2 – Schéma simplifié des processus clés de la mousson ouest-africaine en lien avec les échelles de temps et d'espace dans lesquelles ils interviennent (Redelsperger *et al.* 2006)

(Redelsperger *et al.* 2006). Le programme a mis en oeuvre plusieurs phases d'observations intensives entre 2002 et 2010, nécessaires pour mieux comprendre la dynamique de la MAO, ses interactions d'échelles et les couplages entre les océans l'atmosphère et les surfaces continentales (Lebel *et al.* 2009).

D'un point de vue méthodologique, une approche intéressante pour étudier les mécanismes d'interactions intervenant dans le cycle de l'eau, notamment entre les surfaces continentales et l'atmosphère, consiste à analyser des bilans d'eau. Dans ce cas, les réponses recherchées sont d'abord quantitatives. Leur interprétation permet alors d'estimer l'importance et l'efficacité des processus sous-jacents et leurs couplages (évapotranspiration des surfaces, advections de l'humidité atmosphérique, et sa transformation en précipitations). Les régions de fort recyclage (là où la fraction des pluies dont l'humidité est d'origine locale est importante) indiquent alors une forte sensibilité au changement d'état des surfaces, qu'elle soit d'origine climatique ou anthropique. Force est de constater que le nombre d'études de bilans d'eau en Afrique occidentale est très petit et que les résultats de ces études sont contrastés. La disparité des résultats pourrait venir des différences de qualité entre les jeux de données considérés : à la fois les observations (peu nombreuses et imprécises) et des modèles dont la précision reste limitée dans les tropiques et en particulier sur l'Afrique. Une motivation majeure du présent travail a justement été de combler ce manque.

Un système d'observations important dans ce travail est le réseau GPS installé en 2005 pour l'EOP (période d'observations étendue) d'AMMA (Bock *et al.* 2008). Il s'agit de six stations réparties sur deux axes méridiens documentant le gradient climatique ouest-africain (Figure 3). Ces mesures permettent d'estimer la vapeur d'eau intégrée (Precipitable Water Vapour) avec une résolution temporelle horaire et une très grande précision.

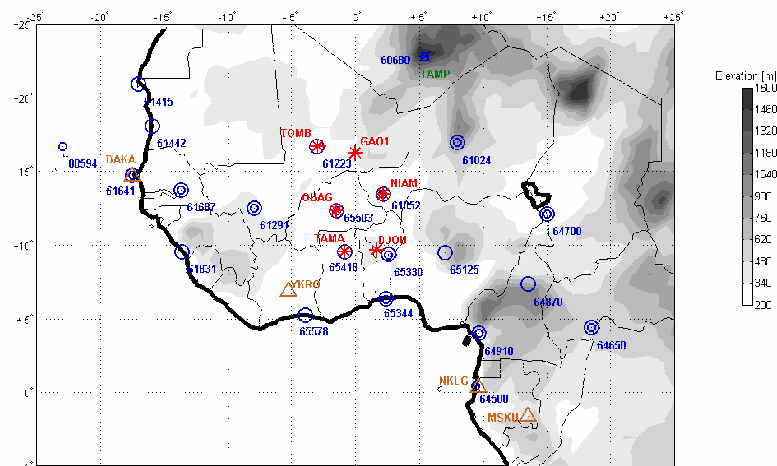


FIGURE 3 – Carte du relief de l’Afrique avec le réseau d’observations au sols incluant des radiosondages en bleu, les stations GPS AMMA en rouge, et les stations GPS permanentes du réseau IGS (International GNSS Service) (triangle).

Le travail de cette thèse porte donc sur un thème fédérateur du programme AMMA : le cycle de l’eau. Il a pour objectifs :

- de documenter les échelles de variabilité de l’humidité atmosphérique (en particulier avec les observations GPS) et de les relier aux processus atmosphériques et de surface sous-jacents
- de calculer des bilans d’eau les plus précis possibles, en utilisant une combinaison de jeux de données d’observation et de modélisation,
- d’étudier le fonctionnement du cycle de l’eau à l’aide de ces bilans (en lien avec le cycle énergétique et les conditions de surface continentale) sur une gamme d’échelles depuis l’échelle locale des observations GPS à l’échelle régionale

Les échelles temporelles considérées dans ce travail vont du sub-diurne au multi-annuel. Pour ce faire, nous avons essentiellement utilisé des données récentes issues de la campagne AMMA sur la période 2002-2008.

Le chapitre 1 rappelle l’évolution saisonnière moyenne du cycle de l’eau en relation avec les caractéristiques du climat en Afrique de l’ouest. Il précise notamment les liens entre la pluie, la vapeur d’eau intégrée et le transport de vapeur d’eau dans les hautes et basses couches de l’atmosphère à l’échelle régionale.

Le chapitre 2 se focalise sur les échelles plus fines et les processus sous-jacents. Il décrit en particulier les différentes échelles de variabilité de la vapeur d'eau intégrée à l'aide des six stations GPS AMMA. Il met également en évidence, à l'aide des données GPS, des biais dans les radiosondages et les modèles de prévision numérique.

Le chapitre 3 est consacré à la méthodologie mise en oeuvre pour l'étude des bilans d'eau. Il présente les équations de conservation de la vapeur d'eau, les méthodes numériques et les produits disponibles mais discute aussi des limitations et sources d'erreurs.

Le chapitre 4 introduit un nouveau jeu de données, dénommé "hybride", et l'utilise pour documenter, à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, le bilan d'eau atmosphérique intégré verticalement et le bilan d'énergie à la surface. On considère dans ce chapitre principalement l'échelle saisonnière et la variabilité interannuelle.

Le chapitre 5 présente une évaluation de modèles qui s'appuie sur les résultats du chapitre 4. Il s'agit d'évaluer de manière précise les performances de réanalyses et de modèles opérationnels de prévision météorologique pour le bilan hydrologique à différentes échelles de temps. Le diagnostic révèle en particulier des défauts importants dans la simulation des précipitations et des flux de surface dans ces modèles. Des pistes sont proposées quant à l'origine de ces défauts (paramétrisation de la convection, initialisation de l'humidité des sols, assimilation de données de radiosondages ...).

Le chapitre 6 conclut sur les résultats obtenus au cours de cette thèse et propose à partir de là des perspectives pour des études futures sur le cycle de l'eau de la MAO.

Evolution saisonnière et variabilité interannuelle du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest

Sommaire

1.1	Le cycle saisonnier moyen	7
1.1.1	Circulation atmosphérique de grande échelle	8
1.1.2	Précipitation et eau précipitable	12
1.1.3	Transport de vapeur d'eau	15
1.1.4	Bilan des flux d'humidité sur l'Afrique de l'Ouest	22
1.2	La variabilité aux échelles sub-saisonnières	24
1.2.1	La variabilité intra-saisonnière	24
1.2.2	L'échelle synoptique	26
1.2.3	La méso-échelle	26
1.2.4	Le cycle diurne	28
1.3	La variabilité interannuelle	28
1.4	Conclusion	31

La climatologie de la mousson Ouest-africaine et le cycle saisonnier des pluies en particulier ont fait l'objet de nombreuses études. Ce chapitre propose d'illustrer, sur une période récente (celle de la campagne AMMA) et avec des produits météorologiques représentant l'état de l'art actuel, les grandes caractéristiques de la mousson africaine et de sa variabilité interannuelle. Cette présentation fait aussi référence aux travaux passés qui ont mis en évidence les phénomènes et expliqué les mécanismes sous-jacents.

1.1 Le cycle saisonnier moyen

L'évolution saisonnière du cycle de l'eau est présentée ici d'abord via des moyennes trimestrielles. Le jeu de données utilisé est constitué des estimations satellitaires de pluie TRMM 3B42 (Huffman & co authors 2007) et des réanalyses ERA-Interim (Simmons *et al.* 2007) du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT ou ECMWF en anglais). L'annexe A donne des

renseignements quant à la production et à la qualité de ces jeux de données.

Le cycle saisonnier "moyen", dans cette section, a été calculé à partir de six années de données (2002-2007) et donc ne constitue pas en soi une climatologie de la mousson ouest-africaine. Il reste cependant pertinent pour donner le contexte climatologique pendant le projet AMMA. Nous introduirons ici un certain nombre d'éléments caractéristiques de la MAO qui nous serviront tout au long du manuscrit.

1.1.1 Circulation atmosphérique de grande échelle

La circulation atmosphérique d'été en Afrique de l'Ouest est illustrée sur les figures 1.1 et 1.2. On y trouve quatre composantes de la circulation dans les basses couches : (i) les Alizés de Nord associés à l'Anticyclone des Açores (centré sur 35°N, 35°O à cette époque); (ii) les Alizés de Sud associés à l'Anticyclone de Sainte-Hélène (centré sur 30°S, 10°O); le flux de mousson, de sud-ouest, transportant de l'air humide depuis l'océan Atlantique vers le Sahara; (iv) opposé à lui, l'Harmattan, un flux sec de nord-est associé à l'Anticyclone de Libye (centré sur 35°N, 15°E). Ces deux flux sont également associés à une zone de basse pression localisée sur le Sahara (isoligne 1010 hPa en bleu sur la Figure 1.1) appelée la dépression thermique saharienne (Heat-Low en anglais). En altitude, on trouve trois jets : le Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ en anglais) dans la moyenne troposphère (700-600 hPa), le Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ) dans la haute troposphère (200hPa), et le Jet d'Ouest SubTropical (JOST ou STJ en anglais) également dans la haute troposphère. Le JEA se forme en réponse au gradient thermique méridien, avec une zone océanique au Sud relativement plus fraîche et plus humide en comparaison au Sahara au nord, relativement plus chaud et plus sec. Le JET provient de la mousson indienne, mais il est renforcé au-dessus de l'Afrique par la divergence de masse au sommet de la ZCIT. La rencontre dans les basses couches des alizés du nord et du sud (Figure 1.1) forme sur l'océan Atlantique la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais) appelée aussi Equateur Météorologique (Dhonneur 1981). Il s'agit d'une zone de convection profonde caractérisée par des mouvements ascendants jusqu'à 200 hPa et associée à des maxima de précipitations (Figure 1.2). Sur le continent, le fort gradient d'énergie statique humide (ESH)¹ intensifie la circulation de mousson (Eltahir & Gong 1996) marquée par le prolongement de la ZCIT (mouvements ascendants et pluie) dans la zone du maximum d'ESH. L'ascendance de l'air dans la ZCIT donne lieu à une circulation méridienne de grande échelle et forme deux cellules au nord et au sud (cellules de Hadley). La rencontre de l'Harmattan et du flux de mousson définit une autre zone de convergence appelée Front Inter-Tropical (FIT, ou ITF ou ITD en anglais). Elle est indiquée par l'iso-ligne de vent zonal nul (Figure 1.1). La convergence dynamique de ces flux donne lieu à une forte ascendance l'aplomb du FIT. Plus au nord existe une région à fortes valeurs d'énergie statique (ES)² dans

1. $ESH = C_p T + gZ + Lq = \text{énergie thermique} + \text{énergie potentielle} + \text{énergie latente}$

2. $ES = C_p T + gZ$

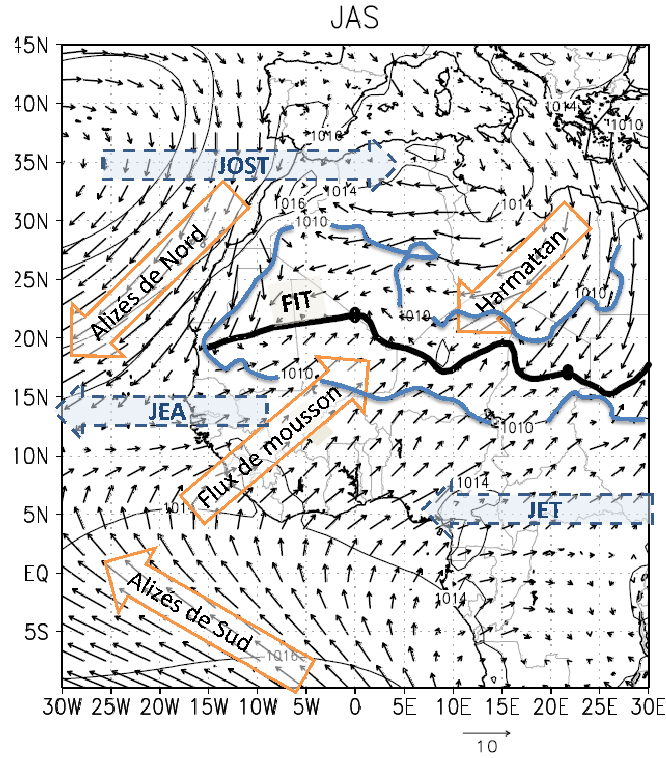


FIGURE 1.1 – Champs de pression ramenée au niveau de la mer (hPa) (contour) et du vent à 2 mètres en moyenne sur trois mois (Juillet-Août-Septembre ou JAS) pour la période 2002-2007. Le trait en gras (= isoligne 0 du vent zonal) matérialise la position du Front Intertropical.

laquelle se développe une zone de convection sèche (ZCS). La circulation thermique associée marque la région de la dépression thermique (Heat-Low). (Figure 1.1). La zone d'ascendance est moins développée verticalement que la ZCIT, elle est aussi limitée au-dessus de 400 hPa par la subsidence à grande échelle associée à la cellule de Hadley Nord. On peut noter ici que ces définitions sont propres à l'école de pensée européenne. La littérature américaine propose, elle, une analyse différente de la zone de convergence sur le continent (FIT) qu'elle dénomme ITCZ dans l'idée qu'elle représente le prolongement continental de la ZCIT océanique (Nicholson 2009b). Pour finir, une autre composante de la circulation méridienne a été mise en évidence plus récemment. Il s'agit d'un flux de nord vers 750hPa appelé "flux de retour" (Zhang *et al.* 2008) qui est associé à la divergence au sommet de la dépression thermique saharienne.

La représentation de ces éléments de la mousson africaine dans différentes analyses ou réanalyses météorologiques est relativement robuste (tous les éléments

y sont généralement représentés), mais des différences sont toutefois notables, p.ex., dans la position et l'amplitude des jets et courants décrits ci-dessus. Ces différences seront abordées plus en détail dans le chapitre 5. L'évolution saisonnière de la

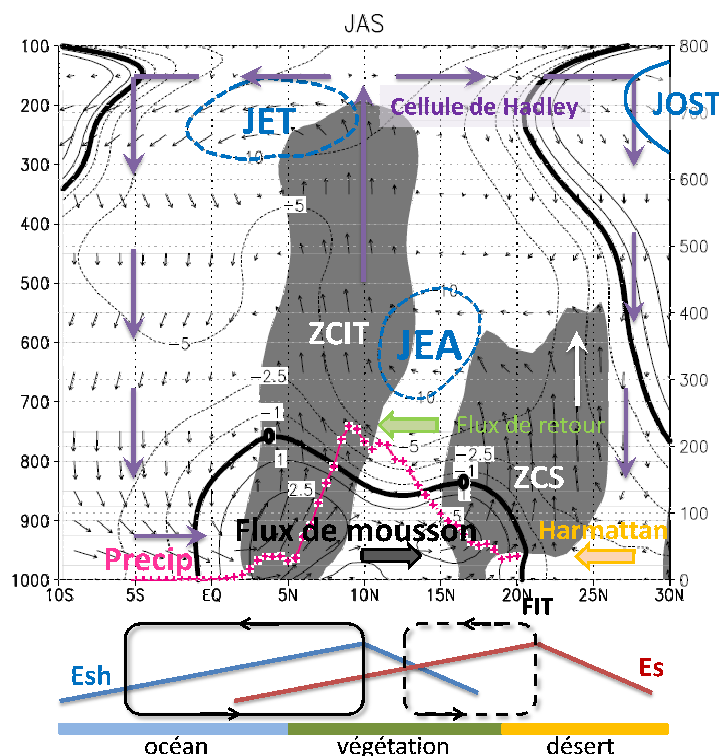


FIGURE 1.2 – Coupe altitude-latitude de la circulation en moyenne sur JAS et et moyennée pour la bande de longitude 10°W et 10°E. La limite entre l'océan et le continent est autour de 5°N

circulation atmosphérique est analysée ci-dessous par des moyennes trimestrielles.

Pendant la période de janvier à mars (JFM), le flux d'Harmattan et les Alizés de Nord s'étendent très au sud. Le FIT est situé vers 8°N et la dépression thermique est centrée sur l'Afrique centrale (10°N, 20°E). La ZCIT (ainsi que la bande de pluie associée) est localisée au-dessus de l'Océan. Le JEA et le JET ne sont pas discernables et le JOST est localisé très au Sud.

Pendant la période d'avril à juin (AMJ), le gradient thermique méridien s'accroît (en réponse au forçage radiatif solaire) et contribue au déplacement vers le nord de la ZCIT (5°N), du FIT (16°N), et de la zone de convection sèche. La dépression thermique migre vers le nord-ouest et le JEA apparaît alors vers 10°N. La vapeur d'eau évaporée au-dessus de l'océan Atlantique est transportée dans les basses couches par le flux de mousson qui pénètre plus nettement sur le continent

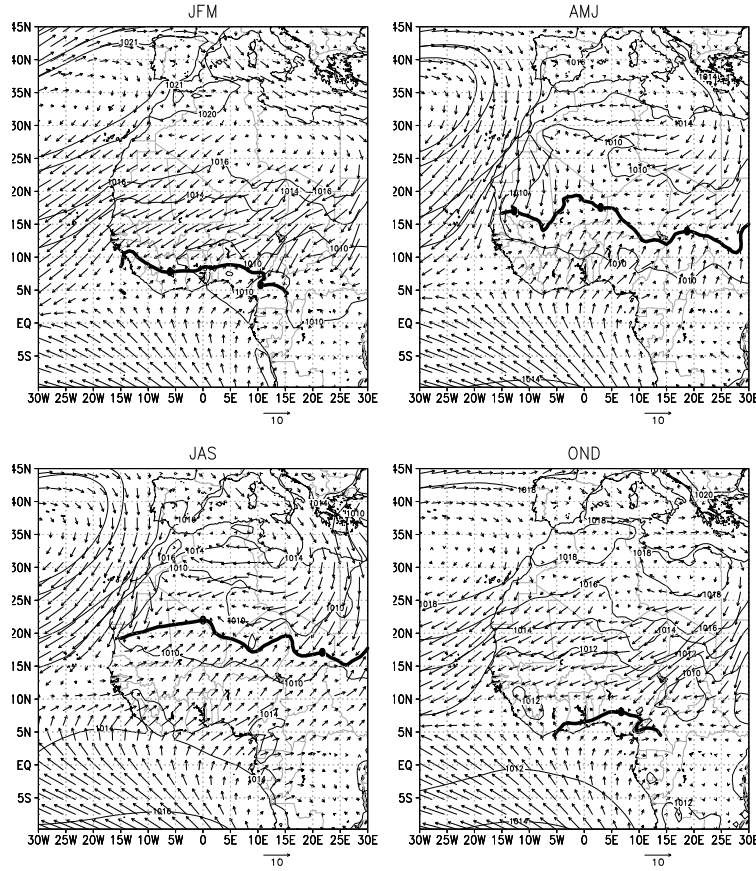


FIGURE 1.3 – Identique à figure 1.1 pour le cycle saisonnier moyen

africain. Il alimente alors directement la convection profonde au sein de la ZCIT qui commence à produire des précipitations dans la partie sud de l'Afrique de l'ouest (Figure 1.4). Il s'agit de la première saison des pluies de la zone guinéenne.

Pendant les mois de juillet à septembre (JAS), le renforcement des cellules anticycloniques de Saint-Hélène et des Açores et l'évolution du maximum de chauffage solaire sur le continent appuient l'extension et la migration vers le nord-ouest de la dépression thermique saharienne, et renforcent le flux de mousson (Figure 1.3). Le FIT atteint alors 20°N et la ZCIT se positionne vers 10°N . C'est la saison des pluies au Sahel. L'intensité et le développement vertical du flux de mousson sont alors maximaux (son sommet atteint 800 hPa ; Figure 1.4). Le JEA, en relation avec l'augmentation du gradient thermique méridien sur le continent, devient lui aussi plus intense et migre vers le nord pour se positionner autour de 15°N , légèrement au nord de l'ITCZ.

En moyenne, entre octobre et décembre (OND), le mécanisme d'ensemble de la mousson africaine évolue dans le sens opposé, c'est-à-dire vers le sud pour

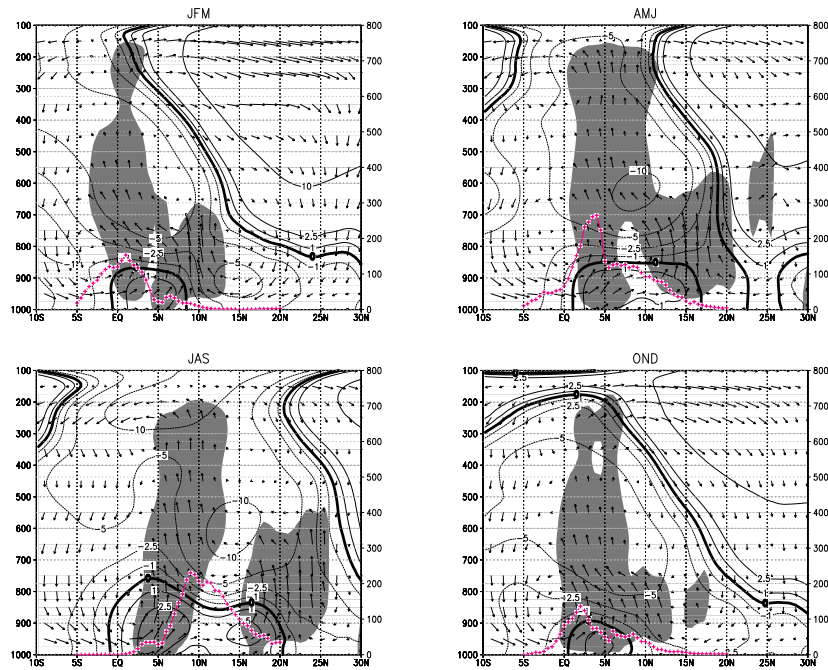


FIGURE 1.4 – Identique à figure 1.2 pour le cycle saisonnier moyen

revenir vers un état proche des conditions de début d'année.

1.1.2 Précipitation et eau précipitable

Les figures 1.5 et 1.6 présentent la distribution spatiale des précipitations en Afrique de l'Ouest, en moyenne annuelle (mm/an) et trimestrielle (mm/mois), respectivement. On voit que les précipitations présentent une structure très zonale avec un fort gradient méridien entre le golfe de Guinée (5°N) et la limite sud du Sahara (20°N). Le long de ce gradient climatique, on distingue habituellement trois zones climatiques caractérisées par des cumuls annuels de précipitations allant de 1500 mm à 150 mm. La côte guinéenne, autour de 5-8°N, reçoit jusqu'à 1500 mm de précipitations. Elle connaît deux saisons des pluies au printemps et en automne, du fait de la migration nord puis sud de la ceinture des pluies au cours de la saison sur le continent africain (Lebel *et al.* 2003). Autour de 10°N, la zone soudanienne, connaît des précipitations cumulées de l'ordre de 800 à 1000 mm. La saison des pluies couvre la période de Mai à Octobre. Encore plus au nord, le Sahel (12-18°N) voit les cumuls les plus faibles, de 500 à 150 mm. Il reçoit la plus grande partie de ses précipitations entre Juillet et Septembre. Au-delà de 20°N, la quantité de précipitations devient très faible et est peu propice au développement de végétation et des cultures. Les cumuls de pluie les plus forts, dépassant les 2000 mm/an, sont

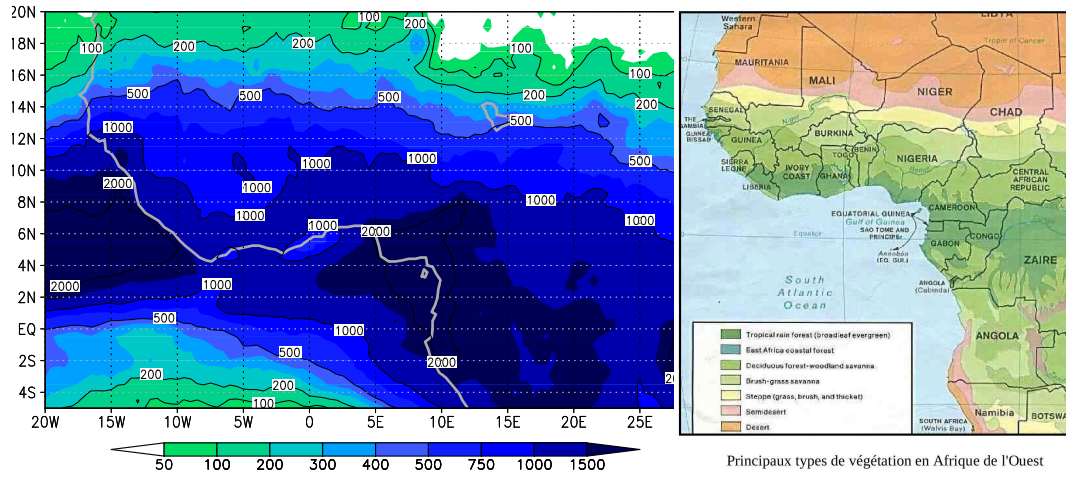


FIGURE 1.5 – Cumul annuel moyen de précipitation (mm/an) pour le produit TRMM 3B42 (gauche) et principaux types végétation en Afrique de l'Ouest (droite) (source livre blanc AMMA)

localisés près de la côte, sur les reliefs du Fouta Djallon en Guinée, du Cameroun et du plateau de Jos au Nigéria.

La Figure 1.6 montre ainsi que la ceinture des pluies migre de manière très corrélée avec la ZCIT, et on assimile traditionnellement la ZCIT à la zone de pluies.

Le contenu intégré en vapeur d'eau d'une colonne atmosphérique ou eau précipitable (on utilisera l'acronyme anglais *PWV*, pour Precipitable Water Vapor, par la suite) est défini comme étant :

$$PWV = \frac{1}{g} \int_{P_{top}}^{P_{surf}} q dp. \quad (1.1)$$

La distribution spatiale et l'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations sont très corrélées (Figure 1.6). Il semble exister une relation de seuil entre les deux variables comme par exemple le fait que peu voire pas de précipitations sont observées pour des valeurs de *PWV* inférieurs à 30 kg/m², alors que dans les zones de maxima de précipitation, *PWV* est supérieur à 50 kg/m² (Bock *et al.* 2008).

On peut regarder plus finement les liens entre les précipitations et l'eau précipitable pendant le cycle saisonnier à l'aide du diagramme temps-latitude ci-dessous. Celui-ci illustre l'année 2006. On y distingue notamment des phases de progression, des phases stationnaires, et une phase de retrait rapide de la mousson en fin de saison.

De janvier à mi-avril le maximum des pluies se situe sur l'océan Atlantique. On remarque l'alternance de phases très humides et de périodes moins humides (p.ex.

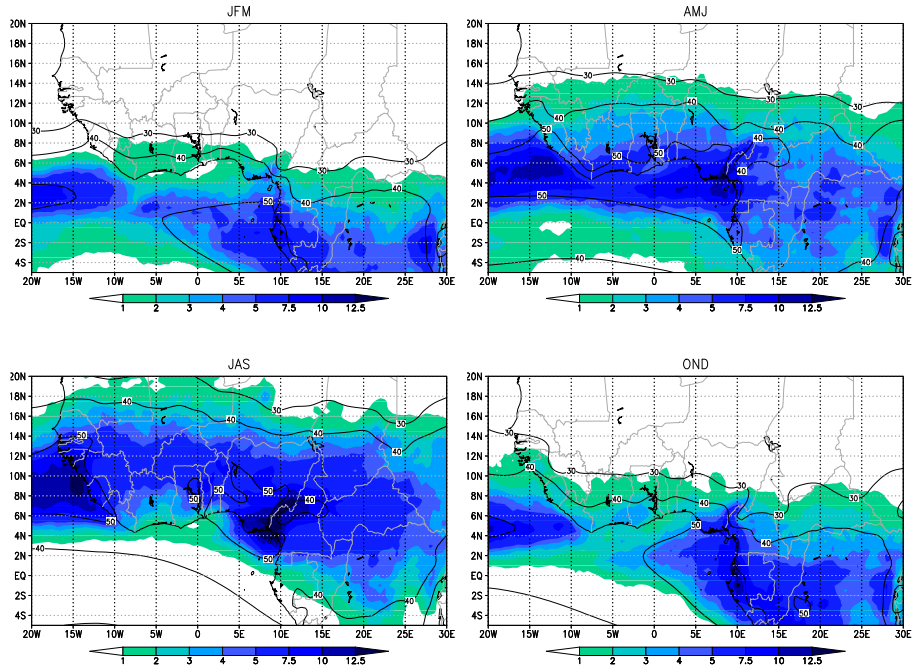


FIGURE 1.6 – Cycle saisonnier moyen des précipitations en mm/jour (TRMM) (couleur) et de l'eau précipitable (kg/m^2) (analyses ERA-Interim) (contour)

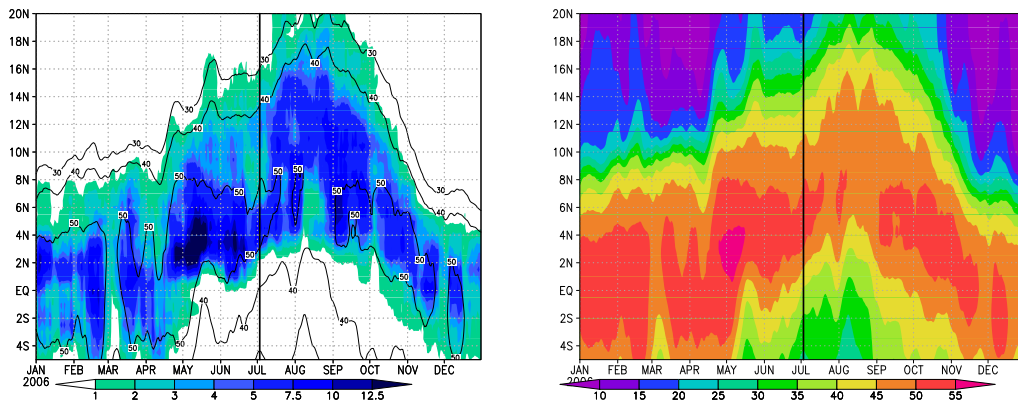


FIGURE 1.7 – Diagramme temps-latitude pour 2006 de P (mm/jour) (couleur) et PWV (kg/m^2) (contour) à gauche et PWV à droite. Les données sont moyennées entre 10°W - 10°E sur une fenêtre glissante de 10 jours. La ligne verticale marque l'onset des pluies sur le Sahel

fin début mars et vers la mi-avril). L'installation des pluies sur la côte guinéenne est nette à partir de fin Avril avec un maximum des précipitations localisé autour de 5°N . Cette phase correspond à la première saison des pluies dans la zone

guinéenne et dure jusqu'à presque fin juin. Début juillet on constate une nouvelle pénétration franche des précipitations sur le continent avec des maxima localisés entre 10°N et 12°N . Ce deuxième saut brutal des précipitations en latitude est décrit par Sultan & Janicot 2003 comme le "saut de mousson" (ou "monsoon onset"), caractéristique de la mousson ouest-africaine. Il marque le début de la saison des pluies dans les régions soudaniennes et sahéliennes. A partir d'une climatologie de la convection dans la ZCIT (basée sur des observations satellitaires NOAA du rayonnement infrarouge sortant, OLR en anglais), Sultan & Janicot 2003 estiment une date moyenne du saut de mousson autour du 24 Juin (avec un écart-type de 8 jours). En 2006, le saut de mousson ainsi déterminé se situe plus autour du 3 Juillet Janicot *et al.* 2009a. L'extension au nord des pluies est maximale et la limite de 1 mm/j se situe entre 18°N et 20°N au mois d'Aout. A partir de Septembre le retrait des précipitations continentales est rapide et continu.

A nouveau, on constate que l'évolution temporelle de l'eau précipitable est très corrélée avec les variations de précipitation et on confirme donc le lien établi précédemment entre les deux variables pour le cycle saisonnier moyen (cf fig. 1.6). La propagation vers le nord du signal PWV au cours de l'année suit bien les régimes de pluies évoqués. Le suivi de PWV est peut-être même un meilleur indicateur de la propagation méridienne du système de mousson que le signal de pluie, comme l'a déjà suggéré Peyrille 2006. On observe ici que le contour 30 kg/m^2 est relativement stationnaire de janvier à mi-avril (phase des précipitations océaniques), puis progresse brutalement de 10°N à 15°N (démarrage des précipitations guinéenne) entre mi-avril et juin. Il est ensuite à nouveau stationnaire entre juin et juillet avant un second saut en latitude de 15°N à 18°N (démarrage des pluies soudano-sahéliennes). A une échelle temporelle plus fine, Cadet & Houston 1984 avaient déjà remarqué, pour l'été 1979, que les fluctuations de pluies en Afrique de l'Ouest étaient corrélées avec les fluctuations de PWV .

La corrélation observée entre précipitations et eau précipitable illustre bien le fait que l'humidité atmosphérique pilote les précipitations de mousson. Mais ceci ne renseigne pas sur l'origine de l'humidité ni sur les processus menant à l'occurrence des précipitations. L'analyse des flux d'humidité et des bilans d'eau seront utiles pour apporter des éléments de réponse.

1.1.3 Transport de vapeur d'eau

Le cycle saisonnier du transport de la vapeur d'eau est analysé en suivant l'approche de Cadet & Nnoli 1987 et Fontaine *et al.* 2003. Le vecteur flux horizontal d'humidité, intégré verticalement pour différentes couches atmosphériques, est donné par :

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{T} \int_0^T -\frac{1}{g} \left(\int_{P_b}^{P_t} q \mathbf{V}_h dp \right) dt \quad (1.2)$$

où g est l'accélération gravitationnelle, q l'humidité spécifique, $\mathbf{V}_h$ le vent horizontal, P_b et P_t les limites inférieures et supérieures de l'intégration verticale et T la moyenne temporelle considérée. L'intégration verticale est considérée dans trois couches : la colonne atmosphérique totale (depuis la pression de surface, P_{surf} , jusqu'à 100hPa), les basses couches atmosphériques (P_{surf} -850hPa) et les couches supérieures (850-100hPa). Les moyennes trimestrielles de ces flux sont représentées sur les Figures 1.8, 1.9 et 1.10, respectivement. La divergence des flux d'humidité ($MFD = \nabla \cdot \mathbf{Q}$) est représentée également. Elle indique où l'humidité a tendance à s'accumuler ou diminuer. Une interprétation complète du bilan d'eau sera discutée par la suite.

Les flux intégrés sur toute la colonne atmosphérique (Figure 1.8) montrent

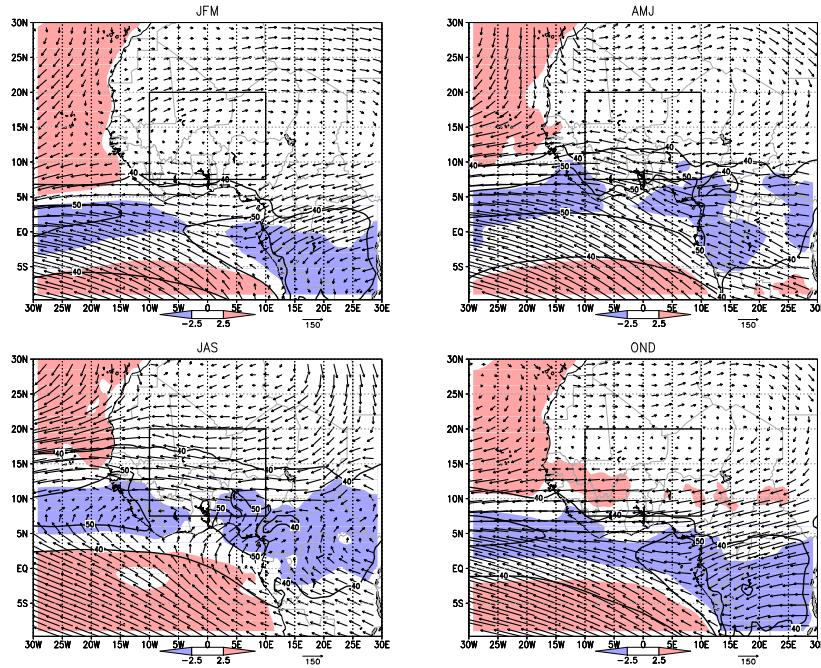


FIGURE 1.8 – Cycle saisonnier moyen des flux d'humidité intégrés verticalement entre la pression de surface et 100 hPa ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$) en lien avec la divergence (> 0) ou convergence (< 0) d'humidité associée (couleur) en mm/jour

un transport de vapeur d'eau largement influencé par les alizés. Sur l'océan, ces flux sont essentiellement divergents à proximité des centres de haute pression (ils exportent de l'humidité) et convergents au niveau de la ZCIT, à la rencontre des alizés. Les flux suivent bien l'évolution saisonnière du vent dans les basses couches. En revanche, sur le continent, les flux d'humidité sont des flux d'est,

donc dominés par les jets d'altitude : principalement le JEA (Long *et al.* 2000). On note également une part non négligeable de flux provenant de la Méditerranée (Fontaine *et al.* 2003). L'évolution saisonnière des flux et de la convergence sur le continent est plus complexe. L'étendue géographique de la convergence est globalement associée à la ZCIT mais sa structure est moins continue que sur l'océan, révélant des interactions probables entre l'atmosphère et les surfaces continentales. La décomposition en deux couches sur la verticale permet de préciser cela.

Dans les basses couches de l'atmosphère (Figure 1.9), le flux de mousson (de

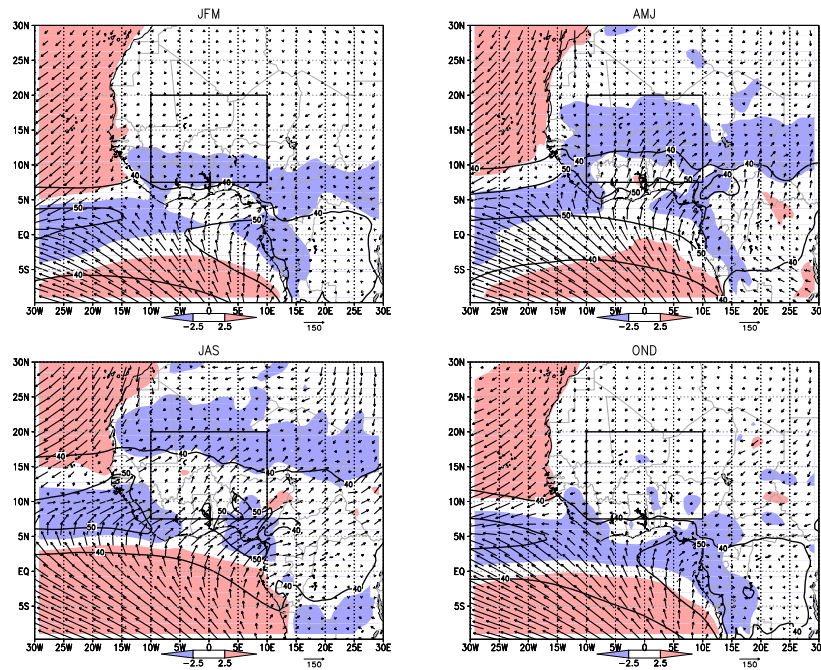


FIGURE 1.9 – Cycle saisonnier moyen des flux d'humidité intégrés dans les basses couches ($P_{\text{surf}}-850\text{hPa}$) en $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ et divergence/convergence associée (couleur) en mm jour^{-1}

sud-ouest) est le support dominant du transport d'humidité au-dessus du continent ouest-africain. La direction de ce flux est quasiment celle du vent à 925 hPa (Figure 1.3) mais son intensité dépend également de l'humidité dans les basses couches (représentant environ 50% de PWV). En comparaison aux flux intégrés sur la colonne, on note l'apparition d'une bande de convergence d'humidité associée au FIT sur le continent africain. Celle-ci migre ainsi de 10°N (en JFM) à $20-25^\circ\text{N}$ (en JAS).

Dans les hautes couches de l'atmosphère (Figure 1.10), on note une circulation très zonale, en relation avec les jets indiqués sur la Figure 1.1. Notamment dans la ZCIT et au nord de celle-ci, le flux associé au JEA apparaît divergent. A

cause de ce caractère divergent, Cadet & Nnoli 1987 ont estimé que l'influence des flux dans la moyenne troposphère sur la production des pluies en Afrique de l'Ouest est limitée, renforçant l'importance des flux d'humidité dans les basses couches. Vu la quantité de vapeur d'eau transportée par ce flux il paraît cependant surprenant qu'il ne contribue pas de manière significative aux précipitations. En réalité, ce flux en altitude est divergent en réponse au transport vertical induit par la convergence dans les basses couches (Figure 1.9). Ce dipole de convergence dans les basses couches et divergence dans les hautes couches se traduit alors en moyenne sur la colonne par une convergence quasiment nulle (Figure 1.8).

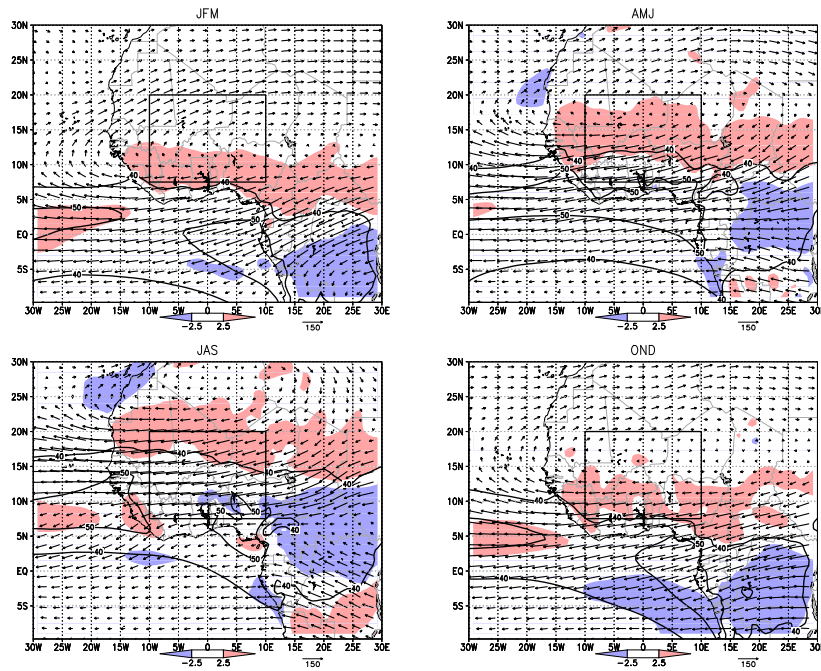


FIGURE 1.10 – Cycle saisonnier moyen des flux d'humidité intégrés dans les hautes couches (850-100hPa) en $\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$ et divergence/convergence associée (couleur) en mm jour^{-1}

La Figure 1.11 montre l'évolution spatio-temporelle des flux d'humidité avec une résolution plus fine. Le flux zonal intégré sur la colonne atmosphérique totale (Figure 1.11a) est de dominante Est et suit de près l'évolution (migration latitudinale) de PWV et donc des précipitations. On distingue également des fluctuations de l'ordre de 10J dans le flux zonal en juillet-Août entre 9°N et 18°N correspondant à un mode de variabilité intra-saisonnière (Sultan & Janicot 2003) visiblement lié au JEA. Les couches supérieures sont dominées par un flux d'Est tout au long de l'année, maximum en juin entre 5°N et 12°N (Figure 1.11c). Le JEA joue donc un rôle important dans le transport d'humidité au nord de la ZCIT (Cadet & Nnoli 1987). Les basses couches montrent un renforcement des

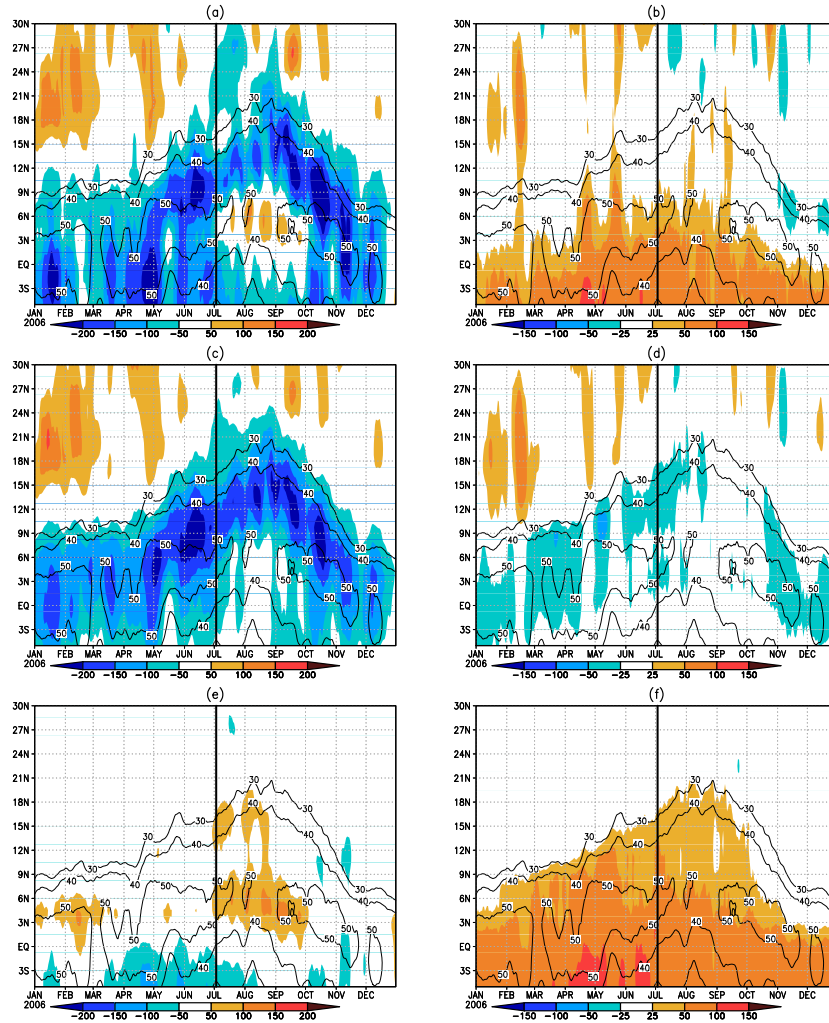


FIGURE 1.11 – Diagramme temps-latitude pour 2006 des flux zonaux (colonne de gauche) et méridiens (colonne de droite) (couleur), intégrés verticalement sur la colonne totale ($P_{\text{surf}}-100\text{hPa}$) (ligne du haut), dans les hautes couches ($850-100\text{hPa}$) (ligne milieu) et dans les basses couches (ligne bas), unité ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$). Sur chaque graphe est superposé en contour l'eau précipitable PWV en kg/m^2 . Les données sont moyennées entre $10^\circ\text{W} - 10^\circ\text{E}$ sur une fenêtre glissante de 10 jours.

flux zonaux en provenance de l'ouest entre Juillet et Septembre sur le continent ouest-africain.

Le flux d'humidité méridien intégré sur la colonne (Figure 1.11b) est de dominante Sud. Il reste maximal sur la côte guinéenne. La décomposition verticale révèle cependant que le flux méridien est dominé par un flux sud (flux de mousson) dans les basses-couches (Figure 1.11f) qui s'étend jusqu'à 20°N et dont l'évolution saisonnière suit bien l'évolution de PWV . Ceci confirme l'importance du flux

de mousson dans l'humidification de l'atmosphère en Afrique de l'ouest. D'un autre côté on voit aussi qu'il existe au-dessus un flux méridien de nord (flux de retour) dans les couches supérieures dans la région du FIT, proche de l'isocontour 30 kg/m^2 , (Bock *et al.* 2008) et légèrement au sud de celui-ci. Ce flux est renforcé épisodiquement : de fin février à la mi-avril, vers la mi-mai, et en juin-juillet. Au nord du FIT, l'air est tellement sec que le flux d'humidité devient très faible. Dans tous les cas, un flux de nord aura tendance à advecter de l'air plus sec, donc à assécher l'atmosphère et à renforcer l'inhibition convective. Afin de préciser l'impact des flux d'humidité dans l'humidification de cette région, nous analysons ci-dessous les advections horizontale (HA) et verticale (VA) d'humidité (Figure 1.12).

La Figure 1.12 montre la divergence horizontale du flux d'humidité (HMFD) et sa décomposition par couches (basses et hautes) et en termes d'advection sur la partie continentale d'Afrique de l'Ouest (cf. Annexe B pour plus de détails sur les termes de l'équation) :

$$HMFD = HA + VA - \Delta(VF) \quad (1.3)$$

La première ligne de figures montre que sur la colonne totale, HMFD est composé de trois zones : divergence sur la côte guinéenne, convergence dans la ZCIT, et faible divergence au nord de la ZCIT. La décomposition en couches confirme la double structure convergence dans les basses couches (dans la ZCIT et autour du FIT) et la forte divergence dans les hautes couches autour du FIT formant un dipôle vertical avec la convergence basses couches. Par rapport aux figures précédentes (1.8, 1.9, 1.10), on voit ici que le rythme de la migration saisonnière est très corrélé avec celui des flux, de *PWV* et des pluies.

Les autres lignes de la première colonne de figures montrent que sur la colonne totale, l'advection verticale (VA) est responsable de l'humidification de l'atmosphère dans la ZCIT (tout au long du cycle saisonnier) et au niveau du FIT uniquement entre janvier et mai ($9-12^\circ\text{N}$). Cette advection intervient principalement dans les hautes couches. L'advection horizontale (HA), par contre, intervient principalement au niveau du FIT pour assécher la colonne totale, principalement en saison sèche (octobre à avril). L'assèchement a lieu dans les hautes couches. Dans les basses couches, on observe une humidification par HA pendant la mousson (mai à septembre) au niveau du FIT. Mais l'humidification dans les basses couches est compensée par l'assèchement dans les hautes couches.

La dernière ligne indique les transferts verticaux d'humidité dans l'atmosphère. On confirme ici que la convergence d'humidité dans les basses couches (ZCIT et FIT) se traduit principalement en un flux vertical à 850 hPa et une divergence dans les hautes couches. Ces flux sont nettement plus forts que les advections verticales.

La variabilité spatio-temporelle des flux et advections d'humidité est très

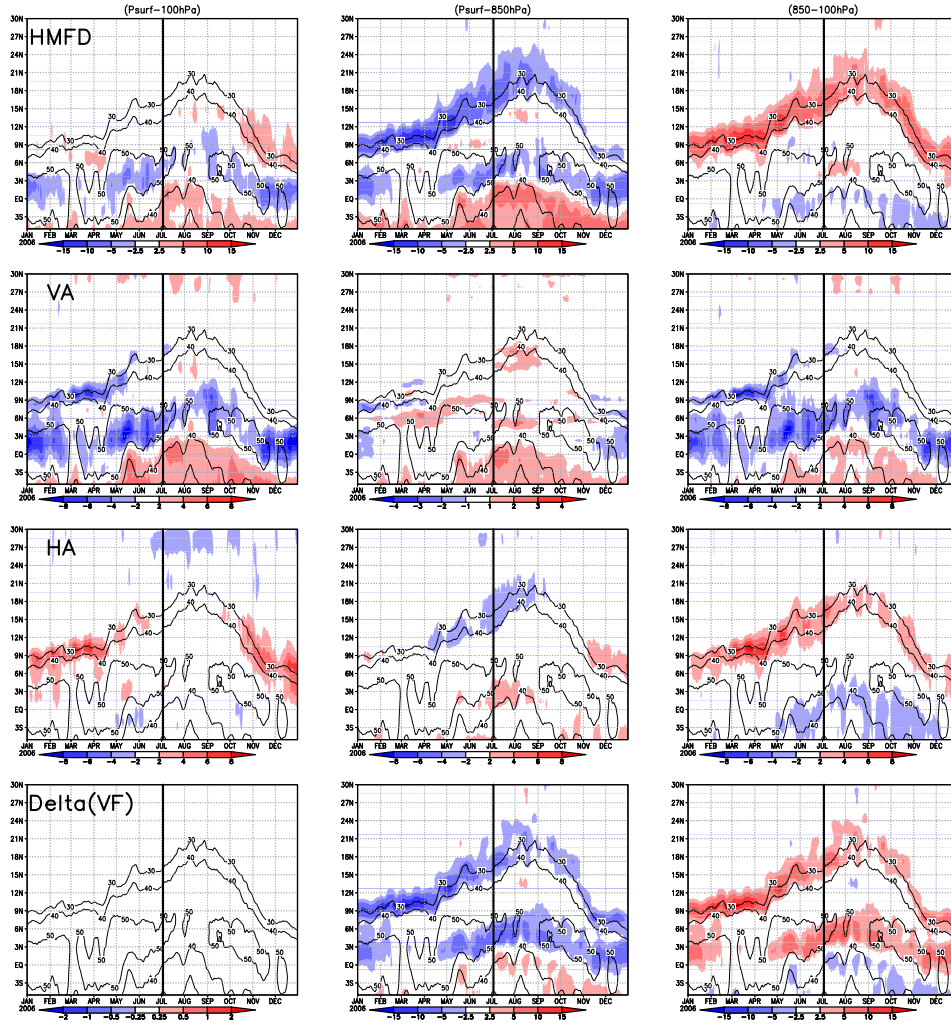


FIGURE 1.12 – Diagramme temps-latitude pour 2006 de la divergence horizontale des flux d’humidité $HMTD$, des advections horizontales et verticales d’humidité (HA et VA) et des échanges verticaux d’humidité $\Delta(VF) = \frac{1}{g}[\bar{q}\bar{\omega}]_{P_{sup}}^{P_{inf}}$ en mm/jour. Intégration verticale de Psurf à 100hPa (colonne de gauche), dans les basses couches (Psurf-850hPa) (colonne milieu), et dans les hautes couches (850-100hPa) (colonne de droite). Sur chaque graphe est superposé en contour l’eau précipitable PWV en kg/m^2 . Les données sont moyennées entre $10^{\circ}W$ - $10^{\circ}E$ sur une fenêtre glissante de 10 jours.

marquée en Afrique de l’Ouest même en moyennant le signal entre $10^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$ sur une fenêtre glissante de 10 jours. Les fluctuations aux échelles inférieures (intra-saisonnier et synoptique) sont discutées localement au niveau des stations GPS dans le chapitre 2.

1.1.4 Bilan des flux d'humidité sur l'Afrique de l'Ouest

Un bilan des flux d'humidité dans une boîte permet de quantifier plus précisément les parts du transport d'humidité importé et exporté, et donc de juger si la région est globalement une source ou un puits d'humidité (Peixoto & Oort 1983). En effet, l'équation du bilan d'eau atmosphérique intégrée verticalement s'écrit (cf 3) :

$$dPW + MFD = E - P \quad (1.4)$$

avec dPW la tendance de l'eau précipitable, MFD la divergence des flux d'humidité, P et E les taux de précipitation et d'évaporation à la surface. Cette équation est présentée plus en détails dans la section 3. Une analyse en ordre de grandeur montre que pour des moyennes mensuelles ou plus longues, dPW est négligeable devant les autres termes du bilan. En effet, en JAS, on a vu que P atteint 5 mm/jour, soit un cumul d'eau précipitée de 450 mm ou 450 kg/m². La tendance en eau précipitable atteint au mieux 45 kg/m² en cumul, soit 0.5 mm/jour pendant trois mois. En simplifiant l'équation 1.4 en $MFD = E - P$, la divergence des flux d'humidité peut alors s'interpréter comme la différence entre source E et puits P d'humidité. Il est intéressant également de reprendre la décomposition de MFD en basses couches et couches supérieures. Ce type d'approche a été utilisé par Cadet & Nnoli 1987, Fontaine *et al.* 2003, P. Roucou (CRC, Dijon, cf. AMMA-EU/D121a) et d'autres.

La boîte choisie ici a pour dimension 7.5°N-20°N et 10°W-10°E. La figure 1.13 présente le cycle annuel moyen des flux d'humidité entrant/sortant par les faces de la boîte et la convergence associée au centre de la figure. Les flux d'humidité sont normalisés par la surface de la boîte et les flux entrant dans le domaine sont par convention pris positifs. On situe également l'évolution de la pluie, de PWV et de dPW en moyenne dans la boîte.

Les entrées d'humidité par la face sud sont fortes entre Avril et Septembre atteignant 75 mm/mois en Juillet. Il s'agit essentiellement d'une contribution des basses couches (~ 100 mm/mois entre Avril et Août) dans laquelle on retrouve la signature des advections humides du flux de mousson. Le transport est maximum en Avril car le flux est quasiment méridien à cette période de l'année (cf figure 1.9). Dans les couches supérieures, il existe à l'opposé un export d'humidité maximum entre Février et Avril mais d'amplitude plus restreinte.

Le transport d'humidité par les faces est et ouest est assez caractéristique par sa représentation graphique qui semble antisymétrique. Le flux d'humidité intégré sur toute la colonne qui entre par la face est dans la boîte semble en ressortir par la face ouest, rappelant une fois encore l'importance des flux d'est dans le transport d'humidité. Le flux zonal présente deux maxima dans la saison autour des mois de juin et septembre où il est de l'ordre de 150mm/mois. Ce flux résulte d'une contribution majeure des hautes couches. On remarque cependant dans les basses couches une entrée d'humidité par la face ouest entre juin et septembre qui semble en partie être évacuée par la face est. Cette contribution des basses couches explique

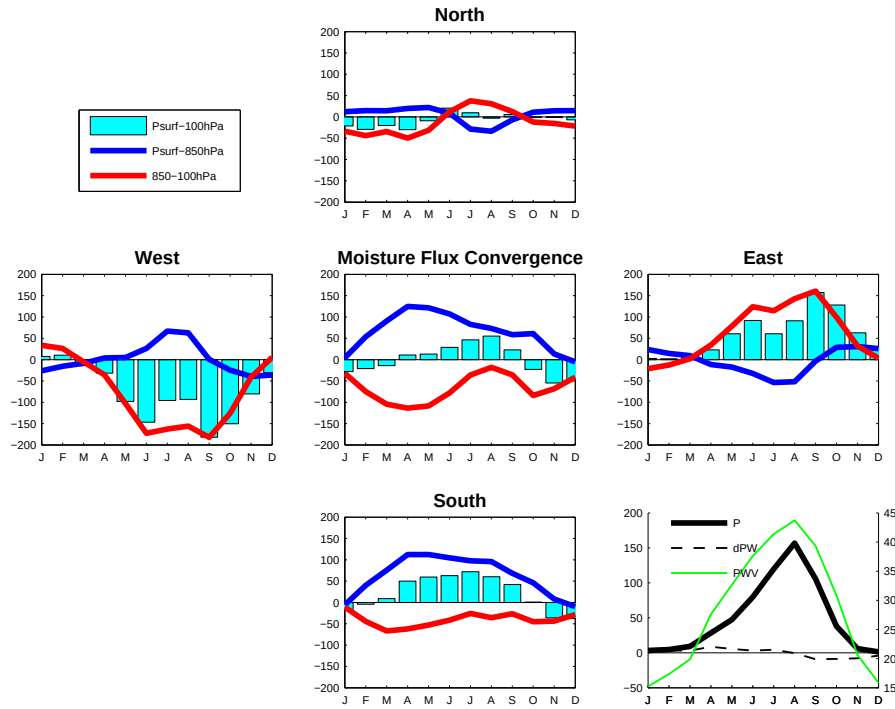


FIGURE 1.13 – Cycle saisonnier moyen des flux d’humidité entrant et sortants par les faces de la boîte présentée sur la figure 1.8 et du bilan des flux ($\sim$ divergence (si < 0) ou convergence (si > 0). Evolution saisonnière en moyenne dans la boîte de P , PWV , et dPW . Unités mm/mois pour $\mathbf{Q}$, $\nabla \cdot \mathbf{Q}$, P et dPW et kg/m^2 pour PWV

le minimum du transport zonal total (i.e. sur toute la colonne) pendant l’été.

Les entrées /sorties d’humidité par la face nord sont inférieures en amplitude et quasiment nulles pendant la saison des pluies (équilibre entre un flux sortant par les basses couches et un flux entrant au-dessus).

La convergence totale des flux d’humidité montre un apport net d’humidité entre Avril et Septembre en Afrique de l’Ouest alors que le reste de l’année est caractérisé par une divergence des flux. D’une manière générale, il y a un apport d’humidité (convergence) par les basses couches et un export d’humidité (divergence) dans les hautes couches atmosphériques. La convergence est progressive d’Avril à Août puis décroît rapidement à partir de Septembre.

De Janvier à Avril, la convergence en basses couches dans la boîte augmente en lien avec une intensification du transport d’humidité dans le flux de mousson. A l’opposé entre 850 et 100 hPa, une divergence des flux d’humidité s’établit avec un export par les faces sud et nord. La balance entre convergence basse couche et divergence haute couche est à peu près en équilibre sur la colonne totale, mais une convergence dominante s’installe à partir de Avril. A partir de cette date, la convergence dans les basses couches se stabilise et même diminue (les valeurs demeurant toutefois élevée). Pourtant de Juin à Aout la convergence totale d’humidité s’intensifie,

en réponse à une diminution de la divergence dans les hautes couches (proche de 0 mm/mois en Aout). La réduction de la divergence entre 850 et 100hPa a d'abord pour origine un apport d'humidité à 20°N (importance des flux d'origine méditerranéenne, voir figure 1.10) couplé à une diminution des flux sortant par la face sud, puis à une diminution de l'export zonale de l'humidité en Juillet-Août .

En résumé, si le transport méridien dans les basses couches fournit l'essentiel de l'humidité entre Avril et Septembre en Afrique de l'ouest, les fluctuations de la divergence en altitude –notamment la réduction de l'export zonal en Juillet-Aout – influencent le renforcement de la convergence d'humidité totale au coeur de la mousson.

L'analyse de la convergence totale indique que l'Afrique de l'Ouest est un puits d'humidité pour l'atmosphère ($MFD = E - P < 0$) d'Avril à Septembre mais une source d'humidité le reste de l'année. Les précipitations en moyenne dans la boîte « Afrique de l'Ouest » (cf figure 1.13) sont maximum en Août (150 mm/mois) quand la convergence d'humidité est la plus forte. Le contenu intégré en vapeur d'eau (PWV) est également maximum à cette période. On peut vérifier que la tendance d'humidité, à l'échelle du mois, est négligeable devant les autres termes du bilan. Néanmoins le cycle saisonnier de dPW montre un stockage de vapeur d'eau entre Mars et Août suivi d'une dépletion d'humidité en fin d'année, signature de la pénétration puis du retrait de la mousson sur le continent.

L'analyse des termes du bilan d'eau donne ici une vue synthétique du cycle de l'eau. Les bilans permettent de mesurer l'efficacité des processus atmosphériques responsables de la variabilité de l'humidité et de sa transformation en précipitations à l'échelle régionale. Cette approche est extrêmement utile pour étudier le cycle saisonnier et sa variabilité interannuelle. Elle sera largement utilisée dans les chapitres suivant de cette thèse.

1.2 La variabilité aux échelles sub-saisonnières

Dans cette section nous passons rapidement en revue les principales échelles (temporelles) de variabilité atmosphérique pouvant avoir des conséquences sur les précipitations et le cycle de l'eau de manière plus générale. L'idée est d'arriver à voir les connexions entre l'échelle des systèmes convectifs précipitants et les autres échelles.

1.2.1 La variabilité intra-saisonnière

La variabilité intra-saisonnière fait généralement référence à des fluctuations à l'intérieur du cycle saisonnier. En Afrique de l'Ouest il s'agit en l'occurrence de phases sèches, ou de réduction des pluies, au coeur de la saison des pluies, donc entre

mai-juin et septembre-octobre. Ces phases montrent deux périodicités moyennes différentes : autour de 15 jours et autour de 40 jours (Sultan *et al.* 2003). Une réduction des pluies pendant 15 ou 40 jours peut être critique pour l'agriculture et l'élevage dans des régions comme le Sahel. Bien qu'il s'agisse d'une échelle de variabilité cruciale pour les populations, les mécanismes à l'origine de cette variabilité ne sont pas encore tous connus.

Mounier *et al.* 2008 ont montré qu'il y avait deux modes de variabilité dans la gamme des périodicités de 10-25 jours. Le premier de ces modes appelé QZBD (pour Quasi-Biweekly Zonal Dipole) ou mode "guinéen" apparaît sur la côte Sud de l'Afrique de l'Ouest et sur l'Afrique Centrale. Il s'agit d'une modulation de la convection formant un dipôle est-ouest (entre l'Afrique et l'Océan Atlantique). L'oscillation est stationnaire mais semble contrôlée par le passage d'une perturbation (onde) équatoriale. La modulation de la convection sur le continent africain fait intervenir l'advection d'humidité (phase positive) depuis l'océan vers le continent en réponse aux fluctuations de pression et température à la surface. Il y a en moyenne 5.5 événements de ce type par saison entre juin et septembre.

Le second mode à 10-25 jours, ou mode "sahélien" (Sultan *et al.* 2003; Janicot *et al.* 2009b), est une perturbation de la convection (anomalie positive) dans la région sahélienne vers 15°N qui se propage vers l'ouest. Elle est associée à une circulation cyclonique à 700 hPa à l'avant qui advecte de l'air humide du sud et renforce l'anomalie de convection. Une cellule anticyclonique se forme à l'est qui advecte de l'air sec du nord et contribue au développement d'une anomalie négative de convection. Il est possible que ce mode soit dû à une onde de Rossby couplée à la convection (i.e. entretenue par les dégagements de chaleur dus à la convection). Les couplages entre la surface et l'atmosphère pourraient également contribuer au maintien et à la propagation de ce mode (Taylor 2008). Il y a en moyenne 4.5 événements de ce type par saison entre juin et septembre.

Le mode à 40 jours, ou mode "MJO Africain" (Matthews 2004; Janicot *et al.* 2009c), fait référence au passage d'une anomalie positive (renforcement) de convection sur l'Afrique, coïncidant avec un signal MJO sur l'océan Pacifique Ouest. L'anomalie se propage de l'Est de l'Afrique à l'Ouest et affecte les régions de l'équateur à 15°N. Elle est associée à une onde de Rossby couplée à la convection. Elle participe aux mécanismes d'interactions entre la mousson indienne et la mousson Africaine. Il y a en moyenne 1.5 événements de ce type par an, notamment autour de la mise en place de la mousson.

Sultan *et al.* 2003, ont diagnostiqué que ces modes de variabilité sont généralement associés à des variations d'intensité des jets en latitude (JEA et JET) et du flux de mousson. En phase positive (augmentation de la convection dans la ZCIT), on observe une accélération du flux de mousson (advection d'humidité vers le nord), un ralentissement du JEA et une accélération du TEJ. En phase négative tout est inversé. Ces relations entre activité convective et circulation atmosphérique sont similaires à celles caractérisant des années sèches et humides (Kidson 1977; Fontaine *et al.* 1995; Grist & Nicholson 2001). Toutefois, les méca-

nismes ne sont pas parfaitement compris dans le détail, notamment dans leurs interactions avec les échelles inférieures qui sont celles des processus générant les pluies.

D'autres pistes, complémentaires, ont été proposées récemment par Chauvin et al., et Vizy & Cook 2009. Elles font intervenir un couplage dynamique de la convection dans l'ITCZ avec des perturbations dans la circulation atmosphérique dans la région de Heat Low ou même de la Méditerranée.

1.2.2 L'échelle synoptique

L'échelle synoptique est principalement celle des ondes d'Est. Il s'agit de perturbations de l'écoulement atmosphérique au niveau du JEA caractérisées par : une période de 3-5 jours, une vitesse de propagation de l'ordre de 8 m/s, une longueur d'onde d'environ 2500 km (Reed *et al.* 1977). Elles se propagent d'Est en Ouest, préférentiellement selon deux axes : l'un vers 5-10°N, l'autre vers 15-20°N. Des ondes d'Est plus longues, de 6-9 jours, ont également été observées au nord (Diedhiou *et al.* 1999). L'influence des ondes d'Est sur le cycle de l'eau de la MAO a déjà été souligné par Cadet & Nnoli 1987, montrant que les flux d'humidité dans les basses couches et les couches moyennes (JEA) fluctuent avec des périodicités de 3-5 et 5-7 jours. Les ondes d'Est sont donc un ingrédient important de la météorologie de l'Afrique de l'Ouest. Leur interaction avec les lignes de grains, responsables de l'essentiel des pluies de mousson, est avérée mais les mécanismes expliquant cette interaction restent controversés.

Mounier *et al.* 2007 ont également mis en évidence des ondes planétaires de Kelvin, se propageant vers l'Est, de période 6-7 jours, de vitesse 15 m/s, et de longueur d'onde 8000 km. Ces ondes se déplacent à l'équateur et ont un impact sur la convection principalement lors de la première saison des pluies lorsque la ZCIT est sur la zone guinéenne. Plus récemment, Couvreur *et al.* 2009, ont mis en évidence des pulsations de mousson avec une périodicité de 3-5 jours durant la période précédant l'onset sur le Sahel. Ces pulsations sont expliquées par une oscillation d'intensité du Heat Low. Un renforcement du Heat Low induit une accélération du flux de mousson associée à une advection d'humidité au nord. Cette advection peut favoriser le développement de la convection ou participer à l'humidification de l'atmosphère sahéenne avant l'onset. L'advection s'accompagne d'une réduction de l'intensité du Heat Low (refroidissement) et d'une décélération du flux de mousson (rétroaction négative). Il y a en moyenne 10 événements de ce type par saison entre mi-mai et fin juin. Environ une moitié est propagative (associée à une onde d'Est), l'autre moitié étant stationnaire.

1.2.3 La méso-échelle

On atteint ici l'échelle des événements pluvieux et en particulier celle des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS pour Mesoscale Convec-

tive System). Les précipitations en Afrique de l'Ouest sont principalement dues aux MCS, la proportion atteignant même 90% au Sahel (D'Amato & Lebel 1998; Mathon *et al.* 2002; LeBarbé *et al.* 2002). Les MCS sont des groupes de cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme commune. On les trouve dans les régions tropicales et subtropicales. Les études passées ont mis en évidence différents types de MCS, différenciés selon leur extension spatiale et leur organisation, entre autres. Parmi les MCS organisés de grande taille on distingue : les lignes de grain ou squall lines (Lafore & Moncrieff 1989), les MCC pour Mesoscale Convective Complexes (Maddox 1980), les OCS pour Organized Complex Systems (Mathon *et al.* 2002) qui donnent principalement des pluies sur le Sahel, et les superclusters (Mapes & Houze 1993) qui peuvent durer plus de 2 jours. Plus récemment, Tomasini *et al.* 2006 ont proposé une classification des MCS Africains en 4 classes, selon leur vitesse de propagation (rapide/lente) et leur durée de vie (longue/courte). La figure 1.14 donne l'évolution du nombre de MCS

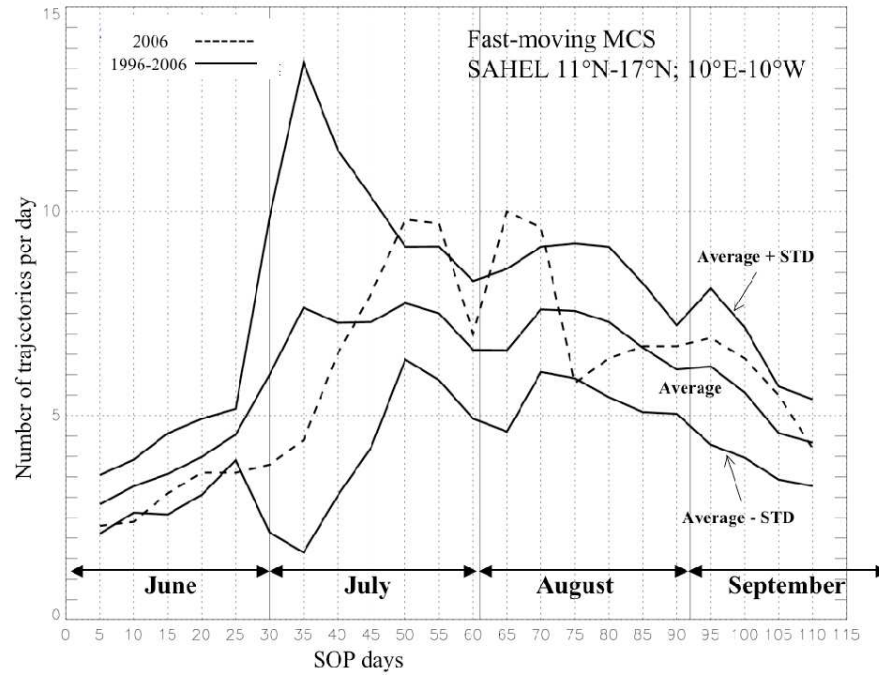


FIGURE 1.14 – Nombre de trajectoires de MCSs à propagation rapide (i.e. $> 10\text{m/s}$) par jour en moyenne sur la période 1996-2006 (trait noir) et pour 2006 (trait pointillé) dans la zone Sahélienne d'après Tomasini *et al.* 2006.

rapides (i.e. de vitesse $> 10\text{ m/s}$; (Tomasini *et al.* 2006)) qui sont aussi les plus gros ($\sim 3.10^4\text{km}^2$). Ils apparaissent surtout entre 10° N et 15° N et correspondent aux OCS. On voit qu'en moyenne le nombre de MCS rapides est le plus élevé en juillet-août au Sahel. En 2006, ce nombre atteint son maximum avec un retard de 2 semaines, de manière cohérente avec le retard de l'onset diagnostiqué sur l'OLR

ou la pluie (Janicot *et al.* 2009a).

De nombreux travaux ont porté sur l'étude des propriétés et du cycle de vie des MCS. Toutefois, leurs interactions avec l'environnement atmosphérique et la surface n'est pas encore bien établi. Il est essentiel de bien comprendre ces mécanismes d'interactions et leur rôle dans la modulation intra-saisonnière et inter-annuelle des MCS. Ces interactions font donc intervenir une cascade d'échelles (Redelsperger *et al.* 2002). Les ondes d'Est semblent être un processus intermédiaire important entre la circulation à grande échelle et les MCS. Fink & Reiner 2003 indiquent que 42% des lignes de grain observées en 1998 et 1999 étaient forcées par les ondes d'Est, en moyenne. Ce chiffre varie en fait de 20% vers 15°E à 68% vers 15°W. Le pourcentage est aussi plus fort au Sahel qu'à la côte. Mais les échelles inférieures, notamment le cycle diurne, sont importantes également.

1.2.4 Le cycle diurne

Le cycle diurne et le cycle saisonnier sont deux modes fondamentaux de variabilité du climat. Ils sont tous deux associés au forçage solaire. L'initiation de la convection est fortement couplée au cycle diurne (Yang & Slingo 2001). Au Sahel, Mathon *et al.* 2002, ont montré qu'elle avait lieu préférentiellement entre 16h et 18h. En fonction de la durée de vie des MCS, le maximum de nébulosité et de précipitations est atteint la nuit entre 18h et 04h. On observe également un phasage diurne de la circulation atmosphérique, mais sa relation avec le développement de la convection n'est pas encore bien établie. Le cycle diurne du flux de mousson et du FIT est très marqué (Parker *et al.* 2005). Il s'agit d'une alternance d'accélération du flux de mousson vers le nord la nuit et de ralentissements le jour sous l'effet de la friction produite par la turbulence dans la couche limite. Une circulation méridienne se met donc en place au niveau du FIT à l'échelle de la journée. Elle est pilotée par la dépression thermique et comprend un flux de sud dans les basses couches surmonté d'un flux de retour vers 700 hPa (Peyrille & Lafore 2007). L'advection d'air humide vers le nord la nuit et sa diffusion verticale le jour constituent un mécanisme très efficace d'humidification de l'atmosphère sahélienne et saharienne pendant la phase précédant l'onset (Lothon *et al.* 2008).

1.3 La variabilité interannuelle

Comme on l'a expliqué et illustré dans l'introduction, la variabilité interannuelle et décennale récente de la MAO est caractérisée par des décennies humides (années 1950-60), suivi de décennies sèches (1970-1990), et d'un retour à des conditions plus proches de la moyenne centennale (Lebel & Ali 2009). LeBarbé & Lebel 1997 ont montré que la variabilité inter-annuelle des pluies au Sahel résultait davantage d'une diminution du nombre de systèmes convectifs plutôt que de leur efficacité à générer des pluies. Un certain nombre d'études passées ont essayé de comprendre

les mécanismes à l'origine de cette variabilité à grande échelle. L'analyse du cycle saisonnier a mis en évidence des couplages entre certaines variables physiques de l'atmosphère et la surface. Il faut donc s'attendre à une corrélation dans la variabilité interannuelle des précipitations et ces constituants de la MAO.

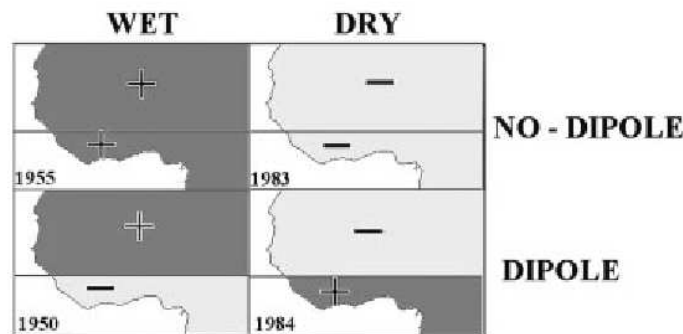


FIGURE 1.15 – Classification des années sèches et humides en Afrique de l'Ouest suivant (Nicholson 2009a)

Les anomalies de précipitations peuvent affecter de manière différente les différentes régions d'Afrique de l'Ouest. Nicholson 1980 définit la notion d'années sèche et humide en distinguant deux zones climatiques : la zone guinéenne et la zone soudano-sahélienne : (cf 1.15). On peut ainsi distinguer quatre types d'années, et notamment des années appelées dipôles où l'anomalie de précipitations est de signe opposé entre les deux zones. Nous résumons ci-dessous les principaux facteurs établis de variabilité interannuelle.

La variabilité interannuelle des précipitations est en premier lieu fortement couplée aux fluctuations interannuelles de la température de surface des océans (SST pour Sea Surface Temperature) et des mers environnantes le continent africain (Lamb 1978).

Janicot *et al.* 1998 et Vizzy & Cook 2001 ont montré qu'une année sèche au Sahel était associée à un réchauffement des SST dans l'Atlantique Tropical. Des SST plus chaudes sur le Golfe de Guinée peuvent provoquer un positionnement plus sud de la ZCIT entraînant alors un excédent de pluie sur la côte guinéenne et un déficit au Sahel.

Eltahir & Gong 1996 montrent dans un cadre académique que l'intensité de la circulation de mousson est contrôlée par le gradient méridien d'entropie de basses couches. Une augmentation du gradient, p.ex. due à une anomalie froide des SST dans le Golfe de Guinée, va renforcer la circulation de mousson et pourrait générer des pluies plus importantes. Cette étude met ainsi en avant le rôle des processus de surface dans la variabilité interannuelle. On peut noter qu'un changement de couvert végétal (déforestation, désertification) peut aussi modifier l'entropie dans

les basses couches.

Fontaine *et al.* 2002 précisent que pour une année humide le fort gradient d'énergie statique humide (ESH), ou d'entropie, est maintenu plus longtemps. Le retard dans la relaxation du gradient d'ESH semble liée à l'évolution saisonnière des précipitations et de l'humidité du sol, et notamment à une anomalie négative des pluies et de l'humidité du sol dans la région soudano-sahélienne avant le début de la saison des pluies.

Philippon & Fontaine 2002 trouvent des liens significatifs de la deuxième saison des pluies dans la zone guinéenne (Septembre à Octobre) d'une année n sur la saison des pluies sahéliennes (Juillet à Aout) de l'année $n+1$. Cet effet mémoire passe par l'humidité des sols et souligne l'importance des interactions de l'atmosphère avec les surfaces continentales.

Finalement, Giannini *et al.* 2003 confirment l'importance d'une part du forçage océanique dans l'Atlantique tropical sur la variabilité interannuelle des précipitations en Afrique de l'ouest, et d'autre part des interactions entre les surfaces continentales et l'atmosphère comme un mécanisme amplificateur de ces fluctuations.

Plus récemment, Fontaine *et al.* 2003 et Rowell 2003 ont mis en évidence le rôle des flux d'humidité venant de la Méditerranée. Notamment, Rowell 2003 suggère que des anomalies positives de SST favorisent un transport d'humidité vers le Sahel qui renforce la convergence d'humidité et les précipitations dans cette région.

Le transport de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est un élément important de la MAO. Les études passées ont montré que les années humides sont caractérisées par un flux de mousson plus fort, un JEA plus faible et un JET plus fort. Lamb 1983 est le premier à étudier le rôle des flux d'humidité dans la variabilité interannuelle. Il met en évidence l'importance du transport dans les basses couches depuis l'ouest (Atlantique Tropical) et le sud-ouest (Golfe de Guinée). Il montre également qu'une année sèche n'est pas associée avec un apport inhabituel d'air sec en provenance de l'océan tropical Atlantique en comparaison avec des années de pluviométrie moyenne. Il observe aussi, à 13°N , un flux de mousson plus épais en altitude pour une année "normale" (i.e. de pluviométrie moyenne) que pour une année sèche. En revanche, plus proche de la côte guinéenne (5°N) ce résultat ne tient plus. Fontaine *et al.* 1995 explique que l'année particulière considérée par Lamb 1983 était en fait une année dipôle (anomalie négative de pluie sur le Sahel et positive sur la côte guinéenne).

Kidson 1977 rapporte, à partir de l'analyse de radiosondages, un affaiblissement de la circulation méridienne pour le mois d'Aout pour une année sèche et précise également que le JET, à 200hPa, est plus fort pour une année humide.

Fontaine & Janicot 1992 associent également aux périodes sèches un JEA plus fort et une position plus sud de la ZCIT.

Grist & Nicholson 2001, à partir de quatre années humides et quatre années sèches de la réanalyse NCEP/NCAR, confirment que le JEA est plus fort mais

aussi positionné plus au sud pendant les années sèches. Ils dénotent également un JET plus faible en années sèches. Nicholson 2009a précise que c'est finalement plus la position des jets que leur intensité qui caractérise le type d'année.

Cook 1999 montre que le JEA impacte la divergence d'humidité dans les couches moyennes (600-700 hPa) et que son intensité est couplée avec le gradient d'humidité du sol (et donc de l'entropie dans les basses couches). Un déplacement de la ZCIT aura donc tendance à être amplifié par une rétro-action de la surface (p.ex. s'il pleut plus au sud le JEA sera renforcé, augmentant la divergence d'humidité et amplifiant la sécheresse au nord).

En fait, dès 1975, Charney 1975 suggère que la réduction des pluies au Sahel est liée à un changement des propriétés de la surface (désertification) via un couplage surface-atmosphère. Les résultats de Zeng *et al.* 1999 suggèrent que la dynamique de la végétation a un effet amplificateur sur la variabilité de la pluie au Sahel de l'échelle interannuelle à décennale.

1.4 Conclusion

Dans ce premier chapitre nous avons voulu décrire les caractéristiques climatiques moyennes (cycle saisonnier) du cycle de l'eau de la mousson africaine et introduire les mécanismes clé qui sont d'importance pour l'étude et la compréhension de sa variabilité. L'accent a plus particulièrement été mis sur les composantes atmosphériques du système. L'objectif du travail est en effet d'analyser l'efficacité des processus atmosphériques, et en particulier ceux qui contrôlent l'évolution de l'humidité atmosphérique et sa transformation en précipitations, au sein du climat africain dans le but de mieux comprendre leur rôle dans la variabilité interannuelle et intra-saisonnière.

Nous avons ainsi montré que la migration saisonnière de la ceinture de pluies est associée à une zone de convergence d'humidité principalement sur l'océan. Sur le continent, la convergence est confinée dans les basses couches autour du front intertropical (FIT) à la rencontre du flux humide de mousson et du flux sec d'Harmattan. Cette zone de convergence est surplombée d'une zone de divergence au nord de la ceinture des pluies, principalement en réponse à un transfert vertical d'humidité des basses couches. Une première approche de calcul de bilans d'eau des flux d'humidité montre que l'Afrique de l'Ouest est une région puits en saison de mousson (l'atmosphère perd de l'humidité) et une région source en saison sèche. Dans les basses couches, la région est alimentée quasiment toute l'année par un flux de sud (flux de mousson) et un peu de l'Ouest entre juillet et septembre. En altitude, la région est surtout traversée par un flux d'humidité très intense lié au Jet d'Est Africain. Le rôle de ce jet dans l'alimentation des pluies de mousson n'est pas encore bien déterminé. Par contre, des études passées ont établi une corrélation entre la position et l'intensité de ce jet et la quantité de pluie à l'échelle de la saison. La variabilité interannuelle des pluies s'accompagne donc d'une variabilité de la circulation atmosphérique. Pour comprendre le détail des mécanismes, une approche

multi-échelle est nécessaire car les précipitations sont le résultat de systèmes convectifs de méso-échelle (MCS). Les MCS se développent préférentiellement à l'intérieur de structures d'échelle synoptique mais sont également phasés par rapport au cycle diurne (en particulier pour l'initiation de la convection). Nous avons vu que l'échelle sub-saisonnière est très riche en modes de variabilités, oscillations, pulsations et cycles à différentes échelles de temps qui impactent le cycle de l'eau de la région. En effet, les processus sous-jacents interagissent et modulent les propriétés des MCS et donc de la quantité de pluie pendant la saison de mousson. Les modèles de circulation atmosphérique gèrent assez mal ces interactions, en particulier celles qui sont à petite échelle (les processus en question étant dans ce cas paramétrisés et non représentés explicitement). Un objectif majeur du programme AMMA est de fournir les observations nécessaires à la compréhension de ces mécanismes et par la suite d'améliorer leur représentation dans les modèles météorologiques et climatiques.

Le chapitre suivant permettra d'affiner la description des échelles de variabilité de la vapeur d'eau intégrée, vue comme une variable diagnostique particulièrement pertinente pour caractériser la mousson. Nous utiliserons pour cela les observations GPS qui sont uniques et nouvelles en Afrique de l'Ouest. Ces observations permettront également d'évaluer la précision des modèles actuels de prévision numérique sur la région. Les chapitres ultérieurs aborderont les bilans d'eau de manière plus exhaustive en considérant tous les termes du bilan, à l'échelle régionale, mais en faisant appel en partie à des produits de modélisation.

Documentation de la variabilité fine échelle de la vapeur d'eau par GPS et modèles de prévision numérique

Sommaire

2.1	Estimation de la vapeur d'eau intégrée par GPS	34
2.1.1	Principes généraux de "météorologie GPS"	34
2.1.2	Le dispositif GPS AMMA	35
2.1.3	Le traitement des données GPS AMMA	36
2.1.4	Interpolations et corrections utilisées pour la comparaison d'observations et de produits de modèles de prévision	37
2.2	Evaluation de produits de modèles de prévision et de ra- diosondages avec GPS	40
2.2.1	Les produits de modèles de prévision	40
2.2.2	Les radiosondages	47
2.2.3	Impact et correction des biais des radiosondages sur les ana- lyses des modèles de prévision	48
2.3	Variabilité de la vapeur d'eau intégrée observée par GPS et analysée par les modèles de prévision	50
2.3.1	L'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations	50
2.3.2	Echelles synoptique à intra-saisonnière	55
2.3.3	La méso-échelle	58
2.3.4	Le cycle diurne	59
2.4	Conclusion	62

Les objectifs de ce chapitre sont de présenter l'ensemble des résultats établis jusqu'à présent à l'aide des stations GPS installées durant la campagne AMMA.

Avec sa fine résolution temporelle, le GPS est un instrument qui permet de couvrir plusieurs échelles temporelles de la variabilité du contenu intégré en vapeur d'eau. Et de part sa précision et le fait qu'il ne soit pas assimilé dans les modèles de prévision numérique, il est très utile pour évaluer la précision des radiosondages et des modèles météorologiques.

2.1 Estimation de la vapeur d'eau intégrée par GPS

Le GPS (Global Positioning System) est aujourd'hui le système de navigation par satellites (GNSS) le plus utilisé pour tous les types de localisation. En météorologie, il sert couramment au positionnement des mesures en mer, à la localisation des radiosondes ainsi qu'au calcul du vent en altitude (en association avec des radiosondes par mesure de l'effet Doppler) (Doerflinger 2001). Une application plus indirecte du GPS en météorologie est la mesure du contenu intégré en vapeur d'eau dans l'atmosphère.

2.1.1 Principes généraux de "météorologie GPS"

Le principe du positionnement par GPS est de mesurer le temps de propagation entre un récepteur au sol (station GPS) et plusieurs satellites qui défilent à 20200 km d'altitude en émettent des signaux micro-ondes en direction de la Terre. Le GPS peut être utilisé en mode différentiel, ce qui signifie que les distances satellite-récepteur sont estimées pour au moins deux stations GPS observant simultanément les mêmes satellites. Cette technique qui permet de s'affranchir des erreurs propres aux satellites est celle que l'on utilise pour mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau.

L'atmosphère ralentit la propagation du signal et allonge donc le temps de parcours du signal GPS par rapport à une propagation dans le vide (i.e. propagation en ligne droite). Suite à ces effets de réfractivité, on parle communément de retards atmosphériques.

Dans la ionosphère (milieu dispersif), le retard dépend de la fréquence de l'onde émise. L'utilisation de deux longueurs d'ondes distinctes ($L1=1575$ MHz et $L2=1227$ MHz) permet alors d'éliminer (par combinaison linéaire des retards différents induits sur les porteuses $L1$ et $L2$) l'effet de la ionosphère.

Dans la troposphère (milieu neutre et non-dispersif), l'estimation du retard nécessite un traitement des données GPS. Le paramètre principal estimé lors du traitement GPS est le retard zénithal total (ZTD pour Zenith Tropospheric Delay en anglais). Il correspond en fait à une projection au zénith du retard atmosphérique moyen entre la station au sol et les satellites GPS. Le retard troposphérique (ZTD) peut être ensuite converti en eau précipitable (PWV), c'est la quantité de vapeur d'eau présente dans la colonne atmosphérique au-dessus d'une station GPS.

D'autres instruments permettent de mesurer le contenu intégré en vapeur d'eau de l'atmosphère (radiomètres micro-ondes, photomètres solaires, radiosondages, ...). Chacun des systèmes possède des avantages et des inconvénients. Le GPS présente comme avantage de pouvoir mesurer PWV en continu indépendamment des conditions météorologiques avec un échantillonnage inférieur à l'heure, ce qui en fait un outil très intéressant pour la description de la variabilité atmosphérique de la vapeur d'eau.

2.1.2 Le dispositif GPS AMMA

La localisation des six stations GPS installées pendant la campagne AMMA est visible sur la figure 3.

La disposition suivant un transect meridien a été choisie pour échantillonner au plus près l'évolution de PWV et notamment son gradient méridien tout au long de l'année. Un premier transect de trois stations a été mis en place à partir de Juin 2005 au sein de la EOP d'AMMA (période d'observation renforcée, de 2005 à 2007). Les stations ont été positionnées à Djougou (Bénin), Niamey (Niger) et Gao (Mali). En complément un deuxième transect a été crée pendant la SOP d'AMMA (période d'observation spéciale, été 2006) avec des stations installées à Tamale (Ghana), Ouagadougou (Burkina Faso) et Tombouctou (Mali). L'idée du deuxième transect était d'étendre spatialement la description intrasaisonnière du contenu intégré en vapeur d'eau pendant la mousson ouest-africaine. Le transect Tamale-Ouagadougou-Tombouctou a continué de fonctionner après la SOP et à l'heure actuelle les 6 stations sont toujours en fonctionnement. Il existe donc des observations de PWV par GPS depuis 2005 sur l'ensemble des stations, autorisant des études sur la variabilité interannuelle de PWV en Afrique de l'Ouest (cf section 3.1).

A proximité de chaque station GPS, des stations météorologiques (capteurs PTU : Pression Température Humidité) fournissent les informations nécessaires à la conversion du ZTD en PWV .

Les données brutes sont transmises par connexion satellite ou téléphonique de-

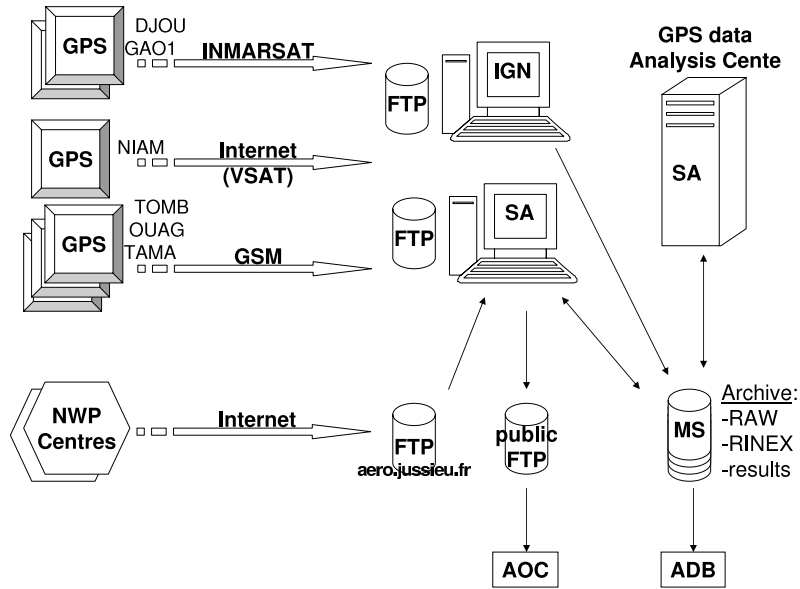


FIGURE 2.1 – Schéma du dispositif mis en place pour le transfert des données GPS brutes et la conversion en eau précipitable PWV d'après (Bock *et al.* 2008)

puis les stations GPS jusqu'au centre de traitement à Paris jusqu'à plusieurs fois par jour (cf fig.2.1). Des estimations de ZTD et PWV peuvent alors être produites

quasiment en temps réel. Un tel schéma opérationnel a permis d'obtenir des estimations presque instantanées de PWV utilisées pour valider les prévisions des modèles météorologiques pendant l'AOC (AMMA Operational Center, <http://aoc.amma-international.org/>). Une présentation plus complète des stations GPS AMMA est disponible sur le site <http://amma-gps.ign.fr/>.

2.1.3 Le traitement des données GPS AMMA

2.1.3.1 L'estimation des retards troposphériques

Le traitement des données GPS "routinier" est réalisé au LATMOS à l'aide du logiciel GAMIT (King & Bock 2005). GAMIT propose un traitement des données GPS en réseau (mode différentiel). Le réseau GPS considéré ici est composé des stations AMMA mais aussi de stations permanentes en Afrique du Nord ainsi que de stations du réseau IGS (International GNSS Service) du sud de l'Europe, du moyen-orient et des océans Indien et Atlantique.

Le principe du traitement GPS consiste à estimer les paramètres (comme le retard troposphérique) d'un modèle (défini par des équations) à partir d'observations (temps de propagation entre station au sol et satellite GPS ...). L'ajustement des paramètres sur le modèle d'observation est réalisé par un filtre de Kalman.

Le logiciel peut fournir des estimations du retard troposphérique au zénith (ZTD) en temps quasi-réel mais également des estimations plus précises avec un délai de 15 jours. Le traitement précis demande de connaître de manière fine les orbites des satellites GPS alors que le traitement en temps quasi-réel se base sur des prédictions de trajectoires. Le traitement "temps quasi-réel" a été utilisé essentiellement pendant la SOP (cf ci-dessus) à Niamey alors que les estimations de PWV exploitées dans nos recherches scientifiques relèvent du traitement précis des données GPS pour toutes les stations AMMA.

De plus amples renseignements sur le traitement des données sont présents dans la publication de (Bock *et al.* 2008).

2.1.3.2 La conversion en contenus intégrés de vapeur d'eau

La réfractivité du signal GPS dans la troposphère se décompose en un terme hydrostatique, dû à l'air sec, et en un terme humide dû à la vapeur d'eau atmosphérique.

Le retard zénithal induit par l'air sec (ZHD pour Zenith Hydrostatic Delay) peut être facilement corrigé à partir de la pression de surface (Saastamoinen 1972). Le retard humide au zénith (ZWD pour Zenith Wet Delay) est plus complexe à estimer car il dépend de la distribution spatiale et temporelle très variable de la vapeur d'eau. Il est en fait obtenu en soustrayant le ZHD au ZTD. Le ZWD est quasi-proportionnel à l'intégrale de la densité de vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique au-dessus de la station GPS (Davis *et al.* 1985) :

$$PWV = \Pi \times ZWD = \Pi \times (ZTD - ZHD) \quad (2.1)$$

avec

$$\frac{1}{\Pi} = 10^{-6} \left(\frac{k_3}{T_m} + k'_2 \right) \cdot R_v \quad (2.2)$$

avec R_v : constante des gaz parfaits pour l'air humide

k_3, k'_2 : constantes de réfractivité

et T_m : la température moyenne de l'atmosphère définie par Davis *et al.* 1985 comme étant :

$$T_m = \frac{\int \frac{P_v}{T} dz}{\int \frac{P_v}{T^2} dz} \quad (2.3)$$

P_v étant la pression partielle de la vapeur d'eau et T la température.

T_m dépend donc à la fois du profil de température et de la distribution verticale de la vapeur d'eau au-dessus de la station GPS. Bevis *et al.* 1992 proposent une relation linéaire entre la température de surface T_{surf} et T_m , à partir d'une étude sur près de 9000 radiosondes aux USA : $T_m = a \times T_{surf} + b$, avec $a = 0.72$ et $b = 70.2K$.

Bevis *et al.* 1992 précisent cependant que la relation entre T_m et T_{surf} varie localement et avec le cycle saisonnier. Avec un jeu de données de radiosondes sur 23 ans et réparti dans 53 stations dans le monde, Ross & Rosenfeld 1997 confirment ce dernier point et montrent même des corrélations faibles entre T_m et T_{surf} dans les tropiques.

L'utilisation d'un modèle linéaire peut conduire à des erreurs de l'ordre de 1.5% du contenu intégrée de vapeur d'eau, soit entre 0.5 et 1 kg/m² en Afrique de l'Ouest pendant la saison humide.

Compte tenu de ces limitations, il a été choisi d'utiliser les valeurs de T_m fournies par l'Institut de Géodésie de l'Université Technique de Vienne. Ces valeurs sont calculées à partir des profils T et q du modèle météorologique opérationnel ECMWF toutes les six heures et sur une grille horizontale globale à la résolution 2°x2.5°. Dans le cadre de cette thèse, des comparaisons avec des T_m calculés à partir de radiosondages pour l'année 2004 en Afrique de l'Ouest se sont révélées très bonnes. La figure 2.2 présente l'évolution diurne de T_m calculé avec la formule de Bevis et extrait de l'Institut de Géodésie de Vienne pour le mois de Juillet 2006 à Niamey. On remarque alors que l'utilisation de la formule de Bevis introduit un cycle diurne artificiel dans la température moyenne avec des amplitudes très marquées en comparaison des valeurs obtenues à partir des analyses ECMWF.

2.1.4 Interpolations et corrections utilisées pour la comparaison d'observations et de produits de modèles de prévision

Le contenu intégré en vapeur d'eau d'une colonne atmosphérique peut aussi être calculé à partir d'un profil vertical d'humidité observé par des radiosondages ou issu des modèles.

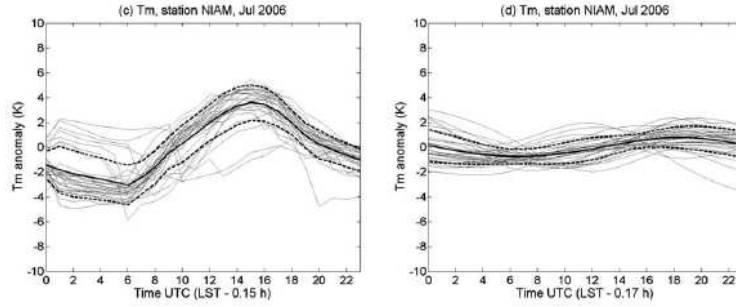


FIGURE 2.2 – Evolution diurne du paramètre T_m ou température moyenne de l’atmosphère estimée à partir de la formule de Bevis *et al.* 1992 (gauche) et calculé à partir de profils d’humidité et de température extraits du modèle ECMWF-IFS. Les courbes grises représentent les anomalies journalières pour le mois de Juillet 2006 à Niamey et la courbe en gras la moyenne de ces anomalies. En pointillé $\pm\sigma$ au tour de la moyenne, d’après (Bock *et al.* 2008)

La comparaison avec les observations GPS nécessite au préalable que les quantités comparées soient représentatives d’un même domaine d’atmosphère. Les estimations d’eau précipitable par GPS sont caractéristiques d’une échelle horizontale de l’ordre de 20 – 50 km dans la moyenne troposphère (l’échelle tendant vers zéro au niveau de la station que l’on peut considérer comme un récepteur ponctuel). Une comparaison avec des radiosondages lancés à moins de quelques kilomètres d’une station GPS peut conduire à des estimations en accord à 1 kg/m² près (Bock *et al.* 2007a). Pour la comparaison GPS-modèle, l’accord va dépendre de la représentativité des mailles du modèle considéré (donc a priori de sa résolution horizontale). L’échelle de représentativité de PWV d’un modèle peut ainsi varier de 280 km (réanalyses NCEP) à 25 km (modèle opérationnel ECMWF-IFS).

Une autre source d’erreur peut venir de la non co-localisation (en latitude, longitude et altitude) du point de mesure GPS avec la donnée de comparaison. Pour minimiser les disparités horizontales et verticales, on peut considérer soit le point de grille le plus proche (dans le cas d’un modèle de maille fine) ou alors procéder à une interpolation bilinéaire aux coordonnées de la station à partir des 4 points de grille (ou davantage) encadrant la station.

Une différence d’altitude entre la station GPS et le point de grille du modèle le plus proche est en revanche plus problématique. On rappelle que PWV dépend directement de l’épaisseur $P_{surf} - P_{top}$. Dans le cadre de cette thèse, plusieurs méthodes d’estimation de ΔPWV dû à une différence d’altitude Δh ont été testées.

La première méthode repose sur l’hypothèse que $\frac{\Delta PWV}{PWV}$ est proportionnel à Δh , ce qui revient à supposer un modèle simple d’atmosphère où $\rho_v(z) = cste$.

Des profils de radiosondages ou des analyses du modèle ECMWF-IFS permettent d'estimer ce coefficient à 40% PWV pour $\Delta h = 1000$ m pendant la saison humide en Afrique de l'Ouest. Le coefficient dépend peu du Δh considéré, suggérant que l'hypothèse faite sur la distribution de la vapeur d'eau par couche n'est pas aberrante. En revanche le coefficient varie fortement au cours du cycle saisonnier, notamment du fait de fortes fluctuations de PWV en saison sèche. Cette méthode de correction par coefficient constant atteint ses limites.

La deuxième méthode de correction a été élaborée pour tenir compte de l'évolution saisonnière de PWV que l'on relie aux variations de l'humidité près de la surface (le modèle est sensé corriger de couches d'atmosphère proches de la surface). On a donc introduit la formulation suivante :

$$\Delta PWV = \rho_v \Delta h - \frac{\rho_v^2}{2 \cdot PWV} (\Delta h)^2 \quad (2.4)$$

Ce modèle suppose une décroissance linéaire de la densité de vapeur d'eau avec l'altitude. Il nécessite de connaître ρ_v à l'altitude du GPS. En général cette valeur est extrapolée à partir d'une valeur connue à une altitude de référence proche de l'altitude du GPS. Les hypothèses faites pour l'extrapolation considèrent que l'humidité relative (RH) est constante dans les basses couches de l'atmosphère et que le gradient de température vaut $\Gamma = -0.65\text{K}/100\text{m}$.

Les deux techniques de correction ont été testées pour l'année 2004. La deuxième méthode s'est avérée meilleure avec une précision sur la correction inférieure à 0.1 kg/m^2 rms. Elle a donc été préférée pour les exercices d'inter-comparaison.

Pour l'année 2004, les corrections sont meilleures pendant la saison humide. Des erreurs plus importantes ont été observées pendant la saison sèche (octobre-mars), probablement liées à des inversions du profil de température la nuit près de la surface.

Concrètement la méthode estime, par exemple, une correction de ΔPWV de l'ordre de $\pm 2.4 \text{ kg/m}^2$ pour une différence d'altitude de l'ordre de ± 200 m. En pratique on ne fera pas de correction, ni donc de comparaison, dès lors que la différence d'altitude dépasse 200 m.

L'étude de Bock *et al.* 2007a sur la comparaison entre la technique GPS et d'autres techniques d'observations de PWV (radiosondages, photomètre solaire AERONET, satellite micro-ondes SSM/I) a montré que la précision du GPS était en erreur-type (RMSE) de l'ordre de $1\text{--}2 \text{ kg/m}^2$ et que le biais par station n'excédait pas $\pm 1 \text{ kg/m}^2$.

2.2 Evaluation de produits de modèles de prévision et de radiosondages avec GPS

Les données des stations GPS AMMA ont servi de référence pour évaluer la précision des radiosondages et des modèles météorologiques sur l'Afrique de l'Ouest pendant la campagne. Un des critères importants à rappeler ici est l'indépendance des observations GPS. En effet évaluer un modèle de prévision à partir d'un radiosondage, qui a pu être assimilé dans ce même modèle, limite de fait la pertinence de la comparaison. La plupart des résultats présentés ici sont issus de deux publications, Bock *et al.* 2008 et Bock & Nuret 2009.

2.2.1 Les produits de modèles de prévision

Bock & Nuret 2009 ont comparé différents produits de modèles de prévision, réanalyses NCEP 1 et 2 et analyse opérationnelle ECMWF, aux estimations GPS des stations AMMA sur la période 2005-2008. Ils ont montré que tous ces produits avaient des erreurs mensuelles (moyennes et écart-types des différences par rapport à GPS) variables selon le modèle, le site et le mois de l'année. Globalement, les réanalyses NCEP sont moins précises qu'ECMWF opérationnel. Ceci est en partie attribuable au fait que ces réanalyses sont basées sur des modèles de prévision plus anciens, sur un système d'assimilation 3D-Var (au lieu de 4D-Var pour ECMWF) et sur une maille horizontale plus large (générant donc des différences de représentativité limitant la pertinence de la comparaison avec des observations "ponctuelles" issues des GPS). Les erreurs des analyses et réanalyses sont dues d'une part à des erreurs dans l'ébauche, celles-ci peuvent varier selon la zone climatique (principalement selon la latitude du site considéré), et d'autre part à des erreurs dans les données assimilées et en particulier dans les données d'humidité des radiosondages (Bock *et al.* 2007a; Bock *et al.* 2008; Bock & Nuret 2009). La comparaison des analyses ECMWF opérationnel avec GPS révèle aussi l'impact du changement de version du modèle ECMWF introduisant des tendances et discontinuités par rapport au PWV GPS (Bock & Nuret 2009). Afin d'éviter cet effet nous avons utilisé systématiquement ERA-Interim dans ce travail quand nous avons besoin de considérer une période pluriannuelle. De plus, ERA-Interim est produit avec une version récente du modèle ECMWF (datant de 2006) et un système 4D-Var, et donc à priori de qualité supérieure à celle des réanalyses NCEP.

La Figure 2.3 montre l'évolution temporelle de PWV estimé par GPS et issu de la réanalyse ERA-Interim (ces données seront interprétées physiquement à la section suivante). Les graphiques 2.3(a) et 2.3(b) présentent des données lissées sur 5 jours pour les trois stations "EOP" (installées en 2005) et "SOP" (installées en 2006), respectivement. Cette comparaison permet d'évaluer la qualité de la réanalyse pour une échelle temporelle et spatiale particulière (l'échelle spatiale est celle du point de grille du modèle). La comparaison met en évidence une bonne

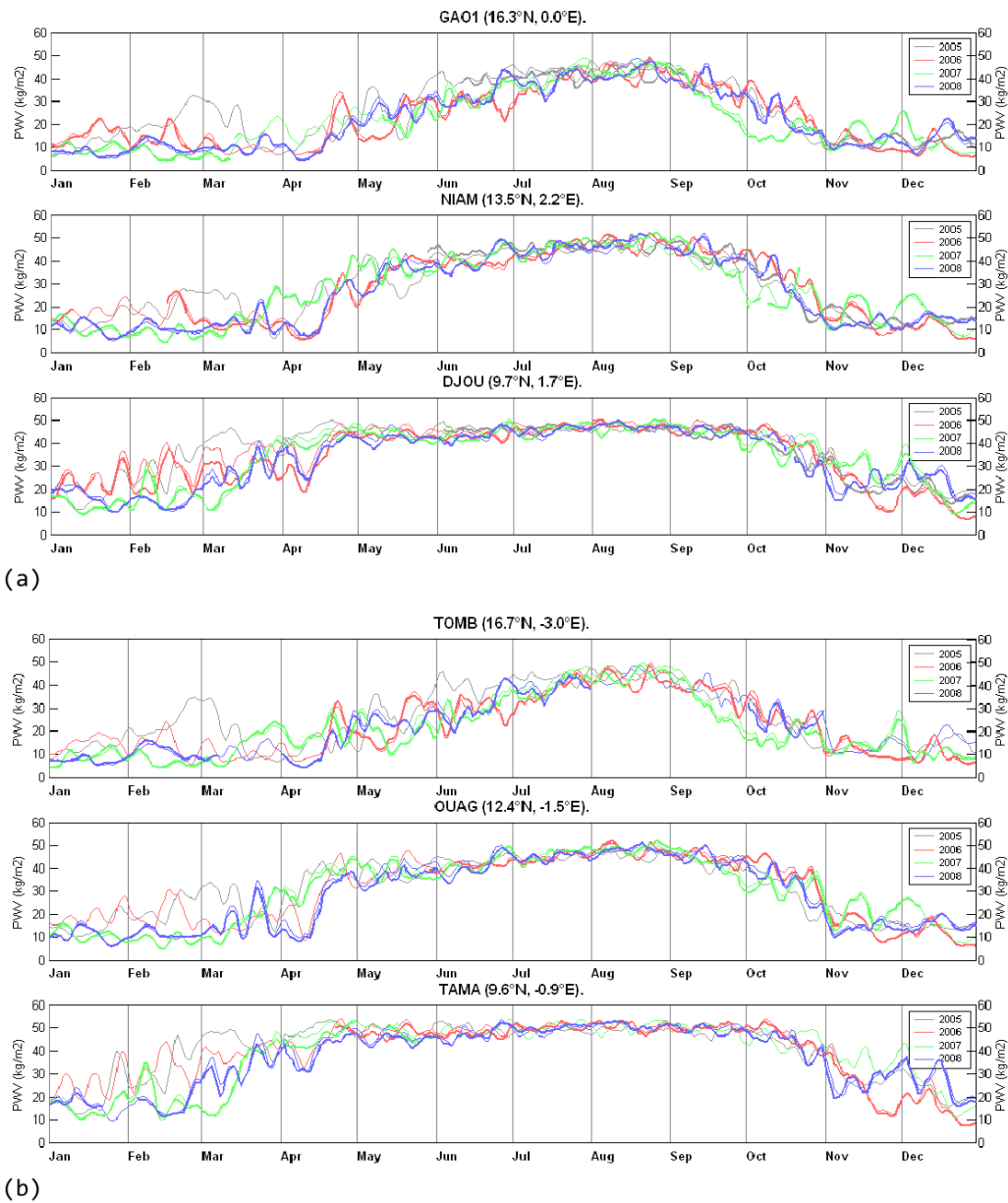


FIGURE 2.3 – Evolution temporelle de PWV (moyenne journalière lissée à 5 jours) estimé par GPS (traits épais) et issu de la réanalyse ERA-Interim (traits fins) pour les quatre années (2005 à 2008) au niveau des 3 stations GPS "EOP" (Gao, Niamey et Djougou). (b) similaire pour les stations "SOP" (Tombouctou, Ouagadougou et Tamale).

corrélations des séries temporelles pour toutes les années et toutes les stations.

Le biais en PWV est faible et beaucoup plus stationnaire que pour ECMWF opérationnel (Bock & Nuret 2009). Le seul écart notable est celui de Djougou pour les mois de mars-avril 2006 qui semblent affectés par un problème particulier (probablement un biais humide dans les données de radiosondages à Parakou). Cet écart est également observé avec les autres réanalyses.

La Figure 2.4 donne une information sur l'accord global entre les estimations

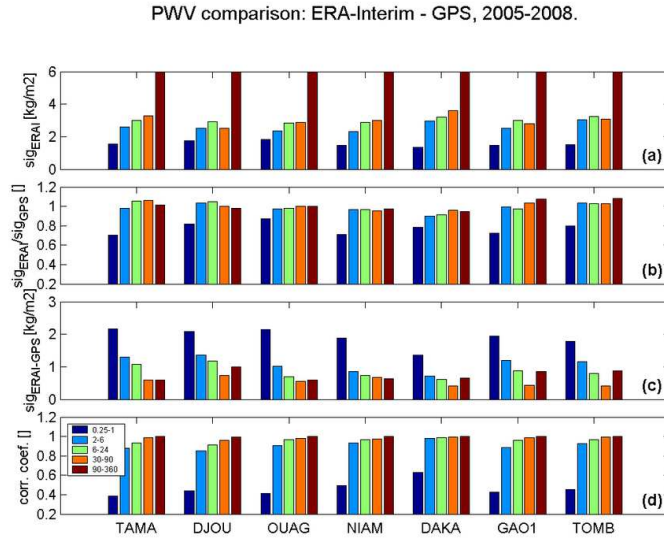


FIGURE 2.4 – Comparaison de la variabilité de PWV estimée par GPS et la réanalyse ERA-Interim, pour différentes stations et différentes gammes de périodicité représentatives des processus atmosphériques : cycle diurne (0.25-1 j.), échelle synoptique (2-6 j.), intra-saisonnière (6-24 and 30-90 j.) et saisonnière (> 90 j.). Les graphiques montrent : (a) l'écart-type estimé par la réanalyse, (b) le rapport de cet écart-type avec celui du GPS, (c) l'écart-type de la différence des deux produits, (d) le coefficient de corrélation entre les deux produits.

de PWV GPS et ERA-Interim sur les 4 ans pour un ensemble d'échelles temporelles représentatives des processus atmosphériques discutés dans le chapitre 1. Le filtrage dans une bande de période (par exemple 3-6 jours) est réalisé en prenant la différence de deux séries filtrées par des moyennes glissantes (l'une à 6 jours, l'autre à 3 jours). La Figure 2.4(a) montre que l'échelle saisonnière possède la variance la plus forte, et qu'elle est maximale au niveau des stations de la zone centrale (Ouagadougou et Niamey). Pour les autres composantes, la variance diminue avec l'échelle temporelle, le cycle diurne contenant le signal le plus faible. La Figure 2.4(b) indique que la variance de la réanalyse est proche de celle du GPS pour toutes les échelles sauf le cycle diurne qui est nettement sous-estimé par le modèle. Les Figure 2.4(c) et 2.4(d) confirment ceci avec un écart-type des différences ($PWV_{ERA} - PWV_{GPS}$) nettement plus fort et une corrélation nettement plus

faible pour cette échelle temporelle.

La Figure 2.5 compare sur le même principe les différentes réanalyses et

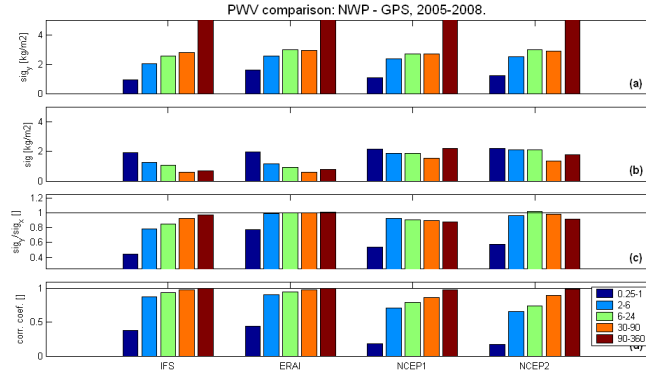


FIGURE 2.5 – Similaire à la Figure 2.4 mais en moyenne sur les 7 stations GPS et pour 4 analyses et réanalyses différentes

l'analyse opérationnelle ECMWF-IFS. Elle confirme les meilleures performances d'ERA-Interim et ECMWF-IFS par rapport aux réanalyses NCEP, dans la représentation des processus à toutes les échelles temporelle (sur la base d'une évaluation à l'échelle d'un point de grille, donc moyennant bien-sûr des limitations de représentativité).

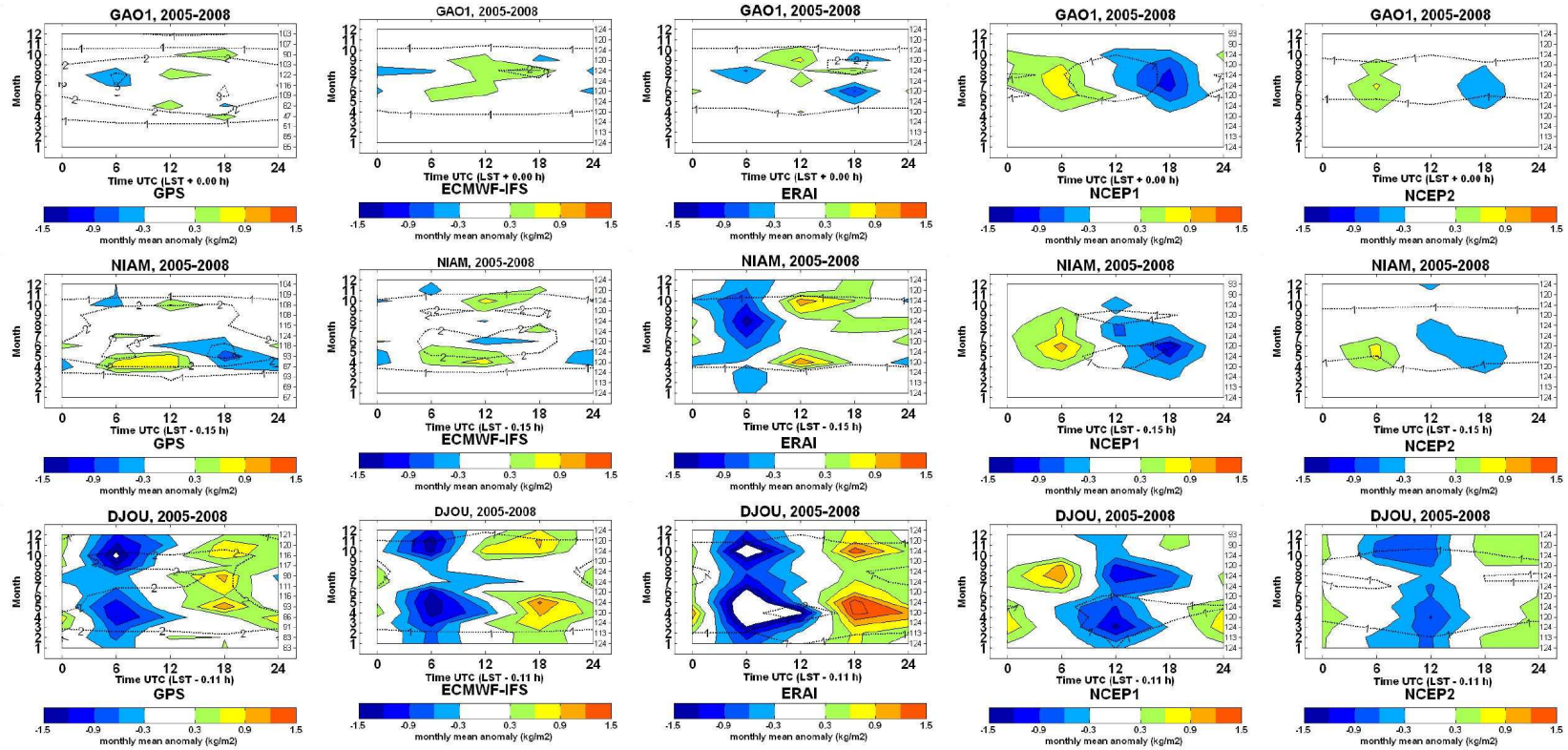


FIGURE 2.6 – Diagrammes représentant l'évolution mensuelle du cycle diurne de PWV pour les différents produits de la Figure 2.5, mais pour trois les stations GPS "EOP" seulement (Gao, Niamey et Djougou, du haut vers le bas). L'heure dans la journée est en abscisse, le mois dans l'année en ordonnée. Les données sont moyennées sur la période 2005-2008.

La Figure 2.6 compare la représentation du cycle diurne de ces réanalyses et analyses au GPS. Les données GPS montrent que le cycle diurne moyen est nettement plus fort et persistant à Djougou qu'au niveau des stations plus au nord. Il indique une humidification dans l'après-midi et un assèchement dans la nuit. A Niamey le seul signal significatif est visible en avril-mai (humidification le matin et assèchement en soirée). A Gao, le signal est très faible et sans doute non significatif. Ces résultats seront analysés et interprétés plus en détail à la section suivante. L'analyse ECMWF-IFS est assez fidèle aux observations GPS, mais le cycle diurne est trop faible à Djougou en saison humide. ERA-Interim reproduit assez bien le cycle diurne à Djougou et Gao, mais est en opposition de phase à Niamey. Les deux réanalyses NCEP sont assez similaires entre elles (mis à part une différence d'amplitude, NCEP2 produisant un cycle diurne plus faible). Leur représentation du cycle diurne est très similaire entre les stations, ce qui est en contradiction avec les observations et les autres analyses. Une difficulté majeure de tous ces modèles à représenter le cycle diurne de la vapeur d'eau dans les tropiques vient en partie de leurs schémas de convection qui déclenchent généralement la convection profonde trop tôt dans la journée (Yang & Slingo 2001) et d'effets de dérives des modèles (spin up/spin down ; Anderson et al., 2005). En Afrique de l'Ouest, d'autres effets mal représentés dans les modèles s'ajoutent à ce défaut : la variation diurne des jets atmosphériques (Parker *et al.* 2005; Peyrille & Lafore 2007; Lothon *et al.* 2008), les incertitudes dans l'évapotranspiration des surfaces continentales (Guichard *et al.* 2010), et les biais des données assimilées (Bock & Nuret 2009).

Une analyse plus spécifique de ces problèmes est illustrée ici à l'aide du modèle ARPEGE de Météo-France. Ces données sont en effet fournies en continu depuis la SOP, avec une résolution de 3 heures. Une analyse plus spécifique de ces problèmes est illustrée ici à l'aide du modèle ARPEGE de Météo-France. Ces données sont en effet fournies en continu depuis la SOP, avec une résolution de 3 heures. Pendant la SOP, elles ont servi à faire des comparaisons avec des solutions temps quasi-réel pour la station GPS de Niamey afin de vérifier la qualité des prévisions (Bock *et al.* 2008). Ici, elles sont exploitées d'une manière plus statistique pour toutes les stations. La Figure 2.7 montre l'évolution de PWV pour des prévisions jusqu'à +54 h, initialisées à 00UTC et 12UTC, en comparaison avec les estimations GPS. On voit que les prévisions partent d'un état initial (analyse à 00 ou 12 UTC) qui peut être biaisé par rapport au GPS et que leur évolution temporelle peut s'écarter progressivement du GPS sous l'effet d'une dérive dans le système de prévision. En effet, ARPEGE a tendance à sous-estimer *PWV* pour les stations sud et surestimer *PWV* quand on progresse vers le Nord du fait migration de la ZCIT vers le Nord au cours de l'intégration du modèle (M. Nuret, communication personnelle). Ce défaut apparaît indépendamment de l'état initial. Par contre, on voit des biais (écart analyse-GPS) assez différents entre les analyses à 00 UTC et 12 UTC pour un certain nombre de stations (Ouagadougou, Tamale et Djougou). Ces biais traduisent d'une part la présence d'un biais différentiel jour-nuit des radiosondages (cf. ci-dessous) et d'autre part

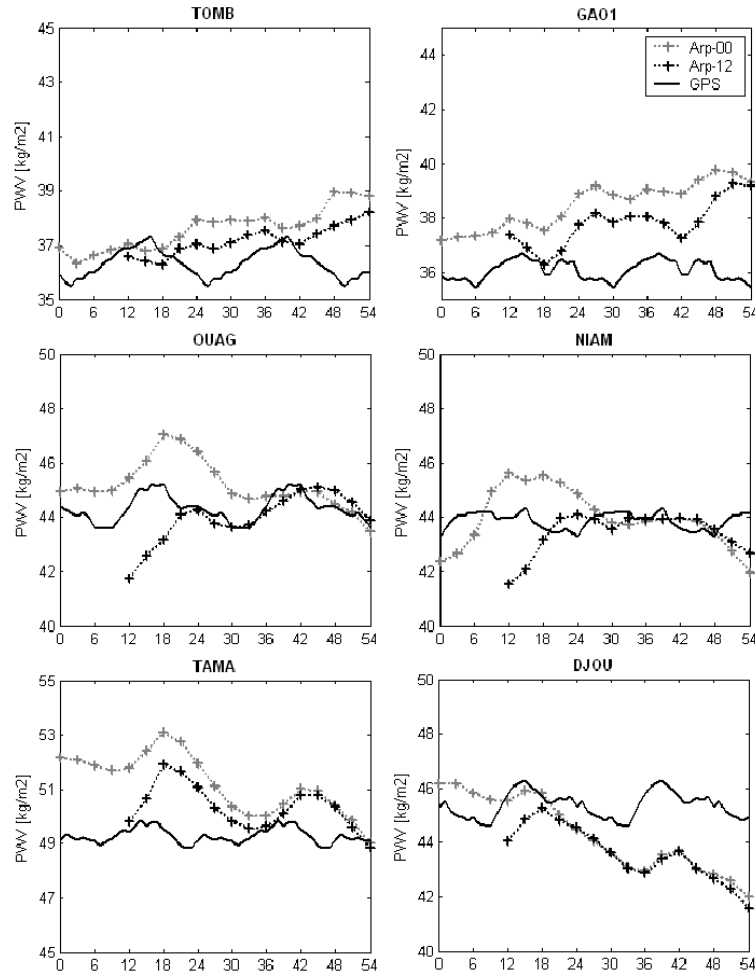


FIGURE 2.7 – Evolution de PWV à l'échelle des prévisions météorologiques du modèle ARPEGE, au niveau des six stations GPS AMMA, en moyenne sur les mois de juin à septembre 2006. La courbe noire continue représente le GPS. Les courbes avec '+' représentent les prévisions ARPEGE initialisée à 00 UTC (en gris) ou 12 UTC (en noir). L'abscisse indique l'heure de la prévision par rapport à 00 UTC.

une dérive ou un cycle diurne excessif dans le modèle utilisé comme ébauche (cf. les écarts prévision-GPS). On peut remarquer également la présence d'un biais sec dans les analyses à 12UTC pour toutes les stations où des radiosondages ont été assimilés dans le modèle (i.e. toutes sauf Gao et Tombouctou en 2006).

2.2.2 Les radiosondages

Trois types de sondes ont été utilisés durant la campagne AMMA : Vaisala RS80-A, Vaisala RS92 et MODEM. Le déploiement de radiosondages (RS) a notamment été renforcé pendant la SOP 2006 avec des phases intenses d'observations allant jusqu'à huit RS par jour (Parker *et al.* 2008). La comparaison est ici étendue à la période 2005-2008. La table 2.8 résume le résultat des comparaisons PWV GPS et PWV RS estimées au niveau des stations de Niamey, Dakar, Tombouctou, Tamale, Djougou et Ouagadougou. On se focalise ici sur les échéances 00UTC et 12UTC afin de mettre en évidence le cycle diurne systématique du biais.

Les sondes RS80-A, les plus "agées", possèdent des biais secs considérables.

GPS ID	PWV [kg/m2]	BIAS [kg/m2]	STD [kg/m2]	r	slope	NP	PWV [kg/m2]	BIAS [kg/m2]	STD [kg/m2]	r	slope	NP
00UT							12UT					
RS80-A												
DAKA	29.6	-4.0	2.6	0.98	0.88	77	26.5	-4.6	3.0	0.97	0.83	71
NIAM	42.2	-5.5	2.1	0.97	0.92	69	42.0	-7.8	2.1	0.95	0.84	72
TOMB	38.0	-4.5	2.7	0.95	1.02	48	33.8	-7.5	2.4	0.98	0.88	97
RS92												
DAKA	25.5	2.8	1.3	1.00	1.03	27	27.0	1.4	1.5	1.00	0.96	30
NIAM	25.1	0.8	1.6	1.00	1.03	688	25.3	-1.0	1.5	1.00	0.95	683
TAMA	47.2	3.6	1.5	0.96	0.97	95	37.0	0.4	1.6	1.00	0.96	239
MODEM-M2K2												
DJOU	42.4	6.4	4.8	0.87	1.01	254	34.1	0.5	5.1	0.93	1.03	526
OUAG	44.4	2.3	2.2	0.94	1.10	94	40.0	-3.9	3.0	0.97	1.02	147

Table 2: summary of comparison between RS PWV and GPS PWV stations over period 2005 - 2008.

FIGURE 2.8 – Différence entre PWV_{RS} et PWV_{GPS} en fonction du type de sondes utilisées sur la période 2005-2008 au niveau des stations GPS AMMA, adapté de Bock & Nuret 2009

L'analyse révèle un biais plus fort en journée que la nuit mais dépassant dans les deux cas et sur l'ensemble des stations 4 kg/m². Le biais peut même dépasser 7 kg/m² à Niamey et Tombouctou en moyenne à 12UTC, soit près de 20% du contenu intégrée en vapeur d'eau. A Ouagadougou, on observe pour les sondes MODEM un biais humide de $\sim 5\%$ la nuit et un biais sec de $\sim 10\%$ le jour tandis que la sonde de Djougou démontre seulement un biais humide la nuit à hauteur de $\sim 15\%$.

Sur l'ensemble des statistiques (biais, écart-type, corrélation) les sondes RS92 démontrent globalement de meilleures performances que les sondes RS80-A et MODEM. On peut tout de même noter un biais humide la nuit ($\sim 8\%$) commun aux trois stations utilisant des RS92. Ce biais n'a été que très peu documenté et doit être pris en considération dans les méthodes utilisant la RS92 comme sonde de référence (voir ci-dessous). Le jour il n'y a pas en revanche de signature d'un biais commun aux RS92. Ceci pourrait être lié à des différences entre les logiciels des stations RS concernées (M. Nuret, communication personnelle).

Tous les radiosondages collectés sont en temps normal transmis par le GTS (Global Telecommunications System) aux centres de prévisions météorologiques afin d'être assimilés dans les modèles. Pendant la campagne, le nombre de RS transmis a

considérablement augmenté par rapport au fonctionnement routinier en Afrique (1 à 2 sondages par jour). Compte-tenu des biais établis avec la comparaison GPS, il apparaît important d'évaluer l'impact potentiel sur les produits des systèmes d'assimilation (analyses et réanalyses). Les observations GPS sont à nouveau utilisées sur ce dernier point.

2.2.3 Impact et correction des biais des radiosondages sur les analyses des modèles de prévision

Deux méthodes de correction des biais d'humidité des RS ont été élaborées au CNRM (Météo-France) pour la correction des sondages AMMA (Nuret et al., 2008) et à ECMWF pour la prévision numérique (Agusti-Panareda *et al.* 2009d). Les deux méthodes consistent à utiliser une abaque de correction de l'humidité relative (RH) mesurée en fonction de l'altitude (ou de la température) et de RH. La méthode de Nuret *et al.* 2008, construit l'abaque à partir d'un échantillon représentatif de mesures co-localisées du type de sonde à corriger et d'une sonde de référence (dans ce cas les sondes suisses "Snow-White" basées sur la mesure du point de rosée sur un miroir refroidi). La méthode de Agusti-Panareda *et al.* 2009d construit l'abaque à partir d'une moyenne de différences entre les observations pour chaque type de sonde et une ébauche (first guess) du modèle de prévision. Un possible biais du modèle est également pris en compte par rapport aux mesures de la sonde RS92 de nuit, prise comme référence absolue. Le biais estimé pour un type de sonde s'exprime donc :

$$biais_x = obs_x - fg - biais_{fg} = obs_x - fg - (obs_{ref} - fg_{ref}) \quad (2.5)$$

Pour chaque site/type de radiosondage, le système d'assimilation maintient à jour l'estimation du biais (moyenne glissante sur un mois) et corrige les observations courantes. Cette méthode a été appliquée pour produire la réanalyse AMMA (ERA-AMMA). La figure 2.9 présente les résultats de comparaisons par rapport au GPS des observations RS, de l'analyse ECMWF-IFS (pas de correction de biais) et de la réanalyse AMMA. On peut tout d'abord constater l'impact de l'assimilation des radiosondes RS80-A biaisées pour ECMWF-IFS. Les analyses présentent ainsi un biais entre 1 kg/m² et 2.5 kg/m² à Niamey par rapport aux estimations PWV GPS. La correction semble efficace dans la réanalyse AMMA puisque les biais sont fortement réduits. Mais l'amélioration peut aussi venir de la physique du modèle qui est plus récente. En effet, la physique de ERA-AMMA (cycle CY32R3) est plus récente que celle du modèle opérationnel (cycle CY30R1) en 2006. Cependant Agusti-Panareda *et al.* 2009d, à partir d'expériences d'assimilation uniquement basée sur le cycle CY32R3, ont des résultats similaires à Niamey attestant ainsi de l'efficacité de la correction sur les biais des RS80-A.

Pour les autres types de sondes, l'interprétation de l'impact de la correction est moins évident. On peut toutefois constater que dans les deux analyses, l'assimilation de sondes MODEM ou RS92 biaisées donne lieu à des biais du même signe que les biais des radiosondages.

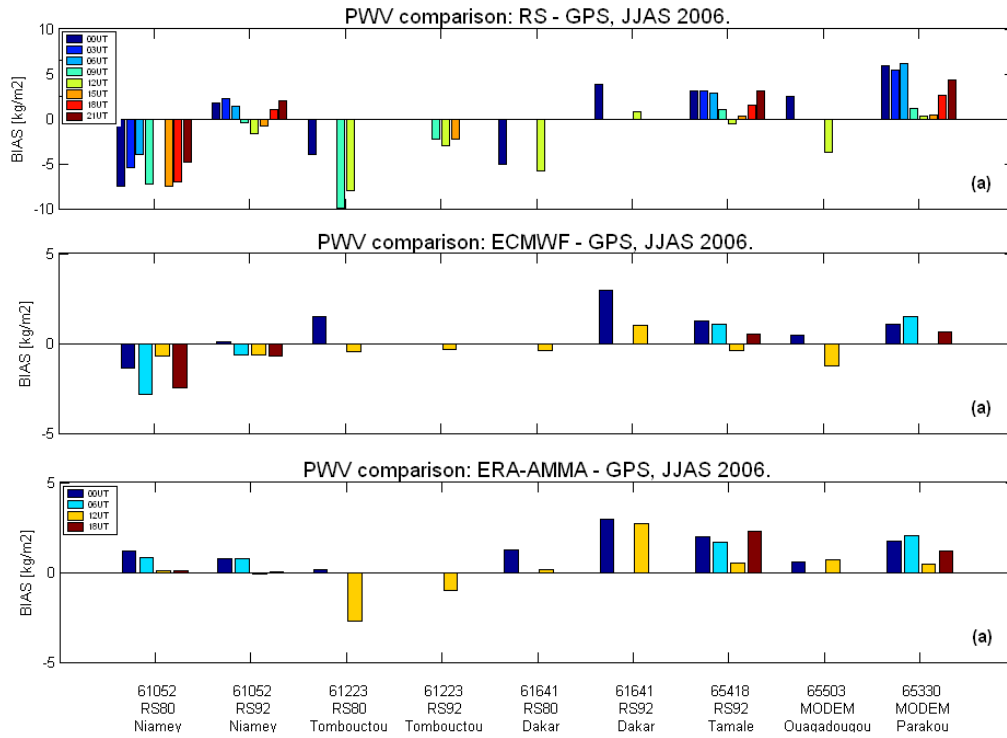


FIGURE 2.9 – Moyenne et écarts-types des différences entre PWV_{GPS} et PWV_{RS} , entre PWV_{GPS} et PWV issue des analyses ECMWF-IFS, entre PWV_{GPS} et PWV issue des réanalyses ERA-AMMA, en fonction du type de sonde pour la période Juin-Septembre 2006.

La figure 2.10 illustre spatialement les différences sur le contenu intégré de vapeur d'eau entre ERA-AMMA et ECMWF-IFS. A l'échelle régionale, les différences peuvent être liées à plus de données assimilées, à la correction des biais des radiosondages et/ou à une physique améliorée dans ERA-AMMA. La combinaison de ces trois effets montre que ERA-AMMA est globalement plus humide (jusqu' à 2 kg/m^2) que ECMWF-IFS à proximité d'un grand nombre de radiosondages. Les différences sont les plus fortes autour des RS80-A ce qui semble donc indiquer le rôle important de la correction des biais des RS dans l'humidification des réanalyses ERA-AMMA. A l'inverse, sur une grande partie du Sahara, ERA-AMMA est plus sec. Ceci traduit principalement une différence de version du modèle. A Tombouctou on ne voit pas d'humidification car ce RS n'était pas assimilé en opérationnel en 2006.

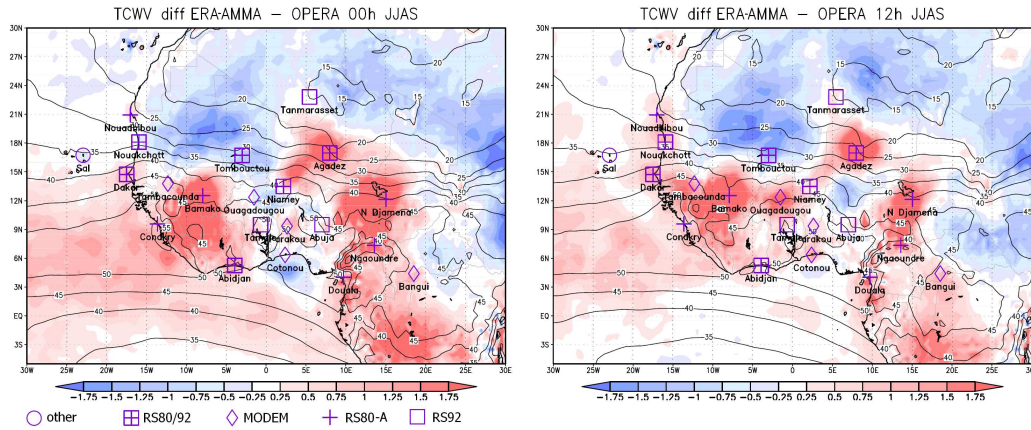


FIGURE 2.10 – Différence entre PWV calculé par ERA-AMMA et PWV extrait de ECMWF-IFS en moyenne sur la période Juin-Septembre 2006 aux échéances 00UTC et 12UTC. En contour PWV respectif pour chacun des modèles. La position des radiosondages réalisés à cette période est indiqué et le type de sonde précisé.

2.3 Variabilité de la vapeur d'eau intégrée observée par GPS et analysée par les modèles de prévision

2.3.1 L'évolution saisonnière de l'eau précipitable et des précipitations

Nous avons montré au chapitre 1 que l'eau précipitable (PWV) est un bon indicateur de la localisation de la masse d'air humide liée à la mousson. Au cours du cycle saisonnier, la masse d'air humide progresse depuis la côte guinéenne vers le Sahara (Figures 1.6 et 1.7). Dans la région soudano-sahélienne (9°N - 18°N), on se situe alors presque toute l'année dans un gradient méridien d'humidité. Les stations GPS ont été installées dans cette région afin de documenter ce gradient et sa variabilité temporelle (Bock *et al.* 2008).

Les Figures 2.11(a) et 2.11(b) montrent l'évolution temporelle de PWV (lissé sur 5 jours) sur les stations "EOP" et "SOP", respectivement. Analysons d'abord la Figure 2.11(a). Pour les trois stations, l'évolution saisonnière y est découpée en une saison sèche et une saison humide. La saison humide peut être encore découpée en cinq phases particulières dénotées par les lettres A à E. Elles correspondent successivement à des phases de transitions et des phases stationnaires. Elles sont déterminées ici de manière subjective.

La phase A est une phase de transition pour l'humidité intégrée qui augmente. C'est la phase d'arrivée de la masse d'air humide. Elle démarre en premier à Djougou (début mars), puis à Niamey (fin mars) et enfin à Gao (début avril); sa durée est variable (plus longue au sud qu'au nord), la pente est plus faible au sud

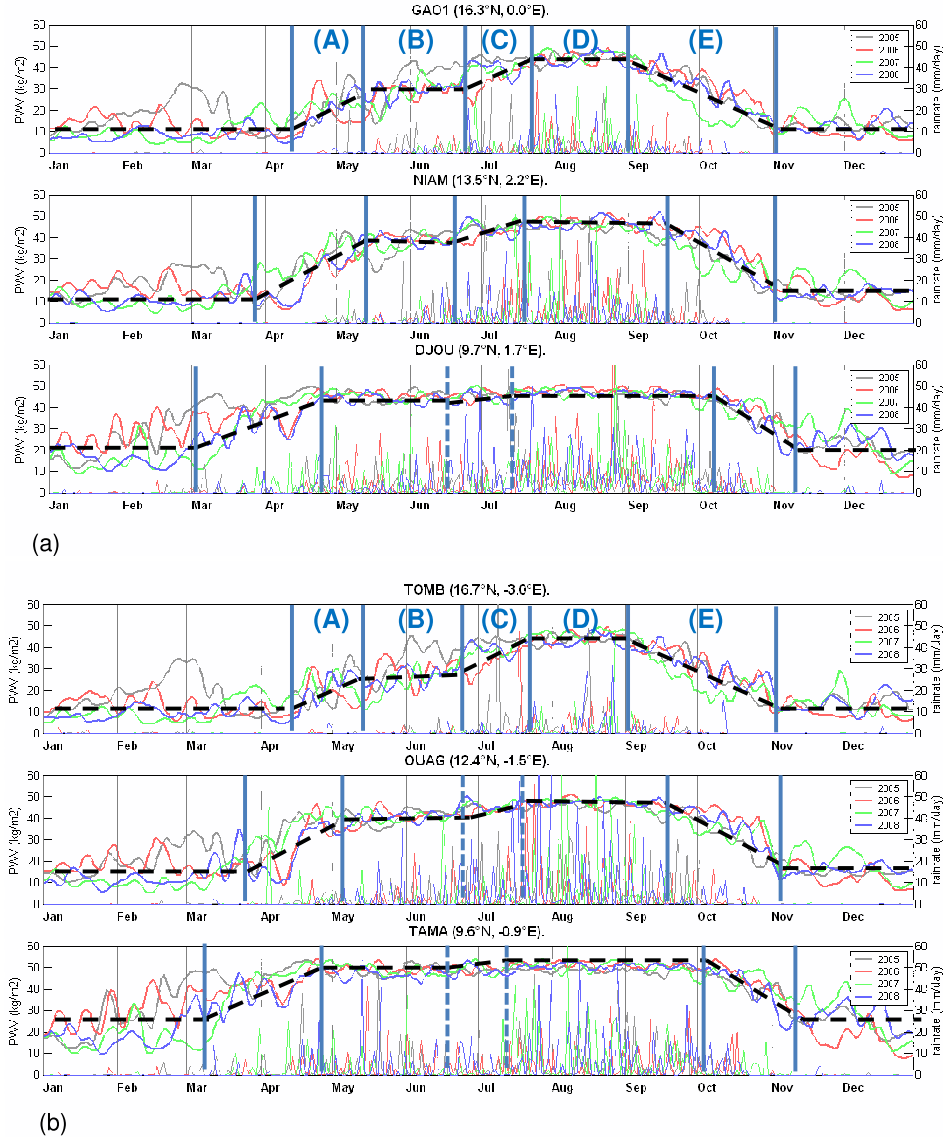


FIGURE 2.11 – (a) Evolution temporelle de PWV (moyenne journalière lissée à 5 jours) issu de la réanalyse ERA-Interim (traits épais) et du taux de précipitations journalier TRMM (traits fins) pour les quatre années (2005 à 2008) au niveau des 3 stations GPS "EOP" (Gao, Niamey et Djougou). (b) similaire pour les stations "SOP" (Tombouctou, Ouagadougou et Tamale). Le pointillé noir épais indique les phases d'installation et de retrait de la mousson (cf texte).

et la dispersion interannuelle autour de la pente est forte et de même amplitude pour toutes les stations.

La phase B est une phase stationnaire pour l'humidité intégrée, avec de la variabilité temporelle plus forte au nord qu'au sud, à la fois de jour à jour et en

interannuel. Cette phase est aussi celle de la première saison des pluies sur la zone guinéenne. La station de Djougou étant située au sud de la zone soudanienne, on y observe des précipitations assez fortes. Du fait de la forte variabilité temporelle, les dates de début et de fin de cette phase sont difficiles à déterminer. Néanmoins, il semble qu'elle dure plus longtemps au sud qu'au nord.

La phase C est une phase de transition pour l'humidité intégrée qui augmente à nouveau, mais l'augmentation est plus faible au sud qu'au nord. On explique cela par le fait que l'air est plus chaud au nord (la pression saturante de vapeur d'eau y est plus élevée). Du coup, cette phase est assez difficile à détecter à Djougou à l'aide de PWV (d'où les barres verticales en pointillé). La phase C correspond à la période de l'onset (Sultan & Janicot 2003). Elle est donc également caractérisée par une pause dans les pluies au sud suivie du démarrage des pluies soutenues au nord (Sahel).

La phase D est une phase stationnaire pour l'humidité intégrée, avec peu de variabilité temporelle, en comparaison aux autres phases. C'est la période de pleine mousson dans la zone soudano-sahélienne. Sa durée est de plus en plus courte au fur et à mesure que l'on monte en latitude vers le Sahara. Elle dure à peine 1,5 mois à Gao, 2 mois à Niamey et 3 mois à Djougou.

La phase E est une phase de transition pour l'humidité intégrée qui diminue. C'est la période de retrait de la mousson. Elle démarre d'abord à Gao (début septembre), puis Niamey (mi-septembre) puis atteint Djougou (début octobre). La variabilité temporelle y est forte (journalière et interannuelle). Les pluies diminuent progressivement durant cette phase.

En-dehors de ces cinq phases, c'est la saison sèche, où PWV prend des valeurs moyennes comprises entre 10 kg/m² à Gao et 20 kg/m² à Djougou. La zone au sud est toujours plus humide que le nord ; c'est aussi une zone où la végétation est permanente. Les niveaux atteints en PWV durant les deux phases stationnaires (B et D) dépendent fortement de la latitude. Pendant la phase B, $PWV \sim 43$ kg/m² à Djougou, ~ 39 kg/m² à Niamey et ~ 30 kg/m² à Gao. Pendant la phase D, l'ordre est différent : $PWV \sim 45$ kg/m² à Djougou, ~ 48 kg/m² à Niamey et ~ 45 kg/m² à Gao. Cette fois-ci le maximum est observé à Niamey car l'air y est très chaud mais également très humide sur toute la colonne sous l'effet de l'advection horizontale (flux de mousson) et verticale (turbulence et convection profonde). À Gao ces processus sont moins efficaces, notamment la convection, comme l'atteste l'intensité des précipitations qui ne dépasse pas 30 mm/jour alors qu'à Niamey elle atteint couramment 40 et parfois même 50 ou 60 mm/jour.

Si on analyse maintenant la Figure 2.11(b), on constate que le schéma est très similaire pour les trois stations SOP, placées elles aussi le long du gradient climatique méridien mais un peu plus à l'Ouest et avec des écarts en latitude variables : de 0.1°N (Tamale vs. Djougou), 0.4°N (Tombouctou vs. Gao) et 1.1°N (Ouagadougou vs. Niamey). Les dates de début et fin des cinq phases (déterminées subjectivement) sont quasiment les mêmes. Les variations constatées sont cohérentes avec la localisation climatique des stations, à savoir principalement pour Ouagadougou qui est de 1.1° au sud de Niamey : une saison des pluies un peu plus

longue (démarrage de la phase B un peu plus tôt et fin des phases D et E plus tard) et une phase C moins bien délimitée. Les différences de niveau de PWV atteints sont également cohérentes avec ces différences de localisation. Tamale atteint des valeurs de PWV plus élevées que Djougou, dépassant les 52 kg/m² pendant la phase D (dans ce cas plus lié à la différence de longitude et la présence d'un gradient zonal qu'à la différence de latitude). De même, à Ouagadougou PWV atteint 40 kg/m² en phase B mais seulement 45 kg/m² en phase D. Et Tombouctou atteint seulement 27 kg/m² en phase B et 45 kg/m² en phase D.

Les fluctuations temporelles de PWV sont très marquées durant la saison sèche ainsi que pendant les phases transitoires, particulièrement en début et fin de saison humide (A et E), et dans une moindre mesure durant la phase d'onset (C). Des fluctuations similaires ont déjà été observées pour la station de Dakar par Bock *et al.* 2007b, montrant une corrélation de ces fluctuations avec des advections d'humidité associées au passage d'ondes équatoriales de Kelvin et Rossby, principalement en saison sèche. Sur les six stations AMMA, il est donc logique de retrouver ces résultats. L'implication d'ondes équatoriales dans le déclenchement de la mousson (phase C) a aussi été suggérée par certains auteurs (Matthews 2004 ; Janicot *et al.* 2008). Pour les phases de transitions A et E, il est possible que des ondes soient impliquées également. Pour confirmer cette hypothèse on propose ci-dessous (Figure 2.12) d'analyser la corrélation avec des fluctuations des composantes du vent à 925 hPa et 700 hPa pour l'année 2006.

De Novembre à Mars (saison sèche), le FIT est situé entre 5°N et 10°N. Au nord du FIT, le vent à 925 hPa est orienté de secteur Nord-Est (Figure 1.1) et advecte de l'air chaud et sec. Au sud, ce sont des entrées maritimes qui advectent de l'air plus humide. Une perturbation de la circulation atmosphérique (typiquement des ondes équatoriales) se traduira par un déplacement du FIT au nord ou au sud et donc de fortes variations de PWV dans une région marquée par une discontinuité de masses d'air. On observe donc des variations plus fortes à Djougou et Tamale qu'à Niamey et Ouagadougou, ou à Gao et Tombouctou. Ces fluctuations de PWV sont le plus souvent associées à des fluctuations corrélées du vent zonal (la composante Est tend à s'annuler ou s'inverse, passant à un flux d'Ouest provenant de l'Atlantique) et anti-corrélées du vent méridien (quand la composante Nord augmente, PWV a tendance à diminuer). En Avril et en Octobre, durant la phase de transition A et E, on observe une transition entre des fluctuations de PWV fortes en saison sèche et des fluctuations faibles en saison humide, toujours préférentiellement corrélées à 925 hPa avec le vent zonal. Pendant les phases B, C et D, une différence notable est que le vent change de direction (secteur sud-ouest (flux de mousson)). Les trois stations sont donc passées au sud du FIT. Le passage du FIT correspond en fait à la phase A quand PWV atteint et dépasse les 30 kg/m². Le FIT peut s'installer promptement (ex. à Djougou) ou avancer par pulsations (Niamey et Gao). En 2006, on observe des oscillations de PWV à Gao pendant la phase B car le FIT est située à la latitude de cette station pendant toute la phase B. Ceci est le cas également en 2007 et 2008 mais pas en 2005 où le FIT est monté plus au

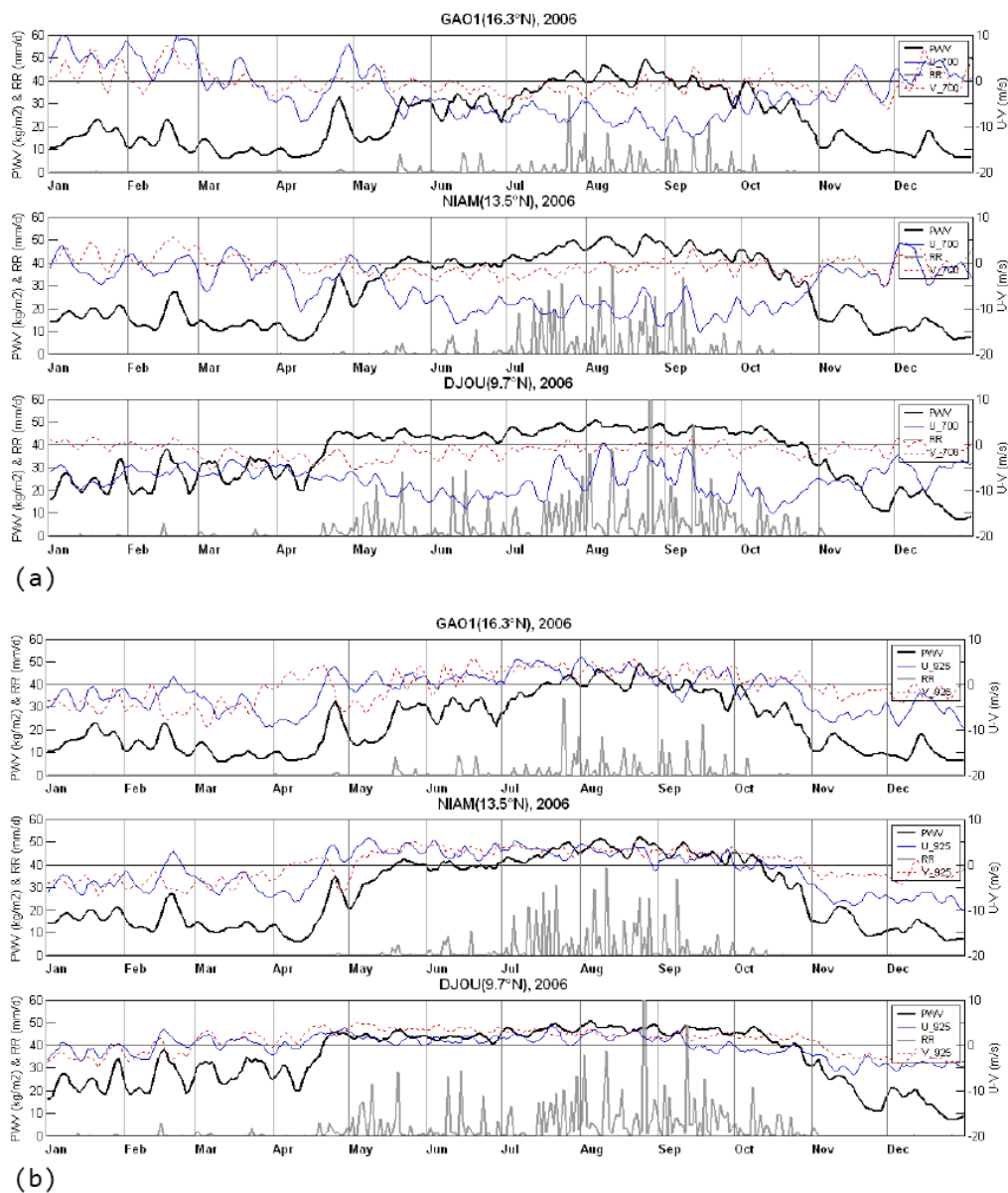


FIGURE 2.12 – similaire à la Figure 2.11(a) mais pour l'évolution temporelle de PWV (noir) et les deux composantes horizontales du vent (u en trait continu bleu et v en trait pointillé rouge) à 700 hPa (a) et 925 hPa (b). Le taux de précipitation en gris. Les graphiques ne couvrent que 2006. Le vent est extrait de l'analyse opérationnelle ECMWF.

nord (Figure 2.11(a)). Ces oscillations de *PWV* à Gao sont très corrélées avec des oscillations de la composante méridienne du vent à 925 hPa (flux de mousson). Il

s'agit d'oscillations du FIT d'une périodicité de 10 jours, incluant des modes de pulsation plus rapides du Heat Low (Couvreur *et al.* 2009 ; cf. aussi ci-dessous). Des oscillations sont également observées pendant la phase D (avec une périodicité un peu plus longue) mais elles sont dé-corrélées des fluctuations du vent à 925 hPa. Pendant la phase C, on observe essentiellement un renforcement du flux de mousson à Gao (les composantes Sud et Ouest sont maximales).

Le vent à 700 hPa joue également un rôle important dans l'évolution saisonnière et la modulation de *PWV* aux échelles intra-saisonnières au niveau des trois stations GPS "EOP". En particulier, la composante zonale reflète la présence du JEA pendant la saison humide au Nord (Niamey et Gao). Il s'installe en effet sur cette région après le passage du FIT (phase B). A Djougou le vent zonal reste de secteur Est toute l'année. Les fluctuations de *PWV* sont fortement anti-corrélées avec les fluctuations de la composante zonale du vent, aussi bien en saison sèche qu'en saison humide. A nouveau on trouve ici que le JEA joue un rôle important dans la modulation de l'humidité intégrée sur la région soudano-sahélienne. Quand le JEA diminue, *PWV* augmente sous l'effet d'une convergence d'humidité en moyenne sur la colonne qui résulte d'une réduction de la divergence d'humidité dans les couches moyennes de la troposphère. On observe également sur la Figure 2.12 des maxima de précipitations durant ces phases de maxima de *PWV* et de réduction de l'intensité du JEA. La composante méridienne reste, elle, relativement faible et plutôt de secteur Nord à Djougou. A Niamey et Gao, les modulations sont fortes en saison sèche, avec des incursions humides d'Ouest-Sud-Ouest, depuis la côte Atlantique se dirigeant vers la Méditerranée (signature possible de tropical plumes, (Knippertz & Martin 2005)). Pendant la saison humide, le vent méridien passe au secteur Nord au niveau des trois stations. Il s'agit du flux de retour en altitude de la circulation méridienne induite par le Heat Low (1.2).

2.3.2 Echelles synoptique à intra-saisonnière

La Figure 2.13 montre les spectres d'ondelettes de *PWV* et des précipitations pour les trois stations "EOP" pour la période avril-octobre 2006. Les séries *PWV* GPS et ECMWF ont ici été combinées par une technique de filtrage de Kalman (X. Collilieux, LAREG) afin de "boucher les trous" de la série GPS avec des analyses du modèle. Les données sont au préalable moyennées sur 24 h et ré-échantillonnées au pas journalier. Les bandes de périodicité des modes d'oscillation synoptique (2-6j) et intra-saisonnier (6-24j et $> 30j$) sont délimitées sur les spectres. Pour les trois stations le mode intra-saisonnier long ($> 30j$) intervient surtout en avril-mai et en décembre (non montré). Les fluctuations de saison sèche ne sont pas discutées ici. On se concentrera ci-dessous plutôt sur la période mai à octobre. La Figure 2.14 présente des graphiques similaires pour le vent.

A Djougou, des oscillations de *PWV* d'échelle synoptique apparaissent autour de 4j en mai-juin et septembre-octobre, et autour de 6j en juillet-août. L'activité synoptique semble modulée par des oscillations plus longues de 10-20j qui présentent

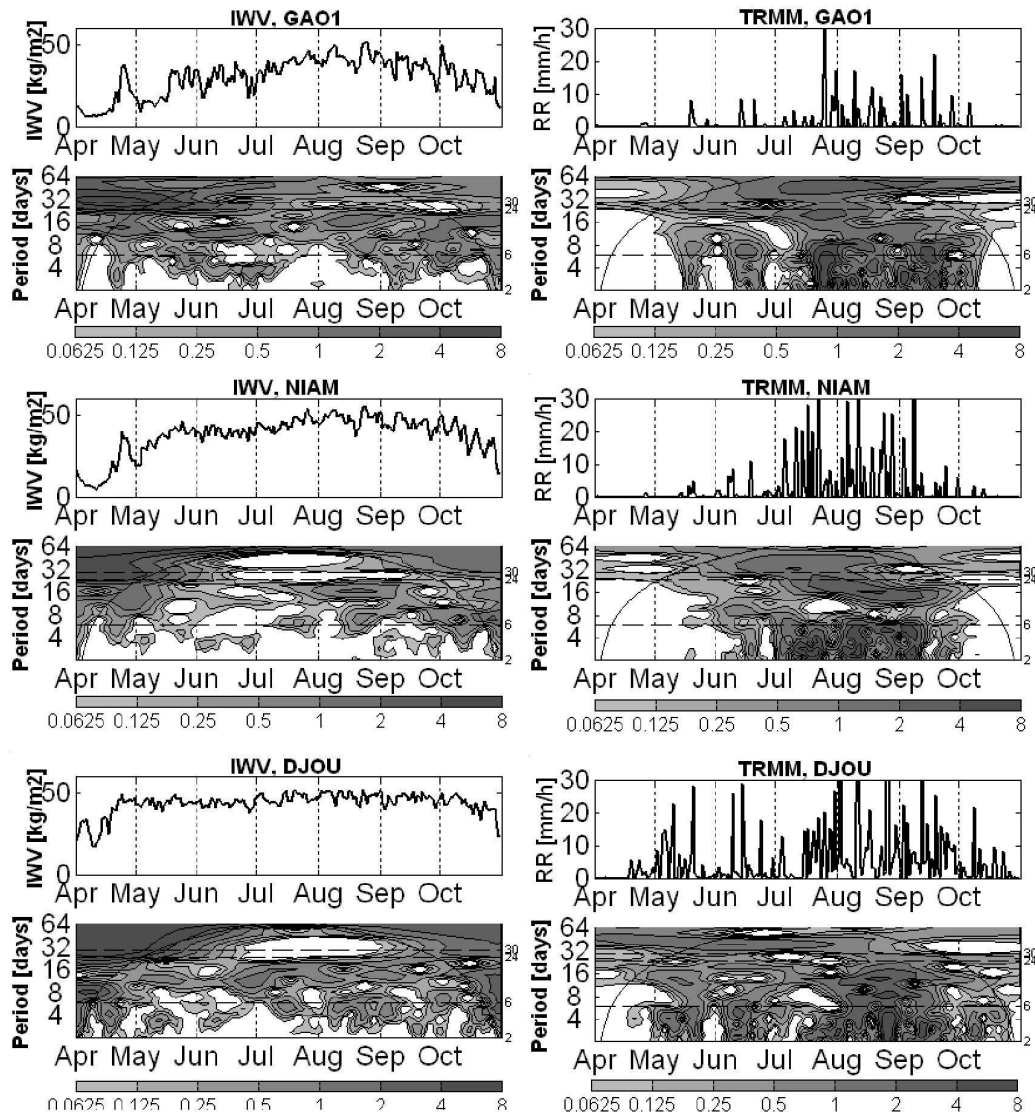


FIGURE 2.13 – A gauche : séries temporelles et spectres en ondelettes de PWV (combinaison GPS+ECMWF) pour l'année 2006 sur les trois stations "EOP". A droite : similaire mais pour les taux de précipitation TRMM (données journalières).

quatre maxima d'intensité sur toute la période (mi-mai, fin juin, début août et début septembre). Ces maxima de PWV à 10-20j coïncident assez bien avec des maxima de pluies dans la gamme 2-6j (les pluies sont associées à une échelle synoptique). Entre mi-juillet et fin septembre, les pluies sont maximales et fortement modulées à une échelle de 10-20j. L'intensité du signal à 10-20j est maximale en août et correspond à une pause de mousson. La période de mi-juillet à fin septembre est aussi caractérisée par une forte activité du JEA (U à 700 hPa) et du flux de mousson (V

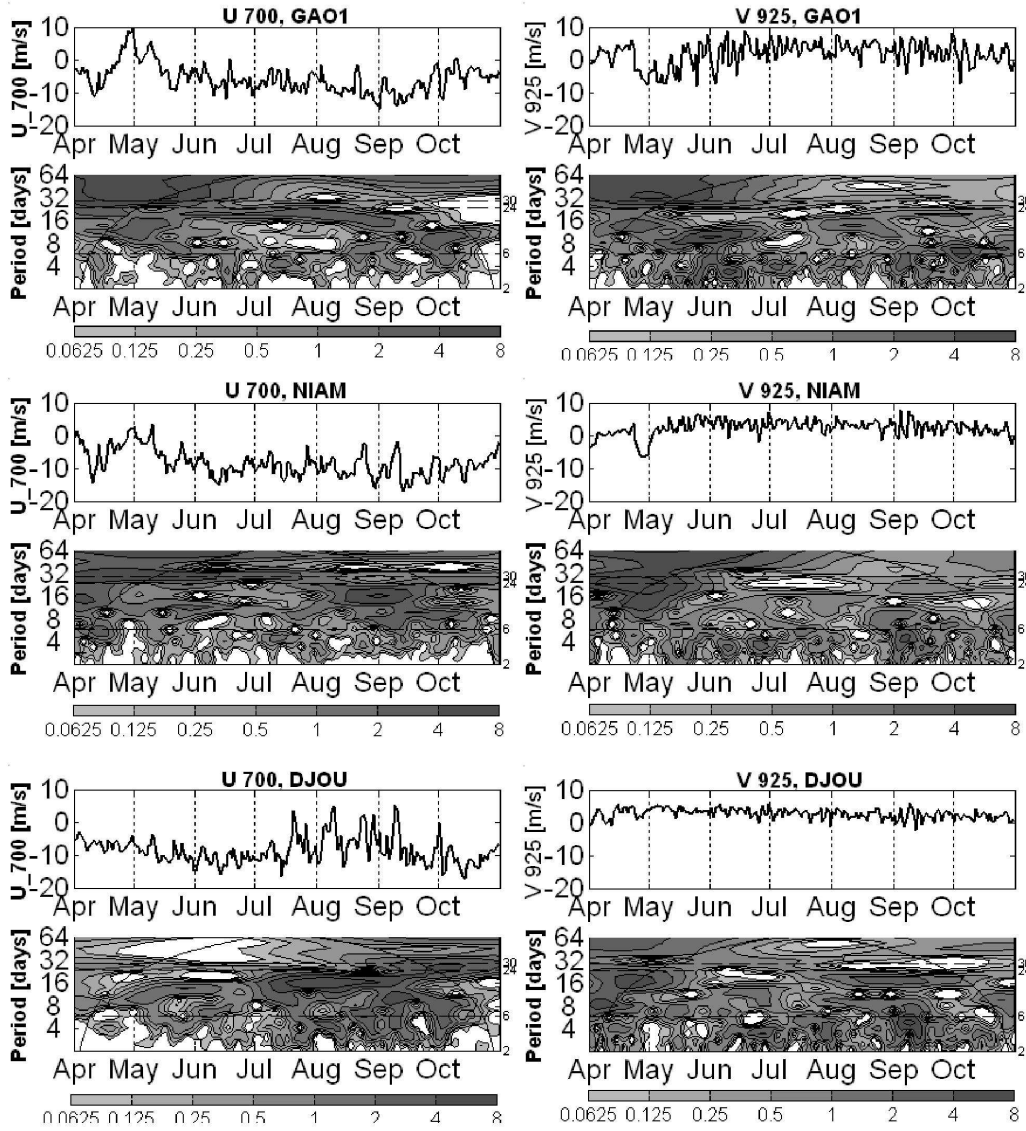


FIGURE 2.14 – A gauche : similaire à la Figure 2.13 mais pour la composante zonale du vent à 700 hPa. A droite : similaire mais pour la composante méridienne du vent à 925 hPa.

à 925 hPa) avec des oscillations intra-saisonnières (périodes de 10 à 20j) et des pics d'activité synoptique (2-6j).

A Niamey, les oscillations de *PWV* sont moins fortes. La saison de pré-mousson (mai-juin) est caractérisée par des oscillations de *PWV* autour de 4-6j (ondes d'Est et pulsations; Couvreur *et al.* 2009). Elles sont liées au flux de mousson (V à 925 hPa). Le coeur de la saison des pluies (mi-juillet à mi-septembre) est à nouveau

marqué par une forte activité synoptique des pluies (2-6j) et un peu du JEA (passage d'ondes). Cette activité est modulée par des oscillations autour de 8j et 16j (variabilité intra-saisonnière) visible dans PWV , P et U à 700 hPa.

A Gao, les oscillations de PWV coïncident assez bien avec celles de Niamey, révélant la dimension régionale des processus sous-jacents, mais elles sont plus fortes qu'à Niamey du fait de la proximité du FIT et des forts gradients d'humidité associés. L'activité de PWV dans la bande 2-6j est particulièrement marquée en mai-juin 2006. On retrouve ce signal dans V à 925 hPa et partiellement dans U à 700 hPa, confirmant la présence d'ondes d'Est et de pulsations. En juin, le signal en PWV est aussi modulé par une oscillation à 10j associée à une oscillation de V à 925 hPa. En aout-septembre, l'activité synoptique (PWV , P et vent) est à nouveau modulée par la variabilité intra-saisonnière. On observe une oscillation à 10-20j en aout et oscillation à 6-10j en septembre.

2.3.3 La méso-échelle

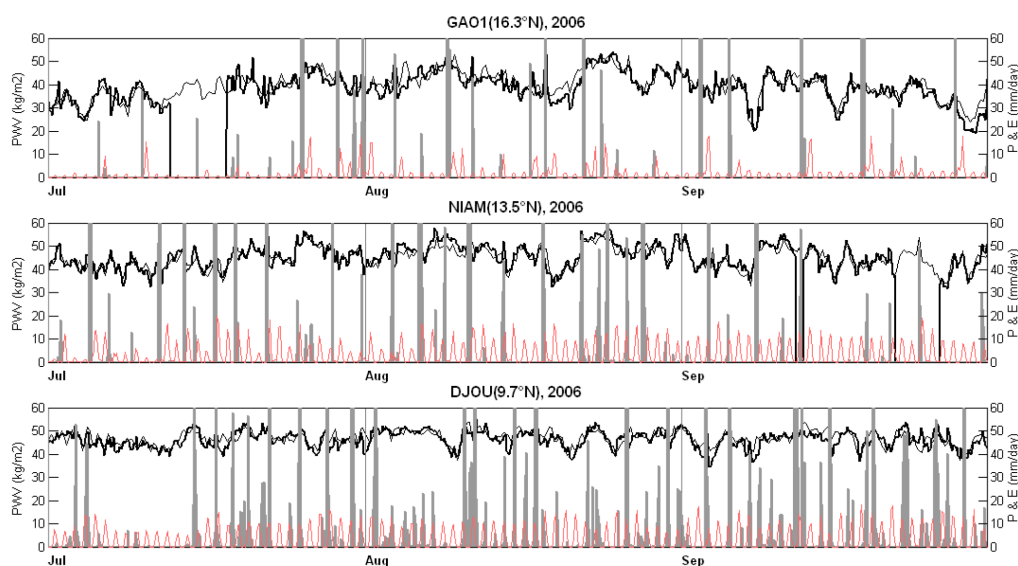


FIGURE 2.15 – série temporelle de PWV GPS (trait noir épais) et ECMWF (trait noir fin), précipitations TRMM (trait gris) et évapotranspiration ISBA (trait rouge). Toutes les données sont tracées avec une résolution de 3h (sauf ECMWF à 6h).

La Figure 2.15 présente l'évolution temporelle à haute résolution de PWV GPS et ECMWF, ainsi que des précipitations TRMM et des évapotranspirations ISBA (cf. annexe A et Boone *et al.* 2009a). On constate que les précipitations ont lieu durant des périodes où PWV est élevé (maximum des oscillations à l'échelle synoptique, 2-6j, décrites ci-dessus). La haute résolution temporelle des données GPS et

TRMM permet de distinguer que les forts événements de pluie coïncident presque systématiquement avec des maxima locaux de PWV qui peuvent durer quelques heures à peine. Une étude plus approfondie de bilans d'eau à cette échelle (O. Bock, communication personnelle) montre en effet que les maxima de P sont précédés par une période de 3 à 6 h de convergence ($MFD < 0$) et de stockage d'humidité ($dPW > 0$, donc PWV croît), au moment du maximum par contre le stockage s'annule ($dPW = 0$, PWV est maximal) alors que la convergence est maximale. Il s'ensuit une phase de déplétion d'eau ($dPW < 0$, donc PWV décroît) et éventuellement de divergence d'humidité. Les tendances de PWV sont d'autant plus fortes que le MCS est productif en pluie.

La Figure 2.15 montre aussi la réponse de la surface aux pluies. En l'occurrence, les événements de pluie sont tous suivis d'un maximum d'évapotranspiration (E) le lendemain à 12 h. A Djougou, on observe un cycle diurne de E systématique (tous les jours). Seule l'intensité est modulée par l'occurrence ou non d'un ou plusieurs événements de pluie durant les jours précédents. A Niamey, un régime systématique est atteint en août. En début de saison des pluies, les événements sont faibles et le sol très sec peut favoriser le ruissellement et donc l'évaporation rapide de la quasi-totalité de l'eau précipitée. Au fur et à mesure que l'eau s'infiltre dans le sol et le sous-sol, l'évaporation des couches superficielles augmente et devient plus systématique, de même que la transpiration par la végétation qui continue après les derniers événements de la saison. A Gao, le modèle ISBA simule une forte intermittence dans l'évapotranspiration qui est due d'une part à l'intermittence des pluies et d'autre part à la réponse de la surface dont les propriétés sont différentes (climat plus aride). Ainsi, l'évapotranspiration semble restituer toute l'eau précipitée en deux jours. Ceci ne semble pas impossible étant donné que les cumuls de pluie à Gao sont plus faibles qu'à Niamey (cf. Figure 2.12).

La Figure 2.16 illustre la nature propagative des précipitations (MCS) et la réponse diurne de l'évapotranspiration, dans une bande de latitudes représentatives des stations de Gao et Tombouctou (15-20°N). Elle montre aussi des structures propagatives dans la tendance d'eau précipitable, mais ces anomalies se propagent moins vite que les MCS. Il s'agit en réalité de zones de convergence/divergence d'humidité associées à des ondes d'Est. La présence des ondes d'Est a été vérifiée à l'aide de différents diagnostics (e.g., Janicot *et al.* 2009a). On peut voir que les MCS se déclenchent au passage de ces anomalies de PWV , dans la zone où $dPW > 0$. Dans cette bande de latitude, les MCS s'organisent effectivement dans le secteur sud des ondes (Fink & Reiner 2003). Des résultats similaires ont été obtenus pour la bande de latitudes 10-15°N représentatives des stations de Niamey et Ouagadougou.

2.3.4 Le cycle diurne

La Figure 2.17 montre l'évolution saisonnière du cycle diurne des termes du bilan d'eau à Niamey : précipitations TRMM, évapotranspiration ISBA, tendance de PWV GPS et convergence d'humidité ($-MFD$) estimée comme résidu de l'équation du bilan d'eau : $MFD = E - P - dPW$, suivant la méthode hybride

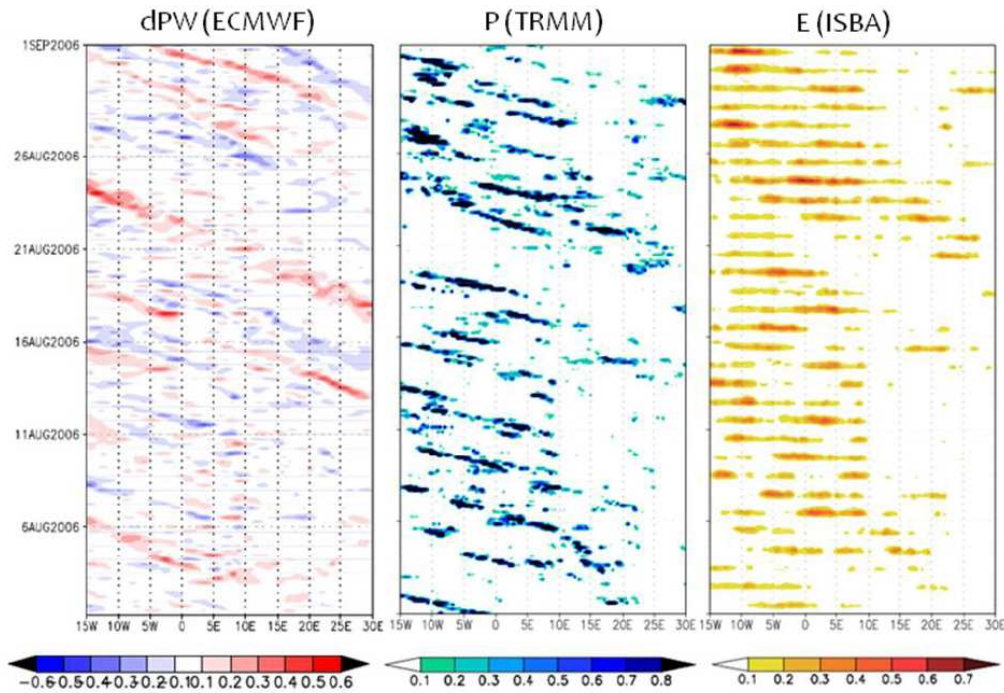


FIGURE 2.16 – Diagrammes longitude-temps de la tendance de PWV (ECWME), des précipitations (TRMM) et de l'évapotranspiration (ISBA) pour le mois d'août 2006, en moyenne pour les latitudes 15-20°N.

discutée dans les chapitres suivants. La particularité est ici que les données sont représentatives d'une échelle locale de l'ordre de 50 km et utilisées à haute résolution temporelle. On retrouve en considérant la moyenne diurne, l'évolution saisonnière discutée précédemment avec un maximum pour P pendant les mois de juin à septembre. On observe pour E un retard du maximum d'environ un mois. De plus, l'évapotranspiration continue pendant environ un mois après la fin de la saison des pluies car la végétation puise de l'eau stockée dans le sol. En observant maintenant le phasage diurne, on voit que P présente un maximum étendu de 21 UTC à 03 UTC, de l'ordre de 0.5 mm/h. La dispersion (écart-type) de P est également assez étendue dans le temps. En effet, le cycle diurne pilote surtout l'initiation de la convection. En arrivant sur Niamey, un MCS peut être à différents stades de son cycle de vie propre et donc produire une quantité de précipitation variable à une heure variable, d'où une dispersion assez grande d'un diagramme local de pluie. Le cycle diurne de l'évapotranspiration est en revanche piloté par le forçage radiatif solaire. Il est maximal à 12 UTC, donc en opposition de phase avec P . Sa dispersion est pilotée par la variabilité du cumul de pluies par événement. Elle reste assez faible et centrée sur le mois de juillet.

La tendance de PWV GPS montre essentiellement un signal moyen d'humid-

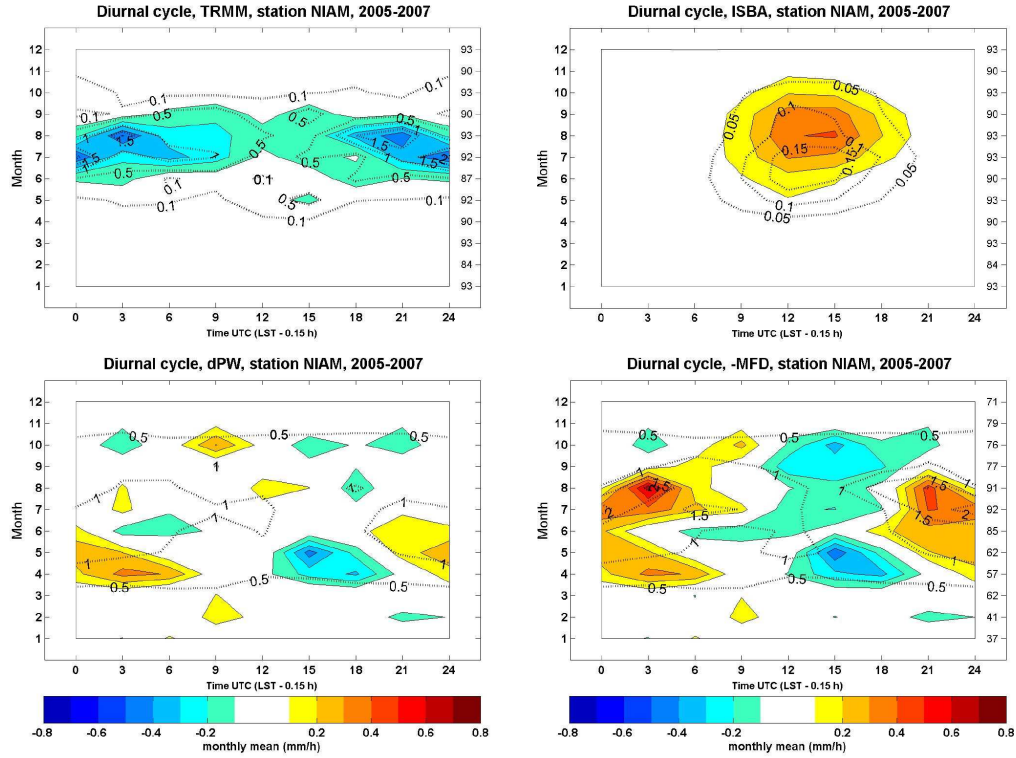


FIGURE 2.17 – Evolution saisonnière du cycle diurne des termes du bilan d'eau à Niamey (échelle locale) : précipitations TRMM, évapotranspiration ISBA, tendance de PWV GPS et convergence d'humidité ($-MFD$) estimée comme résidu du bilan. La résolution temporelle des données est de 3h. La période couverte est juin 2005-décembre 2007. Les contours colorés indiquent les moyennes mensuelles, les contours noir pointillés indiquent l'écart-type journalier pour chaque mois.

dification la nuit et d'assèchement le jour entre avril et juin. Bock *et al.* 2008, expliquent qu'à cette période, le FIT se trouve à la latitude de Niamey et que cycle diurne du flux de mousson provoque de forte variations d'humidité à la surface. En effet les mesures d'humidité à 2 m indiquent une oscillation diurne très forte avec un maximum vers 08 UTC et un minimum vers 18 UTC. Le maximum en fin de nuit provient de l'advection d'humidité par le jet nocturne de basses couches et le minimum de fin de journée à la diffusion verticale par la turbulence dans la couche limite. Ce mécanisme a été décrit auparavant par Parker *et al.* 2005, Peyrille & Lafore 2007, Lothon *et al.* 2008. Il est illustré également sur la Figure 2.18 qui présente des profils de radiosondage à Niamey au mois de mai 2006. Il s'agit de profils à 00, 06, 12 et 18 UTC, pour lesquels seulement les sondes Vaisala RS92 ont été utilisées, de manière à minimiser les biais d'humidité. Afin que les résultats soient cohérents avec le cycle diurne de PWV observé par

GPS, les profils d'humidité ont été ajustés par une technique 1D-Var (O. Bock, communication personnelle) de manière à contenir les mêmes quantités de PWV que les mesures GPS. Le profil d'humidité (q) montre un fort cycle diurne mais avec un inversion des tendances vers 1500 m. Dans les basses couches (flux de mousson), le minimum est observé à 18 UTC et le maximum à 06 UTC. Ceci est cohérent avec les observations de q à 2 m. Au-dessous de 1500 m, c'est l'inverse qui est observé. Le maximum à 18 UTC résulte de la diffusion verticale en journée. La nuit, cette humidité est reprise dans un flux de nord (1500 – 4000 m). Le flux zonal (qv) montre lui aussi un cycle diurne fort dans les basses couches (flux de mousson), mais faible dans les couches supérieures. Le JEA ne semble donc pas contribuer de manière importante à cette époque à la modulation diurne des flux d'humidité.

La convergence d'humidité ($-MFD$) montre elle aussi un cycle diurne marqué entre avril et octobre. En début de saison (avril-juin), le signal est cohérent avec celui de dPW : l'humidification (assèchement) de l'atmosphère est due à une convergence (divergence) d'humidité. Au coeur de la saison des pluies (juillet-août), la convergence est maximale la nuit, lorsqu'il pleut (entre 21 et 03 UTC). Le jour, on observe une divergence d'humidité liée à l'évapotranspiration de la surface qui agit comme une source d'humidité pour l'atmosphère (la divergence est cohérente avec l'absence de stockage : $dPW \sim 0$). En fin de saison (septembre-octobre), les maxima de convergence associés à la pluie disparaissent et on retrouve un signal plus proche de celui du début de saison : convergence le matin et divergence l'après-midi. Les processus responsables sont toutefois différents. Contrairement à ce qui se passe avant l'onset, l'évapotranspiration contribue fortement à la divergence autour de 15 UTC. On observe une faible convergence vers 09 UTC qui humidifie également l'atmosphère ($dPW > 0$).

Dans le principe, les mécanismes décrits à Niamey avec la Figure 2.18 sont valables sur les autres sites sahéliens, avec une intensité variable (E et P sont moins forts plus au nord). Sur les sites soudaniens (Djougou et Tamale), le phasage et l'intensité sont différents (cf. le diagramme du cycle diurne de PWV à Djougou de la section précédente). Une analyse plus poussée distinguant les situations perturbées (nuageuses et/ou précipitantes) du cycle diurne de ciel clair met en évidence des relations différentes entre les termes du bilan d'eau intégré. Des travaux sont en cours sur ce thème par O. Bock (LAREG) et F. Guichard et A. Gounou (CNRM) qui exploitent ce jeu de données ainsi que des simulations méso-échelles (3D et 1D).

2.4 Conclusion

Ce chapitre nous a permis de voir que l'eau précipitable (PWV) est une quantité pertinente pour décrire l'état de l'atmosphère d'un point de vue du cycle de l'eau. Elle permet notamment de suivre l'évolution saisonnière du système de mousson, caractérisant sa progression méridionale de manière plus nette que les précipitations. On distingue ainsi clairement cinq phases dans la saison de

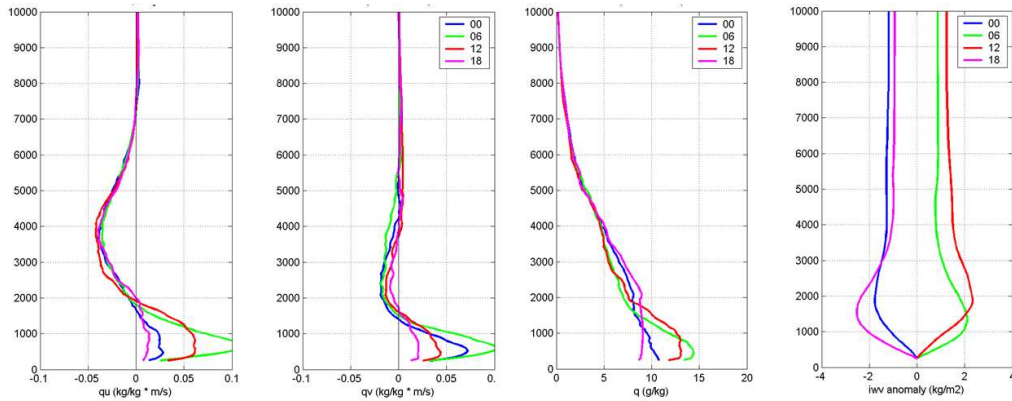


FIGURE 2.18 – Profils radiosondages à Niamey, au mois de mai 2006 : (a) flux zonal d’humidité, (b) flux méridien d’humidité, (c) humidité spécifique, anomalie d’humidité intégrée depuis la surface à l’altitude z (l’anomalie est calculée par rapport à la moyenne journalière). Les profils sont représentés pour les heures 00, 06, 12 et 18 UTC. L’altitude est en mètres.

mousson depuis l’arrivée de la masse d’air humide (entre mars et mai) jusqu’à son retrait (entre septembre et novembre). Les observations GPS bien que locales restituent cette quantité avec une grande précision et on constate que cette mesure locale est représentative d’une propriété de l’atmosphère à une échelle plus grande (probablement de l’ordre de 50 à 100 km). Les stations GPS sont réparties sur deux axes méridiens entre 9.6°N et 16.7°N et révèlent des caractéristiques propres à chaque zone, notamment des cycles saisonniers raccourcis (à la fois en PWV et en pluie) au nord. Les choix d’installation de ces stations pour AMMA s’avèrent donc tout à fait pertinents à postériori. Une forte corrélation entre l’eau précipitable et les cumuls de pluie est également démontrée à l’échelle saisonnière, avec visiblement des effets de seuils entre ces variables : très peu de précipitations sont visibles pour des quantités d’eau précipitable inférieures à 30 kg/m².

Un atout majeur des observations GPS est leur validité par tout temps et leur haute répétitivité temporelle. Quatre ans de mesures sur les stations AMMA ont maintenant été collectés et exploités. Ces données ont permis de documenter la variabilité de l’humidité atmosphérique en Afrique de l’Ouest à une échelle spatiale régionale (sur deux axes méridiens) et sur une grande variété d’échelles temporelles. L’échelle intra-saisonnière (10-25j et 25-60j) s’avère très riche en oscillations de PWV associées à des perturbations dans la circulation atmosphérique, à la fois dans les basses couches (flux de mousson) et dans les hautes couches (JEA). Ces modulations apparaissent autant en saison de pré-mousson, lors de la phase d’humidification de l’atmosphère, qu’en pleine mousson affectant alors de manière simultanée les précipitations. L’échelle synoptique (2-6j) révèle des oscillations de

PWV associées au passage d'ondes d'Est. Au Sahel, des structures de convergence et de stockage local d'humidité se propagent avec les ondes. Au passage, elles ont tendance à favoriser l'initiation de MCS qui se propagent eux avec une vitesse différente. Une analyse à plus fine échelle des données GPS (résolution horaire) montre qu'au passage d'un MCS on observe fréquemment une oscillation de *PWV* avec une augmentation à l'avant et une chute à l'arrière. Une analyse plus poussée de bilans d'eau avec ces données paraît particulièrement prometteuse pour documenter l'efficacité des MCS à échanger de l'humidité (et donc de l'énergie) avec leur environnement. Le signal moyen à l'échelle du cycle diurne est lui faible, il est très intermittent et perturbé par les échelles supérieures que l'on vient de discuter.

La confrontation des analyses de modèles de prévision numérique aux données *PWV* des GPS a permis de voir que globalement, mis à part le cycle diurne qui est très mal reproduit par les analyses, les échelles supérieures sont correctement représentées. Une partie des problèmes des analyses vient notamment de biais dans les mesures d'humidité des radiosondages, et notamment de biais différentiels entre le jour et la nuit. Ces biais introduisent nécessairement des artefacts dans le cycle diurne des analyses. Toutefois, d'autres problèmes subsistent dans la physique des modèles, ce que l'on a pu diagnostiquer via l'inter-comparaison de différents modèles (ECMWF, NCEP, Météo-France). Certains de ces problèmes sont connus. Ils se traduisent par des différences et des dérives sur les variables simulées, telles que *PWV* mais aussi les précipitations. L'étude du cycle de l'eau avec ces modèles est donc délicate comme il sera montré de manière plus exhaustive au chapitre 5.

Pour cette raison, nous avons choisi de développer une autre approche pour étudier le cycle de l'eau de la mousson africaine s'appuyant plus sur des bilans d'eau construits à partir d'observations et de produits élaborés représentant l'état de l'art actuel. Les numérique mais uniquement pour la variable *PWV* qui a été validée à une échelle supérieure à la journée.

CHAPITRE 3

Données et méthodes de calcul des bilans d'eau

Sommaire

3.1	Equations du bilan d'eau et méthodes de calcul	66
3.1.1	Les équations continues du bilan d'eau atmosphérique	66
3.1.2	Données et méthodes de calcul	67
3.2	Discrétisation et méthodes numériques	69
3.2.1	Discrétisation et agrégation horizontale	69
3.2.2	Discrétisation et intégration verticale	70
3.2.3	Echantillonnage et cumul temporel	71
3.3	Estimation des erreurs avec ECMWF-IFS	73
3.3.1	Discrétisation et agrégation horizontale	73
3.3.2	Discrétisation et intégration verticale	75
3.3.3	Echantillonnage et cumul temporel	78
3.4	Résultats des études passées	80
3.4.1	Données et méthodes de calcul	80
3.4.2	Bilans d'eau sur l'Afrique : des résultats contrastés	83
3.5	Conclusion	89

Ce chapitre présente les équations du bilan d'eau, les données et méthodes utilisés dans le passé pour calculer des bilans, et les résultats de ces études pour l'Afrique de l'Ouest. Un aspect important de la discussion porte sur les sources d'erreurs liées aux méthodes numériques et à la qualité des données utilisées. Cette discussion introduira logiquement la méthodologie développée aux chapitres suivants pour l'étude de la MAO à l'aide des produits élaborés dans le cadre du programme AMMA.

3.1 Equations du bilan d'eau et méthodes de calcul

3.1.1 Les équations continues du bilan d'eau atmosphérique

L'équation de conservation de la vapeur d'eau dans une parcelle d'air peut s'écrire sous la forme suivante, appelée forme "advective" :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = e - c \quad (3.1)$$

avec q l'humidité spécifique, et $\frac{\partial q}{\partial t}$ le terme de stockage de vapeur d'eau, $\mathbf{V}_h$ le vent horizontal, $e - c$ la différence entre source et puits de vapeur d'eau dans la parcelle d'air où e correspond à un taux d'évaporation et c à un taux de condensation. Toutes les variables sont définies sur un niveau de pression p quelconque.

En introduisant l'équation de continuité, $\nabla \cdot \mathbf{V}_h + \frac{\partial \omega}{\partial p}$, l'équation 3.1 peut se mettre sous la forme "flux" :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot (q \mathbf{V}_h) + \frac{\partial}{\partial p}(q \omega) = e - c \quad (3.2)$$

Ces équations sont locales et instantanées. En pratique on les utilise à une échelle spatiale et temporelle particulière et on considère des termes moyens et des fluctuations autour de ces moyennes. Par exemple, le flux zonal d'humidité moyen peut s'écrire :

$$\overline{q u} = \overline{q} \cdot \overline{u} + \overline{q' u'} \quad (3.3)$$

Où $\overline{(\)}$ indique l'opérateur moyenne (temporelle ou spatiale). Le premier terme de droite représente le flux du au vent moyen et à l'humidité moyenne. Le second terme représente la contribution des fluctuations de vent combinées aux fluctuations d'humidité. Ces fluctuations peuvent être qualifiées de "turbulentes" par rapport à l'échelle considérée.

On considère maintenant les équations 3.1 et 3.2 intégrées verticalement, et moyennées spatialement (et temporellement) à une échelle telle que les fluctuations turbulentes des flux d'humidité verticaux à la surface puissent être assimilées au flux de chaleur latente, $\overline{E} = -\frac{1}{g} \overline{q_s \omega_s}$. Faisant également l'hypothèse que la divergence horizontale des flux d'humidité turbulents horizontaux est négligeable et que toute l'eau condensée dans la colonne d'atmosphère précipite, on obtient alors les équations intégrées du bilan d'eau atmosphérique (Yanai *et al.* 1973; Peixoto & Oort 1983; Trenberth & Guillemot 1995).

L'équation 3.2 intégrée verticalement devient (voir annexe B pour le détail des calculs) :

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \overline{q} dp + \nabla \cdot \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \overline{q \mathbf{V}_h} dp = \overline{E} - \overline{P} \quad (3.4)$$

$$\boxed{\overline{dPW} + \overline{MFD} = \overline{E} - \overline{P}} \quad (3.5)$$

avec $\overline{dPW} = \frac{\partial \overline{PWV}}{\partial t}$,

où $\overline{PWV} = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \overline{q} dp$ est l'eau précipitable,

et $\overline{MFD} = \nabla \cdot \mathbf{Q}$

avec $\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \overline{q} \mathbf{V}_h dp$ le vecteur flux d'humidité intégré,

Ce dernier terme peut être calculé localement à partir des flux. En général, les variables atmosphériques sont exprimées en coordonnées géographiques (latitude et longitude). La divergence des flux d'humidité se calcule alors comme suit (Rasmusson 1968) :

$$\nabla \cdot \mathbf{Q} = \frac{1}{a \cos(\phi)} \left(\frac{\partial q u}{\partial \lambda} + \frac{\partial q v \cos(\phi)}{\partial \phi} \right) \quad (3.6)$$

avec a le rayon de la terre, λ la longitude et ϕ la latitude.

L'équation 3.4 est quasi-locale (représentative d'une échelle de l'ordre de la dizaine à quelques centaines de km) et instantanée.

3.1.2 Données et méthodes de calcul

En pratique les termes du bilan d'eau peuvent être estimés par différentes méthodes ou techniques, s'appuyant sur des produits d'observations et/ou de modèles (formulations analytiques ou numériques). Certains termes sont plus difficiles à estimer que d'autres, ou du moins leur connaissance précise aux échelles spatiale et temporelle requise est limitée. Il est alors courant d'estimer le terme le moins précis par résidu de l'équation du bilan (Kanamitsu & Saha 1996).

Par exemple connaissant P , dPW et MFD on peut en déduire E par résidu : $E_{res} = dPW + MFD + P$. Dans ce cas le bilan est fermé par construction (les quatre termes remis dans l'équation vérifient bien l'équation). Evidemment, le fait que le bilan soit fermé ne garantit pas que la balance entre les termes soit correcte. En effet, chaque terme peut être affecté d'une erreur ou d'une incertitude, et l'erreur du terme résiduel est alors la combinaison des erreurs des autres termes. Cette approche a été largement utilisée dans le passé (cf. section ci-dessous) et dans le présent travail (cf. chapitre suivant). Elle peut s'appliquer également aussi aux produits d'observations que de modèles de prévision.

Dans le cas où tous les termes du bilan sont estimés individuellement à partir d'un jeu de données, il est important d'évaluer l'erreur de fermeture :

$$Res = dPW + MFD - (E - P) \quad (3.7)$$

Il est courant d'observer que le résidu est aussi grand que les termes dominants du bilan (Kanamitsu & Saha 1996). Les erreurs sur les différents termes peuvent être soit d'origine numérique (limitations dans les méthodes de calcul ou dans la représentativité et l'échantillonnage des données) soit liées à la qualité des données (imprécisions, biais et incohérences entre produits dans le cas d'un jeu de données composite).

Depuis une quinzaine d'années, de nombreuses études ont exploité des produits de réanalyses de modèles de prévision numérique (Trenberth & Guillemot 1995; Roads *et al.* 2002; Higgins *et al.* 1996). Le premier avantage de ces produits est qu'ils fournissent une estimation pour tous les termes du bilan d'eau, à l'échelle globale, et sur des périodes de temps longues (40 à 50 ans). Le fait que tous les termes soient issus du même système d'assimilation et de prévision garantit une forte cohérence entre les termes et à priori que le bilan soit fermé. En réalité, le bilan n'est fermé que pour les variables simulées (FC pour forecasts) :

$$dPW_{FC} + MFD_{FC} = E_{FC} - P_{FC} \quad (3.8)$$

Dès lors que l'on combine des variables analysées (AN) et simulées (FC), le bilan n'est plus fermé. Ainsi, $dPW_{AN} + MFD_{AN} \neq E_{FC} - P_{FC}$ où l'on a remplacé les termes de tendance de PWV et de convergence simulés par des analyses. Les termes analysés sont plus précis car ils sont ajustés aux observations lors de l'assimilation de données. Les termes E_{FC} et P_{FC} résultent de processus représentés dans le modèle par des paramétrisations. Ils ne sont pas analysés mais simulés. L'assimilation introduit une discontinuité dans l'évolution temporelle des paramètres simulés car en général l'écart entre les observations et l'ébauche est important. Cet écart peut être dû à des dérives dans le modèle (la simulation bien qu'initialisée correctement s'écarte de l'évolution réelle de l'atmosphère) et/ou à des biais dans les observations. Nous avons vu au chapitre précédent que les deux types d'erreurs coexistent en Afrique. Par conséquent si l'on tient à utiliser des produits de modèles de prévision, on se retrouve à devoir choisir entre : (i) des produits de simulation pour lesquels le bilan est fermé mais la balance entre les termes peut être incorrecte et (ii) un mélange composite de produits dont certains sont à priori plus précis (les analyses) mais dont le bilan d'ensemble n'est plus fermé. Dans le second cas, on a toujours la possibilité d'estimer le terme le moins précis par résidu. Sinon, il est possible aussi de remplacer les termes les moins précis des réanalyses par d'autres produits (p.ex. pluies satellitaires). Par exemple, Ruane & Roads 2008, disposant de la totalité des termes du bilan avec les réanalyses NCEP/DOE, ont ainsi préféré calculer MFD comme résidu de l'équation du bilan. Roads 2003 utilise les précipitations satellitaires TRMM avec les termes MFD et $dPWV$ évalués à partir des réanalyses NCEP pour estimer E par résidu.

Cette discussion rapide nous a permis d'expliquer qu'il n'y a pas de mé-

thode privilégiée pour calculer des bilans d'eau, mais que la méthode doit être adaptée au jeu de données disponible. Afin d'établir des bilans d'eau précis, il est donc nécessaire au préalable d'évaluer les jeux de données et de retenir les données les plus précises pour chaque terme. L'analyse de la fermeture est nécessaire et le recours à la technique du résidu peut s'avérer utile. Ces approches seront discutées aux chapitres suivants. Auparavant nous allons analyser plus en détail les sources d'erreurs liées à la discrétisation des données et aux méthodes numériques d'intégration avant de revenir sur un aspect plus qualitatif des données.

3.2 Discrétisation et méthodes numériques

D'un point de vue numérique, le terme le plus délicat à estimer est MFD car il nécessite de calculer une divergence et une intégrale verticale. La divergence nécessite que les données soient spatialisées. Différentes méthodes sont alors disponibles pour la calculer (Zhang *et al.* 2001).

3.2.1 Discrétisation et agrégation horizontale

En pratique, les données disponibles pour calculer les termes du bilan sont échantillonnées, spatialement et temporellement. Les calculs se font donc à l'aide d'une version discrète des équations. D'un point de vue numérique, des incertitudes peuvent apparaître avec les opérations de dérivation spatiale dans le calcul de $MFD = \nabla \cdot \mathbf{Q}$ et d'intégration verticale dans le calcul de dPW et MFD . Si les variables q , u et v sont disponibles sur une grille horizontale bien échantillonnée, la divergence (3.6) peut être calculée localement par :

$$\nabla \cdot \mathbf{Q}_{i,j} = \frac{1}{a \cos(\phi_{i,j})} \left(\frac{q_{i+1,j} u_{i+1,j} - q_{i-1,j} u_{i-1,j}}{\lambda_{i+1,j} - \lambda_{i-1,j}} + \frac{(q_{i,j+1} v_{i,j+1} - q_{i,j-1} v_{i,j-1}) \cos(\phi_{i,j})}{(\phi_{i,j+1} - \phi_{i,j-1})} \right) \quad (3.9)$$

Cette approximation numérique de 3.6 est satisfaisante si la résolution horizontale est fine. Sinon, un bruit numérique important peut être introduit et le résultat peut être difficile à interpréter localement (limite de représentativité). Afin de limiter ce bruit, nous avons appliqué systématiquement un filtre numérique passe-bas à $\nabla \cdot \mathbf{Q}_{i,j}$.

Pour les applications où les termes du bilan sont utiles à large échelle plutôt que localement, il est possible d'éviter le calcul de $\nabla \cdot \mathbf{Q}$. Le principe repose sur l'équivalence entre le calcul du flux d'un vecteur à travers une surface fermée S et l'intégrale de la divergence de ce vecteur sur le volume V délimité par cette surface (théorème de Green-Ostrogradski) :

$$\int \int \int_V \nabla \cdot \mathbf{A} dV = \oint_S \mathbf{A} \cdot d\mathbf{S} \quad (3.10)$$

Appliqué à $\mathbf{Q}$ intégré verticalement, on obtient :

$$\frac{1}{S} \oiint_S \nabla \cdot \mathbf{Q} dS = \frac{1}{S} \oint_C \mathbf{Q} \cdot \mathbf{n} dc \quad (3.11)$$

Cette approche nécessite de connaître seulement les flux d'humidité sur les bords du domaine. Elle a été notamment utilisée avec des observations (profils) de réseaux de radiosondages. Nous avons également utilisé cette approche dans le chapitre 1 pour quantifier le bilan des flux d'humidité entrants et sortants par les faces d'un domaine. Malgré l'avantage apparent de cette approche, il existe également un certain nombre d'incertitudes liées à l'échantillonnage (p.ex. s'il y a peu de points le long du contour) ou à la représentativité des données d'entrée (si les données d'entrée ont une représentativité trop locale, p.ex. observation ponctuelle, ou alors trop grande échelle, p.ex. maille à 2.5°).

3.2.2 Discrétisation et intégration verticale

L'intégration verticale peut être réalisée par différentes méthodes numériques. Dans le cas où le profil vertical est bien échantillonné, une intégration par trapèze est généralement suffisante. Or cette condition n'est pas nécessairement vérifiée si l'on utilise des produits de modèle de prévision en niveaux pression. Par exemple, la grille verticale des analyses opérationnelles ECMWF était seulement de 11 niveaux en pression entre 1000 hPa et 100 hPa en 2006, alors que la réanalyse ERA-Interim dispose de 26 niveaux pression. Dans le cas de l'atmosphère africaine avec de forts cisaillements de vent (cf. chapitre 1), il ne paraît pas raisonnable d'utiliser des analyses sur 11 niveaux de pression. La Figure 3.4 illustre l'erreur d'échantillonnage associée. Avec 26 niveaux, l'erreur de représentativité est nettement plus faible. Les modèles de prévision simulent en réalité l'atmosphère sur une grille verticale plus fine (p.ex. 91 niveaux "modèle" pour ECMWF), mais les données ne sont pas toujours archivées sur cette grille pour des raisons de volume de stockage.

Dans le cas d'un archivage en niveaux pression, les données sont interpolées à partir de leurs valeurs sur les niveaux modèles les plus proches. Les variables définies sur des niveaux de pression sont donc "valides" localement, au voisinage de ces niveaux de pression, alors que les données en niveau modèle sont, au départ, représentatives de couches d'atmosphère. L'interpolation de manière séparée de certaines variables, comme ω et $\nabla \cdot \mathbf{V}_h$, peut de plus induire des erreurs dans les équations de conservation. Trenberth 1991 constate ainsi que l'équation de la conservation de la masse n'est plus vérifiée par niveau de pression. Pour des calculs de bilans d'eau et d'énergie, cette erreur peut être particulièrement importante.

Un autre problème se pose dans le cas de l'intégration d'un profil défini sur des niveaux pression : celui de la borne inférieure. Afin de donner un sens physique aux intégrales verticales, l'intégration doit démarrer à la surface. Or, les données en niveaux pression sont définies sur des niveaux standards (1000 hPa, 925 hPa...) en tout point de grille du modèle (i.e. sur toute la surface de la Terre). Il existe donc

des niveaux de pression archivés sous la surface (dans les régions à forte orographie). Il faut donc interpoler les données sur la pression de surface. Là aussi différentes méthodes sont utilisables. Ici nous avons simplement extrapolé la valeur du niveau supérieur le plus proche, en la considérant constante (approche équivalente à ce que propose Trenberth 1991).

L'intégration verticale réalisée à partir de données niveaux "modèle" est donc nettement plus précise car elle évite ces trois sources d'erreur (meilleure résolution verticale, niveaux représentatif de couches avec conservation de la masse, et pas d'extrapolation au bas du profil car la couche la plus basse démarre à la surface).

Notons que certains auteurs ont proposé des méthodes de correction du bilan de masse et/ou d'humidité pour compenser les erreurs introduites par un sous-échantillonnage vertical (Trenberth, Alestalo...). Ces méthodes sont toutefois très imparfaites et parfois basées sur des hypothèses sur la circulation atmosphérique valables à grande échelle mais pas localement. Nous avons testé plusieurs de ces méthodes sur l'Afrique de l'Ouest mais elles se sont avérées inefficaces. Nous avons donc préféré utiliser ne pas appliquer de correction pour la suite du travail.

3.2.3 Echantillonnage et cumul temporel

Les termes du bilan d'eau sont analysés en pratique à certaines échelles temporelles comme l'échelle journalière, mensuelle ou annuelle. Afin que l'équation-bilan reste vérifiée, il faut que tous les termes soient cumulés de manière cohérente. Dans ce travail tous les termes sont tout d'abord cumulés en journalier.

La tendance de l'eau précipitable en cumul journalier est simplement égale à la différence des valeurs initiale et finale :

$$dPW_j = \int_{00}^{24} \frac{\partial PWV}{\partial t} dt = PWV_{24} - PWV_{00} \quad (3.12)$$

Où la variable PWV est supposée instantanée et connue à 00 UTC tous les jours. Dans le cas d'une moyenne mensuelle, la somme des dPW_{jour} sur N jours est simplement la différence entre PWV à 24 UTC du dernier et PWV à 00 UTC du premier jour :

$$dPW_m = \sum_{j=1}^N dPW_j = PWV_{24}^N - PWV_{00}^1 \quad (3.13)$$

Pour le calcul de MFD , l'intégrale temporelle doit être calculée explicitement. Dans le cas des modèles de prévision, les sorties (analyses et prévisions) sont généralement

archivées toutes les 6 heures (00UTC, 06UTC, 12UTC, 18UTC). Les variables q , u et v nécessaires pour le calcul de MFD sont généralement considérées comme instantanés (Trenberth, 1991). En réalité ceci dépend des propriétés du système d'assimilation. Sous cette hypothèse, le cumul journalier de MFD est alors calculé par la méthode des trapèzes :

$$MFD_j = \frac{1}{8}MFD_{00} + \frac{1}{4}MFD_{06} + \frac{1}{4}MFD_{12} + \frac{1}{4}MFD_{18} + \frac{1}{8}MFD_{24} \quad (3.14)$$

L'utilisation de la méthode des trapèzes permet de sommer simplement les quantités journalières pour obtenir le cumul mensuel.

$$\begin{aligned} MFD_m = \sum_{j=1}^N MFD_j &= \frac{1}{8}MFD_{(j=1,h=00)} + \frac{1}{4}MFD_{(j=1,h=06)} + \dots \\ &+ \frac{1}{4}MFD_{(j=N,h=18)} + \frac{1}{8}MFD_{(j=N,h=24)} \end{aligned} \quad (3.15)$$

Les erreurs associées au calcul du cumul de MFD proviennent principalement d'un effet de sous-échantillonnage. En effet, on a vu au chapitre précédent que l'évolution sub-diurne de MFD , estimée avec les données GPS, n'est pas négligeable (avec des périodicités plus rapides que 12 h). Il est donc fort probable qu'un échantillonnage de MFD_{AN} avec un pas de 6h soit insuffisant. Pour que l'intégrale temporelle puisse être calculée précisément, il faudrait soit que MFD soit échantillonné plus rapidement que 6 h (i.e., vérifiant le théorème de Shannon) soit que les échantillons de MFD soient représentatifs de valeurs moyennes sur 6 h plutôt que de valeurs instantanées. Cette erreur est estimée dans la section suivante.

Notons que dans le cas des modèles de prévision, les quantités P et E sont intégrées dans le temps. Les archives contiennent généralement les valeurs cumulées depuis l'initialisation jusqu'au pas de temps t (+06, +12, ...). Dans le cas des réanalyses NCEP on dispose de cumuls sur 6h, $P_{hh} = \int_{hh}^{hh+06} P(t)dt$, toutes les 6 h (hh=00, 06, 12, 18 UTC). Dans le cas des réanalyses ERA-Interim ou des analyses/prévisions opérationnelles ECMWF, l'archive contient des prévisions à des échéances plus lointaines, ce qui permet de se placer un peu plus loin de l'initialisation et donc de réduire l'impact de l'assimilation (spin up ou spin down). Pour les archives disponibles à l'IPSL, les prévisions ECMWF contiennent des échéances de +12h à +36h. Les cumuls journaliers sont alors calculés comme :

$$P_j = P_{12UTC,t+36h} - P_{12UTC,t+12h}$$

3.3 Estimation des erreurs avec ECMWF-IFS

Dans cette section nous proposons d'illustrer l'amplitude des différentes sources d'erreurs discutées précédemment à l'aide des analyses ECMWF-IFS disponibles à l'IPSL dans différents formats d'archivage sur l'Afrique de l'Ouest pour la période de mai à septembre 2006.

3.3.1 Discrétisation et agrégation horizontale

Afin d'évaluer l'erreur liée au calcul de la divergence horizontale du vent à partir de l'équation 3.9 et du poids de la résolution spatiale sur cette erreur, nous avons comparé les profils de $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$, calculés à partir de $u(i+1, j)$, $u(i-1, j)$, $v(i, j+1)$ et $v(i, j-1)$, et les profils de divergence (d) archivés. La Figure 3.1 montre que les

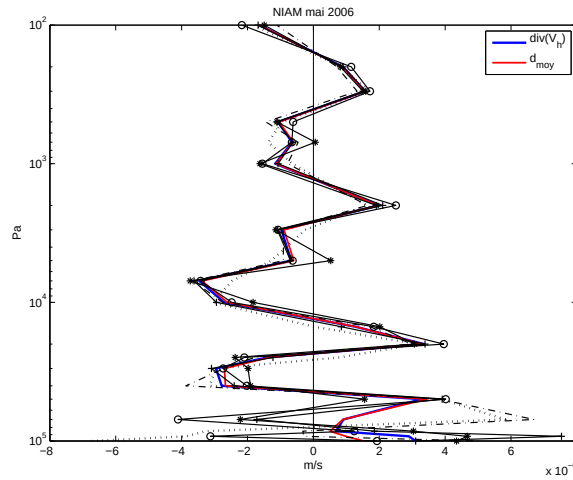


FIGURE 3.1 – Profil de divergence calculée au point de grille (i, j) suivant l'équation 3.9 en rouge, en noir les profils de divergence d archivés de quatre points autour de (i, j) plus le point (i, j) (trait -+), en rouge la moyenne de ces 5 profils, à Niamey en moyenne pour le mois de Mai 2006. Unité s^{-1}

deux quantités diffèrent, surtout dans les basses couches de l'atmosphère. Une des raisons est une différence de représentativité entre la divergence calculée à partir des composantes du vent à ± 1 point grille de (i, j) et la divergence extraite au point de grille (i, j) .

La divergence calculée par différence finie (cf figure 3.1) est représentative d'une surface plus grande que la divergence extraite au point de grille (i, j) . En considérant un profil moyen de la divergence archivée calculé à partir des 5 points de grille (i, j) , $(i-1, j)$, $(i+1, j)$, $(i, j-1)$ et $(i, j+1)$, l'accord est meilleur avec $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$. Si la dérivée spatiale est calculée par différence finie, l'évaluation d'un bilan de masse ou d'un bilan d'eau en local (= en un point de grille) nécessite donc un lissage spatial des termes du bilan pour être représentatif de la même échelle.

La figure 3.2 décrit la cohérence entre les champs de divergence $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$ et

$d(i, j)_{\text{lisse}}$, à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest et pour deux résolutions horizontales du modèle ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et $1.125^\circ \times 1.125^\circ$). Le niveau de pression choisi est 925 hPa. Les deux champs de divergence ont des structures très proches excepté aux abords

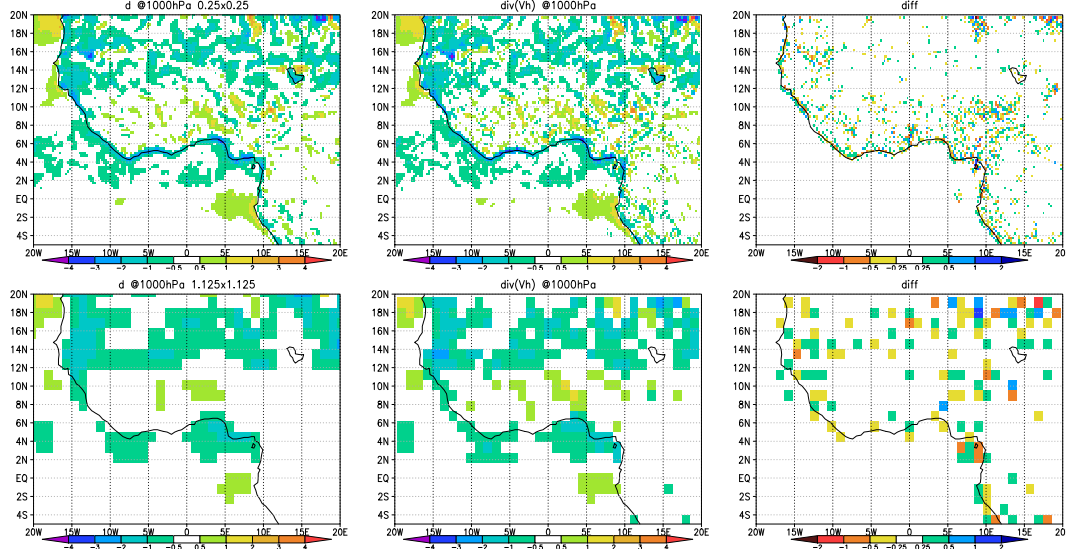
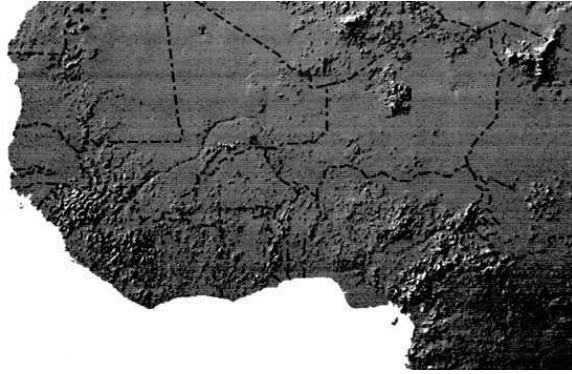


FIGURE 3.2 – Divergence archivée d et calculée par différence finie $\nabla \cdot \mathbf{Vh}$ à 925hPa en moyenne pour le mois de mai 2006 et à la résolution horizontale $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (haut) et $1.125^\circ \times 1.125^\circ$ (bas). Unité : $10^5 \times \text{s}^{-1}$

des reliefs (cf figure 3.3). Il peut s'agir ici d'un effet de forte variabilité des composantes du vent à ± 1 point grille dans une zone orographique et/ou le résultat d'une extrapolation aberrante de données sous la surface. En effet les différences se situent ici dans des régions où la pression de surface est inférieure à 925 hPa. Le même test à 500 hPa réduit la différence entre les deux estimations de la divergence. L'impact d'une résolution horizontale plus grossière a pour effet d'étaler et de réduire l'amplitude des différences entre $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$ et $d(i, j)$. En annexe du chapitre 5, l'influence de la résolution horizontale sur le calcul de MFD intégré sur la colonne atmosphérique totale montre des effets similaires.

Une autre raison possible de la différence observée entre $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$ et $d(i, j)$ peut provenir de la représentation du vent dans le modèle et de l'interpolation horizontale. Dans le modèle ECMWF, le vent est en effet représenté par sa divergence δ et son rotationnel ξ . Les composantes (u, v) sont obtenues par une transformation de Poisson de (δ, ξ) . De plus, les variables en altitude, dont δ et ξ , sont représentées dans le domaine spectral. Le passage en point de grille nécessite alors une transformation de Fourier et une transformation de Legendre. La grille utilisée est une grille gaussienne, donc non régulière en latitude-longitude. Par conséquent, après avoir subi une succession de transformations et d'interpolations (grille gaussienne vers grille

FIGURE 3.3 – Relief de l'Afrique de l'Ouest (*Source FAO*)

régulière), il est probable que la cohérence entre certaines variables soit perdue. Une comparaison entre $\nabla \cdot \mathbf{Vh}(i, j)$ et $d(i, j)$ extrait d'une grille gaussienne montre que ce problème est de deuxième ordre par rapport à la différence de représentativité spatiale entre les deux termes (cf fig 3.1).

3.3.2 Discrétisation et intégration verticale

La Figure 3.4 illustre l'erreur de représentativité liée à la résolution verticale avec les analyses ECMWF-IFS en niveau pression (PL) comparé aux niveaux hybrides ou modèles (ML). Les différences entre les profils PL interpolés linéairement et les profils ML sont importantes dans les basses couches (flux de mousson) et les couches moyennes (JEA, autour de 600 hPa). On rappelle ici que le niveau 600 hPa n'est pas disponible en 2006 pour les archives en niveau PL. L'intégrale verticale d'un profil PL s'accompagne d'une erreur importante sur les flux de masse ou d'humidité. On peut cependant noter que l'erreur d'échantillonnage sur le profil de la divergence d'humidité semble moins marquée autour de 600 hPa que dans le cas de la divergence de masse.

Les Figures 3.2 et 3.6 montrent les erreurs induites sur les bilans de masse et d'humidité. Tout d'abord on teste la fermeture de l'équation de continuité intégrée

sur la colonne totale de (1000 à 1 hPa), i.e. $\frac{1}{g} \int_1^{1000} (d) dp + \frac{1}{g} \int_1^{1000} \frac{\partial \omega}{\partial p} dp = 0$.

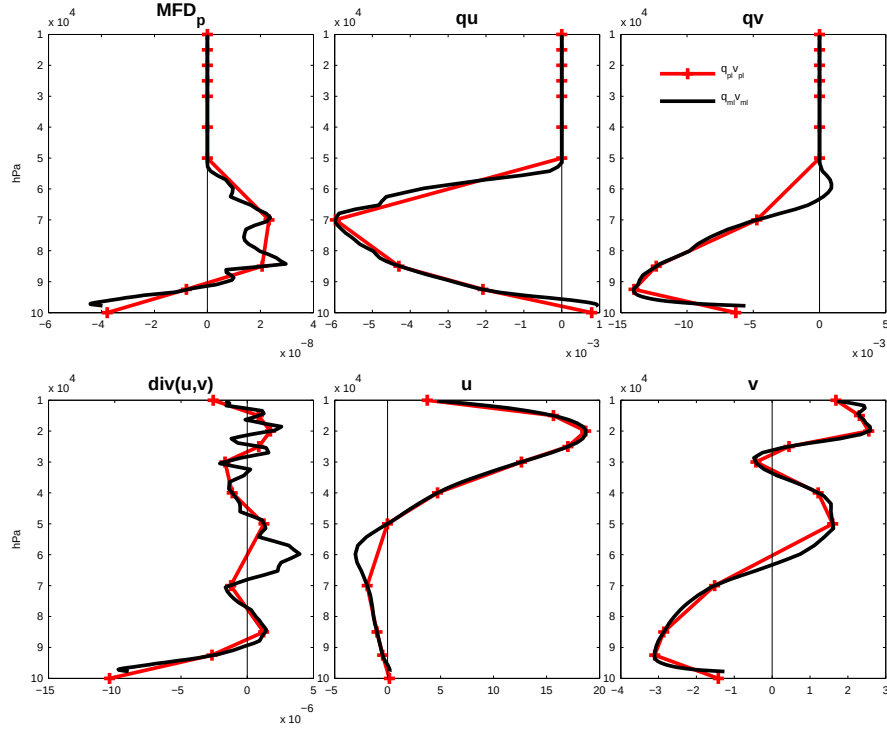


FIGURE 3.4 – Profil de la divergence d’humidité MFD_p (kg/s), des flux horizontaux d’humidité (q_u et q_v en kg m/s), de la divergence du vent (s^{-1}) et des composantes zonale, u , et méridienne, v , du vent (en m/s) définis ou calculés à partir de 21 niveaux pressions (PL) de 1000 à 1hPa (courbe rouge) et 91 niveaux hybrides ou niveaux modèles (ML) en noir à Tombouctou en moyenne pour le mois de mai 2006

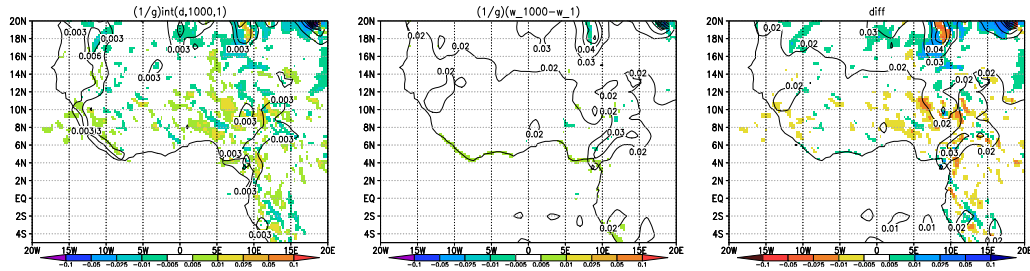


FIGURE 3.5 – Conservation de la masse dans les analyses ECMWF-IFS à $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ pour une intégration verticale de 1000 à 1hPa (21 niveaux de pression). Le panel $diff$ décrit la fermeture. Remarque : la divergence d est utilisée pour être cohérent spatialement avec ω . En contour l’écart-type temporel. Moyenne sur la période Mai-Septembre 2006. Unité : Pa/s

L'erreur relative à la non-conservation de la masse est maximale dans les zones de relief et du même ordre de grandeur que les termes de l'équation de continuité. En moyenne sur 5 mois, la vitesse verticale est nulle à la surface et au sommet de l'atmosphère ; cohérent avec l'idée qu'il n'y a pas de mouvements verticaux aux conditions limites de l'atmosphère. En revanche, la variabilité submensuelle de $\frac{1}{g}(\omega_{1000} - \omega_1)$ est forte sur les reliefs. Il s'agit en réalité de la signature de la variabilité sub-mensuelle de $\omega_{1000hPa}$ qui dans des zones de reliefs peut sembler suspecte. L'intégrale verticale de la divergence du vent n'est pas nulle en moyenne mais décrit une variabilité sub-mensuelle d'amplitude plus faible.

Une analyse de la conservation de la masse dans ECMWF-IFS à partir de niveaux "modèles" révèle un bilan fermé. La non-conservation de la masse dans les analyses ECMWF-IFS en niveau pression semble donc être liée à des erreurs d'interpolation verticale. Un faible échantillonnage vertical accentue d'autant plus l'erreur de fermeture.

L'importance de l'échantillonnage vertical pour le calcul de MFD est présenté sur la figure 3.6. La convergence des flux d'humidité est évaluée à partir des niveaux ML et PL pour une intégration verticale de la surface à 100hPa. L'intégration à partir

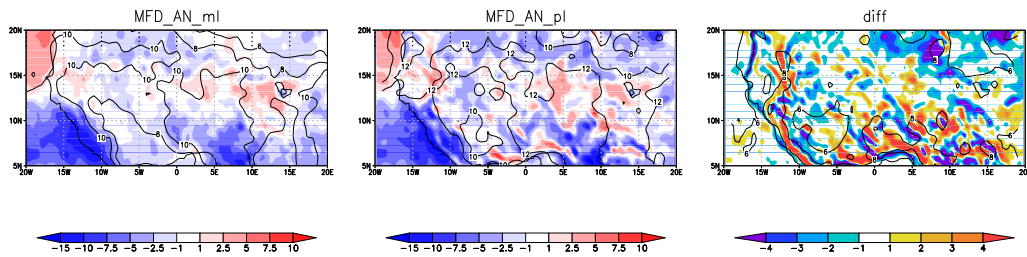


FIGURE 3.6 – Divergence d'humidité intégrée verticalement à partir des analyses (AN) ECMWF-IFS définies sur des niveaux modèles (MFD_AN_ml) et pression (MFD_AN_pl) et leur différence en moyenne Mai-Septembre 2006. Unité : mm/j

des niveaux de pression produit une divergence d'humidité globalement plus bruitée spatialement et temporellement que la version calculée à partir des niveaux modèles. On peut par exemple remarquer la présence de dipôles de convergence/divergence près de la côte guinéenne et sur les reliefs dans MFD_{pl} . La convergence dans la partie Nord du Sahel est également renforcée. MFD se décompose dans cette région de l'Afrique suivant un dipôle vertical avec une convergence d'humidité dans les basses couches et de la divergence au-dessus (cf figures 1.9 et 1.10). L'absence du niveau 600hPa dans les archives en niveaux pl de ECMWF-IFS pour 2006 a donc pour effet probable de sous-estimer la divergence de moyenne altitude et donc de renforcer la convergence sur toute la colonne.

Ces résultats, au-delà du problème de sous-échantillonnage vertical, semblent suggérer également qu'une intégration verticale à partir de données définies sur une grille horizontale fine ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) et une grille verticale grossière (11 niveaux verticaux

entre 1000 et 100hPa) produit des résultats très bruités. Il semble donc nécessaire d'avoir une cohérence dans l'échantillonnage vertical et horizontal.

3.3.3 Echantillonnage et cumul temporel

Pour évaluer l'impact du sous-échantillonnage temporel de MFD à 6h dans le calcul des cumuls journaliers, on a construit deux estimations de MFD_j , l'une à partir de valeurs instantanées et l'autre à partir de valeurs cumulées. Pour la version instantanée, on utilise les données GPS à haute résolution temporelle (1 h), ainsi que les précipitations TRMM (à 3 h) supposées instantanées et une version d'évapotranspiration ISBA instantanée (à la résolution de 3 h). On a alors estimé :

$$MFD_{inst}(t) = E_{ISBA,inst}(t) - P_{TRMM,inst}(t) - dPW_{GPS,inst}(t) \quad (3.16)$$

avec $t=00, 06, 12, 18$ UTC,

et où $dPW_{GPS,inst}(t) = (PWV_{GPS}(t + 0.5h) - PWV_{GPS}(t - 0.5h))/2$ n'est pas parfaitement instantané mais calculé à partir d'échantillons séparés de 1h. A partir de $MFD_{inst}(t)$ on a alors estimé un MFD journalier suivant l'équation 3.14, de la même manière que pour les modèles de prévision.

La version cumulée de MFD_j a été estimée à partir d'échantillons cumulés :

$$\begin{aligned} MFD_{cumul}(t - 3h, t + 3h) = & E_{ISBA,cumul}(t - 3h, t + 3h) \\ & - P_{TRMM,cumul}(t - 3h, t + 3h) - dPW_{GPS,cumul}(t - 3h, t + 3) \end{aligned} \quad (3.17)$$

avec $t=03, 09, 15, 18$. Dans ce cas :

$$dPW_{GPS,cumul}(t - 3h, t + 3) = (PWV_{GPS}(t + 3h) - PWV_{GPS}(t - 3h)) \quad (3.18)$$

Les données TRMM ont été au préalable interpolées sur une grille décalée de 1.5h puis cumulées pour être représentatives des mêmes périodes de cumul que les autres termes. On a ensuite estimé la version journalière en sommant les quatre échantillons de MFD_{cumul} pour chaque t .

La figure 3.7 présente des estimations des moyennes et de l'écart-type de la différence sur les valeurs mensuelles de la version cumulée et instantanée de MFD_j . Il s'agit de résultats moyennés sur les 6 stations GPS AMMA pour 2006 et 2007. Afin d'être représentatif de l'incertitude associée à une valeur mensuelle, l'écart-type des différences journalières est divisé par le nombre de jours dans le mois.

L'évolution saisonnière des deux moyennes de MFD_j est très similaire, avec un maximum de convergence en aout à 4 mm/j, mais les différences d'amplitude peuvent atteindre 1 mm/j en moyenne mensuelle. Entre mars et juin la version instantanée indique une divergence alors que la version cumulée indique une convergence d'humidité. L'écart-type montre une évolution saisonnière marquée, avec un maximum d'amplitude de 1.7 mm/j pendant les mois d'avril à septembre.

Ces résultats montrent que l'incertitude sur les valeurs mensuelles de MFD , due au sous-échantillonnage sub-diurne, est de l'ordre de ~ 2 mm/j, soit du même ordre que la valeur absolue de MFD . L'échantillonnage pourrait donc être une

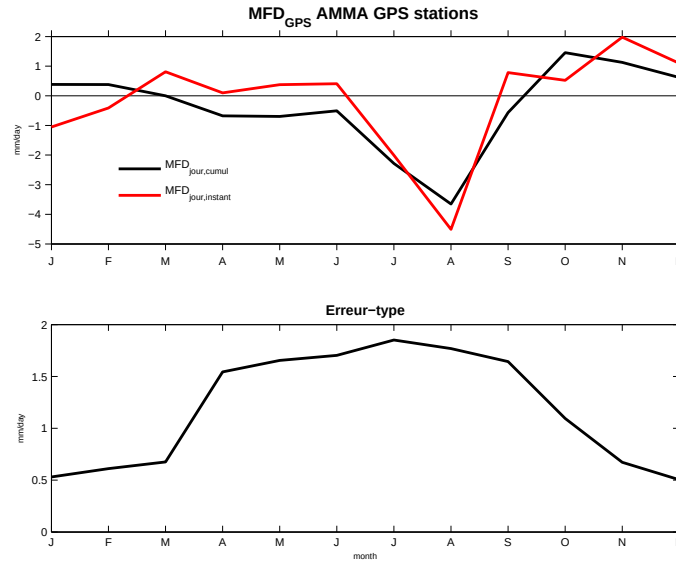


FIGURE 3.7 – Estimation de l'erreur d'échantillonnage temporelle à partir d'une estimation d'un MFD_{cumul} et MFD_{inst} calculé à partir des observation GPS, de la pluie TRMM et de l'évapotranspiration ISBA en moyenne pour 6 stations GPS sur la période 2006-2007. Unité : mm/j

source d'erreur très importante.

Cette conclusion est-elle réellement applicable au cas des modèles de prévision ?

En effet, les échantillons de $MFD(t)$ considérés ici sont instantanés, or les paramètres issus du système d'assimilation ont nécessairement une corrélation temporelle. La comparaison de MFD_{ECMWF} à MFD_{GPS} pour plusieurs durées de cumul de MFD_{GPS} , suivant la même méthodologie que ci-dessus, montre que l'écart quadratique moyen entre les deux quantités diminue quand on augmente la durée du cumul de MFD_{GPS} de 1h à 6h (O. Bock, communication personnelle).

Une méthode plus directe pour appréhender l'impact de l'échantillonnage consisterait à comparer des flux cumulés (archivés lors de l'intégration du modèle) et des flux calculés à l'aide des champs prédits (archivés toutes les 6h, de la même manière que les analyses). Comme les flux cumulés ne sont pas disponibles dans l'archive ECMWF-IFS pour 2006, nous avons construit un MFD résiduel à partir des autres termes simulés : $MFD_{res} = E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC}$. Il s'agit bien d'une quantité cumulée puisque E_{FC} et P_{FC} sont cumulés et $dPW_{FC} = PWV_{24} - PWV_{00}$ pour des cumuls journaliers. Pour la version "instantanée" nous avons simplement calculé MFD à partir des champs q , u et v toutes les 6h, suivant les équations 3.4 et 3.14. La Figure 3.8 compare les deux estimations. On constate que la version "instantanée" est beaucoup plus bruitée spatialement (structures à courte longueur d'onde) et temporellement (écart-type des variations journalières de 10 mm/j comparé à 6 mm/j pour la version "cumulé"). Le bruit spatial est sûrement dû

aux effets du calcul de la divergence par différences finies (équation 3.9) et le bruit temporel aux effets du sous-échantillonnage, bien que les deux sources d'erreur puissent interférer. Néanmoins, considérant que le bruit temporel est représentatif du sous-échantillonnage, on peut estimer cet effet à 6 mm/j sur une quantité journalière localement, soit 1.1 mm/j sur une quantité mensuelle. Ce résultat est un peu plus optimiste que celui trouvé avec la méthode précédente.

D'autres études ont abordé ce problème d'échantillonnage. Par exemple,

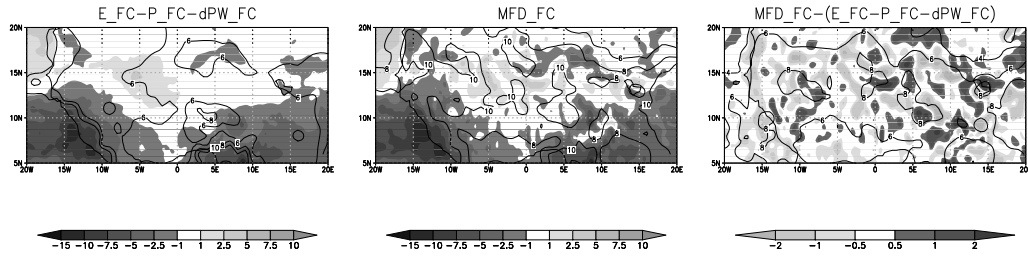


FIGURE 3.8 – Différence entre MFD calculé à partir des prévisions instantanées de q , u et v (MFD_{FC}) et MFD estimé comme résidu de l'équation bilan composée de termes de prévisions cumulés dans le temps. Contour=variabilité sub-mensuelle. Unité : mm/j

Rasmusson 1968 utilise un jeu de radiosondages à 00UTC et 12UTC pour évaluer le transport d'humidité au dessus du continent nord-américain et suggère d'agrèger les calculs de bilans sur une superficie supérieure à $\sim 10^6 \text{ km}^2$ pour mitiger les effets de sous-échantillonnage.

3.4 Résultats des études passées

3.4.1 Données et méthodes de calcul

Les études de bilan de masse, eau ou énergie sont très utiles à la compréhension de phénomènes atmosphérique et océanographique (Kanamitsu & Saha 1996). Ils ont été appliqués pour un large panel d'échelles spatio-temporelles, allant des études de la circulation atmosphérique globale à la convection dans les nuages précipitants (Yanai *et al.* 1973).

L'étude du bilan d'eau permet de caractériser une région en termes de puits et sources de l'humidité atmosphérique. La vapeur d'eau condensée des précipitations d'une région continentale peut être d'origine advective, c'est-à-dire transportée depuis des régions extérieures en particulier l'océan, ou d'origine "locale", c'est-à-dire issue de l'évapotranspiration dans le domaine d'étude considéré (évaporation du sol + transpiration de la végétation) depuis la surface. Le schéma 3.9 illustre ce méca-

nisme.

D'après Trenberth 1999 ou Brubaker *et al.* 1993, le recyclage se définit comme le

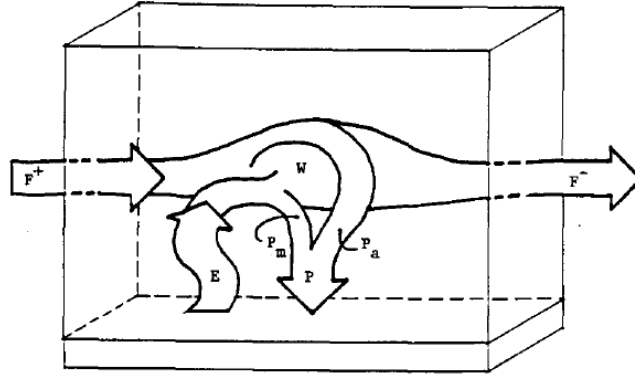


FIGURE 3.9 – Schéma conceptuel des flux d'humidité atmosphérique au-dessus d'une région continentale. P_m et P_a représente la précipitation d'origine locale et advective. La pluie totale est $P = P_m + P_a$ (Brubaker *et al.* 1993)

rapport de la pluie d'origine locale sur la pluie totale d'un domaine : $\rho = \frac{P_m}{P}$. Le calcul du recyclage des précipitations fait intervenir des notions d'échelles spatiales importantes. Trenberth 1999 précise en effet qu'à l'échelle d'un point la contribution de l'évaporation tend vers 0 alors qu'à l'échelle globale toute l'eau évaporée finit par précipiter. Ainsi, d'un extrême à l'autre le recyclage peut varier de 0 à 1, avec souvent une tendance à augmenter avec la taille du domaine d'étude.

Les premières études de bilan d'eau ont été réalisées principalement avec des observations. Rasmusson 1968, à partir de radiosondages et de pluviomètres, estime ainsi la convergence des flux d'humidité et les précipitations sur le continent nord-américain. Il lui manque cependant la tendance de l'eau précipitable et le terme d'évaporation pour boucler son bilan d'eau. Le premier terme est négligeable aux échelles temporelles de son étude (i.e. moyenne mensuelle $dPW \sim 0$), lui permettant alors d'évaluer E comme résidu de l'équation intégrée verticalement du bilan d'eau : $E_{res} = MFD + P$. A l'échelle régionale et continentale, les observations d'évaporation ou estimations d'évaporation à partir d'observations font défaut. Ce terme est donc souvent estimé comme résidu de l'équation du bilan d'eau. Très souvent, l'échelle de temps considérée (mensuelle) permet de négliger dPW . Les travaux de Brubaker *et al.* 1993 sur le cycle de l'eau, dont les résultats sont présentés dans la section suivante, estiment l'évapotranspiration dans différentes régions en suivant la même méthode.

Zangvil *et al.* 2001 étudient les interactions entre les variables du bilan d'eau aux Etats-Unis de l'échelle interannuelle à l'échelle journalière à partir d'un jeu de radiosondages et pluviomètres. A la différence de Rasmusson 1968, ils calculent (en plus de MFD et P) le terme dPW dans le but d'aborder des échelles temporelles plus

finies. Leur estimation d'évaporation est donc équivalente à : $E = MFD + dPW + P$. Un autre intérêt d'une telle méthode est de disposer d'un bilan d'eau fermé (par construction), alors très utile à l'étude des interactions entre les différents termes du bilan. Le calcul d'un terme par résidu de l'équation du bilan d'eau peut cependant présenter quelques limitations : pour l'ensemble de leur données, Zangvil *et al.* 2001 rejettent ainsi 5% de leur estimation d'évaporation pour des cas où E est non-réaliste, i.e. $E < 0$. La méthode des résidus repose donc sur la précision des termes connus du bilan d'eau. Dans la situation où de larges approximations affectent ces variables, les erreurs sont reportées dans le terme résiduel. A ce propos, Brubaker *et al.* 1993 relativise certains de leur résultats notamment dans les régions où le réseau d'observations n'est pas dense.

3.4.2 Bilans d'eau sur l'Afrique : des résultats contrastés

Nicholson *et al.* 1997 analysent le bilan d'eau à la surface en Afrique de l'Ouest à partir d'une climatologie de soixante ans de données pluviométriques au sol et d'un modèle de climatomie (Lettau 1969) fournissant des estimations mensuelles de l'évapotranspiration, de l'humidité des sols et de l'écoulement total au sol (runoff) à l'échelle du continent africain.

Le bilan d'eau à la surface s'exprime également sous la forme : $dSM = E - P - R$ où dSM est la tendance de l'humidité du sol et R le ruissellement (runoff en anglais).

Nicholson *et al.* 1997 estiment en moyenne annuelle une réponse assez linéaire

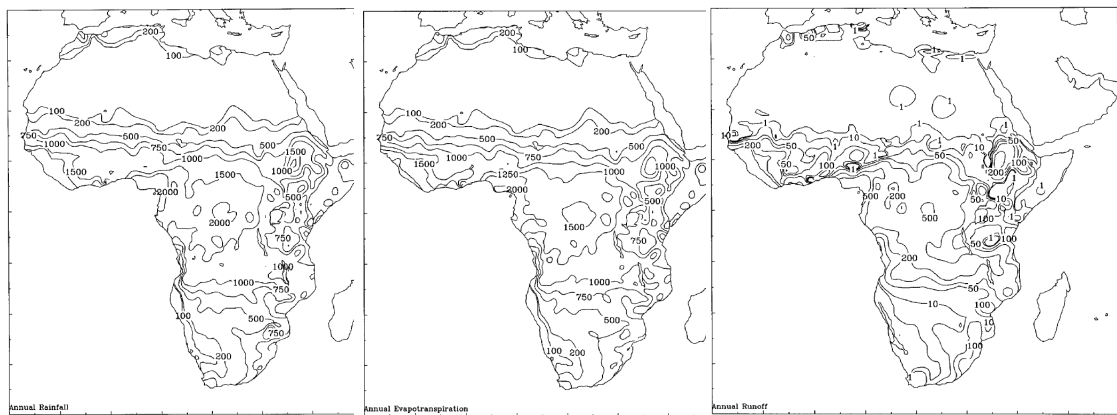


FIGURE 3.10 – Cumul annuel de précipitation (gauche), évapotranspiration (milieu) et ruissellement (droite), forçage et produits de l'étude de Nicholson *et al.* 1997 en moyenne sur la période 1950–1989 en mm/an

entre la pluie et l'évapotranspiration sur toute l'Afrique de l'ouest (cf iso-contours du cumul annuel moyen de P et E , fig. 3.10). Le ruissellement est négligeable dans la partie du nord du Sahel et ne dépasse pas 500 mm/an dans les régions de reliefs. De plus, la variabilité interannuelle de l'évapotranspiration simulée est fortement corrélée aux anomalies de précipitations, avec des amplitudes équivalentes. Le runoff en revanche ne varie seulement que pour des anomalies positives de précipitations (il reste équivalent à sa valeur moyenne lors d'une année sèche).

Nicholson *et al.* 1997 décrivent également le cycle saisonnier moyen des variables du bilan d'eau à la surface (cf fig.3.11) pour différentes stations en Afrique. Trois stations échantillonnent l'Afrique de l'ouest du nord au sud (Gagnoa, Sikasso, Tahoua). Les régimes de pluies sont donc différents avec un maximum de pluie pour la station proche de la côte guinéenne et un minimum pour la station sahélienne. Le cycle saisonnier de l'évapotranspiration répond au forçage de la pluie. A l'échelle de la région, le ruissellement est négligeable devant l'évapotranspiration. On remarque également que le taux maximum d'évapotranspiration, environ 7 mm/j, est atteint en Août pour la station soudannienne Sikasso. L'Afrique de l'Ouest

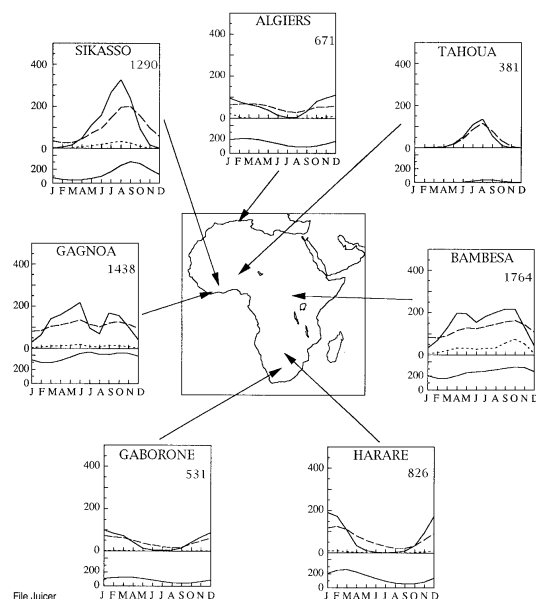


FIGURE 3.11 – Balance des termes du bilan d'eau à la surface pour plusieurs stations en Afrique. En trait continu la pluie, en trait discontinu l'évapotranspiration, en pointillé le ruissellement en mm/mois. Le bas de chaque graphe représente le changement de l'humidité du sol (en mm/mois). Le chiffre dans le coin supérieur droit est le cumul annuel moyen de pluie en mm. D'après Nicholson *et al.* 1997.

apparaît en moyenne annuelle pour les stations sud comme un puits d'humidité pour l'atmosphère ($P > E$).

La méthode appliquée dans cette étude présente toutefois certaines limitations notamment dans les paramètres utilisés pour forcer le modèle. Par exemple, le chauffage solaire incident ne varie pas en interannuel. Le modèle est donc peut-être trop sensible au forçage "pluie", ce qui explique les fortes corrélations entre les anomalies de pluies et d'évapo-transpiration sur toute l'Afrique de l'ouest. Les régimes de ruissellement peuvent sembler également questionnables devant leur faible contribution au bilan d'eau à la surface.

La question de l'origine des précipitations en Afrique de l'ouest a suscité des études plus nombreuses basées sur l'analyse du bilan d'eau atmosphérique et du recyclage. Les études présentées ici ne considèrent pas le même domaine géographique mais l'ordre de grandeur de la surface de calcul est environ de 10^6 km^2 (cf figure 3.4.2).

Cadet & Nnoli 1987 quantifient, pour l'été 1979, les variables du bilan d'eau atmosphérique dans plusieurs boîtes au-dessus de l'Afrique de l'Ouest et du golfe de Guinée. Les flux d'humidité sont calculés à partir des champs de vents issus des analyses ECMWF et de l'humidité estimée à partir de mesures satellitaires, les pluies sont issues d'un réseau interpolé de pluviomètres (données de la campagne FGGE). L'évaporation au dessus de l'océan est calculée par une formule de type

bulk et au-dessus du continent, l'évapotranspiration est estimée comme résidu de l'équation du bilan d'eau.

Ils estiment alors que la saison des pluies est surtout associée à une convergence des flux d'humidité et que la vapeur d'eau advectée provient du golfe de Guinée. Mais ils ne négligent pas la contribution de la surface dans les zones où $E > P$, en particulier près de la côte guinéenne.

Fontaine *et al.* 2003 décrivent le cycle saisonnier moyen de E et P (fig. 3.12) en moyenne dans des boîtes (cf fig.3.4.2) à partir des réanalyses NCEP/NCAR et des précipitations du CRU (Climate Research Unit). Ils estiment alors les zones guinéennes et soudaniennes comme des régions puit d'humidité ($P > E$) pour l'atmosphère de Juillet à Septembre. La boîte Sahel présente en revanche des valeurs de E largement supérieures aux précipitations locales. Les auteurs ne concluent pas sur ce dernier point estimant que ce résultat est du à une sous-estimation des pluies par le modèle. Ils insistent en revanche sur l'importance des advections d'humidité depuis la méditerranée dans la région sahélienne.

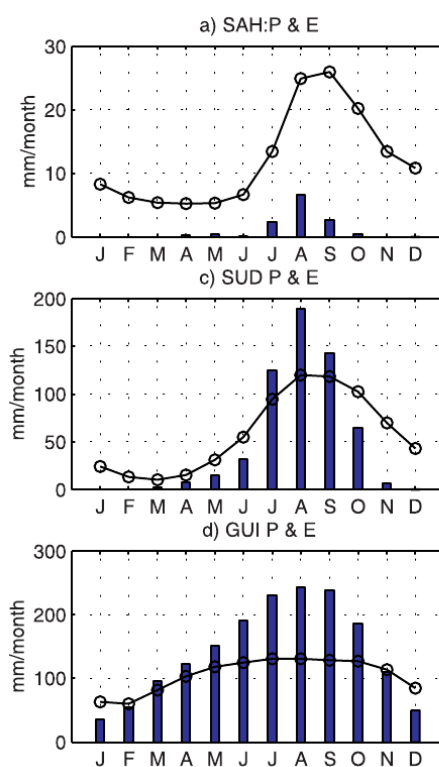


FIGURE 3.12 – Cycle saisonnier moyen de P (bar) et E (courbe) en mm/mois pour la période 1968-2000 à partir des réanalyses NCEP/NCAR. Les domaines SAH, SUD et GUI sont visibles sur la figure 3.4.2 (Fontaine *et al.* 2003)

Roads *et al.* 2002 estiment un bilan d'eau atmosphérique complet sur un

domaine plus restreint de l'Afrique de l'Ouest (domaine CATCH cf fig.3.4.2). Les résultats sont obtenus à partir des réanalyses NCEP/DOE dont les précipitations simulées sont en relativement bon accord avec des estimations de pluie satellitaires (produit GPCP). Le domaine CATCH apparaît alors comme un puits d'humidité atmosphérique de Juin à Septembre.

Brubaker *et al.* 1993 analysent le recyclage continental des précipitations pour plusieurs régions de la Terre dont une centrée sur l'Afrique de l'Ouest. Ils utilisent une base de données constituée de radiosondages (dix années de mesures entre 1963 et 1973 regrillées par Oort en 1983) et une climatologie de précipitation (World Monthly Surface Stations Climatology). Ils ont alors une estimation directe des flux d'humidité et des précipitations. L'évaporation est déterminée comme résidu de l'équation bilan. En contradiction avec les travaux de Cadet & Nnoli 1987, Roads *et al.* 2002 et Fontaine *et al.* 2003, l'Afrique de l'Ouest apparaît en Juillet et en Septembre comme une source d'humidité pour l'atmosphère. Le recyclage qu'ils estiment en Juillet/Aout est proche de 50%. L'évaporation locale devient alors le mécanisme dominant dans la formation des pluies sur le continent ouest-africain. Savenije 1995 suggère que Brubaker *et al.* 1993 sous-estiment le recyclage dans la partie nord du Sahel et arrive, quant à lui, à la conclusion que le recyclage est responsable de plus de 90% des précipitations au Sahel.

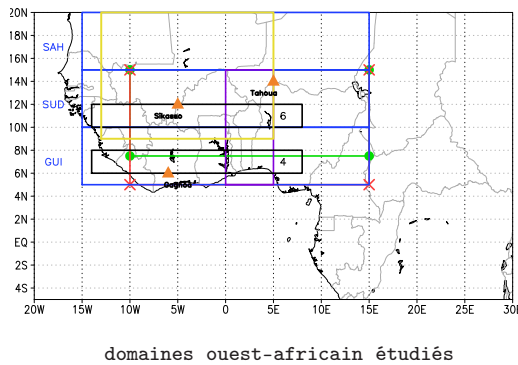
Gong & Eltahir 1996 remettent en cause ces résultats rappelant que le modèle de recyclage utilisé par Savenije 1995 ne considère pas les advections zonales d'humidité.

Gong & Eltahir 1996 estiment le recyclage des pluies en Afrique de l'Ouest dans un domaine proche de celui considéré par Brubaker *et al.* 1993 (cf table.3.4.2). Les advections d'humidité et l'évaporation sont calculés à partir de sorties du modèle opérationnel ECMWF sur la période 1992-1994 et les précipitations sont issues d'un atlas climatologique (Shea Climatological Atlas). Ils déterminent alors l'origine des pluies en Afrique de l'Ouest : 23% est issue de la vapeur d'eau advectée depuis le golfe de Guinée (région 3) et 27% résulte de l'évapotranspiration locale. L'étude de Gong & Eltahir 1996 confirme les résultats de Cadet & Nnoli 1987 sur le rôle dominant de la convergence des flux d'humidité.

Dès 1989, Druyan & Koster 1989 avaient confirmé les résultats de Cadet & Nnoli 1987 à partir de simulations de deux années contrastées, sèche et humide. Le modèle de climat utilisé est celui du Goddard Institute for Space Studies (GISS) dans lequel des traceurs de la vapeur d'eau évaporée servent à estimer le recyclage. Selon eux, la contribution de la vapeur d'eau advectée depuis le golfe de Guinée et la partie nord-tropicale de l'océan Atlantique (à l'ouest du Sénégal) est dominante (autour de 50% pour les deux simulations) dans les précipitations en Afrique de l'Ouest en Juillet. La contribution de l'évapotranspiration locale est estimée à hauteur de 30% pour la simulation humide et 18% pour la simulation sèche.

Cependant, plus récemment, Nieto *et al.* 2006, à l'aide d'un modèle lagrangien de rétrotrajectoires (FLEXPART), ont identifié le recyclage comme source majeur d'humidité au Sahel. Ils soulignent également l'importance des advections de vapeur d'eau en provenance de l'Atlantique Nord et du bassin Méditerranéen en cohérence avec les travaux de Fontaine *et al.* 2003. Nieto *et al.* 2006 ne sont toutefois pas très clair sur leur définition du recyclage. Ils semblent en effet montrer davantage l'importance de l'évapotranspiration dans l'humidification de l'atmosphère ouest-africaine plutôt que la contribution de E à la pluie locale.

Ces études révèlent des résultats communs mais il existe une divergence sur la nature de la source principale de l'humidité atmosphérique en Afrique de l'ouest. Les périodes et domaines considérés sont certes différents mais il est plus probable que le manque de consensus relève d'incertitudes liées soit à la méthode utilisée (cf Savenije 1995) soit aux données utilisées. La table 3.4.2 essaie de déterminer, pour les études citées précédemment, dans quelles mesures les termes du bilan d'eau estimés sont équivalents.



Etude	mois	P	E
		mm/mo	mm/mo
Cadet & Nnoli 1987			
area 4	aug	210	180
area 6	aug	270	300
Brubaker <i>et al.</i> 1993			
area	annual (mm/yr)	969	1464
	jul	181	208
	aug	234	232
	sep	173	244
Gong & Eltahir 1996			
area	jul	175	80
	aug	200	115
Nicholson <i>et al.</i> 1997			
Tahoua	aug	125	120
Sikasso	aug	325	200
Gagnoa	aug	75	110
Roads <i>et al.</i> 2002			
area	annual (mm/yr)	861	832
	jul	150	75
	aug	210	90
Fontaine <i>et al.</i> 2003			
area SOU	jul	125	100
	aug	190	120
area GUI	jul	200	120
	aug	225	120

TABLE 3.1 – Domaine et valeurs de P et E obtenues dans les domaines considérés des études développées dans le texte. en bleu : Fontaine *et al.* 2003, en jaune : Druyan & Koster 1989, en vert : Brubaker *et al.* 1993, en rouge : Gong & Eltahir 1996, en noir : Cadet & Nnoli 1987, en violet : Roads *et al.* 2002 et en orange : Nicholson *et al.* 1997

On peut alors constater que les précipitations considérées dans ces études sont cohérentes avec des écarts de l'ordre de 20%. De tels écarts sont plausibles compte-tenu des domaines et des périodes considérés. En revanche les estimations de l'évapotranspiration peuvent être différentes jusqu'à un facteur 3. Il semble exister un groupe d'études où à l'échelle régionale E est maximum autour de 3-4 mm/j (Gong & Eltahir 1996; Fontaine *et al.* 2003; Roads *et al.* 2002) et un autre où E peut atteindre des valeurs proches de 8/9 mm/j

(Cadet & Nnoli 1987; Brubaker *et al.* 1993). Ces dernières estimations semblent être sur-estimées, comme il est montré dans le chapitre 4. Il est alors intéressant de noter que dans les études de Cadet & Nnoli 1987 et Brubaker *et al.* 1993, où les quantités évapotranspirées sont les plus importantes, E est déterminé comme résidu de l'équation du bilan d'eau. Il semblerait donc qu'un certain nombre d'incertitudes affectent les autres termes du bilan d'eau, notamment dans le calcul de la divergence des flux d'humidités (cf chap. 4).

D'autre part une sur-estimation de l'évapotranspiration tend à augmenter l'effet du recyclage (cf équation dans Brubaker *et al.* 1993) et sous-estimer le fait que l'Afrique de l'ouest soit un puits d'humidité pour l'atmosphère.

3.5 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les équations théoriques du bilan d'eau atmosphérique sous les formes principalement utilisées dans la littérature. L'application de ces équations est souvent contrainte par le jeu de données dont on dispose. L'échantillonnage spatial et la résolution temporelle, pas toujours optimales, des données considérées peuvent impliquer des approximations numériques souvent source d'erreurs. On a ainsi pu montrer que, pour des systèmes de prévision numérique, la précision du bilan d'eau intégré est très dépendante du calcul de MFD . Une évaluation correcte de terme repose sur un bon échantillonnage vertical et une résolution temporelle supérieure à quatre données par jour. Pour limiter le poids de ces erreurs, certaines études estiment un des termes du bilan comme résidu de l'équation du bilan d'eau. Cette méthode repose cependant sur la qualité et la précision des autres termes. L'utilisation de la méthode "résiduelle" est également appliquée pour estimer un terme "manquant" du bilan. A l'échelle régionale, il s'agit souvent de l'évapotranspiration. La qualité variable de ce dernier terme semble expliquer en partie la divergence des résultats des études passées sur la contribution dominante des advections d'humidité ou de la surface dans l'origine des précipitations ouest-africaine.

Ces résultats nous ont amené à développer une méthode "minimisant au maximum" les erreurs propres au calcul des termes du bilan d'eau. Cette méthode est basée sur l'utilisation de produits élaborés et précis en évitant le calcul de MFD estimé alors comme résidu de l'équation du bilan d'eau. Les précipitations sont issues du satellite TRMM, l'évapotranspiration est le résultat d'un ensemble de simulations de modèles de surface récents forcés par un maximum d'observations (projet ALMIP) et dPW est calculé à partir de la réanalyse ERA-Interim dernièrement produite par ECMWF.

Cette méthode dite "hybride" est détaillée dans le chapitre suivant. Il nous a alors été possible d'étudier le cycle de l'eau dans la mousson ouest-africaine à différentes échelles temporelles et de revenir sur certains résultats passés tout en apportant des idées nouvelles sur le fonctionnement du cycle de l'eau.

Le chapitre 5 est un retour sur les bilans d'eau vus par les systèmes de prévision numérique. Leur utilisation est indispensable pour l'analyse des aspects du bilan d'eau non-perceptible avec la méthode hybride (advection de vapeur d'eau par les flux d'humidité, structure verticale de MFD dans l'atmosphère ...). Une première étape dans ce travail est de valider la qualité des termes du bilan d'eau calculés à partir des modèles. Le jeu de données "hybride" est alors utilisé ici comme une référence auquel on ajoute des observations GPS de PWV utiles pour valider l'humidité des modèles. Ce travail est l'objet du chapitre 5.

CHAPITRE 4

Analyse du bilan d'eau à l'aide d'un jeu de données hybride

Sommaire

4.1	Résumé – Article Part1	92
4.2	Article PART1	94
4.2.1	Introduction	96
4.2.2	Data and Methodology	98
4.2.3	Annual mean and seasonal cycle of water budget terms	100
4.2.4	Inter-annual variability of the water budget	106
4.2.5	Discussion and comparison with other studies	108
4.2.6	Conclusion	110
4.2.7	Appendix	111

Dans ce chapitre, on présente une étude du cycle de l'eau à l'échelle de l'Afrique de l'ouest à l'aide d'un jeu de données nouveau, développé grâce aux observations et expériences de simulation numériques réalisés au cours du projet AMMA. Ce travail a fait l'objet d'une publication soumise à la revue *Journal of Geophysical Research*. L'article "The West African Monsoon water cycle. Part I : a hybrid water budget dataset" est présenté ici dans sa version révisée et acceptée pour publication.

4.1 Résumé – Article Part1

Le cycle de l'eau dans la mousson africaine est abordé ici pour la période 2002-2007. Chacun des termes de l'équation du bilan d'eau est issu plus ou moins directement d'un jeu de données hybride combinant des observations et des produits de simulation numérique.

Les précipitations sont ainsi extraites du produit satellitaire TRMM 3B42. L'évaporation est la moyenne d'un ensemble de simulations de modèles de surface (ou LSM) réalisées dans le cadre du projet ALMIP. Un objectif majeur de ALMIP est de fournir des simulations d'évapotranspiration les plus précises possibles à l'échelle de l'Afrique de l'ouest. Les LSM sont utilisés en mode "offline" avec un forçage identique incluant notamment les précipitations TRMM 3B42. Ce dernier point permet alors de disposer de deux termes, E et P , cohérents entre eux dans l'équation du bilan d'eau.

Le forçage présenté ici correspond à l'expérience-3 de ALMIP. Deux autres expériences utilisent des produits différents pour le forçage pluie.

La tendance de l'eau précipitable, dPW , est issue des réanalyses ERA-Interim. La convergence des flux d'humidité intégrés sur toute la colonne atmosphérique est alors évaluée par résidu de l'équation du bilan d'eau, $MFD = E - P - dPW$.

On dispose donc ici d'un bilan d'eau fermé par construction et dont la précision de chacun de ses termes est évaluée (TRMM 3B42 versus EPSAT-SG, GPCP-1dd, RFE2.0; dispersion des LSM par rapport à la moyenne d'ensemble; $dPW_{\text{ERA-Interim}}$ comparé à dPW_{GPS}).

Les couplages entre les termes du bilan d'eau atmosphérique intégré sont étudiées à différentes échelles de temps pour trois régions différentes de l'Afrique de l'ouest délimitées par : une région guinéenne au sud recevant le maximum de pluie et une région sahélienne au nord pauvre en précipitation. Entre les deux, un régime transitoire définissant la région soudanienne.

A l'échelle annuelle, au Sahel, il existe une relation quasi-linéaire entre l'évaporation et la pluie. Il existe peu de ruissellement et toute l'eau précipitée est évaporée. La quantité de précipitation est le principal facteur limitant l'évaporation dans cette région proche du désert saharien.

Plus au sud, les quantités d'eau précipitée sont plus importantes que le total d'eau évaporée. Cette région de l'Afrique de l'ouest apparaît donc comme un puits d'humidité pour l'atmosphère à l'échelle annuelle. La relation entre E et P n'est plus exclusivement linéaire; il existe un régime de saturation de l'évaporation au-delà d'un certain seuil d'eau précipitée. Le ruissellement est plus important dans la région soudano-guinéenne où les quantités d'eau évaporée dépendent aussi fortement du chauffage radiatif solaire (surtout dans la boîte Soudan).

L'analyse du cycle saisonnier moyen des termes du bilan d'eau montre les variables dominantes dans la balance. Dans les boîtes Guinée et Soudan, il s'agit surtout des termes de convergence d'humidité et de précipitation, par ailleurs très corrélés temporellement. L'évapotranspiration est plus faible en amplitude et relativement déphasée du signal pluie (maximum d'évaporation après maximum de

précipitation). Au Sahel, en revanche, la pluie et l'évapotranspiration sont bien en phase. La convergence d'humidité est ici du même ordre de grandeur que E .

Une analyse spatiale et temporelle plus fine, et donc plus près des processus physiques, montre que sur toute l'Afrique de l'ouest, la variabilité de la pluie et de la convergence d'humidité sont très corrélées. La convergence d'humidité semble donc contrôler en premier la pluie en Afrique de l'ouest. La contribution de l'atmosphère à la pluie locale est plus partagée au Sahel, où il semble que la surface ait un rôle non-négligeable dans la contribution aux pluies (importance du recyclage).

A l'échelle interannuelle, l'importance de ces mécanismes de couplage semblent confirmée. Une anomalie de précipitation est par exemple fortement corrélée à une anomalie de convergence d'humidité. Au Sahel, on constate qu'en amont d'une anomalie positive de précipitation, le stockage de la vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente suite une accentuation de la convergence d'humidité.

Les résultats de cette étude ont été comparés aux analyses antérieures sur le bilan d'eau en Afrique de l'ouest. On montre alors que la divergence des résultats sur la contribution de l'Afrique de l'ouest en tant que source ou puits d'humidité pour l'atmosphère est le résultat d'une sur-estimation de l'évapotranspiration.

4.2 Article PART1

West African Monsoon water cycle. Part I : a hybrid water budget dataset

R. Meynadier (1), O. Bock (1, 2), F. Guichard (3), A. Boone (3), P. Roucou (4), J.-L. Redelsperger (3)

(1) LATMOS, CNRS – Univ. Paris 6, Paris, France,

(2) LAREG, IGN, Marne-la-Vallee, France,

(3) GAME-CNRM, CNRS – Meteo-France, Toulouse, France,

(4) CRC, CNRS – Univ. Dijon, Dijon, France.

Journal of Geophysical Research , doi :10.1029/2010JD013917, in press.

Abstract :

This study investigates the West African Monsoon water cycle with the help of a new hybrid water budget dataset developed within the framework of AMMA. Surface water and energy fluxes are estimated from an ensemble of Land Surface Model simulations forced with elaborate precipitation and radiation products derived from satellite observations while precipitable water tendencies are estimated from NWP analyses. Vertically integrated atmospheric moisture flux convergence is estimated as a residual. This approach provides an advanced, comprehensive atmospheric water budget, including evapotranspiration, rainfall, atmospheric moisture flux convergence, together with other surface fluxes, such as runoff, and net radiation. The annual mean and the seasonal cycle of the atmospheric water budget is presented and the couplings between budget terms is discussed for three climatologically distinct latitudinal bands between 6°N and 20°N. West Africa is shown to be alternatively a net source and sink region of atmospheric moisture depending on the season (a source during the dry season and a sink during the wet season). Several limiting and controlling factors of the regional water cycle are highlighted, suggesting strong sensitivity to atmospheric dynamics and surface radiation. Some insight is also given into the underlying smaller-scale processes. The relationship between evapotranspiration and precipitation is shown to be very different between the Sahel and the regions more to the South and partly controlled by net surface radiation. Strong correlations are found between precipitation and moisture flux convergence over the whole region from daily to interannual time-scales. Causality is also established between monthly mean anomalies. Hence, precipitation anomalies are preceded by moisture flux convergence anomalies and followed by moisture flux divergence and evapotranspiration anomalies. The results are discussed in comparison to other studies.

4.2.1 Introduction

The water cycle is a major component of the global climate system (Peixoto and Oort, 1983). Understanding the water cycle of the West African Monsoon (WAM) system and its variability in the context of climate change is a major objective of AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analyses; Redelsperger et al., 2006). Rainfall is indeed of crucial importance in vulnerable regions such as the Sahel which experienced severe droughts since the 1970s and increased inter-annual variability in observed rainfall (Nicholson 1981; Le Barbé et al., 2002). Seasonal rainfall over the Sahel is mostly contributed by Mesoscale Convective Systems (MCSs). In terms of water budget, about 90% of seasonal rainfall is produced by a few ($\sim 12\%$) large organized MCSs (Lebel et al., 1997; Mathon et al., 2002). Numerous synoptic meteorological factors modulate the occurrence and variability of such organized MCSs (Barnes and Sieckman, 1984; Laing and Fritsch, 1993; Diedhiou et al., 1999; Redelsperger et al., 2002; Diongue et al., 2002; Fink and Reiner, 2003). At intra-seasonal scale, convective activity is modulated by large-scale dynamics and global scale disturbances (Sultan et al., 2003; Matthews, 2004; Mounier et al., 2008), and at inter-annual scale to multi-decadal time scales, links have been established between rainfall variability and upper air circulation (Kidson, 1977; Lamb, 1983; Fontaine et al., 1995; Long et al., 2000; Grist and Nicholson, 2001). In addition, the significance of land-atmosphere interactions (Charney 1975, Taylor et al., 1998; Zeng et al., 1999; Douville et al., 2001; Koster et al., 2004; Taylor, 2008), and ocean-atmosphere interactions has been identified across a range of space and time scales (Rowell et al., 1995; Janicot et al., 1998; Vizy and Cook, 2001; Giannini et al., 2003).

Water budgets and continental water recycling computations are two efficient diagnostics to highlight the strength of processes which participate to the water cycle. Precipitation over a land region is derived from two sources : (1) water vapor advected into the region by atmospheric circulation, and (2) water vapor supplied by local evapotranspiration from the land surface (Brubaker et al., 1993). The efficiency of both mechanisms is highly scale-dependent (Trenberth, 1999) and the computation of budgets and recycling indexes is subject to various error sources (Trenberth and Guillemot, 1995; Mo and Higgins, 1996; Rasmusson and Mo, 1996).

Studies of the West African water cycle are few. Cadet and Nnoli, 1987, investigated water transport over West Africa and the Atlantic Ocean for the summer 1979 using winds from an ECMWF analysis and humidity fields from satellite-based retrievals. They estimated water budgets and investigated the respective roles of evaporation over the Gulf of Guinea and evapotranspiration north to the Guinean coast. They concluded that moisture from the ocean was a major source for rainfall over West Africa but emphasized also the importance of moisture recycling. Brubaker et al., 1993, used a 10-year gridded aerological dataset (Oort, 1983) and a precipitation dataset from the World Monthly Surface Station Climatology. They found that, in July and September, West Africa is source of moisture and estimated a continental recycling to around 40% (representative of an area of $\sim 2.10^6 \text{ km}^2$). Gong and

Eltahir, 1996, used a 3 years subset of ECMWF analysis and precipitation atlas climatology (Shea, 1986). They quantified the contribution from the tropical Atlantic Ocean to 23% and local continental recycling to 27% (over areas of $\sim 3.10^6 \text{km}^2$), which is smaller than the estimates of Brubaker, 1993. Nicholson et al., 1997, used various observational datasets as forcings to a surface water balance model which simulates monthly-mean water budget terms. Their results suggest that evapotranspiration represents a significant fraction of the total water budget both at annual and monthly mean scales, and that inter-annual variability in evapotranspiration and rainfall are almost equal, especially over the Sahel. Fontaine et al., 2003, using NCEP/NCAR reanalysis, identified Sudanian and Guinean regions as sink areas in JAS and emphasized the weight of moisture advection in the inter-annual variability of rainfall. Their results are consistent with those of Cadet and Nnoli, 1987, and Gong and Eltahir, 1996, but in contrast with those of Brubaker et al., 1993, Nicholson et al., 1997, and also more recently Nieto et al., 2006, who support the idea that recycling represents a significant contribution to the annual mean and inter-annual variability. There is clearly a lack of consensus among these studies. Beyond differences which occur when considering distinct time periods and/or regions, uncertainties affecting each of the various datasets used in the past over West Africa are key factors. Indeed, a major limitation in this region has been the scarcity of observations and the too approximate parameterizations of physical processes used in models. The present work is intended to take benefit from the unprecedented observing and modeling effort conducted over West Africa in the framework of AMMA. A new water budget dataset is computed on the basis of an ensemble of Land Surface Models (LSMs), satellite precipitation estimates, and Numerical Weather Prediction (NWP) analyses. One of the budget terms is directly validated with GPS precipitable water vapor observations (Bock et al., 2008).

The main objectives of this study are to quantify the annual mean water budget and its seasonal cycle, and to revisit the inter-annual variability and correlations in water budget terms at regional scale. Insight is also given into smaller scales, closer to the fine scales at which monsoonal rainfall processes operate. The present paper focused on the hybrid water budget dataset. A companion paper assesses the water cycle as represented in various NWP models in comparison to the hybrid dataset (Meynadier et al., submitted). The organization of this paper is the following. Section 2 (and the Appendix) introduces the hybrid dataset. In section 3, the annual mean, seasonal cycle and sub-monthly variability of the atmospheric water budget are investigated. Section 4 analyses the inter-annual variability and inter-relations of the water budget terms. Section 5 discussed the present results in comparison to other studies. Section 6 concludes and introduces part II of the study.

4.2.2 Data and Methodology

The vertically integrated atmospheric water budget is governed by the following equation relating four terms (Peixoto and Oort, 1983) :

$$dPW = E - P - MFD \quad (4.1)$$

where dPW is a short notation for the time derivative of precipitable water vapor (PWV), i.e. $dPW = \frac{\partial PWV}{\partial t}$, E is evapo-transpiration over the continental surface (or evaporation over the ocean), P is the precipitation at the surface, and MFD is the vertically integrated moisture flux divergence. In the present work, the E and P estimates are provided by LSM simulations and satellite precipitation estimates, respectively, while PWV tendency is provided by NWP model analyses. The MFD estimate is then derived as a residual from the budget equation :

$$MFD_{hyb} = E_{LSM} - P_{sat} - dPW_{NWP} \quad (4.2)$$

The method is so-called "hybrid" because it combines several elaborate products. One important aspect for investigating the links between the processes involved in this water budget is that the budget is closed. In the present case, this requirement is verified by construction, at all scales. It does not preclude errors in each process though. The hybrid MFD is actually computed from daily mean E and P estimates. Daily PWV tendencies are computed as : $dPW = PWV(24h) - PWV(00h)$. Most importantly, the consistency between E and P estimates is guaranteed by the use of the P forcing dataset used for the LSM simulations.

ALMIP produced a unique regional-scale multi-model ensemble of LSM simulations over West Africa (Boone et al, 2009). The spatial domain is delimited by 5°S-20°N and 20°W-30°E and the temporal coverage is 2002-2007. Ten LSMs have been run offline in the course of the project using the same forcing dataset and providing state of the art estimations of various land surface parameters pertinent to water and energy budgets (e.g. E , soil moisture and runoff). Soil moisture estimates were validated at regional scale through indirect comparison with satellite observations (Grippa et al., 2009). At local scale, sensible heat fluxes were validated from in-situ observations from the AMMA field experiment. The forcing parameters are, in decreasing order of importance : precipitation at the ground, land surface characteristics, downwelling radiative fluxes (shortwave and longwave), and surface meteorological variables (2-m temperature and humidity, 10-m wind, surface pressure).

Three different ALMIP experiments have been produced so far, differing in the precipitation forcing data (the most important). Experiment-1 used only ECMWF forecast precipitation, while experiment-2 used EPSAT-SG (Berges et al., 2009) during the summer period of years 2004-2006 (July-September 2005 and June-September 2004 and 2006) and ECMWF forecast precipitation otherwise. The more recent experiment-3 used in the present study was instead forced all year-long and over the whole period (2002-2007) with TRMM 3B42 v6 data (Huffman et al., 2007). The choice of these products was motivated by the fact that they

comply with the high space and time resolutions required for forcing the LSMs (3-hourly and at least $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), leaving aside other satellite precipitation datasets available at best with coarser temporal sampling. The other forcing datasets are : land surface characteristics (soil type, albedo, vegetation cover fraction, leaf area index ...) provided by the ECOCLIMAP database (Masson et al., 2003), downwelling radiative fluxes from ECMWF-Integrated Forecast System (IFS; <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>) in 2002 and 2003, OSI-SAF (Ocean and Sea Ice - Satellite Applications Facility, <http://www.osi-saf.org>) fluxes in summer 2004 and ECMWF-IFS the rest of this year, and fluxes from LAND-SAF (Land - Satellite Applications Facility, Geiger et al., 2008) in 2005, 2006 and 2007. The surface meteorological variables are from ECMWF-IFS operational forecast.

The quality of ALMIP dataset has been assessed in previous studies. Soil moisture estimates were validated at regional scale through indirect comparison with satellite observations (Grippa et al., 2009). At local scale, sensible heat fluxes were validated from in-situ observations from the AMMA field experiment (Boone et al., 2009).

Sensitivity tests (see the Appendix) indicate that at the monthly-mean, box-average ($\sim 10^6 \text{km}^2$) scales, which is the main focus in this study, the difference in surface schemes between the different LSMs is not a major source of uncertainty as long as they use similar forcing data. Furthermore, in this study, E_{LSM} is computed from the multi-model average. Such an approach likely reduces the small-scale temporal and spatial variability from each individual LSM simulation but has the advantage of being less model-dependent (Koster et al., 2004, Dirmeyer et al., 2006). The uncertainty in dPW estimates from NWP reanalyses is not a major issue at these scales either. On the other hand, the quality of the precipitation data is of prime importance. The inter-comparison of a few satellite products shows a scatter of $\pm 1 - 2 \text{mm day}^{-1}$ at the scales of interest. But, so far it is difficult to assess which of the precipitation product is the more accurate. A few recent studies addressed this issue, which is crucial for water cycle studies over West Africa. Nicholson et al., 2003, performed an evaluation of the TRMM 3B43 (merged, monthly) product over West Africa at spatial resolutions of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ and $1^\circ \times 1^\circ$, in comparison to gauge data. They report a Root Mean Square (RMS) error in the range $1 - 2 \text{ mm day}^{-1}$ for the higher spatial resolution, for the months of July-August. They also found an excess of rainfall in this product around 12°N and $15-16^\circ \text{N}$ over West Africa (up to $\sim 100 \text{ mm}$ over the season or 50 mm in August, i.e. $\sim 30\%$).

It is possible that the TRMM 3B42 product used in the present study has a similar bias. Berges et al. 2009 used rain gauges observations over the Sahel and evaluated several regional offline products (EPSAT-SG and CPC/RFE2.0), global offline (TRMM 3B42 and GPCP-1dd) and real-time versions of those as well as other products. They found that overall, offline products, and especially EPSAT-SG, performed better than real-time products, consistently with the findings of Nicholson et al. 2003. The main reason is that these offline products incorporate rain-gauge data (so-called blended or merged products) whereas the real-time products, in contrast, are purely satellite-based rainfall estimates. Huffman et al., 2007, find similar re-

sults for the real-time and offline versions of the TRMM 3B42 (3-hourly) products. Furthermore, Roca et al., 2009, show that the performance of the products is highly dependent on the time-scale considered. Hence, at sub-diurnal timescale, TRMM 3B42, appears as the most realistic. These results give thus good confidence into the choice made in ALMIP exp. 3.

4.2.3 Annual mean and seasonal cycle of water budget terms

The water vapor budget terms are analyzed below for three boxes representative of the West African climate (Figure 1) : the Guinean box (GUI) delimited by 6°N, 10°N, 10°W, and 10°E, the Sudanian box (SOU) delimited by 10°N, 15°N, 10°W, and 10°E, and the Sahelian box (SAH), delimited by 15°N, 20°N, 10°W, and 10°E. Note that the climate of the northern half of the SOU box could alternatively be referred to as Southern Sahelian.

4.2.3.1 Annual mean water budget

Figure 1 shows the annual mean values of P , E and $E - P$ averaged over period 2002-2007, and Table 1 reports average statistics over the three boxes defined above. Both P and E show a strong zonal symmetry with a large meridional gradient over West Africa. Precipitation ranges from 1209 mm yr⁻¹ in the GUI box to 239 mm yr⁻¹ in the SAH box, and E from 858 mm yr⁻¹ in the GUI box to 211 mm yr⁻¹ in the SAH box. The SOU box is intermediate. A strong meridional gradient can be seen also in $E - P$, with significant negative values reached in the GUI and SOU boxes, while $E - P \sim 0$ in the SAH box. This can be interpreted as a signature of distinct hydrological regimes. The Sudanian and Guinean regions are characterized by significant runoff ($P - E = 139$ mm yr⁻¹ in the SOU box and 351 mm yr⁻¹ in the GUI box). The Sahel is in contrast a more endoreic area where almost all the cumulated rainfall is re-evaporated into the atmosphere, on annual mean. The spatial variability in E and P displays distinct meridional properties. Whereas the variability in P shows a marked negative gradient from south to north, E shows a larger variability in the north, with a maximum in the SOU box (149 mm yr⁻¹). In the SAH and SOU boxes, the spatial correlation between E and P is very high (Table 1). In the GUI box, the spatial correlation is much smaller. This is consistent with the fact that a significant fraction of rainfall escapes in runoff in the GUI box.

Figure 2 investigates further the spatial relationship between E , P and runoff. In the SAH box (Figure 2c), a quasi-linear relationship is obtained between E and P (consistently with the high spatial correlation reported in Table 1). The small departure from the $x = y$ axis is explained by runoff (Figure 2f) which is small there : about 60 mm for a mean rainfall of 500 mm. The relationship between runoff and P is also linear. This is in contrast with the two other boxes and indicates that, in the Sahel, the amount of rainfall is the main limiting factor to E . Another contributing

factor to decrease in E with increasing latitude is that soils are not as deep (and this is considered in ECOCLIMAP). In the SOU box, where the spatial correlation is close to 1 too (Table 1), the relationship between P and E suggests a saturation for P values above 800 mm yr^{-1} (Figure 2b). For the larger rainfall amounts, runoff becomes significant (middle panel). In the GUI box, the E vs. P diagram shows a superposition of two quasi-linear regimes : the first one (for $P < 1200 \text{ mm yr}^{-1}$) is relatively close to the regime observed in the SOU box but the second one (for $P > 1200 \text{ mm yr}^{-1}$) corresponds to predominant runoff. In contrast with the SOU box though, there is no indication of a saturation in this first regime, and E reaches values up to $\sim 1100 \text{ mm yr}^{-1}$. The runoff regime concerns mainly the high topographic areas such as Fouta Djallon mountains and Cameroun highlands, which are partly enclosed in the GUI box, but more specifically the south-western Nigeria plateaus (see $P - E$ maxima in Figure 1). The presence of this double regime in the GUI box explains the rather small spatial correlation reported in Table 1.

Another limiting factor in the amount of E is the net surface radiation (R_{net}). However, within the more equatorial GUI box, the spatial distribution of R_{net} is remarkably homogeneous ($\sim 110 \text{ W m}^{-2}$) and hence E fluctuates independently of R_{net} . This means that net radiation is not the main controlling factor of the annual mean E there. In the SOU and SAH boxes, a positive correlation between E and R_{net} emerge, but the relationship between E and R_{net} is far from being linear. In the SOU box, there is saturation for values of $E > 500 \text{ mm}$, corresponding to the largest values of R_{net} (similar to GUI box). In the SAH box, such large values are not reached.

The analysis of annual mean quantities revealed close relationships between the spatial distributions of water budget components (E , P , and runoff) and net radiation at the surface. However, an important factor in the functioning of the hydrological cycle is masked here. It is the time distribution of rainfall and net radiation. In the Sudanian and Sahelian regions, the seasonal cycle plays a crucial role in the water budget as it is shown below.

4.2.3.2 Mean seasonal cycle

Figure 3 displays the seasonal cycle of the monthly mean water and radiation budget components. The upper row of Figure 3 highlights the atmospheric water budget. In agreement with previous studies, there is evidence of two distinct rainfall regimes over the relatively moist Guinean area and over the more arid regions to the north. In the GUI box, rainfall is characterized by two maxima occurring in June and September. In the SOU and SAH boxes, there is a single rainfall maximum in August. This phasing is explained by the seasonal excursion of the rainbelt which reaches its northernmost position in August over the Sahel (Sultan and Janicot, 2000). The magnitudes of the rainfall maxima are nearly identical in the GUI and SOU boxes ($\sim 6 \text{ mm day}^{-1}$), but the duration of the rainy season is much longer in

the GUI box. This accounts for the large differences in the annual means (Table 1). In the SAH box, both the maximum and the duration of the season are significantly smaller.

A high degree of correlation is observed between E and P . In the GUI box, the seasonal cycle of E is thus nearly bi-modal, while it is mono-modal in the SOU and SAH boxes. In terms of magnitude, in the GUI box, $E > 1.5 \text{ mm day}^{-1}$ all year long, with an average of 2.2 mm day^{-1} and maxima of $3\text{--}3.5 \text{ mm day}^{-1}$ in June and October. Larger rainfall amounts coupled to a weaker seasonal cycle of vegetation in the Guinean area is the main cause for the nearly constant E . In the SOU box, E reaches 3.5 mm day^{-1} in September, while in the SAH box, E peaks in August and hardly reaches 2 mm day^{-1} . In the SOU and SAH areas, E drops to ~ 0 during the dry season. These E limits agree well with observations by Timouk et al., 2009, and with independent LSM estimations by Saux-Picard et al., 2009.

The contribution of atmospheric processes to the seasonal evolution of the precipitation is quantified on average through dPW and MFD . Though it is small in amplitude, dPW shows a distinct seasonal cycle with positives values during the monsoon pre-onset period (Feb-Mar in GUI box, Apr-May in SOU box, and May-Jun in SAH box) and negative values during the monsoon retreat. This tendency results from the seasonal excursion of the moist monsoonal airmass. The northernmost limit is associated with the Inter-Tropical Discontinuity (ITD). The evolution of MFD is highly anti-correlated with that of P , indicating that, on the monthly mean timescale, precipitation is significantly controlled by atmospheric moisture convergence ($MFD < 0$) during the rainy season. During the dry season, moisture divergence is observed ($MFD > 0$), revealing that the surface is a net source of moisture for the atmosphere, then. This result is consistent with the balance between E and P (by construction). In terms of magnitude, MFD reaches -4 mm day^{-1} ($+2 \text{ mm day}^{-1}$) in the SOU and GUI boxes and -1 mm day^{-1} ($+0.5 \text{ mm day}^{-1}$) in the SAH box during the wet (dry) season.

In terms of balance between the four water budget terms, significant differences are found between the three boxes. In the GUI and SOU boxes, $-MFD$ is larger than E , while in the SAH box, E is larger than $-MFD$. This difference reveals different surface-atmosphere interactions in addition to the fact that different atmospheric dynamical factors are controlling the rainfall in the Sahel (Fontaine et al., 1995; Grist and Nicholson, 2001; Zhang et al., 2006; Ruane et al., 2008). The temporal evolution of E is not only dependent on precipitation input but it also depends on the surface-vegetation response (Lotsch et al., 2003). This explains the time lag observed in E with respect to P (Figure 3). The lag was quantified from mean cross-correlation functions (on average over the six years). The correlations peaked at $+1.5$ month in the GUI box, $+1$ month in the SOU box and ~ 0 month in the SAH box. These lags indicate that the response of the surface-vegetation system to the monsoonal rainfall is faster in the Sahel than more to the south. This

is confirmed by inspection of vegetation index and soil moisture (Figure 24 in Janicot et al., 2008). Moreover, deeper soils in the GUI box will cause E and P to be more de-correlated (or at least have a larger lag) because E can continue for extended periods after the rains have stopped. Indeed, E integrates several distinct processes in the soil-surface-vegetation system such as rapid evaporation from rain intercepted by the canopy, but also slower and delayed evaporation from the soil and especially transpiration from vegetation (deeper soil storage reservoirs). The latter is more delayed in the SOU and SAH regions than in the GUI region because it requires soil moisture recharge and vegetation growth (Shinoda, 1995; Nicholson et al., 1990). Both processes are strongly controlled by the temporal distribution of rainfall within the season and hence may play a role in the inter-annual variability of E (see section 4).

Inspection of the monthly mean surface water balance (Figure 3, middle row) shows a clear contrast with the annual mean balance (Figure 1). Indeed, it is seen here that $E - P$ is only negative during the wet season while it is positive during the dry season. This is observed for all three boxes, highlighting again strong large scale surface-atmosphere couplings. The seasonal evolution of runoff and soil moisture storage ($dSM = P - E - runoff$), is significant as well (the latter was found to be in good agreement with GRACE data, Grippa et al, 2009). These terms show a monthly mean seasonal cycle which closely follows that of P . The soil moisture dynamics is strong, with a magnitude of dSM which can be as large as the other budget terms, in contrast to a negligible atmospheric water vapor storage. Runoff is nearly mono-modal and maximum at the end of the rainy season in the GUI and SOU regions.

The link between net surface radiation and E is investigated from the lower part of Figure 3 which displays the net shortwave (SW) and longwave (LW) components, and net radiation ($R_{net} = SW + LW$). The seasonal evolution of R_{net} partly explains the fluctuations of E in all three regions. However, the relationship is not simple because many factors operate in the surface energy budget (Roads and Betts, 2000). The seasonal evolutions of SW and LW components are broadly in phase opposition. The SW component is modulated by the seasonal cycle of the solar incoming radiation, the atmospheric transmittance (i.e. aerosol content and cloud fraction), and surface albedo. The LW component is modulated by surface temperature and emissivity, atmospheric water content (vapor and clouds) and aerosols. All these parameters exhibit a marked seasonal cycle and strong couplings (e.g. Guichard et al. 2009, Slingo et al., 2009). Our results are consistent with the parts of these studies which were focused on areas located within the SAH and SOU boxes. They further suggest a distinct functioning in the GUI region, where the most striking difference is the large drop in net SW radiation, and R_{net} , between May and September. This is most likely due to increased cloudiness as the rainbelt is located around 10°N then (Sultan and Janicot, 2000). It is also noticeable that SW does not increase much northwards though, despite smaller cloud covers there;

this feature likely involves the meridional gradient of albedo (Samain et al. 2008). Thus, LW plays a significant role with respect to the overall decrease of R_{net} with latitude. This is coherent with the findings of Fontaine et al. (2002) who stated that the LW flux decreases during the season due to the moistening of the soil.

The spatial variability of the budget terms (Figure 4) reveals different seasonal cycles in all three boxes. Rainfall variability is larger than that of E and PWV tendency terms, but comparable to MFD . In the SOU and GUI boxes, MFD explains most of the variability in P . In both areas, E is slightly bi-modal. This is especially the case in the SOU box, with maxima in May and October. These maxima can be explained by the changes in the surface-vegetation properties associated with the monsoon onset (fast response of the vegetation to the preliminary rain events) and retreat (fast decay of the vegetation after the end of the season, especially in the SOU box). The large variability in E is explained by similar considerations for the SAH and SOU boxes. A major difference however (mono-modal vs. bi-modal structure) is due to the shortness of the rainy season in the SAH area. In the core of the monsoon season, the spatial variability of E is very low in the SOU box, which is illustrated for August in Figure 5. In contrast, P shows a rather narrow band of stronger values between 10 and 12°N, corresponding to the location of the rainbelt and closely linked to zone of maximum MFC . The displacement between the zones of maximum E and P is actually linked to the spatial distribution of R_{net} . Figure 5 shows that the net radiative flux maximum is observed slightly to the north of the rainbelt, i.e. where cloud cover and rainfall are smaller. Rainfall is also reduced in the southern part of the GUI box, corresponding to the short dry season in August there (Sultan and Janicot, 2000). In contrast with the GUI and SOU boxes, the SAH box shows similar variability in MFD and E .

4.2.3.3 Sub-monthly variability

The monthly-mean water budget terms analyzed above reveal a significant seasonal modulation in MFD which is correlated with the cumulated rainfall. However, the magnitude of MFD is smaller in the SAH region, especially compared to the monthly E values. More insight into the underlying atmospheric processes is given here.

Figure 6 shows the day-to-day variability of the different water budget terms which gives some insight into the strength of these processes. It is seen that MFD is the term that exhibits the strongest temporal variability in all three boxes with a peak during the rainy season ($3 - 5 \text{ mm day}^{-1}$). The coupling between MFD and the other variables is here interpreted from physical point of view, though the apparent coupling may be partly influenced by the fact that MFD is derived as residual of the budget equation. It is seen that the GUI and SOU boxes, the variability of P and MFD are coupled and dominate during the wet season, while during the dry season, the variability of dPW is mostly explained by MFD . In the SAH box, the variability of MFD is the major contributor to the variance of dPW , all year long.

Compared to the variances of these three terms, the variance of E is weak (also seen at a more local scale in figure 5). This is explained by several limiting factors in E (atmospheric demand, marked diurnal cycle and spatial variability smoothed out when passing to daily means and box averages). It is thus suggested that the short-term variability of the regional-scale water cycle is strongly controlled by the underlying atmospheric processes. This does not preclude, however, that at seasonal time scale E has a strong weight in the water budget (see Figure 3) and that at small spatial scales the surface-atmosphere feedbacks are significant as well (Polcher, 1995; Taylor et al., 1998).

In all three boxes, dPW variability decreases during the core of the rainy season. This can be explained by the large PWV values which leads to relative humidity values close to saturation. In contrast, during the dry season, strong dPW variability is observed in the GUI and SOU boxes due to the advection of large amounts of moisture from the Atlantic Ocean imbedded in large-scale atmospheric circulation patterns (Bock et al. 2008). The typical time scales of PWV variations during the rainy season and dry season are notably different. Note that Figure 6 reproduces fairly well the variability observed at the local scale with GPS data in the Sahelian and Guinean regions (Figure A3 and A4).

In order to better understand the nature of the day-to-day variability of the different water budget terms, we show in Figure 7 an example time series for August 2006. In the Sahel, it is seen that MFD can experience positives and negative values anti-correlated with the PWV tendency variations most of the time, revealing the alternation of dry and moist advections. Moisture flux divergence ($MFD > 0$) often suppresses convective development while moisture flux convergence ($MFD < 0$) is more favorable to the development of convection. In the GUI and SOU boxes, positives values of MFD (i.e. moisture divergence) are weaker than negative values (convergence) which are most of the time associated with significant rainfall, in general agreement with Bielli and Roca [2009]. The largest values of moisture divergence are $5 - 6 \text{ mm day}^{-1}$, in August, whereas moisture convergence can reach values up to $10 - 20 \text{ mm day}^{-1}$. As a consequence, monthly averages of MFD will have larger values in the SOU and GUI than in the SAH box. Spatial averaging also results in smoothing the MFD signal as revealed in the two-dimensional plots of MFD and P at a daily resolution (not shown).

Finally, vertical integration even further smooths the signature of moisture convergence/divergence associated with MCSs. Mesoscale convective systems have a typical life time on the order of 12 h (Mathon et al., 2002). Their instantaneous vertically resolved water budget terms show strong stratification with drying and moistening layers associated with condensation of water vapor and evaporation of precipitation as well as vertical moisture advection (Caniaux et al., 1994; Guichard et al. 1997). Moreover, the convective and stratiform parts of a MCS show a distinctly different balance between these terms. The alternation between positive and negative values of vertically integrated MFD shown in Figure 7 therefore reveals only the dominant feature of these processes, but it is worth noting that the resulting signal is nevertheless significantly strong. A similar conclusion holds for monthly

mean MFD values observed in Figure 3.

4.2.4 Inter-annual variability of the water budget

4.2.4.1 Annual mean quantities and anomalies

Figure 8 displays the variation of the annual mean water budget term anomalies in each box. The anomalies are computed with respect to the 6-year period (2002-2007), but they are fairly consistent with those computed by Ali and Lebel, (2009) over a longer time period. Here the anomalies are computed for annual means instead of just from the rainy-season means. This is more consistent for lagged terms such as E (i.e. the results are not sensitive to a truncation within the seasonal cycle of E). Inspection of P anomalies shows that the SAH box records two wet years, the SOU box only one wet year and the GUI box records four wet years and two dry years. Among these, 2003 was a wet year everywhere, while 2006 was dry almost everywhere (except in the SAH where it was neutral). Years 2002 and 2004 were dry dipole years (Janicot, 1992 or Nicholson, 2009), with SAH and SOU dry, and GUI wet. 2007 was mostly wet in GUI, and 2005 was a wet dipole year (SAH wet, SOU and GUI dry). Thus, whether a year is dry or wet is highly region dependent. The question here is how are anomalies of the different water budget term correlated?

Overall, ΔP and $-\Delta MFD$ are positively correlated in all three boxes, e.g., increased precipitation coincides with increased moisture flux convergence. This is in agreement with Fontaine et al. 2003, and highlights the importance of the impact of the atmospheric dynamics on the interannual variability of precipitation over West Africa. Both the temporal correlations, seen in Figure 8, and the spatial correlation coefficients, reported in Table 1, confirm a strong link between ΔP and $-\Delta MFD$ in all three boxes, but these correlations have a different latitudinal dependence. In terms of magnitude, the variability of the annual mean ΔP is on the order of 10-20% of the total rainfall. In the GUI and SOU boxes, rainfall anomalies are thus almost entirely balanced by moisture flux convergence anomalies. This is not the case in the SAH box where the annual mean MFD is close to zero (and $E \sim P$ as already seen above). When considering the month of maximum rainfall for each year in the SAH box, it is found that $\frac{-\Delta MFD}{\Delta P} \sim 0.9 - 1.0$ from 2002 to 2004, with magnitudes of $-\Delta MFD = \pm 10 - 20 \text{ mm mo}^{-1}$ (not shown). The spatial correlation of MFD and P is further illustrated in Figure 9 from the June-September mean for this 6-year period. In 2003 and 2007, both the rainbelt and the associated band of moisture convergence are broader and extending more to the north. In 2002, 2004, and 2006, they are both weaker and more confined to the south. In 2005, they are both weaker and displaced more to the North.

Both the spatial and temporal correlations between ΔE and ΔP are decreasing from the SAH box to the GUI box. The temporal co-variability, especially, is very low in the GUI region (Figure 8) and is a result of the strong response of runoff to precipitation variations there (section 3 and figure 2). The moderate spatial correlation between ΔE and ΔP in the GUI box (Table 1) is in contrast with the low temporal correlation. The larger co-variability between ΔP and ΔE in the SOU and

SAH boxes implies stronger surface-atmosphere interactions and suggests that local water recycling may play a significant role in the interannual variability in rainfall observed in these regions.

4.2.4.2 Inter-annual variability of the seasonal cycle

The intermittency of rainfall is an important factor responsible for the interannual variability of cumulated rainfall (Lebel et al., 2003). This aspect is assessed here from inspection of fluctuations in the seasonal cycle of the water budget terms.

Figure 10 presents time-series of monthly mean water budget components for the years 2002 to 2007. Precipitation shows a strong interannual variability in the shape of the seasonal evolution. This is especially true over the GUI region where the two maxima in June and September seen in the mean seasonal cycle (Figure 3) disappear in some years. In the SOU and SAH regions the shape of the seasonal cycle of P always peaks in August but both the magnitude of the maximum and the length of the rainy season are strongly varying. In 2003, seen as the wettest year between 2002 and 2007 over West Africa (figure 8), the rains start early in the GUI region, are exceptionally heavy during the summer in the SOU and SAH areas, and are long lasting everywhere. In 2007, the maximum of precipitation rate is of the same order as 2003 in the SOU and SAH boxes but the length of the rainy season is shorter, explaining thus why 2007 does not appear anomalous in Figure 8. The correlation between annual mean P anomalies and anomalies of the maximum P or the length of the rainy season are thus quite poor. This result is consistent with those reported for more extended periods by Lebel et al., 2003.

The seasonal evolution of MFD displays also strong interannual variability with overall close correlation with fluctuations in P . For instance, 2003 is marked by a longer moisture flux convergence period and a stronger maximum in August for the SOU and SAH regions, and in June and September in the GUI box. In 2005 (wet dipole year), the period of time when $MFD < 0$ in the Sahel lasts longer as well, with also a peak of moisture flux convergence in June, not seen in the other years.

The time series of E is both shaped by variability in P and R_{net} and shows strong interannual variability. In the SAH box, the maxima of E well in phase with maxima of P , confirming (see figure 2) that E is primarily controlled by soil moisture availability and thus precipitation there. In the GUI region, E is always bimodal which suggests a predominant role of R_{net} . In the SOU region both P and R_{net} have strong impact. For example, in 2004, a peak is seen in E in September, while P is anomalously low (it was classified as a dry year in Figure 8). This peak is explained by an anomalously high R_{net} (Figure 10d) which is probably a result of reduced cloudiness during this dry year. More generally, the correlation coefficients of the maxima of E and the corresponding values of R_{net} are : $r = 0.9$ in GUI, 0.9 in SOU, and 0.7 in SAH boxes. The time series of R_{net} exhibits also marked interannual variability which is partly controlled by cloud cover and hence correlated with precipitation. As a consequence, inspecting the surface radiative budget is useful for interpreting variability in the water budget. However, the relationship between

water and energy budget terms is not so simple.

4.2.4.3 Inter-relations between monthly anomalies

The causality between seasonal cycle anomalies in the different budget terms is further investigated with lag correlations of monthly mean anomalies. Figure 11 presents such correlation functions (these correlations have been tested at the two-sided 0.05 and 0.01 levels using a random-phase test (Ebisuzaki, 1997)).

In the SAH box, the strongest correlations are observed between ΔP and ΔE for lags of -1 and 0 month (negative lag meaning that ΔP leads ΔE) and between $-\Delta MFD$ and ΔdPW with 0 lag. The third most significant correlation is observed between ΔP and $-\Delta MFD$, it is positive with a lag of +1 month and negative with a lag of -1 month. These results indicate that in the Sahel a rainfall anomaly in a given month is preceded by a moisture convergence anomaly of same sign one month ahead and followed by a moisture convergence anomaly of opposite sign one month after. Rainfall anomalies are also followed by E anomalies, one month later. Moisture convergence anomalies are very strongly correlated with PWV tendency anomalies. The correlation function shows actually oscillations with a pseudo-period of 3-4 month, corresponding to the duration of the monsoon season.

In the SOU and GUI boxes, the causality is different. The strongest correlations ($r \geq 0.8$) are observed between ΔP and $-\Delta MFD$ with 0 lag, whereas it is lagged in the SAH box. In the SOU box, the second significant correlation ($r \sim 0.4$) is observed between $-\Delta MFD$ and ΔdPW , positive with 0 lag and negative with a lag of -1 month. This is similar to the SAH box, but correlation coefficients are smaller. Similar to the SAH box also, in both the SOU and GUI boxes, ΔP and ΔE are positively correlated with a negative lag, but the strength of this correlation is much weaker. The inter-relations between monthly budget term anomalies are very similar to those derived from annual mean anomalies, but the lagged correlations clearly evidence some causality between terms. Overall, the inter-relations between the terms are stronger and exhibit longer time correlations (up to a few months) in the SAH box, revealing mainly that rainfall strongly controls evapotranspiration at sub-monthly scale.

4.2.5 Discussion and comparison with other studies

4.2.5.1 Annual mean and seasonal cycle

Comparison of our results with past studies reveals that the most striking difference comes from the E estimates. Willmott et al., 1985, and Nicholson et al., 1997, estimate annual E to $\sim 1200 \text{ mm yr}^{-1}$ between 5-10°N. These are significantly larger than those found in the present study, especially in the Sudano-Guinean zone, whereas the P estimates agree well, except to the very south (but this might be due to the difference of periods considered). Consistent with the present study, these authors found a strong spatial correlation between P and E , and runoff close to

zero in the Sahel. However, their meridional runoff gradient is smoother and their runoff estimate is $\sim 100\text{mm}$ smaller in the Sudano-Guinean zone. In terms of seasonal cycle, Nicholson et al., 1997, present estimates at three stations representative of our three boxes. Their monthly mean E estimates are superior by a factor 1.4 to 2.0, suggesting values up to 250 mm mo^{-1} (8mm day^{-1}) in the Sudanian zone, with a strong correlation between interannual anomalies in P and E . These results suggest that their E and P coupling model is too linear in nature. Another limitation in their approach might come from neglecting the impact of net surface radiation interannual variability.

Brubaker et al., 1993, found even larger annual evapotranspiration with similar precipitation : $E = 1464\text{mm yr}^{-1}$ between $7.5\text{-}15^\circ\text{N}$ while $P = 969\text{mm yr}^{-1}$, this led them to state that West Africa appears as a source region ($E - P > 0$), but they also pointed to the likeliness of considerable errors affecting their estimate. Most of the differences with the present study occur in the July-September (JAS) period : the MFD estimates differ by more than 100 mm mo^{-1} , and E estimates by more than 125 mm mo^{-1} (150%), while P estimates agree within 20 mm mo^{-1} . They estimate moisture flux divergence ($MFD > 0$) during the rainy season and, since they derived E as a residual, overestimate E in JAS. Moreover, the impact of either too strong E or $MFD > 0$ leads to an overestimation of their recycling index.

Using a similar approach, Cadet and Nnoli (1987) estimate E as a residual and find also too large values (around 10 mm day^{-1}) in the Sudanian zone in JAS. More recent studies using NWP model simulations found contrasting results. Gong and Eltahir, 1996, report E peaking in JAS at 120 mm mo^{-1} over $5\text{-}15^\circ\text{N}$ (30 mm mo^{-1} too strong compared to ours), while their P estimate is very close to ours (within 10 mm mo^{-1}). Fontaine et al., 2003, report E values too small in the Sahel, along with $E - P > 0$ there, and E too strong in the Sudano-Guinean zones, but with $E - P < 0$ during JAS. Roads et al., 2002, report $E = 2.28 \text{ mm day}^{-1}$ (832 mm yr^{-1}) and $P = 2.36 \text{ mm day}^{-1}$ (861 mm yr^{-1}), i.e. $(E - P) \sim 0$ over $5\text{-}15^\circ\text{N}$. They also mention a runoff estimate from GRDC of 0.43 mm day^{-1} (157mm yr^{-1}) which is much more in line with the present LSM estimates. Interestingly, the description of the seasonal cycle of MFD from this group of studies, including also Zheng and Eltahir (1998) is in qualitative agreement with the present results. They support the idea that the rainy season is associated with moisture convergence and the dry season with moisture divergence. Fontaine et al. (2003) report similar results over whole West Africa, but they find a net moisture flux divergence on annual mean over the Sahel due to strong divergent flow in the mid-levels.

4.2.5.2 Inter-annual variability

Few studies considered the links between interannual variability in P and other water budget terms. Nicholson et al. (1997) showed that E and runoff are positively correlated with annual mean precipitation. Eltahir and Gong (1996) and Fontaine et al. (2002), show that wetter seasons are associated with increased meridional gradient in entropy or moist static energy at surface which can be due to colder

SST in the Gulf of Guinea and/or drier soil in the Sudan-Sahel before the rainy season. Such a signal is suggested by the present study (ΔE , ΔdPW , and ΔMFC being all negatively correlated with ΔP three month ahead in the SAH box).

Studies investigating the link between interannual variability in P and dynamical factors in the atmospheric circulation are more numerous. Kidson, 1977, and Janicot, 1992a,b, but especially Fontaine et al., 1995, Long et al., 2000, and Grist et al., 2001, showed that wetter years are associated with a stronger Tropical Easterly Jet (TEJ), a weaker African Easterly Jet (AEJ), and stronger south-westerly monsoon flow. Drier years and drought periods are characterized by opposite anomalies. These studies further (see also Nicholson, 2009) showed that anomalous years are associated with latitudinal displacements of the jets axes. The present findings agree qualitatively with these studies in the sense that a change in vertically integrated MFC is consistent with a change in moisture transport both in low levels and mid-levels. For instance, coherent displacements of the moisture convergence band are observed and an increased MFC occurs over the Sahel in wet years. It may be due to an enhancement of the low-level moisture flux and a decrease of wind strength in the AEJ (the "main moisture artery" over West Africa according to Cadet and Nnoli, 1987) which would be consistent with Fontaine et al. (2003).

4.2.6 Conclusion

This study investigated the water cycle over West Africa with the help of a new hybrid water budget dataset developed within the framework of AMMA and covering the years 2002 to 2007. This dataset was elaborated from satellite products jointly used with land surface model outputs. It is expected to provide an advanced, more accurate characterization of the water budget over West Africa compared to the few previously used datasets. The annual-mean, seasonal cycle and interannual variability of the water cycle has been presented and discussed. Couplings between budget terms have also been highlighted. New and quantitative answers to a number of questions about the West African Monsoon water cycle have been proposed.

On annual mean, West Africa is shown to be a moisture source region for the surface, or equivalently a sink region for the atmosphere. Our results contrast with a number of previous studies which estimated much higher evapotranspiration rates. Surface evapotranspiration and moisture flux convergence appear to both play an important role in the mean seasonal cycle. Results also suggest that recycling may play a stronger role in the Sahel. Evidence is given that moisture flux convergence plays a dominant role in determining the amount of rainfall at regional scale. Fluctuations in moisture flux convergence appear significantly correlated with rainfall on a broad range of time scales, from daily to seasonal and interannual. The lack of consensus emerging from previous studies on these issues is apparently associated with differences in the various datasets used for the estimation of the water budget terms. The only real consensus found in previous studies is about the major

role of large scale atmospheric features such as the AEJ, the TEJ, and the low-level flow. Because of strong vertical wind shear (Grist et al., 2001 ; Fontaine et al., 2002 ; Nicholson, 2009) large uncertainties may remain in the vertically integrated *MFD* computations and hence impact the water budget. In the present study, the vertically integrated *MFD* is estimated as a residual, hence avoiding the direct computation of vertical integrals. Vertically resolved budgets would be further useful to assess the weight of the different atmospheric layers in the overall budget. This would also help studying the origins of rainfall (continental vs. oceanic), the role of the atmospheric flow (AEJ vs. the southerly and northerly low-level flow) in the water budget. More recent NWP models now offer high horizontal and vertical resolution and benefit from improved physics and assimilation systems. It thus appears valuable to re-assess such products for regional scale water budget studies. This is the objective of a companion paper. There, the performance of various NWP models in simulating and analyzing water budget terms over West Africa are evaluated with the hybrid dataset and the new results presented here.

Acknowledgements Based on French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website <http://www.amma-international.org>. We thank S. Cloche for providing the satellite and NWP model products.

4.2.7 Appendix

Figure A1 and A2 compare respectively monthly mean and temporal standard deviation of precipitation products, evapotranspiration, from ALMIP exp.-2 and exp.-3, and corresponding *MFD* estimates and *dPW* from three NWP reanalysis products. The data are averaged over West Africa in the three boxes used in the study, but limited here to year 2006.

The comparison of several precipitation products provides information on the uncertainty one can expect when choosing one specific product. Here, EPSAT-SG and TRMM 3B42 (which are used in ALMIP exp.-2 and exp.-3) are compared to two other widely used products : CPC/RFE.2 (Love et al., 2004) and GPCP-1dd (Huffman et al, 2001). Although the seasonal variations is well captured by all four products, differences between them can reach 2 mm day^{-1} for monthly averages (Figure A1a) and 3 mm day^{-1} for sub-monthly variability (Figure A2a) in the GUI box. The dispersion is also the strongest in this box. More to the north, precipitation estimates show better agreement. The GPCP estimate is the largest in term of mean and standard deviation over West Africa, while EPSAT-SG is the smallest. TRMM precipitation estimate lies on the average of the products considered here (both in term of mean and standard deviation). It also appears close to CPC/RFE2.0 monthly mean estimates. Overall, the agreement between the satellite products is

at the level of $1 - 2 \text{ mm day}^{-1}$ for monthly averages and $1 - 3 \text{ mm day}^{-1}$ for day-to-day variability. Figure A1a also shows the ECMWF-IFS simulated precipitation used in ALMIP exp.-1 or exp.-2 when EPSAT-SG was not available. In the SOU and SAH boxes, ECMWF-IFS significantly underestimates rainfall over West Africa, by $1 - 2 \text{ mm day}^{-1}$ depending on the satellite product considered. This large bias associated with the discontinuity linked with the switch between ECMWF-IFS precipitation and EPSAT-SG twice a year seriously hampers the pertinence of exp.-2 for the present study (seasonal cycle and interannual variability).

The dispersion of the nine LSMs (indicated by the shaded envelop in Figure A1b) around the multi-model average (thick line) is about $0.5 - 1 \text{ mm day}^{-1}$ in the three boxes (dispersion being larger more to the south). The day-to-day variability of E (Figure A2b) for the ensemble LSM simulations shows a dispersion with the multi-model estimate around 0.25 mm day^{-1} . The impact on E estimates of changing the precipitation forcing is illustrated comparing ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère; Noilhan and Planton, 1989) simulations between exp.-2 and exp.-3. The monthly mean difference is smaller than 1 mm day^{-1} and is well correlated with the difference in the precipitation products used as forcing in these experiments (Figure A1a).

Figure A1c shows the impact of the change in precipitation products on the hybrid MFD estimate. This impact is quite small for monthly average ($< 0.2 \text{ mm day}^{-1}$ or 10% of MFD). The difference in day-to-day variability can be larger (especially during the summer in the GUI box) and is consistent with the difference seen in precipitation products variability (figure A2a).

Figure A1d compares dPW estimates extracted from three NWP model re-analyses : ERA-Interim (Simmons et al., 2006), NCEP/DOE re-analysis II (Kanamitsu et al., 2002, referred to as NCEP R2), and NCEP/NCAR re-analysis I (Kalnay et al., 1996, referred as NCEP R1). First of all, one must notice that, for monthly-means and spatial averages over 10^6 km^2 , dPW_{NWP} is small compared to P and E terms. So, this parameter is not critical at the monthly time-scale but sub-monthly variability is shown to be more significant and is comparable to other terms fluctuations in term of amplitude (Figure A2). However the agreement between the three re-analyses is quite good for both monthly average and day-to-day variability. This suggests that the choice of a particular NWP model is not of prime importance either. When considering smaller space scales, the accuracy of NWP models will, however, not be as accurate (Bock et al., 2007; Bock and Nuret, 2009). The three reanalyses are further evaluated here with the help of PWV estimates derived from GPS observations (Bock et al., 2008).

Figure A3 compares dPW estimates from GPS and ERA-Interim at six Sahelian sites. Plot (a) shows the monthly-mean dPW_{GPS} . This term is small on average (black solid line), but the scatter (site-to-site or year-to-year) can exceed 1 mm day^{-1} locally. Plot (d) shows that the bias in the reanalysis (black solid line) is quite small at this scale and consistent with two different estimates of uncertainty : the standard deviation of the monthly mean bias (dashed line) and the standard deviation of daily model-GPS difference divided by the number of days in

each month (dotted line). The standard deviation of daily dPW_{GPS} (plot b) reveals large variability during the monsoon season with peaks at the onset and retreat of the monsoon (June and October). This variability is weaker in the reanalysis as attested by the ratio of dPW_{NWP} over dPW_{GPS} , which is smaller than one. The linear correlation coefficient between dPW_{NWP} over dPW_{GPS} is higher during the dry season than during the wet season (plot f). Hence, the standard deviation of $dPW_{NWP} - dPW_{GPS}$ (plot f) is not small; it reaches $4 - 5 \text{ mm day}^{-1}$ during the wet season. Figure A4 shows similar plots for equatorial and Guinean stations. The most significant differences with Sahelian stations are : maxima in dPW variability occurring in March and October (plot b), i.e. during the month when the ITCZ is moving across the stations; and overall smaller agreement between model and GPS (plots e and f). Table A1 summarizes the results for ERA-Interim as well as the two NCEP reanalyses, on average over June-September. Overall, ERA-Interim shows better agreement with GPS than the NCEP reanalyses, but this might be due to differences in representativeness (the variance of daily dPW decreases at larger spatial scales). Most importantly here, the uncertainty in local- (grid-point) scale, monthly mean dPW from the reanalyses ranges between 0.15 and 0.35 mm day^{-1} , over West Africa.

Tables

	P	E	E-P	MFD	$\sigma^s(P)$	$\sigma^s(E)$	$r^s(E,P)$	$r^s(\Delta P, \Delta E)$	$r^s(\Delta P, \Delta MFD)$
SAH	239	211	-28	-29	114	97	0.995	0.94	0.81
SOU	726	587	-139	-137	220	149	0.98	0.78	0.90
GUI	1209	858	-351	-356	345	83	0.62	0.69	0.95

TABLE 1 – Annual mean (2002-2007) water budget terms (P , E , $E - P$, and MFD) in the three domains indicated in Figure 1; spatial standard deviations ($\sigma^s(P)$, $\sigma^s(E)$) computed over the grid-points within each domain; spatial correlation between P and E ($r^s(E, P)$), and spatial correlation between annual anomalies ΔP and ΔE and ΔP and ΔMFD ($r^s(\Delta P, \Delta E)$, $r^s(\Delta P, \Delta MFD)$). The correlation coefficients are significant at 99% (student t-test).

model	Std GPS	Std ratio	Monthly bias error	Std (NWP-GPS)	Correlation
<i>Sahelian sites</i>					
ERA1	6.76	0.86	0.15-0.25	4.45	0.72
NCEP1	6.76	0.75	0.19-0.33	5.64	0.55
NCEP2	6.76	0.78	0.21-0.35	6.23	0.45
<i>Equatorial and Guinean sites</i>					
ERA1	4.04	0.94	0.12-0.20	3.52	0.58
NCEP1	4.86	0.73	0.15-0.24	4.57	0.42
NCEP2	4.86	1.06	0.19-0.35	5.64	0.35

TABLE A1 – Statistics of comparison between daily dPW from three NWP model reanalyses w.r.t. GPS estimates, averaged over June-September. Std GPS is the standard deviation of daily dPW (mm day^{-1}), Std ratio is the ratio of NWP model dPW standard deviation to the GPS one, Monthly bias error is computed from two different uncertainty estimates (mm day^{-1}), Std (NWP-GPS) is the standard deviation of difference (mm day^{-1}), Correlation is the linear correlation coefficient between dPW_{GPS} and dPW_{NWP} . See text for further details.

Figures

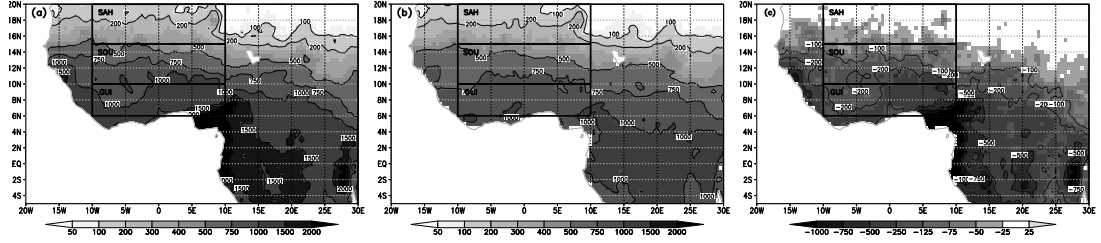


FIGURE 1 – Annual mean over the period 2002-2007 of TRMM precipitation (left panel), ALMIP multi-model evapotranspiration (central panel), and associated E-P budget (right panel). All units are $mm.yr^{-1}$

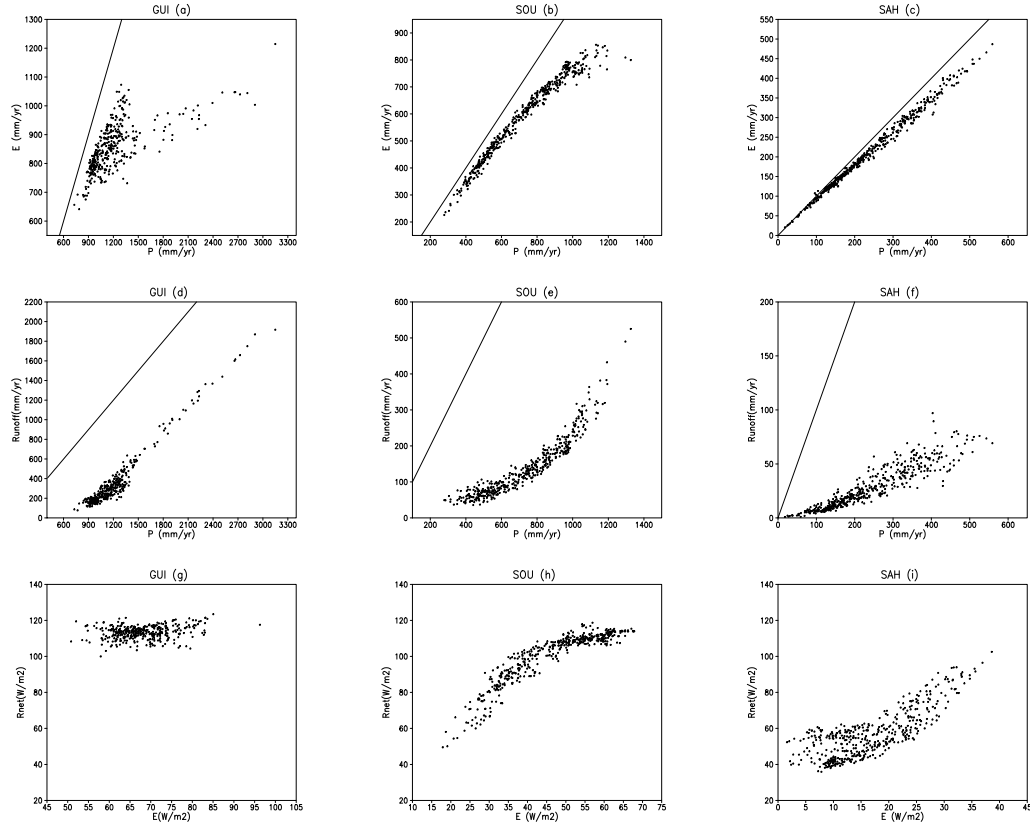


FIGURE 2 – Scatter plots of annual mean quantities (2002-2007) : (a-c) evaporation vs. precipitation (in $mm.yr^{-1}$); (d-e) runoff vs. precipitation (in $mm.yr^{-1}$); (g-i) net radiation at surface ($W.m^{-2}$) vs. evaporation ($W.m^{-2}$) for grid points located in the three domains indicated in Figure 1.

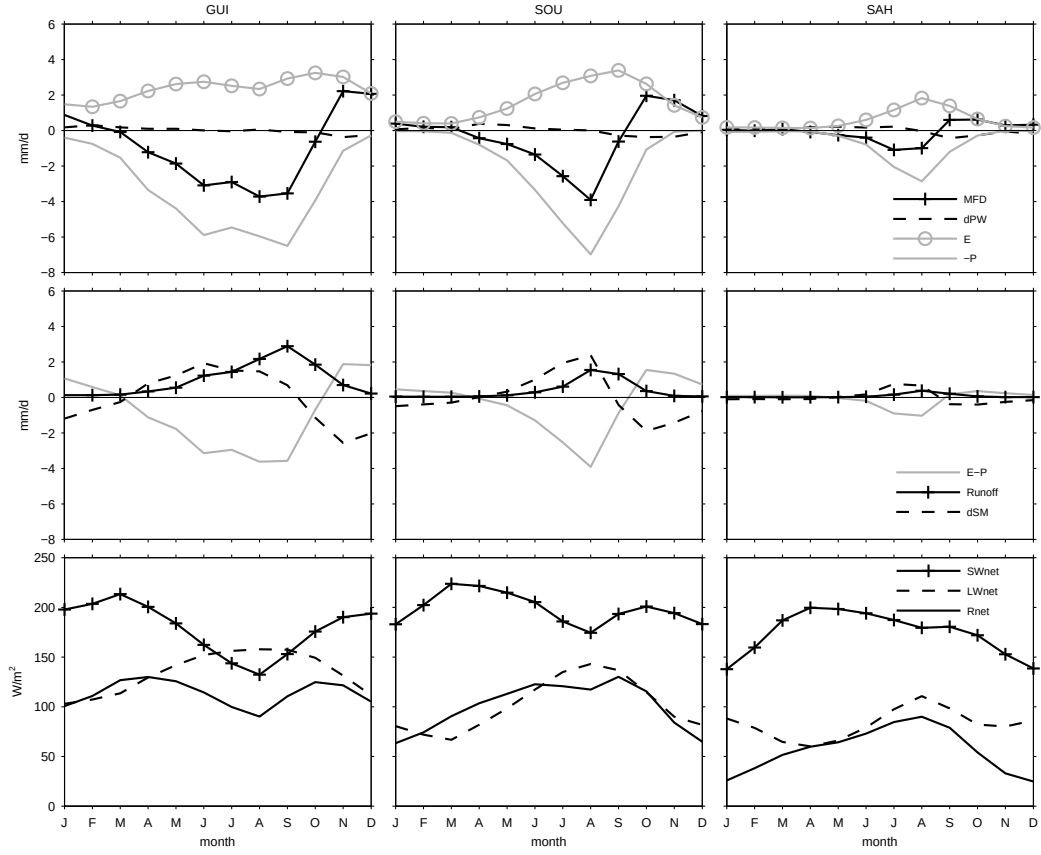


FIGURE 3 – Monthly mean water and energy budget terms (2002-2007) : (upper row) atmospheric water budget terms (in $mm.day^{-1}$); (middle row) surface water budget terms (in $mm.day^{-1}$); (lower row) net radiation and LW (+ $200 W.m^{-2}$) and SW components at the surface (in $W.m^{-2}$). All quantities are spatial averages in the three domains indicated in Figure 1.

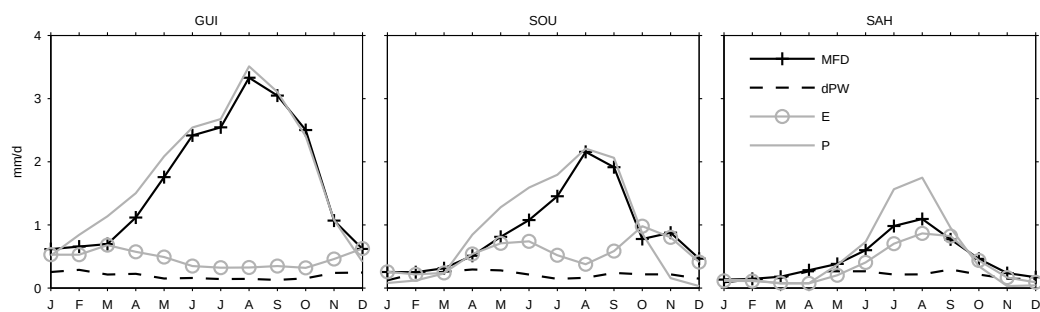


FIGURE 4 – Standard deviation of spatial distribution of monthly mean atmospheric water budget terms for grid points located in the three domains indicated in Figure 1. The standard deviation is computed for each year and then averaged over 2002-2007.

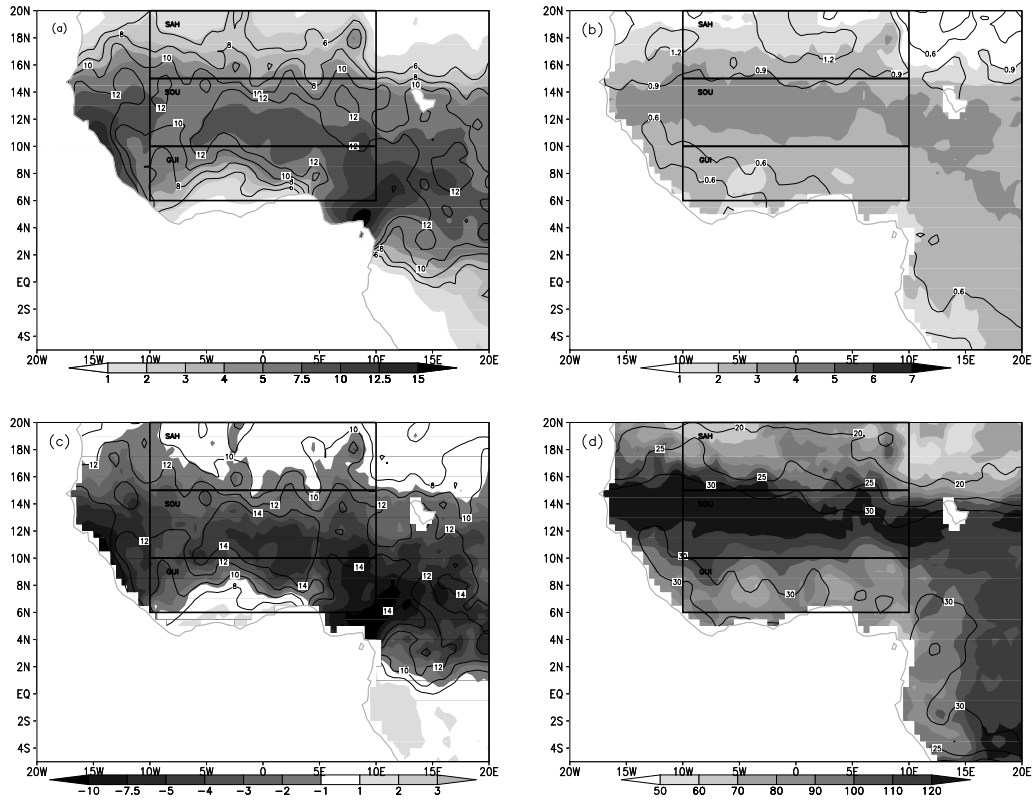


FIGURE 5 – Mean month of August (2002-2007) of : (a) precipitation ($mm.day^{-1}$); (b) evapotranspiration ($mm.day^{-1}$); (c) moisture flux divergence ($mm.day^{-1}$); (d) net radiation at the surface (in $W.m^{-2}$). Contour indicate the day-to-day variability (standard deviation of daily mean computed for each year and then averaged over 2002-2007)

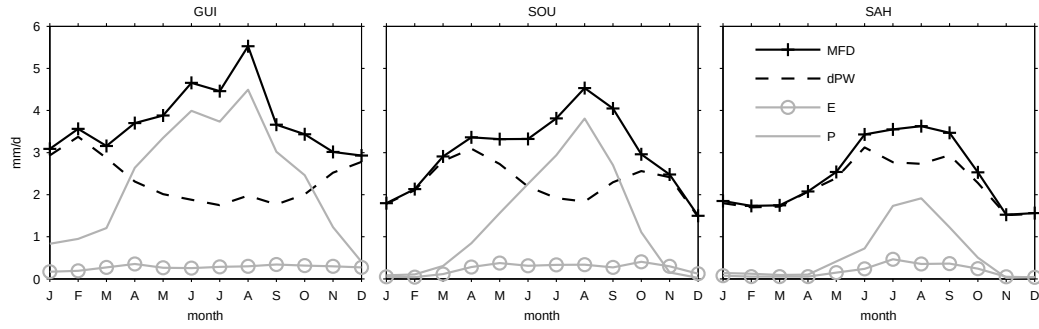


FIGURE 6 – Standard deviation of temporal variability (daily mean) atmospheric water budget terms averaged over the three domains indicated in Figure 1. The standard deviation is computed for each year and then averaged over 2002-2007. All units are $mm.day^{-1}$.

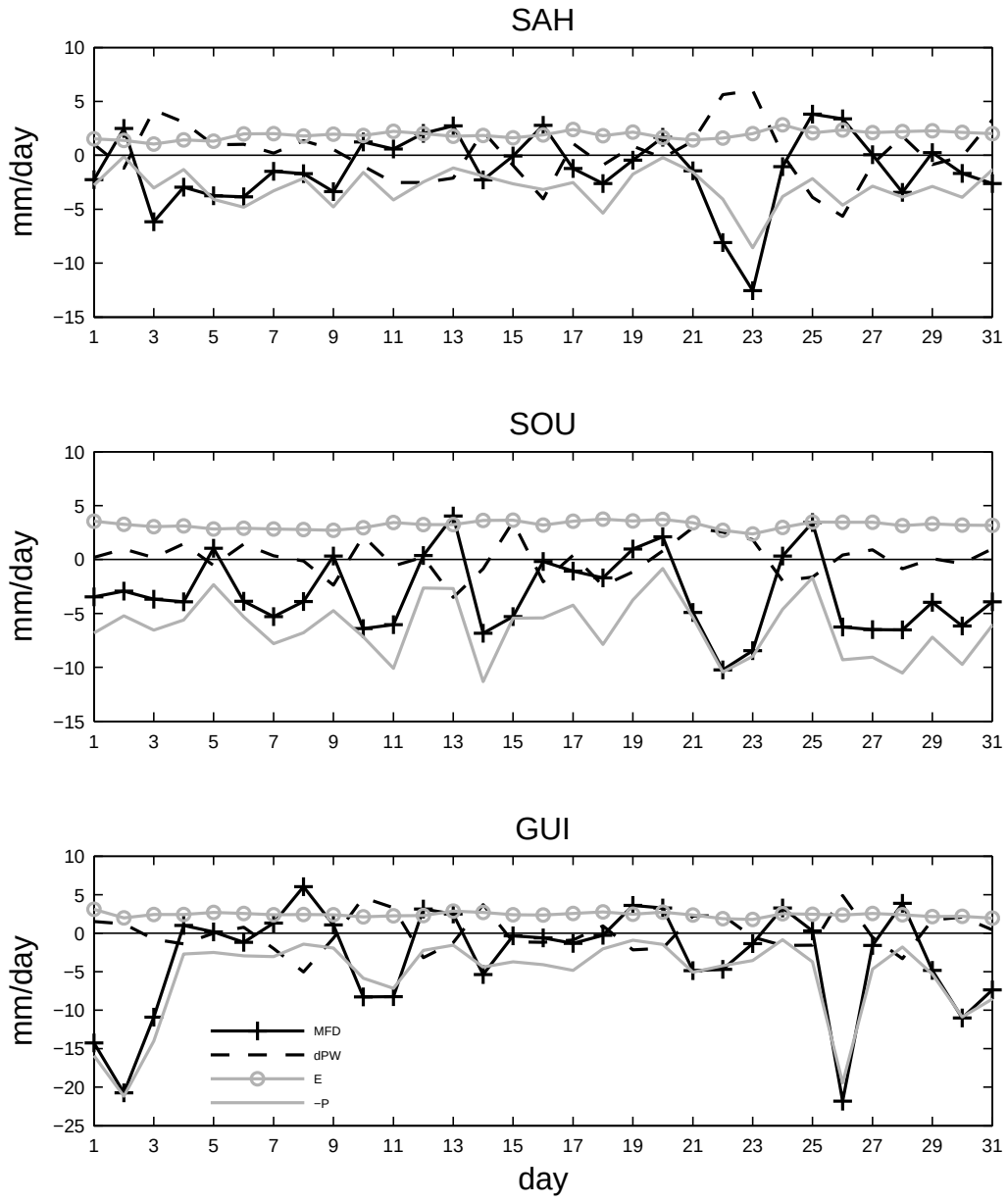


FIGURE 7 – Daily mean atmospheric water budget components (in $mm.day^{-1}$) for August 2006

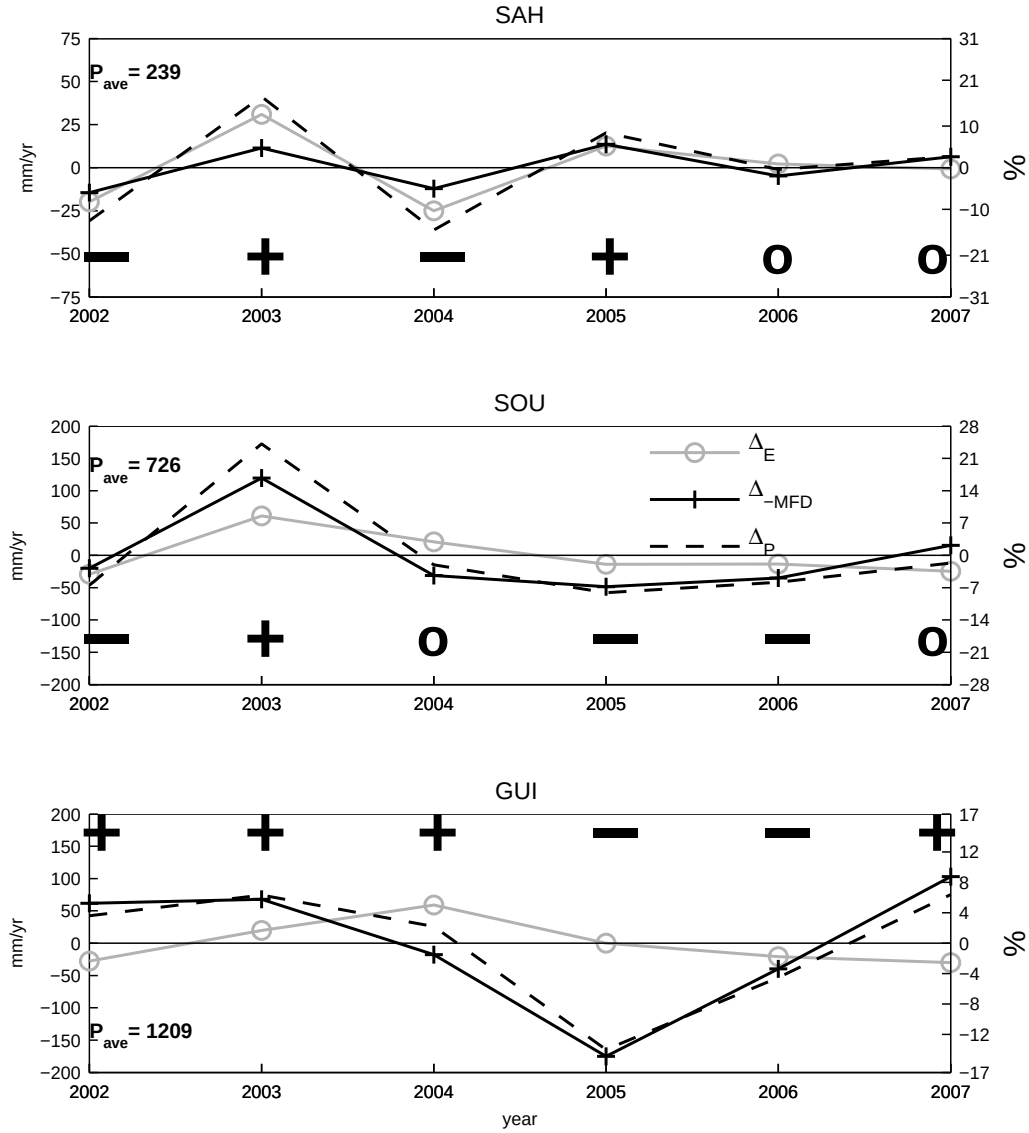


FIGURE 8 – Annual mean anomalies in precipitation (ΔP), evapotranspiration (ΔE) and moisture flux convergence ($-\Delta MFD$) over the three domains indicated in Figure 1. Positive (negative) signs indicate the type of precipitation anomaly related to the mean annual precipitation (left corner) over the period 2002-2007. All units are $mm.yr^{-1}$

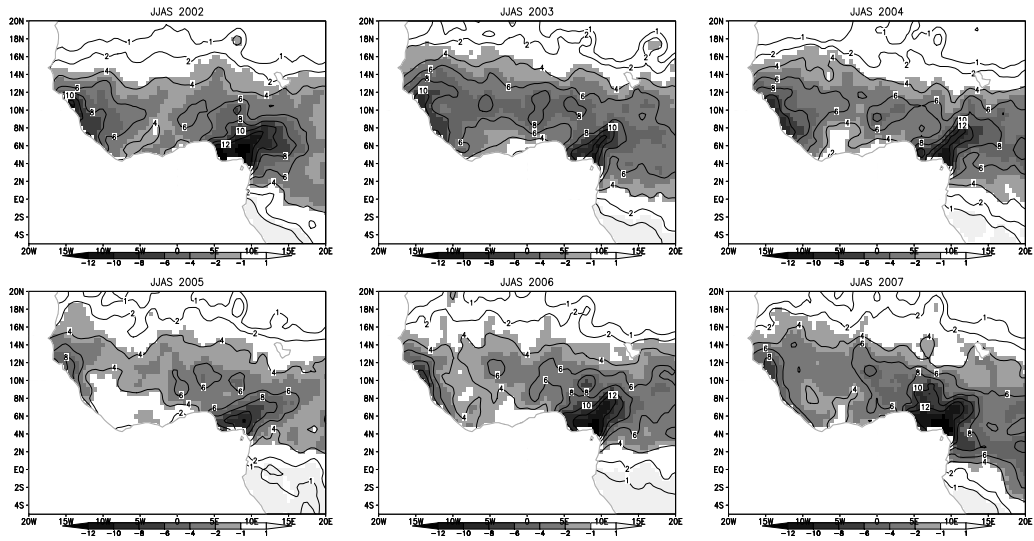


FIGURE 9 – Moisture flux divergence (shaded) and precipitation (contour) averaged over period from June to September of each year.

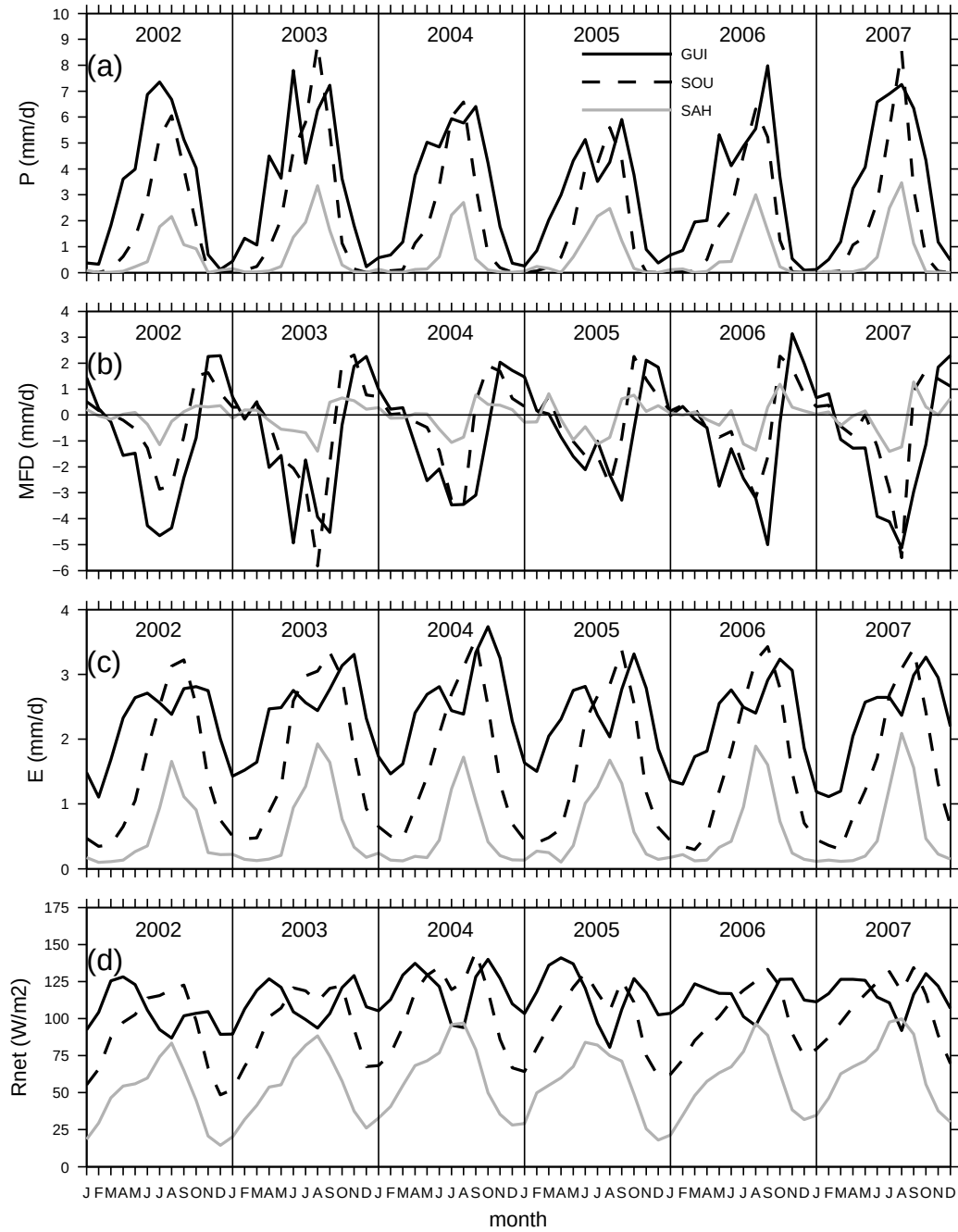


FIGURE 10 – Monthly-mean time series of (a) precipitation (mm.day^{-1}), (b) moisture flux divergence (mm.day^{-1}), (c) evapotranspiration (mm.day^{-1}), and (d) net radiation at the surface (W.m^{-2}) the three domains indicated in Figure 1.

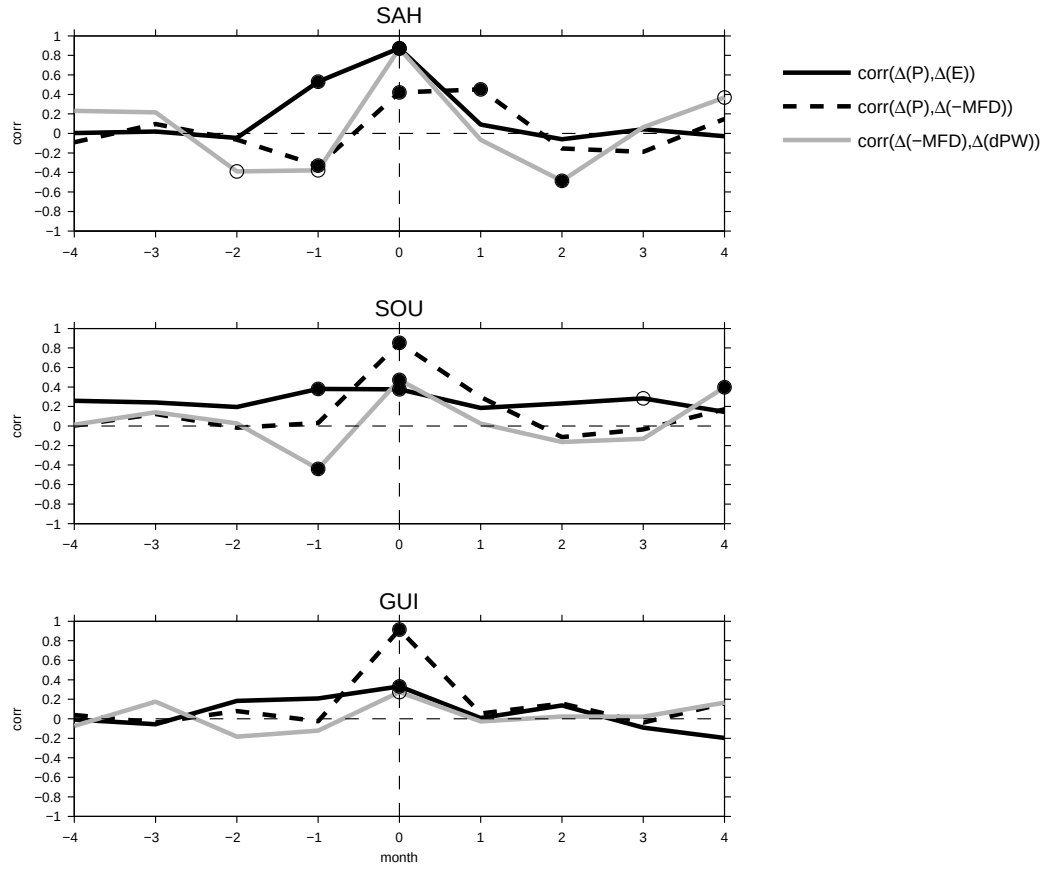


FIGURE 11 – Lagged correlation functions of monthly mean anomalies of water budget terms. A negative lag means that the first variable leads the second one. The filled (open) circle are significant at the two-sided 0.01 (0.05) level according to a random-phase test (Ebisuzaki, 1997).

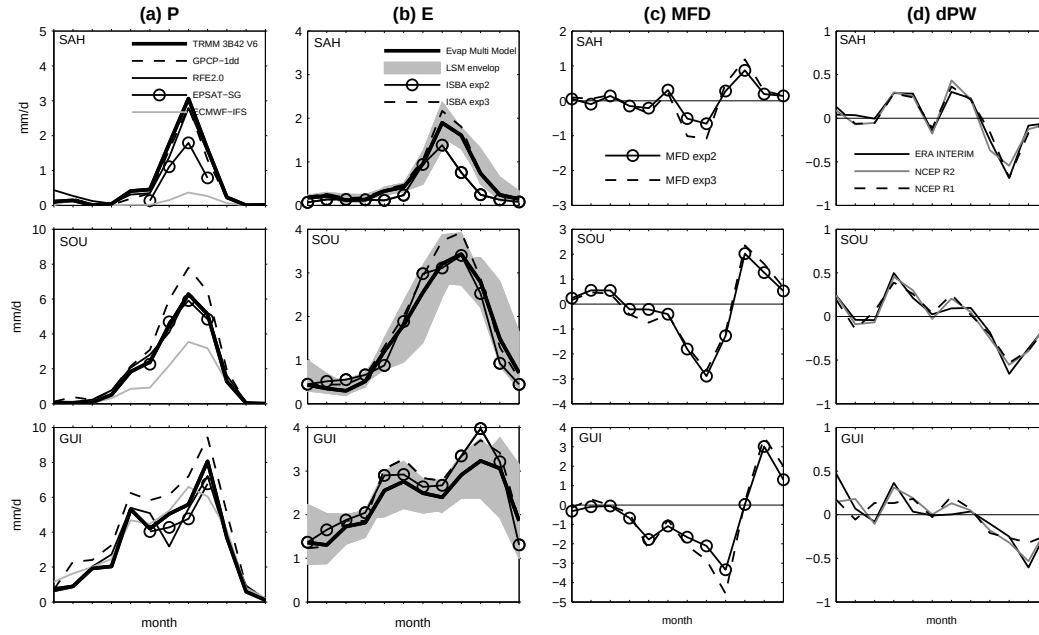


FIGURE A1 – Monthly mean time series of : (a) precipitation estimates (satellite products and ECMWF-IFS forecast); (b) evapotranspiration estimates from ten ALMIP Land Surface Model (grey shading), multi-model average (thick black line), and ISBA LSM used in ALMIP exp.-2 and 3 (dashed line and line with circles); (c) moisture fluxes divergence estimates derived from ISBA LSM exp.-2 and 3; (d) precipitable water tendency from three NWP model re-analyses (ERA-Interim, NCEP/DOE (R2), and NCEP/NCAR (R1)). All quantities are spatial averages in the three domains indicated in Figure 1 for the year 2006. Units are $mm.day^{-1}$.

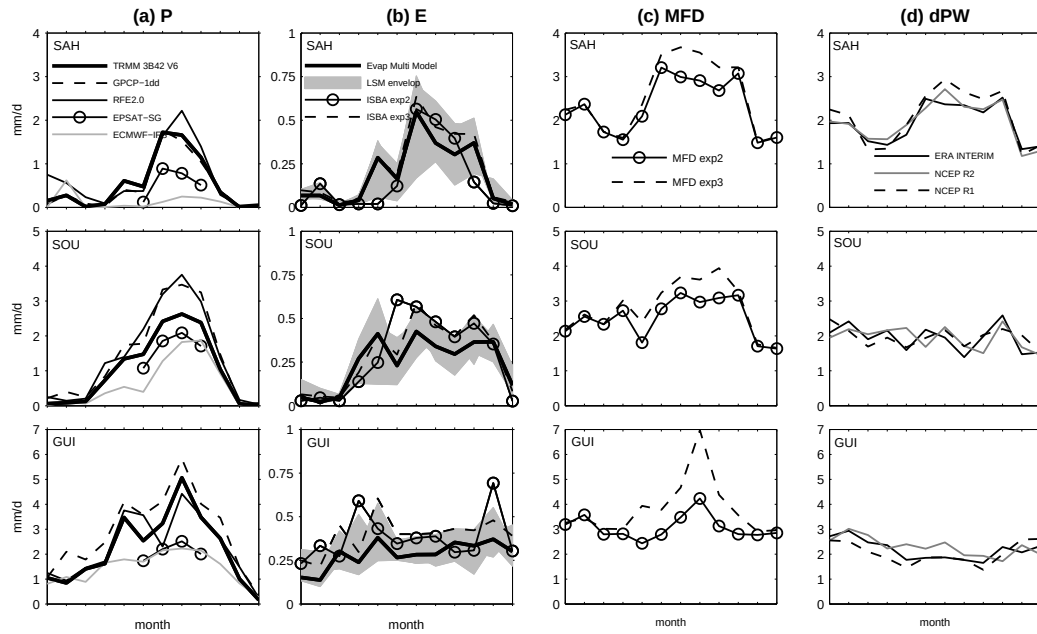


FIGURE A2 – Similar to figure A1 but for standard deviation of daily mean (i.e. day-to-day variability)

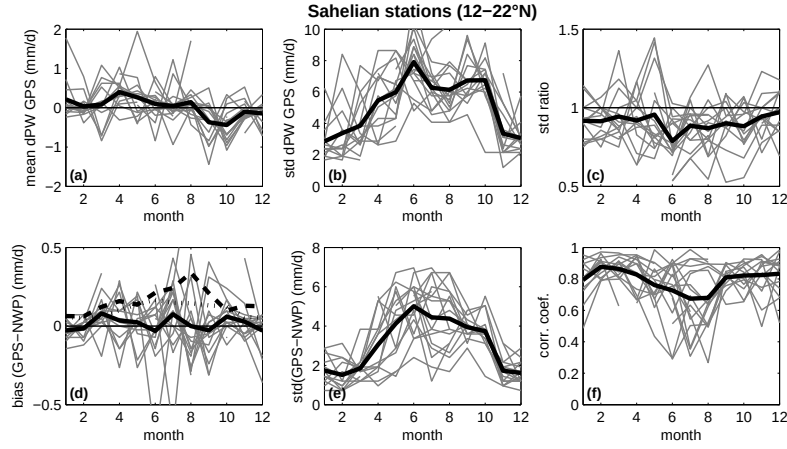


FIGURE A3 – Evaluation of daily dPW from GPS observations and ERA-Interim analysis at six GPS sites (Ouagadougou, 12.5°N, Niamey, 13.5°N, Dakar, 14.7°N, Gao, 16.3°N, Tombouctou, 16.7°N, and Tamanrasset, 22.8°N), monthly averages over years 2005–2008. In each plot, the thin gray lines show the results for all stations and all years; the thick black lines show the average for each month. (a) monthly-mean dPW_{GPS} , (b) standard deviation of daily dPW_{GPS} , (c) standard deviation ratio of $dPW_{ERA-Interim}$ over dPW_{GPS} , (d) monthly mean bias ($dPW_{ERA-Interim} - dPW_{GPS}$), standard deviation of the monthly mean bias (dashed line), standard deviation of daily model-GPS difference divided by the number of days in each month (dotted line), (e) standard deviation of $dPW_{ERA-Interim} - dPW_{GPS}$, (f) linear correlation coefficient between $dPW_{ERA-Interim}$ over dPW_{GPS} .

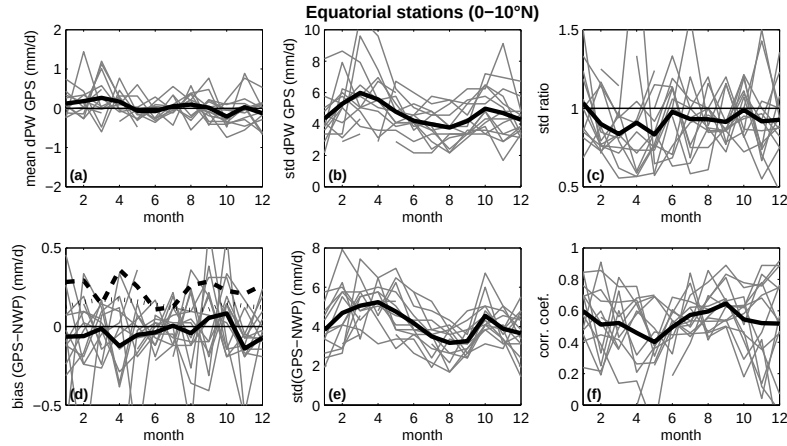


FIGURE A4 – Similar to Figure A2 but at six Guinean and equatorial sites (Masuku, -1.6°N, Mbarara, -0.6°N, N’Koltang, 0.3°N, Cotonou, 6.4°N, Tamale, 9.6°N, Djougou, 9.7°N)

CHAPITRE 5

Analyse du bilan d'eau à l'aide de systèmes de prévision numérique

Sommaire

5.1	Résumé – Article Part2	130
5.2	Article Part2	132
5.2.1	Introduction	134
5.2.2	Data, methods and error sources	135
5.2.3	Water budget from NWP model reanalyses	138
5.2.4	AMMA reanalysis and operational analyses	144
5.2.5	Summary and conclusion	149
5.2.6	Appendix	151

Ce chapitre est la suite de l'étude présentée dans le chapitre précédent. Il est développé sous la forme d'un article compagnon du précédent, également accepté pour publication dans la revue *Journal of Geophysical Research*. L'étude du bilan d'eau atmosphérique ouest-africain est abordé ici à l'aide de systèmes de prévisions numériques. Les résultats sont évalués au regard des conclusions que l'on a pu obtenir à partir du jeu de donnée hybride, notamment sur les mécanismes de couplage entre les termes du bilan d'eau.

5.1 Résumé – Article Part2

Pour continuer et approfondir l'analyse du bilan d'eau en Afrique de l'ouest présentée dans la première partie de notre étude (article Part1), l'utilisation de modèles météorologiques est indispensable. Il est en effet nécessaire de préciser et quantifier sur des périodes plus longues que six ans les processus atmosphériques à l'origine de la variabilité des termes du bilan d'eau. Une première étape, cependant, est de valider le bilan d'eau intégré verticalement, estimé à partir de ces modèles. Les données de référence pour cette étude sont formées du jeu de données "hybride" présenté et étudié dans l'article PART1 et des observations GPS collectées pendant la campagne AMMA.

Parmi les modèles considérés ici, on compte les réanalyses NCEP/NCAR, NCEP/DOE, ERA-Interim et la réanalyse spéciale AMMA, ERA-AMMA (développée pour la période mai-septembre 2006). Les modèles opérationnels ECMWF-IFS, NCEP-GFS et Arpège-Tropiques complètent cette étude. Le détail du calcul des termes du bilan d'eau est présenté ainsi qu'une estimation de l'erreur associée (problèmes de fermeture du bilan d'eau et de l'échantillonnage spatio-temporel). L'idée, ici, est de reprendre certains diagnostics établis avec le jeu de données hybride et de les tester au sein des modèles.

Sur la période 2002-2007, l'analyse du cumul annuel moyen des précipitations et de l'évapotranspiration révèle des problèmes de représentation dans les réanalyses NCEP/NCAR, NCEP/DOE et ERA-Interim. Un déficit de précipitation est observé au nord de 12°N couplé à de fortes valeurs d'évapotranspiration (supérieures aux pluies simulées). La combinaison de ces deux erreurs résulte en la description de cette partie de l'Afrique de l'ouest comme une source d'humidité pour l'atmosphère, représentation opposée aux résultats obtenus à partir du jeu de données hybride. Le problème de l'évapotranspiration trop forte semble être relié à des défauts dans les schémas d'assimilation de l'eau du sol. L'analyse du cycle saisonnier montre cependant une certaine cohérence temporelle entre les variables E et P des modèles, mais des problèmes d'amplitude.

Le biais négatif de précipitation dans la région soudano-sahélienne est analysé en relation avec la convergence d'humidité. Les trois réanalyses représentent alors une diminution de la convergence d'humidité voire même des traces de divergence (ERA-Interim) entre 13°N et 16°N, au nord de la ceinture des pluies. Signature non-cohérente avec la convergence d'humidité estimé à partir du jeu de donnée hybride. Cet aspect est approfondi pour la période mai-septembre 2006 avec la réanalyse AMMA et les trois modèles opérationnels, qui présentent également un biais négatif des précipitations en région sahélienne. La diminution de la convergence intégrée sur la colonne totale est liée à la présence entre 12°N et 15°N d'une zone de divergence dans les basses couches plus ou moins marquée selon les modèles. L'analyse de la circulation atmosphérique semble alors indiquer, pour l'ensemble des modèles, un lien entre la divergence basse-couche et une circulation méridienne peu-profonde (SMC) existant entre les deux cellules convectives que sont la ZCIT et le Heat-Low.

Des hypothèses de rétroactions négatives des éléments composants la SMC sur la convection profonde sont avancées pour expliquer le déficit pluviométrique des modèles dans cette région, telle la présence d'un flux méridien de retour (i.e. de nord) de moyenne altitude advectant de l'air relativement sec au niveau de la ZCIT.

5.2 Article Part2

West African Monsoon water cycle. Part II : assessment of NWP water budgets.

R. Meynadier (1), O. Bock (1, 2), S. Gervois (1), F. Guichard (3), J.-L. Redelsperger (3), A. Agusti-Panareda (4), A. Beljaars (4)

(1) LATMOS, CNRS-Univ. Paris 6, Paris, France,

(2) LAREG, IGN, Marne-la-Vallee, France,

(3) GAME-CNRM, CNRS - Meteo-France, Toulouse, France,

(4) ECMWF, Reading, United Kingdom

Journal of Geophysical Research, doi :10.1029/2010JD013919, in press

Abstract :

Water budgets from ECMWF reanalysis ERA-Interim and NCEP reanalysis I and II are inter-compared and compared to GPS precipitable water and to the 6-yr hybrid budget dataset described in part I of this study. Deficiencies are evidenced in the reanalyses which are the most pronounced over the Sahel. Results from operational models (ECMWF-IFS, NCEP-GFS, and ARPEGE-Tropiques) and the special ECMWF AMMA reanalysis confirm and help understanding these findings. A bias ($\sim 1 - 2 \text{ mm day}^{-1}$) in precipitation and evapotranspiration leads to an unrealistic view of West Africa as a moisture source. North of the rainband ($13-16^\circ\text{N}$), moisture flux convergence shows a minimum in the NCEP models and divergence in the ECMWF models not consistent with the hybrid dataset. This feature, added to presence of a deep layer of northerly dry air advected at mid-levels (800-400 hPa) is thought to block the development of deep convection in the models and the northward propagation of the monsoonal rainband. The northerly flow is part of a shallow meridional circulation that is driven by the Saharan Heat-Low. This circulation appears too strong in some of the models, a possible consequence of the too approximate representation of physical processes and land surface properties over the Sahel. In most of the models, evapotranspiration shows poor connection with precipitation. This is linked with large analysis increments in precipitable water, soil moisture, and MFC. Despite the large biases affecting the water budget components in the models, temporal variations (seasonal and inter-annual) might nevertheless be recovered with reasonable accuracy.

5.2.1 Introduction

Numerical Weather Prediction (NWP) models are often used for computing the atmospheric part of the water budget at global and regional scales (Higgins et al., 1996; Trenberth and Guillemot, 1998; Roads et al., 2002) but few studies consider specifically West Africa. Several past studies have pointed to significant deficiencies in the hydrological cycle represented in NWP model analyses and re-analyses (Kanamitsu and Saha, 1996; Trenberth and Guillemot, 1995 and 1998; Andersson et al., 2005; Drusch and Viterbo, 2007). The deficiencies in NWP products can be due to a combination of deficiencies in physical parameterizations, in the assimilation schemes, and lack of or biases in observations. Radiosonde observations are a fundamental component of the upper air observing system since they are used as a reference to adjust biases in all the other observing systems (Simmons et al., 2006). Unfortunately, the Tropics are generally poorly covered with observational networks. Especially, the density of radiosonde stations in Africa is very sparse (Parker et al., 2009). Moreover, biases in these observations have been diagnosed (Bock et al., 2007; 2008) and their impact on NWP products has been evidenced (Bock and Nuret, 2009; Agusti-Panareda, 2009a). It is thus not surprising that poor consensus emerged from the past water cycle studies over West Africa which used either NWP products or directly radiosonde data (Lamb, 1983; Cadet and Nnoli, 1987; Brubaker, et al., 1993; Fontaine et al., 2003; Bielli and Roca, 2009).

During the AMMA Special Observing Period (SOP) in summer 2006, many extra (conventional and research) observations were collected over West Africa (Lebel et al., 2009). A large number of this data was assimilated with operational NWP systems. There is thus a significant interest in evaluating NWP products during this special period in comparison to the past. Another interest and motivation for this work is the evaluation of the new ECMWF re-analysis, ERA-Interim (Simmons et al., 2006), and the special ECMWF AMMA re-analysis (Agusti-Panareda, 2009c). The former is investigated here over period 2002-2007, and compared to the NCEP re-analyses and to the hybrid dataset (Meynadier et al., 2010). The latter covers only the period from 1st May to 30th September 2006. It will be compared over that period to operational NWP products (ECMWF-IFS, NCEP-GFS, and ARPEGE-Tropiques). Compared to past ECMWF and NCEP re-analyses, ERA-Interim and the AMMA re-analysis are produced with a 4D-Var assimilation system and more recent physics (see Table 1). In the AMMA re-analysis, the radiosonde data are corrected for dry humidity biases before they are assimilated (Agusti-Panareda, 2009a). A simplified version of this correction scheme is also used operationally at ECMWF.

The present paper is the second part of a study focused on the regional-scale water cycle of the West African Monsoon in the framework of AMMA. In part I, we investigated the annual mean water budgets, the seasonal cycle and inter-annual variability. This analysis was carried out with a hybrid dataset of water budget terms based on an ensemble of nine Land Surface Model simulations forced with elaborate precipitation and radiation products derived from satellite observations over the period 2002-2007. Vertically integrated atmospheric moisture flux conver-

gence was estimated as a residual from the water budget equation at the surface. This approach provided accurate and consistent water budget terms, such as surface evapotranspiration, rainfall, and atmospheric moisture flux divergence (*MFD*). It revealed several limiting and controlling factors, and suggested a strong sensitivity of the regional water cycle to atmospheric dynamics and surface radiation.

The main motivation of the present study is to assess the capacity of NWP model re-analyses to simulate the functioning of the water cycle of West Africa in a way consistent with the hybrid dataset. The NWP products provide also a description of the three-dimensional distribution of atmospheric circulation and moisture fluxes, and potentially of vertically resolved water budget terms (Trenberth and Smith, 2009). Moreover, the re-analyses allow for investigating multi-decadal time periods of pertinence when investigating inter-annual variability.

The organization of the paper is the following. Section 2 describes the data, methods and error sources in the computation of *MFD* from gridded model data. The evaluation of the errors is detailed in the Appendix. Section 3 focuses on the assessment of the water budget provided by NWP re-analyses over the six-year period covered by the hybrid dataset. Section 4 investigates in more details the uncertainties and deficiencies evidenced in the re-analyses with the help the AMMA reanalysis and operational models. Namely, important features of regional-scale atmospheric circulation are highlighted. Section 5 discusses the results and provides conclusions.

5.2.2 Data, methods and error sources

The vertically integrated atmospheric water budget equation can be expressed as :

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{g} \int q dp + \nabla \cdot \frac{1}{g} \int q \mathbf{V} dp = E - P \quad (5.1)$$

where E is the evapo-transpiration from the surface, P is the precipitation at the surface, q is the specific humidity in the atmosphere at pressure level p , and $\mathbf{V}$ is the horizontal wind velocity vector at pressure level p . The vertical integrals are assumed to extend over the whole atmosphere, i.e., from the surface, at pressure p_s to some upper pressure level, p_t , where specific humidity is assumed to vanish. The first term on the left-hand represents the precipitable water vapor (*PWV*) tendency, denoted dPW in the following, and the second term represents the moisture flux divergence, referred to as *MFD*. Hence, equation 5.1 can be rewritten :

$$dPW + MFD = E - P \quad (5.2)$$

NWP systems provide estimates for all terms intervening in equation 5.1 or 5.2. E and P are simulated (forecast) variables. They are usually cumulated during the simulation and correspond to time-integrated quantities. dPW is computed from the archived *PWV* contents. *MFD* is computed offline from q and $\mathbf{V}$ (equation 1), available either on model levels or pressure levels, or both. The model fields used for

the computation of MFD and dPW are instantaneous quantities available at a time interval of 6 h. These are then combined to form daily mean quantities following :

$$MFD_{daily} = \frac{1}{8}MFD_{00} + \frac{1}{4}MFD_{06} + \frac{1}{4}MFD_{12} + \frac{1}{4}MFD_{18} + \frac{1}{8}MFD_{24} \quad (5.3)$$

$$dPW_{daily} = PWV_{24} - PWV_{00} \quad (5.4)$$

When analyzing water budgets produced with NWP assimilation systems (re-analyses as well as operational forecasts and analyses), one has to be careful about a number of limitations. First, there are discontinuities in the time evolution of the various fields which are introduced by the assimilation of observations. This is a necessary step to avoid the model forecasts to drift towards the model's climatology which is usually different from the real world because of limitations in physical parameterizations and other approximations and assumptions in the model. Over West Africa, the most prominent problems in Global Circulation Models are north/south displacements in the mean atmospheric circulation patterns (Tompkins et al., 2005), the rainbelt (Hourdin et al., 2009) and the associated moist airmass (Nuret et al., 2008; Bock et al., 2008) and surface fluxes (Boone et al., 2009b). For the assimilation step, a short-term forecast is used as first guess. However, models drift and observations contain errors. Hence the assimilation system has to deal with inconsistencies between the first guess and the observations. This leads to large increments and unrealistically active adjustments in the subsequent forecasts commonly referred to as spin-up or spin-down effects (Betts et al. 1999, Andersson et al., 2005). The quality of a particular model variable depends thus on how much it relies on physical parameterizations and on assimilated observations. Variables such as E and P are least accurate because they depend heavily on physical parameterizations. Humidity and wind fields are more accurate because they are constrained by the assimilation of observations (mostly radiosondes). However, biases in the observations directly impact the analyzed fields and enhance spin-up/spin-down effects. Specifically for West Africa, Bock et al., 2007, and Bock and Nuret, 2009, used independent GPS data and diagnosed dry and wet biases in radiosonde data and in NWP model analyses and re-analyses having assimilated those observations.

Second, the closure of the water budget equation and the balance between terms will be different when considering either purely forecast fields or when mixing forecast (FC) and analysis (AN) fields. The FC budget is in principle closed, i.e., $dPW_{FC} + MFD_{FC} = E_{FC} - P_{FC}$, whereas a mix of AN and FC budget terms is not, $dPW_{AN} + MFD_{AN} \neq E_{FC} - P_{FC}$, because of the analysis increments. Some authors have included the analysis increments in one of the budget term (e.g. dPW) to deal with a closed budget (e.g. Higgins et al., 1996). In the present study we did not introduce such a correction, but rather quantify the imbalance as it reveals inconsistencies between the model and observations. Since any particular NWP model uses a particular set of physical parameterizations, numerical schemes, and assimilation procedures, an intercomparison

of several NWP model products is useful to assess the uncertainties and limitations associated with these features. Two distinct closure errors will be of interest :

- the residual of the combination of AN and FC terms from the NWP systems :

$$Res_a = dPW_{AN} + MFD_{AN} - E_{FC} + P_{FC} \quad (5.5)$$

- the residual of the combination of the AN terms with the hybrid data :

$$Res_b = dPW_{AN} + MFD_{AN} - E_{ALMIP} + P_{TRMM} \quad (5.6)$$

Third, the computation of MFD such as defined by equation 5.1 and 5.3 is known to suffer from a number of computational errors, independently of the accuracy of the wind and humidity fields (Trenberth, 1991). These imply : the vertical resolution, the treatment of variables near the surface, and time sampling. In the case of pressure-level data (obtained through post-processing of model-level variables), the vertical integral of mass is usually not conserved. Coarse horizontal and vertical resolutions may enhance errors in the computation of horizontal divergence from finite differences near the surface, especially in regions of steep orography and/or marked by low level jets (Trenberth and Guillemot, 1995; Higgins et al., 1996). Time sampling is an issue in regions with marked diurnal cycle in atmospheric circulation. West Africa obviously presents many of these characteristics (Parker et al., 2005; Lothon et al., 2008; Bock et al., 2008). Note that, by using forecast terms in the water budget equation, equation 5.5 becomes : $Res_a = dPW_{AN} + MFD_{AN} - (dPW_{FC} + MFD_{FC,cumul})$, where $MFD_{FC,cumul} = E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC}$ is derived as a residual and therefore it is not subject to the computational errors described above (see Appendix). Hence, Res_a is a combination of analysis increments (AN - FC differences) and computational errors associated with MFD_{AN} . Similarly, introducing the water budget equation for the hybrid dataset, $MFD_{hyb} = E_{ALMIP} - P_{TRMM} - dPW_{AN}$, equation 5.6 becomes : $Res_b = MFD_{AN} - MFD_{hyb}$. Hence, Res_b quantifies the error associated with MFD_{AN} with respect to MFD_{hyb} . It includes both computational errors in MFD_{AN} and analysis errors in the gradients of wind and moisture.

The Appendix provides a comprehensive assessment of these error sources for the ECMWF-Integrated Forecast System (ECMWF-IFS) which are believe to be representative of state-of-the art NWP systems. The following results are found for averages over areas of several 10^6km^2 :

- Apart from computational errors when MFD is estimated directly from q and V fields, the FC budget is closed.
- The FC budget, though being closed, reveals large and unrealistic dPW_{FC} values, associated with significant drifts and spin up/down effects in the model compared to GPS observations. This suggests that the other FC budget terms should also be interpreted with care.

- In contrast, dPW_{AN} is more accurate, and MFD_{AN} is expected to more accurate too (it will be assessed in the following section with the hybrid dataset).
- The analysis increment for $dPW + MFD$ explains most of the residual (Res_a) when AN and FC terms are mixed. It shows a bias of -0.9 to -1.6 ± 0.5 mm day⁻¹ for monthly estimates.
- The computational errors, combined of time sampling error due to the use of 6-hourly fields and the approximation of the divergence operator with a finite difference method, are evaluated to ± 0.5 mm day⁻¹ (RMS) for monthly MFD estimates.
- Using pressure level data instead of model level data and/or coarse horizontal resolutions enhances significantly the computational errors (e.g. bias of -0.3 to +1.0 mm day⁻¹ with 10-pressure level data)

In section 3 water budget terms from three NWP model reanalyses are inter-compared and compared to the hybrid dataset (Meynadier et al., 2010) over the period 2002-2007. The NWP model reanalyses are : ERA-Interim (Simmons et al., 2006), NCEP reanalysis I (referred to as NCEP-R1 ; Kalnay et al., 1996) and NCEP reanalysis II (referred to as NCEP-R2, Kanamitsu et al., 2002). It is useful to recall here that the hybrid dataset is composed of evapotranspiration from AMMA Land surface Model Intercomparison Project (ALMIP, Boone et al. 2009a), rainfall from TRMM 3B42 satellite product (Huffman et al., 2007), and PWV tendency from ERA-Interim reanalysis, and that MFD is obtained residually using the water budget equation 5.2. Compared to direct calculation of MFD from NWP models' gridded data, the hybrid MFD is exempt of numerical errors. This difference may contribute to the discrepancy observed between both estimates.

In section 4, the ECMWF AMMA reanalysis (referred to as ERA-AMMA, Agusti-Panareda, 2009c) and three operational models, ECMWF- IFS, NCEP-Global Forecast System (NCEP-GFS), and ARPEGE (Action de Recherche Petite Echelle – Grande Echelle)-Tropiques are also considered. Table 1 summarizes major characteristics of these products. Further information about NCEP-GFS can be found at <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/moorthi/gam.html>, and about ECMWF-IFS at <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>.

The budget terms will be quantified in three boxes representative of the West African climate : the Guinean (GUI) box, the Sudanian (SOU) box, and the Sahelian (SAH) box (see Figure 1). Note that the southern boundary of the GUI box used here is 7.5°N. It was shifted to the North compared the one used in Meynadier et al., 2010, to fit the coarser horizontal resolution of the NCEP re-analyses.

5.2.3 Water budget from NWP model reanalyses

5.2.3.1 Spatial distribution of water budget terms

Figure 1 shows the annual mean P , E , and $E - P$ from the hybrid dataset and the three NWP model reanalyses over the period 2002-2007. P and E for the reanalyses are presented as differences with respect to the hybrid dataset. These

variables exhibit a large meridional gradient over West Africa with a nearly zonal distribution between 10°N and 20°N. In the annual mean, the hybrid dataset shows that West Africa is a sink area for atmospheric moisture ($E_{ALMIP} - P_{TRMM} < 0$) in the Sudano-Guinean region, while the budget is neutral ($E_{ALMIP} - P_{TRMM} \sim 0$) in the Sahel. The Sudano-Guinean region is thus characterized by an exoreic hydrologic regime with a significant part of rainfall escaping in runoff, while the Sahelian region is predominantly endoreic, i.e., nearly all surface rainfall is re-evaporated in the atmosphere.

Overall, the latitudinal gradients in P and E are much too steep in the reanalyses. Precipitation is not sufficiently far north compared to TRMM precipitation, reaching at least 20°N, and all three reanalyses show biases in P up to 250 mm between 10°N and 15°N. Large negative biases (up to 500 mm) are also seen in the maximum precipitation area of the Cameroun highlands and the Nigerian plateau. On the other hand, the reanalyses show an excess of precipitation along the Gulf of Guinea until 10°N, especially over the Fouta-Djalou Mountains (10° W, 8° N). The reanalyses show also biases in evapotranspiration, in comparison to the ALMIP product, with positive biases (E in excess) in the Soudano-Guinean region and negative biases (deficit in E) in the Sahelian region, except for NCEP-R2. In all three reanalyses, $E - P > 0$ in the Sudano-Sahelian region (roughly, north of 10°N), i.e. the opposite of what is obtained from the hybrid dataset. These features reveal significant caveats in the NWP models that are partly reflected in a too southerly rainbelt, but not only.

Table 2 provides a more quantitative insight into the biases in the three latitudinal bands. In the GUI box, the P excess in the reanalyses ranges from 81 mm (7%, ERA-Interim) to ~ 537 mm (47%, NCEP-R1), while in the SAH box, the P deficit ranges from 186 mm (72%, ERA-Interim) to 195 mm (76%, NCEP-R1). In the SOU box, ERA-Interim performs very poorly compared to the NCEP reanalyses. In all three reanalyses, $E > P$ in the SOU and SAH boxes, which implies that the physical link between E and P is not properly modeled in these regions, especially in the Sahel where the vegetation quickly dries out after the monsoon and precipitation is the only source of soil moisture at this scale (Descroix et al., 2009).

The link between E and P is further investigated with scatterplots in Figure 2, where both the annual mean values and 6-year averages are plotted. Inter-annual variability introduces some scatter around the 6-year averages but does not change the main interpretations that can be derived from the averages. In the SAH box, the hybrid dataset shows a fairly linear relationship, between P_{TRMM} and E_{ALMIP} , whereas in the SOU box, saturation occurs around $E_{ALMIP} = 800$ mm. A broad scatter is seen in the GUI box, with annual mean E_{ALMIP} values lying in the range 600 – 1000 mm. In contrast, the reanalyses show a significantly different $E - P$ relationship. In the SAH box, and most of the SOU box, $E > P$ for all values of P . In ERA-Interim, in particular, this indicates that there is no limiting control of rainfall on evapotranspiration. In both NCEP reanalyses, the relationship between E and P is more linear and closer to the 1 : 1 line, both in the SAH and SOU boxes. The upper limit of E in these reanalyses is also more reasonable compared to the

ALMIP simulations. In the SOU box, the three reanalyses reveal saturation in evapotranspiration, in regions where P reaches 1000 – 1200 mm . But E is in excess everywhere compared to ALMIP. In the GUI box, the bias in E appears broadly as resulting from a translation towards larger values in E and P .

A twofold deficiency is thus diagnosed in these reanalyses : a significant deficit in precipitation in the Sudan-Sahel and an excess of evapotranspiration in the same region, except to the very North (Figure 1). Fontaine et al. (2003), reported similar conclusions over a longer time period with NCEP-R1, especially A twofold deficiency is thus diagnosed in these reanalyses : a significant deficit in precipitation in the Sudan-Sahel and an excess of evapotranspiration in the same region, except to the very North (Figure 1). Fontaine et al. (2003), reported similar conclusions over a longer time period with NCEP-R1, especially $E > P$ over the Sahel. Nuret et al. (2007) and Agustí-Panareda et al. (2009a) also noticed an insufficient northward penetration of the rainbelt over the Sahel in the ECMWF short-range forecasts. The first deficiency might be due to inaccurate convection schemes or large-scale features not favourable to the initiation of convection (e.g. dry air). This deficiency may be further diagnosed by inspecting MFD (see below), since a strong relationship between precipitation and moisture convergence has been highlighted by Meynadier et al., 2010. The second deficiency can be due to the surface scheme and/or the soil moisture analysis scheme. Here significant differences are seen between the three reanalyses (Figure 2). Indeed, soil moisture is analysed in very different ways in these models. In ERA-Interim, the soil moisture analysis is based on a short-range model forecast (first-guess) and screen-level variables (2-m temperature and 2-m relative humidity, Drusch and Viterbo, 2007), similarly to ECMWF-IFS. While ECMWF-IFS performs well globally, large soil moisture increments have been reported by Agustí-Panareda (2009c) over West Africa in response to large first-guess minus observation departures. These may in turn explain errors in evapotranspiration and in the precipitation forecast. The soil moisture analysis scheme is very different in NCEP-R2 reanalysis (Kanamitsu et al. 2002). The increment is scaled to the difference between 5-day pentad precipitation from a short-range model forecast and a reference precipitation product based on observations (CMAP). In contrast to the previous analysis scheme, the latter can potentially correct a deficit in modelled precipitation. Such a feature could explain why $E_{NCEP-R2} \sim E_{ALMIP}$ north of 16°N. In NCEP-R1, the procedure is similar but the reference soil moisture product is given by a climatology dataset (Kalnay et al., 1996). In both NCEP reanalyses, scaling soil moisture increments with a reference precipitation product has also the advantage of limiting the rate of evapo-transpiration to reasonable values (Maurer et al., 2001).

The balance between $E_{FC} - P_{FC}$ and MFD_{AN} , and the difference between MFD_{AN} and MFD_{hyb} , are investigated from Table 2 at the annual mean time scale. Here it is important to recall that $E_{FC} - P_{FC}$ is obtained from forecast variables, whereas MFD_{AN} is computed from 6-hourly, analyzed, wind and humidity fields, and MFD_{hyb} is obtained as a residual from the hybrid dataset. A perfect balance between $E_{FC} - P_{FC}$ and MFD_{AN} is not expected because of computa-

tional errors in MFD_{AN} and analysis increments (see section 2). Table 2 shows that the discrepancy between $E_{FC} - P_{FC}$ and MFD_{AN} can be very large (121-234 mm for ERA-Interim, 241-559 mm for NCEP-R2, and 265-570 mm for NCEP-R1) and beyond the assumed uncertainty in MFD_{AN} (see Appendix). It is seen that $E_{FC} - P_{FC} > MFD_{AN}$ in all three boxes, for all three reanalyses. This discrepancy is therefore mostly due to the biases in E_{FC} and P_{FC} discussed above. One must also notice that, whereas $MFD_{hyb} < 0$ in all three boxes (consistently with the fact that $E_{ALMIP} - P_{TRMM} < 0$), ERA-Interim has the opposite sign ($MFD_{ERA-I} > 0$) in the SOU and SAH boxes. This bias in MFD_{ERA-I} is connected with the bias in P_{ERA-I} as will become evident below. Comparatively, the NCEP reanalyses show a more consistent water budget in the SOU and SAH boxes, despite a bias present there as well.

Figure 3 provides more insight into the spatial distributions of P and MFD , on average over June-September 2002-2007. A strong link is seen between MFD_{hyb} and P_{TRMM} , with coincident iso-levels ($P_{TRMM} = 150/90/30$ mm with $MFD_{hyb} = 75/30/10$ mm) throughout West Africa. The three reanalyses display quite different patterns and relationships. Most striking is the pattern of moisture divergence in ERA-Interim ($MFD_{ERA-I} > 0$), centered on 13-15°N. Divergence is observed also in NCEP reanalyses, but it is located more northwards (above 18°N, around 10°W and 15°E; and around 8°N-17°E in NCEP-R1). All three reanalyses show a drop in P_{FC} in the vicinity of patterns of moisture divergence (ERA-Interim) or reduced moisture convergence (NCEP). This raises the question of the origin and possible role of the reduced moisture convergence/divergence patterns in the too southerly position of the rainbelt seen in all three reanalyses. It is also possible that the too strong evapotranspiration favors the occurrence of moisture divergence.

It is also worth noting that in Figure 3 there are consistent patterns in MFD_{AN} and P_{FC} in all three reanalyses south of 13°N (e.g., there is a good correspondence between $P_{FC} = 150$ mm and $MFD_{AN} = -75$ mm). However, north of 16°N, all three reanalyses show a region of increased moisture convergence which is not present in MFD_{hyb} . This feature occurs in the region of the Inter-Tropical Discontinuity (ITD) and may be linked to stronger mass convergence in the models (see section 4) but also to increased computational errors in the MFD_{AN} estimates (e.g. due to a marked diurnal cycle in low-level moisture transport).

5.2.3.2 Seasonal evolution of water budget terms

Figure 4 shows the seasonal evolution of moisture budget terms. In all three boxes, the three reanalyses show a distinct seasonal cycle in E_{FC} and P_{FC} , rather well in phase with E_{ALMIP} and P_{TRMM} , but significant biases are evident. In the SAH box, large negative biases are observed in both terms during the monsoon season, with a bias in P_{FC} up to 2 mm day in August. The reanalyses display a very flat seasonal cycle of $E_{FC} - P_{FC}$ compared to $E_{ALMIP} - P_{TRMM}$. In the SOU box, the seasonal cycle of E_{FC} , P_{FC} , and $E_{FC} - P_{FC}$ in the reanalyses is slightly better. However, NCEP-R2 has a deficit of rainfall in May-June, NCEP-R1 has an

excess of rainfall in September-November, and ERA-Interim has a deficit in rainfall during the whole season (April - September). E_{FC} is overestimated during the dry season in NCEP-R2 and ERA-Interim, and during the wet season in NCEP-R1. In the GUI box, P_{ERA-I} fits quite well with P_{TRMM} , whereas both NCEP reanalyses show an excess of rainfall that reaches 3 – 4 mm day in August. In NCEP-R1, the bias remains until the end of the year. All three reanalyses provide E_{FC} values in excess of around 1 mm all year long. The seasonal evolution of $E_{FC} - P_{FC}$ from ERA-Interim is the closest to $E_{ALMIP} - P_{TRMM}$, whereas both NCEP reanalyses have larger errors.

All three reanalyses show a marked seasonal cycle in MFD_{AN} in all three boxes, in rather good consistency with MFD_{hyb} but in contrast with their $E_{FC} - P_{FC}$ budget. A fundamental difference is obviously due to the nature of the data (AN versus FC variables). In the SAH box, all three reanalyses show an excess of moisture flux convergence in May and June (especially NCEP reanalyses) but this is not associated with an excess of rainfall or an increase of the humidity storage in the models. It thus produces an imbalanced water budget in the reanalyses (see also Figure 5 below). Later, in July-September, the reanalyses show MFD_{AN} values consistent with MFD_{hyb} but again the relationship with P_{FC} is poor and largely in deficit then. In the SOU box, the NCEP reanalyses show an excess of moisture flux convergence in April-May, similar to what is observed in May-June in the SAH box. More generally, the NCEP reanalyses overestimate moisture flux convergence all year long and show a minimum in June that is not seen in MFD_{hyb} . ERA-Interim shows small values of moisture flux convergence, especially in June-September when it is related to the large spatial pattern of moisture divergence previously discussed (Figure 3). On the other hand, the NCEP reanalyses do not represent well the moisture divergence during the dry season. In the GUI box, ERA-Interim represents quite well the seasonal evolution of MFD (both in phase and amplitude), whereas the NCEP reanalyses show the same deficiencies as in the SOU box, except for an increased bias in MFD_{AN} in August (around 4 mm day). The excess in MFD_{AN} in both NCEP reanalyses might be linked to their excess in precipitation.

5.2.3.3 Budget closure issues

A large residual was diagnosed in Table 2 ($E_{FC} - P_{FC} > MFD_{AN}$ with $dPW_{AN} \sim 0$) in the three reanalyses and in all three boxes, consistently with past studies (Kanamitsu and Saha, 1996, Roads 2003, Trenberth et al., 1995). The seasonal evolution of this residual is shown as Res_a in Figure 5a. It is negative almost all year long and its magnitude can be as large as the individual budget terms. According to equation 5.5, a negative residual is a result of one or several of the following inconsistencies in the reanalyses : too strong evapo-transpiration (E_{FC}), too weak precipitation (P_{FC}) and/or a too strong moisture flux convergence (MFD_{AN}). In the SAH box, all three factors act simultaneously. In the SOU box, the residual shows a large peak (~ 2 mm day in the NCEP reanalyses), between April and June, prior to the monsoon onset. In this box, ERA-interim shows the smallest residuals

all year long, but this hides large compensating errors in the individual terms. Indeed, $MFD_{AN} \approx E_{FC} - P_{FC}$ but MFD_{AN} is significantly biased compared to MFD_{hyb} (see Figure 4 and Res_b in Figure 5b). In the GUI box also, the smallest Res_a residuals are found in ERA-Interim, but there, the individual terms are close to the hybrid estimates (only E_{FC} is slightly biased, Figure 4). The NCEP reanalyses exhibit again large residuals, up to $Res_a = -3$ mm day in March due to an excess of moisture flux convergence (Figure 4) and -2 mm day in August due to an excess of rainfall (especially in NCEP-R2). Based on investigations with ECMWF-IFS model (see the Appendix), the large negative residuals are believed to reflect the presence of analysis increments and to a lesser extent computational errors in MFD_{AN} (see the two last columns of Table A1).

Since E_{FC} , P_{FC} , and $E_{FC} - P_{FC}$ from the reanalyses contain significant biases and the budget is not balanced with their $MFD_{AN} + dPW_{AN}$ counterparts, the balance between $MFD_{AN} + dPW_{AN}$ and $E_{ALMIP} - P_{TRMM}$ is examined here (Figure 5b). The large negative residuals in the reanalysis budget (Res_a) are reduced and replaced in some instances by positive residuals (Res_b). For ERA-Interim, the closure is usually improved in the SAH and GUI boxes, but it worsens in the SOU box. For the NCEP reanalyses, the residual is generally not improved. Hence, the combination of MFD_{AN} and dPW_{AN} terms from reanalyses and E_{ALMIP} and P_{TRMM} from the hybrid dataset is not really consistent either. Instead, this residual suggests that the analysis increments diagnosed above contribute significantly to the errors in the analyzed terms.

5.2.3.4 Inter-annual variability

Potentially, NWP reanalyses can provide water budget terms over long periods of time (up to 50 yrs) allowing the investigation of inter-annual variability (Fontaine et al., 2003). Here, we address their ability to reproduce the results obtained from the hybrid dataset over 2002-2007 in Part I of this study, with a focus on the monthly anomalies of P , E , and MFD .

Table 2 reports the standard deviation of these anomalies together with linear correlation coefficients between the NWP estimates and the hybrid estimates. Overall, ERA-Interim and NCEP-R2 perform fairly well in all three boxes, while NCEP-R1 shows overall poor correlations with the hybrid budget terms. For the three reanalyses, the highest correlations are obtained in the SAH box, followed by the SOU box and then the GUI box. In terms of variance, ERA-Interim shows too weak fluctuations in ΔP in all three boxes, while it is the opposite for NCEP-R2, and too weak variance in ΔE , while NCEP-R2 shows good results (consistent with Figure 4). The variance and correlation in ΔMFD are the best for ERA-Interim, at least in the SOU and SAH boxes. In the GUI box, the correlation in ΔMFD is the best for NCEP-R2. Hence, ERA-Interim and NCEP-R2 appear to capture some features of the inter-annual variability of the water cycle. A similar analysis based on annual mean quantities (for six years only) yields poor results with no statistical significance (not shown).

Figure 6 shows cross-correlation functions of monthly anomalies. This is a useful tool for understanding causality between water budget terms. The most significant correlations are :

- between ΔP and ΔE in the SAH box, at lags 0 and -1 month, meaning that the occurrence of a maximum in ΔE is following a maximum in ΔP with a delay of 0-1 month ;
- between $-\Delta MFD$ and ΔdPW at lag 0 in the SAH box, reflecting the strength of humidity advection in the region of the ITD and its major role in fluctuations in water vapor amount ;
- between ΔP and $-\Delta MFD$ at lag 0 in SOU and GUI boxes, and at lag 0 and +1 month in the SAH, implying that an increase in precipitation is associated with a simultaneous increase in convergence in the SOU and GUI boxes, while this increase in convergence starts ~ 1 month earlier in the SAH box.

Overall, the reanalyses reproduce all the significant correlations seen with the hybrid dataset, including the contrast between the SAH box and the two other boxes. However, the correlation coefficients are generally smaller in the reanalyses. Hence, it can be concluded that the reanalyses provide some insight into the interannual variability in water budget terms, at least at the monthly mean timescale, but the magnitude of the anomalies (Table 2) and the link between budget terms (Figure 6) remain of limited accuracy.

5.2.4 AMMA reanalysis and operational analyses

5.2.4.1 Spatial and temporal evolution of water budget terms during the SOP 2006

The goal here is to examine more closely the spatio-temporal relationship between P and MFD and, at the same time, between E and P , for the period from May to September 2006 (the AMMA Special Observation Period, SOP, Lebel et al., 2009), with an enhanced ensemble of the NWP systems. Therefore, operational analyses (ECMWF-IFS, NCEP-GFS, and ARPEGE-Tropique) and the AMMA reanalysis (ERA-AMMA) are included. These models benefited from more recent models physics and higher spatial resolution compared the previous reanalyses (see Table 1) and from enhanced observations during the AMMA-SOP. The impact of these additional data on the ECMWF and ARPEGE analyses and forecasts was investigated in details by Agusti-Panareda, 2009b, and Faccani et al., 2009, respectively.

Figures 7 and 8 show time-latitude diagrams of MFD and P , and $E - P$ and E , respectively. The hybrid dataset is first analyzed as it is our reference. The $P_{TRMM} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ limit is seen to migrate from 12°N to 20°N , between May and mid-July 2006. Large intra-seasonal fluctuations are observed, with two northward excursions around 20 May and 15 June (pre-onset period) and one on 10 July, associated with the late monsoon onset in 2006 (Janicot et al., 2008). The $E_{ALMIP} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ isoline is seen to move northwards with a short time lag

with respect to the $P_{TRMM} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ rainfall isoline. In contrast, MFD_{hyb} reaches this level (-1 mm day^{-1}) only during the two northward rainfall excursions of 20 May and 10 July. More to the south, the $P_{TRMM} = 2.5 \text{ mm day}^{-1}$ limit shows similar but more regular northward excursions between May and September, while $P_{TRMM} = 5 \text{ mm day}^{-1}$ delimits roughly the core of the rainbelt and is associated with the monsoon jump between 5°N and 10°N (Sultan and Janicot, 2000). The areas of larger rainfall are well correlated with larger evapotranspiration (with $P_{TRMM} > E_{ALMIP}$ most of time) and larger moisture convergence. MFD_{hyb} shows significant intra-seasonal variability during the core of the season in the northern Sahel ($15\text{--}20^\circ\text{N}$), from mid-July to September, but also a reduction to the south before the onset ($7\text{--}11^\circ\text{N}$, 10 June–10 July) consistent with reduced precipitation.

Overall, none of the NWP systems reproduces satisfactorily this ensemble of features. All three ECMWF model versions show a too southerly $P_{FC} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ limit ($\sim 15.5^\circ\text{N}$ in August) and inconsistent $E_{FC} > P_{FC}$ in the Sahel. The rainfall limit extends slightly more to the north in ERA-Interim and ERA-AMMA compared to ECMWF-IFS. ERA-AMMA shows also stronger rainfall and larger moisture convergence more to the south, especially after the onset (e.g. $P_{FC} = 5 \text{ mm day}^{-1}$ limit reaching 12.5°N instead of 11°N in ECMWF-IFS) and reduced moisture convergence to the north, in the region of the ITD, compared to ERA-Interim and ECMWF-IFS. Hence, among the three ECMWF products, ERA-AMMA is the more realistic, though the rainbelt is still too much to the south. Note that in ERA-AMMA the high values of evaporation over Sahel during May are due to an error in the initialization of soil moisture which occurred during the run of the reanalysis experiment. This problem is corrected in a newer version of the reanalysis. A common deficiency in all three ECMWF products is the region of moisture divergence at $11\text{--}13^\circ\text{N}$ in June and $13\text{--}15^\circ\text{N}$ in August (consistent with the 6-year mean of ERA-Interim, Figure 3), which is suspected to act as a blocking zone for the rainbelt. It is also seen in the forecast version of MFD (Agusti-Panareda et al., 2009c).

The three NCEP model versions are very different. NCEP-R2 and NCEP-GFS show more realistic rainfall patterns than NCEP-R1 and ECMWF forecasts. The $P_{FC} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ limit reaches its northernmost position at 17°N in August / September, which is improved but still too south compared to TRMM. Interestingly, in NCEP-GFS the $P_{FC} = 5 \text{ mm day}^{-1}$ limit reaches 16°N in August, but the meridional gradient to the north of this limit is too abrupt and rainfall is too strong between 10°N and 15°N . The evapotranspiration pattern in all three models is fairly correlated with precipitation, but only NCEP-GFS shows $E_{FC} < P_{FC}$ at the northern limit of the rainbelt in a way consistent with the hybrid dataset. The onset is also better represented in NCEP-GFS, both in P_{FC} and MFD_{AN} . Overall, this model shows significant improvements over the older NCEP model versions, namely a more satisfactory link between E_{FC} and P_{FC} , and between P_{FC} and MFD_{AN} . A distinct feature in this model compared to the others is the zone of moisture divergence located north of 16°N .

ARPEGE-Tropiques, in contrast to the other models, simulates a quite realistic northward propagation of the rainbelt, with the $P_{FC} = 1 \text{ mm day}^{-1}$ limit reprodu-

cing the pre-onset excursions (20 May, 15 June, and 10 July) and reaching 19°N in August. However, precipitation is overall too weak and moisture flux convergence comparatively too large, especially to the North during the pre-onset period. The evapotranspiration pattern is also well correlated with precipitation but the balance between E_{FC} and P_{FC} is incorrect (the region where $E_{FC} \sim P_{FC}$ extends too much to the South). This suggests a sensitivity of the soil moisture analysis to other features of the model (e.g. surface and turbulence schemes), as this analysis system is similar to that of the ECMWF-IFS.

5.2.4.2 Atmospheric circulation

To better understand why the NWP analyses show such striking differences in MFD_{AN} , it is necessary to examine the vertical structure of MFD_{AN} and the atmospheric circulation. This is done only with ERA-Interim, ERA-AMMA, NCEP-GFS and ARPEGE- Tropiques. Figure 9 presents the vertical cross-section of MFD_{AN} and meridional-vertical wind vectors for August 2006. Figure 10 shows the three wind components separately. All four analyses provide a qualitatively similar picture of the mean circulation. Specific features are indicated for ERA-Interim (small letters superimposed on the plot in Figure 9). These features are :

- (a) A zone of deep convection (usually referred to as the Inter-Tropical Convergence Zone, ITCZ) extending from 800 to 200 hPa and centered at 10°N, which corresponds to the ascending branch of the Hadley cell, the subsidence branches being located to the south (3°S) and to the north (22°N) ;
- (b) A band of moisture flux convergence beneath the northern flank of the ITCZ (1000-700 hPa, 10°N) ;
- (c) A zone of shallow convection and strong moisture flux convergence near the coast (1000-925 hPa, 3-8°N) ;
- (d) Strong low-level moisture flux convergence to the north (1000-850 hPa, 16-25°N) in the region of the ITD and the Heat Low, which drives strong vertical motion up to 600 hPa at 21°N ;
- (e) A layer of moisture divergence (800-550 hPa, 16-25°N) capping the previous low-level moisture convergence layer ;
- (f) A northerly shallow meridional circulation (SMC) between the ITCZ and the ITD, with its vortex located at 850 hPa, 15°N, associated with the strong vertical motion in the region of the Heat Low, the southerly low-level monsoon flow (1000-900 hPa), and the north-easterly flow overriding the south-westerly monsoon flow (800-500 hPa) ;
- (g) A region of low level moisture divergence between the ITCZ and the ITD (1000-850 hPa, 10-15°N) associated with the subsiding branch of the northerly SMC ;
- (h) A southerly SMC at 850 hPa, 3°N, embedded in the southerly Hadley cell, associated with the low-level southerly monsoon flow and a layer of northerly return flow at 800 hPa. Figure 12 more clearly shows that the latter is the

lowest of three layers with a northerly component in the main flow south of the ITCZ, the other two being at the levels of the AEJ (600 hPa) and the TEJ (200 hPa) ;

While nearly all the analyses represent the features listed above, the intensity and location of circulation and MFD_{AN} patterns differ substantially among them. A major difference can be seen in the northerly SMC, labeled (f) in Figure 9. In the ECMWF reanalyses, the overturning circulation of this SMC is especially strong and appears as a major explanation of the strong moisture divergence taking place in the low levels (g). The subsiding branch of this SMC is associated with advection of dry air from the Saharan air layer. In the NCEP-GFS and ARPEGE-Tropiques analyses, the SMC and subsiding branch are present as well, but they are much weaker (this is the case also for NCEP-R1 and NCEP-R2 ; not shown). As a result, the zone of low-level moisture divergence (g) is much smaller and weaker in these analyses and their vertically integrated MFD_{AN} (Figure 7) is dominated by moisture convergence at the northern flank of the ITCZ (10-15°N). Similar reasoning explains also the difference in vertically integrated MFD_{AN} in the region of the ITD (15-25°N) : some analyses show stronger low-level moisture convergence and others stronger mid-level moisture divergence (e.g. NCEP-GFS). As discussed above, the northerly SMC (f) is driven by three main components. In the ECMWF analyses, all three components are stronger (Figure 10), but especially the south-westerly monsoon flow. Indeed, this model shows a secondary maximum in the low-level flow around 17°N, 925 hPa, with an acceleration of the flow between 10°N and 17°N. This acceleration is consistent with the strong subsidence seen at 850 hPa, 13.5°. Inspection of radiosonde profiles at Niamey and Tombouctou confirms the too strong southerly flow at 925 hPa and too strong northerly flow above 800 hPa in the ECMWF analyses (not shown). Zhang et al., 2008, also noticed a difference in the northerly flow component of the SMC in the previous ECMWF reanalysis (ERA40) and the NCEP reanalyses, which they attributed to differences in the parameterization of cumulus convection. However, other physical components of the model could well play a role, such as surface and turbulent processes, as well as cloud and aerosols radiative effects.

5.2.4.3 Interactions between atmospheric circulation, precipitation and moist processes

Figure 11 highlights the main features of the West African Monsoon water budget and the deficiencies in four of the NWP systems. In the ECMWF reanalyses, the bias in precipitation appears as an abrupt decrease in rainfall between 10°N and 15°N, as compared to P_{TRMM} . This strong gradient coincides with a zone of strong moisture divergence, originating in the low-levels, between 12°N and 15°N. It is very likely that the divergence blocks convection and prevents further northward migration of the rainbelt. Indeed, precipitation in this region is mostly of convective nature and the convection parameterization in this model is dependent on CAPE and atmospheric humidity (Bechtold et al., 2008) which both are linked to low-level

moisture convergence. The excess of E_{FC} over P_{FC} in the two ECMWF reanalyses may further participate to enhance moisture flux divergence in the atmospheric column ($MFD_{AN} > 0$ where $E_{FC} > P_{FC}$). In NCEP-GFS and ARPEGE-Tropiques, a drop in precipitation is observed as well north of 12.5°N , along with a strong decrease in moisture convergence but the latter does not turn into divergence. In ARPEGE-Tropiques, the latitudinal decrease in precipitation is smoother than in the other models and the rainbelt is extending more to the North but the amount of simulated rain is nevertheless too weak. In NCEP-GFS, total precipitation is largely overestimated in the region $10\text{--}16^\circ\text{N}$. This is due to an excessive amount of large-scale precipitation in this model. But convective precipitation in NCEP-GFS is consistent with the other models. Similar problems have been observed previously with this model over the USA and are explained as an artifact of the convective scheme referred to as grid-scale convection (<http://www.hpc.ncep.noaa.gov/qpfbombs/>). The excess of large-scale precipitation is associated with too moist mid-levels in NCEP-GFS over West Africa (Figure 12a). This problem is not seen in the NCEP reanalyses (not shown).

The role of the northerly SMC around 15°N is further investigated with Figure 12. Interestingly, the northerly flow is seen to extend through a large part of the troposphere (850-200 hPa). It is thus advecting dry air from the Sahara in the mid- and upper-levels which enhances convective inhibition and evaporation of falling rainfall. It can be hypothesized that this feature adds to the blocking of convection and bias of precipitation in the Sahel. In the ECMWF reanalyses, an excessively strong vertical motion in the Heat-Low (Figure 12d, 800 hPa) appears as a major explanation for strong overturning circulation associated with the SMC (Figure 12b, 700-800 hPa). The origin of the too strong Heat-Low seems to be linked with a large underestimation of the aerosol content in the Sahara in the ECMWF model leading to a large overestimation of surface incoming radiation (Agusti-Panareda et al., 2009c; Guichard et al., 2010). Very likely, other factors are involved too, such as the surface albedo, vegetation and roughness length which are prescribed in the ECMWF model. Indeed, the latitudinal extent of the rainband is expected to be sensitive to the choice of surface albedo and aerosol amounts (Peyrillé et al., 2007a). In addition, the feedback from vegetation onto the atmosphere along the seasonal cycle is not well represented in such models. Recent improvements in the parameterized physics (Bechtold et al., 2008) and correction of dry bias in radiosonde observations (Agusti-Panareda, 2009a) have demonstrated a positive impact in ERA-AMMA. The strength of the Heat Low circulation (Figure 12d) is reduced in this reanalysis, as well as the meridional wind in the monsoon flow at 925 hPa and in the return flow at 750 hPa (Figure 12b). The rainbelt extends slightly further North and the low-level divergence at $13\text{--}16^\circ\text{N}$ is reduced (Figure 11). Also, the low- (925 hPa) and mid- (600 hPa) levels are moister (Figure 12a). Further improvements of this model are expected with the introduction of interactive aerosols and land surface schemes (Agusti-Panareda, 2009c).

5.2.5 Summary and conclusion

The confrontation of water budget terms from NWP reanalyses over West Africa to the reference hybrid dataset presented in Part I of this study (Meynadier et al., 2010) has highlighted several similar deficiencies in the NWP systems which suggest similar origins. The deficiencies imply the representation of moist processes, the radiation budget, soil moisture analysis, and errors in radiosonde humidity observations. This study has also highlighted the critical role played by atmospheric circulation features specific to West Africa in shaping the seasonal evolution of the water cycle : the moist south-westerly monsoon flow, the shallow meridional circulation (SMC) connected with the Heat Low and the associated dry northerly return flow at 700 hPa, and convergence in the ITD region. All these features are strongly coupled and small mis-representations associated with the above-mentioned deficiencies in the NWP systems result in large biases in the atmospheric water and energy budgets.

The central problem diagnosed in most of the NWP models is a too steep meridional gradient in simulated precipitation, with too large cumulated values south of 10°N (up to 500 mm) and too small values north of 15°N (up to -250 mm). This bias turns into a too southerly location of the rainbelt in the NWP models over West Africa. It suggests a deficiency in convective parameterizations and excessive convection inhibition possibly associated with a low-level subsidence to the north of the ITCZ (descending branch of the northerly SMC) and too large vertical mixing between the boundary layer and the deep layer of northerly dry air advected at mid-levels (800-400 hPa) The SMC appears too strong in some of the models (especially in the ECWMF model). It seems that this is a consequence of a too strong Heat Low due to biases in the radiative budget over the Sahel/Sahara associated to limitations in the way aerosols and land surface properties are treated there. It is also hypothesized that there is a positive feedback between the lack of clouds and precipitation in the Sahel and the excess of surface incoming radiation driving a too strong Heat Low circulation.

Another large bias in the water budget of most of the NWP systems is found in the simulation of evapotranspiration. Similar to the bias in precipitation, a too steep meridional gradient is diagnosed. However, E_{FC} and P_{FC} appear rather poorly coupled in these NWP systems and a great variety of seasonal evolutions in evapotranspiration is found. The documentation of the NWP systems and the presence of large soil moisture increments in the ECMWF model (Agusti-Panareda, 2009d) suggest that the soil moisture analysis methods should be improved. However, a better coupling of E_{FC} and P_{FC} in the models requires also that the bias in precipitation is reduced.

Because of these biases, the annual surface water budget in the Soudano-Sahelian region (10-20°N) appears positive in these NWP systems ($E_{FC} - P_{FC} > 0$) whereas Nicholson et al., 1997, and Meynadier et al., 2010, reported a more physically sound negative $E - P$ budget. A few other past studies agree with the latter two (at least on the sign of $E - P$) but only in the 5-15°N region (Gong and Eltahir,

1996; Roads et al., 2002; Fontaine et al., 2003). North of 15°N , most of the past studies using NWP products were limited by the large biases in E_{FC} and P_{FC} .

Another approach for investigating the surface water budget is through its atmospheric components, dPW and MFD (Trenberth and Guillemot, 1995). However, the present study evidenced large closure errors ($1 - 2\text{mm day}^{-1}$) both in the reanalyses and in the operational NWP systems, such that the equivalence between $E_{FC} - P_{FC}$ and $dPW_{AN} + MFD_{AN}$ is generally not satisfied and the accuracy of the dPW_{AN} and MFD_{AN} estimates can be questioned. A major problem in this approach is that mixing simulated terms, E_{FC} and P_{FC} , and analyzed terms, dPW_{AN} and MFD_{AN} , introduces analysis increments and numerical errors. The latter result from the fact that MFD_{AN} is computed directly from 6-hourly, instantaneous, gridded wind and humidity fields. They are estimated with ECMWF-IFS to be on the order of $\sim 0.5\text{mm day}^{-1}$ (bias and standard deviation) and to increase slightly in the vicinity of the ITD (all the NWP models overestimate moisture convergence there). Since the numerical errors are rather small, most of the water budget closure error must result from analysis increments. The investigation with ECMWF-IFS revealed that the increments stem almost equally from dPW and MFD . The increment in dPW is mainly due to a drift in the short-term forecast as compared to independent GPS observations. This result is consistent with past studies using other NWP systems (Higgins et al., 1996; Trenberth and Guillemot, 1998; Bock et al., 2008). The increment in MFD is obviously linked to the deficiencies evidenced above (in the moist processes, the radiation budget, the soil moisture analysis, and biases in radiosonde humidity observations). The coupling between these deficiencies is evidenced as a drop in low-level moisture flux convergence in the NCEP and ARPEGE-Tropiques analyses (near 12.5°N) and moisture divergence in the ECMWF system (near 13.5°N) during the monsoon season. This feature is thought to play a major role in the southward blocking of the rainbelt.

This work stresses the importance of improving physical parameterizations of moist processes and the treatment of interactions between the surface and the atmosphere in NWP systems over West Africa. In that respect, the AMMA field campaign of 2006 and the considerable research effort that followed represent a significant step forward (see the huge list of publications that came out recently, e.g. in the special issues of J. Hydrol., Q.J.R. Meteor. Soc. and Wea. Forecast.). Further improvements in the quality of NWP analyses and forecasts are also expected from the correction of radiosonde humidity biases (Agusti-Panareda et al., 2009b), the assimilation of new satellite data providing information on lower-tropospheric humidity over land (Karbou et al. 2009; Bauer et al., 2009) and the improvement of soil moisture schemes (Balsamo et al., 2009). The hybrid water budget dataset developed in Part I of this study (Meynadier et al., 2010) and the GPS PWV observations are also expected to provide insight into smaller spatial and temporal scales of relevance for the investigation of the water cycle and the improvement of moist processes in NWP systems.

Acknowledgements Based on French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International website <http://www.amma-international.org>. We thank A. Boone for providing the ALMIP dataset and S. Cloche for providing the NWP model products.

5.2.6 Appendix

Assessment of NWP model water budget errors Here operational analyses (AN) and forecasts (FC) from ECMWF-IFS over the period of 1 May – 30 September 2006 are used to assess budget closure issues and computational errors typical of NWP models. The FC fields are extracted for lead times of +12 to +36 h, valid between 00UTC and 24UTC, each day. Daily mean quantities are computed between 00UTC of one day and 00UTC of the next day. First, we use gridded fields at the full resolution of the model, with a horizontal mesh of $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and 91 vertical levels between the surface and 0.1 hPa. In this case, MFD is computed from model levels comprised between the surface and ~ 100 hPa (55 hybrid levels). Then, we use the fields interpolated on pressure level with two different horizontal grid meshes ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and $2.5^\circ \times 2.5^\circ$) in order to evaluate the impact of vertical and horizontal resolution on MFD computations. In this case, only 10 pressure levels are available, between 1000 and 100 hPa. The five-month average results are presented in Figure A1 and Tables A1 to A4.

Figure A1a shows that dPW_{FC} exhibits large positive and negative values, locally up to ± 2 mm day $^{-1}$. Table A1 reports values for box-averages, with $dPW_{FC} = +0.39$ mm day $^{-1}$ in the GUI and $+0.65$ mm day $^{-1}$ in the SOU box. These represent unrealistic increase in PWV of ~ 100 kgm $^{-2}$ over five months. Such systematic drifts in the model reveal inconsistencies between the model physics and observations. In contrast, dPW_{AN} shows values smaller than ± 0.25 mm day $^{-1}$ everywhere (Figure A1), with box-averaged values ranging between 0.01 and 0.09 mm day $^{-1}$, i.e. $+1.5 - 14$ kg/m 2 over five months (Table A1). Figure A1a and b show that the standard deviations of daily fluctuations in dPW are locally on the order of 6 mm day $^{-1}$. The box-averaged daily standard deviations are significantly reduced, with values between 1.8 and 2.6 mm day $^{-1}$ (Table A2). In contrast to the mean values, which exhibit large biases between dPW_{FC} and dPW_{AN} , the daily fluctuations are fairly consistent between AN and FC tendencies, as confirmed from the high correlations in Table A2 (e.g. $r = 0.88$ in the SAH box).

Table A3 provides an independent evaluation of dPW_{FC} and dPW_{AN} using GPS data at six sites (see Figure A1b for their locations). The mean values of dPW_{AN} are fairly consistent (within one or two standard deviations, cf. to the $\pm 1\sigma$ values indicated next to the GPS mean values) with dPW_{GPS} whereas dPW_{FC} differs significantly from dPW_{GPS} (the differences are larger than 3σ , i.e. signifi-

cant at more than 99%). Large departures are observed at the locations of Niamey, $dPW_{FC} = 0.92 \text{ mm day}^{-1}$, and Tombouctou, $dPW_{FC} = -0.51 \text{ mm day}^{-1}$, where dPW_{FC} takes very unrealistic values (see also Figure A1). Standard deviations of dPW_{AN} and dPW_{FC} are systematically smaller than observed (middle section of Table A3) but correlations (rightmost section of Table A3) are fair (0.69 for AN and 0.53 for FC, on average).

Figure A1c and d show MFD_{FC} and MFD_{AN} as computed from model-level q and V fields using equation 5.1. Both estimates suffer from similar computational errors : (i) the finite difference scheme used for the computation of horizontal wind divergence from gridded wind fields and (ii) the time sampling error due to the use of 6-hourly instead of cumulated q and V data. Hence, the differences observed between MFD_{FC} and MFD_{AN} here are supposed to be representative of difference in the AN and FC fields (i.e. revealing the impact of analysis increments). The mean fields reveal slightly different patterns, mainly MFD_{AN} shows large zones of increased convergence to the north (15-20°N) and to the south (5-10°N). They result in slightly different box-averaged mean values (mostly in the GUI box, see Table A1). The daily fluctuations are fairly consistent, with standard deviations reaching 10 mm day^{-1} , locally (Figure A1c and d) and $2.8 - 3.5 \text{ mm day}^{-1}$ for the box averages (Table A2). The linear correlation coefficient between daily MFD_{FC} and MFD_{AN} estimates is rather high (0.76 in the GUI box to 0.90 in the SAH box).

The comparisons above give insight into the difference between the AN and FC fields, but the MFD_{FC} and MFD_{AN} estimates contain computational errors. An evaluation of these errors is provided here comparing $MFD_{FC,cumul} = E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC}$ with MFD_{FC} . Indeed, $MFD_{FC,cumul}$ is an estimate of MFD_{FC} using the residual approach which avoids direct computation errors. Figure A1e shows that $MFD_{FC,cumul}$ is much smoother than MFD_{FC} . The spatial patterns of the mean quantity are less noisy and the temporal variability is reduced from 10 mm day^{-1} to 6 mm day^{-1} , locally. Figure A1g shows also the mean and standard deviation of daily differences. Locally, biases of up to $\pm 2 \text{ mm day}^{-1}$ are seen and the standard deviation of differences reaches 8 mm day^{-1} . The box-averaged differences are reported in Table A1 and A2 as $Res_{FC} = MFD_{FC} - MFD_{FC,cumul}$. Both the mean errors and the standard deviations are small ($-0.1/0.2 \text{ mm day}^{-1}$ for mean error and $0.51 - 0.83 \text{ mm day}^{-1}$ for standard deviations). This result is important as Res_{FC} is also representative of the mis-closure between FC budget terms : $Res_{FC} = MFD_{FC} - (E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC})$. Hence, this confirms that $dPW_{FC} + MFD_{FC} \approx (E_{FC} - P_{FC})$ when the terms are averaged over boxes of $\sim 10^6 \text{ km}^2$.

The fact that the budget between FC terms is closed does not, however, guarantee that the balance between the terms is correct. It is shown above that dPW_{FC} is biased in comparison to dPW_{GPS} and dPW_{AN} . Similarly, MFD_{FC} is biased compared to MFD_{AN} , and in addition $E_{FC} > P_{FC}$ (Table A1), which is the opposite of what was found from the hybrid dataset (Meynadier et al., 2010). Hence, it is not surprising that the budget is no longer closed when $dPW_{FC} + MFD_{FC}$ is replaced with $dPW_{AN} + MFD_{AN}$. The residual, Res_{AN} in Table A1 which is equivalent to

$Res_a = (dPW_{AN} + MFD_{AN}) - (E_{FC} - P_{FC}) = (dPW_{AN} + MFD_{AN}) - (dPW_{FC} + MFD_{FC,cumul})$, is an estimate of the overall analysis increment combined with the computation errors. It is negative in all three boxes (e.g., $-1.42 \text{ mm day}^{-1}$ in the GUI box) which is a result of the discrepancy both between dPW_{AN} and dPW_{FC} , and between MFD_{AN} and $MFD_{FC,cumul}$, with nearly similar weight (Table A1). The comparison of Res_{AN} and Res_{FC} indicates that analysis increments are dominating computation errors for box-averaged terms (Table A1).

The impact of limited vertical and horizontal resolutions on MFD computations are also quantified in Figure A1-f and h. The former estimates MFD_{PL} , computed from 10 pressure levels at $0.25^\circ \times 0.25^\circ$. Comparing this estimate to the full model level estimate, MFD_{ML} (Figure A1d), shows that : convergence is enhanced to the north ; divergence is enhanced in the central region ; divergence/convergence dipoles appear to the south, near the coast, and in the mountainous areas. The temporal variability is also enhanced from 10 mm day^{-1} to 12 mm day^{-1} , locally. The reverse is observed from the coarser resolution fields (Figure A1h). The inspection of vertical structure of wind fields and MFD (Figure 9 and 10) reveals that the complex structure and vertical shear of the horizontal wind components over West Africa is poorly represented with 10 pressure levels only, especially in the vicinity of the low-level jet and the AEJ.

Table A4 provides a synthesis of estimates of the three main error sources in the daily water budget terms computed from ECMWF-IFS model : the analysis increment, $(dPW_{AN} + MFD_{AN}) - (dPW_{FC} + MFD_{FC})$, the time sampling and divergence computational errors, $(MFD_{FC,cumul} - MFD_{FC})$, and the vertical under-sampling error (10 pressure levels versus full hybrid model-levels).

Tables

NWP model	Assimilation system & model versions	Horizontal resolution	Number of vertical levels (1000-100hPa)	Analysis / forecast integration times (E and P)
NCEP/NCAR Reanalysis I	3DVAR 10 Jan 1995	2.5°x2.5° (upper air) ~1.9°x1.9° (surface)	11 pressure levels	00, 06, 12, 18 UTC / 0 to +6h
NCEP/DOE Reanalysis II	3DVAR 10 Jan 1995 improved	2.5°x2.5° (upper air) ~1.9°x1.9° (surface)	11 pressure levels	00, 06, 12, 18 UTC / 0 to +6h
NCEP-GFS	3DVAR 2006	1°x1°	21 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h
ERA-Interim	4DVAR Cy31r1/2: Sep/Dec 2006	0.75°x0.75°	26 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h
ECMWF-IFS	4DVAR Cy30r1: 01 Feb 2006 Cy31r1: 12 Sep 2006	0.25°x0.25°	55 hybrid levels (starting 10m above surface)	12 UTC / +12 to +36h
ERA-AMMA	4DVAR Cy32r3: 06 Nov 2007	0.5°x0.5°	55 hybrid levels (starting 10m above surface)	00, 12 UTC / 0 to +12h
ARPEGE-Tropiques	4DVAR 2006	0.5°x0.5°	15 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h

TABLE 1 – Main characteristics of NWP systems used in this study. All the variables were available at a 6-h time resolution. The last column reports the analysis times and forecast integration periods for E and P estimates.

	GUI			SOU			SAH		
	P	E	MFD	P	E	MFD	P	E	MFD
Annual mean (mm yr⁻¹)									
hyb	1136	823	-313	717	547	-141	257	224	-32
ERA1	1217	1139	-312	524	772	98	71	192	0
NCEP-R2	1521	1143	-816	675	713	-521	103	224	-120
NCEP-R1	1673	1242	-1001	671	710	-504	62	160	-167
Standard deviation of monthly anomalies (mm month⁻¹)									
hyb	21	6	21	17	5	17	7	4	8
ERA1	15	4	25	11	4	17	3	2	9
NCEP-R2	37	6	32	18	5	21	8	4	12
NCEP-R1	24	6	28	15	3	18	4	1	8
Correlation coefficient of monthly anomalies									
ERA1	0.26*	0.55**	0.37**	0.71**	0.42**	0.48**	0.69**	0.63**	0.73**
NCEP-R2	0.45**	0.39**	0.55**	0.58**	0.56**	0.36**	0.72**	0.81**	0.61**
NCEP-R1	0.21	0.01	0.35**	0.30*	0.11	0.25*	0.55**	0.45**	0.53**

TABLE 2 – (upper) Annual mean of P , E , and MFD terms in three boxes (GUI, SOU, SAH) for the same four datasets as in Figure 1; (middle) Standard deviation of monthly mean anomalies; (lower) Correlation coefficients between monthly mean anomalies from the hybrid dataset and the NWP reanalyses. Correlations have been tested at the two-sided 0.1 (*) and 0.05 (**) levels using a random-phase test (Ebisuzaki, 1997).

Box	dPW _{FC}	dPW _{AN}	MFD _{FC}	MFD _{AN}	E _{FC}	P _{FC}	MFD _{FC,cumul}	Res _{FC}	Res _{AN}
SAH	0.49	0.09	-0.23	-0.96	0.55	0.16	-0.10	-0.14	-1.26
SOU	0.65	0.07	0.04	-0.30	2.98	2.13	0.20	-0.16	-1.08
GUI	0.39	0.01	-1.38	-2.65	3.76	4.98	-1.61	0.23	-1.42

TABLE A1 – Statistics of water budget terms computed from ECMWF-IFS forecast (FC) and analysis (AN), on average over the period May-September 2006 and over the three boxes indicated in Figure 1. See caption of Figure A1. Units : mm day⁻¹.

Box	dPW _{FC}	dPW _{AN}	Diff (dPW)	Corr (dPW)	MFD _{FC}	MFD _{AN}	Diff (MFD)	Corr (MFD)	Res _{FC}	Res _{AN}
SAH	2.6	2.6	1.3	0.88	2.8	2.8	1.2	0.90	0.53	1.21
SOU	2.0	2.0	1.4	0.75	2.7	2.7	1.8	0.77	0.51	1.88
GUI	1.8	1.9	1.3	0.75	3.3	3.5	2.4	0.76	0.83	3.14

TABLE A2 – Same as Table A1 but for standard deviations and correlations of daily quantities. Diff is the temporal standard deviation of the difference between FC and AN terms and Corr is the correlation between time series of daily FC and AN terms.

Station	Latitude	Mean			Standard deviation			Correlation	
		GPS	AN	FC	GPS	AN	FC	r(GPS,AN)	r(GPS,FC)
TOMB	16.7°N	0.02±0.05	-0.02	-0.51	6.9	6.2	5.5	0.59	0.49
GAO1	16.3°N	0.09±0.05	0.09	0.26	7.4	6.7	6.6	0.74	0.78
NIAM	13.5°N	0.32±0.05	0.26	0.92	6.6	6.3	4.9	0.87	0.55
OUAG	12.5°N	0.05±0.05	0.04	0.42	6.3	4.8	5.1	0.75	0.54
DJOU	9.7°N	-0.01±0.03	0.03	0.12	4.8	4.5	3.9	0.54	0.30
TAMA	9.6°N	0.03±0.04	0.02	0.32	5.7	4.1	4.0	0.68	0.50
Average		0.08±0.08	0.07	0.25	6.3	5.4	5.0	0.69	0.53

TABLE A3 – Statistics of daily *PWV* tendency (unit mm day⁻¹), computed from GPS *PWV* data, ECMWF-IFS forecast (FC) and analysis (AN), period May-September 2006, at the location of six GPS stations.

RMSE mm day ⁻¹	Analysis increment	Time sampling + finite difference divergence computation.	Vertical resolution (10 pressure levels – full model levels)
SAH	-1.12±0.43	-0.14±0.34	0.97±0.48
SOU	-0.93±0.53	-0.16±0.26	-0.12±0.33
GUI	-1.64±0.30	0.23±0.33	-0.31±0.36

TABLE A4 – Synthesis of the main uncertainties affecting the water budget computations with ECMWF-IFS : the analysis increment, $(dPW_{AN} + MFD_{AN}) - (dPW_{FC} + MFD_{FC})$, the error in MFD due to time sampling and finite difference approximation of the divergence operator $(MFD_{FC} - MFC_{FC,cumul})$, and the error in MFD due to vertical sampling $(MFD_{PL} - MFD_{ML})$. The values are mean $\pm$ one standard deviation of monthly quantities over the period May-September 2006. Units : mm day⁻¹.

Figures

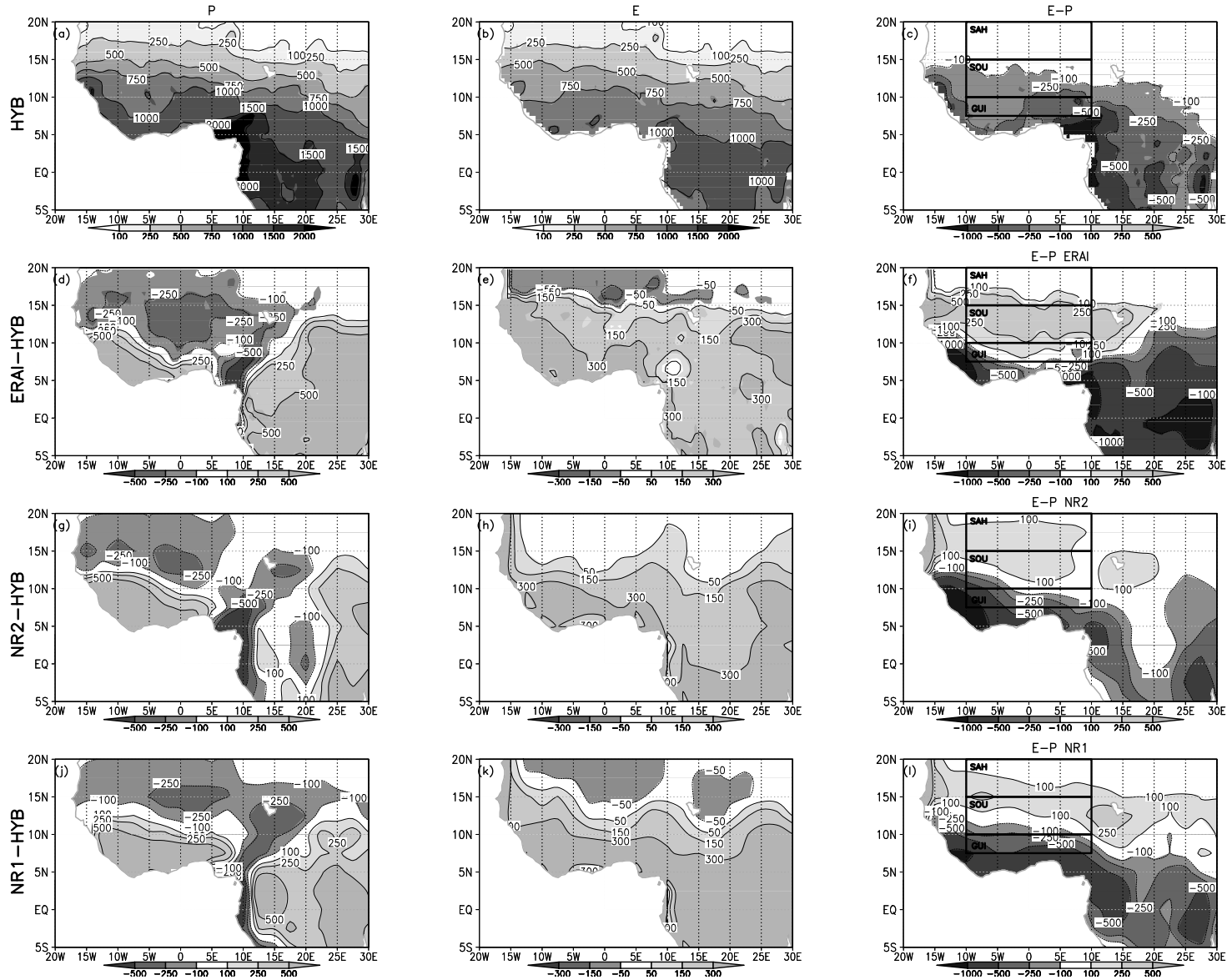


FIGURE 1 – Annual mean precipitation (a), evapotranspiration (b) and evapotranspiration minus precipitation (c) for the hybrid dataset (TRMM 3B42 precipitation and ALMIP multi-model evapo-transpiration). Precipitation and evapotranspiration for ERA-Interim, NCEP-R1, and NCEP-R2 are presented as differences with respect to the hybrid dataset (d,e,g,h,j,k). The other plots (f,i,l) show evapotranspiration minus precipitation for the three reanalyses. The data are averaged over years 2002-2007. Units : $mm.yr^{-1}$.

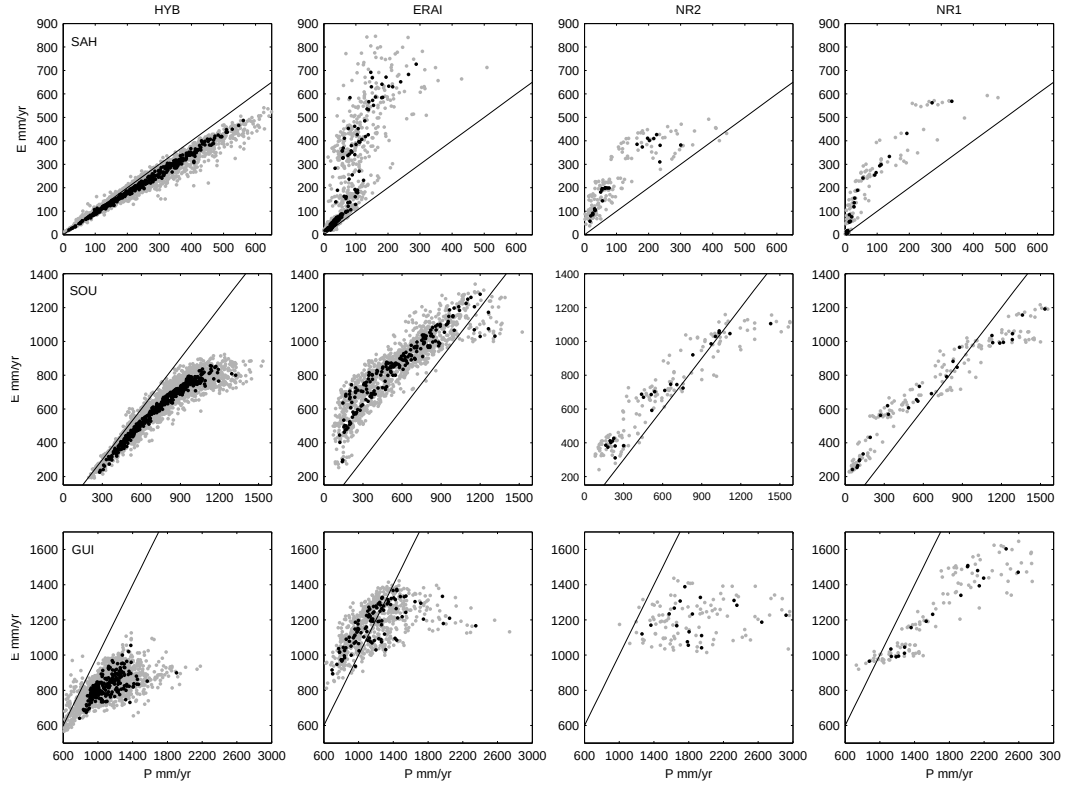


FIGURE 2 – Scatter plots of annual mean evaporation versus precipitation for the grid points located in the three domains indicated in Figure 1 : upper panels for the Sahel (SAH) mid panels for the Sudanian region (SOU) and lower panels for the Guinean region (GUI). Individual years are plotted in grey and the 6-yr average is in black. Units : Units : $mm.yr^{-1}$.

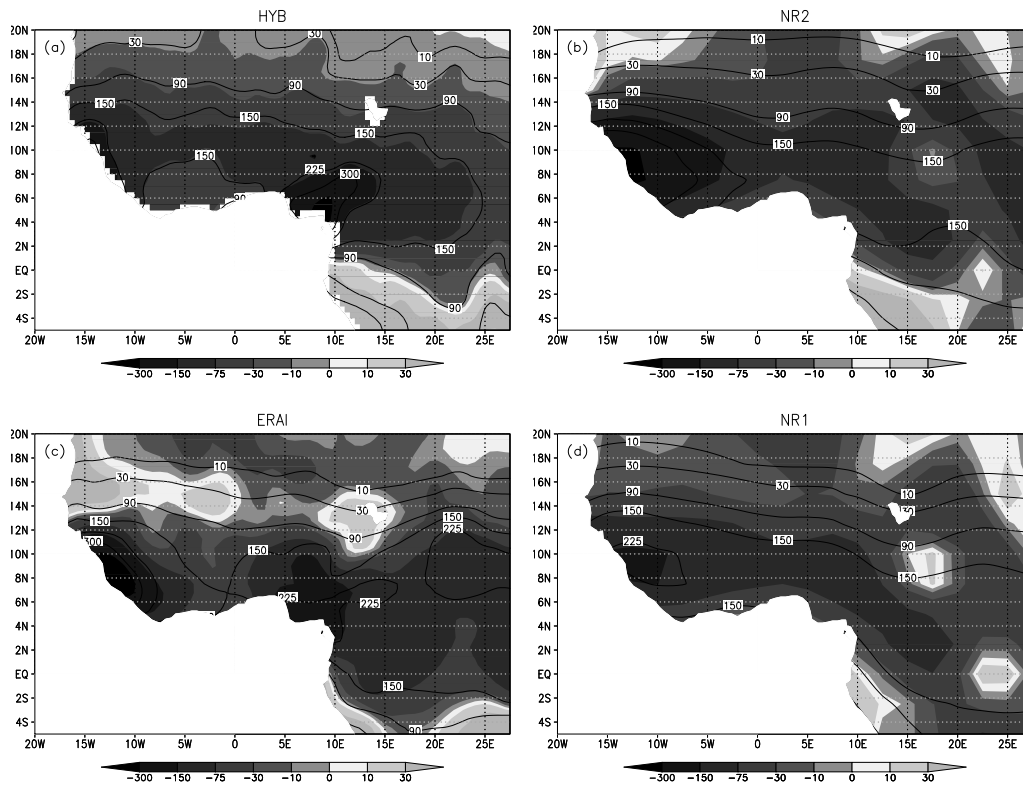


FIGURE 3 – Moisture flux divergence (shaded) and precipitation (contour) averaged from June to September 2002–2007 for : (a) the hybrid dataset, (b) NCEP-R2, (c) ERA-Interim, (d) NCEP-R1. Units : mm.month^{-1} .

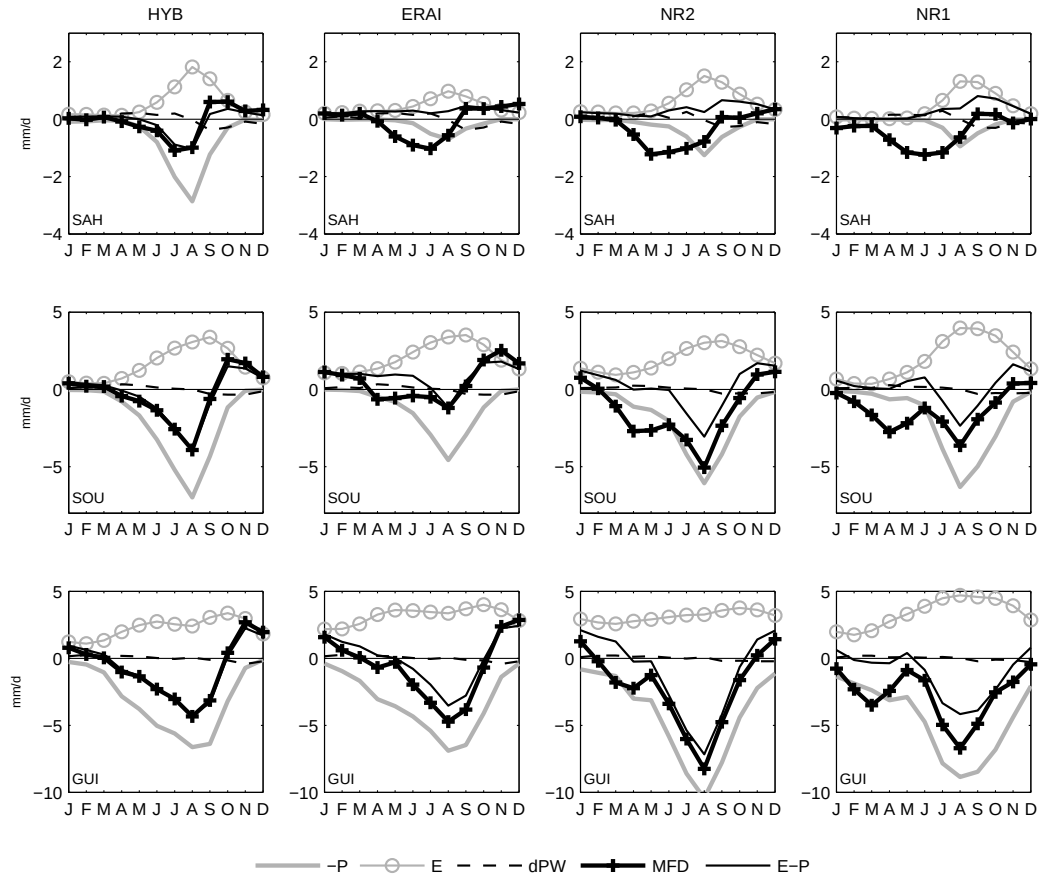


FIGURE 4 – Monthly-mean moisture budget terms for the same four datasets as those in Figure 2, averaged in the SAH, SOU, and GUI boxes, over years 2002–2007. Units : $mm.day^{-1}$.

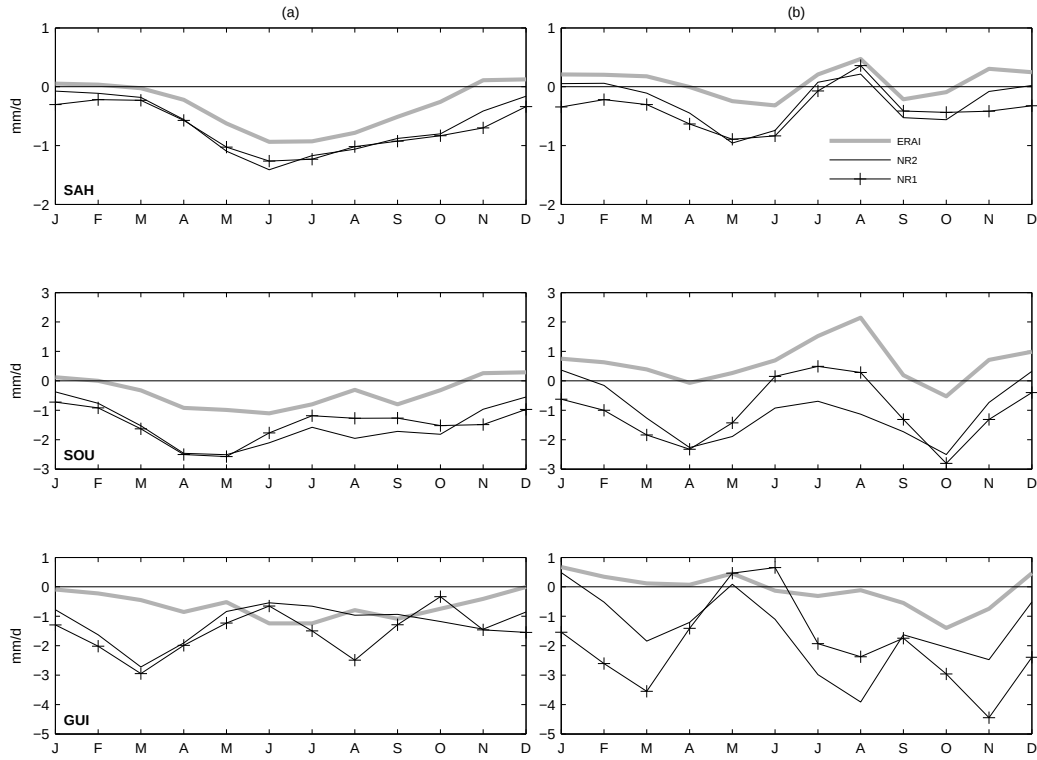


FIGURE 5 – Water budget residuals from two datasets : (a) mixing of AN and FC terms from NWP systems : $Res_a = MFD_{AN} + dPW_{AN} - (E_{FC} - P_{FC})$ and (b) mixing of AN terms from NWP systems and hybrid dataset : $Res_b = MFD_{AN} + dPW_{AN} - (E_{ALMIP} - P_{TRMM})$

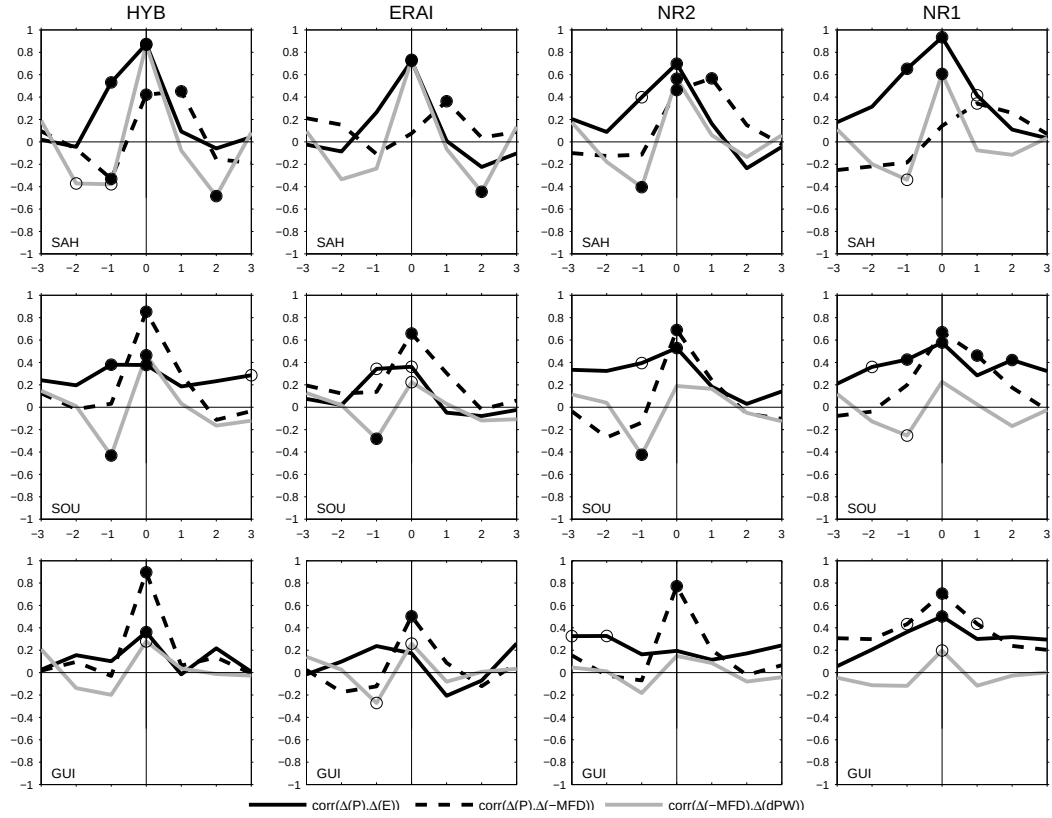


FIGURE 6 – Lagged correlation functions of monthly mean anomalies of water budget terms for each dataset in the three domains indicated in Figure 1. A negative lag means that the first variable leads the second one. The filled (open) circle are significant at the two-sided 0.01 (0.05) level according to a random-phase test (Ebisuzaki, 1997)

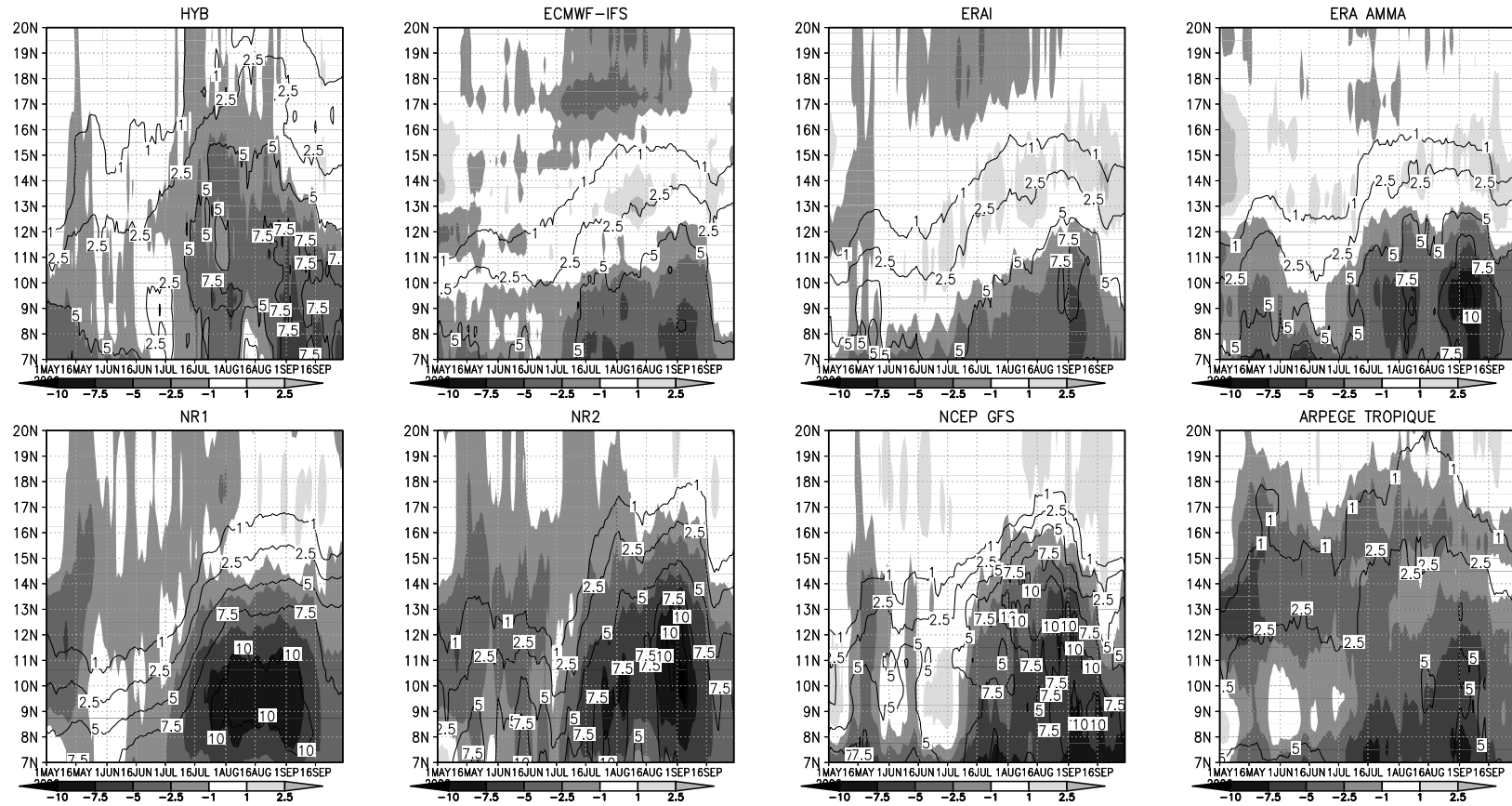


FIGURE 7 – Time-latitude diagram of moisture flux convergence (shaded) and precipitation (contour) averaged over 10°W-10°E, for the period May to September 2006. A 15-day running time-mean is applied. Units : $mm.day^{-1}$

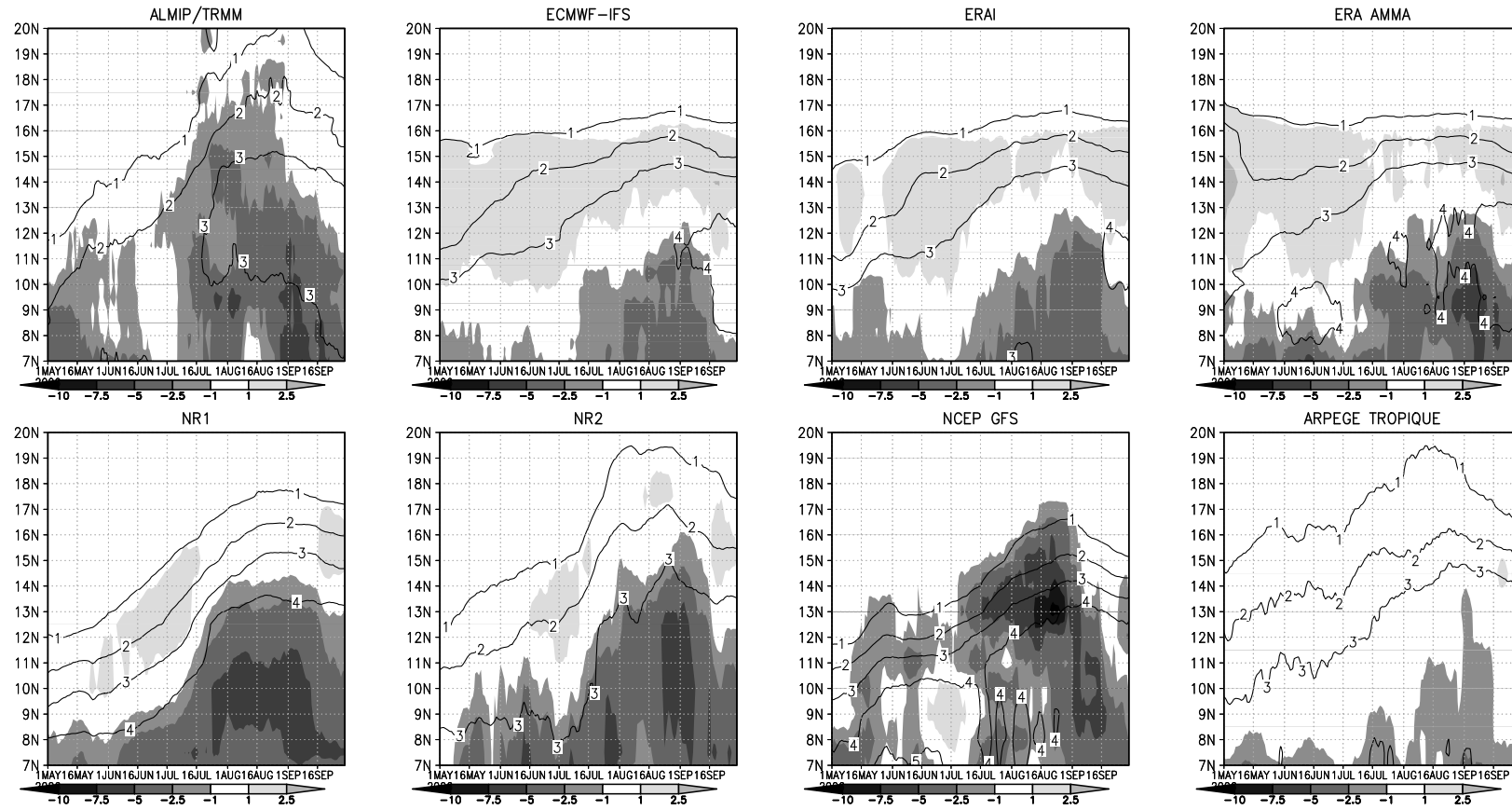


FIGURE 8 – Similar to figure 7 for (evapotranspiration–precipitation) (shaded) and evapotranspiration (contour). Units : $mm.day^{-1}$

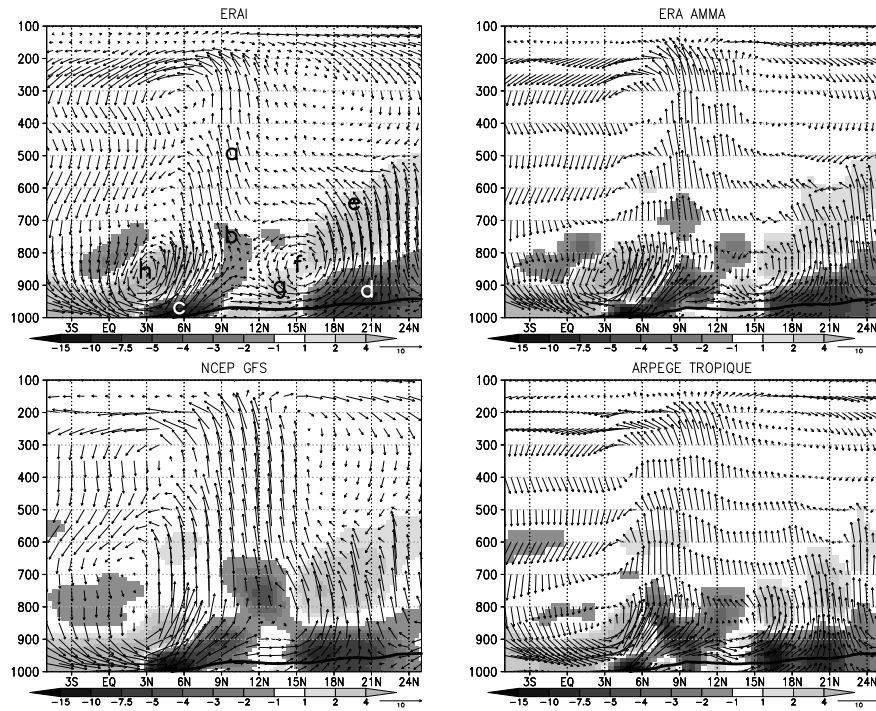


FIGURE 9 – Vertical cross-section of moisture flux convergence ($\times 10^8 s^{-1}$, shading) and meridional ($m.s^{-1}$) - vertical ($\times 100 Pa.s^{-1}$) wind vectors, averaged over 10°W-10°E, for August 2006.

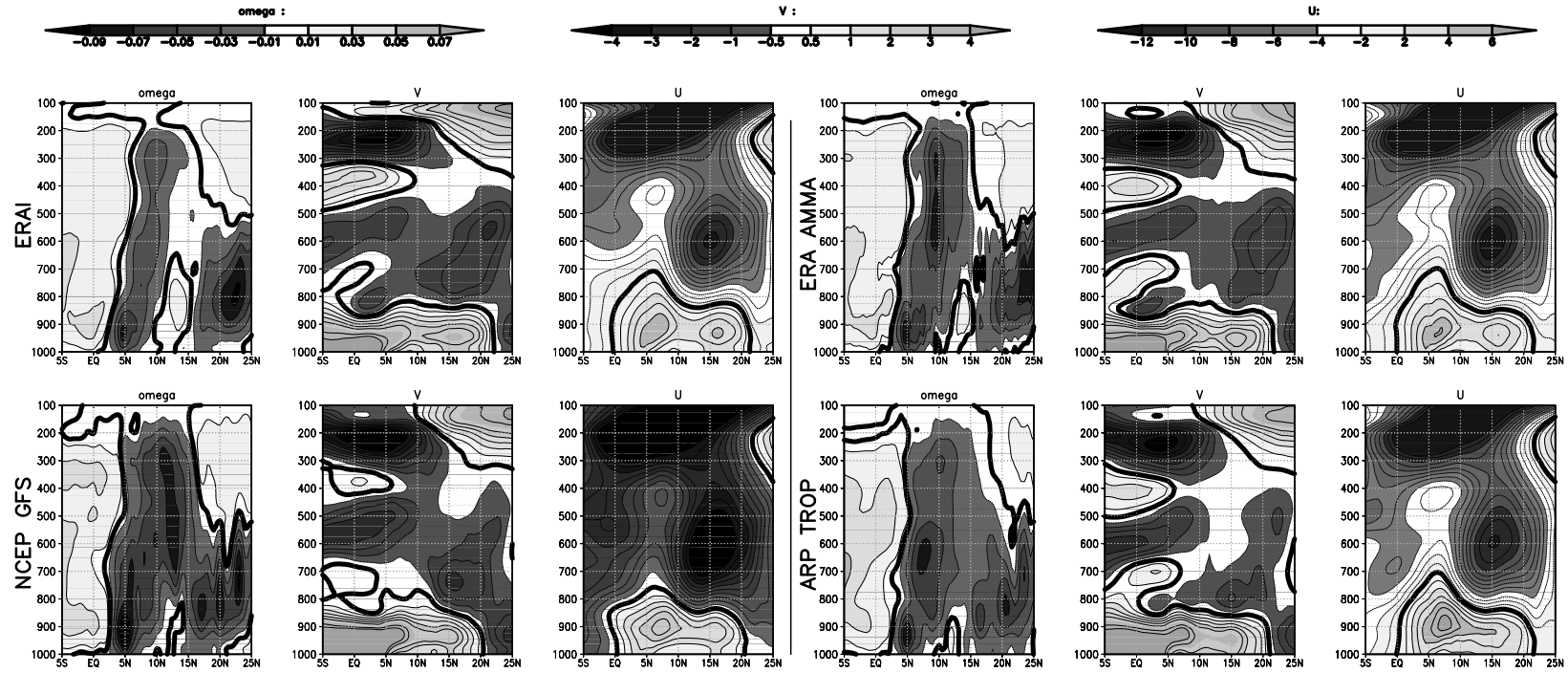


FIGURE 10 – Vertical cross-section of wind vector components averaged over 10°W-10°E, for August 2006 : (left) vertical ($Pa.s^{-1}$), (middle) meridional ($m.s^{-1}$), (right) zonal ($m.s^{-1}$).

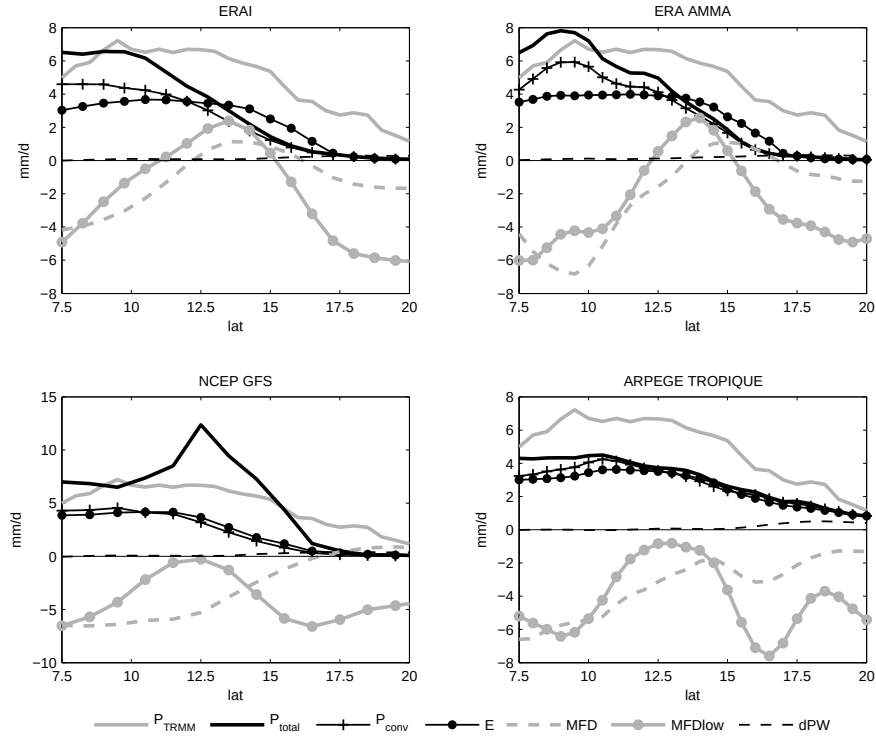


FIGURE 11 – Latitudinal cross-section of TRMM precipitation (P_{TRMM}), total model precipitation (P_{total}), convective model precipitation (P_{conv}), model evapo-transpiration (E), total moisture flux divergence (MFD), surface-850 hPa moisture flux divergence (MFD_{low}) and precipitable water tendency (dPW) from NWP model analyses : (a) ERA-Interim, (b) ERA-AMMA, (c) NCEP-GFS, (d) ARPEGE-Tropiques. The data are averaged over $10^{\circ}W$ - $10^{\circ}E$ for August 2006. Units : $mm.day^{-1}$.

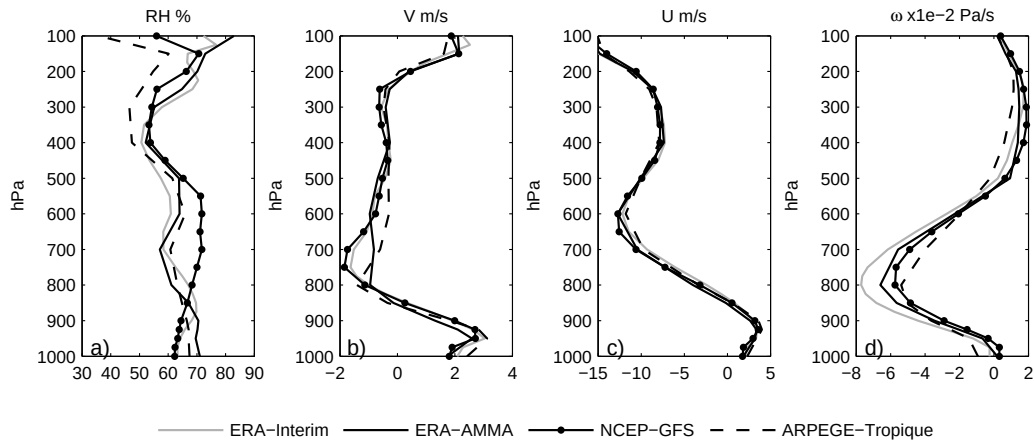


FIGURE 12 – Vertical profiles of : (a) relative humidity (%), wind components : (b) meridional and (c) zonal ($m.s^{-1}$), and (d) vertical velocity ($m.s^{-1}$), for NWP model analyses : (grey line) ERA-Interim, (black line) ERA-AMMA, (dotted black line) NCEP-GFS, (dashed black line) ARPEGE-Tropiques. Data in (a), (b), and (c) are averaged over the low-level subsiding zone ($10^{\circ}W-10^{\circ}E \times 13-16^{\circ}N$, see figure 10), and (d) is averaged over the Heat Low region ($10^{\circ}W-10^{\circ}E \times 20-25^{\circ}N$, see figure 9-d), for August 2006.

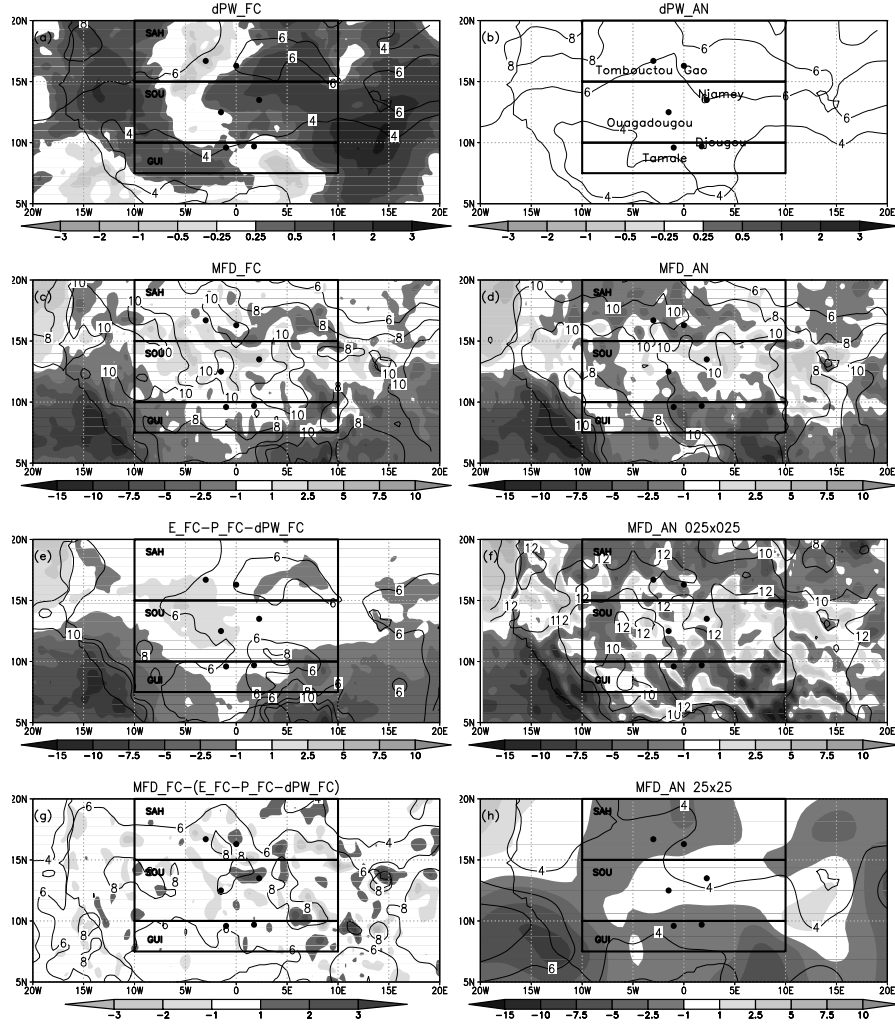


FIGURE A1 – Water budget terms computed from ECMWF-IFS forecasts (FC, left) and analyses (AN, right) : (a,b) dPW ; (c,d) MFD computed from equation (1) on full model levels and $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ horizontal resolution ; (e) MFD computed as residual from equation (2), $MFD_{FC,cumul} = E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC}$; (f) MFD_{AN} computed from pressure level data ; (g) FC budget closure error : $R_{FC} = MFD_{FC} - (E_{FC} - P_{FC} - dPW_{FC})$; (f) and (h) MFD_{AN} computed from pressure level data and respectively $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ and $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ horizontal resolution. Shadings show the mean values averaged over May-September 2006 and contours show the standard deviation of daily values. Units : $mm.day^{-1}$.

Conclusions et perspectives

6.1 Synthèse

Dans ce manuscrit, j'ai présenté une étude du cycle de l'eau en Afrique de l'Ouest, organisée en trois volets. J'ai tout d'abord analysé la variabilité de l'eau précipitable, puis mis au point et analysé un bilan d'eau intégré verticalement à l'échelle régionale, et enfin utilisé ce bilan pour évaluer les bilans des analyses et réanalyses météorologiques. Ci-dessous, je reviens plus en détails sur ces trois volets.

L'eau précipitable (PWV) est une variable importante pour caractériser l'état de l'atmosphère d'un point de vue du cycle de l'eau. Elle permet notamment de suivre l'évolution saisonnière du système de mousson, caractérisant sa progression méridionale de manière plus nette que les précipitations. Ici, elle a été étudiée à l'aide d'observations locales GPS relevées durant la campagne AMMA et des analyses météorologiques.

Un atout majeur de ces données GPS est leur validité par tout temps et leur haute répétitivité temporelle. Quatre ans de mesures sur les stations AMMA ont maintenant été collectés et exploités. Ces données ont permis de documenter la variabilité de l'humidité atmosphérique en Afrique de l'Ouest à une échelle spatiale régionale (sur deux axes méridiens) et sur une grande variété d'échelles temporelles. La précision des observations GPS nous a aussi permis d'évaluer les analyses de modèles de prévision numérique. Cela nous a permis de voir que globalement, mis à part le cycle diurne qui est mal reproduit par les analyses, les échelles supérieures sont correctement représentées. Une partie des problèmes des analyses vient de biais dans les mesures d'humidité des radiosondages, et notamment de biais différentiels entre le jour et la nuit.

L'étude des bilans d'eau constitue un outil puissant pour comprendre la variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest. Il permet en effet de quantifier l'efficacité des processus atmosphériques et des processus de surface dans la contribution des pluies. Les bilans nécessitent donc d'être estimés avec précision. Jusqu'à présent, les études régionales, assez peu nombreuses, sur le bilan d'eau dans la mousson africaine ont souffert d'approximations de certains termes du bilan pouvant conduire à des représentations contrastées de cette partie de l'Afrique en terme de source ou puits d'humidité pour l'atmosphère. Un des termes du bilan "peu connu" à cette

échelle spatiale est l'évapotranspiration.

L'expérience ALMIP (Boone *et al.* 2009a) a permis de réaliser un ensemble de simulations d'évapotranspiration probablement les plus précises possibles à ce jour à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (utilisation de modèles de surface de dernière génération forcés par des produits d'observations plutôt que des résultats de modèles météorologiques). Cela nous a permis de construire une évaporation "multi-modèles" qui combinée aux observations satellite de précipitation TRMM 3B42 V6 (utilisé notamment dans le forçage ALMIP) et à la tendance d'eau précipitable dérivée de la réanalyse ERA-Interim (en accord avec les observations GPS) définit notre jeu de donnée hybride. Le dernier terme du bilan d'eau intégré, la convergence d'humidité, est évaluée comme résidu de l'équation bilan. L'analyse de ce jeu de données sur la période 2002-2007 nous a permis d'identifier les couplages entre les termes du bilan.

Ce jeu de données confirme qu'à l'échelle annuelle, l'Afrique de l'ouest apparaît comme un puits d'humidité pour l'atmosphère, i.e. les précipitations sont supérieures à l'évapotranspiration. L'analyse du cycle saisonnier révèle cependant que les régions guinéenne et soudanienne sont une source d'humidité atmosphérique pendant la saison sèche (i.e. d'Octobre à Mars).

Les régimes de pluie en lien avec les régimes d'évaporation sont analysés et montrent dans la région du Sahel une très forte linéarité entre les deux variables. Plus au sud, la présence d'une végétation plus dense et de sols plus profonds diminuent le couplage entre P et E , laissant place à des régimes de ruissellement plus importants. Les échelles de variabilité temporelle (journalier à interannuelle) et spatiale de la pluie sont fortement corrélées aux échelles de variabilité de la convergence des flux d'humidité, révélant l'importance de cette dernière dans les précipitations ouest-africaines. Au Sahel, avant un excès de précipitation, le stockage de la vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente suite une accentuation de la convergence d'humidité.

Le jeu de donnée hybride a ensuite été utilisé pour évaluer le bilan d'eau atmosphérique intégré des systèmes de prévisions numériques (analyses et réanalyses). Chacun des termes du bilan est alors évalué individuellement et au delà des sources d'erreur pouvant affecter le calcul de certains termes à partir des sorties de modèles (i.e. problème d'échantillonnage temporel et vertical dans le calcul de la convergence d'humidité) des défauts majeurs sont mis en évidence.

Dans la région du Sahel, l'évapotranspiration est trop forte pour certains modèles (ECMWF par exemple) probablement en lien avec des défauts dans les schémas d'assimilation de l'eau du sol. Paradoxalement dans cette région, la plupart des prévisions présentent un biais négatif dans les précipitations. Le couplage entre la pluie et les flux de surface est donc assez pauvre dans les modèles au niveau du Sahel. L'étude du couplage entre la pluie et la convergence d'humidité nous a permis de montrer qu'au nord de la zone présentant un biais négatif de pluie dans les modèles (entre 13°N et 16°N), il existe pour la majorité d'entre eux une zone où la convergence d'humidité diminue voire devient négative (trace de divergence d'humidité dans les modèles ECMWF). Il s'agit là d'une signature de la circulation atmosphérique, et notamment de la circulation méridienne peu-profonde (SMC) entre la ZCIT

et le Heat-Low, qui pourrait inhiber le développement de la convection profonde par des advections d'air sec en provenance du Nord dans la troposphère moyenne. L'amplitude de cette circulation est la plus forte dans les modèles ECMWF probablement suite à des approximations dans certaines paramétrisations du modèle (climatologie des aérosols entre autre). On peut cependant noter que pour la réanalyse ERA-AMMA dont le système (modèle+assimilation) est le plus performant des trois versions de modèle ECMWF, la SMC est plus faible en amplitude et les précipitations plus intenses dans la région soudano-sahélienne.

6.2 Perspectives

Les perspectives quant à l'utilisation du jeu de données hybrides sont nombreuses.

Notre étude a, dans une première approche, balayé des échelles temporelles et spatiales larges afin de décrire dans son ensemble le cycle saisonnier du bilan d'eau et sa variabilité interannuelle à l'échelle de l'Afrique. Cependant la résolution spatiale ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) et temporelle (pas de temps toutes les trois heures) du jeu de données hybride permet d'envisager des analyses à plus fine échelle et donc plus près des processus : de la variabilité intra-saisonnière jusqu'au cycle diurne. Une analyse intéressante serait d'étudier plus précisément les bilans d'eau autour de l'onset. D'autres points comme la caractérisation de la convergence par rapport au type de systèmes précipitants restent à étudier. On peut par exemple penser au rôle de la convergence sur les MCS et réciproquement.

Les sorties ALMIP permettent également d'évaluer le bilan énergétique complet à la surface. Une analyse plus approfondie du couplage entre les bilans d'eau et d'énergie à la surface pour un large panel d'échelles spatio-temporelles devrait nous éclairer sur (ou du moins confirmer) l'importance de certains couplages.

Ce travail a potentiellement fourni des éléments de compréhension sur la nature des problèmes de certains systèmes de prévision numérique quant à la prévision des précipitations en Afrique de l'Ouest. Des modifications pourraient être apportées (p.ex. sur la climatologie des aérosols pour ECMWF) par les centres de prévision pour tester leur impact sur l'amélioration de leur prévision. Les modèles nous permettront de caractériser le bilan d'eau suivant la verticale et de quantifier l'importance des advections verticales et horizontales d'humidité.

Un aspect non-abordé dans cette étude est la question de l'importance du recyclage en Afrique de l'Ouest. La précision du jeu de données hybride et notamment de l'évapotranspiration pourrait peut-être permettre de converger vers un résultat stable. Une estimation de la qualité des flux d'humidité dans les modèles est un préalable à ce travail. Nous avons déjà pu constater des différences assez importantes de quantité d'eau transportée dans les basses couches depuis le golfe de Guinée entre les réanalyses NCEP et le modèle opérationnel ECMWF-IFS. On

peut envisager une comparaison avec les flux d'humidité calculés à partir du réseau de radiosondages densifié pendant la campagne AMMA.

Une autre comparaison intéressante serait entre le bilan d'eau estimé par le système MANDOPAS (Besson 2009) à l'échelle du quadrilatère AMMA et l'équivalent vu par le jeu de données hybride. Cette étude permettrait d'avoir une autre estimation indépendante de la convergence d'humidité. D'autre part, l'évaluation des évaporations ALMIP (pertinence par rapport à des échelles temporelles fines) pourrait être affinée avec des comparaisons d'évaporation observée par les stations de flux en place pendant la campagne AMMA.

Nous avons illustré une application de la méthode hybride à l'échelle du cycle diurne où le terme dPW était fourni par les observations GPS. Une analyse plus poussée de cette approche pourrait permettre d'étudier le bilan d'eau en relation avec le passage de MCS au niveau des stations GPS et ainsi préciser l'intensité des interactions (échanges d'eau de d'énergie) entre les MCS et leur environnement.

Données utilisées dans l'étude

Durant mon travail de thèse, j'ai utilisé plusieurs types de données ou produits, parmi lesquels des systèmes de prévisions numérique, des données satellites et des observations in-situ. Cette annexe se constitue comme un catalogue de données, présentant les caractéristiques propres à chaque jeu de donnée. La plupart des données utilisés ici sont archivées sur le serveur Climserv de l'IPSL.

A.1 Modèles de prévision numérique

Un modèle de prévision numérique simule l'évolution de l'atmosphère. Il s'agit d'un modèle de circulation générale s'organisant principalement autour d'un modèle de circulation atmosphérique, d'un modèle de circulation océanique, et d'un modèle de surface continentale. Notre objectif ici n'est pas d'expliquer le fonctionnement d'un tel modèle mais de préciser les différences entre les sorties de modèles utilisées dans notre étude.

Les prévisions (forecast en anglais) sont élaborées à partir d'un état initial dit « analyse ». Cet état initial correspond à une atmosphère s'approchant au plus près de la réalité tout en respectant les equations du modèle. Il est crée à partir de l'introduction de données d'observations dans un modèle atmosphérique, autrement appelé processus d'assimilation de données.

Les modèles évoluent au cours du temps afin d'améliorer la qualité des prévisions. Ces changements concernent la résolution spatiale (horizontale + verticale) qui devient plus fine, les améliorations de la physique des modèles (paramétrisation des phénomènes sous maille) et du système d'assimilation (e.g. techniques d'assimilation, intégration de nouvelles observations). Des changements importants du modèle peuvent ainsi se produire plusieurs fois par an, le Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF) a ainsi modifié par neuf fois son modèle de prévision du temps entre le 1^{er} Janvier 2005 et le 31 Decembre 2008. Le terme opérationnel fait alors souvent référence à ces modèles en constante évolution délivrant des prévisions en temps réel.

Les sorties de modèles (analyses + prévisions) sont archivées par les centres météorologiques, disponibles en "temps réel" pour la communauté des prévisionnistes mais aussi des chercheurs.

La résolution spatiale du format d'archivage est souvent plus légère que la résolution native du modèle. Il est ainsi assez courant que les sorties modèles soient archivées en niveaux verticaux de pression alors que le modèle utilise des niveaux hybrides ou eta en plus grand nombre.

Pour des études sur le long terme, l'utilisation d'analyses n'est peu adapté à cause des nombreux changements pouvant donner lieu à des discontinuités dans les champs de variables simulés. Certains centres nationaux de météorologie ont alors développé des réanalyses, en parallèle des modèles opérationnels. Une réanalyse utilise une version donnée d'un modèle ainsi qu'un même schéma d'assimilation sur toute période de simulation. Le but n'est pas de fournir des prévisions météorologiques mais des sorties utiles pour d'autres types d'études, notamment pour les recherches climatiques; il n'y a donc pas de contraintes de fonctionnement "temps réel". Ce dernier aspect autorise alors l'assimilation de plus d'observations. En effet dans les modèles opérationnels, certaines observations ne sont pas assimilées car non-disponibles en temps réel.

Suite au projet de réanalyse NCEP/NCAR une terminologie a été créée pour juger de la qualité des variables générées par un modèle. La qualité est fonction de la contribution relative du modèle par rapport au schéma d'assimilation et donc au poids des observations. Ainsi les variables de type A (température, vent zonal et méridien, géopotentiel) sont les plus proches des observations, les variables de type B (humidité spécifique, vitesse verticale) sont influencés par les observations mais aussi fortement par le modèle et enfin il existe les variables de classe C (par exemple les précipitations, les flux de chaleur latente...) qui sont le seul résultat du modèle et de ses paramétrisations.

Dans notre étude, nous avons utilisé plusieurs réanalyses, analyses et prévisions produites par les centres météorologiques ECMWF, NCEP et Météo-France.

A.1.1 Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (ECMWF)

A.1.1.1 ECMWF-IFS

ECMWF-IFS (<http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/>) est le modèle opérationnel du Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (IFS pour Integrated System Forecast). Il a surtout été utilisé dans notre étude pour décrire la mousson ouest-africaine pendant la phase EOP de la campagne AMMA (2005-2007). Le modèle utilise un système d'assimilation à quatre dimensions (4D-Var) sur une fenêtre temporelle de 12h. Ce système d'assimilation met à jour l'ancienne prévision du modèle en utilisant les observations disponible dans la fenêtre temporelle, pour produire une nouvelle trajectoire passant au plus près des observations (cf figA1). Les analyses sont produites toutes les 6 heures (00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC) et les champs de prévision que l'on a pu considéré ici sont évalués entre +12h et +36h à partir d'un état initial pris à 12UTC. La fenêtre temporelle +12 +36h est choisie pour s'affranchir de problèmes de spin-up pouvant exister dans les prévisions de précipitation (Betts *et al.* 1999).

ECMWF-IFS	Evolution
5 Avril 2005	Introduction du cycle 29r1, résolution horizontale T511 (~ 35 km), 60 niveaux verticaux hybride (jusqu'à 0.01 hPa)
28 Juin 2005	Introduction du cycle 29r2 (révision convection, assimilation des radiances SSM/I)
1 Février 2006	Introduction du cycle 30r1, passage à 91 niveaux verticaux hybrides et troncature spectrale T799 (i.e. resolution horizontale ~ 25 km)
12 Septembre 2006	Introduction du cycle 31r1 (révision du schéma des nuages, du transport convectif)
12 Décembre 2006	Introduction du cycle 31r2 (assimilation de plus de données (GRACE, COSMIC, GPS en occultation))
5 Juin 2007	Introduction du cycle 32r2 (nouveau schéma radiatif dans le visible)
6 Novembre 2007	Introduction du cycle 32r3 (nouvelle formulation de l'entraînement convectif, nouveau schéma d'hydrologie de surface, nouvelle correction des biais d'humidité et de température dans les radiosondages, assimilation de AMSR-E, TMI, SSMIS), 4 nouveaux niveaux de pression archivés : 600, 800, 900 and 950 hPa
11 Mars 2008	Cycle 32r3 modifié (amélioration des prévisions mensuelles)
3 Juin 2008	Introduction du cycle 33r1 (amélioration de la physique humide du modèle, assimilation des radiances AMSR-E et TMI radiances)
30 Septembre 2008	Introduction du cycle 35r1 (33r2) (amélioration dans l'assimilation des SST, monitoring de TCWV ($\sim PWV$) MERIS)

TABLE A1 – Evolution du modèle opérationnel ECMWF-IFS depuis 2005 en présentant certains changements (pas tous!) pouvant avoir un impact sur le cycle de l'eau

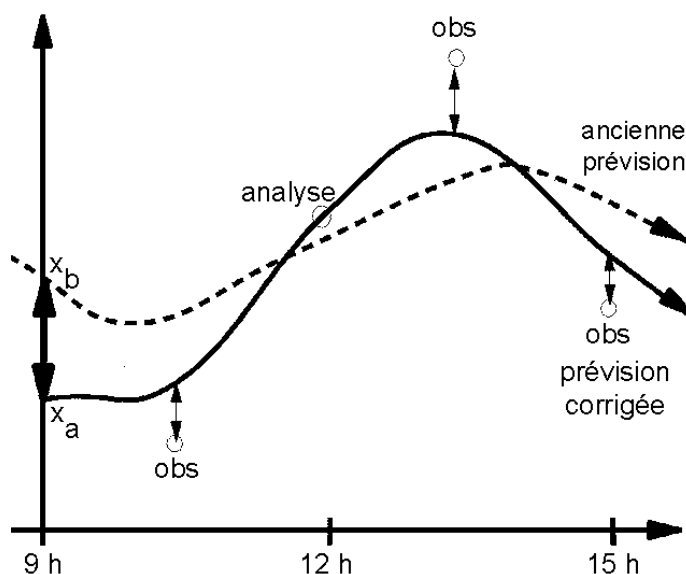


FIGURE A1 – Diagramme illustrant le principe de l'assimilation météorologique 4D-Var. (Source Météo-France)

Durant l'EOP AMMA, le modèle a changé 6 fois de cycle passant du cycle 29r1 en Avril 2005 au cycle 32r3 en Novembre 2007 (cf table A1). En février 2006, le modèle change de résolution spatiale, passant d'une troncature spectrale T511 (résolution horizontale $\sim 35\text{km}$) à T799 (résolution horizontale $\sim 25\text{km}$) et à une résolution verticale plus fine (évolution de 60 à 91 niveaux verticaux hybrides (jusqu'à 0.01 hPa)). Pour notre travail, nous avons utilisé plusieurs versions d'archives ECMWF-IFS. Notre référence est définie sur une grille régulière en longitude et latitude à la résolution $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, et résolues verticalement en niveaux hybride (archive très proche de la configuration du modèle) (cf fig.A2). On a également réalisé des tests de sensibilité pour évaluer l'impact des résolutions verticale et horizontale sur le calcul des variables du bilan d'eau (cf Article Part2). Pour cela, on a donc considéré des variables définies sur des niveaux de pression (21 niveaux (hPa) : 1000 925 850 700 500 400 300 250 200 150 100 70 50 30 20 10 7 5 3 2 1 hPa) pour les résolutions horizontales $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et $2.5^\circ \times 2.5^\circ$

A.1.1.2 Réanalyses ECMWF : ERA-Interim et ERA-AMMA

La première réanalyse mise à disposition en Septembre 1996 par ECMWF est ERA-15. La période couverte est décembre 1978 jusqu'à Février 1994 et le modèle fonctionne avec une troncature spatiale T106 et 31 niveaux verticaux hybrides (T106L31). Cette première version est ensuite remplacée par ERA-40 couvrant la période 157-2001 avec une résolution spatiale de type T159L60.

Plus récemment ECMWF a fourni un jeu de réanalyses, ERA-Interim (Simmons *et al.* 2007) pour la période 1989-aujourd'hui. ERA-Interim utilise la version de fin 2006 du modèle opérationnel (cycle 31r1/2, T799L91) et le système d'assimilation 4D-Var. Les archives que l'on a utilisé sont définies sur une grille horizontale fine $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et sur 31 niveaux de pression (1000 975 950 925 900 875 850 825 800 775 750 700 650 600 550 500 450 400 350 300 250 225 200 175 150 125 100 70 50 30 20 10 7 5 3 2 1 hPa). Le nombre nettement plus conséquent de niveaux de pression archivés dans les basses couches et la troposphère moyenne (en lieu et place des niveaux verticaux hybrides) est mieux adapté à notre étude. ERA-interim a été employé ici pour la période 2002-2007.

Dans le cadre d'AMMA, une réanalyse spéciale a été préparée pour la période mai-septembre 2006 : ERA-AMMA (Agusti-Panareda *et al.* 2009b). En effet de nombreuses observations (notamment des radiosondages) collectées durant la campagne n'ont pu être transférées "à temps" pour être assimilées ensuite dans le modèle opérationnel. Ajouté à ce problème, la détection de biais d'humidité dans les radiosondages a conduit ECMWF à développer ERA-AMMA. La version du modèle est celle de fin 2007 (cycle 32r3, i.e. T799L91) couplé au schéma d'assimilation 4D-Var qui inclue une correction spécifique des biais d'humidité (Agusti-Panareda *et al.* 2009d). Les réanalyses ERA-AMMA ont été utilisées dans notre étude avec une résolution horizontale $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ à partir des niveaux hybrides du modèle. Ce jeu de réanalyses, de part sa physique récente et son système d'assimilation adapté, apparaît comme

le modèle le plus abouti utilisé dans notre étude.

NWP model	Assimilation system & model versions	Horizontal resolution	Number of vertical levels (1000-100hPa)	Analysis / forecast integration times (E and P)
NCEP/NCAR Reanalysis I	3DVAR 10 Jan 1995	2.5°x2.5°	11 pressure levels	00, 06, 12, 18 UTC / 0 to +6h
NCEP/DOE Reanalysis II	3DVAR 10 Jan 1995 improved	2.5°x2.5°	11 pressure levels	00, 06, 12, 18 UTC / 0 to +6h
NCEP-GFS	3DVAR 2006	1°x1°	21 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h
ERA-Interim	4DVAR Cy31r1/2: Sep/Dec 2006	0.75°x0.75°	26 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h
ECMWF-IFS	4DVAR Cy30r1: 01 Feb 2006 Cy31r1: 12 Sep 2006	0.25°x0.25°	55 hybrid model levels (starting 10m above surface)	12 UTC / +12 to +36h
ERA-AMMA	4DVAR Cy32r3: 06 Nov 2007	0.5°x0.5°	55 hybrid model levels (starting 10m above surface)	00, 12 UTC / 0 to +12h
ARPEGE-Tropiques	4DVAR 2006	0.5°x0.5°	15 pressure levels	12 UTC / +12 to +36h

FIGURE A2 – Configuration des modèles de prévision numériques utilisés

A.1.2 National Centers for Environmental Prediction (NCEP)

A.1.2.1 NCEP-GFS

Le modèle opérationnel NCEP GFS (http://wwwt.emc.ncep.noaa.gov/gmb/STATS/html/model_changes.html) est employé ici pour l'analyse de la saison des pluies en 2006. La résolution spatiale est T382L64 (les niveaux verticaux sont des niveau sigma, $\sigma = \frac{P}{P_{surf}}$). La physique du modèle, comme pour ECMWF, évolue au cours du temps ; en revanche le système d'assimilation 3D-Var est plus ancien que celui des modèles opérationnels des centres ECMWF et de Météo-France. L'intégration temporelle des observations n'est pas prise en compte et seules les observations proches de l'instant t de production des analyses ($t = 00, 06, 12$ et 18 UTC) sont considérées par le système d'assimilation 3D-Var. Comme indiqué dans la table A2, nous avons utilisé les sorties du modèle sur des niveaux de pression (26 niveaux : 1000 975 950 925 900 850 800 750 700 650 600 550 500 450 400 350 300 250 200 150 100 70 50 30 20 10 hPa) et pour une grille régulière 1°x1° en latitude/longitude.

A.1.2.2 Les réanalyses NCEP/NCAR et NCEP/DOE

La réanalyse NCEP/NCAR (NCAR : National Center for Atmospheric Research), introduite en fin 1995, fournit des données depuis 1958 (Kalnay *et al.* 1996). La physique de la réanalyse est celle de la version du modèle opérationnel NCEP MRF (Medium-Range forecast) de 1995 couplée au système d'assimilation 3D-Var. Les variables atmosphériques sont archivées sur une grille régulière en latitude et longitude de résolution 2.5°x2.5° sur 17 niveaux de pression (1000 925 850 700 600 500 400 300 250 200 150 100 70 50 30 20 10). Les flux de surface sont fournis sur une grille gaussienne T62 ($\sim 1.875^\circ \times 1.875^\circ$). Les réanalyses sont produites toutes

les 6 heures (00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC) avec des prévisions à court-terme de 6 heures.

Les réanalyses NCEP/NCAR ont servi dans de nombreuses études, notamment sur le cycle de l'eau atmosphérique. A titre d'exemple, (Higgins *et al.* 1996) diagnostiquent des précipitations trop fortes dans les réanalyses au dessus du continent américain. Dans la même région, (Roads *et al.* 1999) estiment un cycle annuel de l'humidité des sols trop fort en amplitude.

Au Sahel, (Fontaine *et al.* 2003) dénotent également des problèmes sur les prévisions de précipitation et d'évaporation.

Les réanalyses NCEP/DOE (Department Of Energy) (Kanamitsu *et al.* 2002) sont une mise à jour des réanalyses NCEP/NCAR. Elles ont notamment corrigé plusieurs "bugs" de traitement présents dans la version NCEP/NCAR mais ont aussi apporté quelques modifications sur le modèle de prévision. Parmi ces dernières, on peut notamment noter une amélioration significative des paramètres de surface continentale (par exemple sur l'humidité des sols) et des flux océan-atmosphère. Le cycle de l'eau à la surface est plus réaliste sur les continents (Kanamitsu *et al.* 2002). Les résolutions spatiales et temporelles sont les mêmes que pour NCEP/NCAR.

Ces deux réanalyses ont probablement été les plus utilisées en Afrique de l'Ouest (et probablement ailleurs) pour caractériser le système climatique en place à différentes échelles de temps. Pour cette raison, et malgré le fait que ces réanalyses reposent sur une physique plus ancienne, elles sont parties prenantes de notre étude (on constatera d'ailleurs que le système plus récent NCEP-GFS présente sur la zone sahélienne un comportement surprenant et qu'il est difficile de qualifier de plus satisfaisant que celui des réanalyses NCEP).

A.1.3 Météo-France

Le modèle ARPEGE-Tropiques est considéré ici pour la saison des pluies en 2006. ARPEGE-Tropiques est la version à grille non-étirée du modèle ARPEGE. Ce système présente l'avantage d'assimiler plus d'observations notamment en zone tropicale. Pour ces deux raisons, il se comporte mieux qu'ARPEGE en Afrique de l'Ouest (M. Nuret, communication personnelle). Les analyses (assimilation 4D-Var) sont disponibles aux pas de temps 00UTC, 06UTC, 12UTC et 18UTC et les prévisions sont utilisées dans la fenêtre +12h +36h à partir de l'analyse 12UTC. Les sorties du modèle sont archivées sur une grille horizontale régulière $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour 15 niveaux de pressions (1000 950 925 900 850 800 700 600 500 400 300 250 200 150 100 hPa).

A.2 Les modèles de surface continentale (LSM)

Les modèles des surface simulent les rétroactions entre l'atmosphère et les surfaces continentales. L'expérience ALMIP (AMMA Land surface Model Intercomparison Project) est apparue dans le projet AMMA comme une étape importante pour comprendre les interactions entre la surface ouest-africaine et les précipitations de mousson. Plusieurs modèles de surface ont été utilisés dans ce projet (cf table A3) en mode "off-line", i.e. non couplé à un modèle atmosphérique. Les résultats de ces LSM tous forcés par un même jeu de données fournit une climatologie des bilans d'eau et d'énergie à la surface en Afrique de l'Ouest. Malgré ses limitations (incertitudes des forçages, imperfections des LSM), ce jeu de données s'avère particulièrement utile et plus précis que les estimations antérieures sur cette région.

Les données du sol et de la végétation sont issus de ECOCLIMAP (Masson *et al.* 2003). ECOCLIMAP fournit des estimations des profondeurs du sol et de la zone racinaire, d'indice foliaire (ou Leaf Area Index LAI), la fraction de couvert végétale à partir de différentes classes de végétation, la rugosité de surface et l'albédo sur une grille de résolution 1 kilomètre.

Les forçages météorologiques (humidité de l'air, température et vent à 2 mètres, précipitation et rayonnement) ont une résolution spatiale de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ et une résolution temporelle de 3 h. Les données atmosphériques à la surface sont issues des prévisions de ECMWF-IFS et le choix des autres forçages a donné lieu à trois expériences au sein d'ALMIP. Pour ALMIP expérience-1, la pluie et le rayonnement proviennent de ECMWF-IFS sur la période 2004-2006. L'expérience-2 (2004-2006) utilise conjointement les précipitations EPSAT-SG et le rayonnement OSI-SAF/LAND-SAF pendant l'été, et les prévisions ECMWF-IFS le reste de l'année. L'expérience-3 est forcée par les précipitations TRMM 3B42 V6 sur toute la période 2002-2007 et le rayonnement OSI-SAF/LAND-SAF si disponible (été 2004, été 2005, 2006 et 2007, prévisions ECMWF-IFS sinon).

La configuration par défaut des LSM est décrite dans la table A3. On constate que les modèles ont des configurations de sols qui peuvent différer par le nombre de couches, le calcul des bilans énergétiques et hydriques. D'autres part les LSMs, SSiB et HTESSEL (modèle de surface dans ECMWF-IFS), n'utilisent pas la configuration-sol ECOCLIMAP mais leurs propres paramètres. Il y a deux versions du modèle ISBA (Météo-France) dont ISBA-DIF qui décrit explicitement les mécanismes de diffusion multi-couches.

Dans le cadre de notre étude et à partir des simulations de l'expérience-3 ALMIP, on a réalisé une version "multi-modèle" de la réponse de la surface au forçage atmosphérique ouest-africain. Cette version est produite par une moyenne arithmétique des sorties des différents LSMs utilisés dans ALMIP (avec une pondération de $1/n$ pour un même LSM utilisé dans n configurations (exemple de ISBA))

Model Acronym	Institute	Recent references	ALMIP model configuration
HTESSEL	ECMWF, Reading, UK <i>G. Balsamo</i>	Balsamo et al. (2009)	4L, 6 tiles, 1E, SV: ECMWF
ORCHIDEE-CWRR	IPSL, Paris, France T. Orgeval and <i>P. deRosnay</i>	d'Orgeval et al. (2008), de Rosnay et al. (2002)	11L, 13 tiles, 1E, SV: ECOCLIMAP
ISBA ^a	CNRM, Météo-France, Toulouse	(a) Noilhan and Mahfouf (1996),	3L ^a , 5L ^b , 1 tile, 1E, SV: ECOCLIMAP
ISBA-DIF ^b	<i>A. Boone</i>	(b) Boone et al. (2000)	
JULES	CEH, Wallingford, UK <i>P. Harris</i>	Essery et al. (2003)	4L, 9 tiles, 1E, SV: ECOCLIMAP
SETHYS	CETP/LSCE, France <i>S. Saux- Piccard and C. Ottlé</i>	Coudert et al. (2006)	2L, 12 tiles, 2E, SV: ECOCLIMAP
NOAH	CETP/LSCE (NCEP) <i>B. Decharme and C. Ottlé</i>	Chen and Dudhia (2001), Decharme (2007)	7L, 12 tiles, 1E, SV: ECOCLIMAP
CLSM	UPMC, Paris, France <i>S. Gascoin and A. Ducharme</i>	Koster et al. (2000)	5L, 5 tiles, 3E, SV: ECOCLIMAP
SSiB	LETG, Nantes, France; UCLA, Los Angeles, USA <i>I. Poccard- Leclercq</i>	Xue et al. (1991)	3L, 1 tile, 2E, SV: SSiB
SWAP	IWP, Moscow, Russia <i>Y. Gusev and O. Nasonova</i>	Gusev et al. (2006)	3L, 1 tile, 1E, SV: ECOCLIMAP

FIGURE A3 – Configurations des modèles de surface utilisés dans l'expérience ALMIP, extrait de Boone *et al.* 2009b. L =nombre de couches (Layer), T=nombre de sous-domaine dans une maille (=Tile), E=nombre de bilan énergétique calculé par sous-domaine ou "tile".

A.3 Les estimations de précipitation par satellite

Il existe différent types de restitutions de la pluie à partir d'observations satellitaires parmi lesquels :

- les méthodes infra-rouge (IR)
- les méthodes micro-ondes passives (PMW)
- les méthodes micro-ondes actives (radar TRMM)
- les méthodes combinées

Le canal Infra rouge thermique indique la température de sommet des nuages. Les images IR de satellites géostationnaires fournissent les occurrences de nuages à sommets froids qui présentent un lien indirect avec la pluie. La fine résolution temporelle des observations permet de suivre des systèmes précipitants sur toute leur durée de vie. Il existe une forte corrélation entre la pluie cumulée et la durée pendant laquelle la température de brillance est inférieure à un seuil. Le lien statistique n'est valable cependant que pour des systèmes de longue durée et spatialement étendus. La méthode GPI (Goes Precipitation Index) fonctionne suivant ce principe (cf table A4).

Les méthodes basées sur des radiomètres micro-ondes (comme SSM/I) combinent des informations issues de différents canaux à des longueurs d'ondes beaucoup plus grandes (de 10 GHz à 200 GHz). Les mesures sont alors très sensibles sur la mer aux effets d'absorption des grosses particules précipitantes. Sur terre, l'utilisation est limitée par la variabilité de l'émissivité du sol, mais permet cependant de mesurer la diffusion des particules de glace du sommet des nuages. Il existe donc des algorithmes distincts sur la mer et sur les continents. De plus les radiomètres ins-

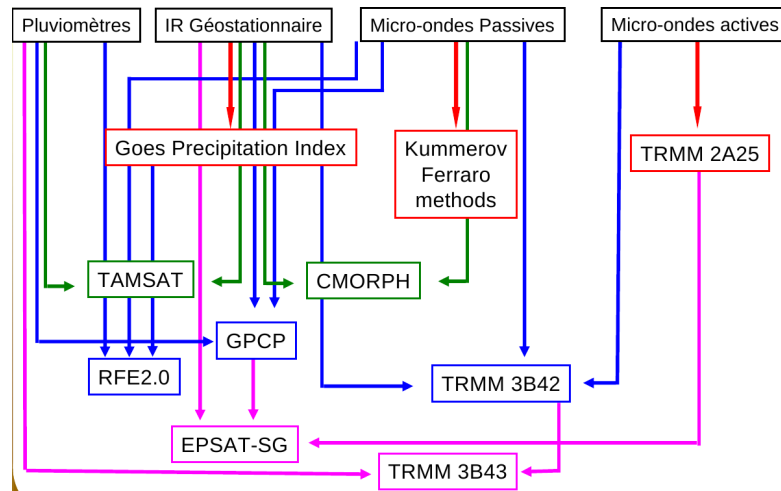


FIGURE A4 – Schéma simplifié illustrant les méthodes existantes de restitution de la pluie à partir d'observations satellites (source Chopin et al)

tallés sur des satellites à orbite basse ne peuvent fournir que deux images par jour. L'échantillonnage des méthodes micro-ondes passive est donc faible, ce qui pose un problème majeur pour estimer le cumul de pluie.

L'expérience TRMM, dédiée aux pluies tropicales, complète la radiométrie micro-ondes par des mesures par radar. Ces mesures produisent, sur une fauchée réduite, une description de la distribution tri-dimensionnelle des pluies dans les systèmes observés.

Il s'est avéré, lors d'exercices de validations des produits pluie satellites, que l'on pouvait gagner en précision en tirant partie des avantages de chacune des différentes méthodes. D'où l'idée de les combiner. Il est également apparu nécessaire de prendre en compte les données pluviométriques au sol de façon à étalonner localement les méthodes satellitaires.

Dans notre étude, nous avons utilisé les produits TRMM 3B42, EPSAT-SG, GPCP-1dd et RFE2.0. Le choix de ces produits répond à deux critères essentiels. Le premier critère est la précision des estimations de pluie qui impose l'utilisation de méthodes combinées (cf Nicholson *et al.* 2003) incorporant notamment des observations pluviométriques au sol. Le deuxième critère porte sur la résolution spatiale et temporelle que l'on a voulu assez fine (critère indispensable pour le forçage des LSMs dans ALMIP par exemple).

Le produit TRMM 3B42 intègre ainsi des données IR, micro-ondes passives (PMW) et actives (radar), et des calibrations provenant du produit TRMM 3B43 qui assimile des pluviomètres. La résolution spatiale est $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ et l'échantillonnage temporelle 3 h. GPCP-1dd (1dd : grille $1^\circ \times 1^\circ$ et résolution journalière) intègre des données IR, micro-ondes passives (PMW) et des calibrations du produit GPCP ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$, résolution mensuelle) utilisant des pluviomètres. RFE2.0 combine des mesures IR et PMW aux observations sols pour fournir des estimations journalière de pluie à la

résolution spatiale $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Le produit EPSAT-SG intègre plusieurs canaux IR du satellite Meteosat-SG combinés aux mesures radar TRMM (PR2A25) et incorpore le produit GPCP-1dd. EPSAT-SG fournit des estimations de pluie à la résolution spatiale $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ toutes les 15 minutes.

	Space Res.	Coverage	Time Res.	Existence	Strength	Weakness
GPI	Geos resolution	40°N - 40°S Global	Geos resolution	1986 to present	Simple to produce	Overestimation of distribution Underestimation of high rain rates
GPCP	2.5 degrees	Global	monthly	1979 to present	Highly supervised Global coverage Climatology	Quality over oceans space resolution
GPCP-1dd	1 degree	Global	daily	1996 to present	Time resolution Highly supervised	Quality over oceans
RFE2.0	0.1 degree	40°N - 40°S 20°W - 60°E	daily	2001 to present	Space and Time resol. Highly supervised	Quality over oceans
2A25	5 kms	40°N - 40°S Global	1 instantaneous RR estim/day	Dec 1997 to present	Precipitation radar Space resolution	Time repetitively of low orbiting sat.
TRMM 3B42	0.25 degree	40°N - 40°S Global	3 hours	1998 to present	Precipitation radar Time resolution	Time repetitively of low orbiting sat.
TRMM 3B42-RT	0.25 degree	40°N - 40°S Global	Monthly	1998 to present	number of inputs	Time repetitively of low orbiting sat. Time resolution
CMORPH	0.07 degree	60°N - 60°S Global	30 minutes	Dec 2002 to present	number of inputs Space and time resolution	Only propagation info from Geos; Sat. PMW over land
TAMSAT	Geos resolution	28°N - 2°S 20°W - 52°E	10 Days periods	June 1996 to present	Raingauges from CILSS countries Space resolution	Only CCD info from Geos.Satellite Coincidence between pixels and raingauges
EPSAT-SG	Geos resolution	20°N - 5°S 25°W - 25°E	Geos resolution	June-sept. 2000,2004, 2005,2006	7 channels of MSG Space and time resol. Number of inputs	Underestimation of high rain rates Existence

FIGURE A5 – Caractéristiques (couverture spatiale, résolutions horizontale et temporelle) de différents produits-satellite de pluie (source Chopin et al)

ANNEXE B

Equations des bilans d'eau

L'équation de conservation de la vapeur d'eau dans une parcelle d'air se définit par :

$$\frac{dq}{dt} = S \quad (\text{B.1})$$

avec q l'humidité spécifique et S le terme de stockage de la vapeur d'eau, équivalent à la différence entre sources et puits de vapeur d'eau. Dans l'atmosphère, $S = e - c$ où e (c) est le taux d'évaporation (condensation) dans la parcelle d'air.

La dérivée totale de q s'écrit en coordonnée verticale de pression :

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + \omega \frac{\partial}{\partial p} \text{ où } \omega \text{ est la vitesse verticale.}$$

En introduisant l'opérateur divergence horizontal sur une surface isobare,

$\nabla_h = \mathbf{i}(\frac{\partial}{\partial x})_p + \mathbf{j}(\frac{\partial}{\partial y})_p$, et en notant $\mathbf{V} = (u, v)_p$ le vecteur vent horizontal, l'équation B.1 s'écrit alors :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_h q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} = e - c \quad (\text{B.2})$$

En utilisant l'équation de continuité en coordonnée verticale p :

$$\nabla_h \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (\text{B.3})$$

l'équation (B.2) devient :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla_h \cdot (q \mathbf{V}) + \frac{\partial}{\partial p} (q \omega) = e - c \quad (\text{B.4})$$

L'équation B.2 est la forme advective de l'équation du bilan d'eau et l'équation B.4 la forme flux.

En suivant Yanai *et al.* 1973, on introduit la notation $\overline{(\quad)}$ pour décrire la moyenne spatiale horizontale et $\prime$ pour la déviation autour de la valeur moyenne. Ainsi,

$$\overline{qu} = \overline{(\overline{q} + q')(\overline{u} + u')} = \overline{q} \overline{u} + \overline{q'u'} + \overline{q'\overline{u}} + \overline{q'\overline{u}'} = \overline{q} \cdot \overline{u} + \overline{q'\overline{u}'} \quad (\text{B.5})$$

En suivant l'hypothèse de Yanai *et al.* 1973, suggérant une divergence horizontale des flux d'humidité turbulent horizontaux négligeable $\nabla_h \cdot (\overline{q' \mathbf{V}'}) = 0$, l'équation B.4 s'écrit en laissant les termes moyens (grande échelle) à gauche :

$$\frac{\partial \overline{q}}{\partial t} + \nabla_h \cdot (\overline{q} \overline{\mathbf{V}}) + \frac{\partial}{\partial p} (\overline{q} \overline{\omega}) = - \frac{\partial}{\partial p} (\overline{q' \omega'}) + \overline{e - c} \quad (\text{B.6})$$

L'intégration verticale de B.6 entre deux niveaux de pression P_s et P_t devient :

$$\int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \nabla_{\mathbf{h}} \cdot (\bar{q} \bar{\mathbf{V}}) \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{q} \bar{\omega}) \frac{dp}{g} = - \int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{q} \bar{\omega}) \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \frac{dp}{e - c} \quad (\text{B.7})$$

On simplifie l'équation B.7 pour arriver à la forme générale de l'équation 0D (i.e. intégrée verticalement) du bilan d'eau atmosphérique :

$$\boxed{\int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \nabla_{\mathbf{h}} \cdot (\bar{q} \bar{\mathbf{V}}) \frac{dp}{g} + [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} = - [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} + \int_{P_t}^{P_s} \frac{dp}{e - c}} \quad (\text{B.8})$$

On peut développer les termes de gauche dans l'équation B.8 en utilisant les formules génériques présentées dans Trenberth & Guillemot 1995, afin de parvenir à une expression compacte du bilan atmosphérique introduisant la quantité PWV , l'eau précipitable. Trenberth & Guillemot 1995 utilisent les formules :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{P_t}^{P_s} A dp = \int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial A}{\partial t} dp + (A_s \frac{\partial P_s}{\partial t} - A_t \frac{\partial P_t}{\partial t}) \quad (\text{B.9})$$

$$\nabla_{\mathbf{h}} \cdot \int_{P_t}^{P_s} (A \mathbf{V}) dp = \int_{P_t}^{P_s} \nabla_{\mathbf{h}} \cdot (A \mathbf{V}) dp + (A_s \mathbf{V}_s \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P_s - A_t \mathbf{V}_t \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P_t) \quad (\text{B.10})$$

Les termes de gauche dans l'équation B.8 peuvent donc se réécrire avec les formules B.9 et B.10 :

$$\int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} = \frac{\partial}{\partial t} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \frac{dp}{g} - \left(\bar{q}_s \frac{\partial P_s}{\partial t} - \bar{q}_t \frac{\partial P_t}{\partial t} \right) \quad (\text{B.11})$$

et,

$$\int_{P_t}^{P_s} \nabla_{\mathbf{h}} \cdot (\bar{q} \bar{\mathbf{V}}) \frac{dp}{g} = \nabla_{\mathbf{h}} \cdot \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \bar{\mathbf{V}} \frac{dp}{g} - \frac{1}{g} (\bar{q}_s \bar{\mathbf{V}}_s \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P_s - \bar{q}_t \bar{\mathbf{V}}_t \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P_t) \quad (\text{B.12})$$

De plus à partir de la définition de ω :

$$\omega = \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P \quad (\text{B.13})$$

on peut exprimer :

$$[\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} = [\bar{q} (\frac{\partial P}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla_{\mathbf{h}} P)]_{P_t}^{P_s} \quad (\text{B.14})$$

Quand on combine B.11, B.12 et B.14, les termes de gauche de l'équation B.8 se simplifient pour donner une autre formulation de l'équation générale du bilan B.8 :

$$\left[\frac{\partial}{\partial t} \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \frac{dp}{g} + \nabla_h \cdot \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \bar{\mathbf{V}} \frac{dp}{g} = - \left[\frac{\bar{q} l \omega l}{g} \right]_{P_t}^{P_s} + \int_{P_t}^{P_s} \bar{e} - c \frac{dp}{g} \right] \quad (\text{B.15})$$

Cette formulation correspond à celle utilisée par Trenberth.

- **Cas particulier** : P_s =surface, P_t = sommet de l'atmosphère.
L'équation B.15 devient :

$$\left[\frac{\partial \overline{PWV}}{\partial t} + \nabla_h \cdot \bar{\mathbf{Q}} = \bar{E} - \bar{P} \right] \quad (\text{B.16})$$

avec :

$\overline{PWV} = \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \frac{dp}{g}$, le contenu intégré de vapeur d'eau dans l'atmosphère ou eau précipitable ;

$E = -\frac{1}{g} \int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{q} l \omega l) \approx -\frac{1}{g} \overline{q_s l \omega_s l}$, le terme d'évapotranspiration (sous l'hypothèse vraisemblable au sommet de l'atmosphère que $\bar{q}_t l \omega_t l \approx 0$) ;

$P = \int_{P_t}^{P_s} (\bar{c} - \bar{e})$ où l'on suppose que la précipitation au sol P est égale au bilan net de l'eau liquide dans la colonne d'atmosphère (i.e. toute l'eau liquide précipite).

$\bar{\mathbf{Q}} = \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \bar{\mathbf{V}} \frac{dp}{g}$, le vecteur flux d'humidité intégré verticalement sur toute la colonne atmosphérique.

On manipule généralement l'équation B.16 sous la forme suivante :

$$dPW + MFD = E - P \quad (\text{B.17})$$

avec :

$$dPW = \frac{\partial \overline{PWV}}{\partial t}$$

$$MFD = \nabla_h \cdot \bar{\mathbf{Q}}$$

- **Autre cas particulier** : $P_s = P_0 = \text{cste}$, $P_t = P_1 = \text{cste}$
Dans ce cas, les formules B.9 et B.10 deviennent respectivement :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{P_1}^{P_0} A dp = \int_{P_1}^{P_0} \frac{\partial A}{\partial t} dp \quad (\text{B.18})$$

$$\nabla_h \cdot \int_{P_1}^{P_0} (A \mathbf{V}) dp = \int_{P_1}^{P_0} \nabla_h \cdot (A \mathbf{V}) dp \quad (\text{B.19})$$

Certains auteurs (par exemple Ruprecht & Kahl 2003) considèrent $P_0 = 1000$ hPa et $P_1 = 100$ hPa, deux bornes proches de la surface et du sommet de l'atmosphère, respectivement, ce qui leur permet d'utiliser une approximation de l'équation B.16 du bilan d'eau 0D :

$$\frac{\partial PWV}{\partial t} + \nabla_h \cdot \mathbf{Q} + \left[\frac{\bar{q} \bar{\omega}}{g} \right]_{P_1}^{P_0} = - \left[\frac{\bar{q} \bar{\omega}}{g} \right]_{P_1}^{P_0} + \int_{P_1}^{P_0} \frac{e - c}{g} dp \quad (\text{B.20})$$

$$dPW^* + MFD^* + \Delta VF^* = E^* - P^* \quad (\text{B.21})$$

le symbole * indiquant qu'il s'agit d'approximations des quantités définies dans l'équation B.16, intégrées entre $P_0 = 1000$ hPa et $P_1 = 100$ hPa au lieu de P_s et P_t .

On considère maintenant une variante des équations proposées par Zangvil *et al.* 2001 qui a l'intérêt de faire apparaître des termes d'advection horizontale et verticale d'humidité intégrés verticalement (HA et VA).

En repartant de la forme flux B.6 à laquelle on adjoint l'équation de continuité appliquée aux termes moyens : $\bar{q}(\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p}) = 0$, l'équation devient :

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla_h(\bar{q}) + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} = - \frac{\partial}{\partial p}(\bar{q} \bar{\omega}) + \bar{e} - c \quad (\text{B.22})$$

En intégrant cette équation, on arrive à :

$$\int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla_h \bar{q} \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \frac{dp}{g} = - \frac{1}{g} [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} + \int_{P_t}^{P_s} (\bar{e} - c) \frac{dp}{g} \quad (\text{B.23})$$

Dans l'hypothèse 0D où P_s =surface, P_t =sommet de l'atmosphère, l'équation B.23 peut s'écrire, en introduisant la notation de Zangvil *et al.* 2001 :

$$dPW^* + HA + VA = E - P \quad (\text{B.24})$$

avec :

$$HA = \int_{P_t}^{P_s} \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla_h \bar{q} \frac{dp}{g} \quad (\text{B.25})$$

$$VA = \int_{P_t}^{P_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (\text{B.26})$$

Une différence toutefois avec la formulation utilisée par Zangvil *et al.* 2001 est qu'ici :

$$dPW^* = \int_{P_t}^{P_s} \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \frac{dp}{g} = dPW - \frac{1}{g} [\bar{q} \frac{\partial p}{\partial t}]_{P_t}^{P_s} \quad (\text{B.27})$$

alors que Zangvil *et al.* 2001 considère que $dPW^* = dPW$, égalité qui n'est vraie que si on suppose que les bornes d'intégration sont constantes (cf. 2e cas particulier décrit plus haut).

Notons que Zangvil *et al.* 2001 propose une deuxième formulation de l'équation du bilan 0D qui fait intervenir un terme de divergence horizontale du vent, HD . Cette formulation est retrouvée à partir de la précédente, en introduisant une intégration par partie dans l'expression de VA :

$$VA = \int_{P_t}^{P_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \frac{dp}{g} = \frac{1}{g} [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} - \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} \frac{dp}{g} \quad (\text{B.28})$$

En utilisant l'équation de continuité B.3, B.28 s'écrit :

$$\begin{aligned} VA &= \frac{1}{g} [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} + \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \nabla_h \cdot \bar{\mathbf{V}} \frac{dp}{g} \\ &= \Delta VF + HD \end{aligned} \quad (\text{B.29})$$

avec :

$$\Delta VF = \frac{1}{g} [\bar{q} \bar{\omega}]_{P_t}^{P_s} \quad (\text{B.30})$$

$$HD = \int_{P_t}^{P_s} \bar{q} \nabla_h \cdot \bar{\mathbf{V}} \frac{dp}{g} \quad (\text{B.31})$$

L'équation du bilan d'eau 0D peut donc aussi s'écrire :

$$dPW^* + HA + HD + \Delta VF = E - P \quad (\text{B.32})$$

Là encore, des différences par rapport à la formulation proposée par Zangvil *et al.* 2001 qui supposent, comme indiqué précédemment que $dPW^* = dPW$ mais aussi que $\Delta VF = 0$. Les deux hypothèses sont vérifiées si les bornes d'intégration sont constantes. Notons toutefois que pour une intégrale verticale portant sur toute la colonne d'atmosphère, $\Delta VF = 0$ sera généralement vérifiée car la vitesse verticale s'annule à la fois à la surface et au sommet de l'atmosphère.

Notons également que si $\Delta VF = 0$, alors $HA + VA = HA + HD$. Zangvil *et al.* 2001 définissent ainsi la divergence des flux d'humidité par $MFD = HA + VA =$

$HA + HD$. Cette définition est cohérente avec la notre sous l'hypothèse que les bornes d'intégration sont constantes. Dans le cas contraire, on peut définir :

$$\begin{aligned}
 HMFD &= \int_{P_t}^{P_s} \nabla_h \cdot (q \mathbf{V}) \frac{dp}{g} \\
 &= \int_{P_t}^{P_s} \mathbf{V} \nabla_h q \frac{dp}{g} + \int_{P_t}^{P_s} q \nabla_h \cdot \mathbf{V} \\
 &= HA + HD \\
 &= HA + VA - \Delta VF
 \end{aligned} \tag{B.33}$$

Bibliographie

- [Agusti-Panareda *et al.* 2009a] A. Agusti-Panareda, G. Balsamo et A. Beljaars. *Impact of improved soil moisture on the ECMWF precipitation forecast in West Africa*. Geophys. Res. Lett, vol. submitted, 2009.
- [Agusti-Panareda *et al.* 2009b] A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, M. Ahlgrim, G. Balsamo, O. Bock, R. Forbes, Anna Ghelli, F. Guichard, M. Köhler, R. Meynadier et J.-J. Morcrette. *The ECMWF reanalysis for the AMMA observational campaign*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. submitted, 2009.
- [Agusti-Panareda *et al.* 2009c] A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, C. Cardinali, I. Genkova et C. Thorncroft. *Impact of assimilating amma soundings on ecmwf analyses and forecasts*. Wea. Forecasting, vol. in press, 2009.
- [Agusti-Panareda *et al.* 2009d] A. Agusti-Panareda, D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, J.P. Lafore, A.G. Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.B. Ngamini, D. Parker, J.L. Redelsperger et A. Tompkins. *Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 135, pages 595–617, 2009.
- [Ali & Lebel 2009] A. Ali et T. Lebel. *The Sahelian standardized rainfall index revisited*. Int. J. of Climatology, vol. 29, pages 1705–1714, 2009.
- [Balsamo *et al.* 2009] G. Balsamo, P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirschi, A.K. Betts et K. Scipal. *A Revised Hydrology for the ECMWF Model : Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System*. J. Hydrometeor., vol. 10, pages 623–643, 2009.
- [Barnes & Sieckman 1984] G. M. Barnes et K. Sieckman. *The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines*. Mon. Wea. Rev., vol. 112(9), pages 1782–1794, 1984.
- [Bechtold *et al.* 2008] P. Bechtold, M. Köhler, T. Jung, F. Doblas-Reyes, M. Leutbecher, M.J. Rodwell, F. Vitart et G. Balsamo. *A Revised Hydrology for the ECMWF Model : Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 134, pages 1337–1351, 2008.
- [Berges *et al.* 2009] J.-C Berges, I. Jobard, F. Chopin et R. Roca. *EPSAT-SG : a satellite method for precipitation estimation ; its concepts and implementation for the AMMA experiment*. Ann. Geophysicae, vol. submitted., 2009.
- [Besson 2009] L. Besson. *Processus physiques responsables de l'établissement et de la variabilité de la mousson africaine*. Manuscrit de Thèse, 2009.

- [Betts *et al.* 1999] A.K. Betts, J.H. Ball et P. Viterbo. *Basin-scale surface water and energy budgets for the Mississippi from the ECMWF reanalysis*. J. Geophys. Res., vol. 104, pages 19293–19306, 1999.
- [Bevis *et al.* 1992] M. Bevis, S. Businger, T. Herring, C. Rocken, R. Anthes et R. Ware. *GPS Meteorology : Remote sensing of atmospheric water vapor using the Global Positioning System*. J. Geophys. Res., vol. 97, pages 15,787–15,801, 1992.
- [Bevis *et al.* 1994] M. Bevis, S. Businger, S. Chiswell, T. A. Herring, R. Anthes, C. Rocken et R. Ware. *GPS Meteorology : Mapping zenith wet delay onto precipitable water*. J. Appl. Meteorol., vol. 33, pages 379–386, 1994.
- [Bielli & Roca 2009] S. Bielli et R. Roca. *Scale decomposition of atmospheric water budget over West Africa during the monsoon 2006 from NCEP/GFS analyses*. Clim. Dyn., vol. doi :10.1007/s00382-009-0597-5., 2009.
- [Bock & Nuret 2009] O. Bock et M. Nuret. *Verification of NWP Model Analyses and Radiosonde Humidity Data with GPS Precipitable Water Vapor Estimates during AMMA*. Weather and Forecasting, vol. 24, pages 1085–1101, 2009.
- [Bock *et al.* 2007a] O. Bock, M.N. Bouin, A. Walpersdorf, J.P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard et A. Agusti-Panareda. *Comparison of ground-based GPS precipitable water vapour to independant observations and NWP model reanalyses over Africa*. Q.J.R. Meteorol. Soc., vol. 133, pages 2011–2027, 2007.
- [Bock *et al.* 2007b] O. Bock, F. Guichard, S. Janicot, J. P. Lafore, M.-N. Bouin et B. Sultan. *Multiscale analysis of precipitable water vapor over Africa from GPS data and ECMWF analyses*. Geophys. Res. Lett., vol. 34, doi : 10.1029/2006GL028039, 2007.
- [Bock *et al.* 2008] O. Bock, M.N. Bouin, E. Doerflinger, P. Collard, F. Masson, R. Meynadier, S. Nahmani, M. Koité, K. Gaptia Lawan Balawan, F. Didé, D. Ouedraogo, S. Pokperlaar, J.B. Ngamini, J.P. Lafore, S. Janicot, F. Guichard et M. Nuret. *The West African Monsoon observed with ground-based GPS receivers during AMMA*. J. Geophys. Res., vol. 113, no. D21105, 2008.
- [Boone *et al.* 2009a] A. Boone, P. de Rosnay, G. Basalmo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoin, M. Grippa, F. Guichard, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasoнова, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottlé, I. Poccard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor et Y. Xue. *The AMMA Land Surface Model Intercomparison Project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. DOI : 10.1175/2009BAMS2786, 2009.
- [Boone *et al.* 2009b] A. Boone, I. Poccard-Leclercq, Y. Xue, J. Feng et P. de Rosnay. *Evaluation of the WAMME model surface fluxes using results from*

- the AMMA land-surface model intercomparison project.* Clim. Dynamics, vol. doi : 10.1007/s00382-009-0653-1, 2009.
- [Brubaker *et al.* 1993] K. L. Brubaker, D. Entekhabi et P. S. Eagleson. *Estimation of continental precipitation recycling.* J. Climate, vol. 6, pages 1077–1089, 1993.
- [Cadet & Houston 1984] D. L. Cadet et S.H. Houston. *Precipitable water over Africa and the Eastern/Central Atlantic ocean during the 1979 summer.* J. of the Meteorol. Soc. of Jap., vol. 62(5), pages 761–774, 1984.
- [Cadet & Nnoli 1987] D. L. Cadet et O. Nnoli. *Water vapor transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979.* Q.J.R. Meteorol. Soc., vol. 113, pages 581–602, 1987.
- [Caniaux *et al.* 1994] G. Caniaux, J.-L. Redelsperger et J.-P. Lafore. *A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line.* J. Atmos. Sci., vol. 51, pages 2046–2074., 1994.
- [Charney 1975] J. Charney. *Dynamics of deserts and droughts in the Sahel.* J. Atmos. Sci., vol. 101, pages 193–202, 1975.
- [Cook 1999] K.H. Cook. *Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation.* J. Climate, vol. 12, pages 1165–1184, 1999.
- [Couvreur *et al.* 2009] F. Couvreur, F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore et J.-L. Redelsperger. *Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset?* Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. DOI 10.1002/qj.473., 2009.
- [D’Amato & Lebel 1998] N. D’Amato et T. Lebel. *On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability.* Int. J. Climatol., vol. 18, pages 955–974, 1998.
- [Davis *et al.* 1985] J. L. Davis, T. H. Herring, I. I. Shapiro, A. E. E. Rogers et G. Elgered. *Geodesy by radio interferometry : Effects of atmospheric modeling errors on estimation of baseline length.* Radio Sci., vol. 20, pages 1593–1607, 1985.
- [Dhonneur 1981] G. Dhonneur. *Traité de météorologie tropicale.* Météo-France, 1981.
- [Diedhiou *et al.* 1999] A. Diedhiou, S. Janicot, A. Viltard, P. De Felice et H. Laurent. *Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic : results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses.* Clim. Dynamics, vol. 15, pages 795–822, 1999.

- [Diongue *et al.* 2002] A. Diongue, J. P. Lafore, J. L. Redelsperger et R. Roca. *Numerical study of a Sahelian synoptic weather system : Initiation and mature stages of convection and its interactions with the large-scale dynamics*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 128, pages 1899–1927, 2002.
- [Dirmeyer *et al.* 2006] P. A. Dirmeyer, R. D. Koster et Z. Guo. *Do global models properly represent the feedback between land and atmosphere ?* Journal of Hydrometeorology, vol. 7, pages 1177–1198, 2006.
- [Doerflinger 2001] E. Doerflinger. *Les applications météorologiques du système de positionnement satellitaire GPS*. La météorologie, vol. 34, pages 21–37, 2001.
- [Douville *et al.* 2001] H. Douville, F. Chauvin et H. Broqua. *Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part I : Mean Monsoon and Daily Precipitation*. J. Climate, vol. 14, pages 2381–2403, 2001.
- [Drusch & Viterbo 2006] M. Drusch et P. Viterbo. *Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System : a study on the impact on the forecast quality and analyzed soil moisture*. Mon. Wea. Rev., vol. 135,doi : 10.1175/MWR3309.1, 2006.
- [Druyan & Koster 1989] L. M. Druyan et R. J. Koster. *Sources of Sahel precipitation for simulated drought and rainy seasons*. J. Climate, vol. 2, pages 1438–1446, 1989.
- [Eltahir & Gong 1996] E. Eltahir et C. Gong. *Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa*. J. Climate, vol. 9, pages 1030–1042, 1996.
- [Faccani *et al.* 2009] C. Faccani, F. Rabier, N. Fourrié, A. Agusti-Panareda, F. Karbou, P. Moll, J.-P. Lafore, M. Nuret, F. Hdidou et O. Bock. *The impact of the AMMA radiosonde data on the French global assimilation and forecast system*. Weather and Forecasting, vol. DOI : 10.1175/2009WAF2222237.1, 2009.
- [Fink & Reiner 2003] A. H. Fink et A. Reiner. *Spatio-temporal Variability of the Relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999*. J. Geophys Res., vol. 108(D11),doi :10.1029/2002JD002816, 2003.
- [Fontaine & Janicot 1992] B. Fontaine et S. Janicot. *Wind-field coherence and its variations over West Africa*. J. Climate, vol. 5, pages 512–524, 1992.
- [Fontaine *et al.* 1995] B. Fontaine, S. Janicot et V. Moron. *Rainfall Anomaly Patterns and Wind Field Signals over West Africa in August (1958-1989)*. J. Climate, vol. 8, 1995.

- [Fontaine *et al.* 2002] B. Fontaine, N. Philippon, S. Trzaska et P. Roucou. *Spring to summer changes in the west african monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968-1998)*. J. Geophys. Res., vol. 107, DOI 10.1029/2001JD000834, 2002.
- [Fontaine *et al.* 2003] B. Fontaine, P. Roucou et S. Trzaska. *Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon : mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis*. Geophys. Res. Letters, vol. 30, pages 101029–101032, 2003.
- [Geiger *et al.* 2008] B. Geiger, C. Meurey, D. Lajas, L. Franchistéguy, D. Carrer et J.-L. Roujean. *Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations*. Meteor. Applications, vol. 15, pages 411–420, 2008.
- [Giannini *et al.* 2003] A. Giannini, R. Saravanan et P. Chang. *Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales*. Science, vol. 302, pages 1027–1030, 2003.
- [Gong & Eltahir 1996] C. Gong et E. A. B. Eltahir. *Sources of moisture for rainfall in West Africa*. Water Resources Research, vol. 32(10), pages 3115–3121, 1996.
- [Goutorbe *et al.* 1994] J.P. Goutorbe, T. Lebel, A. Tinga et et al. *Large-Scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics*. Annales Geophysicae, vol. 12, pages 53–64, 1994.
- [Grippa *et al.* 2009] M. Grippa, L. Kergoat, F. Frappart, Q. Araud, A. Boone, P. de Rosnay, J.-M. Lemoine, S. Gascoin, G. Balsamo, C. Ottlé, B. Decharme et S. Saux-Picart. *Land water storage changes over West Africa estimated by GRACE and land surface models*. Water Resources Research, vol. Submitted, 2009.
- [Grist & Nicholson 2001] J. P. Grist et S. E. Nicholson. *A study of the dynamics factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel*. J. Climate, vol. 14, pages 1337–1359, 2001.
- [Guichard *et al.* 1997] F. Guichard, J.-L. Lafore et J.L. Redelsperger. *Thermodynamical impact and internal structure of a tropical convective cloud system*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 123, pages 2297–2324, 1997.
- [Guichard *et al.* 2009] F. Guichard, L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux et F. Lavenue. *Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma : seasonal and diurnal cycles*. Journal of Hydrology, vol. doi :10.1016/j.jhydrol.2008.09.007, 2009.
- [Guichard *et al.* 2010] F. Guichard, C. peugeot, O. Bock, J.L. Redelsperger, X. Cui, M. Garvet, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, F. Fierli, M.A. Gaertner,

- S. Jones, J.-L. Lafore, A. Morse, M. Nuret, A. Boone, G. Balsamo, P. de Rosnay, B. Decharme et P. Harris and J. C. Bergès. *An intercomparison of simulated rainfall and evapotranspiration associated with a mesoscale convective system over West Africa*. Weather and Forecasting, vol. 25, pages 37–60, 2010.
- [Higgins *et al.* 1996] R. W. Higgins, K. C. Mo et S. D. Schubert. *The moisture budget of the central United States in spring as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalyses*. Mon. Wea. Rev., vol. 124, pages 939–963, 1996.
- [Hourdin & co authors 2010] F. Hourdin et co authors. *AMMA-Model Intercomparison Project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 91, pages 95–104, 2010.
- [Houze & Betts 1981] R. A. Houze et A.K. Betts. *Convection in GATE*. Reviews of Geophysics, vol. 19, pages 541–576, 1981.
- [Huffman & co authors 2001] G.J. Huffman et co authors. *Precipitation at One-Degree Daily Resolution from Multisatellite Observations*. J. Hydrometeor., vol. 2, pages 36–50, 2001.
- [Huffman & co authors 2007] G.J. Huffman et co authors. *The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales*. J. Hydrometeor., vol. 8, pages 38–55, 2007.
- [Janicot *et al.* 1998] S. Janicot, A. Harzallah, B. Fontaine et V. Moron. *West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-1988)*. J. Climate, vol. 11, pages 1874–1882, 1998.
- [Janicot *et al.* 2009a] S. Janicot, A. Ali, N. Asencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, J.-L. Redelsperger, R. Roca, P. de Rosnay, B. Sultan, C. Thorncroft, M. Tomasini et ACMAD forecasters team. *Large-scale overview of the summer monsoon over West and Central Africa during AMMA field experiment in 2006*. Ann. Geophys., vol. 26, pages 2569–2595, 2009.
- [Janicot *et al.* 2009b] S. Janicot, F. Mounier, S. Gervois, B. Sultan et G. Kiladis. *The dynamics of the West African monsoon. Part V : The role of convectively coupled equatorial Rossby waves*. J. Climate, vol. in revision, 2009.
- [Janicot *et al.* 2009c] S. Janicot, F. Mounier, N. Hall, S. Leroux, B. Sultan et G. Kiladis. *The West African monsoon dynamics. Part IV : Analysis of 25-90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon*. J. Climate, vol. 22, pages 1541–1565, 2009.

- [Janicot 1992a] S. Janicot. *Spatio-temporal variability of West African rainfall. Part I : regionalizations and typings*. J. Climate, vol. 5, pages 489–497, 1992.
- [Janicot 1992b] S. Janicot. *Spatio-temporal variability of West African rainfall. Part II : associated surface and air mass characteristics*. J. Climate, vol. 5, pages 499–511, 1992.
- [Kalnay *et al.* 1996] E. Kalnay, M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu Y, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne et D. Joseph. *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 77, pages 437–471, 1996.
- [Kanamitsu & Saha 1996] M. Kanamitsu et S. Saha. *Systematic tendency error in budget calculations*. Mon. Wea. Rev., vol. 124, pages 1145–1160, 1996.
- [Kanamitsu *et al.* 2002] M. Kanamitsu, W. Ebisuzaki, J. Woolen, J. Potter et M. Fiorino. *NCEP/DOE AMIP II Reanalysis (R-2)*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 83, pages 1631–1643, 2002.
- [Karbou *et al.* 2009] F. Karbou, F. Rabier, J-P. Lafore, J-L. Redelsperger et O. Bock. *Global 4D-Var assimilation and forecast experiments using land surface emissivities from AMSU-A and AMSU-B. Part-II : Impact of adding surface channels on the African Monsoon during AMMA*. Weather and Forecasting, vol. DOI : 10.1175/2009WAF2222244.1, pages 1145–1160, 2009.
- [Kidson 1977] J. W. Kidson. *African rainfall and its relation to the upper air circulation*. Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 103, pages 441–456, 1977.
- [King & Bock 2005] R. W. King et Y. Bock. *Documentation for GAMIT GPS analysis software*. Mass. Inst. of Technol., Cambridge, vol. 10.2, 2005.
- [Knippertz & Martin 2005] P. Knippertz et J. E. Martin. *Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 131, pages 2337–2365, 2005.
- [Koster *et al.* 2004] R. D. Koster, P. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox et al. *Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation*. Science, vol. 305, pages 1138–1140, 2004.
- [Lafore & Moncrieff 1989] J.-P. Lafore et M. W. Moncrieff. *A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines*. J. Atmos. Sci., vol. 46, pages 521–544, 1989.
- [Laing & Fritsch 1993] A.G. Laing et J.M. Fritsch. *Mesoscale Convective Complexes in Africa*. Mon. Wea. Rev., vol. 121, pages 2254–2263, 1993.

- [Lamb 1978] P.J. Lamb. *Large scale tropical atlantic surface circulation patterns associated with sub-saharan weather anomalies*. Tellus, vol. 30, pages 240–251, 1978.
- [Lamb 1983] P.J. Lamb. *West African water vapor variations between recent contrasting sub-Saharan rainy seasons*. Tellus, vol. 35A, pages 198–212, 1983.
- [LeBarbé & Lebel 1997] L. LeBarbé et T. Lebel. *Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990*. J. Hydrol., vol. 188-189, pages 43–73, 1997.
- [LeBarbé et al. 2002] L. LeBarbé, T. Lebel et D. Tapsoba. *Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90*. J. Climate, vol. 15, pages 187–202, 2002.
- [Lebel & Ali 2009] T. Lebel et A. Ali. *Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007)*. J. Hydrol., vol. 375(1–2), pages 52–64, 2009.
- [Lebel & Vischel 2004] T. Lebel et T. Vischel. *Climat et cycle de l’eau en zone tropicale : un problème d’échelle*. C. R. Geoscience, vol. 337, 2004.
- [Lebel et al. 1997] T. Lebel, J.D. Taupin et N. D’Amato. *Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology*. J. Hydrol., vol. 188-189, pages 74–96, 1997.
- [Lebel et al. 2003] T. Lebel, A. Diedhiou et Laurent. *Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales*. Journal of Geophysical Research, vol. 108, page 8389, 2003.
- [Lebel et al. 2009] T. Lebel, D. J. Parker, C. Flamant, B. Bourlès, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Diedhiou, J. M. Haywood, J. B. Ngamini, J. Polcher, J.-L. Redelsperger et C. D. Thorncroft. *The AMMA field campaigns : multiscale and multidisciplinary observations in the West African region*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. Published Online : 1 Oct 2009, 2009.
- [Lettau 1969] H. H. Lettau. *Evapotranspiration climatology. I. A new approach to numerical prediction of monthly evapotranspiration, runoff and soil moisture storage*. Mon. Wea. Re., vol. 97, pages 691–699, 1969.
- [Long et al. 2000] M. Long, D. Entekhabi et S. E. Nicholson. *Interannual variability in rainfall, water vapor flux and vertical motion over West Africa*. J. Climate, vol. 13, pages 3827–3841, 2000.
- [Lothon et al. 2008] M. Lothon, F. Lohou F. Saïd and et B. Campistron. *Diurnal cycle of the low troposphere of West Africa and impact on the transport of water vapour*. Mon. Wea. Rev., vol. 136, pages 3477–3500, 2008.

- [Lotsch *et al.* 2003] A. Lotsch, M.A. Friedl, B.T. Anderson et C.J. Tucker. *Coupled vegetation-precipitation variability observed from satellite and climate records*. Geophys. Res. Letters, vol. 30, 2003.
- [Love *et al.* 2004] T. B. Love, V. Kumar, P. Xie et W. Thiaw. *A 20-year daily Africa precipitation climatology using satellite and gauge data*. In Proceedings of the 84th AMS Annual Meeting, vol. Conference on Applied Climatology, Seattle, WA – (CD-ROM), 2004.
- [Maddox 1980] R. Maddox. *Mesoscale convective complexes*. Bull. Amer. Met. Soc., vol. 61, pages 1374–1387, 1980.
- [Mapes & Houze 1993] B. Mapes et R. Houze. *Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool*. Mon. Wea. Rev., vol. 121, pages 1398–1415, 1993.
- [Masson *et al.* 2003] V. Masson, J-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet et R. Lacaze. *A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models*. J. Climate, vol. 16, pages 1261–1282, 2003.
- [Mathon *et al.* 2002] V. Mathon, H. Laurent et T. Lebel. *Mesoscale convective systems rainfall in the Sahel*. J. Applied Meteor., vol. 41, pages 1081–1092, 2002.
- [Matthews 2004] A. Matthews. *Intraseasonal Variability over Tropical Africa during Northern Summer*. J. Climate, vol. 17, pages 2428–2440, 2004.
- [Maurer *et al.* 2001] E. P. Maurer, G. M. O'Donnell, D. P. Lettenmaier et J. O. Roads. *Evaluation of the land surface water budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE AMIP II reanalyses using an off-line hydrologic model*. J. Geophys. Res., vol. 106 (D16), pages 17 841–17 862, 2001.
- [Mo & R.W. 1996] K. C. Mo et Higgins R.W. *Large-scale atmospheric moisture transport as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalyses*. J. Climate, vol. 9, pages 1531–1545, 1996.
- [Mounier *et al.* 2007] F. Mounier, G. N. Kiladis et S. Janicot. *Analysis of the dominant mode of convectively coupled kelvin waves in the west African monsoon*. J. Climate, vol. 20, pages 1487–1503, 2007.
- [Mounier *et al.* 2008] F. Mounier, S. Janicot et G. N. Kiladis. *The West African monsoon dynamics. Part III : The quasi-biweekly zonal dipole*. J. Climate, vol. 21, pages 1911–1928, 2008.
- [Nicholson *et al.* 1990] S. E. Nicholson, M.L. Davenport et A.R. Malo. *A comparison of the vegetation response to rainfall in the Sahel and East Africa, using normalized difference vegetation index from NOAA AVHRR*. Climatic Change, vol. 17, pages 209–241, 1990.

- [Nicholson *et al.* 1997] S. E. Nicholson, J. Kim, M.B. Ba et A.R. Lare. *The Mean Surface Water Balance over Africa and Its Interannual Variability*. J. Climate, vol. 10, pages 2981–3002, 1997.
- [Nicholson *et al.* 2003] S. E. Nicholson, B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B.M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J.N. Noukpozounkou, M.M. Tanu, A. Thiam, A.A. Toure et A.K. Traore. *Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II : Validation of TRMM Rainfall Products*. J. Appl. Meteor., vol. 42, pages 1355–1368, 2003.
- [Nicholson 1980] S. E. Nicholson. *The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa*. Mon. Wea. Rev., vol. 108, pages 473–487, 1980.
- [Nicholson 2009a] S. E. Nicholson. *On the factors modulating the intensity of the tropical rainbelt of West Africa*. Int. J. Climatol., vol. 29, pages 673–689, 2009.
- [Nicholson 2009b] S. E. Nicholson. *A revised picture of the structure of the monsoon and land ITCZ over West Africa*. Climate Dynamics, vol. 32, pages 1155–1171, 2009.
- [Nieto *et al.* 2006] R. Nieto, L. Gimeno et R. M. Trigo. *A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture*. Geophys. Res. Letters, vol. 33, pages L18707.1–L18707.6, 2006.
- [Noilhan & Planton 1989] J. Noilhan et S. Planton. *Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models*. Mon. Wea. Rev., vol. 117, pages 536–549, 1989.
- [Nuret *et al.* 2007] M. Nuret, J.-P. Lafore, N. Ascencio, H. Benichou, O. Bock, F. Favot, T. Montmerle et Y. Seity. *Evaluation of Meteo-France numerical weather prediction models during AMMA 2006-SOP*. AMMA-Deliverable, 2007.
- [Nuret *et al.* 2008] M. Nuret, J.-P. Lafore, O. Bock, F. Guichard, A. Agusti-Panareda, J.-B. N’Gamini et J.-L. Redelsperger. *Correction of humidity bias for Vaisala RS80 sondes during AMMA 2006 Observing Period*. J. Atmos. Ocean.Tech., vol. doi : 10.1175/2008JTECHA1103.1, 2008.
- [Oort 1983] A.H. Oort. *Global atmospheric circulation statistics*. NOAA professional paper No. 14, vol. U.S. Government Printing Office, Washington, DC., pages 1958–1973, 1983.
- [Parker *et al.* 2005] D.J. Parker, R.R. Burton, A. Diongue-Niang, R.J. Ellis, M. Felton, C.M. Taylor, C.D. Thorncroft, P. Bessemoulin et A.M. Tompkins. *The diurnal cycle of the West African monsoon circulation*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 131, pages 2839–2860, 2005.

- [Parker *et al.* 2008] D.J. Parker, A. Fink, S. Janicot, J.B. Ngamini JB, M. Douglas, E. Afiesimama E, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars A, F. Dide, A. Diedhiou, T. Lebel, J. Polcher et J.-L. Redelsperger. *The AMMA Radiosonde Program and its implications for the future of atmospheric monitoring over West Africa*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 89, pages 1015–1027, 2008.
- [Peixoto & Oort 1983] J.P. Peixoto et A.H. Oort. The atmospheric branch of the hydrological cycle and climate, volume 5-65. Eds. Reide, 1983.
- [Peyrille & Lafore 2007] P. Peyrille et J.-P. Lafore. *An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon, Part II : Role of Large Scale Forcings and Characterization of the Diurnal Cycle*. J. Atmos. Sci., vol. 64, pages 2783–2803, 2007.
- [Peyrille *et al.* 2007] P. Peyrille, J.-P. Lafore et J-L Redelsperger. *An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I : Validation and Key Controlling*. J. Atmos. Sci., vol. 64, pages 2765–2782, 2007.
- [Peyrille 2006] P. Peyrille. *Etude idéalisée de la mousson Ouest-Africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel*. Manuscrit de Thèse, 2006.
- [Philippon & Fontaine 2002] N. Philippon et B. Fontaine. *The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy season : A monsoon regulation by soil wetness ?* Ann. Geophys., vol. 20(4), pages 575–582, 2002.
- [Polcher 1995] J. Polcher. *Sensitivity of tropical convection to land surface processes*. J. Atmos. Sci., vol. 52, pages 3143–3161, 1995.
- [Rasmusson & Mo 1996] E. M. Rasmusson et K. C. Mo. *Large-Scale Atmospheric Moisture Cycling As Evaluated from NMC Global Analysis and Forecast Products*. J. Climate, vol. 9, pages 3276–3297, 1996.
- [Rasmusson 1968] E. M. Rasmusson. *Atmospheric water vapor transport and the water balance of north America. Part II : Large-scale water balance investigations*. Mon. Wea. Rev., vol. 96, pages 720–734, 1968.
- [Redelsperger *et al.* 2002] J.-L. Redelsperger, A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy et J.-P. Lafore. *Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 128, pages 1229–1257, 2002.
- [Redelsperger *et al.* 2006] J.-L. Redelsperger, C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D.J. Parker et J. Polche. *African Monsoon Multidisciplinary Analysis*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 87(12), pages 1739–1746, 2006.
- [Reed *et al.* 1977] R. J. Reed, D. C. Norquist et E. E. Recker. *The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE*. Mon. Wea. Rev., vol. 105, pages 317–333, 1977.

- [Roads & Betts 2000] J. Roads et A. K. Betts. *NCEP-NCAR and ECMWF reanalysis surface water and energy budgets for the Mississippi river basin*. J. Hydrometeor., vol. 1, pages 88–94, 2000.
- [Roads *et al.* 1999] J. Roads, S.-C. Chen, M. Kanamitsu et H. Juang. *Surface water characteristics in NCEP global spectral model and reanalysis*. J. Geophys. Res, vol. 104, pages 19307–19327, 1999.
- [Roads *et al.* 2002] J. Roads, M. Kanamitsu et R. Stewart. *CSE Water and Energy Budgets in the NCEP-DOE Reanalysis II*. J. Hydrometeor., vol. 3, pages 227–248, 2002.
- [Roads 2003] J. Roads. *The NCEP-NCAR, NCEP-DOE, and TRMM tropical atmosphere hydrologic cycles*. J. Hydrometeor., vol. 4, pages 826–840, 2003.
- [Roca *et al.* 2009] R. Roca, P. Chambon and I. Jobard, P.E. Kirstetter, M. Gosset et J.-C. Bergès. *Comparing satellite and surface rainfall products over West Africa at meteorological relevant scales during the AMMA campaign using error estimates*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. Submitted, 2009.
- [Ross & Rosenfeld 1997] R. J. Ross et S. Rosenfeld. *Estimating mean weighted temperature of the atmosphere for Global Positioning System applications*. J. Geophys. Res., vol. 102, pages 21,719–21,730, 1997.
- [Rowell *et al.* 1995] D.P. Rowell, C. K. Folland, K. Maskell et M. N. Ward. *Variability of summer rainfall over tropical North Africa (1906–92) : Observations and modeling*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 121, pages 669–704, 1995.
- [Rowell 2003] D.P. Rowell. *The impacts of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season*. J. Climate, vol. 16, pages 849–862, 2003.
- [Ruane & Roads 2008] A. C. Ruane et J. Roads. *Dominant balances and exchanges of the atmospheric water cycle in the Reanalysis 2 at diurnal, annual, intra-seasonal time scales*. J. Climate, vol. 21(16), pages 3951–3965, 2008.
- [Ruprecht & Kahl 2003] E. Ruprecht et T. Kahl. *Investigation of the atmospheric water budget of the BALTEX area using NCEP/NCAR reanalysis data*. Tellus, vol. 55, pages 426–437, 2003.
- [Saastamoinen 1972] J. Saastamoinen. *Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites*. The Use of Artificial Satellites for Geodesy, pages 247–251, 1972.
- [Samain *et al.* 2008] O. Samain, L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk et F. Lavenu. *Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel*. J. Geophys. Res, vol. 113,doi :10.1029/2007JD009174, 2008.

- [Saux-Picart *et al.* 2009] S. Saux-Picart, C. Ottlé, B. Decharme, C. André, M. Zribi, A. Perrier, B. Coudert, N. Boulain, B. Cappelaere, L. Descroix et D. Ramier. *Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data*. Journal of Hydrology, vol. 375, pages 287–295, 2009.
- [Savenije 1995] Hubert H.G. Savenije. *New definitions for moisture recycling and the relationship with land-use changes in the Sahel*. J. of Hydrology, vol. 167, pages 57–78, 1995.
- [Shea 1986] D.J. Shea. *1950-1979 surface air temperature, precipitation, sea-level pressure, and sea-surface temperature (45 S-90 N)*. National Center for Atmospheric Research, vol. TN-269+STR, 1986.
- [Shinoda 1995] M. Shinoda. *Seasonal phase lag between rainfall and vegetation activity in tropical Africa as revealed by NOAA satellite data*. Japanese progress in climatology, vol. 15, pages 639–656, 1995.
- [Simmons *et al.* 2007] A. Simmons, S. Uppala, D. Dee et S. Kobayashi. *ERA-Interim : New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards*. ECMWF Newsletter, vol. 110, 2007.
- [Slingo *et al.* 2009] A. Slingo, H.E. White, N.A. Bharmal et G. J. Robinson. *Review of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger : 2. Radiative fluxes and divergences*. J. Geophys. Res., vol. 114, doi:10.1029/2008JD010497, pages 639–656, 2009.
- [Sommeria & Testud 1984] G. Sommeria et J. Testud. *COPT 81 : A Field Experiment Designed for the Study of Dynamics and Electrical Activity of Deep Convection in Continental Tropical Regions*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 65, pages 4–10, 1984.
- [Sultan & Janicot 2000] B. Sultan et S. Janicot. *Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intraseasonal variability*. Geophys. Res. Lett., vol. 27, pages 3353–3356, 2000.
- [Sultan & Janicot 2003] B. Sultan et S. Janicot. *The West African monsoon dynamics. Part II : The "Preonset" and "Onset" of the summer monsoon*. J. Climate, vol. 16, pages 3407–3427, 2003.
- [Sultan *et al.* 2003] B. Sultan, S. Janicot et A. Diedhiou. *The West African monsoon dynamics. Part I : Documentation of intraseasonal variability*. J. Climate, vol. 16, pages 3389–3406, 2003.
- [Taylor & Lebel 1998] C.M. Taylor et T. Lebel. *Observational Evidence of Persistent Convective-Scale Rainfall Patterns*. Mon. Wea. Rev., vol. 126, pages 1597–1607, 1998.

- [Taylor 2008] C.M. Taylor. *Intraseasonal Land-Atmosphere coupling in the west african monsoon*. J. Climate, vol. 21, pages 6636–6648, 2008.
- [Thorncroft *et al.* 2000] C. D. Thorncroft, D. J. Parker, R. R. Burton, M. Diop, J. H. Ayers, H. Barjat, S. Devereau, A. Diongue, R. Dumelow, D. R. Kindred, N. M. Price, M. Saloum, C. M. Taylor et A. M. Tompkins. *The JET2000 Project : Aircraft Observations of the African Easterly Jet and African Easterly Waves*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 84, pages 337–351, 2000.
- [Timouk *et al.* 2009] F. Timouk, L. Kergoat, E. Mougin, C.R. Lloyd, E. Ceschia, J.-M. Cohard, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez et C.M. Taylor. *Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape*. Journal of hydrology, vol. 375, pages 178–189, 2009.
- [Tomasini *et al.* 2006] M. Tomasini, J. P. Lafore, C. Piriou, R. Roca, K. Ramage, H. Laurent, C. Morel et S. Senesi. *Atlas on a climatology of West African Mesoscale Convective Systems*. AMMA EU projet Deliverable, vol. Du2.1.3.a, 2006.
- [Tompkins *et al.* 2005] A. M. Tompkins, A. Diongue, D. J. Parker et C. D. Thorncroft. *The African easterly jet in the ECMWF Integrated Forecast System : 4D-Var analysis*. Q. J. R. Meteorol. Soc., vol. 131, pages 2861–2885, 2005.
- [Trenberth & Guillemot 1995] K. E. Trenberth et C. J. Guillemot. *Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses*. J. Climate, vol. 8, pages 2255–2272, 1995.
- [Trenberth & Guillemot 1998] K. E. Trenberth et C. J. Guillemot. *Evaluation of the atmospheric moisture and hydrologic cycle in the NCEP/NCAR reanalyses*. Clim. Dyn., vol. 14, pages 213–231, 1998.
- [Trenberth & Smith 2009] K. E. Trenberth et L. Smith. *The three dimensional structure of the atmospheric energy budget : methodology and evaluation*. Clim. Dyn., vol. 32, pages 1065–1079, 2009.
- [Trenberth 1991] K. E. Trenberth. *Climate diagnostics from global analyses : conservation of mass in ECMWF analyses*. J. Climate, vol. 4, pages 707–722, 1991.
- [Trenberth 1999] K. E. Trenberth. *Atmospheric moisture recycling : role of advection and local evaporation*. J. Climate, vol. 12, pages 1368–1381, 1999.
- [Vizy & Cook 2001] E.K. Vizy et K.H. Cook. *Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall*. J. Climate, vol. 14, pages 795–821, 2001.
- [Vizy & Cook 2009] E.K. Vizy et K.H. Cook. *A mechanism for african monsoon breaks : Mediterranean cold air surges*. J. of Geophys. Res., vol. 114, doi :10.1029/2008JD010654, 2009.

- [W. 1997] Ebisuzaki W. *A Method to Estimate the Statistical Significance of a Correlation when the Data are Serially Correlated*. J. Climate, vol. 10, pages 2147–2153, 1997.
- [Willmott *et al.* 1985] C.J. Willmott, C.M. Rowe et Y. Mintz. *Climatology of the terrestrial seasonal water cycle*. International Journal of Climatology, vol. 5, pages 589–606, 1985.
- [Yanai *et al.* 1973] M. Yanai, S. Esbensen et J. H. Chu. *Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets*. J. Atmos. Sci., vol. 30, pages 611–627, 1973.
- [Yang & Slingo 2001] G.-Y. Yang et J. Slingo. *The diurnal cycle in the tropics*. Mon. Wea. Rev., vol. 129, pages 784–801, 2001.
- [Zangvil *et al.* 2001] A. Zangvil, D. H. Portis et P. J. Lamb. *Investigation of the large-scale atmospheric moisture field over the midwestern united states in relation to summer precipitation. Part I : Relationships between moisture budget components on different timescales*. J. Climate, vol. 14, pages 582–596, 2001.
- [Zeng *et al.* 1999] N. Zeng, J. Neelin, K.-M. Lau et J. Compton. *Enhancement of interdecadal climate variability in the sahel by vegetation interaction*. Science, vol. 286, pages 1537–1540, 1999.
- [Zhang *et al.* 2001] M. H. Zhang, J.L. Lin, R.T. Cederwall, J.J. Yo et S.C. Xie. *Objective analysis of ARM IOP data : Method and sensitivity*. Mon. Wea. Rev., vol. 129, pages 295–311, 2001.
- [Zhang *et al.* 2006] C. Zhang, P. Woodworth et G. Gu. *Seasonal cycle in the lower troposphere over West Africa in sounding observations*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., vol. 132, pages 2559–2582, 2006.
- [Zhang *et al.* 2008] C. Zhang, D.S. Nolan, C.D. Thorncroft et H. Nguyen. *Shallow Meridional Circulations in the Tropical Atmosphere*. J. Climate, vol. 21, pages 3453–3470, 2008.